



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Diagénesis y sedimentología de carbonatos de la Formación Vaca Muerta: comparación de perfiles al sur y al norte de la faja plegada y corrida Neuquina

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Lic. Juan Pablo Catalano

Director de Tesis: Dr. Roberto A. Scasso

Co-Director de Tesis: Dr. Diego A. Kietzmann

Consejera de Estudios: Dra. Claudia Prezzi

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA)

Ciudad de Buenos Aires, 27 de marzo de 2025

CONTENIDO

Resumen.....	I
Abstract.....	II
Agradecimientos.....	III

CAPITULO 1: INTRODUCCION, IMPORTANCIA DE LA FORMACION VACA MUERTA, OBJETIVOS, ANTECEDENTES Y METODOLOGIA

1.1. Introducción.....	1
1.2. Importancia de la Formación Vaca Muerta.....	3
1.3. Objetivos.....	5
1.4. Metodología.....	6

CAPITULO 2: ANTECEDENTES Y MARCO GEOLOGICO

2.1. Ubicación de las secciones estudiadas.....	15
2.1.1. Puerta Curaco y Chacay Melehue (zona de Chos Malal).....	15
2.1.2. Los Catutos (zona de Zapala).....	16
2.2. Antecedentes Geológicos.....	16
2.2.1 Ubicación de las localidades respecto a regiones morfoestructurales.	16
2.2.2 Evolución tectónica y migración del magmatismo de arco y retroarco.	22
2.2.2.1 Evolución tectónica FPC de Chos Malal y Dorso de Los Chihuidos	22
2.2.2.2 Evolución tectónica - Sur de la Cuenca Neuquina, Los Catutos....	23
2.2.3. Paleogeografía de la Cuenca Neuquina.....	30
2.2.4. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta - Quintuco.....	31
2.2.5. Sedimentología y paleo-ambientes depositacionales de la Formación Vaca Muerta.....	33
2.2.6. Diagénesis de carbonatos en la Formación Vaca Muerta.....	39

CAPITULO 3: MODELOS DE SOTERRAMIENTO, TÉRMICOS Y DE MADUREZ

3.1. Introducción.....	49
3.2 Datos de Entrada.....	55
3.2.1 Datos Geológicos.....	56

3.2.2 Propiedades geoquímicas de la roca madre.....	68
3.2.3 Estimación del flujo calórico y gradiente geotérmico.....	71
3.2.4 Propiedades físicas.....	81
3.3. Modelos térmicos y de madurez por localidad de estudio	83
3.3.1. Chacay Melehue.....	84
3.3.2. Puerta Curaco.....	89
3.3.3. El Trapial	93
3.3.4. Los Catutos.....	97
3.4. Interpretación.....	101

CAPITULO 4: MICROTERMOMETRIA DE INCLUSIONES FLUIDAS Y PETROGRAFIA DE EPIFLUORESCENCIA

4.1. Introducción.....	103
4.2. Chacay Melehue.....	106
4.2.1 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	106
4.2.2 Petrografía de epifluorescencia.....	110
4.2.3 Interpretaciones.....	115
4.3. Puerta Curaco.....	117
4.3.1 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	117
4.3.2 Petrografía de epifluorescencia.....	123
4.3.3 Interpretación.....	127

CAPITULO 5: PETROGRAFIA - ANALISIS DE MICROFACIES

5.1. Introducción.....	129
5.2. Microfacies.....	129
5.2.1 Microfacies clásicas - mixtas.....	132
5.2.2 Microfacies carbonáticas.....	140
5.3. Síntesis interpretativa.....	163

CAPITULO 6: PETROGRAFIA - ANALISIS DIAGENETICO

6.1. Introducción.....	166
6.2. Análisis petrográfico - diagenético: Puerta Curaco.....	173
6.2.1. Análisis petrográfico - diagenético en partículas esqueletales	173

6.2.2. Análisis petrográfico - diagenético de microfacies de Puerta Curaco...	178
6.2.3. Análisis de catodoluminiscencia	193
6.2.4 Interpretación.....	195
6.3. Análisis petrográfico - diagenético: Los Catutos.....	201
6.3.1. Análisis petrográfico - diagenético en partículas esqueletales.....	201
6.3.2. Análisis petrográfico - diagenético de las microfacies de Los	
Catutos.....	211
6.3.3. Análisis de cátodoluminiscencia.....	231
6.3.4. Interpretaciones. Análisis petrográfico y de catodoluminiscencia.....	233
6.4. Análisis petrográfico - diagenético: Concreciones carbonáticas.....	241
6.4.1. Introducción.....	241
6.4.2. Concreciones carbonáticas - Puerta Curaco.....	242
6.4.2.1. Forma, dimensión y características macroscópicas.....	242
6.4.2.2. Análisis petrográfico - diagenético.....	243
6.4.2.3. Análisis de cátodoluminiscencia.....	249
6.4.2.4 Interpretaciones – Concreciones Puerta Curaco.....	253
6.4.3. Concreciones carbonáticas - Chacay Melehue.....	258
6.4.3.1. Forma, dimensión y características macroscópicas.....	258
6.4.3.2. Análisis petrográfico - diagenético.....	259
6.4.3.3. Cátodoluminiscencia	270
6.4.3.4. Interpretaciones. Análisis Petrográfico-Catodoluminiscencia..	280
6.4.4. Concreciones carbonáticas - Los Catutos.....	285
6.4.4.1. Forma, dimensión y características macroscópicas.....	285
6.4.4.2. Análisis petrográfico - diagenético.....	286
6.4.4.3. Catodoluminiscencia.....	295
6.4.4.4. Interpretaciones.....	296

CAPITULO 7: ANALISIS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB) Y MAPEO QUÍMICO DE ELEMENTOS

7.1. Introducción y metodología.....	298
7.2. Análisis MEB y mapeo químico de elementos: Microfacies carbonáticas de	
Puerta Curaco.....	300

7.2.1. Interpretaciones.....	310
7.2.2 Secuencias diagenéticas.....	368
7.3. Análisis MEB-mapeo químico. Microfacies carbonáticas de Los Catutos.....	312
7.3.1. Interpretaciones.....	329
7.4. Análisis MEB y mapeo químico - Concreciones carbonáticas.....	332
7.4.1. Microfacies de concreciones carbonáticas - Puerta Curaco.....	332
7.4.1.1. Interpretación.....	338
7.4.2. Microfacies de concreciones carbonáticas - Chacay Melehue.....	340
7.4.2.1. Interpretaciones.....	348
CAPITULO 8: GEOQUIMICA	
8.1. Isótopos Estables de C y O: Introducción.....	349
8.2. Resultados Isótopos Estables de C y O: Puerta Curaco y Chacay Melehue	353
8.2.1 Interpretación Sector Norte: Puerta Curaco y Chacay Melehue.....	355
8.3. Resultados Isótopos Estables de C y O: Los Catutos.....	362
8.3.1 Interpretación Sector Sur: Los Catutos.....	364
8.4. Análisis de Elementos afines al Calcio: Introducción.....	366
8.5. Resultados Relaciones de Elementos afines al Calcio.....	368
Sector Norte: Puerta Curaco.....	452
Sector Sur: Los Catutos.....	455
8.5.1 Interpretación. Sectores de Puerta Curaco y Los Catutos.....	376
DISCUSION.....	379
CONCLUSIONES.....	400
BIBLIOGRAFIA.....	405

DIAGÉNSIS Y SEDIMENTOLOGÍA DE CARBONATOS DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA: COMPARACIÓN DE PERFILES AL SUR Y NORTE DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA NEUQUINA

La Formación Vaca Muerta, de edad jurásica tardía-cretácica temprana (Tithoniano-Valanginiano temprano) es la roca madre de excelencia en la Cuenca Neuquina y un importante recurso para la producción de gas y petróleo no convencional de la Argentina. Estas rocas presentan usualmente un contenido considerable de carbonato. El eje central de esta tesis radica en comprender los procesos de generación y transformación de la calcita autigénica en las rocas de la Formación Vaca Muerta, comparando secciones sedimentológicas con distinto grado de diagénesis, mediante distintas metodologías de estudio. Se buscó vincular el grado de diagénesis con las diferencias texturales-petrográficas y geoquímicas de las microfacies carbonáticas y mixtas en secciones de afloramiento del Sur (Los Catutos) y del Norte de la faja plegada y corrida Neuquina (Puerta Curaco y Chacay Melehue), en un contexto geológico regional, que surge de modelos de historia de soterramiento y evolución tectónica.

Para realizar este trabajo se combinaron las siguientes metodologías y estudios: 1) construcción de modelos de soterramiento, térmicos y de madurez de la roca madre, 2) microtermometría de inclusiones fluidas y microscopía de epifluorescencia en cavidades, 3) petrografía de polarización y ensayos de catodoluminiscencia, 4) microscopía electrónica de barrido (a partir de aquí, MEB) y mapeo químico de elementos (EDS), 5) análisis de isótopos estables de C y O y correlaciones entre elementos traza afines al Ca. Los estudios geoquímicos se centraron en caracterizar el grado de diagénesis y en identificar los precursores del carbonato diagenético. A través de la combinación de los estudios detallados, se reconstruyó la secuencia de eventos diagenéticos en las microfacies carbonáticas y de matriz mixta en las diferentes localidades seleccionadas.

Los principales factores que explican la diferencia en el grado de madurez termal y diagénesis entre los perfiles de los sectores Norte y Sur de la faja plegada y corrida Neuquina, son: 1) la etapa de levantamiento y exhumación del Cretácico Temprano-Tardío resultó en menores paleo-profundidades de soterramiento de la unidad en el sector Sur durante la fase antepaís, y 2) en dicho sector el frente del arco y del retroarco no tuvieron influencia en la madurez de la roca madre durante su historia de soterramiento (Jurásico - Holoceno).

En microfacies carbonáticas de la sección de Los Catutos, los cementos de microesparita y esparita granulares, compuestos por cristales idiotípicos de color castaño, de aspecto sucio o terroso e inclusiones de micrita oscura, permitieron asignar esta calcita de origen neomórfico al campo de la mesogénesis temprana, siguiendo los criterios de Munnecke (1997), Flügel (2004) y Caron *et al.* (2009). Este tipo de calcita denominada tipo I, se formó por neomorfismo del fango carbonático primario o del cemento micrítico temprano. A su vez, durante la diagénesis por soterramiento, el neomorfismo agradacional generó calcita de textura granular, idiotípica, blanca y limpida (tipo II), de mayor tamaño que la calcita I.

Las calizas del Miembro Los Catutos contienen una mezcla de cristales de calcita primaria de origen marino, cemento micrítico de la eogénesis, calcita de la mesogénesis temprana (tipo I) y calcita de la mesogénesis tardía (tipo II), esta última subordinada a las anteriores. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos 1 ‰ (PDB), indican que las calizas conservaron la impronta isotópica de C de origen marino.

Los valores promedio de Sr en roca total de 457 ppm, la alta correlación entre Sr y Ca en las calizas del Miembro Los Catutos (factor de correlación Ca-Sr: 0.83) sugieren que, tanto la aragonita como la calcita de alto Mg (HMC), habrían sido los precursores de la calcita de bajo Mg (LMC) formada durante la diagénesis por soterramiento. Los fósiles originalmente formados por calcita de bajo Mg (LMC), como los coccolitos, sufrieron leves cambios composicionales durante el soterramiento, aunque también actuaron como precursores de la calcita diagenética.

El elevado grado de neomorfismo que experimentaron las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta en el perfil de Puerta Curaco, transformó a todos los cementos tempranos en calcita de bajo Mg (LMC). La calcita neomórfica se presenta como esparita granular, idiotípica, blanca y limpida en *grainstones* y *packstones* y como agregados de microesparita xenotípica en todas las microfacies carbonáticas de esta sección. En general, los cementos eogenéticos y mesogenéticos no coexisten, a excepción de casos puntuales en

grainstones donde se ha reconocido cemento micrítico (o corteza peloidal) alrededor de partículas no esqueletales de origen primario.

La impronta isotópica de C en calizas de la sección de Puerta Curaco ($-4 < \delta^{13}\text{C} < 0\text{‰ PDB}$) es resultado de una mezcla de componentes carbonáticos primarios marinos con una firma isotópica de C cercana a 1 ‰ PDB y fases de carbonato autigénico temprano con una firma isotópica de C negativa, proporcionada por la mineralización de la materia orgánica.

Los *seams* de disolución y los cementos poiquilotópicos evidencian procesos de compactación química. En el perfil de Puerta Curaco, se han reconocido fábricas penetrativas en microfacies de *grainstones*, resultantes de presión-disolución en las superficies de contacto entre partículas no esqueletales, que no han sido identificadas en las microfacies carbonáticas de la sección de Los Catutos, donde la unidad experimentó un menor grado de diagénesis por soterramiento.

Bajo el MEB, en los *wackestones* y *packstones* de Puerta Curaco, se ha reconocido un mayor grado de disolución de placas de cocolitos, lo que generó microporos móldicos planares y globosos. El reconocimiento de zonas de contacto entre partículas no esqueletales donde se concentran láminas de arcillas deformadas y franjas isopáquicas en áreas cercanas ($\sim 30\text{ }\mu\text{m}$ de distancia) de esparita ecuante, indican procesos de presión-disolución y posterior reprecipitación de la calcita en zonas de menor esfuerzo, conforme a lo descripto por Bathurst (1975).

Los cementos asociados a la compactación química presentan una alta luminiscencia (naranja), son conspicuos y se encuentran principalmente en los espacios intersticiales, ya que precipitaron en un sistema roca-fluido cerrado, característico de la diagénesis por soterramiento profundo.

En las microfacies carbonáticas de las secciones de Puerta Curaco y Chacay Melehue se ha reconocido carbonato barroco con luminiscencia naranja brillante, típico de la mesogénesis tardía. Esta fase carbonática, producto de la recristalización de cemento calcítico de luminiscencia intermedia, no ha sido identificada en la sección de Los Catutos, lo que sugiere un menor grado de diagénesis en la última localidad.

La matriz de las microfacies carbonáticas de los perfiles de Los Catutos y Puerta Curaco, está compuesta por micritas y microesparitas compactas o *tights*. En ambos perfiles, predomina una textura micrítica-microesparítica anhedral compacta, caracterizada por límites de cristal coalescentes pero distinguibles. Sin embargo, la textura anhedral fusionada, donde los contactos entre cristales son casi indistinguibles, es más común en las microfacies de la sección de Puerta Curaco en comparación con las de la sección de Los Catutos.

La fábrica cerrada o apretada es consecuencia de un alto grado de compactación mecánica, neomorfismo y procesos de presión-disolución durante la historia de enterramiento de ambas zonas. En general, el grado de uniformidad en el tamaño de los cristales dentro de los agregados de microesparita-pseudoesparita es mayor en las microfacies carbonáticas del perfil de Puerta Curaco, indicando un mayor grado de neomorfismo.

El mayor grado de diagénesis en la sección de Puerta Curaco, en comparación con la sección de Los Catutos, se refleja en los siguientes aspectos: 1) valores promedio de $\delta^{18}\text{O} = -9\text{ ‰ PDB}$ en las margas y calizas de Puerta Curaco, frente a $\delta^{18}\text{O} = -5\text{ ‰ PDB}$ en las margas y calizas de Los Catutos; 2) paleopropundidades máximas de $\sim 3338\text{-}3378\text{ m}$ con paleotemperaturas asociadas de $195\text{-}215^\circ\text{C}$ frente a $\sim 1412\text{-}1743\text{ m}$ con paleotemperaturas de $58\text{-}67^\circ\text{C}$, respectivamente; 3) ventana de madurez de gas húmedo condensado/gas seco (Ro calculado entre 1.72 y 2.29), frente a ventana de inmadurez (Ro medido entre 0.41 y 0.42), respectivamente.

Estos parámetros en conjunto, justifican que el grado de compactación mecánica, compactación química, nivel de neomorfismo y grado de fracturación (discordante a la laminación), sean mayores en la localidad de Puerta Curaco en comparación a la localidad de Los Catutos.

Palabras clave: *Diagénesis - Carbonatos - Formación Vaca Muerta - Faja plegada y corrida Neuquina - Neomorfismo - Compactación química - Modelado soterramiento-termal - Madurez - Petrografía - Catodoluminiscencia - MEB - Isótopos estables - Microtermometría.*

CARBONATE DIAGENESIS AND SEDIMENTOLOGY OF THE VACA MUERTA FORMATION: COMPARISON BETWEEN SOUTH AND NORTH SECTIONS OF THE NEUQUEN FOLD AND THRUST BELT

The Vaca Muerta Formation, of late jurassic-early cretaceous age (Tithonian-Early Valanginian), is the source rock of excellence in the Neuquén Basin and an important resource for the production of unconventional gas and oil in Argentina. These rocks usually have a considerable carbonate content. The central focus of this thesis lies in understanding the processes of generation and transformation of authigenic calcite in the rocks of the Vaca Muerta Formation by comparing sedimentological sections with different degrees of diagenesis, using various study methodologies. The goal was to link the degree of diagenesis with the textural-petrographic and geochemical differences of the carbonate and mixed microfacies in outcrop sections from the South (Los Catutos) and the North of the Neuquén folded and thrust belt (Puerta Curaco and Chacay Melehue), within a regional geological context derived from burial history and tectonic evolution models.

To conduct this work, the following methodologies and studies were combined: 1) construction of burial, thermal, and maturity models of the source rock, 2) microthermometry of fluid inclusions and epifluorescence microscopy in cavities, 3) petrography under polarized light and cathodoluminescence techniques, 4) scanning electron microscopy (SEM) and chemical element mapping (EDS), 5) stable isotope analysis of C and O and correlations between trace elements related to Ca. The geochemical studies were focused on characterizing the degree of diagenesis and identifying the precursors of diagenetic carbonate. Through the combination of these studies, the sequence of diagenetic events in the carbonate and mixed matrix microfacies, from the selected localities, was reconstructed.

The main factors explaining the difference in thermal maturity and diagenesis between the profiles from the North and South of the Neuquén folded and thrust belt are: 1) the Early to Late Cretaceous uplift and exhumation resulted in shallower paleo-burial depths of the unit in the South during the foreland phase, and 2) in this sector, the arc and retroarc front had no influence on the maturity of the source rock during its burial history (Jurassic - Holocene).

In the carbonate microfacies of Los Catutos section, the granular microsparite and sparite cements, composed of idiomorphic brown crystals, with a dirty or earthy appearance and inclusions of dark micrite, allowed the assignment of this neomorphically-derived calcite to the early mesogenesis field, following the criteria of Munnecke (1997), Flügel (2004), and Caron et al. (2009). This type of calcite, named type I, was formed by neomorphism of primary carbonate mud or early micritic cement. In turn, during burial diagenesis, aggradational neomorphism generated granular, idiomorphic, white, and clear calcite (type II), larger than type I calcite.

The limestones of the Los Catutos Member contain a mix of primary marine calcite crystals, eogenetic micritic cement, early mesogenetic calcite (type I), and late mesogenetic calcite (type II), the latter subordinate to the previous. $\delta^{13}\text{C}$ values close to 1 ‰ (PDB) indicate that the limestones retained the isotopic C imprint of marine origin.

The average Sr values in total rock of 457 ppm, the high correlation between Sr and Ca in the limestones of the Los Catutos Member (Ca-Sr correlation factor: 0.83) suggest that both, aragonite and high-Mg calcite (HMC), were the precursors of low-Mg calcite (LMC) formed during burial diagenesis. Fossils originally formed from low-Mg calcite (LMC), such as coccoliths, underwent slight compositional changes during burial, but also acted as precursors of diagenetic calcite.

The high degree of neomorphism experienced by the carbonate microfacies of the Vaca Muerta Formation in Puerta Curaco section, transformed all early cements into low-Mg calcite (LMC). The neomorphic calcite appears as granular, idiomorphic, white, and clear sparite in grainstones and packstones, and as aggregates of xenotopic microsparite in all the carbonate microfacies. In general, eogenetic and mesogenetic cements do not coexist, except in rare cases in grainstones where micritic cement (or peloidal cortex) has been recognized around non-skeletal primary particles.

The isotopic C imprint in the limestones of Puerta Curaco ($-4 < \delta^{13}\text{C} < 0$ ‰ PDB) is the result of a mixture of primary marine carbonate components with an isotopic C signature close to 1 ‰

PDB and early authigenic carbonate phases with a negative C isotopic signature, provided by the mineralization of organic matter.

Dissolution seams and poikilotopic cements indicate chemical compaction processes. In Puerta Curaco section, penetrative fabrics in grainstone microfacies, resulting from pressure-dissolution at the contact surfaces between non-skeletal particles have been recognized, which were not identified in the carbonate microfacies of the Los Catutos section, where the unit experienced a lower degree of burial diagenesis.

Under SEM, in the wackestones and packstones of Puerta Curaco, a greater degree of dissolution of coccolith plates was recognized, which generated moldic, planar and globular moldic micropores. The recognition of contact zones between non-skeletal particles where deformed clay sheets and isopach calcite cement in near areas (approximately 30 μm away from deformed clays) indicates pressure-dissolution processes and subsequent reprecipitation of calcite in areas of lower stress, as described by Bathurst (1975).

Cements associated with chemical compaction present high luminescence (orange), are conspicuous and are mainly located in the interstitial spaces because they precipitated in a closed rock-fluid system, characteristic of deep burial diagenesis.

In the carbonate microfacies of the Puerta Curaco and Chacay Melehue sections, baroque carbonate with bright orange luminescence, typical of late mesogenesis, has been recognized. This carbonatic phase, resulting from the recrystallization of intermediate luminescence calcitic cement, has not been identified in the Los Catutos section, suggesting a lower degree of diagenesis in the latter locality.

The matrix of the carbonate microfacies of the Los Catutos and Puerta Curaco sections, is composed of tight micrites and microesparites. In both profiles, a compact anhedral micritic-microesparitic texture predominates, characterized by coalescent but distinguishable crystal boundaries. However, the fused anhedral texture, where the contacts between crystals are almost indistinguishable, is more common in the microfacies of the Puerta Curaco section compared to those of Los Catutos section.

The closed or tight fabric is a result of a high degree of mechanical compaction, neomorphism, and pressure-dissolution processes during the burial history of both areas. In general, the degree of uniformity in crystal size within the microesparite-pseudoesparite aggregates is higher in the carbonate microfacies of Puerta Curaco section, indicating a greater degree of neomorphism.

The higher degree of diagenesis in the Puerta Curaco section, compared to the Los Catutos section, is reflected in the following aspects: 1) average $\delta^{18}\text{O}$ values of -9 ‰ PDB in the marls and limestones of Puerta Curaco, compared to $\delta^{18}\text{O} = -5$ ‰ PDB in the marls and limestones of Los Catutos; 2) maximum paleodepths of ~3338-3378 m with associated paleotemperatures of 195-215°C compared to ~1412-1743 m with paleotemperatures of 58-67°C, respectively; 3) wet gas condensate/dry gas maturity window (Ro calculated between 1.72 and 2.29), compared to an immature window (Ro measured between 0.41 and 0.42), respectively.

Together, these parameters justify that the degree of mechanical compaction, chemical compaction, neomorphism level, and degree of fracturing (discordant with lamination) are greater in Puerta Curaco compared to Los Catutos.

Keywords: *Diagenesis, Carbonates, Vaca Muerta Formation, Neuquén fault and thrust belt, Neomorphism, Chemical compaction, Burial-thermal modeling, Maturity, Petrography, Cathodoluminescence, SEM, Stable isotopes, Microthermometry*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a mis directores, Dr. Roberto Scasso y Dr. Diego Kietzmann, por haberme dado la oportunidad de ser parte del proyecto *Estratigráfico Integral de la Formación Vaca Muerta*, de colaboración académica. Dentro de este contexto, quiero agradecer a las empresas Shell, Chevron y Total por financiar parte de mi doctorado. Gracias a la Universidad de Buenos Aires que me brindó una beca doctoral sin la cual, no podría haber llevado adelante la carrera de doctorado.

Diego y Roberto me enseñaron metodologías de campo y de laboratorio fundamentales, para luego continuar mis labores de forma independiente. Roberto, siempre estuvo atento a mis consultas y me indicó exactamente cuáles eran los estudios requeridos para llevar adelante un estudio diagenético-sedimentológico. Gracias a esto y a mi carácter autodidacta, en la tesis doctoral se realizaron diversos tipos de estudios de laboratorio, lo que dio lugar a un estudio integral, abordado desde distintas disciplinas y técnicas analíticas. Gracias a Roberto y a Diego por la cantidad de correcciones del manuscrito, que me permitieron crecer como profesional.

Además, recibí el apoyo puntual de colegas de distintas especialidades, ya que la diagénesis se nutre de múltiples campos de estudio. Teresita Montenegro (IGEBA-UBA) y Javier de Ríos (UFRGS) respondieron a mis numerosas consultas sobre microtermometría de inclusiones fluidas. Teresita me acompañó desde el inicio del proceso, enseñándome cómo preparar las muestras para este tipo de estudio, compartiendo su conocimiento teórico y práctico, y mostrando siempre una gran disposición para atender mis inquietudes. Por su parte, Javier, de manera desinteresada, realizó mediciones en su instituto y, al igual que Teresita, me proporcionó datos de temperatura fundamentales para validar los modelos térmicos de la Formación Vaca Muerta.

Quiero dedicar una mención especial a Francisco Nullo, profesor de la licenciatura, cuyo apoyo fue fundamental para comprender diversos aspectos de la geología regional, los cuales contribuyeron de manera significativa al desarrollo del Capítulo 3.

Andrés Folguera (IDEAN-UBA) es un excelente colega con quien compartí largas charlas sobre tectónica andina. Gracias a sus recomendaciones de lecturas y cursos de posgrado logré, con mucho esfuerzo, construir los modelos de soterramiento, térmicos

y de madurez de la formación en estudio. Por otro lado, mantuve enriquecedoras conversaciones con Mario Sigismundi, quien me orientó en el tratamiento de la evolución del paleo-flujo calórico en la Cuenca Neuquina, tomando como referencia su tesis doctoral.

No tengo palabras suficientes para expresar mi agradecimiento hacia las geólogas Natalia Fortunatti (UNS), Nora Cesaretti (UNS) y Ana Rainoldi (UNS), de la cátedra de Combustibles de la UNS. Durante mi pasantía en su lugar de trabajo, donde realicé estudios de catodoluminiscencia, me hicieron sentir muy cómodo y me enseñaron las técnicas necesarias para capturar las imágenes y continuar con el análisis en mi oficina.

A Ezequiel González, amigo y colega, le agradezco por proporcionarme los datos de fluorescencia de rayos X (FRX), por su ayuda en el reconocimiento de bioclastos de la Formación Vaca Muerta y por su apoyo en momentos importantes de mi vida.

Quiero dedicar una mención especial a la gerencia de la empresa LCV por haberme proporcionado estudios de microscopía electrónica de barrido (MEB) de alta calidad y mapas químicos de elementos mediante espectroscopía de energía dispersiva (EDS). Asimismo, agradezco profundamente a Aimé Valdés (Y-TEC), cuya gran dedicación y profesionalismo fueron fundamentales para alcanzar objetivos relacionados a escalas de mucho detalle (MEB).

No fue fácil hacer una tesis en diagénesis porque los estudios, en general, son específicos y costosos. De mi parte, puse durante el proceso todo mi ímpetu y perseverancia para conseguir la mayor cantidad posible de datos, tocando puertas de instituciones, laboratorios, entre otros espacios, acompañado por la ayuda de Roberto para conseguir datos de pirólisis e isótopos estables.

Ignacio Capelli (IGEBA-UBA) fue un muy buen compañero con el que nos complementamos para entender diversas problemáticas. Gracias a su amabilidad, ambos pudimos intercambiar información y conocimientos.

A Franquito, mi hijo, le estoy profundamente agradecido por su acompañamiento. Siempre estuvo al lado mío y se preocupó por los excesos de carga horaria asociada a este trabajo.

Para Luz, Franco, mamá, papá y todos mis seres queridos, no encuentro palabras suficientes para expresar el agradecimiento que se merecen. Su guía, contención,

aliento y compañía en los momentos difíciles hicieron que esta enorme tarea fuera más llevadera.

CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN, IMPORTANCIA DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA, OBJETIVOS, ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA

1.1. INTRODUCCIÓN

La Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931), de edad jurásica tardía a cretácica temprana (*Tithoniano-Valanginiano* temprano), es la roca madre de mayor extensión en la Cuenca Neuquina y se reconoce desde el Sur de la provincia del Neuquén hasta el Norte de la provincia de Mendoza. Se caracteriza por su homogeneidad litológica dominada por pelitas y calizas de grano fino negras (Weaver, 1931; Groeber, 1946; Groeber *et al.*, 1953; Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977).

El grado de diagénesis de los carbonatos de la Formación Vaca Muerta se refleja en las características texturales y en la impronta geoquímica de los mismos. La hipótesis general del trabajo considera que las diferentes litofacies-microfacies de la Formación Vaca Muerta son el resultado de procesos primarios depositacionales y transformaciones diagenéticas sobreimpuestas a lo largo de la historia de soterramiento, en su correspondiente contexto tectono-estratigráfico. Para corroborar esta hipótesis, fue necesario comparar secciones sometidas a distintos grados diagenéticos. Para ello, fueron elegidos perfiles sedimentológicos, que se ubican al Norte y al Sur de la faja plegada y corrida (a partir de aquí, FPC) Neuquina, asociados a diferentes historias de soterramiento, térmica y tectónica.

Para cumplir el objetivo propuesto fue necesario, en primer lugar, reconstruir la historia térmica y de soterramiento de las distintas localidades, lo cual permitió estimar el distinto grado de diagénesis de la Formación Vaca Muerta en las mismas. Esto se realizó mediante el análisis de isótopos estables, de los parámetros de la pirólisis, de inclusiones fluidas y, fundamentalmente, del modelado de madurez termal.

La compactación mecánica, disolución y posterior recristalización, cementación y reemplazo carbonático pueden drásticamente modificar las propiedades petrofísicas y geomecánicas (porosidad, permeabilidad y fragilidad) de las sucesiones de rocas carbonáticas. Las modificaciones tempranas y superficiales de la porosidad, vinculadas a la compactación física, disolución, cementación y dolomitización se producen en un marco de tiempo geológico relativamente pequeño en comparación a las modificaciones que sufren las sucesiones carbonáticas en el entorno de la diagénesis por soterramiento (por debajo de la freática marina, donde no influyen los procesos superficiales). Los cementos post-compactacionales, son de menor importancia que los eogenéticos, por la reducción del volumen poral disponible y porque se asocian a un sistema diagenético cerrado donde el cemento se genera *in-situ* por presión disolución. El volumen real de los cementos postcompactacionales y tardíos documentados en reservorios de

hidrocarburos son relativamente pequeños (Moore, 1985; Scholle y Halley, 1985; Prezbindowsky, 1985).

La comprensión de los cambios que sufrieron los sedimentos/rocas carbonáticas y mixtas de la Formación Vaca Muerta, durante su compleja historia de soterramiento, desde la eogenésis, mesogenésis hasta la telogenésis, es de especial relevancia para reconstruir la secuencia de eventos diagenéticos a lo largo de la historia diagenética.

Considerando que la diagénesis es una disciplina compleja, ya que se vale de otras especialidades (por ejemplo, sedimentología, geología estructural y geotectónica) se abordó la resolución de los objetivos (apartado 1.2.) mediante una amplia variedad de estudios, descriptos en el apartado 1.3. (Metodologías) integrada por el modelado térmico y de madurez, petrografía de polarización, catodoluminiscencia, petrografía de epifluorescencia, microscopía electrónica de barrido (a partir de aquí, MEB), microtermometría de inclusiones fluidas, geoquímica de isótopos estables de C y O y relaciones de elementos afines al calcio.

El eje central de la tesis aborda el estudio genético de los carbonatos. Son muy pocos los trabajos que estudiaron en detalle la interacción entre los procesos depositacionales primarios y diagenéticos que resultan en el desarrollo de las texturas y fábricas determinadas en las microfacies carbonáticas (incluidas las concreciones) de la Formación Vaca Muerta. Es así que, hasta el momento, no se profundizó en desentrañar el peso relativo del carbonato marino primario, del carbonato secundario proveniente de la cementación y de aquél asociado a procesos de neomorfismo (inversión y recristalización agradacional) que resultan en la configuración actual de las microfacies carbonáticas. A través de estudios petrográficos e isotópicos, se identificaron cuáles fueron los procesos eogenéticos, mesogenéticos y telogenéticos principales que participaron en la litificación de las distintas microfacies carbonáticas. Asimismo, se estableció el distinto grado de neomorfismo de los carbonatos en los sectores Norte y Sur de la FPC Neuquina a través del estudio textural y de la observación de la luminiscencia de las fases carbonáticas presentes. También, se aborda el estudio de los mecanismos de crecimiento y evolución de las concreciones carbonáticas y *beef veins* de la Formación Vaca Muerta.

La caracterización mineralógica de reservorios no convencionales tipo *shale* es de especial importancia en la industria hidrocarburífera, debido a que el contenido de arcillas, materia orgánica y carbonatos define el grado de fracturabilidad de la roca. Esto genera que el estudio de carbonatos diagenéticos (por ejemplo, *beef veins*, calizas, concreciones carbonáticas y niveles volcanoclásticos calcitizados) cobre particular interés para poder evaluar la unidad desde su comportamiento geomecánico. A pesar de la importancia de la caracterización diagenética de los reservorios no convencionales

de la Formación Vaca Muerta, la cantidad de trabajos técnicos referidos a este tema de estudio, tanto en el entorno de afloramiento como de subsuelo, aún sigue siendo escasa.

Algunos trabajos, en especial en la última década, se ocuparon de los productos carbonáticos de la diagénesis (Rodrigues *et al.*, 2009; Meissinger y Lo Forte, 2014; Cesaretti *et al.*, 2016; Eberli *et al.*, 2017; Ukar *et al.*, 2017; Weger *et al.*, 2019; Milliken *et al.*, 2019; Ukar, 2020; Lanz *et al.*, 2021; Larmier *et al.*, 2021; Cruset *et al.*, 2021; Rodríguez Blanco *et al.*, 2022). Sin embargo, ninguno de estos trabajos abordó un estudio comparativo integral de todos los productos carbonáticos de la diagénesis como se intenta en esta tesis doctoral.

1.2. IMPORTANCIA DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA - SISTEMA PETROLERO

Según Legarreta y Villar (2011) la Formación Vaca Muerta es extremadamente prolífica de acuerdo a su calidad como roca madre, es fuente de hidrocarburos líquidos de clase mundial y acumula gas y condensado en relación al buen desarrollo como cocina de hidrocarburos. Presenta espesores totales entre 25 a 450 m, valores de carbono orgánico total (COT) entre 3 y 8%, tipos de querógenos principalmente I/II y tipo II-S (localmente restringido) en facies de áreas marginales. La misma, es un importante objetivo para la producción de gas y petróleo no convencional (Tomassini *et al.*, 2014; Crousse *et al.*, 2015; Reijenstein *et al.*, 2015; Fantin *et al.*, 2014; Lanusse Noguera *et al.*, 2017; Romero-Sarmiento *et al.*, 2017) por su gran extensión, espesor y altos contenidos de COT. En el contexto del sistema petrolero, Vaca Muerta juega un papel crucial tanto como roca generadora (roca madre) y como objetivo para la explotación de hidrocarburos no convencionales mediante técnicas de fracturación hidráulica (fracking) y perforación horizontal. Es la principal roca generadora de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Villar, 2011, Askenazi *et al.*, 2013; Guerberoff *et al.*, 2015), se ha transformado en los últimos años en una unidad que alberga un potencial sin precedentes como reservorio no convencional (Askenazi *et al.*, 2013) y durante los últimos años se volvió el principal objetivo de gas y petróleo no convencional, no solo en la Argentina sino en toda Sudamérica (Sylwan, 2014). Es muy conocida por ser uno de los reservorios no convencionales de petróleo y gas más promisorios del mundo (Lanusse *et al.*, 2017).

Desde 2009 hasta el presente, el conocimiento geológico de la unidad se incrementó notablemente, en gran parte debido a los intensivos programas de exploración, vinculados principalmente a las áreas centrales del Engolfamiento Neuquino (por ejemplo, Loma La Lata, Bajada de Añelo y Bandurria). En la actualidad, si bien existen varios bloques petroleros en fase de desarrollo (por ejemplo, Loma

Campana, La Amarga Chica, El Orejano, Fortín de Piedra, entre otros) y en fase piloto (por ejemplo, Narambuena, Bandurria Sur, Lindero Atravesado, Bajo del Toro, entre otros) aún se encuentran áreas de la Cuenca Neuquina en fase exploratoria (por ejemplo, Sierra Barrosa, Aguada Toledo, Filo Morado, sector Norte de la Dorsal de Huincul, entre otras). Hoy en día la exploración está más asociada a sectores marginales de la Cuenca Neuquina, principalmente al borde de cuenca, a la Dorsal de Huincul o a zonas en donde el fluido se asocia al límite de la ventana de madurez, por lo cual es de vital importancia contar con estudios integrados e interdisciplinarios de afloramiento para poder hacer correlaciones regionales con las áreas de subsuelo adyacentes, que podrían ser en un futuro próximo áreas de desarrollo que aporten a la producción de Vaca Muerta. La Formación Vaca Muerta en posiciones marginales sigue siendo aún más atractiva como reservorio no convencional para las empresas de energía que otros potenciales *shales* como las formaciones Agrio y Los Molles (Cuenca Neuquina) y las formaciones Aguada Bandera y D-129 (Cuenca del Golfo San Jorge) (com. pers. Lanusse, 2019) por lo que se establecieron convenios entre universidades y empresas para aumentar la curva de aprendizaje en lo que respecta a la caracterización estratigráfica integral de dicha unidad para estas posiciones de la Cuenca Neuquina. Es así como esta tesis doctoral fue realizada en el marco de un convenio entre empresas (*Shell, Total Austral y Chevron*) y la Universidad de Buenos Aires con el fin de postular un modelo integrador y predictivo de afloramiento-subsuelo.

En los últimos años, el volumen de estudios relacionados con la estratigrafía secuencial y sedimentología de la Formación Vaca Muerta se incrementó notablemente desde que la misma cobró impulso como objetivo de gas y petróleo no convencional para la Argentina. Diversos autores (Spallietti *et al.*, 2000; Scasso, 2002, 2005; Kietzmann *et al.*, 2008; Kietzmann y Palma, 2009a, 2011; Kietzmann *et al.*, 2011; Zeller, 2013, 2015; Kietzmann y Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014, 2016; Rodríguez Blanco *et al.*, 2016; Desjardins y Aguirre, 2016; Krim *et al.*, 2017; Catalano *et al.*, 2018; Capelli *et al.*, 2018; Domínguez *et al.*, 2018; Minisini *et al.*, 2020; Otharán *et al.*, 2020; Paz *et al.*, 2021; Capelli *et al.*, 2021a y 2021b; entre otros) evidenciaron su complejo arreglo de litofacies y microfacies, con marcadas variaciones verticales y horizontales y propusieron distintos modelos depositacionales de la Formación Vaca Muerta para distintas áreas de la Cuenca Neuquina. Durante 2014 y 2015, para poder analizar a nivel regional la arquitectura estratigráfica y variaciones laterales de facies del sistema Quintuco-Vaca Muerta dentro de un marco estratigráfico secuencial inicial que resultara de la propuesta inicial de Mitchum y Uliana, 1982, 1985), se compartieron datos de sísmica, testigos corona, información de pozos y afloramiento entre empresas operadoras, empresas de servicios de gas y petróleo e instituciones como el Instituto

del Gas y Petróleo (IAPG) y la Universidad de Buenos Aires (UBA) en un proyecto denominado “Transecta Regional de Vaca Muerta”. El resultado de esta publicación en 2016, que consistió en la integración de datos asociados a diferentes escalas geológicas en tres transectas regionales (de un total aproximado de 460 km), permitió conocer las sucesiones depositacionales de interés petrolero por su alto contenido de COT y propiedades de reservorio y rango de madurez térmica de la roca madre, a nivel regional en la Cuenca Neuquina (González *et al.*, 2016a).

1.3. OBJETIVOS

El objetivo principal de esta tesis doctoral es determinar el origen de los componentes carbonáticos de la Formación Vaca Muerta, con especial énfasis en distinguir los componentes primarios de los diagenéticos.

Los objetivos específicos del presente trabajo, son:

1. Definir las microfacies, su variación, origen y relación con procesos depositacionales y diagenéticos.
2. Comprender la relación entre la historia de soterramiento-térmica, madurez termal y grado de diagénesis. Comparar, dentro de un marco geológico regional, los distintos niveles de neomorfismo y diagénesis que sufrió la unidad de estudio, en los distintos perfiles de afloramiento del Norte y Sur de la FPC Neuquina.
3. Comprender los cambios que sufrieron las microfacies carbonáticas y mixtas en su historia de soterramiento y tectónica, vinculados a la compactación mecánica, cementación, neomorfismo, presión-disolución (compactación química) y fracturación y como estos impactaron en los parámetros texturales actuales de la roca. Reconstruir la secuencia de eventos diagenéticos desde la eogénesis temprana hasta la telogénesis.
4. Determinar a través de los atributos texturales, impronta isotópica, tipos de luminiscencia y composición por espectroscopía de energía dispersiva (EDS) los procesos o mecanismos tuvieron mayor peso o contribución en la generación del carbonato diagenético.
5. Combinar el análisis textural y el reconocimiento de ultrestructuras a partir del MEB y el análisis de las relaciones de elementos químicos afines al calcio, a fin de definir

cuáles fueron los principales precursores del carbonato diagenético (aragonita, calcita de alto Mg o una combinación de ambos).

1.4. METODOLOGÍA

En función de los objetivos planteados se definió una metodología de trabajo que consistió en estudiar localidades de la Formación Vaca Muerta que mostraran historias de soterramiento y térmicas muy diferentes, que variaran desde el grado mínimo al grado máximo disponibles. La primera parte de la tesis fue, entonces, dedicada a establecer con precisión la historia térmica y de soterramiento de las localidades elegidas. Con este objeto se realizaron estudios para determinar parámetros objetivos de la temperatura a la cual fueron sometidas las rocas, como microtermometría de inclusiones, geoquímica de isótopos estables, y madurez de la materia orgánica, que permitieron ajustar el modelado de la historia de enterramiento, considerando la contribución térmica de los eventos volcánicos y plutónicos en la cuenca. Posteriormente se realizó una caracterización petrográfica de las rocas mediante microscopía de polarización con el objeto de definir microfacies y reconocer en forma preliminar los productos primarios y los productos diagenéticos de las fases minerales carbonáticas. Estos estudios preliminares fueron complementados con estudios de petrografía de catodoluminiscencia, geoquímica de elementos mayoritarios y traza, geoquímica de isótopos estables y microscopía electrónica de barrido con EDS para una mejor caracterización y diferenciación de las fases originales y diagenéticas, como así también de las transformaciones sufridas por los componentes originales de la roca. En esta etapa resultó de suma utilidad el estudio de concreciones carbonáticas formadas previamente a la compactación como elementos testigo de la diagénesis temprana de las rocas. El estudio de los *beef veins* y venillas carbonáticas aportó el conocimiento de procesos ocurridos más tardíamente, durante la diagénesis de soterramiento, y de cómo éstos influyeron en la composición mineralógica final de las rocas. Finalmente se integró la información para determinar la sucesión de eventos diagenéticos que afectaron a las fases minerales carbonáticas de las rocas de la Formación Vaca Muerta.

Trabajo de campo

Durante 2017 y 2018 se realizaron dos campañas geológicas donde se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle en la localidad de Los Catutos, sector Sur de la sierra de la Vaca Muerta y en el sector Norte de la FPC Neuquina en las localidades de

Puerta Curaco, Chacay Melehue (apartado 2.2.1., Ubicación de las localidades estudiadas).

En el sector Sur, localidad de Los Catutos, durante la campaña 2017, se relevaron dos perfiles de referencia (Fig. 2.3.3. A-B), desde la base de la Formación Vaca Muerta hasta el límite superior del Miembro Los Catutos (aproximadamente 138 m de espesor). En el sector Norte, durante la campaña 2018 se levantaron perfiles estratigráficos en las localidades de Puerta Curaco y Chacay Melehue, desde la base al tope de la Formación Vaca Muerta.

Los mismos fueron relevados mediante la utilización de báculo de Jacob y cinta métrica, tomando muestras en estratos de calizas para análisis petrográficos y geoquímicos.

Técnicas analíticas, trabajo de laboratorio y gabinete

Descripción mesoscópica

Mediante la utilización de lupa binocular, se describieron en 88 muestras distintas características de calizas y concreciones carbonáticas: color de la roca, estructuras sedimentarias, texturas generales, fábricas, tipos y abundancia de partículas, clastos y material ligante (matriz y cemento). Las margas calcáreas son margas con mayor proporción de carbonato, ambas se distinguieron mediante la observación en afloramiento y a través del uso de ácido clorhídrico (criterio de campo). Las primeras tienen moderada a intensa reacción al ácido clorhídrico y las segundas presentan leve reacción al ácido clorhídrico.

Particularmente, para el análisis de texturas y estructuras de las distintas zonas en 5 muestras de *beef veins*, se utilizó una lupa Leica MZ95 con cámara incluída. Las fotografías fueron analizadas en gabinete.

Microscopia de polarización, electrónica de barrido (MEB) y catodoluminiscencia

Microscopía de polarización

Se realizaron 88 secciones delgadas, teñidas a partir de la mezcla de dos soluciones: rojo alizarina y ferricianuro de potasio (Dickson, 1965). Fueron analizadas para reconocer los atributos composicionales y microtexturales que permitieron definir y caracterizar las microfacies y llevar adelante la caracterización petrográfica-diagenética. Las descripciones fueron hechas a través de tres microscopios de polarización (1- Zeiss Axioplan, 2- Leitz Wetzlar y 3- Leica DM 750 P, con cámara incorporada) en el Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA).

Microscopía electrónica de barrido (MEB)

Los estudios MEB fueron realizados en cuatro laboratorios:

1. *Centro de Microscopías Avanzadas (CMA) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA)*: pequeños fragmentos de dos concreciones carbonáticas de la localidad de Puerta Curaco, fueron utilizados para observar los tipos de partículas carbonáticas, texturas de los agregados minerales bajo el MEB (Zeiss, SUPRA 40) y su composición química por espectroscopía de energía dispersiva (espectrómetro marca *Oxford Instruments*). Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados y espectros químicos de elementos puntuales para poder conocer la composición de partículas esqueletales, no esqueletales y minerales autigénicos.
2. *LCV S.R.L.*: se analizaron pequeños fragmentos no pulidos de microfacies de calizas (doce muestras) y concreciones (cinco muestras) de las localidades de Puerta Curaco y Los Catutos. Las muestras se lavaron con tolueno y luego se metalizaron con oro. Las imágenes de electrones retrodispersados, se obtuvieron a través de un microscopio de barrido JEOLJSM-6010LA. Los espectros químicos de elementos fueron tomados puntualmente sobre partículas o material ligante o corresponden al área total del aumento correspondiente. Los mapas de elementos químicos y toda la visualización bajo MEB se realizó a través del software denominado *IN TOUCH SCOPE*. Para obtener mapas combinados de elementos (por ejemplo, Si-Ca) se utilizó el *Photoshop* ya que el software no tiene la funcionalidad incorporada.
3. *YTEC S.A.*: se analizaron fragmentos de dos muestras de microfacies de *wackestones*. Estos fragmentos no se estudiaron con corte o pulido convencional, sino que se realizó pulido iónico (*argon milling*). Se utilizó un MEB marca FEI modelo SCIOS 2. El análisis elemental se realizó con un espectrómetro Bruker modelo QUANTAX equipado con dos detectores SDD (*Silicon Drift Detector*). Para obtener los mapas de elementos químicos se usó el programa ESPIRIT de Bruker, que permitió obtener mapas de elementos fusionados (por ejemplo, Ca-Si-Al).
4. *Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro*: el objetivo de estudio se centró en una concreción carbonática de la localidad de Chacay Melehue. La muestra se pulió (corte convencional) y fue cubierta con un *coating* de Au de 9 nm. Se analizó a través de un MEB marca Zeiss, modelo EVO 15. El análisis elemental se realizó con un espectrómetro marca *Oxford Instruments*, modelo X-MaxN. El mapeo elemental por EDS fue realizado con el software AZtec v5.1. Dicho software permitió obtener mapas de elementos químicos combinados.

Ensayos de catodoluminiscencia

Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur: se analizaron nueve cortes delgados a través de un microscopio Nikon Eclipse 50i Pol de polarización y epifluorescencia, el cual tiene adosado una platina de Cátodo-luminiscencia CITL Mk5. Esta platina con cámara de vacío contiene la muestra que es irradiada con el haz de electrones. La respuesta fue visualizada mediante los oculares microscópicos y mediante cámara a través de un procesador de imágenes (*Micro Metrics*) que las transmite a una computadora y pueden ser fotografiadas. Se tomaron un total de 515 pares de microfotos de luz trasmisiva y catodoluminiscencia, distribuidas en 18 transectas asociadas a los nueve cortes mencionados. Estos estudios se realizaron bajo la supervisión de las Dras. Nora Cesaretti y Natalia Fortunatti.

Geoquímica: análisis de isótopos estables y fluorescencia de RX

Análisis de isótopos de C y O

Instituto Earth Surface Dynamics de la Universidad de Lausanne (IDYST-UNIL), Suiza: Se tomaron muestras de 1 mg con taladro sobre muestras de calizas, concreciones y *beef veins* en el laboratorio de sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas (UBA). Para los análisis de isótopos estables de C y O, de roca total (102 valores de $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos), se utilizó un dispositivo de preparación Thermo Fisher Scientific (Bremen, Germany) Gas Bench II conectado a un espectrómetro de relación de masa de isótopos Delta Plus XL. (^{13}C , ^{18}O).

Fluorescencia de RX:

Se midieron elementos mayoritarios, minoritarios y traza de roca total en margas calcáreas, calizas y concreciones (total mediciones: 246). Se utilizó un equipo portátil de fluorescencia de rayos X (*Thermo Fisher Scientific Niton Analyzer*) facilitado por la compañía Shell.

Termometría de inclusiones fluidas (IF) y petrografía de epifluorescencia

Termometría de inclusiones fluidas:

La metodología de estudio se llevó adelante en dos laboratorios:

1. *Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA):* La microtermometría de IF se concentró en calcita espática de relleno de diaclasas en una concreción de la localidad de Chacay Melehue. Se separaron fragmentos de calcita por planos clivaje

para el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas en platina de enfriamiento y calentamiento Linkam THMS con rango de temperaturas entre -180 y 600°C, adosada a microscopio Leica DMLP. A partir de nueve muestras, se obtuvieron nueve temperaturas mínimas o de homogeneización. El enfriamiento fue realizado con nitrógeno líquido. Estos estudios se realizaron bajo la supervisión de la Dra. Teresita Montenegro (IGEBA-UBA).

2. Laboratorio de Caracterización de Minerales y Metalogénesis (LCMM) en el Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN-Brasil):

La microtermometría de inclusiones fluidas se concentró en dos *beef veins* de la localidad de Puerta Curaco. Se realizaron cortes bipulidos, que luego se enviaron al laboratorio descripto. Las inclusiones fluidas fueron examinadas utilizando microscopios petrográficos Leica DMRXP y Olympus BX51 acoplados a una platina Linkam FTIR600. A partir de cuatro muestras, se obtuvieron 37 temperaturas mínimas o de homogeneización. Los análisis de microtermometría se realizaron siguiendo la metodología reportada por Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985) y Goldstein y Reynolds (1994). Estos estudios se realizaron bajo la supervisión del Dr. Francisco J. Ríos (LCMM, CDNT).

Petrografía de epifluorescencia

Se utilizó un Microscopio Nikon Eclipse 50i Pol de polarización y epifluorescencia para identificar hidrocarburos entrampados en cavidades (planos de clivaje e inclusiones fluidas) en *beef veins* (dos cortes) y calcita de relleno de fracturas de concreciones (dos cortes). La preparación de los equipos y toma fotográfica fue realizada por Dra. Natalia Fortunatti en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

Métodos de pirólisis

Instituto Earth Surface Dynamics de la Universidad de Lausanne (IDYST-UNIL): La metodología de Rock-Eval fue utilizada para estimar el carbono orgánico total (COT), fuente y madurez termal (Tmáx, cincuenta mediciones) de la materia orgánica principalmente en margas de Puerta Curaco. El modelo estándar de Rock-Eval 6 (Technologies Vinci, Rueil-Malmaison, France) usa la pirólisis en una atmósfera inerte seguida por oxidación, a intervalos de temperatura entre 200°C y 850°C.

<p>1- Modelado térmico y de madurez: Reconstruir la historia termal y tectónica, dentro de un marco regional, que permita comparar los parámetros modelados asociados a diagénesis (e.g. madurez simulada, paleoprofundidad, paleotemperatura máxima y anomalías térmicas) entre las secciones de los sectores Norte y Sur de la FPC Neuquina.</p> <p>3- Petrografía: Determinar las microfacies presentes, fábrica diagenética, asociación de cementos calcíticos (textura de cementos), el grado de reemplazo neomórfico de los elementos texturales carbonáticos y las asociaciones de minerales secundarios.</p> <p>4- Microtermometría de inclusiones: Obtención de temperaturas de formación de la calcita que permitan interpretar las condiciones diagenéticas en las cuales se formó el mineral, enmarcado dentro de la historia de soterramiento y térmica de la cuenca</p> <p>5- Estudios MEB: Estudio composicional de la matriz (micrítica o micrítica-arcillosa) y cementos (HMC o LMC) mediante <i>EDS</i>, reconocer las texturas de la micrita (apretadas o abiertas), identificar el nanoplacton calcáreo, su grado de preservación y estimar la relación micrita/microesparita. Análisis de la porosidad y de precursores del carbonato diagenético.</p>	<p>2- Isótopos estables de C y O: $\delta^{18}\text{O}$ dependen generalmente de la temperatura de soterramiento. $\delta^{13}\text{C}$ depende principalmente de los procesos biológicos, de la composición isotópica del agua y de la descomposición de la materia orgánica. El análisis de isótopos C y O sirve para determinar el origen de la calcita y grado de diagénesis. Fluorescencia de RX: Análisis de precursores del carbonato diagenético y grado de diagénesis.</p>	<p>3- Estudios de catodoluminiscencia: Inferir el origen y la secuencia de cementos según el color y la intensidad de luminiscencia en carbonatos. Reconocimiento de microesparita neomórfica y grado de recristalización de los elementos texturales de la roca.</p>	<p>4 - Epifluorescencia: Determinar el grado de madurez de los hidrocarburos a través de la estimación de colores de FUV emitida. Las observaciones deben enmarcarse dentro de los modelos de madurez y relacionarse con las temperaturas de microtermometría de IF.</p>
---	---	--	---

Figura 1.4.1: Cuadro descriptivo con los alcances de las técnicas utilizadas para la caracterización diagenética de carbonatos en relación con los objetivos principales. En la parte superior del cuadro se ubican los estudios de mayor escala (+) y en la parte inferior los de menor escala o mayor resolución (-). Los estudios que tienen el mismo número implican que tienen la misma resolución.

Metodologías de gabinete

En *Corel Draw* se graficaron los perfiles sedimentológicos de detalle de la Formación Vaca Muerta levantados en las campañas de los años 2017 y 2018 de los sectores Norte y Sur de la FPC Neuquina.

Se editaron las microfotos obtenidas a partir de los microscopios petrográficos sin cámara incorporada (detallados en Microscopía de Polarización), para colocarles la escala micrométrica correspondiente.

Respecto a los MEB que no tenían software incorporado capaz de fusionar mapas de elementos químicos (por ejemplo, para obtener mapas combinados de Ca, Si y Al), las distintas imágenes individuales se integraron a través del programa *Photoshop*.

Se construyeron transectas con las imágenes de catodoluminiscencia, principalmente para microfacies de concreciones carbonáticas y *beef veins*, para analizar la variación de luminiscencia del centro al exterior, en ambos casos.

Se construyó una base de datos en *Excel*, que contiene relaciones isotópicas de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ PDB) y de carbono ($\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB) para margas calcáreas, calizas, concreciones carbonáticas y *beef veins*. La misma también posee las concentraciones en ppm de elementos afines al Ca (por ejemplo, Sr, Mn, Fe, Mg) y no afines al Ca (por ejemplo, Al, Si; entre otros), para margas calcáreas, calizas, concreciones carbonáticas

y *beef veins* de las distintas localidades estudiadas. Se construyeron *cross-plots* entre $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB). Los *cross plots* entre elementos afines al calcio (Sr, Fe y Mn) vs. calcio y (Sr-Fe) vs aluminio (entre otras relaciones), presentan los coeficientes de correlación calculados por el *Excel* (bajos: 0 a 0.4, intermedios: 0.4 a 0.7 y altos: 0.7 a 1), que fueron tomados como parámetros de correlación entre los elementos. Para la distribución de elementos, se calcularon los parámetros básicos de estadística descriptiva: media, máximo, mínimo, desviación estándar e intervalos de confianza (90%).

Las temperaturas de homogeneización líquido-vapor fueron corregidas por el efecto carga litostática, obteniéndose así las temperaturas máximas. Las correcciones se llevaron a cabo utilizando las curvas de Potter (1977) considerando las temperaturas mínimas o de homogenización, la salinidad de la solución y la paleopropundidad máxima alcanzada por la unidad de estudio, que fue estimada a partir de los modelos de soterramiento. Las temperaturas máximas en inclusiones de calcita espática asociada a diaclasas, permitieron determinar el momento de fracturación discordante y sellado en calizas y concreciones a través del uso de las isotermas de los modelos térmicos construidos. Para los *beef veins*, por limitaciones metodológicas asociadas al tamaño de la inclusión fluida (muy pequeñas, en promedio 5 μm) no se pudo hacer la criometría y así obtener el punto eutéctico, por este motivo, no se pudo calcular la temperatura máxima. Las temperaturas máximas y, en su defecto, las temperaturas de homogeneización combinadas con el análisis de fluorescencia UV, se utilizaron para validar y calibrar los modelos termales.

La historia de soterramiento en los distintos perfiles sedimentológicos, fue reconstruida en base a los espesores medidos de la Formación Vaca Muerta, espesores de las formaciones suprayacentes a la misma y eventos tectónicos reconstruidos a través de bibliografía de carácter regional de las dos zonas de trabajo: 1) zona de la FPC de Chos Malal y datos de pozo del yacimiento El Trapial (ubicado en la región de Huantraico), y 2) sector Sur de la Cuenca Neuquina, región de Zapala y Dorsal de Huincul.

La construcción de los modelos de soterramiento, térmicos y de madurez para las zonas de estudio del sector Norte y Sur de la FPC Neuquina, se llevaron a cabo a través de dos métodos:

1) Modelo TTI (Lopatin, 1971): este método cuantitativo que consiste en el cálculo de un índice denominado TTI (*Time-Temperature Index*), puede convertirse a madurez termal mediante tablas de correlación TTI vs. Ro (tablas 4 y 5, Waples, 1980). El modelo considera el gradiente geotérmico y no el flujo calórico. La historia o evolución del gradiente geotérmico se estimó en base al trabajo de Sylwan (2014) referido a la Cuenca

Neuquina. La metodología se aplicó mediante el uso de planillas *Excel*.

2) Modelo cinético de Sweeney y Burnham (1990): los datos de entrada para generar los modelos térmicos y de madurez están integrados por datos geológicos, geoquímicos, geofísicos y propiedades físicas (apartado 3.1.). Para modelar la madurez térmica (Ro) se utilizó el modelo cinético citado, que tiene en cuenta no solo el flujo calórico por convección, sino por conducción y la compactación de los sedimentos a través de la historia geológica. El flujo de trabajo se llevó a cabo a través del software *Petromod 1 D* (versión 2015, Schlumberger).

Los datos de temperaturas máximas ($T_{máx}$) fueron convertidos a reflectancia a la vitrinita equivalente (VRE) a través de la ecuación de Jarvie *et al.* (2012) y utilizados como datos de calibración para los modelos de madurez de los afloramientos del sector Norte de la FPC de Chos Malal (Puerta Curaco y Chacay Melehue).

Respecto a la clasificación de fracturas se tomaron los trabajos de Abd Karim *et al.* (2023) y Bons *et al.* (2012). El término microfractura es comúnmente utilizado para referirse a aquellas fracturas que requieren microscopio para ser detectadas bajo una escala de longitud de unos pocos milímetros o menos (Anders *et al.*, 2014). Gale *et al.* (2014), definen microfractura a una fractura de algunas decenas de micrones de espesor.

La clasificación de Abd Karim *et al.* (2023), definen cinco subclases de apertura de fractura: megafracturas (apertura > 10 mm), macrofracturas (1 to 10 mm), mesofracturas (0.1 to 1 mm), microfracturas (0.01 to 0.1 mm) y nanofracturas (< 0.01 mm). El uso del término microfractura coincide entre Gale *et al.* (2014) y Abd Karim *et al.* (2023).

Con respecto a los modos de fractura, que relacionan el desplazamiento de la pared de la caja en relación al plano de fractura y sus bordes (Fig. 1.4.1), se dividen en los siguientes tipos (Bons *et al.*, 2012):

Discordantes a la laminación:

- i) Fracturas/microfracturas verticales y subverticales modo I (extensionales), figura 1.4.1 A (punto d).
- ii) Fracturas/microfracturas por cizalla modo II (con tracción de componente extensional y de cizalla), de alto ángulo generalmente conjugadas, figura 1.4.1 A (punto e).

Concordantes a la laminación:

- iii) Microfracturas subhorizontales y horizontales extensionales.

Dentro de la caracterización petrográfica de las fracturas discordantes y concordantes a la laminación, se describieron el tipo de vena (antiaxial, sintaxial o *stretching vein*) y la textura o morfología interna de los cristales (ecuentes ó prismáticos)

para localizar la dirección de crecimiento y la cantidad de eventos de fracturación y sellado, según el esquema de Bons *et al.* (2012), figura 1.4.1 B.

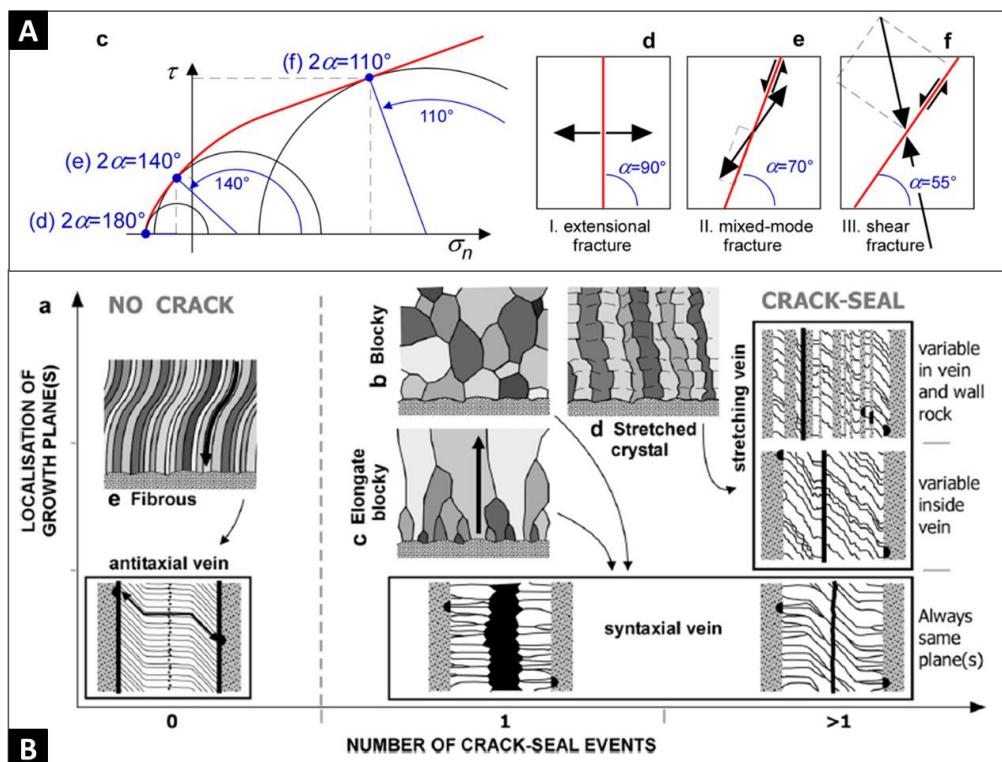


Figura 1.4.2 (de Bons *et al.* 2012): **A)** Ejemplo de la posición del círculo de Mohr para tres tipos de falla: d) fractura extensional con tracción extensiva normal a la fractura, e) fractura de modo mixto, con tracción de dos componentes, uno por extensión y otro por cizalla y f) fractura por cizalla con tracción de componentes compresional y por cizalla. **B)** Esquema básico que relaciona el tipo de vena (antitaxial, sintaxial o *stretching vein*), la textura del cemento de relleno para localizar el plano de crecimiento y el número de eventos de fracturación-sellado.

CAPÍTULO 2 – ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

2.1. UBICACIÓN DE LAS SECCIONES ESTUDIADAS

2.1.1. Puerta Curaco y Chacay Melehue (zona de Chos Malal)

La sección de Puerta Curaco se encuentra ubicada aproximadamente a 40 km de la ciudad de Chos Malal, a la altura del km 637 de la variante de la Ruta Nacional 40 que pasa al Sur de la laguna Aunquincó. La vía de acceso a la sección de Chacay Melehue, desde la ciudad de Chos Malal, es a través de las Rutas Provinciales 43 y 41 hacia el Noroeste (Fig. 2.1.1.).

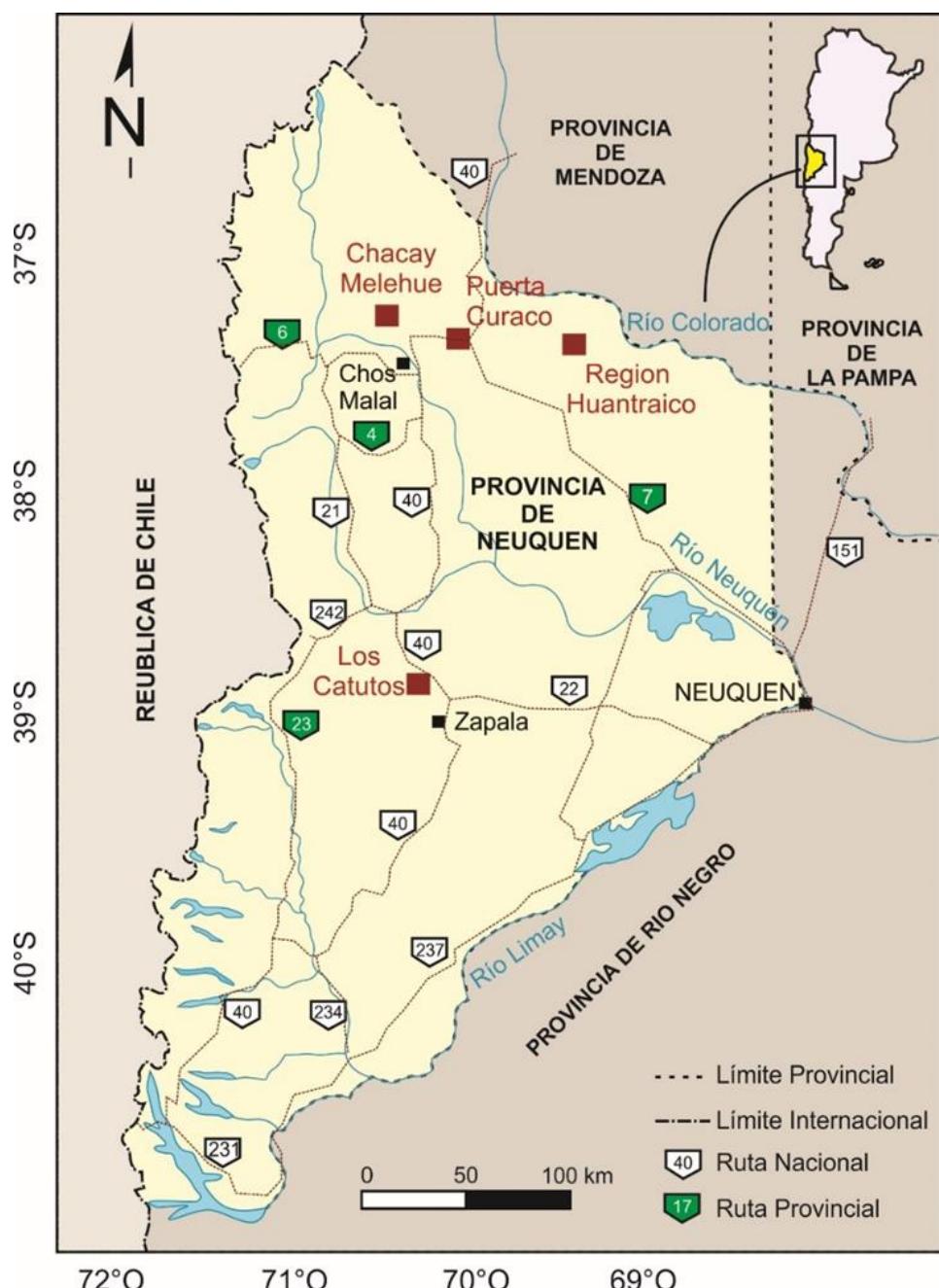


Figura 2.1.1. Ubicación de las zonas de estudio, indicadas con cuadrados rojos, en un mapa geográfico de la provincia del Neuquén.

2.1.2. Los Catutos (zona de Zapala)

La zona de estudio Los Catutos (Fig. 2.1.1.), está ubicada a 20 km de la ciudad de Zapala. El acceso al mismo se realiza por la Ruta Nacional 40 (ex Ruta Nacional 22), camino al predio de Zona Franca Zapala. En la rotonda de acceso al mencionado predio, se toma un camino vecinal hacia el Oeste, transitando por el mismo aproximadamente 4 km hasta acceder al campo.

2.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

2.2.1. Ubicación de las localidades estudiadas respecto a las regiones morfoestructurales

Región de Chos Malal (sector Norte)

La figura 2.2.1. muestra la ubicación de las zonas de estudio en un mapa regional de la Cuenca Neuquina, referidas a las regiones morfoestructurales a las cuales pertenecen. Las secciones de afloramiento de Chacay Melehue y Puerta Curaco están localizadas en la zona Norte de la faja plegada y corrida Neuquina (desde aquí, FPC Neuquina), en el sector oriental de la faja plegada y corrida de Chos Malal (desde aquí, FPC de Chos Malal) y el perfil de subsuelo del yacimiento El Trapial, en la región de Huantraico, entre el Dorso de Los Chihuidos y el Engolfamiento Neuquino. En una transecta Oeste-Este, que involucra los afloramientos y el subsuelo (Fig. 2.2.2.), el rasgo geomorfológico más destacable es la cordillera del Viento, que se levanta al Oeste de Chacay Melehue y presenta aproximadamente 3000 m de altura. Otros rasgos geomorfológicos destacables, son el volcán Tromen, el anticlinal La Yesera y la sierra de Huantraico.

En la figura 2.2.3. se muestran los perfiles sedimentológicos de Chacay Melehue y Puerta Curaco y en la figura 2.2.4. el perfil integrado (litología a partir de la descripción del recorte geológico, GR y resistividad) del yacimiento El Trapial, secciones que se encuentran sobre la transecta (Oeste-Este) de la figura 2.2.2. Por otra parte, la región de Huantraico se localiza entre la FPC Neuquina y el Engolfamiento Neuquino, hacia el Noreste del Dorso de Los Chihuidos (Fig. 2.2.1.).

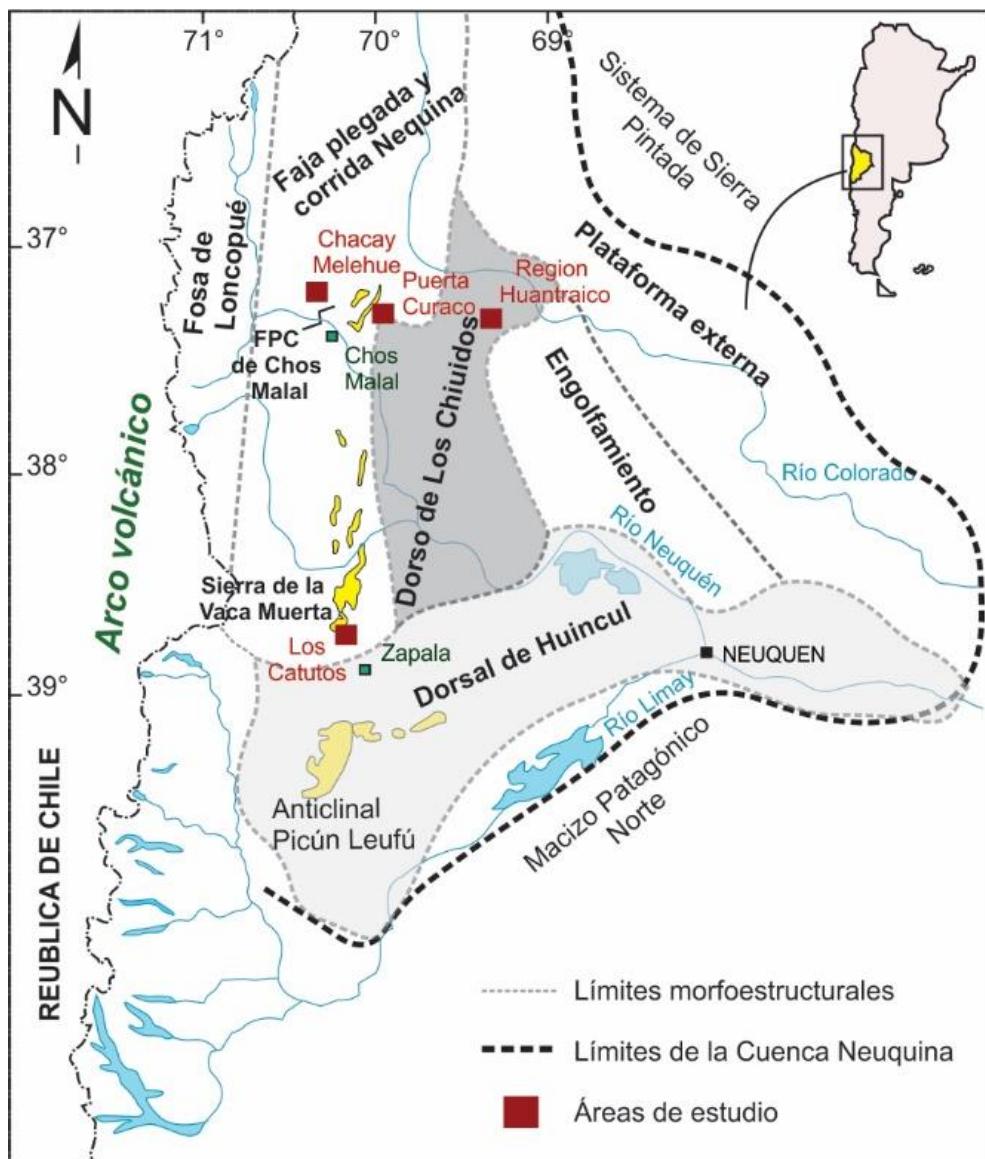


Figura 2.2.1. Regiones morfoestructurales de la Cuenca Neuquina (modificado de Giusiano y Bouhier, 2009). Chacay Melehue y Puerta Curaco se encuentran en la FPC de Chos Malal, y la región de Huantraico entre el Dorso de Los Chihuidos y el Engolfamiento Neuquino. Los Catutos, se localiza inmediantemente al sur de la sierra de la Vaca Muerta, cerca de Zapala.



Figura 2.2.2. Sector oriental de la FPC de Chos Malal con las localidades de estudio: Chacay Melehue, Puerta Curaco y región de Huantraico. También, se indica la ciudad de Chos Malal, la Cordillera del Viento, el volcán Tromen, el anticlinal La Yesera y la sierra de Huantraico.

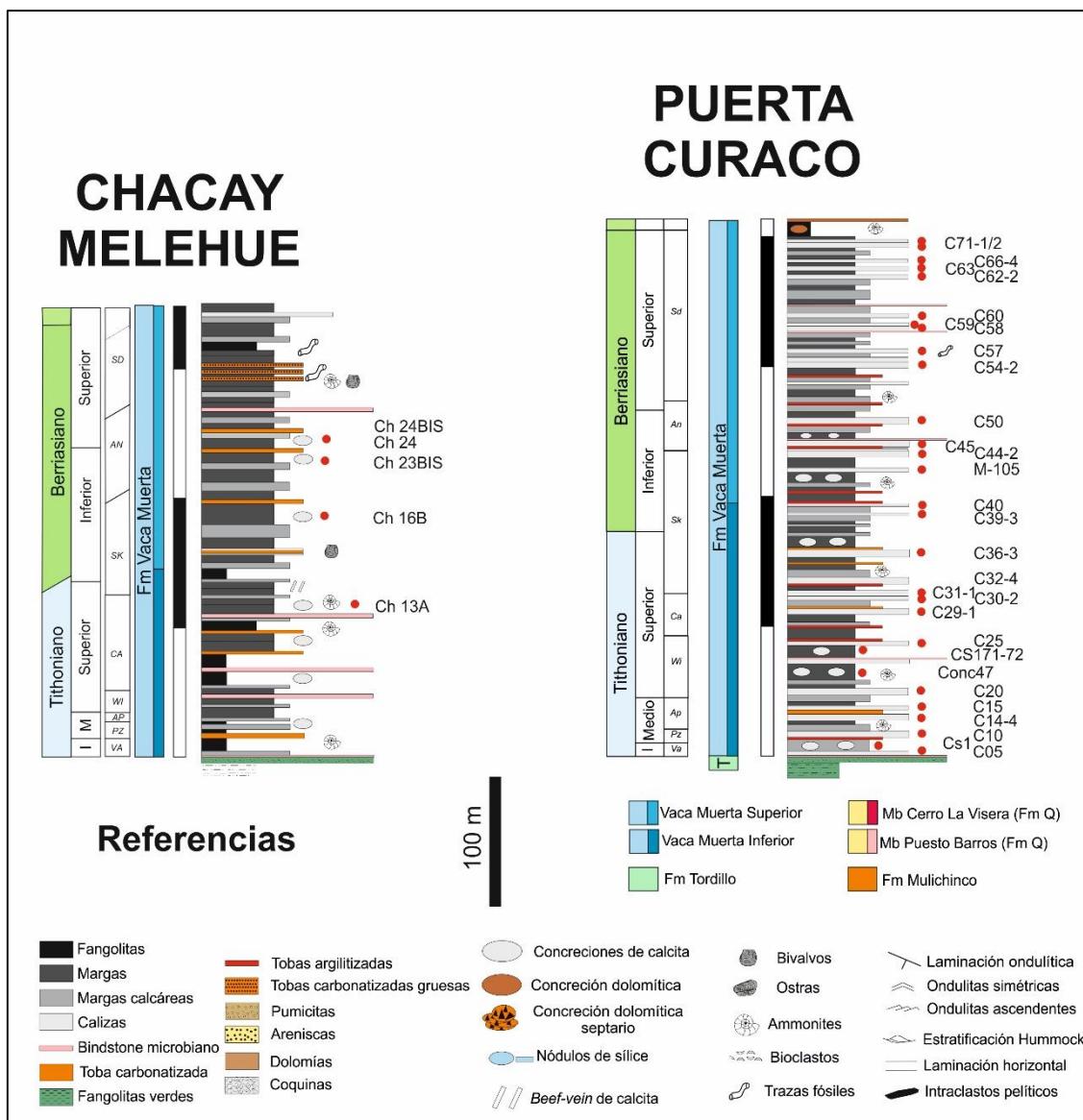


Figura 2.2.3. Perfiles sedimentológicos del sistema Quintuco-Vaca Muerta en las localidades de Chacay Melehue y de Puerta Curaco, modificado de Capelli *et al.* (2018, 2021).

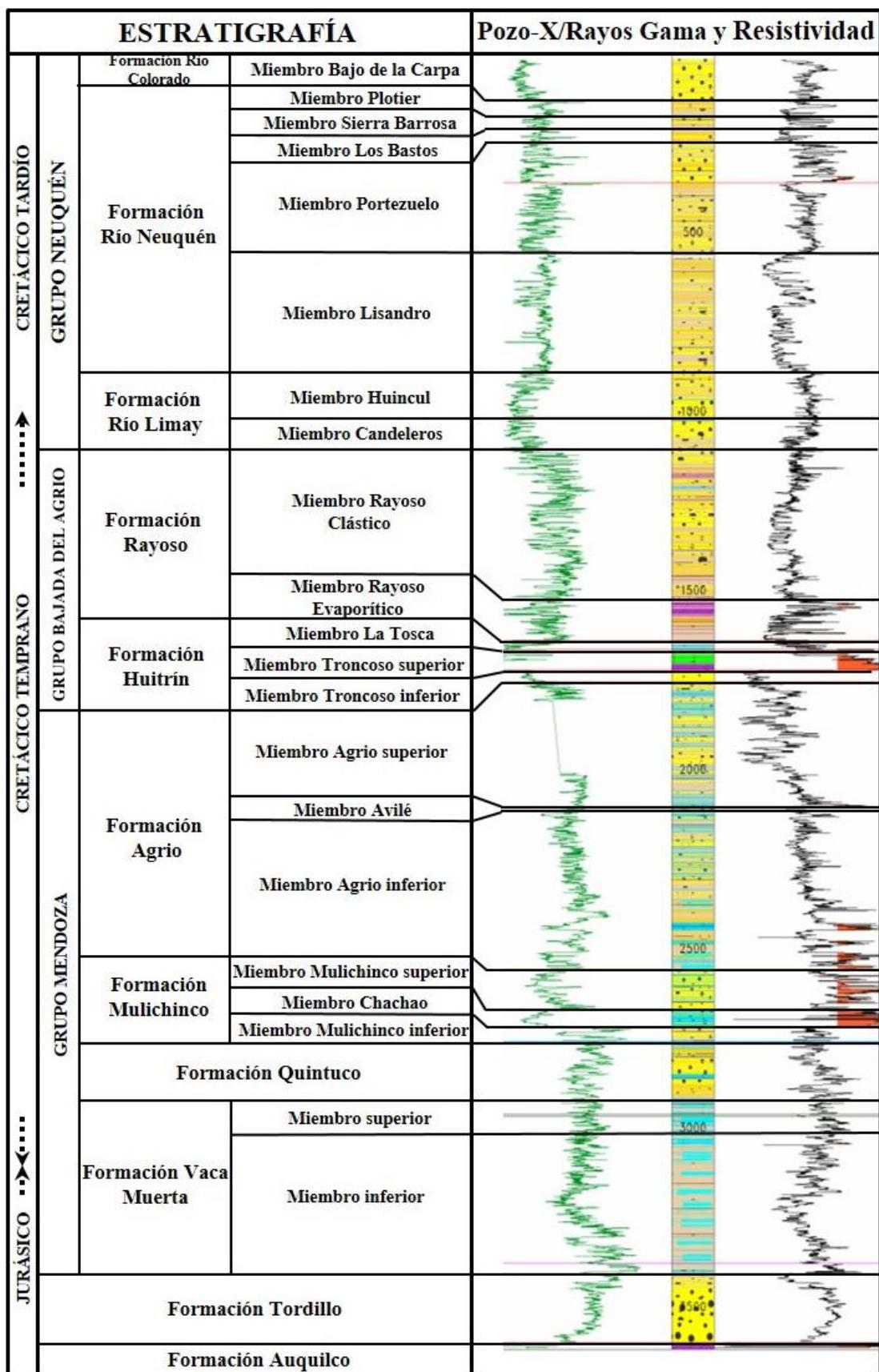


Figura 2.2.4. Perfil geológico de subsuelo, construido en base a información de recortes de pozo, perfiles eléctricos (Rayos Gama y Resistividad) de la región de Huantranco (Pozo X, del Yacimiento El Trapial), cedido por la empresa *Chevron S.A.* Las unidades fueron asignadas sobre la base de correlaciones regionales de pozo por profesionales de dicha empresa.

Región de Zapala (sector Sur)

La zona de Los Catutos, en el departamento de Zapala, se ubica en el sector meridional de la FPC Neuquina. El área forma parte del extremo Sur del flanco Este del gran anticlinal de la sierra de la Vaca Muerta (Fig. 2.2.5. A).

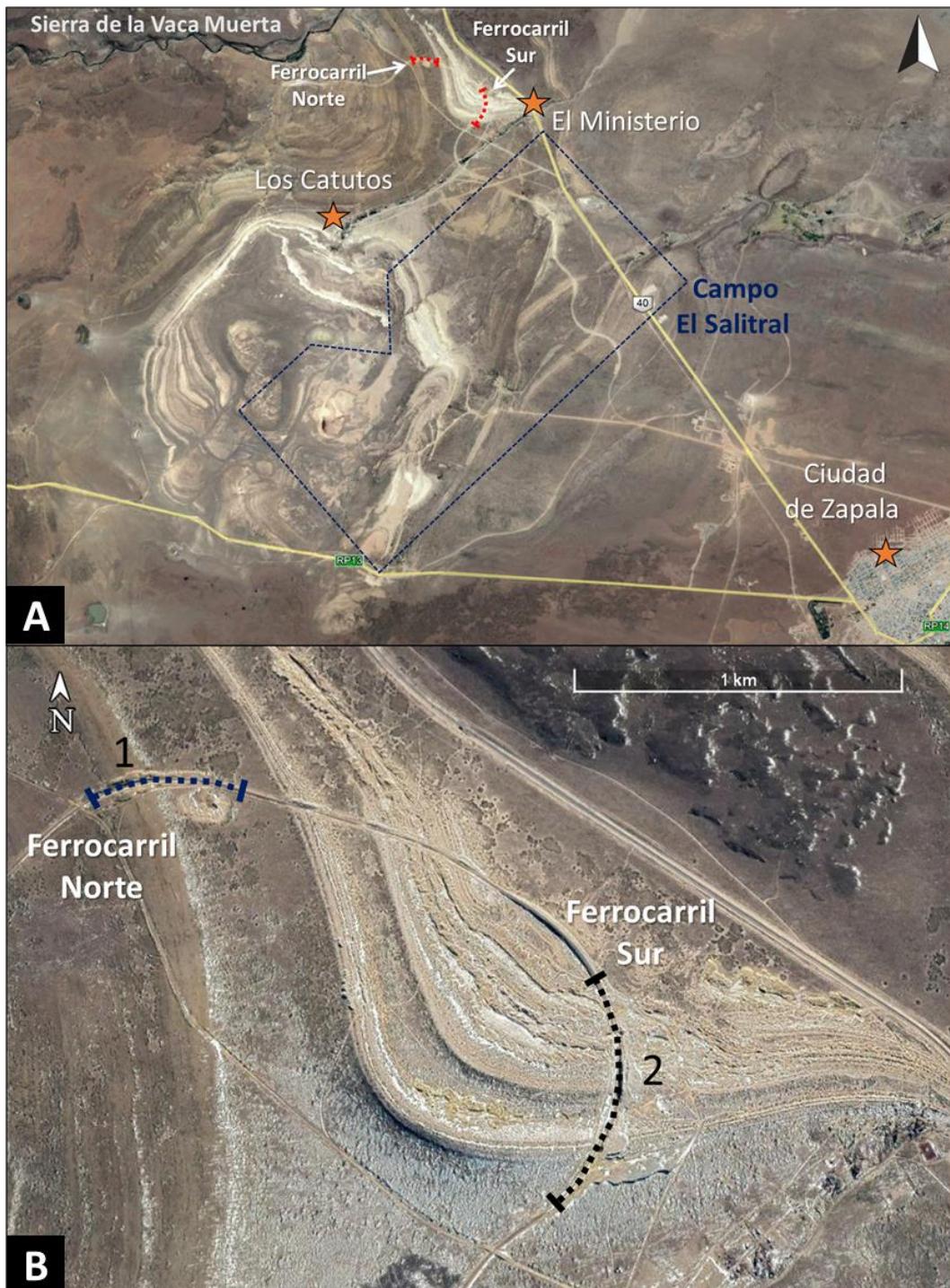


Figura 2.2.5. A) Región de Zapala, zona Los Catutos. En la imagen se observa la ubicación geográfica de algunos puntos de referencia, y los perfiles relevados de Ferrocarril Norte y Ferrocarril Sur. **B)** Se muestra en mayor detalle la traza de los perfiles levantados en la sección del Ferrocarril Norte (1) y Ferrocarril Sur (2).

La zona se caracteriza por presentar un relieve de suaves colinas y valles extendidos con algunos resaltos de afloramientos calcáreos (por ejemplo, los afloramientos estudiados de Ferrocarril Norte y Sur, Figura 2.2.5 B). El relieve se ve afectado por las explotaciones mineras (campo El Salitral).

El campo el Salitral, propiedad de la empresa Loma Negra, se encuentra dentro del sistema de la sierra de la Vaca Muerta (Fig. 2.2.5. A). Las mayores alturas se corresponden con la parte Norte del bloque minero y oscilan en torno a los 1220 msnm. En la figura. 2.2.6., se exhiben los perfiles levantados del Ferrocarril Norte y Sur (ubicación en Fig. 2.2.5. A-B). Las litofacies fueron clasificadas con criterio de campo. Para diferenciar margas de margas calcáreas se utilizó ácido clohídrico y para diferenciar margas de margas limosas se utilizó lupa de mano.

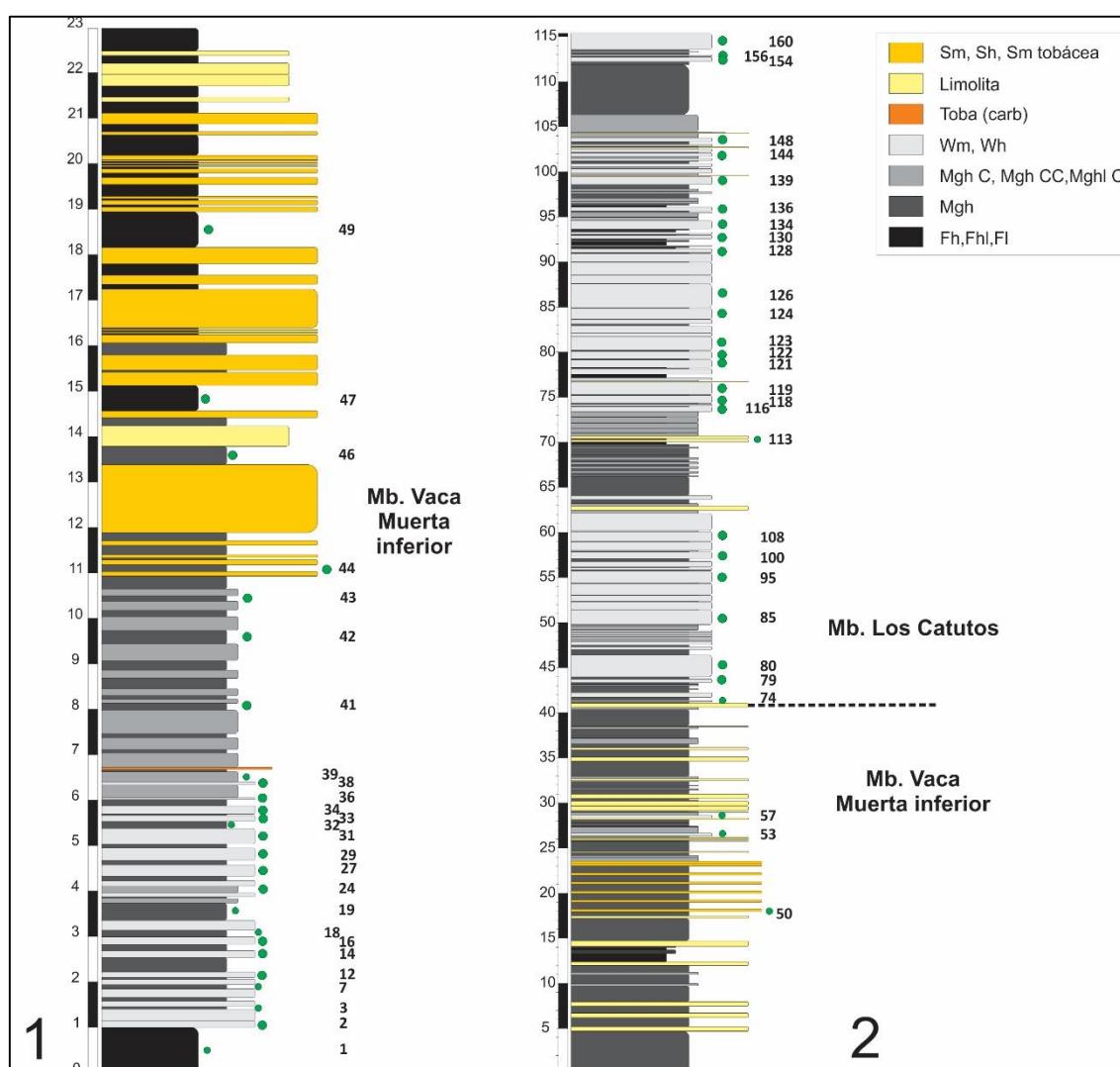


Figura 2.2.6. Perfiles sedimentológicos de afloramiento Ferrocarril Norte (1) y Ferrocarril Sur (2). La ubicación de los mismos puede verse en figura 2.3.5. A) y en mayor detalle en 2.3.5 B). **Fh:** fangolitas laminadas, **Fhl:** laminadas limosas y **Fl:** limosas. **Mgh:** margas laminadas, **Mgh C:** margas laminadas calcáreas, **Mghl C:** margas laminadas limosas y calcáreas y **Mgh CC:** margas laminadas muy calcáreas. **Wm:** wackestones masivos y **Wh:** wackestones laminados. **Sm, Sh, Sm tobácea:** arenas masivas, arenas laminadas y arenas masivas tobáceas respectivamente.

2.2.2. Evolución tectónica y migración del magmatismo de arco y retroarco

Como se mencionó en el Capítulo 1.1., para abordar el estudio diagenético de los carbonatos de la Formación Vaca Muerta en los sectores Norte y Sur de la FPC Neuquina, es fundamental comprender la evolución tectónica y térmica de las zonas de estudio. Por tal motivo, es importante describir los principales episodios de levantamiento y exhumación de la columna mesozoica y la migración del arco volcánico del Cretácico Tardío al Holoceno ya que esto permite construir modelos más realísticos de evolución del flujo calórico que impactaron en la historia diagenética de los sedimentos.

2.2.2.1. Evolución tectónica de la FPC de Chos Malal y del Dorso de Los Chihuidos

Las historias de soterramiento y tectónica de las localidades estudiadas se caracterizan por una prolongada subsidencia jurásico-cretácea, deformación y eventos de levantamiento, representadas en los modelos de soterramiento-térmicos del Capítulo 3, de las localidades de la transecta Oeste-Este de la región de Chos Malal y zona de Huantraico. Las historias geológicas de las tres zonas estudiadas tienen grandes similitudes porque están en la misma región morfoestructural y debido a su proximidad geográfica (figuras 2.2.1. y 2.2.2.). Los principales episodios de levantamiento y exhumación se describen a continuación.

La Cuenca Neuquina evolucionó desde una típica cuenca de retroarco controlada por subsidencia térmica durante el Aptiano-Albiano a un sistema de cuenca de antepaís en el Cretácico Tardío (Tunik *et al.*, 2010).

Kozlowski *et al.* (1996) y Cobbold y Rossello (2003) indicaron tres fases principales de deformación compresiva para la FPC de Chos Malal: la fase Peruana (Cretácico Tardío), Incaica (Paleógeno) y la Quechua (Neógeno). El inicio de la deformación tuvo lugar en el Albiano-Cenomaniano, conjuntamente con la deposición de los sedimentos sin-orogénicos del Grupo Neuquén, sincrónicamente con el levantamiento inicial de la orogenia andina, ~ 100 Ma (Tunik *et al.*, 2010; Fennell *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2017). Existe un consenso general al señalar que la mayor parte de la deformación contraccional en la FPC de Chos Malal tuvo lugar durante dos estadios principales, el del Cretácico Tardío y, por otro lado, durante el Neógeno tardío (Vergani *et al.*, 1995; Kozlowski *et al.*, 1998; Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Kay, 2006; Folguera *et al.*, 2007; Garrido, 2012; Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015; Sagripanti *et al.*,

2016; Sánchez *et al.*, 2017). Sin embargo, varios estudios reportaron evidencias estructurales para la contracción del Eoceno entre las latitudes 36° a 37°30'S, en donde se encuentran las secciones de afloramiento estudiadas y en la región de Huantraico (Charrier *et al.*, 2007; Sagripanti *et al.*, 2016; Álvarez Cerimedo *et al.* 2013; Gianni *et al.*, 2018).

La discordancia angular regional que separa la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén Inferior (Formación Candeleros) y la deposición de los sedimentos de esta última unidad, están vinculadas al comienzo de la fase de antepaís de la Cuenca Neuquina, originada como consecuencia de una tectónica compresiva en el margen Andino al final del Cretácico Tardío (Tunik *et al.*, 2010). Los circones detríticos más jóvenes limitan el momento del levantamiento a menos de 99 Ma, lo que respalda la edad supuestamente cenomaniana para los depósitos sin-orgánicos del Grupo Neuquén (Tunik *et al.*, 2010). La deformación cretácica también fue apoyada por las edades de Ar⁴⁰-Ar³⁹ de los plutones de la Cordillera del Viento (Kay 2002) y el análisis de trazas de fisión (Burns *et al.*, 2006), lo que sugiere un inicio de la exhumación a los 70 Ma.

El levantamiento y exhumación del Paleógeno es responsable de al menos parte del plegamiento observado en este sector de la FPC de Chos Malal (Turienzo *et al.*, 2014). Sánchez *et al.* (2015) mapearon los cuerpos intrusivos de la sierra del Mayal, cerca de la zona de Chacay Melehue, que produjeron una flexión clara en el eje del pliegue del sinclinal Mayal [Fig. 3 de Sánchez *et al.*, 2015]. Estas rocas tienen una edad Ar⁴⁰-Ar³⁹ cercana a 40 Ma (Cobbold y Rosello, 2003), lo que evidencia un evento de plegamiento Eoceno.

El levantamiento y exhumación neógenos (Mioceno-presente) es la etapa de mayor deformación y desarrollo estructural de la FPC de Chos Malal (Folguera *et al.*, 2007). Basado en trazas de fisión de apatita y análisis estructurales, Sánchez *et al.* (2017) también indicaron que la mayor parte de la estructuración de la FPC de Chos Malal ocurrió durante el Neógeno. La deformación contraccional en los sectores interno y externo de la FPC de Chos Malal está claramente documentada en ~ 15-7 Ma. Estos autores limitan la evolución térmica y estructural con la última deformación en la zona exterior de la FPC de Chos Malal después de 7-9 Ma. Por lo tanto, la deformación neógena es diacrónica desde el Oeste al Este de la transecta estudiada (desde Chacay Melehue hasta la zona de Huantraico).

2.2.2.2. Evolución tectónica en el sector Sur de la Cuenca Neuquina, Los Catutos

La localidad de Los Catutos está ubicada en la zona Sur de la FPC Neuquina, en la parte Sureste del anticinal de la sierra de la Vaca Muerta, aproximadamente a unos 60 km al Norte de la Dorsal de Huincul. En este contexto geológico, durante el Mesozoico y Neógeno tuvieron lugar tres principales estadios de deformación controlados por la dirección de esfuerzos ligada al margen convergente (Mosquera *et al.*, 2011) y las estructuras extensionales previas.

Durante el Kimmeridgiano, se emplazó la Dorsal de Huincul, causando la inversión estructural de mayor envergadura en la cuenca. Esta inversión estructural restringió la cuenca, formándose los depósitos fluviales y lacustres de la Formación Tordillo (Leanza *et al.*, 2001).

En el Valanginiano inferior se registra un cambio en el patrón de subsidencia que es consecuencia de una nueva inversión tectónica (fase de inversión tectónica intravalanginiana). Esto da lugar a una paleo-geografía más restringida con desarrollo de facies fluviales, mareas y deltaicas de la Formación Mulichinco (Leanza *et al.*, 2001).

Según Legarreta y Uliana (1999) y Cruz *et al.* (2000), durante el Barremiano tardío al Albiano Medio tuvo lugar la fase de levantamiento y exhumación más importante en el área, asociada a los inicios del levantamiento cordillerano. En el sector de Los Catutos, la deformación de amonites señala compresión NNO-SSE que probablemente tuvo lugar durante el levantamiento del Cenomaniano (Scasso *et al.*, 2005). Durante el Cretácico Tardío la Dorsal de Huincul separó la Cuenca de Picún Leufú del Engolfamiento Neuquino y condicionó la sedimentación sin-orogénica asociada al Grupo Neuquén durante el Cenomaniano-Coniaciano, en la fase de antepaís.

La deformación final en el ámbito de la Dorsal de Huincul, tuvo lugar durante el Mioceno tardío-Plioceno (Mosquera *et al.*, 2011). En consecuencia, el levantamiento dejó expuestas en los afloramientos del área, a las formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú.

Migración del arco volcánico del Cretácico Tardío al Neógeno en la FPC Neuquina

El arco magmático entre 36°S y 40° 30'S sufrió una migración hacia el Este desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno temprano, durante el desarrollo inicial de las FPC de Malargüe, Chos Malal, Agrio y Aluminé (Spagnuolo *et al.*, 2012; Folguera *et al.*, 2015; Rojas Vera *et al.*, 2015; Fennell *et al.*, 2015; Di Giulio *et al.*, 2012; Horton y Fuentes, 2016). La serie volcánica andesítica de edades cretácica tardía, paleocena y eocena, constituye una faja de migración de arco continua que va desde la zona Norte de la FPC Neuquina, pasando por la FPC del Agrio hasta la provincia de Chubut (com. pers.).

Andrés Folguera), Fig. 2.2.7. A-B-C (Folguera *et al.*, 2011).

En la imagen de la figura 2.2.8. se observa la distribución de rocas volcánicas e intrusivas de edades comprendidas entre el Cretácico Tardío-Paleoceno y el Plioceno temprano, en Los Andes Centrales Meridionales y en la FPC de Chos Malal. Esta imagen es resultado de la recopilación bibliográfica de los trabajos de Gianni *et al.* (2018) [Fig. 10a], Spagnuolo *et al.* (2012) [Fig. 13], Ianelli *et al.* (2018) [figuras 1 y 3] y Litvak *et al.* (2018) [Fig. 3]. El comienzo de la migración del arco se asocia al levantamiento Cretácico Tardío (Albiano-Cenomaniano) de Los Andes y acumulación de los sedimentos del Grupo Neuquén, en las zonas de estudio. Esta migración habría alcanzado una posición distal máxima de unos 400-430 km desde la trinchera a los ~67-64 Ma, simultáneamente con la acumulación de los grupos Neuquén y Malargüe (Llambías y Aragón, 2011; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011) en el límite entre la FPC de Malargüe y Chos Malal.

El volcanismo del Cretácico Tardío-Paleógeno, asociado al levantamiento y exhumación del Paleógeno, a lo largo de Los Andes Centrales Meridionales puede agruparse en dos períodos diferentes: el Cretácico Tardío-Paleoceno y el Paleoceno tardío-Eoceno (Franchini *et al.*, 2003). El magmatismo paleógeno entre 36°S y 38°S comenzó en la región proximal del arco con la erupción de magmas del Paleoceno al Eoceno con fuertes afinidades químicas de arco (Kay, 2005 [Fig. 2. A]).

Spagnuolo *et al.* (2012) y Ianelli *et al.* (2018) presentaron edades de un grupo de centros volcánicos vinculados a arco volcánico caracterizados por una posición de antepaís-retroarco anómala, que ayudan a identificar la expansión más oriental del arco magmático Cretácico Tardío-Paleoceno entre 36°S y 37°S, en el área de estudio (Spagnuolo *et al.*, 2012 [Fig. 13] y Ianelli *et al.*, 2018 [Fig. 1]). Las rocas volcánicas calco-alcalinas del Cretácico Tardío-Paleoceno (Fig. 2.2.8.) fueron datadas entre 69-60 Ma y están asociadas con el frente del arco magmático del Cretácico (Spagnuolo *et al.*, 2012). El Grupo Naunauco (Zamora Valcarce, 2007) se emplazó entre los 74 y 56 Ma (Ianelli *et al.*, 2018). Geoquímicamente, este magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno, asociado al Grupo Naunauco, está representado principalmente por rocas andesíticas subvolcánicas y extrusivas calco-alcalinas portadoras de anfíboles (Casé *et al.*, 2008; Llambías y Aragón, 2011). El Grupo Naunauco está integrado por diferentes unidades volcánicas con impronta calco-alcalina (rocas volcánicas del Cretácico Tardío-Paleoceno, de color azul violáceo en Fig. 2.2.8.), que fueron datados por distintos autores: cuerpos subvolcánicos (~68 y ~69 Ma; Spagnuolo *et al.*, 2012), Varvarcó (~69 Ma, Kay *et al.*, 2006; ~65 Ma Casé *et al.*, 2008), Cerro Nevazón (~59 y ~61 Ma, Franchini *et al.*, 2003) y rocas volcánicas de Naunauco (~65.5 y ~74 Ma, Zamora Valcarce *et al.*,

2007). Como puede observarse en la figura 2.2.8., la posición más oriental del frente del arco volcánico del Cretácico Tardío-Eoceno (~70-50 Ma.), se encuentra entre la cordillera del Viento y el volcán Tromen; muy cerca de la localidad de Chacay Melehue.

El evento volcánico del Cretácico Tardío-Paleoceno es seguido por el episodio magmático del Paleoceno tardío-Eoceno (Franchini *et al.*, 2003; Zamora Valcarce *et al.*, 2007) nombrado Provincia Volcánica Neuquino Mendocina (Llambías y Rapela 1989). El magmatismo de arco del Paleoceno tardío-Eoceno está representado por rocas extrusivas e intrusivas del Grupo Provincia Volcánica Neuquino Menodocina (a partir de aquí, PVNM), compuesto por rocas volcánicas calco-alcalinas (Fig. 2.2.8), compuesto por diferentes unidades, tales como las formaciones Cayanta y Collipilli (~39 y ~50 Ma respectivamente; Llambías y Rapela, 1989) y la Formación Caicayen (~45 Ma; Franchini *et al.*, 2003). En general, estas rocas volcánicas y subvolcánicas son principalmente de composición andesítica, con impronta calco-alcalina metaluminosa y contenido medio de K (Llambías y Rapela, 1989). En el Eoceno medio, el frente de arco se movió unos 15 a 30 km al Este respecto de la Cordillera del Viento, en el sector oriental de la Cordillera del Viento (Kay, 2005 [Fig. 1]).

Respecto al sector Sur de la Cuenca Neuquina, en la figura 2.2.7. A, puede apreciarse que la zona de Los Catutos se encuentra al Este de las sucesiones volcánicas mesosilícicas del Cretácico Tardío-Paleógeno (70-44 Ma) y alejada de los respectivos frentes de arco volcánico.

El Oligoceno fue un período de extensión generalizada a lo largo del eje Andino (Sagnuolo *et al.*, 2012), esta etapa extensional se registra en las rocas volcánicas de Cura Mallin (Kay *et al.*, 2007). La historia previa al Mioceno terminó con una pausa volcánica que duró entre ~ 40 a 26 Ma (Kay, 2005), en la región de trasarco a la latitud de la FPC de Chos Malal. Durante el Oligoceno entre los 27-20 Ma, la columna estratigráfica de perfil de Los Catutos no fue afectada por flujo calóricos elevados dado que el sector de estudio se sitúa al Este de la cuenca extensiva de Cura Mallín y aún más alejada del frente de arco homónimo (Fig. 2.2.7. B).

La intersección de la dorsal de Juan Fernández con el margen continental en el Mioceno, a la latitud de Los Andes Centrales Meridionales, resultó en la horizontalización de la placa de Nazca, la cual subduce debajo de la placa Sudamericana (Litvak *et al.*, 2018). Esto último dio lugar a la expansión de la actividad del arco hacia el retroarco durante el Mioceno. El magmatismo de arco-retroarco durante el Neógeno se asocia a la etapa de mayor deformación y desarrollo estructural de la FPC de Chos Malal (Folguera *et al.*, 2007). La subducción somera del Mioceno tardío del segmento de la Payenia, entre las latitudes ~ 34°-38°S (Kay *et al.*, 1991, 1999, 2006a, 2006b; Kay y Mpodozis, 2002; Jones *et al.*, 2016; Litvak *et al.*, 2007, 2015, 2018;

Fig. 1), donde se encuentra la transecta O-E estudiada, está caracterizada por sucesiones volcánicas extendidas que cubren la mayor parte de la región retroarco a más de 550 km al Este de la trinchera en el Cenozoico (Bermúdez, 1991; Bermúdez *et al.*, 1993; Nullo *et al.* 2002; Kay *et al.*, 2006a, 2006b; Spagnuolo *et al.*, 2012; Dyhr *et al.*, 2013a, 2013b). La evolución del volcanismo cenozoico medio a tardío en el retroarco del segmento de la Payenia, que se corresponde con la región de Huantraico (donde se encuentra la perforación de El Trapial), puede resumirse en tres episodios principales (Dyhr *et al.*, 2013a; Litvak *et al.*, 2018): (i) un episodio del Mioceno temprano de vulcanismo alcalino (Kay y Copeland, 2006; Kay *et al.*, 2006b; Dyhr *et al.*, 2013b) entre ~ 24 y 20 Ma que en esta región, se expresa en basaltos con geoquímica de intraplaca y retroarco (Kay, 2005 [Fig. 2b]). Estas sucesiones volcánicas de retroarco corresponden a las formaciones sierra de Huantraico y Negra, en la sierra homónima (Litvak *et al.*, 2018 [Fig. 3]), datadas en 17-19,8 Ma a través de ^{40}Ar - ^{39}Ar (Kay y Copeland, 2006; Dyhr *et al.*, 2013). (ii) Un episodio volcánico con afinidad de arco del Mioceno medio al Plioceno temprano (Nullo *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2006a, 2006b; Spagnuolo *et al.*, 2012; Dyhr *et al.*, 2013a; Litvak *et al.*, 2015), entre ~ 18 y 3.5 Ma (Kay *et al.*, 2006a, 2006b; Litvak *et al.*, 2015) en el cual se intensificó la impronta de arco hacia los ~ 11.7 Ma, que está representada en las andesitas de Cerro Negro (Fig. 2.2.8.) en el retroarco proximal. Este episodio alcanzó un pico entre ~ 7.6 a 4.8 Ma en el Complejo Volcánico Chachauén emplazado en la sierra homónima (Fig. 2.2.8.); y (iii) Un episodio de volcanismo Plioceno tardío-reciente, con basaltos alcalinos que muestran composiciones típicas de retroarco y un aporte de losa variable (Bermúdez *et al.*, 1993; Bertotto *et al.*, 2009; Gudnason *et al.*, 2012; Soager *et al.*, 2013; Hernando *et al.*, 2014) asociado a un régimen de subducción somera, con horizontalización de la placa. En el segmento de Payenia esto prevaleció solo hasta el comienzo del Plioceno (~5-3 Ma), cuando la subducción volvió a un ángulo normal (Kay *et al.*, 2006a, 2006b; Ramos *et al.*, 2014; Litvak *et al.*, 2015; Litvak, 2018). En el Plioceno medio, las rocas volcánicas alcalinas que forman los extensivos campos volcánicos de retroarco de Payún Matrú y Auca Mahuida (Fig. 2.2.8.) hicieron erupción entre ~ 1.9 a 0.9 Ma. Las rocas volcánicas del Plioceno al Holoceno en la región del volcán Tromen (Fig. 2.2.8.) exhiben afinidad de arco decreciente con la edad.

Al Sur de la zona de subducción somera de la Payenia, el vulcanismo de arco del Mioceno no se encuentra representado en el área de Zapala, el mismo se encuentra representado solo hasta la parte interna de la FPC del Agrio, de acuerdo con la figura 2.2.7., modificada de Folguera *et al.* (2011). En esta figura se observa el arco magmático del Mioceno tardío al Oeste de la zona de Los Catutos. Durante la etapa del Plioceno de carácter extensional, se emplazaron basaltos y vulcanitas mesosilícicas (Leanza *et*

al., 2001).

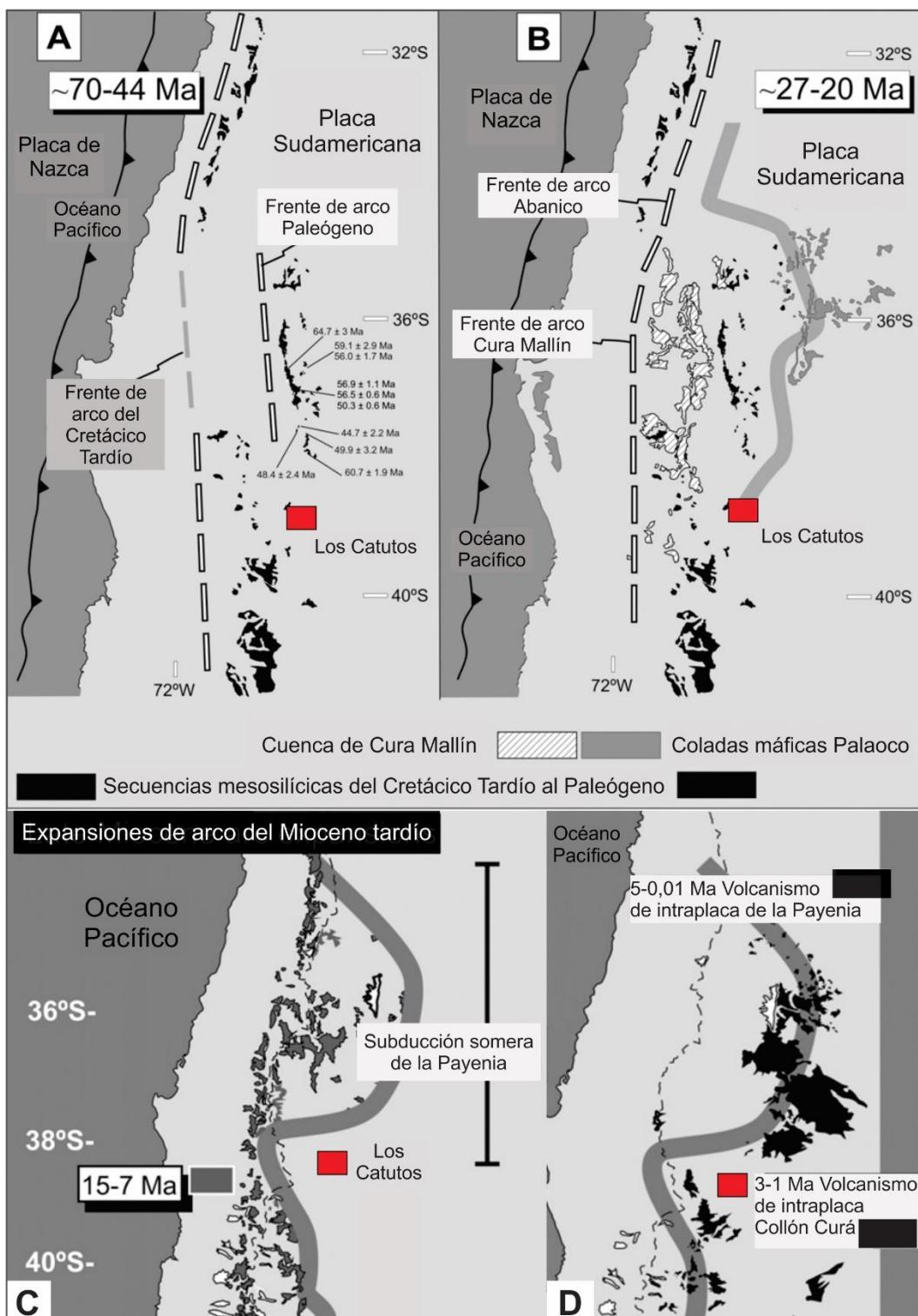


Figura 2.2.7. Modificada de Folguera *et al.* (2011). Se indica la posición de la localidad de Los Catutos respecto de: **A)** Posición de los frentes de arco del Cretácico Tardío y Paleógeno. Se observa la distribución de las sucesiones mesosilícicas del Cretácico Tardío-Paleógeno. **B)** Posición del frente de arco de Cura Mallín del Oligoceno (27-22 Ma). La zona de estudio (LC) se sitúa al Este de la cuenca de Cura Mallín, de las sucesiones mesosilícicas del Cretácico Tardío al Paleógeno y alejada del arco magnético Oligoceno. **C)** Respecto de la zona de subducción horizontal de la Payenia, a gran distancia del arco magnético del Mioceno tardío (al Oeste de la zona de estudio). D) Respecto de las rocas volcánicas de intraplaca de Collón Curá del Plioceno-Pleistoceno.

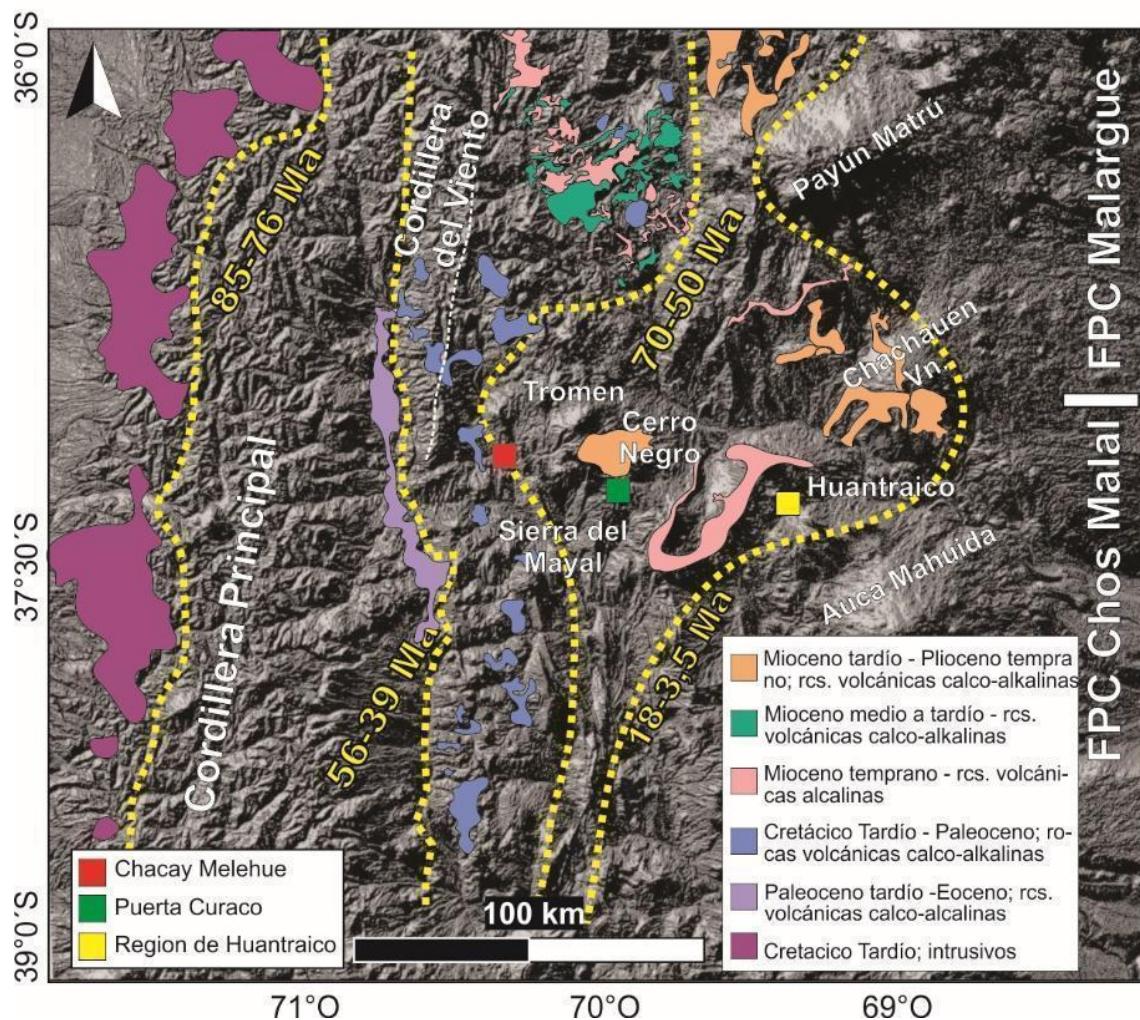


Figura 2.2.8. Modificada de Gianni et al. (2018). Imagen con la distribución de rocas volcánicas e intrusivas de edades comprendidas entre el Cretácico Tardío-Paleoceno al Plioceno temprano en Los Andes Centrales Meridionales y FPC de Chos Malal. El frente de arco Cretácico Tardío, representado por línea punteada amarilla (85-76 Ma), limita intrusivos de dicha edad cerca de la actual trinchera (rastra color violeta morado), en Chile. La posición del frente de arco magmático Cretácico Tardío-Paleoceno más oriental, representada por línea punteada amarilla (70-50 Ma), es en la FPC de Chos Malal inmediatamente al Este de las rocas del Grupo Naunauco, de edad Cretácica Tardía-Paleocena (rastra color violeta azulado, rocas volcánicas calco-alcalinas). El magmatismo de arco del Paleoceno tardío-Eoceno (línea punteada amarilla, 56-39 Ma) se sitúa al Oeste de la línea 70-50 Ma y está representado por rocas extrusivas e intrusivas del Grupo PVNM (rastra color lila; rocas volcánicas calco-alcalinas). El frente de arco del Mioceno-Plioceno, representado por la línea punteada 18-3,5 Ma, se encuentra al Oeste del volcán Payún Matrú y Auca Mahuida. Involucra al complejo volcánico Chachauén (rastra naranja: Mioceno tardío-Plioceno temprano, rocas volcánicas calcoalcalinas) y a la Formación Sierra de Huantraico (rastra color salmón: Mioceno temprano, rocas volcánicas alcalinas).

2.2.3 Paleogeografía de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina constituyó un amplio engolfamiento alargado en dirección Sureste-Noreste (Fig. 2.2.9., engolfamiento Neuquén-Aconcagua de Legarreta y Uliana, 1996), abierto hacia el Océano Pacífico en su extremo noroccidental, que se rellenó con una espesa secuencia de sedimentos del Triásico Superior al Paleógeno. La sedimentación se inició durante un evento de *rift* triásico que evolucionó a una fase temprana de *sag* en el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (Mitchum y Uliana, 1985), lapso en el cual se depositó la Formación Vaca Muerta. A través de este intervalo de tiempo, la cuenca observó una posición persistente dentro de la faja infratropical Sur (Legarreta y Uliana, 1996). Desde el Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, la Cuenca Neuquina fue una cuenca de retroarco, asociada a la subducción de la placa proto-Pacífica debajo del margen de Gondwana (Vergani *et al.*, 1995).

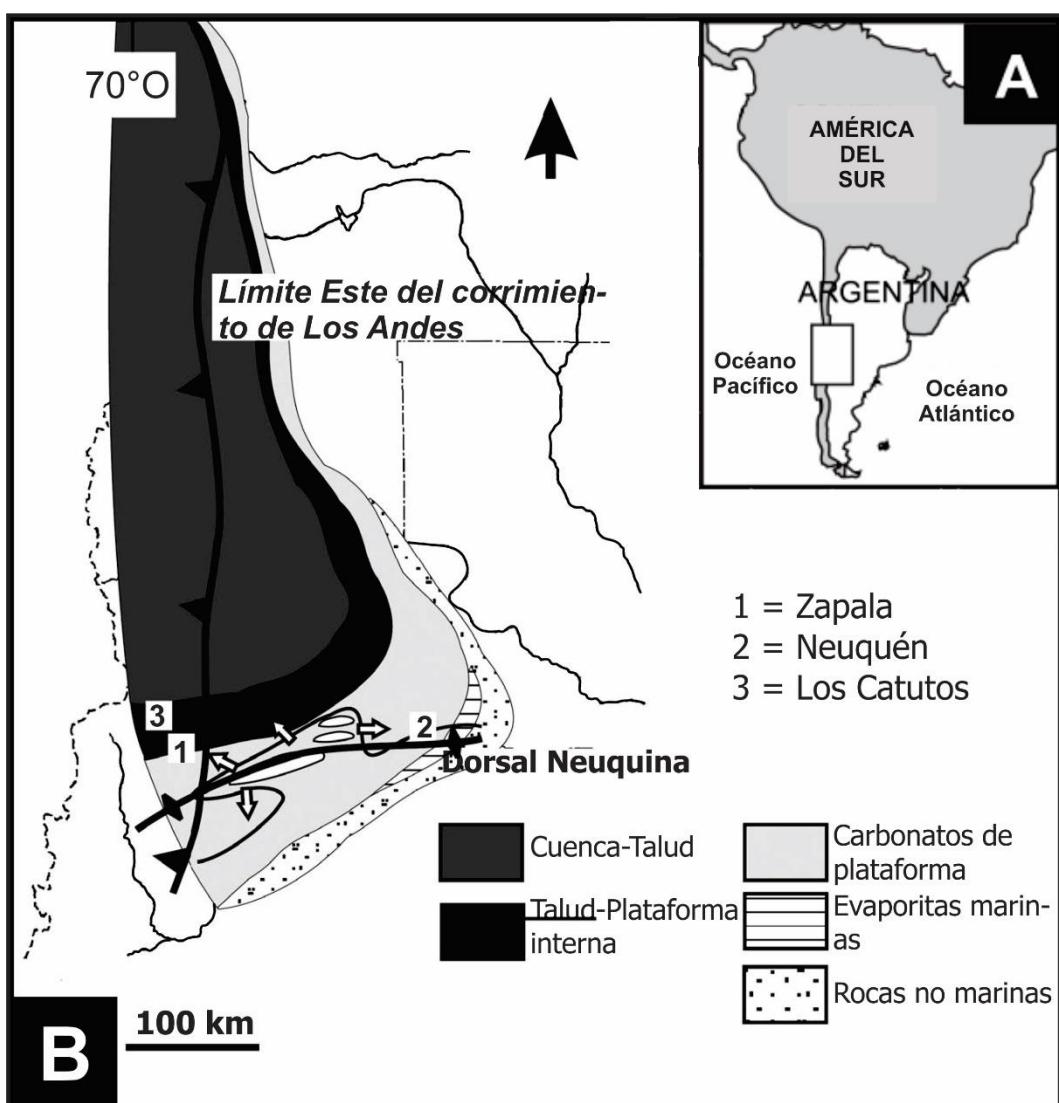


Figura 2.2.9. (a) Ubicación de la Cuenca Neuquina. (b) Mapa paleo-geográfico del Tithoniano medio a tardío (Legarreta y Uliana, 1996; Cruz *et al.*, 1999; Scasso *et al.*, 2005). Las fuentes de procedencia local, para el sector de Los Catutos (3), podrían provenir de la Dorsal de Neuquina.

El extenso período de subsidencia termal y extensión regional de la región de retroarco, dio lugar al desarrollo de una cuenca marina que estuvo probablemente conectada al proto Océano Pacífico por pasajes marinos asociados a un archipiélago volcánico poco elevado o parcialmente sumergido (Spalletti *et al.*, 2000; Macdonald *et al.*, 2003). El engolfamiento marino desarrollado en esta cuenca de retroarco, albergó facies ricas en materia orgánica, bajo condiciones de anoxia, en sintonía con ascensos y descensos eustáticos durante el Jurásico y Cretácico (Legarreta y Villar, 2011).

2.2.4 Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta-Quintuco

Entre los trabajos iniciales de estratigrafía-secuencial de la Cuenca Neuquina se encuentran aquellos realizados por Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989) y Legarreta y Uliana (1996). La arquitectura del intervalo Vaca Muerta-Quintuco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, fue dada a conocer a través de esta metodología, por Mitchum y Uliana (1985) quienes trabajaron con numerosas secciones sísmicas 2D, y por Gulisano *et al.* (1984), quienes llevaron las sucesiones definidas por los mencionados autores a las secciones aflorantes en el Sur de la cuenca. La porción más meridional de la Cuenca Neuquina, tuvo una morfología semicircular con áreas emergentes hacia el Oeste, Sur y Este, y rampas convergiendo hacia el centro de cuenca, de acuerdo a la orientación de las clinoformas progradantes, los patrones de facies y geometría de sucesiones (Spalletti *et al.*, 2000). Los últimos, dividieron al Tithoniano de la parte Sur de la cuenca en tres sucesiones depositadas en un ambiente de rampa y compuestas principalmente por cortejos de facies transgresivas y de mar alto. Las primeras revisiones detalladas de las secuencias depositacionales de este sistema fueron realizadas por Kietzmann (2011), en su tesis doctoral, sobre la base de numerosas secciones en el Sur de Mendoza y posteriormente publicadas por Kietzmann *et al.* (2014a). Estos autores reconocieron 5 secuencias compuestas y 15 secuencias de alta frecuencia correlacionables a nivel de cuenca. Los trabajos publicados referentes a la estratigrafía secuencial del sistema Vaca Muerta-Quintuco aumentaron exponencialmente en los últimos años, por el interés que cobró la Formación Vaca Muerta como objetivo *shale oil-gas*. En el área de la sierra de la Vaca Muerta Zeller *et al.* (2015) determinaron ocho secuencias depositacionales basadas en distribución de facies, representando una escala muy similar a las siete secuencias documentadas en la carta global del nivel del mar. Kietzmann *et al.* (2016), replicaron los estudios del Sur mendocino en afloramientos de la FPC de Chos Malal, y contribuyeron al entendimiento de la relación entre el contenido mineralógico, el COT y las secuencias depositacionales. Estudios posteriores realizados en un marco de cooperación (González Tomassini *et*

al., 2016, 2018) definieron 6 unidades sísmicas, mayormente coincidentes con los principales ciclos transgresivo-regresivos de este intervalo. Cabe mencionar que la unidad sísmica 3 representa un conjunto de regresiones forzadas que no alcanzan a tener expresión en las secciones de afloramiento (Kietzmann *et al.*, 2021).

Dentro de la Cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta consiste en depósitos de cuenca marina que varían hacia el Este a depósitos de *shoreface* de la Formación Quintuco (Tithoniano Superior-Valanginiano Inferior) y depósitos de *sabkha* de la Formación Loma Montosa (Gulisano *et al.*, 1984; Mitchum y Uliana, 1985; Carozzi *et al.*, 1993). Hacia el Oeste, la Formación Vaca Muerta incluye facies de talud denominadas el Miembro Huncal y en el territorio chileno las facies varían a marino somero y depósitos volcánicos-volcanoclásticos conocidos como formaciones Lo Valdés y Baños del Flaco (Klohn, 1960; Salazar, 2012).

La Formación Vaca Muerta consiste en una sucesión de gran espesor de margas y pelitas bituminosas, mientras que la Formación Picún Leufú está compuesta por una mezcla de sedimentos carbonáticos y silicoclásticos (Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977, 2011, 2020). En el área de Zapala, Leanza y Zeiss (1990) definieron el Miembro Los Catutos para referirse a un intervalo carbonático que divide a la Formación Vaca Muerta en dos intervalos dominados por pelitas negras (Figs. 2.2.6 y 2.2.9.), y contiene ciclos de margas-calizas cuyo origen fue vinculado a cambios climáticos controlados por variaciones orbitales (Scasso *et al.*, 2005).

En el sector Norte de la cuenca esta unidad expone las facies distales de una serie de sistemas depositacionales carbonáticos y mixtos, con dominio de facies someras carbonáticas (Kietzmann y Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014a). En este sector se reconoció una marcada ciclicidad relacionada con variaciones orbitales (Kietzmann *et al.*, 2011, 2015, 2018), evidenciando el fuerte control climático sobre la sedimentación de esta unidad.

La mayor diferencia que existe entre el sector Norte y Sur de la Cuenca Neuquina está relacionada a la variación en el aporte silicoclástico debido a las diferencias en la posición latitudinal (Legarreta y Uliana, 1991, 1996), así como a la reactivación tectónica de la Dorsal de Huincul y el Dorso de Los Chihuidos (Vergani *et al.*, 1995; Maretto y Pángaro, 2005).

2.2.5. Sedimentología y paleo-ambientes depositacionales de la Formación Vaca Muerta

Los trabajos, que pueden considerarse como el punto de partida en el conocimiento estratigráfico-sedimentológico de la Formación Vaca Muerta, dieron a conocer que la misma está integrada principalmente por pelitas negras y calizas micríticas con variaciones en las proporciones litológicas (Weaver, 1931, Groeber, 1946, Groeber *et al.*, 1953; Leanza, 1973; Leanza *et al.*, 1977; Uliana *et al.*, 1977; Leanza y Zeiss, 1990; Legarreta y Uliana, 1991, 1996).

En el Sur de la Cuenca Neuquina, Spalletti *et al.* (2000) interpretaron que los sedimentos silicoclásticos-carbonáticos de la sucesión Vaca Muerta-Picún Leufú, fueron depositados en una rampa marina de baja pendiente dominada por mareas, con una gradual transición desde áreas marinas someras desde los márgenes Sur y Suroeste de la cuenca hacia áreas más profundas en el Norte. La restricción con el Océano Pacífico generada por el crecimiento del arco magmático y por inversión tectónica en la parte central de la cuenca resultó en un régimen meso-macrotidal que generó un registro dominado por mareas en los paleo-ambientes de rampa interna y media para el Tithoniano-Berrasiense. Según Kietzmann *et al.* (2014b), en el sur de la Cuenca Neuquina, el reconocimiento de asociaciones de facies de cuenca, rampa media, rampa externa y protegida se asocian a tres secuencias somerizantes (Ti1, Ti2, Ti3). En los perfiles de afloramiento de Catán Lil y China Muerta, en la secuencia 2 de mar alto (HST-Ti2) las facies carbonáticas son similares entre sí (de rampa posterior protegida, somera y externa), mientras que en áreas más distales como en el perfil de afloramiento de Covunco se observan facies de calizas micríticas litográficas correspondientes a rampa externa y cuenca. En la zona de Los Catutos, dentro del departamento de Zapala, afloran margas marrones claras y calizas castañas blancuzcas en alternancia cíclica (calizas micríticas litográficas), pertenecientes al Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta (Leanza y Zeiss 1990), de edad tithoniana. Petrográficamente las calizas, fueron clasificadas por Scasso *et al.* (2005), usando la clasificación de Folk (1959), en (1) biopelmicritas laminadas, (2) biopelmicritas masivas, (3) pelbiomicritas laminadas, y (4) pelbiomicritas masivas. La mayoría de los ciclos de marga-caliza resultan de la combinación de un bajo aporte de material siliciclástico y abundante aporte carbonático derivado de una alta productividad carbonática. Bajo condiciones de aporte terrígeno, disminuye la productividad carbonática produciendo así los ciclos de marga-caliza. Las ritmitas fueron depositadas en fondos pobremente oxigenados y de baja energía debajo de superficies de aguas oceánicas abiertas. La tasa de sedimentación fue alta debido a la alta productividad carbonática, juntamente con la contribución de plumas que

transportaron material en suspensión, previamente erosionado en áreas proximales (Scasso *et al.*, 2005). Las biopelmicritas masivas ricas en espículas de esponjas, partículas fosfáticas, foraminíferos y radiolarios y pobres en material terrígeno sugieren una fuente intracuencial para estas litologías. Las biopelmicritas laminadas pueden presentar niveles de espículas y microcrinoideos orientados, como resultado de corrientes de fondo. La composición isotópica de C de roca total es consistente con carbonatos precipitados de aguas marinas tithonianas. Las excursiones negativas de $\delta^{13}\text{C}$ pueden reflejar crisis de productividad o mezcla de aguas en un mar estratificado. La geometría general de los cuerpos de calizas, juntamente con las condiciones paleoambientales, sugieren deposición en amplios abultamientos de bajo relieve en la parte más distal de la rampa submarina. El conjunto de la asociación de materia orgánica de la Formación Vaca Muerta (Cruz *et al.*, 1999) deriva de la contribución dominante de materia orgánica marina, posiblemente algal-bacteriana, y fuente de los hidrocarburos líquidos de varios yacimientos del área. La buena correlación entre el IH y el COT indica condiciones de oxigenación marginal a anóxicas para las calizas laminadas del Miembro Los Catutos con preservación de la materia orgánica sapropélica y altas tasas de sedimentación (Scasso *et al.*, 2005).

Hacia el Norte del sector de Los Catutos, en la sierra de la Vaca Muerta, pelitas, pelitas calcáreas y limolitas a areniscas mixtas carbonáticas-silicoclásticas, dominan la sucesión tithoniana a berriasiiana en este sector. Kietzmann *et al.* (2014b) analizaron las tres primeras secuencias depositacionales (Miembro Inferior y Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta), en cinco secciones sedimentológicas: Los Catutos, Arroyo Covunco, Mallín de los Caballos, Mallín Quemado Sur y Mallín Quemado. Dentro de dichas secciones se reconocieron 16 litofacies que fueron agrupadas en 5 facies y 2 asociaciones de facies; según la figura 2.2.10. En el tramo comprendido entre los Miembros Inferior y Los Catutos en el área de la sierra de la Vaca Muerta se reconocieron dos asociaciones de facies:

Asociación de facies 1 (plataforma silicoclástica): La misma coincide con el Miembro Inferior de la Formación Vaca Muerta e incluye las facies 1 (cuenca), 2 (zona de transición) y 3 (zona de *shoreface* inferior). El arreglo vertical de estas facies se asocia a una etapa transgresiva. Lateralmente, desde la sección de Los Catutos hay variación desde las facies más someras (zona de transición a *shoreface* inferior) a facies más profundas en la sección de Mallín Quemado (facies de cuenca).

		FACIES				
		1: cuenca	2: zona de transición	3: Zona de transición - shoreface	4: rampa externa	5: rampa interna
FACIES alta energía	Packstones peloidales masivos	$P_p m$			MR	
	Packstones/grainstones masivos	$PG_p m$				MR
	Packstones intraclásticos laminados	P_h	S			
	Rudstones bioclasticos gradados	$R_b g$			S	
	Packstones/grainstones con estratificación entrecruzada	$PG_p p$				R
	Grainstones oolíticos con estratificación entruzada	$G_o p$				S
	Packstones/grainstones con laminación heterolítica	$PG_p ht$				MR
	Areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal	Sp				S
	Areniscas con HCS	Shcs		MR		
	Areniscas con laminación ondulítica de corriente	Sr		R		
FACIES baja energía	Areniscas con laminación horizontal	Sh	R	MR	MR	
	Bindstones microbianos	$B_m l$			S	
	Wackestones laminados	W_h	S			
	Margas laminadas	Mrh		S	MR	R
	Pelitas laminadas	Fl	MR	MR	MR	
	Tobas laminadas	Tm		S		

Figura 2.2.10. Facies y litofacies en el área de la sierra de la Vaca Muerta. Referencias: (MR) facies más representativas, (R) facies representativas, (S) facies subordinadas. Tomada de Kietzmann *et al.* (2014b).

Asociación de facies 2 (rampa carbonática): corresponde al Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta e integra las facies 1 (cuenca), 4 (rampa externa a media) y 5 (rampa interna). Las facies más someras y espesas se encuentran en las secciones de la parte Sur de la sierra de la Vaca Muerta, mientras que, hacia el Norte, las facies se profundizan y adelgazan progresivamente hasta desaparecer en la sección de Mallín Quemado. La rampa, en el sector de Los Catutos, corresponde a un sistema depositacional de baja energía con influencia episódica de oleaje de tormentas. La sucesión estudiada por Zeller *et al.* (2015) en la sierra de la Vaca Muerta comprende una gran variedad de litofacies depositadas en ambientes cercanos a la costa hasta

plataforma externa y cuenca. Como ejemplo, puede citarse un nivel puramente carbonático lateralmente mapeado que refleja un rápido cambio en 6 distintas litofacies dentro de 8 km de transecta, desde *grainstones* de ambiente marino somero a pelitas calcáreas en la porción más profunda de cuenca. Las litofacies fueron agrupadas en grupos de litofacies de similar carácter y ambiente depositacional. A continuación, se describen algunos ejemplos de aquellos dominanteamente formados por litofacies carbonáticas o clásticas, que caracterizan distintos ambientes de deposición. Las facies de *grainstones*, con buena selección, presencia de ooides y estratificación entrecruzada bidireccional indican ambiente marino somero de alta energía. Los *wackestones* y *packstones* esqueletales, están relacionados lateralmente con las facies de *grainstones* y se encuentran intercalados con pelitas calcáreas. Lateralmente, se observan características de *slumping* dentro de las pelitas. Los últimos, representan ambientes de baja energía próximos a los bancos activos de *grainstones*, en momentos de bajo aporte silicoclástico. El grupo de litofacies de pelitas presenta dos miembros finales: pelitas calcáreas y pelitas puramente silicoclásticas. Los autores interpretaron que las pelitas se generaron en ambientes depositacionales de baja energía de plataforma a cuenca, con aporte variable de material terrígeno.

Kietzmann *et al.* (2016) estudiaron la evolución paleo-ambiental de las formaciones Vaca Muerta y Quintuco en la FPC de Chos Malal integrando información sedimentológica y geoquímica de afloramiento en las localidades de Puerta Curaco, La Yesera del Tromen, y Cerro Caicayén. A través del análisis de facies, los autores discriminaron diferentes facies combinadas en cinco asociaciones de facies representando dos sistemas diferentes: 1) sistema deposición de rampa carbonática, y 2) sistema de plataforma mixta carbonática-silicoclástica. El sistema depositacional de rampa carbonática se relaciona a los depósitos de la Formación Vaca Muerta y está compuesto por las asociaciones de facies de cuenca a rampa externa distal, rampa externa y rampa externa proximal. El sistema depositacional de plataforma mixta carbonática-silicoclástica se relaciona a los depósitos de la Formación Quintuco conformada por las asociaciones de cuenca a plataforma, *offshore* a zona de transición, zona alta de transición a *shoreface* proximal. Para el intervalo Tithoniano-Berriásano las secciones de Cerro Caicayén y la complementaria sección de Chacay Melehue, se asocian a cuenca/rampa externa. Por otro lado, las localidades de la Yesera del Tromen y Puerta Curaco muestran secciones progradantes desde cuenca hacia facies de rampa media distal. Para el intervalo Berriásano tardío al Valanginiano basal, en el eje más profundo de la cuenca, conformado por las secciones de Cerro Caicayén y Chacay Melehue, contienen depósitos de cuenca/talud. Mientras que para la Yesera del Tromen y Puerta Curaco las secciones muestran secuencias progradantes desde *offshore* a

facies de *shoreface* proximal (Kietzmann *et al.*, 2016). Los mismos, identificaron 5 secuencias depositacionales compuestas (ciclos transgresivos-regresivos) y 15 secuencias depositacionales de alta frecuencia que muestran una tendencia regresiva. Las variaciones de COT están asociadas a su relación con las secuencias depositacionales compuestas, con los mayores valores asociados a los cortejos transgresivos. Además, los cortejos transgresivos son ricos en cuarzo, plagioclasa y arcillas, pero pobres en carbonatos, mientras que los cortejos de mar alto presentan un progresivo enriquecimiento en calcita y decrecimiento en clastos terrígenos. Basado en los trabajos de Kietzmann *et al.* (2014, 2016), a través del estudio de microfacies de la Formación Vaca Muerta en la sección de Puerta Curaco, Catalano *et al.* (2017) determinaron que la alta proporción de partículas intracuencales (bioclastos, intraclastos, peloídes micríticos) y muy subordinadas partículas extracuencales terrígenas (<3%), reflejan erosión de zonas más someras por arriba del nivel de base de olas de tormentas y subsecuente transporte por flujos subácueos. El tamaño de grano (desde limo muy fino a arena gruesa) y la buena selección de los intraclastos carbonáticos, elevada concentración de partículas esqueletales, como así también valvas de bivalvos desarticuladas con orientación aleatoria en *wackestones* y *packstones* podrían indicar re-depositación de material somero asociado a eventos de tormenta. Las microfacies son el resultado de la interacción de dos procesos geológicos principales: 1) caída de material fino en suspensión, y 2) deposición por corrientes de fondo asociadas a tempestitas en entorno de rampa externa proximal a rampa externa distal.

Los afloramientos más cercanos al yacimiento hidrocarburífero El Trapial, son la Yesera del Tromen y Puerta Curaco. La identificación de zonas de amonites y microfósiles en testigos coronas de subsuelo, permitió una comparación con los afloramientos ubicados en las cercanías de Chos Malal (González Tomassini *et al.*, 2014, 2015). Las facies presentes en el área El Trapial parecen ser algo más profundas que las reconocidas en afloramiento, dado que no se reconocen aquellas asociadas a rampa media. Según González Tomassini *et al.* (2015), esta profundización hacia el Este se debe a que los afloramientos de la Yesera del Tromen se encuentran sobre la parte Norte del Dorso de los Chihuidos, mientras que el yacimiento hidrocarburífero de la región de Huantraico, se ubica en el extremo Norte del depocentro de Añelo.

En la parte central de la Cuenca Neuquina, según Spalletti *et al.*, 2000, condiciones anóxicas favorecieron la deposición de pelitas negras de rampa distal y cuenca durante episodios de aumento del nivel del mar. La Formación Vaca Muerta es rica en pelitas clásticas con alto contenido orgánico y pelitas calcáreas en gran parte con ausencia de bioturbación, con abundantes venas de calcita, delgados niveles de rocas

volcanoclásticas y concreciones calcíticas (Doyle *et al.*, 2005; Kietzmann *et al.*, 2014b; Spalletti *et al.*, 2014; Paz *et al.*, 2019; Minisini *et al.*, 2020; Otharán, 2020; Reijenstein *et al.*, 2020; Capelli *et al.*, 2021a). Por ejemplo, la Formación Vaca Muerta, en un área núcleo de desarrollo de este reservorio no convencional (Bajada de Añelo), está compuesta principalmente por pelitas negras masivas o con intercalaciones de limolitas, *mudstones* y niveles diagenéticos (Guerberoff *et al.*, 2015). Según estos autores, la sismosecuencia transgresiva basal de la Formación Vaca Muerta, está integrada principalmente pelitas clásticas de grano muy fino, con predominio de cuarzo y arcillas sobre el carbonato y altos porcentajes de TOC (entre 3% y 8%).

Capelli *et al.* (2018a) han estudiado, en la sección de Puerta Curaco, el sistema Vaca Muerta-Quintuco con el objetivo de identificar las variaciones mineralógicas y geoquímicas a través de una transición de rampa carbonática a una plataforma mixta (Formación Quintuco). Las mediciones de rayos gama (GR), mineralógicas (DRX) y geoquímicas permitieron identificar 5 intervalos, de los cuales los dos primeros corresponden a la Formación Vaca Muerta. Los intervalos 1 y 2 (Formación Vaca Muerta) están dominados por sedimentación carbonática y tienen los valores de *proxies* orgánicos más altos del sistema.

Una síntesis de las principales microfacies y características petrofísicas de la Formación Vaca Muerta, basadas en más de 30 secciones aflorantes y más de 40 pozos, fueron presentadas por Kietzmann *et al.* (2019). En este trabajo los autores describen 17 de las microfacies más representativas, basadas en texturas, tipos de granos y composición de la matriz. Los datos de DRX indican que la mayoría de las microfacies de *mudstones* tienen valores de cuarzo-feldespato >40%, las microfacies carbonáticas entre 20 a 40% y las arcillas debajo del 35%. Asimismo, proponen cuatro asociaciones principales de facies que representan ambientes desde la rampa media a la cuenca. La distribución lateral y vertical de las litofacies está controlada por el ambiente sedimentario, su posición dentro de los cortejos sedimentarios y su posición paleo-geográfica dentro de la cuenca. Algunas litofacies son importantes marcadores para definir superficies de estratigrafía secuencial. Por ejemplo, las superficies de máxima inundación están comúnmente representadas por *mudstones* ricos en materia orgánica, con concreciones formadas durante la diagénesis temprana; mientras que, el cortejo de mar alto está caracterizado por un progresivo enriquecimiento en facies carbonáticas: *wackstones* radiolaríticos, *packstones/grainstones* intraclásticos.

2.2.6. Diagénesis de carbonatos en la Formación Vaca Muerta.

La cantidad de trabajos referidos al estudio de diagénesis de carbonatos de la Formación Vaca Muerta, tanto en el ámbito de afloramiento como de subsuelo, aún sigue siendo relativamente escasa (a excepción de los trabajos sobre *beef veins*), en comparación con los estudios estratigráfico-secuenciales, sedimentológicos, de geología estructural, modelado de sistemas petroleros, petrofísica y evaluación de formaciones.

La madurez termal de la roca madre (Formación Vaca Muerta) está relacionada con la temperatura, tiempo y profundidad de enterramiento alcanzada por la misma, y cuanto más elevados sean estos parámetros, mayor será el grado de diagénesis de los carbonatos que la integran. Comparar la madurez termal de la materia orgánica de la Formación Vaca Muerta entre las zonas de estudio al Sur de la Cuenca Neuquina y Norte de la FPC Neuquina es relevante ya que se advierten variaciones que van desde la fase de inmadurez, pasando por la fase de generación de petróleo y gas húmedo/condensado hasta la ventana de generación de gas seco. A través de toda la Cuenca Neuquina, el índice de reflectancia de la vitrinita (Ro) se encuentra principalmente entre 0.6 a 1.5%, mostrando que las rocas de la Formación Vaca Muerta están mayormente en la ventana de petróleo. Sin embargo, hacia el borde occidental de la cuenca, los valores de Ro cercanos al 2% en la base de la formación y al 1.2% cerca del tope muestran que la unidad alcanzó la ventana de gas (Kozlowski *et al.*, 1996). En el Sur de la Cuenca Neuquina, en el entorno de la Dorsal de Huincul, la Formación Vaca Muerta no sufrió un soterramiento considerable y esto explica porque es inmadura (Cruz *et al.*, 1999; Stinco y Mosquera, 2003; Scasso *et al.*, 2005). Como el valor de Ro, no siempre está disponible por la falta o ausencia de partículas de vitrinita puede construirse un valor de Ro equivalente (VRE), utilizando los valores de Tmáx procedentes de la Pirólisis Rock-Eval a través de la ecuación de Jarvie (2012b). En la figura 2.2.11., que consiste en un mapa de VRE de la Cuenca Neuquina, puede observarse que las isolíneas son paralelas a los márgenes de la cuenca, siguiendo la morfología de la misma (Sylwan, 2014). En la Dorsal de Huincul, se desarrolla un lineamiento de mínimos valores debido a que la columna estratigráfica sufrió menos enterramiento (Sylwan, 2014).

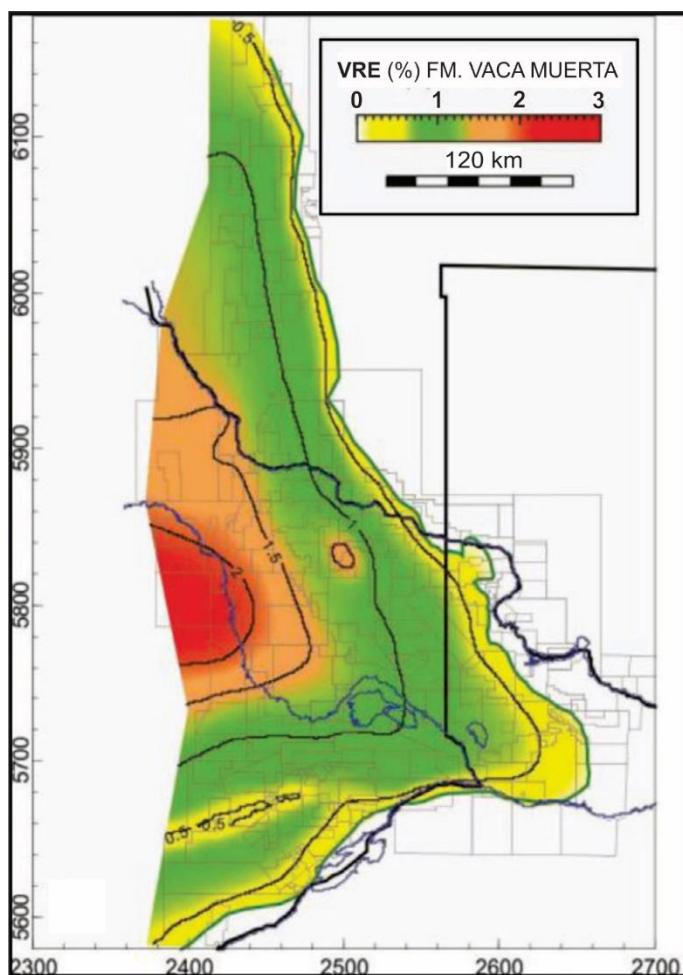


Figura 2.2.11. Mapa de reflectancia a la vitrinita equivalente (VRE%) para la Formación Vaca Muerta. Tomado de Sylwan (2014).

La reflectancia a la vitrinita de la materia orgánica medida en 0.41-0.48 en las calizas del Miembro Los Catutos en la zona Sur, indica inmadurez térmica (Scasso *et al.*, 2005). Catalano *et al.* (2018), en el afloramiento de Puerta Curaco, estimaron a partir del modelado térmico y de madurez, que la materia orgánica asociada a pelitas, margas y calizas de la Formación Vaca Muerta es madura y está asociada a la ventana de generación de condensado/gas húmedo en el límite con gas seco. Sin embargo, los mismos autores indican que los datos de pirólisis (Tmáx promedio mayor a 500°C), vinculan a la materia orgánica de las margas y calizas a un estado de madurez mayor, en ventana de gas seco.

Por otra parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en margas y calizas de Los Catutos se encuentran entre -5,5 a -3,5 ‰ PDB (Scasso *et al.*, 2005). Según Catalano *et al.* (2018), en el caso de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco, la firma isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ en margas, calizas y concreciones oscila entre -12 a -7 ‰ PDB [Fig. 8, Catalano *et al.*, 2018]. Estos resultados tienen estrecha relación con los modelos de soterramiento-térmicos de la Formación Vaca Muerta, de las localidades de Los Catutos y Puerta

Curaco (Fig. 13a de Scasso *et al.*, 2005 y Fig. 2 de Catalano *et al.*, 2018, respectivamente). Si se comparan los mismos puede observarse que la Formación Vaca Muerta alcanzó mayores paleo-profundidades y paleo-temperaturas para el afloramiento del sector Norte de la FPC Neuquina respecto al del sur de la Cuenca Neuquina. Esto explica la mayor madurez termal e impronta isotópica de O bastante más negativa en la Formación Vaca Muerta de la sección Puerta Curaco. En el borde de la Cuenca Neuquina (sector Norte), en el perfil Puesto Loncoche, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se mantienen estables en el orden de -2 a -5‰ a lo largo de toda la sección (Gomez Dacal *et al.*, 2014).

La composición isotópica promedio de $\delta^{13}\text{C}$ es cercana a 1‰ (PDB) en las muestras del Miembro Los Catutos (Scasso *et al.*, 2005); este valor es similar al promedio de la composición isotópica de C de 1‰ del agua marina de edad tithoniana (Ditchfield *et al.*, 1994). En función de la impronta isotópica de carbono, Scasso *et al.* (2005) indicaron que las calizas del Miembro Los Catutos preservaron su impronta original de $\delta^{13}\text{C}$. Según Catalano *et al.* (2018), las margas y calizas de Puerta Curaco muestran una composición isotópica de C que es resultado de mezcla de componentes carbonáticos primarios u originales con valores de $\delta^{13}\text{C}$ probablemente cercanos a 0‰ PDB y fases de carbonato autigénico con una impronta isotópica levemente negativa. Catalano *et al.* (2018) proponen que el CO_2 derivado de la oxidación anaeróbica del carbono orgánico en la zona de reducción de sulfatos precipitó como cementos carbonáticos y contribuyó a los valores levemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ de roca total.

Desde el análisis petrográfico, la presencia de pirita framoidal en las masas de cementos esparcidos es consistente con procesos de reducción de sulfato y hierro en la diagénesis temprana (de acuerdo con Irwin *et al.*, 1977; Scotchman, 1989, Reid *et al.*, 2008). Por otra parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ elevados (hasta 6,5‰ PDB) correspondientes a la parte central de algunas concreciones carbonáticas de este afloramiento, se asocian a calcita precipitada en la zona de metanogénesis, dentro de la diagénesis temprana Catalano *et al.* (2018). Rodriguez Blanco *et al.* (2018), que también trabajaron en las mismas secciones que los autores previamente citados, afirman que existe una tendencia proximal-distal entre los afloramientos de Picún Leufú, sierra de la Vaca Muerta y Puerta Curaco (respectivamente), donde las relaciones isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ son más negativas hacia el entorno de cuenca (posición Puerta Curaco), que sugieren una mezcla entre material carbonático de plataforma no afectado por diagénesis y material carbonático autigénico temprano producto de la alteración de materia orgánica en el contexto de una cuenca marina en condiciones de fondo anóxicas/disóxicas y alta productividad en aguas de superficie. Desde que la Cuenca Neuquina es marina abierta conectada al proto océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1996; Gasparini *et al.*, 1997),

es posible que los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ medidos en la sección Picún Leufú reflejen los valores oceánicos globales de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y sean consistentes con los valores de δ^{13} del Thetis (Weissert y Erba, 2004; Katz *et al.*, 2005; Grabowski *et al.*, 2019; Rodriguez Blanco *et al.*, 2022). Por otro lado, aquellos encontrados en las secciones de la sierra de la Vaca Muerta y Puerta Curaco son considerablemente más negativos reflejando procesos de aguas más profundas de la Cuenca Neuquina (Rodriguez Blanco *et al.*, 2022). Según los últimos autores, de los sitios investigados, el que parece haber sido más afectado por influencia de aguas meteóricas es Picún Leufú (localizado en el sector meridional de la plataforma), porque presenta valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ que sugieren que podría haber estado potencialmente expuesto a cambios del nivel del mar por glacio-eustacia.

En el ámbito de subsuelo, a partir del análisis de testigos corona de pozos perforados entre 2010 a 2013 en el entorno del Engolfamiento Neuquino, Meissinger y Lo Forte (2014) determinaron que la mayor parte de los productos diagenéticos pueden asignarse a diagénesis temprana bajo régimen compactacional. Las autoras concluyeron que los presentes atributos texturales y composición mineralógica de la Formación Vaca Muerta es el resultado de intensos y generalizados procesos diagenéticos tempranos. Algunas de las conclusiones más importantes alcanzadas en este trabajo, y vinculadas a diagénesis de carbonatos y arcillas son: i) la mayor parte de los productos diagenéticos, entre los que prevalecen volumétricamente las arcillas, el carbonato y el cuarzo pueden asignarse a diagénesis temprana, bajo un régimen compactacional; ii) la alteración arcillosa del material volcanoclástico antecede al reemplazo calcítico; iii) la precipitación de microcristales de cuarzo *post* data a la alteración arcillosa de material volcánico y feldespato. La sílice podría provenir de la disolución de radiolarios o de vidrio volcánico; iv) los radiolarios por su elevada superficie específica y composición original de ópalo A son muy sensibles a la transformación y reemplazo; v) la calcita ocurre en al menos dos eventos, uno temprano, que *post* data a la alteración arcillosa (de vidrio volcánico y feldespato) y el segundo evento ocurre bajo régimen termobárico y ocurre coetáneamente con la liberación de agua de las arcillas. Milliken *et al.* (2019), a través de testigos corona de pozos de la Formación Vaca Muerta del área hidrocarburífera El Trapial, realizó un estudio diagenético integral de esta formación por medio de distintas metodologías, asignándole a la diagénesis temprana un rol principal (al igual que Meissinger y Lo Forte 2014). Las muestras fueron examinadas con técnicas de cátodoluminiscencia (cátodo frío) y microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FE-SEM). La unidad presenta heterogeneidad litológica representada por pelitas ricas en terrígenos, pelitas ricas en carbonato biogénico y pelitas ricas en sílice biogénica. Estos proponen que la extensiva

reorganización química de las rocas de grano fino de la Formación Vaca Muerta durante la diagénesis, es atribuible a la alta reactividad de la asociación mineralógica primaria. Evidencias petrográficas sugieren un sistema químico en el cual los silicatos, carbonatos y materia orgánica participan mutuamente en un set complejo de reacciones en las cuales los silicatos proveen un amortiguamiento ácido (*acid buffering*) que controlan la precipitación de carbonato. Los cementos dominantes son calcita y microcuarzo. En general las muestras formadas principalmente por limo y arcillas de origen extracuencal presentan leve cementación, mientras que aquellas con mayor contenido de partículas intracuencales evidencian cementación penetrante de calcita. Según Milliken *et al.* (2019), a pesar del prominente rol de la diagénesis en la historia depositacional de las pelitas de Vaca Muerta, la compactación es la principal causa de reducción de la porosidad.

En el ámbito de afloramiento, Cesaretti *et al.* (2016), reconstruyeron la secuencia de eventos diagenéticos que afectaron a los *wackestones/mudstones* bioclásticos de la sección basal de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril. En este trabajo, se documentó la secuencia de eventos diagenéticos desde la diagénesis temprana a la diagénesis por soterramiento. Determinaron que el estadio de diagénesis temprana comprende la recristalización de micrita a microesparita y de carbonato de bioclastos a esparita límpida, con clivaje bien definido y escasas inclusiones fluidas. Posteriormente, la esparita límpida fue reemplazada por sílice en bioclastos con precipitación de pirita framboidal asociada a sílice. Procesos importantes de la diagénesis por soterramiento incluyen, la maduración de la materia orgánica, disolución-recristalización de carbonato y desarrollo de porosidad intercristalina. Asociado a la migración de hidrocarburos, se reconoce: presencia de bitumen, microfracturación hidráulica, precipitación de calcita barroca con cristales xenomórficos y con fluorescencia asociada a hidrocarburos; y fracturas de extensión llenas por esta calcita barroca. El estadio *post* migración de hidrocarburos se caracteriza por la precipitación de calcita tardía xenomórfica sin hidrocarburos en sus inclusiones y generación de microfracturas cementadas por esta.

Lanz *et al.* (2018), en los *wackestones* bioclásticos de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, reconocieron 4 fases de carbonatos cementantes mediante microscopía de trasmisión y fluorescencia. El inicio de la expulsión y migración de hidrocarburos es coincidente con la precipitación de calcita anhedral tipo barroca con inclusiones de hidrocarburos, dándose el máximo pulso vinculado a un tipo de calcita anhedral, límpida de coloración blanquecina con impregnaciones de bitumen. Mediante microscopía de fluorescencia se corroboró la existencia de distintos estadios de cementación carbonática, cuyas diversas respuestas evidencian un cambio en la composición química del fluido que los originó.

Más recientemente, también en el área de Pampa Tril, Lanz *et al.* (2021) a través de análisis petrográficos y ensayos de cátodoluminiscencia, determinaron la existencia de cuatro generaciones de calcita (C1, C2, Cb y C3) en distintas microfacies de la Formación Vaca Muerta (que incluyen también *beef veins*). Junto a los estudios anteriores, el análisis de isótopos estables de C y O y termometría de inclusiones fluidas, permitieron proponer una secuencia diagenética que consiste en calcita precipitada en ambiente cálido subtropical somero de luminiscencia C1, la luminiscencia C2 de calcita ecuante se asumió como producto de recristalización de bioclastos y matriz micrítica. Mientras que la luminiscencia Cb, correspondiente a la calcita fibrosa de los *beef veins*, que implica precipitación durante un estadio medio a tardío de la diagénesis en ventana de petróleo. La calcita C3, que rellena fracturas, muestra una luminiscencia naranja brillante y se asigna a etapas de soterramiento profundo.

En la localidad de Puerta Curaco, según Catalano *et al.* (2018), el análisis de microfacies de calizas, margas y concreciones carbonáticas de la Formación Vaca Muerta, muestra cantidades variables de partículas carbonáticas intracuencas y cementos autigénicos y reemplazos. El carbonato secundario fue formado durante la diagénesis temprana al comienzo de la sedimentación de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano temprano) hasta condiciones de diagénesis por soterramiento profundo, principalmente por neomorfismo. Según los modelos de soterramiento la formación habría alcanzado máximas paleo-profundidades de aproximadamente 3,3 km en estadio de cuenca de antepaís, cuando la formación entró en ventana de gas condensado/gas húmedo. Por otro lado, las microfacies de concreciones carbonáticas tienen abundante cemento calcítico temprano, agregados e individuos prismáticos de cuarzo autigénico con microcristales de dolomita muy pequeños (del orden de 7 micrones) y escasa a moderada proporción de pirita framboidal. La posterior recristalización neomórfica de partículas carbonáticas y cementos calcíticos tempranos habría dado lugar a abundantes agregados de microesparita xenotópica. En calizas del Miembro Los Catutos de la localidad homónima (Sur de la Cuenca Neuquina), llenos de esparita drusoide en cámaras de bioclastos y testas no deformadas de radiolarios reemplazadas por calcita sugieren la presencia de soluciones ricas en carbonatos durante la diagénesis temprana (Scasso *et al.*, 2005). Estos autores, observaron cementos esparíticos tipo *blocky* que resultan de diagénesis marina (de acuerdo con Freeman-Lynde *et al.*, 1986) y junto con evidencias de neomorfismo y calcitización de bioclastos le atribuyen un origen bajo condiciones de mesodiagénesis intermedia.

Entre las características diagenéticas que presenta la Formación Vaca Muerta, las estructuras tipo *beefs* fueron motivo de numerosos estudios. Los *beefs* ocurren normalmente en los intervalos de la Formación Vaca Muerta donde la unidad más rica

en materia orgánica (Villar *et al.*, 1993; Cruz *et al.*, 1999; Kozlowski *et al.*, 1998; Stinco y Mosquera, 2003). Rodrigues *et al.* (2009) estudiaron distintos aspectos de los *beefs veins*. Respecto a la génesis de estos, infieren que las fibras de calcita ocurrieron en dos fases. Las fibras de la primera generación se encuentran en las zonas internas, mientras que la segunda generación corresponde a las zonas externas. En su interpretación, la primera generación representa apertura puramente vertical (contra la gravedad) mientras que a la segunda generación se asocian las fibras oblicuas, generadas durante un período posterior de compresión horizontal y sobrepresión, con cizallamiento hacia los bordes y apertura vertical adicional. Acorde a la evidencia de inclusiones sólidas y fluidas, al menos parte de los *beefs* (las zonas oscuras internas) fueron formados simultáneamente con el petróleo. A través de curvas de soterramiento, cálculos de madurez y edades de intrusivos y estratos de crecimiento en el frente de la FPC de Chos Malal, Rodrigues *et al.* (2009) estimaron que las zonas internas de los *beefs* se formaron en ventana de petróleo desde el Aptiano al Albiano, y posteriormente se formaron las zonas externas en ventana de gas en el Cenomaniano a Campaniano. Los mismos autores, infirieron que la distribución de los *beef veins* es amplia, es evidencia de la sobrepresión de fluidos diagenéticos vinculados a la transformación del querógeno sólido a petróleo o gas. Zanella *et al.* (2015) afirmaron que los *beef veins* en la Formación Vaca Muerta son muy frecuentes y son consecuencia de la generación de hidrocarburos y que, a su vez, la sobrepresión de fluidos genera la fracturación. En la parte Norte de la Cuenca Neuquina, venas de bitumen y *beef veins* son extendidas, especialmente en la Formación Vaca Muerta (Zanella *et al.*, 2015). Eberli *et al.* (2017), en orden de determinar la profundidad de formación de los *beef veins* aplicaron el método de *clumped isotopes*. Este método puede discriminar la temperatura a la cual se formaron los *beefs* y la composición isotópica del fluido involucrado en su formación. La aplicación de este método en el perfil de Puerta Curaco muestra que los *beef veins* de la Formación Vaca Muerta se formaron aproximadamente a los 110°C, a un gradiente geotérmico normal de 25-30°C/km a profundidades de soterramiento no mayores a 3.3-4.4 km. El modelo de soterramiento propuesto por Catalano *et al.* (2018) en el perfil de Puerta Curaco, indica que la Formación Vaca Muerta entró en ventana de petróleo a los 110°C durante el Albiano, cesó la generación de petróleo e ingreso en ventana de condensado-gas húmedo durante el Campaniano (~83 Ma a 79 Ma de base a tope) y finalmente entró en la ventana de gas seco (2 %Ro), en el Cretácico Tardío-Paleoceno, (~70 a 69 Ma; base a techo). Por otro lado, Weger *et al.* (2019) obtuvieron paleotemperaturas de formación de *beef veins* de la Formación Vaca Muerta de aproximadamente 140°C a 195°C. Más recientemente, Ukar (2020), determinó a partir de la combinación de curvas de soterramiento-isotermas y microtermometría de

inclusiones fluidas, que las *beef veins* en afloramientos de la FPC Neuquina se generaron en el Cretácico Tardío, bajo condiciones de sobrepresión y contracción paralela a la laminación. Lanz *et al.* (2021) reconocieron inclusiones fluidas primarias con hidrocarburos en *beefs* de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril (FPC Neuquina Norte), con exhibición de fluorescencia azul clara. A través de la comparación entre la gravedad API del hidrocarburo y el color de la emisión de fluorescencia, los colores verde-azulado a azul tenue se correlacionan con un intervalo aproximado de 35° a 45° API, según Goldstein y Reynolds (1994), rango que su vez se vincula a petróleos livianos y gas húmedo-condensado. Dataciones de U-Pb en las fibras de calcita de la zona interna de los *beefs* de distintos afloramientos de la FPC de Chos Malal y del Agrio, arrojan edades cretácicas tempranas a tardías en ventana de petróleo mientras que, las zonas externas se formaron durante la compresión E-O y acortamiento paralelo a la laminación del Cretácico Tardío-Paleoceno tardío (Cruset *et al.*, 2021).

Ukar (2020) estudió la importancia de la diagénesis de carbonatos en los reservorios naturalmente fracturados, entre los que se encuentran los carbonatos correspondientes a la Formación Vaca Muerta. Los cementos nos permiten obtener información de las condiciones físicas y químicas al momento del desarrollo de la fractura. Cuando se combinan las temperaturas resultantes de la microtermometría de inclusiones fluidas en cementos carbonáticos con las isotermas de los esquemas de la historia de soterramiento-termal de la columna estratigráfica, se pueden obtener el tiempo de apertura y cementación de fracturas o de *beef veins*. En la Formación Vaca Muerta, la combinación de indicadores cinemáticos de cizalla y microtermometría de inclusiones fluidas en *beef veins*, indican que los mismos se formaron en el Cretácico Tardío, mientras que las fracturas perpendiculares a la laminación rellenas por carbonato se formaron durante el Paleoceno. Según Lanz *et al.* (2021) la calcita que rellena fracturas en microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, fue interpretada como producto de la presión disolución y posterior precipitación durante el soterramiento profundo, en condiciones de $118 \pm 26.8^{\circ}\text{C}$ basadas en microtermometría de inclusiones fluidas.

Los análisis de *Rock-Eval* que realizaron Capelli *et al.* (2020) indican que la materia orgánica de la Formación Vaca Muerta de la sección de Chacay Melehue es sobremadura y que fue sometida a paleotemperaturas de 180-200°C. Capelli *et al.* (2021) estudiaron la composición mineralógica y química de tefras calcitizadas de la Formación Vaca Muerta en tres perfiles de la Cuenca Neuquina (El Trapial, Puerta Curaco y Chacay Melehue) con el fin de reconstruir la historia diagenética y el origen de las arcillas que, a su vez, permitiese explicar la presencia de clorita en los niveles de ceniza de composición felsítica e intermedia. Los mismos autores realizaron análisis de

Rock-Eval en margas y revelaron que la sección del El Trapial corresponde a ventana de petróleo, mientras que, Puerta Curaco y Chacay Melehue se asocian a ventana de gas seco. La sobremaduración de materia orgánica en las secciones de Puerta Curaco y Chacay Melehue sugiere que la precipitación de sudoíta ocurrió durante estadios diagenéticos tardíos, entre los 150 y 200°C (Capelli *et al.*, 2021). Estos últimos, afirman que la formación de esta clorita estuvo relacionada al desarrollo de la FPC de Chos Malal, que generó sobrepresión, deformación y fracturación, facilitando la circulación de aguas de alta temperatura.

El estudio de concreciones carbonáticas, *beef veins* y niveles volcanoclásticos calcitizados cobraron particular interés para la industria hidrocarburífera desde los comienzos de la etapa exploratoria (año 2010) de la Formación Vaca Muerta ya que la ocurrencia de carbonatos en la misma, repercute en el comportamiento geomecánico de la unidad al momento de la estimulación a través de fracturas hidráulicas. Las concreciones pueden convertirse en un riesgo al momento de la perforación y fracturación por su dureza y grandes dimensiones. La distribución de estos tipos de litologías es de vital importancia para el diseño de trayectoria de pozos desviados y horizontales. Es por esto que estudios recientes, como el de Rodriguez Blanco *et al.* (2022), cuantificaron la distribución de concreciones en pelitas del sistema Vaca Muerta-Quintuco. Este último trabajo se focaliza en conocer la densidad de concreciones de calcita a lo largo de horizontes de afloramiento de la Formación Vaca Muerta, dentro de un contexto estratigráfico-secuencial, con el objetivo de predecir la ocurrencia de los mismos en horizontes sísmicos en subsuelo. Los principales resultados son: i) el carácter de las concreciones es predecible dentro de un marco estratigráfico-secuencial. La parte transgresiva de los ciclos tiene concreciones con una alta relación de aspecto (sub-ecuantes); mientras que, en las partes regresivas tienen un tamaño mayor y son más elongadas (baja relación de aspecto); ii) Las concreciones más grandes tienden a estar más espaciadas; iii) La velocidad de sedimentación, es el mayor control de crecimiento de las concreciones grandes y elongadas (manteniendo la zona de precipitación a una profundidad fija).

Las zonas de aterrizaje para los pozos horizontales en los niveles ricos en materia orgánica de la Formación Vaca Muerta Inferior, pueden ser establecidos a través del entendimiento de la distribución de las fracturas naturales y sus espesores, el tamaño de los poros en relación a la madurez termal, la permeabilidad y mojabilidad (Abd Karim *et al.*, 2023). Estos autores han concluido que la mejor calidad de reservorio se encuentra en el nivel rico en materia orgánica más profundo de la Formación Vaca Muerta que tiene baja saturación de agua, alto contenido de carbono orgánico total, grandes poros y mejor productividad. La intensidad de fracturas naturales y la

mojabilidad al petróleo también se incrementa hacia el miembro inferior de la Formación Vaca Muerta. El contenido de cuarzo, feldespato, plagioclasa y arcillas es mayor en los niveles profundos de la Formación Vaca Muerta Inferior y más bajo el contenido en carbonatos. El contenido total en arcillas es menor al 10% del volumen total, que sugiere un comportamiento frágil y buena fracturabilidad en la sección orgánica más profunda y en algunos niveles de la Formación Vaca Muerta Superior (Abd Karim *et al.*, 2023).

Los trabajos de caracterización de la porosidad bajo microscopio óptico de barrido en la Formación Vaca Muerta se asocian al entendimiento del sistema poral para definir las mejores áreas e intervalos donde los pozos horizontales serán geodireccionalos. Es por esto que los trabajos previos, como por ejemplo el de González Tomassini *et al.* (2019), se enfocan en el estudio de los tipos de poros reconocidos en imágenes de electrones retrodispersados de las facies prospectivas que tienen relación con la producción del pozo. Estos autores clasificaron la porosidad en pelitas de la Formación Vaca Muerta, mediante las clasificaciones de Jarvie *et al.* (2007) y Loucks *et al.* (2012), en interpartícula, intrapartícula y orgánica. Según los mismos, el tamaño de poro orgánico aumenta conforme se incrementa el grado de madurez termal. Los poros en carbonatos clasificados como interpartícula e intrapartícula son más comunes en la parte alta de las secuencias de mar alto (González Tomassini, *et al.*, 2019). Hasta el momento, no existen trabajos asociados al estudio genético de los tipos de porosidad y su vínculo con los distintos estadios diagenéticos en rocas carbonáticas de la Formación Vaca Muerta, bajo microscopio de barrido electrónico, como se trata en este trabajo.

CAPÍTULO 3 – Modelos de soterramiento, térmicos y de madurez

3.1. Introducción

A continuación, se presentan los modelos de soterramiento-térmicos y de madurez para los afloramientos del sector Norte de la FPC Neuquina (Chacay Melehue y Puerta Curaco) y la región de Huantraico (yacimiento El Trapial) y el afloramiento del sector Sur de la FPC Neuquina (Los Catutos). El modelado realizado para todas las zonas de estudio es en una dimensión (1D), examina la historia de soterramiento y térmica en un punto o locación, ya sea en afloramiento o subsuelo.

Para cada localidad de estudio se realizaron los modelos de soterramiento, térmicos y de madurez, a través de dos métodos:

1) **Índice de Tiempo-Temperatura (TTI) de Lopatin (Waples, 1980)**: este modelo calcula el índice TTI (*Time-Temperature-Index*) de madurez, el cual es convertido a Ro (reflectancia a la vitrinita) a través de tablas de correlación. La definición del TTI se basa en el supuesto de que la tasa de madurez de la vitrinita casi se duplica cada 10°C (Hanstchel *et al.*, 2009). La técnica asume que la dependencia de la madurez es lineal (por ejemplo, si el tiempo de cocina a temperatura constante es el doble, entonces la madurez es el doble). La teoría cinética química predice que la dependencia entre temperatura y madurez es exponencial (Waples, 1980), según la ecuación 3.1.1:

$$TTI = \sum (\Delta t_n) 2^n \quad (3.1.1)$$

donde n representa la temperatura interválica bajo el siguiente esquema:

$$\begin{array}{ll} n=-1 & \text{para } T = [90^\circ\text{C}, 100^\circ\text{C}]; \\ n=0 & \text{para } T = [100^\circ\text{C}, 110^\circ\text{C}]; \\ n=1 & \text{para } T = [110^\circ\text{C}, 120^\circ\text{C}]; \\ n=2 & \text{para } T = [120^\circ\text{C}, 130^\circ\text{C}]; \end{array} \quad (3.1.2)$$

El valor Δt_n es el tiempo en Ma en el que la vitrinita ha estado en el correspondiente intervalo de temperatura n . La reflectancia a la vitrina se obtiene a partir del TTI final con funciones empíricas, por ejemplo, por la regla de Goff (1983).

$$Ro (\%) = 0.06359 (1444 TTI)^{0.2012} \quad (3.1.3)$$

2) **Modelo cinético de Sweeney y Burnham (1990):** se modeló la madurez térmica (Ro) a través de este modelo cinético con el uso de software *Petromod* (Schlumberger), módulo 1D (una dimensión). El modelo original utiliza distribuciones de energías de activación para cuatro reacciones químicas que involucran la eliminación de agua, dióxido de carbono, metano e hidrocarburos superiores (según ecuación 4.25; Hanstchel *et al.*, 2009). El valor de reflectancia de vitrinita se calcula con las cuatro transformaciones que están incorporadas en el software.

En el presente capítulo se tratan los datos de entrada (apartado 3.2) y los modelos de soterramiento, térmicos y de madurez (apartado 3.3). El flujo de trabajo en el software *Petromod*, consistió en generar un modelo conceptual que es tratado en 3.2 y comprende: 3.2.1 - Datos Geológicos, 3.2.2 - Datos Geoquímicos (propiedades geoquímicas de la roca madre), 3.2.3 - Evolución del Flujo Calórico y 3.2.4 - Propiedades Físicas. La información de entrada, con la que posteriormente se realizan las simulaciones, consiste en:

- **Datos geológicos:** estratigráficos (tope, base y espesor de las unidades), tipos litológicos (se utiliza el término *rock types* en las tablas 3.9 y 3.10 y figura 3.12) y procesos *post-depositacionales* (edades y espesores de erosión y edades de hiatos).
- **Propiedades geoquímicas:** carbono orgánico total (COT), índice de hidrógeno (IH) y ley de cinética de generación de HC. Se aplicó la ley cinética de Sweeney y Burnham (1990), método *Easy*, en el que a diferencia del método original la cinética se aproxima por superposición de las cuatro reacciones con solo un factor de frecuencia (ecuación 4.26 de Hanstchel *et al.*, 2009).
- **Datos geofísicos:** condiciones de borde de temperatura. Estas últimas consisten en la evolución de la temperatura en la interfase agua-sedimento (*sediment-water interface temperature*, SWIT). Se utilizó la temperatura media global de superficie basada en Wygrala (1989), para la latitud 37° (Sudamérica).

Para reconstruir la evolución del flujo calórico en la base de la cuenca sedimentaria a través del tiempo, se tomaron modelos actuales de la Cuenca Neuquina, de Sudamérica y flujos calóricos promedio de distintos tipos de cuencas del mundo (apartado 3.2.3).

- **Propiedades físicas:** la compresibilidad, porosidad y saturación de fluidos impactan en la compactación de la columna sedimentaria. Asimismo, la conductividad térmica, calor específico y calor radiogénico de los sedimentos

suprayacentes a la roca madre influyen en la madurez de la misma. Estos parámetros dependen de la columna litológica, es decir de los tipos litológicos seleccionados para cada unidad.

En el apartado 3.3., se presentan los modelos térmicos y de madurez, que consisten en el dato de salida, resultantes de la historia geológica, propiedades geoquímicas de la roca madre, propiedades físicas de las formaciones suprayacentes y evolución del flujo calórico. Para cada zona de estudio se ilustran los siguientes gráficos:

- 1) **Gráficos de soterramiento:** se grafica el tiempo (Ma) *versus* profundidad de soterramiento en m (en los gráficos PWD, abreviatura de *paleowater depth*) con los isovalores superpuestos de las variables que se detallan a continuación:
 - i) Modelos térmicos: gráficos de soterramiento con la evolución de la temperatura (°C) a través del tiempo.
 - ii) Modelos de madurez térmica: a) reflectancia a la vitrinita (Ro) y b) tasa de transformación del querógeno (en los gráficos TR, abreviatura de *Transformation Ratio*) a través del tiempo.

En el modelado de soterramiento el concepto de paleo-espesor se refiere al espesor de la unidad geológica desde la deposición inicial de los sedimentos hasta la acumulación final en etapas de subsidencia de la cuenca (máximo paleo-espesor) y estadios posteriores hasta el levantamiento, exposición y erosión que da lugar al espesor actual. La paleo-profundidad en los gráficos de soterramiento, se estima tomando la ordenada de la curva de enterramiento de la unidad geológica, mientras que la abscisa es el tiempo (Figs. 1 a 4 de Waples, 1980).

- 2) **Gráficos de profundidad** (profundidad *versus* Ro): se grafican los parámetros de madurez termal modelada en función de la profundidad con los valores puntuales de reflectancia a la vitrinita equivalente (VRE), como datos de calibración, provenientes de la pirólisis.

El modelado termal y de madurez que parte de los modelos de soterramiento fue diseñado para la caracterización geoquímica de la roca madre en yacimientos de gas y petróleo (Al-Hajeri *et al.*, 2009). Los gráficos de soterramiento, tienen en la abscisa el tiempo (Ma) y en la ordenada la variable profundidad de soterramiento (PWD en los gráficos) que, de acuerdo a Waples (1980), se mide desde la superficie sedimentaria (que representa la interfase agua-sedimento). La PWD es de 0 m para el comienzo de la sedimentación (tiempo = 0 Ma) y conforme aumenta la acumulación, la curva de soterramiento evoluciona según la tasa de sedimentación, y los eventos tectónicos y de erosión.

El momento crítico, es el tiempo en el cual se produjo la generación, seguido por la posterior migración y acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en el sistema petrolero (Al-Hajeri *et al.*, 2009). El momento crítico ocurre en el rango de 50 a 90% de la tasa de transformación (TR). En el apartado 3.3. (modelos térmicos y de madurez) se determinaron los momentos críticos de generación asociados a la Formación Vaca Muerta, de las distintas zonas de estudio del Norte y Sur de la Cuenca Neuquina.

La madurez calculada a partir de los datos de pirólisis se denomina reflectancia equivalente a la vitrinita (se usan las siglas VRE de *Vitrinite Reflectance Equivalent*). Para la Formación Vaca Muerta, es muy común el uso de VRE en el ámbito de subsuelo dado que en sedimentos de ambiente marino profundo es problemático encontrar partículas de vitrinita debido a la escasez de restos de plantas de origen continental. Los valores de VRE utilizados, que se presentan en las Tablas 3.1., 3.2. y 3.3. y en la Tabla de parámetros comparativos 3.11. (al final del capítulo), se obtuvieron a partir de ecuación de:

$$\text{VRE} = 0,0180 \times T_{\text{máx}} - 7,16$$

Jarvie *et al.* (2012b)

Luego de la simulación a partir de los datos de entrada (modelo conceptual) y obtención de los modelos de madurez térmica (Ro) se hizo la validación de los últimos por zona de estudio, con los datos de pirólisis, es decir, se comparó Ro estimada o simulada *versus* VRE en función de la profundidad.

Es importante señalar que como el software es de origen extranjero, las imágenes exportadas de flujo calórico presentan títulos y variables en inglés, como por ejemplo: título (*Heat Flow*), ordenada (*heat flow*) y abscisa (*time*). De la misma manera, los gráficos de soterramiento y termales presentan la ordenada (*depth*) y abscisa (*time*) en inglés, como así también la referencia de las isotermas (*temperature*). En los de madurez, la referencia de la reflectancia a la vitrinita simulada aparece en idioma extranjero como *vitrinite reflectance*.

Zona de estudio	Muestra	Unidad	Profundidad (m)	Tmáx (°C)	VRE
Puerta Curaco	IC-600.5	Vaca Muerta	1030.8	507.1	2.0
Puerta Curaco	IC141	Vaca Muerta	1031.5	500.6	1.9
Puerta Curaco	IC-599	Vaca Muerta	1032.4	452.1	1.0
Puerta Curaco	IC140	Vaca Muerta	1033.2	500.6	1.9
Puerta Curaco	IC-597.5	Vaca Muerta	1033.7	499.1	1.8
Puerta Curaco	IC-596.5	Vaca Muerta	1034.7	502.1	1.9
Puerta Curaco	IC-595.5	Vaca Muerta	1035.6	514.0	2.1
Puerta Curaco	IC-594.5	Vaca Muerta	1036.7	517.0	2.1
Puerta Curaco	IC-593	Vaca Muerta	1038.5	501.0	1.9
Puerta Curaco	IC-592	Vaca Muerta	1039.5	499.1	1.8
Puerta Curaco	IC138	Vaca Muerta	1041.5	501.6	1.9
Puerta Curaco	IC137	Vaca Muerta	1041.7	504.6	1.9
Puerta Curaco	IC-588.5	Vaca Muerta	1042.9	509.1	2.0
Puerta Curaco	IC-587.5	Vaca Muerta	1043.9	504.2	1.9
Puerta Curaco	IC-586.5	Vaca Muerta	1044.9	510.2	2.0
Puerta Curaco	IC-585	Vaca Muerta	1046.4	507.3	2.0
Puerta Curaco	IC-584	Vaca Muerta	1047.6	498.3	1.8
Puerta Curaco	IC-583	Vaca Muerta	1048.8	515.3	2.1
Puerta Curaco	IC-582	Vaca Muerta	1049.8	514.4	2.1
Puerta Curaco	IC-581	Vaca Muerta	1050.6	507.4	2.0
Puerta Curaco	IC-580.5	Vaca Muerta	1051.0	524.5	2.3
Puerta Curaco	IC-579.5	Vaca Muerta	1052.0	520.5	2.2
Puerta Curaco	IC135	Vaca Muerta	1052.9	515.5	2.1
Puerta Curaco	IC-577	Vaca Muerta	1054.6	508.5	2.0
Puerta Curaco	IC-576	Vaca Muerta	1055.7	527.6	2.3
Puerta Curaco	IC-575.5	Vaca Muerta	1056.3	521.6	2.2
Puerta Curaco	IC-574.5	Vaca Muerta	1057.4	517.7	2.2
Puerta Curaco	IC-573	Vaca Muerta	1058.9	524.7	2.3
Puerta Curaco	IC-572	Vaca Muerta	1059.9	498.8	1.8
Puerta Curaco	IC-571	Vaca Muerta	1061.4	503.8	1.9
Puerta Curaco	IC133	Vaca Muerta	1062.0	524.5	2.3
Puerta Curaco	IC569.5	Vaca Muerta	1063.0	529.0	2.4
Puerta Curaco	IC569	Vaca Muerta	1063.9	528.9	2.4
Puerta Curaco	IC565	Vaca Muerta	1066.0	519.9	2.2
Puerta Curaco	IC563	Vaca Muerta	1067.0	460.8	1.1
Puerta Curaco	IC562	Vaca Muerta	1067.5	519.8	2.2
Puerta Curaco	IC561	Vaca Muerta	1068.2	520.7	2.2
Puerta Curaco	IC560	Vaca Muerta	1068.8	521.7	2.2
Puerta Curaco	IC127	Vaca Muerta	1070.3	506.5	2.0
Puerta Curaco	IC557	Vaca Muerta	1070.6	501.7	1.9
Puerta Curaco	IC555	Vaca Muerta	1072.0	510.6	2.0
Puerta Curaco	IC554	Vaca Muerta	1072.6	500.6	1.9
Puerta Curaco	IC126	Vaca Muerta	1074.0	520.5	2.2
Puerta Curaco	IC549	Vaca Muerta	1075.6	512.5	2.1
Puerta Curaco	IC548	Vaca Muerta	1076.4	506.5	2.0
Puerta Curaco	IC547	Vaca Muerta	1077.2	518.4	2.2
Puerta Curaco	IC546	Vaca Muerta	1077.9	503.4	1.9
Puerta Curaco	IC544	Vaca Muerta	1078.6	510.3	2.0
Puerta Curaco	IC122	Vaca Muerta	1079.6	570.5	3.1
Puerta Curaco	IC541	Vaca Muerta	1080.3	518.7	2.2

Tabla 3.1.: Tabla con valores de VRE calculados a partir de Tmáx mediante la ecuación propuesta por Jarvie. *et al.* (2012b). Estos datos se utilizan en el Capítulo 3.3. como datos de calibración del modelo de madurez de Puerta Curaco (Fig. 3.22.). Los datos de Tmáx fueron cedidos por el Dr. Ignacio Capelli.

Zona de estudio	Muestra	Unidad	Profundidad (m)	Tmáx (°C)	VRE
Chacay Melehue	18-51	Quintuco	-202.0	511	2.0
Chacay Melehue	18-50	Quintuco	146.6	511	2.0
Chacay Melehue	18-49	Quintuco	162.6	510	2.0
Chacay Melehue	18-48	Quintuco	182.1	579	3.3
Chacay Melehue	18-47	Quintuco	206.1	530	2.4
Chacay Melehue	18-46BIS	Vaca Muerta	222.6	519	2.2
Chacay Melehue	18-46	Vaca Muerta	223.0	505	1.9
Chacay Melehue	18-45	Vaca Muerta	238.1	499	1.8
Chacay Melehue	18-44	Vaca Muerta	250.6	553	2.8
Chacay Melehue	18-43	Vaca Muerta	262.4	515	2.1
Chacay Melehue	18-42	Vaca Muerta	274.4	572	3.1
Chacay Melehue	18-41	Vaca Muerta	285.4	517	2.1
Chacay Melehue	18-40	Vaca Muerta	295.4	512	2.1
Chacay Melehue	18-39	Vaca Muerta	301.4	531	2.4
Chacay Melehue	18-38	Vaca Muerta	307.4	529	2.4
Chacay Melehue	18-37	Vaca Muerta	315.9	554	2.8
Chacay Melehue	18-36	Vaca Muerta	328.6	524	2.3

Tabla 3.2.: Tabla con valores de VRE calculados a partir de Tmáx mediante la ecuación propuesta por Jarvie *et al.* (2012b). Estos datos se utilizan en el apartado 3.3. como datos de calibración del modelo de madurez de Chacay Melehue (Fig. 3.17.).

En el área El Trapial, según Crousse *et al.* (2015), la ventana de madurez oscila de petróleo temprano hasta gas húmedo, entre 0.7 a 1.7. En un mismo pozo, el tope de la Formación Vaca Muerta puede estar en el límite entre ventana de petróleo y de gas y, a su vez, hacia la base puede estar en ventana de gas (Fantín *et al.*, 2014).

Zona de estudio	Muestra	Unidad	Profundidad (m)	Tmáx (°C)	VRE	Ro
Loma Negra	910024-5	Los Catutos	208	432	0.616	-
Loma Negra	911024-6	Los Catutos	219	427	0.526	-
Los Catutos	911024-1	Los Catutos	229	433	0.634	-
Los Catutos	911024-2	Los Catutos	239	428	0.544	-
Los Catutos	911024-3	Los Catutos	249	428	0.544	-
Los Catutos	911024-4	Los Catutos	259	432	0.616	-
Los Catutos	Control	Los Catutos	210	-	-	0.41-0.48

Tabla 3.3.: Tabla con valores de VRE calculados a partir de Tmáx mediante la ecuación propuesta por Jarvie *et al.* (2012b). Estos datos se utilizan en el apartado 3.3. como datos de calibración del modelo de madurez de Los Catutos (Fig. 3.30.). Los valores de Tmáx usados para calcular VRE provienen de Lewan (1992, inédito). El único dato de Ro proviene del trabajo de Scasso *et al.* (2005) y es el único valor medido de reflectancia de vitrinita de Los Catutos.

3.2. Datos de entrada

Según se describió en el apartado 3.1., para la construcción de los modelos térmicos y de madurez, en un primer estadio, se deben ingresar al software de modelado de sistema petrolero los datos geológicos (estratigráficos, tiempos de deposición, erosión y *hiatus* y eventos tectónicos), geoquímicos (tipo de querógeno, COT, IH y ley cinética) y condiciones de borde (historia o evolución del flujo calórico, temperatura de superficie y paleo-profundidad).

Los datos geológicos del apartado 3.2.1. se obtuvieron a partir de distintas campañas geológicas (2017-2018) en las que se levantaron perfiles sedimentológicos de la Formación Vaca Muerta en el sector Norte de la FPC Neuquina en las localidades de Puerta Curaco y Chacay Melehue y en el Sur de la FPC Neuquina en la localidad de Los Catutos. Por otra parte, para determinar los espesores de las unidades suprayacentes al sistema Quintuco-Vaca Muerta y las edades de las fases de exhumación y erosión, se recurrió principalmente a fuente bibliográfica de la FPC de Chos Malal y del sector Este del Dorso de Los Chihuidos. Para la zona Sur se recurrió a bibliografía local del sector Los Catutos y trabajos regionales del Sur de la Cuenca Neuquina, Dorsal de Huincul y Sur de la sierra de la Vaca Muerta. Se presentan para cada una de las zonas de estudio, tablas resumen de la historia geológica (unidades estratigráficas, edades de deposición y espesores estratigráficos, eventos levantamiento y erosión, zonas de amonites y fuente bibliográfica) y los modelos de soterramiento que surgen a partir de los anteriores.

Respecto a las propiedades geoquímicas, los datos de COT e IH para la Formación Vaca Muerta fueron tomados de diversas fuentes bibliográficas (Lewan, 1992; Cruz *et al.*, 1999; Scasso *et al.*, 2005 y Kietzmann *et al.*, 2016), mientras que los datos de Tmáx, posteriormente convertidos en VRE y usados para hacer la calibración de los modelos, fueron amablemente cedidos por el Dr. Ignacio Capelli (IGEBA-UBA) para el caso de Puerta Curaco y Chacay Melehue.

La conducción y la convección de calor desde la base de la corteza, así como la generación de calor por las emisiones de minerales radiactivos naturales deben ser tenidas en cuenta ya que es un pre-requisito para determinar las tasas de reacciones químicas de transformación del querógeno (Al-Hajeri *et al.*, 2009). La historia termal es dependiente del flujo calórico basal que, a su vez, es función del tipo de cuenca o ambiente tectónico y los eventos termales (com. pers. con Robert Ondrak, septiembre 2019). El análisis de la evolución del flujo calórico es tratado en la sección 3.2.3.

El modelo conceptual también involucra las propiedades físicas de los tipos de roca, (apartado 3.2.4). Capacidad calorífica, conductividad térmica, calor radiogénico, densidad de grano, compresibilidad, permeabilidad y porosidad (inicial y final) son propiedades asociadas a los tipos litológicos que componen las unidades estratigráficas suprayacentes a la Formación Vaca Muerta. Como las propiedades físicas de las últimas, en su conjunto, también son variables que impactan en los parámetros de madurez de la roca madre modelada, se debe hacer una correcta elección de los tipos de roca que representan la columna estratigráfica real.

3.2.1. Datos geológicos

Los datos ingresados en el software de modelado (Petromod 1D) para reconstruir la historia de soterramiento, levantamiento y exhumación de la columna estratigráfica de los perfiles de afloramiento de Chacay Melehue y Puerta Curaco de la FPC de Chos Malal y de subsuelo en el yacimiento El Trapial de la región de Huantranco, fueron los siguientes: 1) nombre de la unidad (grupo, formación o miembro); 2) tope, base y espesor estratigráfico; 3) edades del inicio y finalización de la deposición; 4) edades de inicio y finalización del levantamiento-exhumación y espesor erosionado de la unidad; y 5) litología. Este último dato no sólo se utiliza para obtener la fase gráfica del diagrama de enterramiento, sino que es importante, porque influye en los modelos de madurez (se aborda más adelante en apartado 3.2.4.). Las tablas 3.4., 3.5. y 3.6 contienen los datos (puntos 1 a 4 de este párrafo) para construir la historia geológica asociada a los perfiles de Chacay Melehue, Puerta Curaco y El Trapial respectivamente, y contienen además las zonas de amonites y fuentes bibliográficas. A continuación, se describen las características geológicas más relevantes tomadas de trabajos previos, considerando los Antecedentes 2.2.2.1. del Sector de la FPC de Chos Malal, como espesores estratigráficos y edades de eventos *post-depositacionales* (levantamiento y erosión) que permitieron construir, junto a los datos tomados en las campañas, las tablas resumen de cada zona y los modelos de soterramiento de las figuras 3.2, 3.3 y 3.4 (Chacay Melehue, Puerta Curaco y El Trapial).

En el ámbito de afloramiento, en la sección de Chacay Melehue, ubicado en el extremo occidental de la transecta O-E de la figura 3.1., las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichincho y Agrio (Grupo Mendoza) y las formaciones Huitrín y Rayoso (Grupo Bajada del Agrio), asociadas a la etapa de enfriamiento térmico (SAG), acumularon un espesor total de ~1910 m (Fig. 3.2. y Tabla 3.4.). En la posición de Puerta Curaco se generó mayor espacio de acomodación durante la etapa de SAG, con

un espesor total acumulado de \sim 2650 m (Fig. 3.3. y Tabla 3.5.). En la posición más oriental de la transecta E-O, en el yacimiento El Trapial (región de Huantraico), las unidades anteriores suman un espesor total de \sim 2350 m (Fig. 3.4. y Tabla 3.6.). A partir de esta comparación puede deducirse que la Formación Vaca Muerta alcanzó la mayor paleo-profundidad durante el Aptiano-Albiano, en etapa de SAG, para las posiciones más al Este de la transecta O-E de la FPC de Chos Malal.

En los modelos de soterramiento de afloramiento de Chacay Melehue y Puerta Curaco (Figs. 3.2. y 3.3. respectivamente) y en el yacimiento El Trapial (Figs. 3.4.), la instalación de la fase de antepaís está representada por el acuñamiento de la Formación Rayoso y el comienzo de la sedimentación del Grupo Neuquén a los 98 Ma (edad de la discordancia Miránica principal, Leanza, 2003; Tunik *et al.*, 2010; Di Giuglio, 2012).

De acuerdo con la información bibliográfica y a los espesores medidos en el campo, los paleo-espesores sugeridos para la etapa de SAG para las tres zonas de estudio son de 1910 m, 2650 m y 2350 m respectivamente, y aproximadamente iguales a los acumulados (máximos) porque la erosión de la Formación Rayoso fue solamente del orden de los 50 m (Leanza, 2003), figuras 3.2., 3.3. y 3.4. El Grupo Neuquén constituye una secuencia de aproximadamente 1200 m de espesor máximo (Cazau y Uliana, 1973; Garrido *et al.*, 2011). Según Rojas Vera *et al.* (2015) el Grupo Neuquén puede alcanzar hasta 1500 m en la FPC de Chos Malal. En el sinclinal Pampa Grande, muy cerca al perfil de Chacay Melehue (Fig. 3.1.), el Grupo Neuquén está parcialmente erosionado y presenta cerca de 600 m de espesor. Esta unidad aflora tanto en la Hoja Chos Malal (32 b, Zöllner y Amos, 1973) como en la Hoja Buta Ranquil (32 c, Holmberg, 1976), cuya ubicación puede verse en la figura 3.1. En la Hoja Chihuidos Norte (33c), Ramos (1981), determinó que la unidad tiene 1250 y 1070 m de espesor en los perfiles de Norte de Balsa de Huitrín y Cerro Overo Sur en el Cerro de las Niñas. Para el Cretácico Tardío, los máximos paleo-espesores inferidos del Grupo Neuquén en Chacay Melehue, a partir de la información bibliográfica citada, fueron de 1000 y 1500 m (se señalan dos máximos paleo-espesores posibles para el Grupo Neuquén en la columna Espesor de la Tabla 3.4.).

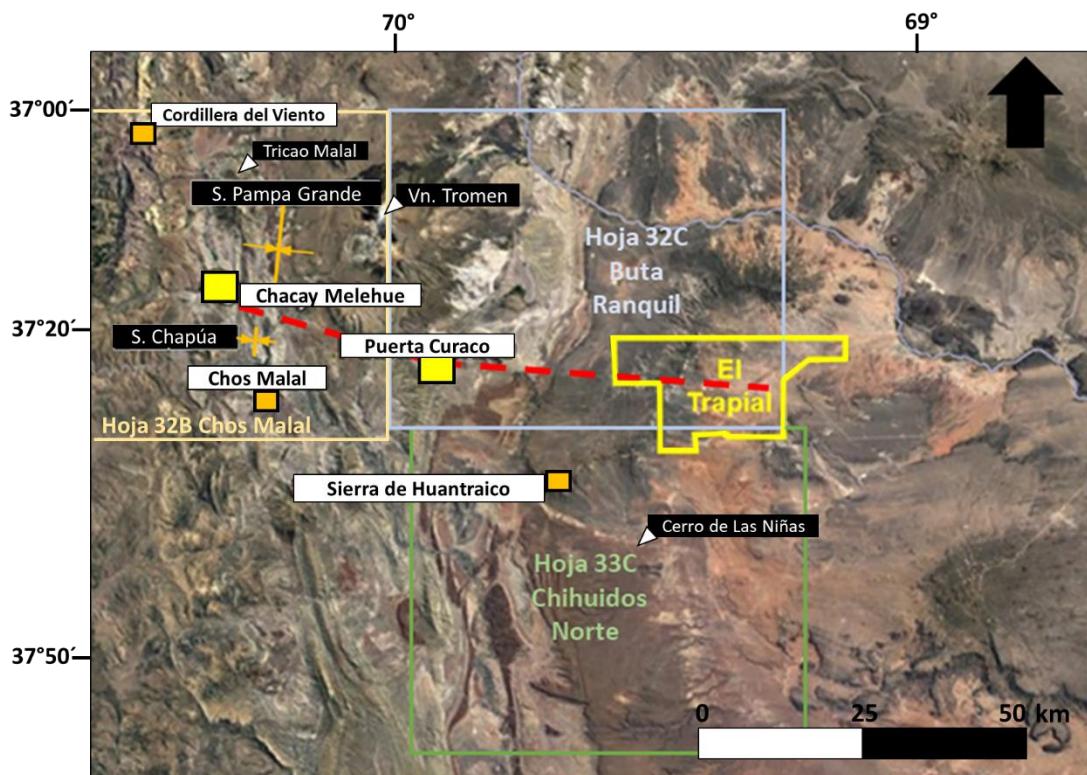


Figura 3.1. Ubicación de la transecta O-E integrada por las localidades de superficie de Chacay Melehue y Puerta Curaco, y por el yacimiento El Trapial (Región de Huantráico), con la ubicación de las Hojas Geológicas Chos Malal, Buta Ranquil y Chihuidos Norte (32B, 32C y 33C, respectivamente) y los principales rasgos geológicos y geográficos citados en el texto.

En la figura 3.2. se graficó el caso 1, de máximo paleo-espesor de ~ 1000 m para el Grupo Neuquén. El segundo máximo paleo-espesor considerado para esta unidad (1500 m) genera 500 m adicionales de paleo-profundidad máxima alcanzada por la roca madre en etapa de antepaís.

El Grupo Malargüe aflora a unos pocos km al Este de Puerta Curaco, en la sierra de Huantráico, de acuerdo con Holmberg, (1976) y Ramos (1981), donde la unidad alcanza 400 m (Barrio, 1990). Al Oeste de Puerta Curaco, el Grupo Malargüe no aflora. En el primer modelo de soterramiento de Puerta Curaco se propone que la transgresión del Atlántico, en el Cretácico Tardío, acumuló sedimentos asociados al Grupo Malargüe con un espesor máximo de 550 m (totalizando ~ 1100 m acumulados entre los Grupo Neuquén y Malargüe) como se observa en la figura 3.3. y en la Tabla 3.5. (primer valor de la columna Espesor de ambos grupos). En el segundo modelo de soterramiento del perfil de Puerta Curaco, se consideró solamente la depositación de los sedimentos del Grupo Neuquén durante la fase de antepaís (870 m), sin espesor acumulado del Grupo Malargüe (segundo valor de la columna Espesor, Grupo Neuquén, Tabla 3.5).

En el perfil de El Trapial, las etapas de levantamiento del Paleógeno y Neógeno

expusieron a la erosión al Grupo Neuquén, del cual actualmente afloran 1138 m. Se propuso un único modelo de soterramiento con 1438 m de máximo paleo-espesor para el Grupo Neuquén (Tabla 3.6.), en función del Pozo X de la figura 2.2.2. (apartado 2.2.1., pág. 23) y datos bibliográficos. Se consideró una erosión de 300 m del Grupo Neuquén en base al trabajo de Zamora Valcarce *et al.* (2009), en el que los autores presentaron un modelo de soterramiento del Dorso de Los Chihuidos donde esta unidad tiene un máximo paleo-espesor de 1500 m acumulado en el Cretácico Tardío, posteriormente erosionado parcialmente durante las exhumaciones del Paleógeno tardío y Neógeno en dicho modelo.

Basado en estudios previos de la FPC de Chos Malal, el levantamiento del Paleógeno tardío se representó en los modelos de soterramiento de las zonas de estudio de la transecta E-O entre los 35 a 45 Ma (de acuerdo a los Antecedentes 2.2.2.1.). El modelo de soterramiento de la figura 3.2. (Chacay Melehue) y 3.4. (Huantraico) muestra que el Grupo Neuquén fue parcialmente erosionado durante el levantamiento de la fase Incaica, mientras que en la figura 3.3. (Puerta Curaco) se propone que el Grupo Malargüe fue erosionado durante la misma etapa.

En la etapa de antepaís el espacio de acomodación para los sedimentos del Grupo Neuquén (ó de los grupos Neuquén y Malargüe) es similar en los tres casos de la transecta (Tablas 3.4., 3.5., 3.6. y Figs. 3.2., 3.3. y 3.4.).

Sanchez *et al.* (2017) determinaron a través de estudios de trazas de fisión de apatita, en una transecta O-E desde la cordillera del Viento (O) hasta la sierra de Huantraico (E). Aquí se asume que el levantamiento y exhumación del Neógeno comenzó a los 18 Ma y continuó hasta el presente para las 3 zonas de estudio del Norte de la FPC Neuquina. Aquí asume que el levantamiento y exhumación del Neógeno comenzó a los 18 Ma y continuó hasta el presente, para las 3 zonas de estudio del Norte de la Cuenca Neuquina. Esta simplificación fue posible debido a que una diferencia en pocos Ma en el comienzo de la deformación del Mioceno no repercute significativamente en el incremento de la madurez de la Formación Vaca Muerta. Esto fue comprobado utilizando la ecuación 3.1.1 (cálculo de TTI) y la ecuación 3.1.3 (transformación de TTI a Ro). En los gráficos de soterramiento de las secciones de Chacay Melehue y Puerta Curaco, a partir de los 18 Ma se propone el comienzo del levantamiento Neógeno y, para el tiempo actual (0 Ma) los valores de PWD en ambos modelos son de -1300 m (el programa toma como positivos los valores por debajo de la interface agua-sedimento y como negativos a los valores por encima de la misma). De tal manera se asume que la deformación del Mioceno llevó el “tope” de la columna estratigráfica a una cota similar a la actual (Figs. 3.2. y 3.3.) pero con los grupos Neuquén y Malargüe totalmente

erosionados durante esta fase. Otros autores que realizaron modelos de soterramiento en secciones de afloramiento de la FPC Neuquina como, por ejemplo, Zamora Valcarce *et al.* (2009) en el Dorso de Los Chihuidos y Scasso *et al.* (2005) en el Sur de la Cuenca Neuquina tomaron un PWD=0 para el momento presente (0 Ma), no teniendo en cuenta la cota actual de las unidades aflorantes. Por otro lado, para el yacimiento El Trapial (Fig. 3.4.) también se tomó el origen de la deformación Miocena a los 18 Ma y al tiempo presente (0 Ma) un valor de PWD de -982 m que coincide con la cota actual. Se observa en la figura 3.4. que el Grupo Neuquén, parcialmente erosionado, aflora en esta cota. En este caso el levantamiento de la columna estratigráfica (sobre el nivel del mar) resultó en un gráfico que no “encoge” demasiado la misma antes del levantamiento Mioceno (antes de los 18 Ma) y permite visualizar adecuadamente los eventos previos.

Grupo	Formación	Edad	Comienzo (Ma)	Fin (Ma)	Espesor (m)	Zonas de Amonites	Fuente
	Exhumación del Mioceno-presente	Mioceno-Holoceno	18	0	-850/ -1350		
	Exhumación del Paleógeno	Eoceno	45	35	-150		Sanchez <i>et al.</i> (2017)
Neuquén	Varias formaciones - miembros	Cenomaniano-Campaniano medio	98	83.5	1000/1500		Zöllner y Amos (1973); Leanza (2003); Galarza (2009); Tunik <i>et al.</i> (2010); Garrido (2011); Turienzo (2015); Rojas Vera <i>et al.</i> (2015)
	Levantamiento del Cretácico Temprano-Tardío	Albiano-Cenomaniano	103	98	-50		Tunik <i>et al.</i> (2010); De Guglio <i>et al.</i> (2012)
Bajada del Agrio	Rayoso (Mbs. Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén and Cañadón de la Zorra)	Aptiano medio a superior - Albiano	117	103	165		Leanza (2003); Tunik <i>et al.</i> (2010); Sanchez <i>et al.</i> (2017)
	Huitrín (Mbs. Chorreado, Troncoso and La Tosca)	Barremiano tardío-Aptiano temprano	125	117	130		Leanza (2003); Veiga y Vergani (2011); Sanchez <i>et al.</i> (2017)
	Agrio superior (Mb. Aguada de la Muña)	Hauteriviano medio - Barremiano temprano	129.4	125	260	<i>Stipidiscus riccardii</i> , <i>Crioceratites schlagintweiti</i> , <i>Crioceratites diamantensis</i> - <i>Paraspitceras groeberi</i>	Aguirre Urreta y Rawson (1999); Sanchez <i>et al.</i> (2017)
	Agrio medio (Mb. Avilé)	Hauteriviano inferior	131.4	129.4	40		Prámpano y Volkheimer (1999)
	Agrio inferior (Mb. Pilmatué)	Valanginiano tardío	135.2	131.4	160	<i>Olcostephanus atherstoni</i> (parcial), <i>Pseudofavarella angulatiformis</i> , <i>Hoplitocrioceras gentilii</i> , <i>Weaverceras vacaensis</i> (pars)	Leanza y Hugo (1977); Prámpano y Volkheimer (1999); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (2008); Schwarz <i>et al.</i> (2011)
Mendoza	Mulichinco	Valanginiano medio-tardío	139.5	135.2	275	<i>Lissonia riveroi</i> (parcial); subzona de <i>olcostephanus atherstoni</i> (parcial)	Aguirre Urreta y Rawson (1999); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (2008); Schwarz (2003); Schwarz <i>et al.</i> (2011)
	Quintuco	Berriasiano - Valanginiano temprano	145	139.5	532	<i>Virgatophinctes mendozanus</i> - <i>Lissonia riveroi</i> (pars)	Leanza y Hugo (1977); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (2008); Schwarz <i>et al.</i> (2011); este trabajo
	Vaca muerta	Tithoniano temprano - Berriasiano	152.1	145	350	<i>Virgatophinctes mendozanus</i> - <i>Lissonia riveroi</i> (pars)	Leanza y Hugo (1977); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (2008); Schwarz <i>et al.</i> (2011); este trabajo

Tabla 3.4. Base de datos para la construcción de la historia de soterramiento, Chacay Melehue.

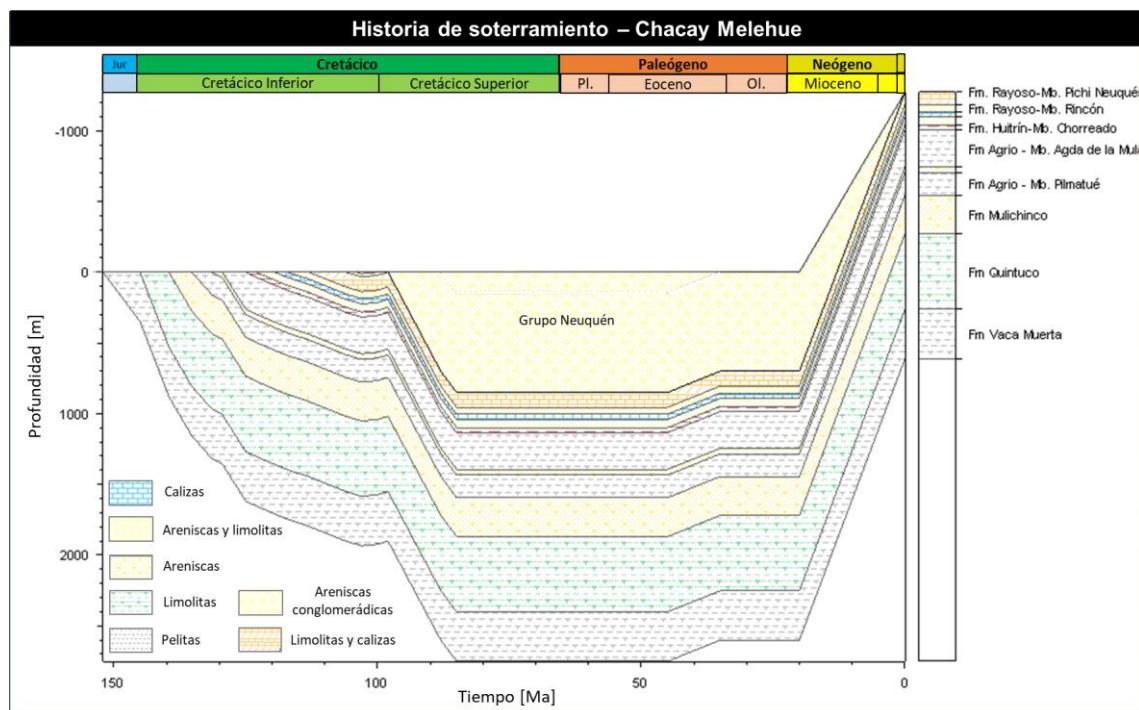


Figura 3.2. Historia de soterramiento en la sección de Chacay Melehue (Tithoniano-presente).

Grupo	Formación	Edad	Comienzo (Ma)	Fin (Ma)	Espesor (m)	Zonas de Amonites	Fuente
	Exhumación del Mioceno- presente	Mioceno-Holoceno	18	0	-970 / -570		Ulliana y Dellapé (1981); Rojas Vera <i>et al.</i> (2015); Rodríguez <i>et al.</i> (2011); Folguera <i>et al.</i> (2015); Sanchez <i>et al.</i> (2017)
	Exhumación del Paleógeno	Eoceno	45	35	-150 / -300		
Malargüe	Varias formaciones - miembros	Maastrichiano temprano - Paleoceno	79	55	550 / 0		Barrio (1990); Parra <i>et al.</i> (1998); Leanza (2009); Rodríguez <i>et al.</i> (2011)
Neuquén	Varias formaciones - miembros	Cenomaniano - Campaniano medio	98	79	570 / 870		Zöllner W. y Amos A. (1973); Leanza (2003); Galarza (2009); Tunik <i>et al.</i> (2010); Garrido (2011); Turienzo (2015); Rojas Vera <i>et al.</i> (2015)
	Levantamiento del Cretácico Temprano-Tardío	Albiano- Cenomaniano	103	98	-50		Tunik <i>et al.</i> (2010)
Bajada del Agrio	Rayoso (Mbs. Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra)	Aptiano medio a superior - Albiano	117	103	650		Leanza (2003); Tunik <i>et al.</i> (2010)
	Huitrín (Mbs. Troncoso, La Tosca y Salina)	Barremiano tardío- Aptiano temprano	123	117	216		Leanza (2003)
Mendoza	Agrio (Mb. Chorreado)	Barremiano temprano	125	123	30		Leanza (2003)
	Agrio (Mb. Agua de la Mula)	Hauteriviano tardío - Barremiano temprano	132.5	125	267	<i>Stipidiscus riccardii</i> , <i>Crioceratites schlagintweiti</i> , <i>Crioceratites diamantensis</i> - <i>Paraspiticeras groeberi</i>	Porfiri (2009); Spalletti <i>et al.</i> (2011)
	Agrio (Mb. Pilmatué y Mb. Avilé)	Valanginiano tardío / Hauteriviano temprano-tardío	134	132.5	420	<i>Pseudofavrella angulatiformis</i> (<i>Valanginiana tardio</i>) - <i>Holcoptychites neuquensis</i> , <i>Hoplitocrioceras gentilii</i> , <i>Weavericeras vacaense</i>	Notta (2008); Spalletti <i>et al.</i> (2011)
	Mulichinco	Valanginiano medio-tardío	136	134	335	<i>Lissonia riveroi</i> - <i>Olcostephanus atherstoni</i>	Schwarz (1999); Legarreta y Ulliana (1991); Leanza <i>et al.</i> (2011)
	Quintuco	Valanginiano temprano	139.8	136	310	<i>Uppermost part of the Neocomites wichmanni</i> and <i>Lissonia riveroi</i> zones	Leanza y Hugo (1977); Mitchum y Ulliana (1985); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (1999); Leanza <i>et al.</i> (2011); Kietzmann <i>et al.</i> (2016)
	Vaca muerta	Tithoniano temprano - Valanginiano temprano	152.1	139.8	407	<i>Virgatosphinctes andesensis</i> to <i>lowermost part of Neocomites wichmanni</i>	Aguirre Urreta <i>et al.</i> (1999); Leanza y Hugo (1977); Mitchum y Ulliana (1985); Kietzmann <i>et al.</i> (2016); Capelli <i>et al.</i> (2017)

Tabla 3.5. Base de datos asociada a la historia de soterramiento, en la sección de Puerta Curaco.

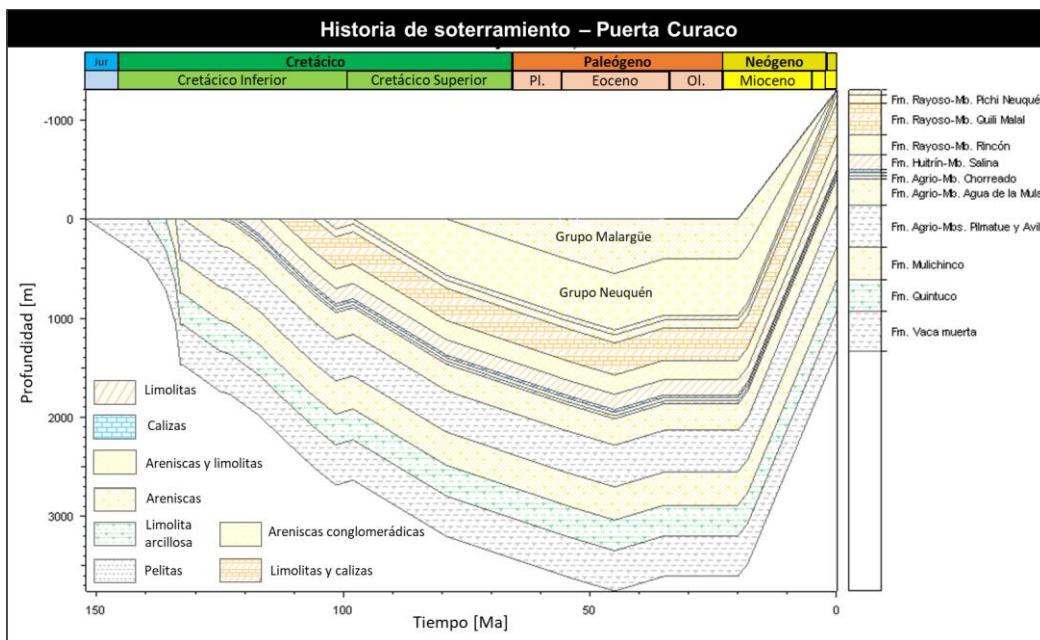


Figura 3.3. Historia de soterramiento en la sección de Puerta Curaco, (Tithoniano-presente).

Grupo	Formación	Edad	Comienzo (Ma)	Fin (Ma)	Espesor (m)	Zonas de Amonites	Fuente
Exhumación del Mioceno-presente	Mioceno-Holoceno	Mioceno-Holoceno	18	0	-250		Ulliana y Dellapé (1981); Zamora <i>et al.</i> (2009); Valenzuela <i>et al.</i> (2011); Rojas Vera <i>et al.</i> (2015); Rodriguez (2011); Folguera <i>et al.</i> (2015); Sanchez <i>et al.</i> (2017)
Exhumación del Paleógeno	Eoceno	Eoceno	45	35	-50		
Neuquén	Varias formaciones - miembros	Cenomaniano - Campaniano medio	98	75	1438		Zöllner W. y Amos A. (1973); Ramos (1981); Lanza (2003); Galarza (2009); Tunik <i>et al.</i> (2010); Garrido (2011); Turienzo (2015); Rojas Vera <i>et al.</i> (2015)
Levantamiento del Cretácico Temprano-Tardío	Albiano-Cenomaniano	Albiano-Cenomaniano	103	98	-50		Ramos (1981); Zamora <i>et al.</i> (2009); Tunik <i>et al.</i> (2010)
Bajada del Agrio	Rayoso (Mbs. Clástico y Evaporítico)	Aptiano medio a superior - Albiano	117	103	502		Legarreta (1985); Ponce <i>et al.</i> (2002); Lanza (2003); Tunik <i>et al.</i> (2010)
	Huitrín (Mbs. La Tosca y Troncoso superior e inferior)	Barremiano tardío-Aptiano temprano	125	117	117		Lanza (2003)
Mendoza	Agrio (Mb. Agrio superior)	Hauteriviano tardío - Barremiano	130.5	125	347	<i>Stipiaescus riccarai</i> , <i>Crioceratites schlagintweiti</i> , <i>Crioceratites diamantensis</i> - <i>Dorsiceraspis anguliformis</i>	Spalletti <i>et al.</i> (2001), Lanza (2003)
	Agrio (Mb. Avilé)	Hauteriviano tardío	131	131	3.5	<i>Dorsiceraspis anguliformis</i>	Porfiri (2009); Spalletti <i>et al.</i> (2001, 2011)
	Agrio (Mb. Agrio inferior)	Valanginiano - Hauteriviano temprano	134	131	562.5	<i>(Valanginiana tardio) - Holcoptychites neuquensis</i> , <i>Hoplitescristatus centilli</i>	Notta (2008); Spalletti <i>et al.</i> (2001, 2011)
	Mulichinco (Mbs. Chachao y Mulichinco inferior)	Valanginiano medio-tardío	136	134	91	<i>Lissonia riveroi</i> - <i>Olcostephanus atherstoni</i>	Schwarz (1999); Legarreta y Uliana (1991); Lanza <i>et al.</i> (2011)
	Quintuco	Valanginiano temprano	139.8	136	244	<i>Uppermost part of the Neocomites wichiannii</i> and <i>Lissonia riveroi</i> zones	Leanza y Hugo (1977); Mitchum y Uliana (1985); Aguirre Urreta <i>et al.</i> (1999); Lanza <i>et al.</i> (2011); Kietzmann <i>et al.</i> (2016)
	Vaca muerta	Tithoniano temprano - Valanginiano temprano	152.1	140	402	<i>Virgatosphinctes andensis</i> to lowermost part of <i>Neocomites wichiannii</i>	Aguirre Urreta <i>et al.</i> (1999); Lanza y Hugo (1977); Mitchum y Uliana (1985); Kietzmann <i>et al.</i> (2016); Capelli <i>et al.</i> (2017)

Tabla 3.6. Base de datos para la construcción de la historia de soterramiento de El Trapial.

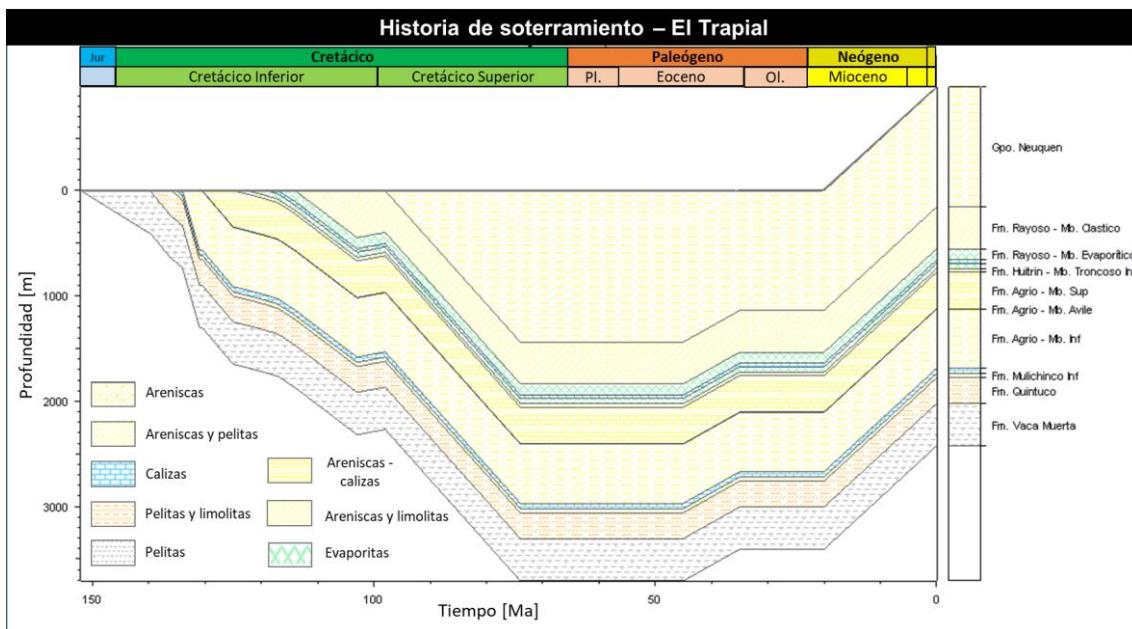


Figura 3.4. Historia de soterramiento en la sección de El Trapial (Tithoniano-presente).

A continuación, se describen las características geológicas más significativas tomadas de fuentes bibliográficas (teniendo en cuenta los Antecedentes 2.2.2.2., Sector Sur) como espesores estratigráficos, edades de sedimentación y edades de eventos post-depositacionales (levantamiento y erosión) que permitieron reconstruir la historia de soterramiento y tectónica en los perfiles Ferrocarril Norte y Sur de Los Catutos (Fig. 3.5. y Tabla 3.7.).

En el sector de Los Catutos (al Sur de la FPC Neuquina y a 60 km al Norte de la Dorsal de Huincul), según el modelo de soterramiento propuesto (modificado de Scasso et al. 2005) las formaciones Vaca Muerta, Picún Leufú, Bajada Colorada-Mulichinco y Agrio se acumularon durante la etapa de enfriamiento térmico (SAG). Las formaciones Centenario (Digregorio, 1972) y La Amarga (Mussachio, 1970), ver Tabla 3.7., son términos continentales descriptos en subsuelo y al Norte de la Dorsal de Huincul que correlacionan con la Formación Agrio. Los sedimentos de las formaciones Centenario y La Amarga fueron depositados posteriormente a un período corto de levantamiento durante el Aptiano (denominada fase tectónica intravalanginiana) de acuerdo con el modelo de soterramiento presentado por Scasso et al. (2005). Las unidades vinculadas al estadio de enfriamiento térmico suman un paleo-espesor total de ~1800 m (Fig. 3.5. y Tabla 3.7.).

Durante el Albiano al Cenomaniano tuvo lugar la fase de levantamiento y exhumación más importante en el área, asociada a la orogenia Andina (Legarreta y Uliana, 1999; Cruz et al., 2000). En el sector de Los Catutos, la deformación de amonites señala compresión NNO-SSE que probablemente tuvo lugar durante el levantamiento del Cenomaniano (Scasso et al., 2005). En el gráfico de soterramiento de la figura 3.5,

se representa el levantamiento principal entre los 113 y los 93 Ma, donde se propone la erosión de las formaciones Bajada Colorada-Mulichinco y las formaciones Agrio-Centenario-La Amarga. El levantamiento y exhumación del Cretácico Tardío fue mayor para la zona de Los Catutos con respecto a los perfiles de la FPC de Chos Malal, erosionando gran parte de la columna sedimentaria correspondiente a la fase de SAG. Asimismo, el espesor acumulado de los sedimentos de antepaís fue menor ya que se vio condicionado por el paleo-relieve generado por la Dorsal de Huincul. A partir del Cenomaniano inferior y hasta el Coniaciano, en la fase antepaís, se produce la depositación sinorogénica de los sedimentos de la Formación Rayoso y de los sedimentos rojos del Grupo Neuquén. El máximo paleo-espesor que alcanzaron la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén durante este estadio fue de 700 m (ver Fig. 3.5. y Tabla 3.7.) que, en comparación con los afloramientos de la transecta O-E de la FPC de Chos Malal, es menor. La discordancia Huantráiquica que separa los grupos Neuquén y Malargüe no es visible en el área que abarca la hoja geológica 3969-I Zapala (Leanza, 2001). En la zona de estudio el Grupo Malargüe está representado por las formaciones Allen, Jagüel y Roca, con un espesor estratigráfico máximo de 169 m. La deformación final en el ámbito de la Dorsal de Huincul, tuvo lugar durante el Mioceno tardío-Plioceno (Mosquera *et al.*, 2011) y se representa en la figura 3.5. a través del levantamiento Mioceno-Plioceno que de acuerdo con Scasso *et al.* (2005) tuvo lugar entre los 7 Ma y la actualidad y que erosionó al Grupo Neuquén y formaciones Rayoso, Allen, Jagüel y Roca, haciendo aflorar en la zona de Los Catutos a las formaciones Vaca Muerta (miembros Vaca Muerta Inferior, Los Catutos y Vaca Muerta Superior) y Picún Leufú.

Unidad / Evento	Edad	Comienzo (Ma)	Final (Ma)	Espesor (m)	Fuente
Exhumación Mioceno-reciente	Mioceno-presente	7	0	-869	Scasso <i>et al.</i> (2005); Mosquera <i>et al.</i> (2011)
Allen - Jagüel - Roca	Campaniano-Eoceno	80	53	169	Leanza y Hugo (1997); Scasso <i>et al.</i> (2005); Rodriguez (2011)
Rayoso - G. Neuquén	Cenomaniano-Coniaciano	93	80	700	Legarreta y Uliana (1999); Cruz <i>et al.</i> (2000); Leanza (2001); Scasso <i>et al.</i> (2005); Garrido (2011)
Levantamiento del Cretácico Temprano-Tardío. Desarrollo cuenca de antepaís	Barremiano tardío - Albiano medio	113	93	-1200	Legarreta y Uliana (1999); Cruz <i>et al.</i> (2000); Scasso <i>et al.</i> (2005); Mosquera (2011)
Agrio - Centenario - La Amarga	Hauteriviano - Barremiano	126	113	1200	Cruz <i>et al.</i> (2000); Legarreta y Uliana (1999); Leanza y Hugo (1997); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)
Levantamiento Cretácico inferior	Aptiano	121	118	-100	Legarreta y Uliana (1999); Scasso <i>et al.</i> (2005)
Bajada Colorada-Mulichinco	Berrasián - Valanginiano	133	126	250	Leanza y Zeiss (1990); Leanza y Hugo (1997); Zavala (2000); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)
Picún Leufú	Tithoniano superior - Berrasián	135	133	125	Leanza y Zeiss (1990); Leanza y Hugo (1997); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)
Vaca Muerta sup.	Tithoniano superior	138	135	94	Leanza y Zeiss (1990); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)
Los Catutos	Tithoniano medio	139.5	138	70	Leanza y Zeiss (1990); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)
Vaca Muerta inf.	Tithoniano inferior - Tithoniano medio	141	140	150	Leanza y Zeiss (1990); Scasso <i>et al.</i> (2005); Kietzmann <i>et al.</i> (2014)

Tabla 3.7. Base de datos para la construcción de la historia de soterramiento en los perfiles Ferrocarril N y S (Los Catutos). Las edades de acumulación y espesores estratigráficos provienen principalmente de las zonas de ammonites para la Formación Vaca Muerta y Picún Leufú del trabajo de Leanza y Zeiss (1990) y las contribuciones posteriores. Para el resto de las formaciones/grupos se consultó la bibliografía citada en el cuadro y para las edades de levantamiento y exhumación se tomaron los antecedentes (Apartado 2.2.2.2.).

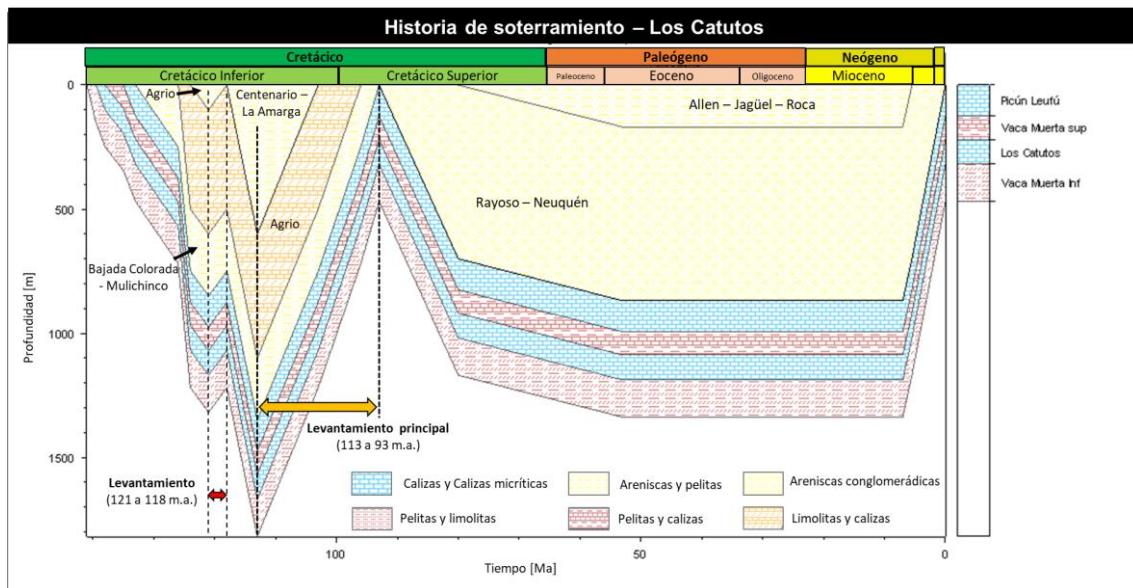


Figura 3.5. Historia de soterramiento, sección Los Catutos - Cretácico Inferior al presente.

3.2.2. Propiedades geoquímicas de la roca madre

Las propiedades geoquímicas básicas de la roca madre junto a los datos geológicos, geofísicos y propiedades físicas de las unidades suprayacentes permiten generar el modelo conceptual sobre el que a su vez se realiza la simulación de la madurez termal. Las propiedades de la roca madre son necesarias como datos de entrada para simular las reacciones que rigen la degradación del material orgánico para producir hidrocarburos (Al-Hajeri *et al.*, 2009). Las propiedades esenciales cargadas en el software para la roca madre (Formación Vaca Muerta) son el carbono orgánico total (COT) y el índice de hidrógeno (IH) obtenido a través de la pirólisis de muestras de roca para el potencial de generación de hidrocarburos y la ley cinética de transformación del querógeno. Debido a la heterogeneidad vertical de la Formación Vaca Muerta, la misma se dividió en Vaca Muerta Superior, Media e Inferior en función de la variación de COT. Se ingresaron en el software valores promedio de COT y IH para cada uno de estos intervalos para las distintas zonas de estudio. Se eligió la ley cinética Sweeney y Burnham (1990) TII (querógeno tipo II), siendo que la Formación Vaca Muerta en la Cuenca Neuquina se asocia principalmente a querógeno tipo I-II y en las zonas estudiadas se asocia principalmente a querógenos tipo II y III.

Las curvas de COT en la sección de Puerta Curaco muestran una clara tendencia decreciente hacia el techo de la Formación Vaca Muerta. Los cuatro picos que se observan en la figura 3.6. correlacionan con eventos de máxima inundación (Kietzmann *et al.*, 2016). En la figura 3.6. pueden apreciarse 3 intervalos con valores de COT promedio de 3,5%, 2,75% y 1,5% (de base a techo); siendo los valores mínimo y máximo de todo el intervalo de 1% y 3,75% respectivamente. Los valores promedio de IH son de 4,75, 7,9 y 26,3 mg CO₂/g COT por intervalo (de base a techo) y los mínimos y máximos de todo el intervalo son de 4,88 y 50 mg CO₂/g COT respectivamente.

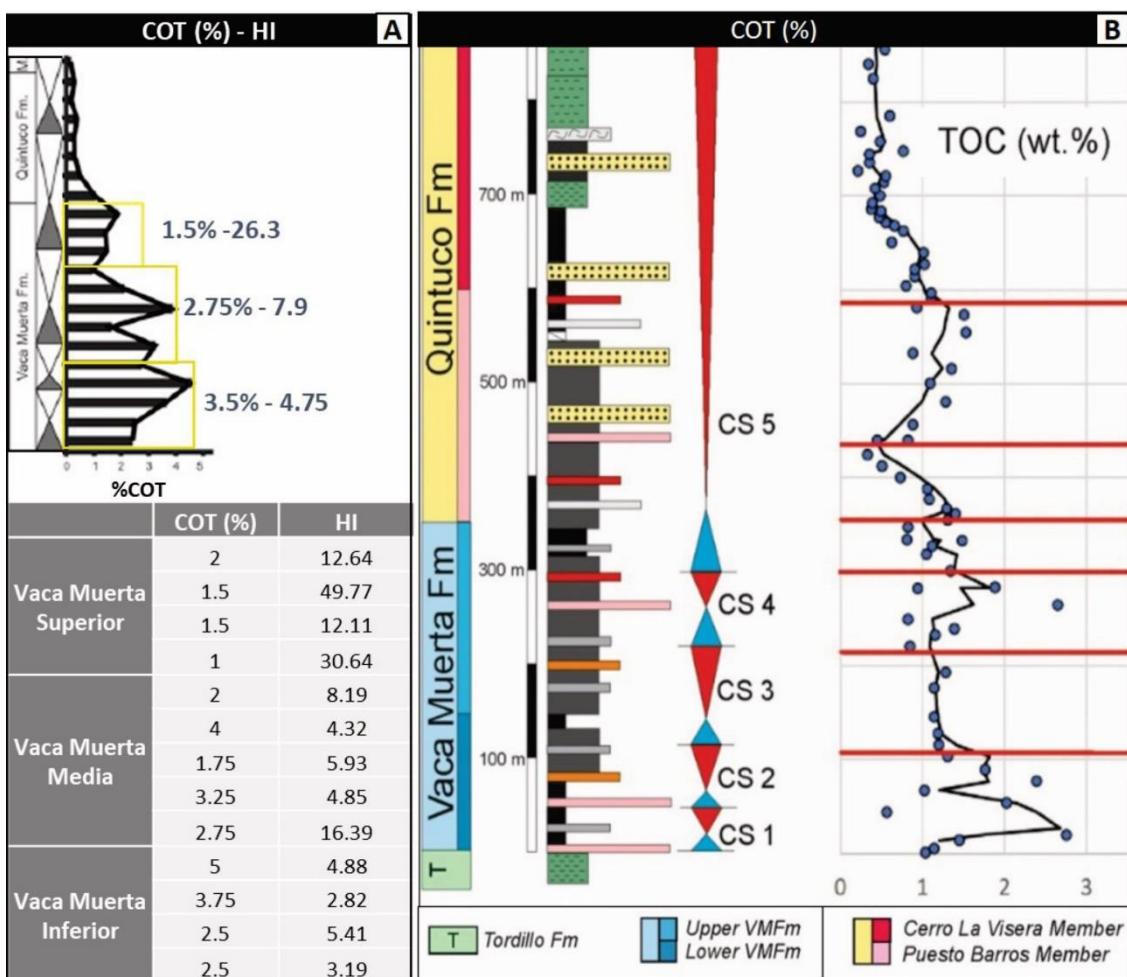


Figura 3.6.: A) Perfil de carbono orgánico total (COT) para las formaciones Vaca Muerta y Quintuco en la sección de la localidad de Puerta Curaco. La Formación Vaca Muerta es dividida en Vaca Muerta inferior, media y superior en función de sus valores de %COT y IH promedio. Modificado de Kietzmann *et al.* (2016). **B)** Distribución vertical de carbono orgánico total (COT) para las formaciones Vaca Muerta y Quintuco en la sección de Chacay Melehue. Los intervalos de COT fueron divididos en función de las secuencias CS, Modificado de Capelli *et al.* (2021a)

Según el análisis de recorte geológico del pozo gasífero BS.Nq.ChE.x-1, situado a menos de 1 km al Este del sinclinal Chapúa (muy próximo a la sección de Chacay Melehue, Fig. 3.1.), junto a muestras de afloramientos cercanos del tope de la Formación Vaca Muerta, los valores de COT en el pozo no superan el 0,68% (probablemente se deba a que las facies atravesadas correspondan a la Formación Quintuco), mientras que en las muestras de superficie oscilan entre 0,76 y 3,72% (Cruz *et al.*, 1996). Los valores de IH en el pozo promedian 60 mg CO₂/g COT, mientras que en las muestras de superficie oscilan entre 8 y 155 mg CO₂/g COT. Según estos autores, el querógeno es de tipo II, amorfo y de origen marino-algal. La pirólisis indica principalmente querógenos tipo II y III para la zona del sinclinal Chapúa y sección de Puerta Curaco. Asimismo, tanto los valores de IH medidos en el trabajo de Cruz *et al.* (1996) procedentes del subsuelo y de afloramiento, como los medidos en la sección de

Puerta Curaco (Kietzmann *et al.*, 2016) son bajos (entre 3 y 50). Esto permite asociar al mismo a una roca madre generadora de gas. Por otra parte, los valores mínimos y máximos de COT publicados por Cruz *et al.* (1996) en superficie son bastante parecidos a los publicados para la sección de Puerta Curaco por Kietzmann *et al.* (2016). Por carecer de perfiles de COT y dada la similitud entre los valores de COT del perfil de la Formación Vaca Muerta en el perfil de Puerta Curaco (mín~1 y máx: 3.75%) y muestras de campo de la misma formación en el sinclinal Chapúa, con un valor mínimo de 0.76 y máximo de 3.72%, entonces en forma general se adoptan los valores de COT de la figura 3.6. para la Formación Vaca Muerta (dividida en Inferior, Media y Superior por las variaciones en el COT) para las secciones de Puerta Curaco y Chacay Melehue. Como *input* del IH para la Formación Vaca Muerta de la sección de Puerta Curaco, se tomaron los valores publicados por Kietzmann *et al.* (2016), de la figura 3.6., y los valores de aforamiento de Cruz *et al.* (1996) para la misma unidad en el perfil de Chacay Melehue.

En el área El Trapial (región de Huantraico), la Formación Vaca Muerta presenta una profundidad de soterramiento variable entre 2000 a 4200 m (Crousse *et al.*, 2015). El intervalo rico en materia orgánica tiene un espesor de alrededor de 350 m, con un carbono orgánico total (COT) que oscila entre 2 y 8% (Crousse *et al.*, 2015) y el querógeno es tipo II.

En el sector Sur de la FPC Neuquina, los valores de COT del Miembro Los Catutos, oscilan entre 0,20 a 1,95%. Los datos de pirólisis indican que el querógeno es tipo II/III, mientras que los índices de IH se encuentran entre 450-650 mg/g (Scasso *et al.*, 2005).

3.2.3. Estimación del flujo calórico y gradiente geotérmico

El flujo de calor depende del tipo de cuenca (por ejemplo, cuenca de rift, SAG ó antepaís) y de los eventos térmicos. La historia del flujo calórico y del gradiente geotérmico se estimó en base a datos bibliográficos de la Cuenca Neuquina (Sigismondi, 2012 y Sylwan, 2014) de acuerdo a las figuras 3.7. A y B (respectivamente) y a datos medidos y modelados para flujos calóricos de América del Sur (Cardozo *et al.*, 2010; Vieira y Hamza, 2019, Fig. 3.7. C y D). La Tabla 3.8. muestra los valores de flujo calórico actuales por ambiente geotectónico, construida a partir de los trabajos descriptos. Estos se extrapolaron al pasado, para construir los distintos modelos de evolución del flujo calórico de las áreas de estudio, representados en las figuras 3.8., 3.9., 3.10. y 3.11.

Según Sigismondi (2012), el flujo calórico actual de la Cuenca Neuquina depende del espesor litosférico-cortical, del volcanismo cuaternario localizado, de la configuración geométrica del basamento, de los ambientes estructurales principales, de la generación de calor radiogénico del basamento, de la conductividad termal en los sedimentos, de la topografía y de las tasas de erosión-sedimentación. De todos los contribuyentes al flujo de calor actual de la Cuenca Neuquina modelado por este autor en su tesis doctoral (ver Tabla 4.6., en Sigismondi, 2012), el espesor de la corteza tiene el rol importante respecto a la distribución de calor. Las zonas de mayor flujo calórico en la Cuenca Neuquina coinciden con zonas de actividad volcánica (por ejemplo, la región de Auca Mahuida; Fig. 4.2.7. en Sigismondi, 2012), siendo despreciable la contribución de calor radiogénico en el flujo calórico total para estos casos. Por lo tanto, considerando el calor radiogénico como una constante en el modelado del flujo calórico, en general en la Cuenca Neuquina, el espesor cortical y volcanismo son los elementos geológicos de mayor contribución al flujo calórico total, siendo la topografía el elemento de menor peso (*com. pers.* con Mario Sigismondi y Tabla 4.6., Sigismondi, 2012).

La evolución del flujo calórico en la historia de soterramiento es un dato de entrada geofísico de primer orden para los modelos termales y de madurez. La historia del flujo calórico en el pasado es calibrada a través del parámetro de madurez termal más usado, que es la reflectancia a la vitrinita. El de paleo-flujo calórico, es uno de los parámetros de entrada con mayor incertidumbre (Hantschel *et al.*, 2009), son modificados de acuerdo con las diferencias entre los parámetros de reflectancia a la vitrinita simulados y los medidos. Se construyeron distintos modelos de evolución de flujo calórico por zona de estudio, que dan lugar a distintos modelos de reflectancia a la vitrinita en función de la profundidad. De esta manera, se propusieron distintos escenarios en los cuales la

madurez simulada se ajusta (o no) con la madurez proveniente de la pirólisis (madurez simulada vs. medida) según la evolución tectónica propuesta y evolución de flujo calórico.

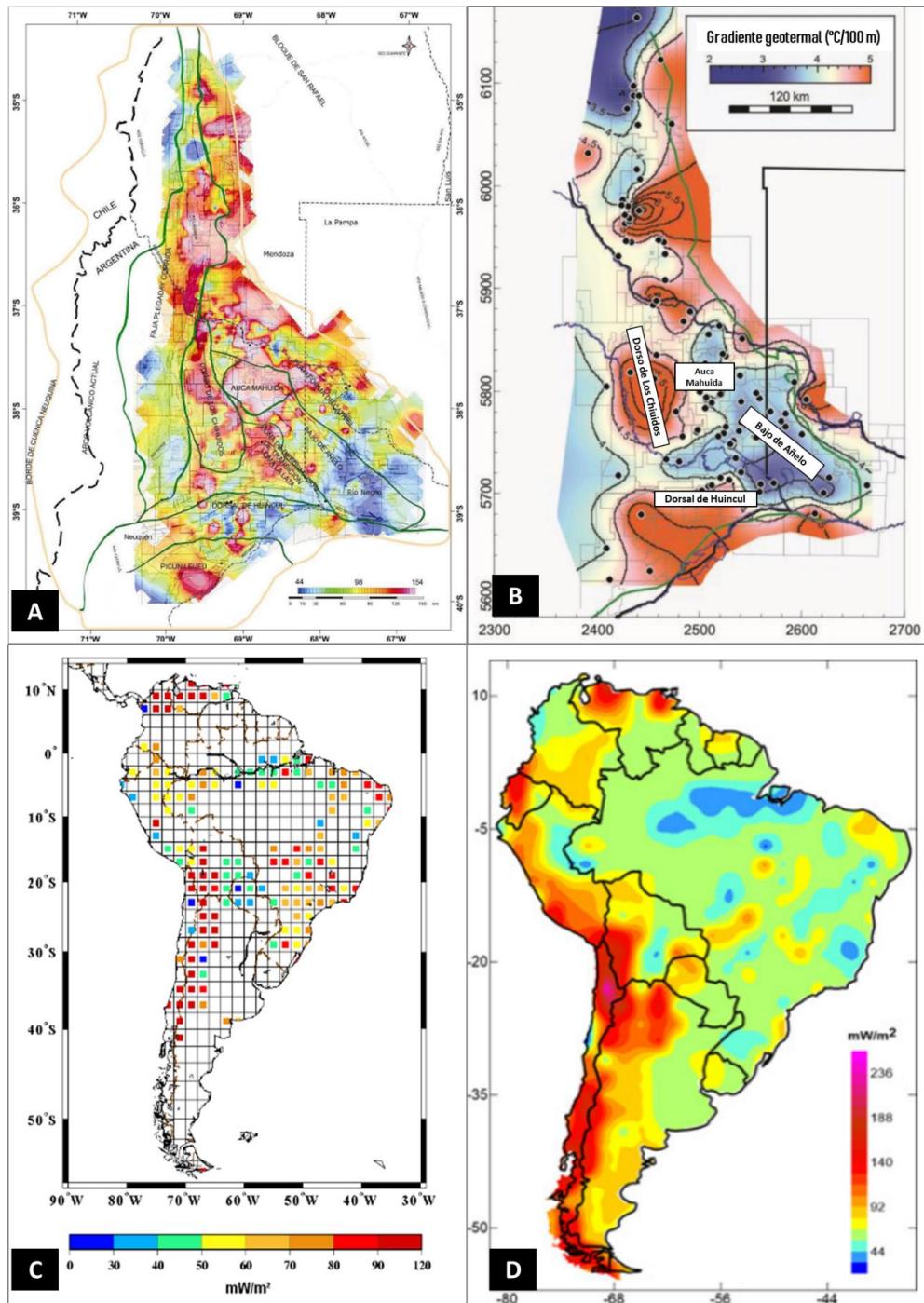


Figura 3.7. A) Mapa de distribución del flujo de calor actual de la Cuenca Neuquina (Sigismondi, 2012). La escala de colores representa el flujo calórico, con valor máximo de color rosa (154 mW/m^2) y mínimo de color celeste (44 mW/m^2). B) Mapa de gradiente geotérmico ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) de la Cuenca Neuquina (Sylwan, 2014). La escala de colores representa el gradiente geotérmico, con valores mínimos de color azul (2 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) y máximos en rojo (5 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). C) Representación discreta del flujo calórico (grilla $2^{\circ} \times 2^{\circ}$) de América del Sur; Cardozo *et al.* (2010). El valor mínimo de flujo calórico de la escala es de 0 mW/m^2 (azul) y el máximo de 120 mW/m^2 (rojo). D) Distribución de flujo calórico para América del Sur (Vieira y Hamza, 2019). El valor mínimo de flujo calórico de la escala es de 44 mW/m^2 (celeste azulado) y el máximo de 236 mW/m^2 (fucsia).

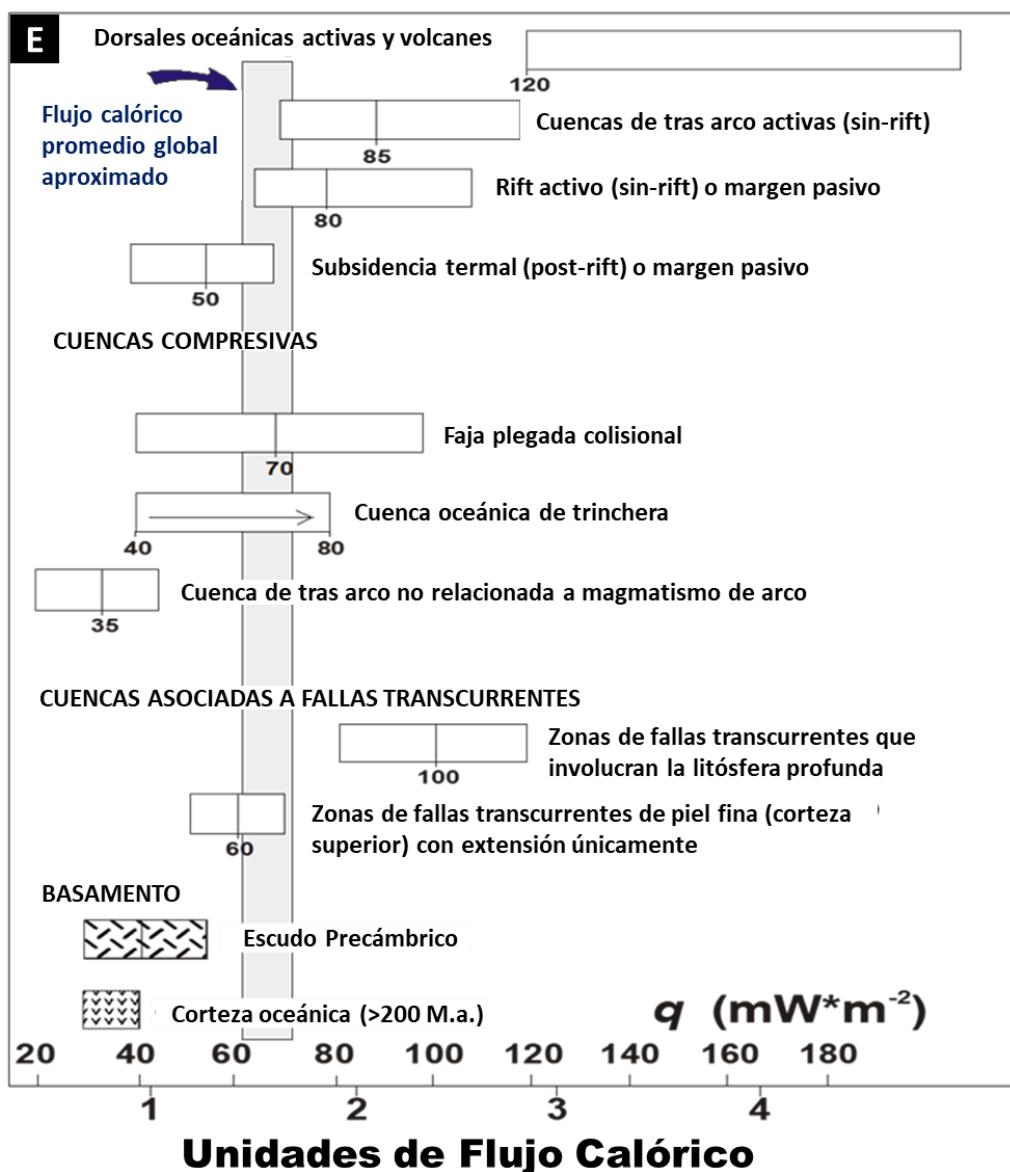


Figura 3.7. E): Flujos calóricos promedio en (mW/m^2) para distintos ambientes geotectónicos de distintas regiones del mundo. Este esquema se asocia a la columna 6 de la Tabla 3.8. A (el gráfico fue suministrado por el Dr. Andrés Folguera y revisado por el Dr. Víctor Ramos)

Para el segmento termalmente estable, desde el antepaís hacia el Este, los valores medidos de flujo calórico oscilan entre 55 a 123 mW/m^2 con un promedio de 72 mW/m^2 (Valdenegro *et al.*, 2019). El valor de 90 mW/m^2 en la zona de Auca Mahuida, observado en la Tabla 3.8., se tomó como el flujo calórico típico de retroarco. El mapa regional de Flujo Calórico de la Cuenca Neuquina de la figura 3.7. A (Sigismondi, 2012) surge de mediciones de temperatura de fondo de pozos petroleros (ó *Bottom Hole Temperature* BHT) de la Cuenca Neuquina y mediciones de conductividad de perfiles eléctricos de pozo.

Otro valor representativo de flujo calórico estimado de antepaís (60 mW/m^2) surge a partir de un modelo numérico a la latitud de Chile Central (Valdenegro *et al.*, 2019) que involucra desde el antearco hasta la zona estable al Este del antepaís a los 33°S .

Los datos de flujo calórico empleados en el trabajo de Cardozo *et al.* (2010), derivan de mediciones locales en fuentes geotermicas y en áreas donde naturalmente el fluido termal descarga en superficie, principalmente en el área de los Andes. Los autores, emplearon resultados de flujo calórico de una base de datos de fuentes geotermicas de América del Sur (mantenida por el Observatorio Nacional de Brasil). Los valores tomados para representar los paleo-flujos calóricos de los distintos ambientes tectónicos de la Tabla 3.8. (columna 4), se tomaron de la figura 1 de Cardozo *et al.* (2010). De la figura 3.8. C de ese trabajo, entre los $38^\circ\text{-}36^\circ\text{S}$ y $68^\circ\text{-}72^\circ\text{O}$, se usaron los flujos calóricos actuales como análogos de los paleo-flujos calóricos de arco y retroarco (columna 4, Tabla 3.8.) correspondientes a la historia geológica de las secciones de la FPC de Chos Malal y región de Huantraico.

En el trabajo de Vieira y Hamza (2019) el dato de 133 mW/m^2 para arco volcánico surge del promedio de los flujos calóricos estimados para distintas zonas volcánicas de América del Sur (por ejemplo, Copahue-Argentina, Jayu Quta-Bolivia, Cotopaxi-Ecuador, entre otros; Tabla 2 de dicho trabajo). La ecuación utilizada para el cálculo del flujo calórico (Carlslaw y Jaeger, 1959; Hamza, 1982) no considera la contribución del calor radiogénico, de importancia subordinada en presencia de flujo magmático de zona de arco. Los flujos calóricos de la columna 6 de la Tabla 3.8., se relacionan con la figura 3.7. E cuyo uso fue recomendado por Folguera y Ramos (2019).

FLUJO CALÓRICO (mW/m^2)	Sigismondi (2012)	Valdenegro <i>et al.</i> (2019)	Cardozo <i>et al.</i> (2010)	Vieira y Hamza (2019)	Ramos y Folguera com. pers.
POST-RIFT (SAG)	-	-	-	-	50
ANTEPAÍS	72	60	60-70	-	60
ARCO VOLCÁNICO	-	-	90-120	133	120
RETROARCO	90	-	80-120	-	80

Tabla 3.8. Flujo calórico (mW/m^2) para distintos ambientes geotectónicos de la Cuenca Neuquina (Sigismondi 2012) y América del Sur (Valdenegro *et al.*, 2019, Cardozo *et al.*, 2010; Vieira y Hamza, 2019 y datos de flujos calóricos promedios para distintos ambientes geotectónicos del mundo (basado en Figura 3.7, Ramos y Folguera).

Para los perfiles afloramientos de Chacay Melehue y Puerta Curaco se construyeron 4 modelos de evolución del flujo calórico para cada zona:

El **Modelo 1** (Figs. 3.8. A y 3.9. A), es el caso más simple donde se toma un valor de flujo calórico constante en toda la historia geológica, coincidente con el actual antepaís, basado en valores modelados por Valdenegro *et al.* (2019).

En el **Modelo 2** (Figs. 3.8. C y 3.9. C), se consideraron flujos calóricos promedios de distintas cuencas del mundo para los ambientes tectónicos correspondientes (según columna 6 de la Tabla 3.8. y Fig. 3.7. E). En el **Modelo 2-BIS** (Figs. 3.8. D y 3.9. D), se utilizan datos de flujo calórico actuales de la Cuenca Neuquina publicados por Sigismondi (2012) y de America del Sur (Cardozo *et al.*, 2010; Vieira y Hamza, 2019) volcados en las columnas 2.4.y 5 de la Tabla 3.8.

Según se detalló en el Capítulo 2 (apartado 2.2.2.1.), la actividad magmática de arco para el Cretácico Tardío-Paleoceno se evidencia a través de las rocas del Cretácico Tardío-Paleoceno de composición calco-alcalina del Grupo Naunauco (Fig. 2.2.4), que limitan el frente de arco de 70-50 Ma, inmediatamente al Oeste de la localidad de Chacay Melehue. Para ambos modelos (2 y 2-BIS), se consideró flujo de arco volcánico para el Cretácico Tardío-Paleoceno (70-50 Ma) para Chacay Melehue y flujo de retroarco para Puerta Curaco para la misma edad.

Las rocas extrusivas e intrusivas del Grupo Provincia Volcánica Neuquina Mendocina (a partir de aquí, PVNM) del Paleoceno tardío-Eoceno, que limitan el frente de arco de ~50-39 Ma (Fig. 2.2.4.), se encuentran al Oeste de la faja de rocas volcánicas del Grupo Naunauco y de la cordillera del Viento, porque el frente de arco retrocedió hacia la trinchera durante el Paleógeno tardío. Se propone flujo calórico de retroarco entre los ~50-39 Ma para Chacay Melehue (modelo 2-BIS) y Puerta Curaco (modelos 2 y 2-BIS).

Durante el Mioceno temprano (~24-20 Ma), la actividad magmática de retroarco se ve representada en las rocas volcánicas de impronta alcalina de las formaciones Sierra de Huantraico y Negra. En la figura 2.2.4, las mismas se ven distribuidas en la sierra homónima y al Oeste del volcán Payún Matrú. Se propone flujo calórico de retroarco para las localidades de Chacay Melehue y Puerta Curaco durante el Mioceno temprano.

Durante el Mioceno medio a Plioceno temprano (~ 18 y 3.5 Ma), se registra un episodio volcánico con afinidad de arco. Las andesitas calco-alcalinas de Cerro Negro (inmediatamente al Norte de Puerta Curaco), del complejo volcánico Chachauén y del Norte del volcán Payún Matrú (Fig. 2.2.4.) permiten asignar flujo calórico de arco en los modelos 2 y 2-BIS de Puerta Curaco.

Teniendo en cuenta que los extensivos campos volcánicos de retroarco de Payún Matrú y Auca Mahuida hicieron erupción entre ~1.9 a 0.9 Ma y las rocas volcánicas del Plioceno al Holoceno en la región de Tromen exhiben poco carácter de arco, entonces entre los 3.5 a 0 Ma, se interpreta flujo de retroarco para ambas localidades.

En el **Modelo 3** (Figs. 3.8. B y 3.9. B), para los afloramientos de Chacay Melehue y Puerta Curaco respectivamente, se tomaron los flujos calóricos promedios de los ambientes tectónicos de la columna 2 procedentes del trabajo de Sigismondi (2012) y de la columna 6 de la Tabla 3.8 A, para la estimación de la evolución del flujo calórico de ambas zonas de estudio. Se proponen valores acordes a los paleo-ambientes tectónicos, según se detallaron en el apartado 2.2.2.1., pero alternativamente a los modelos anteriores (2 y 2 BIS), no se consideró la influencia de magmatismo de arco durante el Cretácico Tardío-Paleoceno para Chacay Melehue y durante el Mioceno medio a Plioceno temprano para Puerta Curaco. Tampoco se consideró la influencia del evento magmático del Paleoceno tardío-Eoceno para Chacay Melehue, es decir, en vez de tomar flujo de retroarco entre los ~50-39 Ma, se tomó flujo calórico de antepaís.

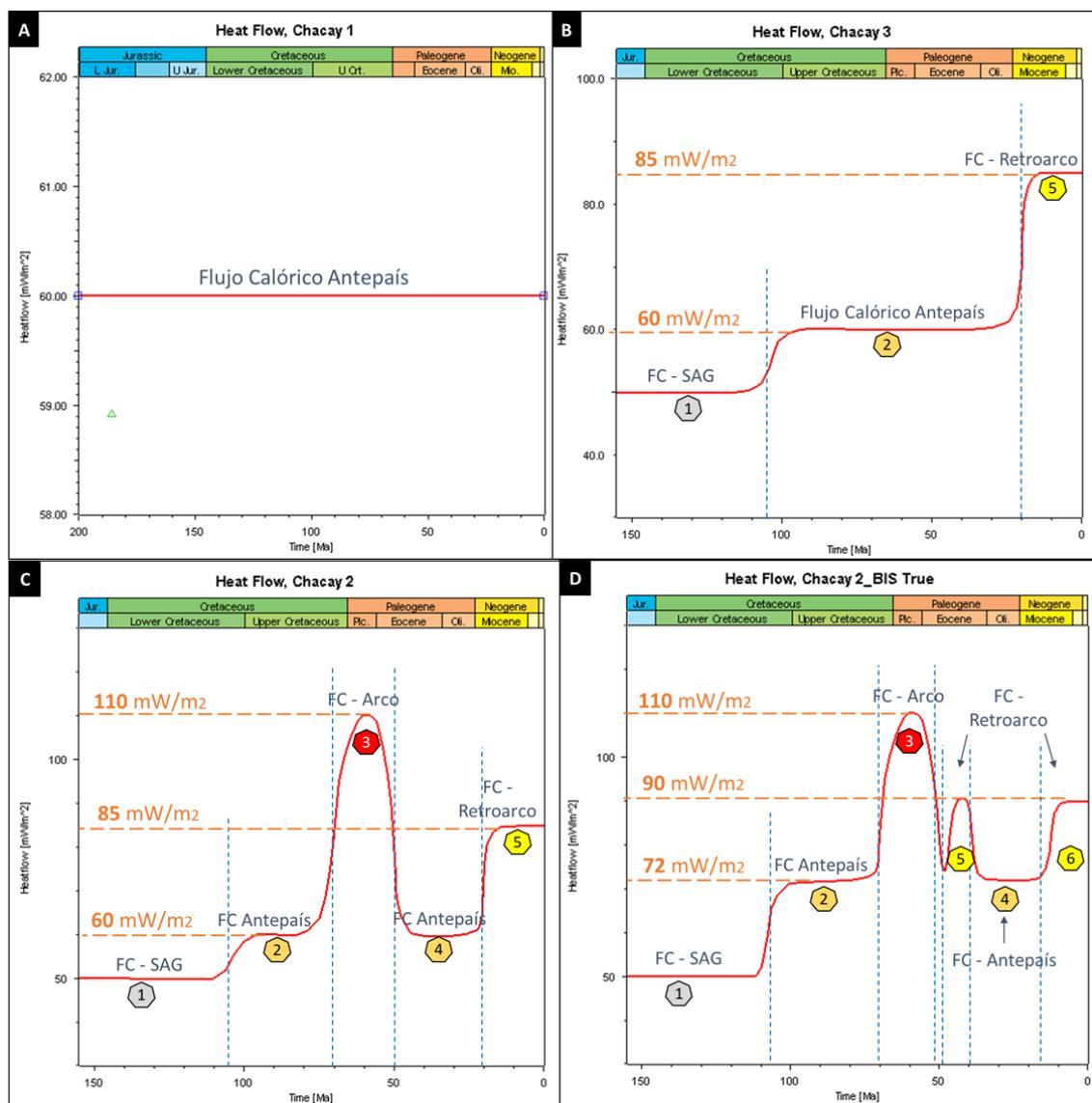


Figura 3.8.: Evolución del flujo calórico para Chacay Melehue. **A y B)** Los Modelos 1 y 3 son los más simples, en los cuales no se consideró flujo calórico de arco volcánico en su historia geológica. **C y D)** En los Modelos 2 y 2-BIS, se reconstruyó la historia del flujo calórico de acuerdo con la evolución tectónica y migración del arco volcánico para el sector Norte de la FPC Neuquina

según el apartado 2.2.2.1. Los polígonos 1 (gris) representan la etapa de subsidencia térmica con valores de flujo calórico de cuenca de SAG (50 mW/m^2). Los polígonos 2 y 4 (naranja) representan la fase de antepaís con valores promedios de 60 y 72 mW/m^2 . El polígono 3 (rojo), en C y D, representa flujo de arco (110 mW/m^2) del evento del Cretácico tardío-Paleoceno (70-50 Ma). Los polígonos 5 y 6 representan flujos calóricos de retroarco de $85-90 \text{ mW/m}^2$. En D) el polígono 5 representa el episodio del Paleoceno tardío-Eoceno, mientras que 6 representa la actividad magmática de retroarco del Mioceno temprano al presente.

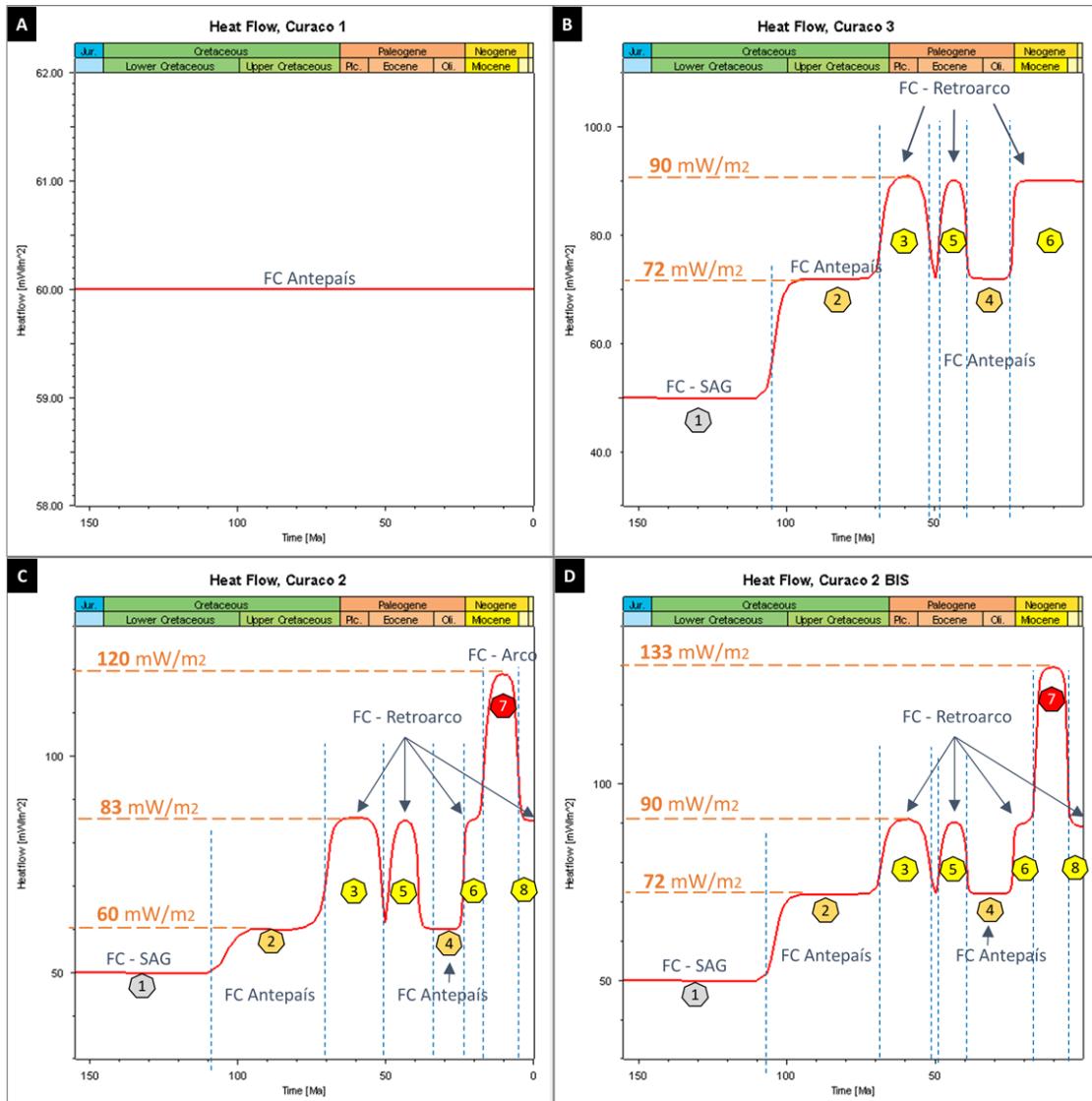


Figura 3.9.: Modelos de evolución del flujo calórico para Puerta Curacao. A y B) En los Modelos 1 y 3 no se consideró flujo calórico de arco volcánico en la historia geológica. En B) para el Neógeno se propone flujo calórico de retroarco (polígono 6). **C y D)** En los modelos 2 y 2-BIS, se reconstruyó la historia del flujo calórico de acuerdo con la evolución tectónica y migración del arco volcánico del sector Norte de la FPC Neuquina según el apartado 2.2.2.1. Los polígonos 1 (gris) representan la etapa de subsidencia térmica con valores de flujo calórico de 50 mW/m^2 . Los polígonos 2-4 representan la fase de antepaís con valores promedios de 60 y 72 mW/m^2 . Los polígonos 3-5-6-8 (amarillo) representan flujos calóricos de retroarco de 83 y 90 mW/m^2 (C y D respectivamente). En B), C) y D) el polígono 3 representa el episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno y el polígono 5 representa el episodio magmático del Paleoceno tardío-Eoceno. En C) y D) los polígonos 6 y 8 representan flujo calórico de retroarco de los eventos del Mioceno temprano (~ 24 y 20 Ma) y del Plioceno Tardío-presente (3.5-0 M.a.) respectivamente. El polígono 7 (rojo) representa flujo de arco (120 y 133 mW/m^2 , en C y D respectivamente) del episodio volcánico con afinidad de arco asociado al Mioceno medio a Plioceno temprano (~ 18 y 3.5 Ma).

Para la región de Huantraico se construyeron cuatro modelos de evolución de flujo calórico, de acuerdo a la figura 3.10.:

El **Modelo 1** (Fig. 3.10. A), es el caso más simple donde se toma un valor de flujo calórico constante en toda la historia geológica, coincidente con el actual antepaís, basado en valores modelados por Valdenegro *et al.* (2019) y columna 6 de Tabla 3.8.

Modelo 2 y 2-BIS (Fig. 3.10. C-D), se consideró flujo de antepaís para el Cretácico Tardío-Paleoceno (70-50 Ma) y para el Paleoceno tardío-Eoceno (50-39 Ma). En el caso de los dos escenarios (2 y 2-BIS) para el Mioceno temprano (24-20 Ma) se propuso un flujo calórico de retroarco acorde con la impronta geoquímica de intraplaca y retroarco de las rocas volcánicas de las formaciones Sierra de Huantraico y Negra.

Durante el Mioceno medio a Plioceno temprano (~ 18 y 3.5 Ma) se proponen altos flujos calóricos para ambos modelos (120-130 mW/m²) dado que el arco volcánico migró hacia la parte más externa de la FPC de Chos Malal.

La impronta decreciente de vulcanismo de arco del volcán Tromen y la existencia de los extensivos campos volcánicos de retroarco de Payún Matrú y Auca Mahuida (~1.9 a 0.9 Ma) permiten asignar flujos calóricos de retroarco, entre los 3.5 Ma al presente.

Modelo 3: En este modelo no se consideró la influencia de magmatismo de arco durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, ni la influencia del evento magmático de arco del Paleoceno tardío-Eoceno y Neógeno. En lo que respecta a la evolución del flujo calórico del Neógeno, se consideró solo flujo de retroarco. Esto se debe a que los datos de madurez termal de la roca madre (Ro: 0.7 a 1.7; Crousse *et al.*, 2015) no se condicen con altos flujos calóricos.

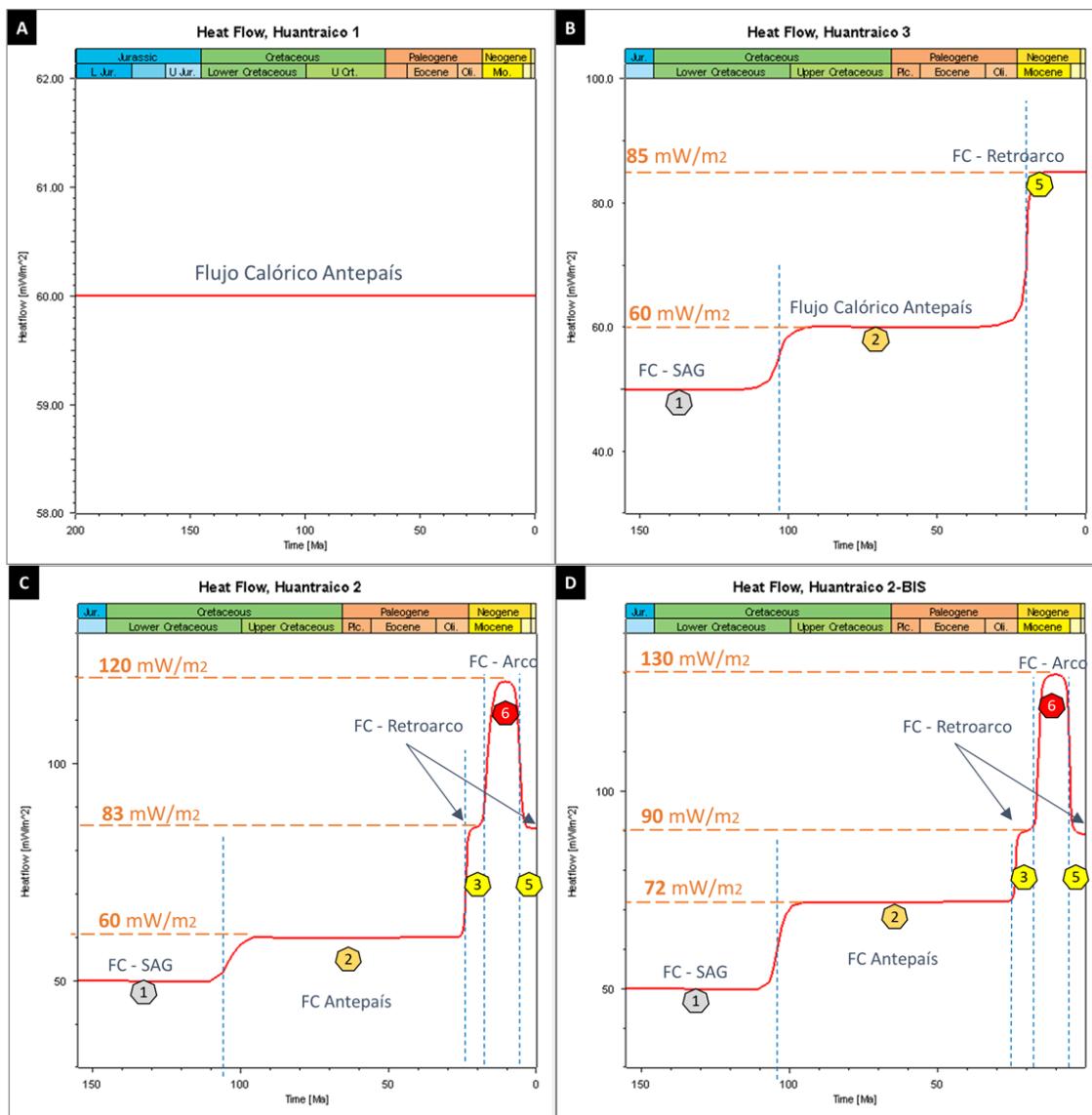


Figura 3.10.: Modelos de evolución del flujo calórico para la región de Huantranco (El Trapial). A) y B) Los modelos 1 y 3 no consideran flujo calórico de arco volcánico. En B) para el Neógeno se propone flujo calórico de retroarco de 85 mW/m^2 (polígono 5). C y D) En los modelos 2 y 2-BIS, se reconstruyó la historia del flujo calórico de acuerdo con la evolución tectónica y migración del arco volcánico del sector Norte de la FPC Neuquina según 2.2.2.1 Antecedentes. Los polígonos 1 (gris) representan la etapa de subsidencia térmica con valores de flujo calórico de 50 mW/m^2 . El polígono 2 (naranja) representa la fase de antepaís con valores promedios de 60 y 72 mW/m^2 (C y D respectivamente). Los polígonos 3 y 5 (amarillo) representan flujos calóricos de retroarco de 83 y 90 mW/m^2 (C y D respectivamente), de los eventos del Mioceno temprano (~ 24 y 20 Ma) y del Plioceno tardío al presente (3.5 - 0 Ma) respectivamente. El polígono 6 (rojo) representa flujo de arco (120 y 133 mW/m^2 , en C y D respectivamente) del episodio volcánico con afinidad de arco asociado al Mioceno medio a Plioceno temprano (~ 18 y 3.5 Ma).

Para la región Sur de la FPC Neuquina, en la sección de Los Catutos, se construyeron dos modelos de evolución de flujo calórico. Los mismos son simples ya que los frentes de arco del Cretácico-Paleoceno, Oligoceno y Mioceno no tuvieron influencia en esta área de estudio (de acuerdo a los antecedentes del apartado 2.2.2.2.).

En el **Modelo 1** (Fig. 3.11. A) se consideró flujo calórico de cuenca de SAG desde el Tithoniano hasta el Albiano, y desde el Albiano al presente se tomó flujo de antepaís basados en la Tabla 3.8.

El **Modelo 2** (Fig. 4.11. B), es el caso más simple donde se toma un valor de flujo calórico constante en toda la historia geológica, coincidente con el actual antepaís, basado también en los valores de la Tabla 3.8.

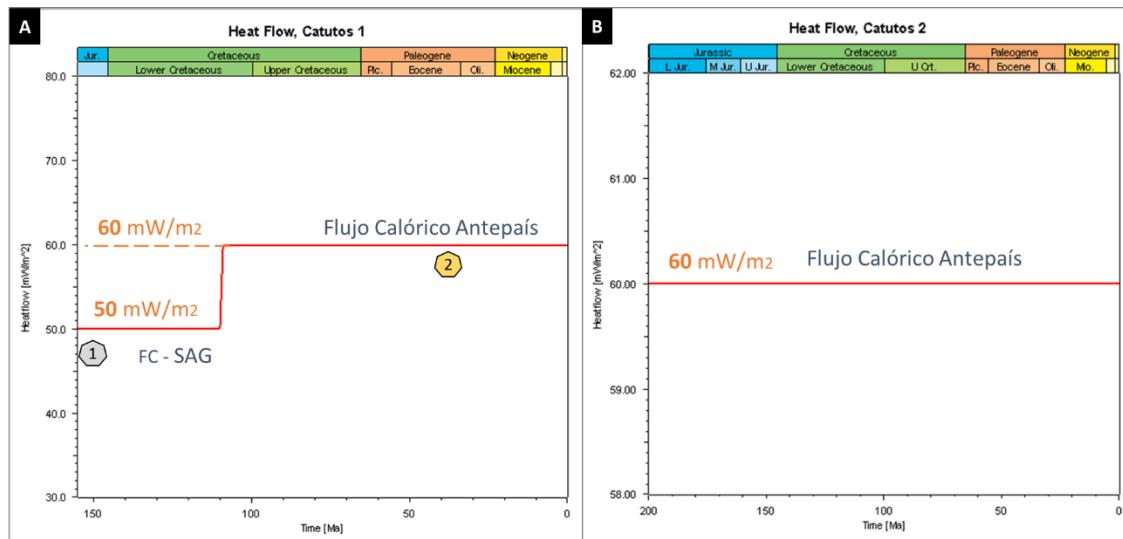


Figura 3.11.: Modelos de evolución del flujo calórico para la zona de Los Catutos. **A y B)** El modelo 1 presenta flujos calóricos de SAG y de cuenca de antepaís y el modelo 2 presenta flujo calórico de antepaís desde el Jurásico al Holoceno (simplificación). Los valores están basados en Valdenegro *et al.* (2019) y en la columna 6 de la Tabla 3.8.

3.2.4. Propiedades físicas

Los datos de entrada, también involucran las propiedades físicas de los tipos de roca que componen la columna estratigráfica suprayacente a la Formación Vaca Muerta (descriptas en el apartado 3.2). La capacidad calorífica y conductividad térmica, son inherentes a las litologías de las unidades que componen la columna estratigráfica, son requeridas para modelar la maduración del querógeno y generación del petróleo de la roca madre. Los tipos de roca tienen propiedades físicas asociadas por defecto en el software utilizado. Los datos de densidad y compresibilidad son los *inputs* que el software utiliza para calcular la compactación mecánica. Es por esto que la correcta elección de los tipos litológicos y los espesores de las unidades que conforman las columnas estratigráficas de las zonas de estudio es importante ya que, la conductividad térmica, capacidad calorífica, calor radiogénico y compactación mecánica son variables que impactan en la madurez simulada de la roca madre.

Como los programas de modelado de madurez, o modelado de cuencas, tienen bibliotecas con propiedades físicas medidas en tipos litológicos que no pertenecen a las formaciones de la columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina, debe elegirse aquel tipo de roca que más se aproxime a la litología real de cada formación. Para cada sección del sector Norte (Chacay, Puerta Curaco y El Trapial) se construyeron dos columnas litológicas alternativas con tipos litológicos similares que respeten la litología real del perfil sedimentológico o litología descripta a través del recorte geológico (caso El Trapial en subsuelo). Se construyeron dos grupos de tipos litológicos muy similares correspondientes a las unidades suprayacentes a la Formación Vaca Muerta. En la Tabla 3.9 se presentan los parámetros de densidad y porosidades inicial y final para dos grupos de tipos litológicos análogos (columna 2). Los últimos representan las litologías (columna 1) y están asociados a dos modelos de madurez distintos (por ejemplo, Chacay 2 BIS vs. Chacay 2BIS A en Fig. 3.17. y Curaco 3 vs. Curaco 3A en Fig. 3.22). En la Tabla 3.10, se observa que la principal diferencia entre ambos grupos de tipos litológicos, es que en el caso del primer grupo (asociado a los modelos de madurez denominados A en la columna modelo madurez de esa tabla), el calor radiogénico no es considerado como una variable para la madurez del querógeno de la roca madre. Para el otro grupo (en la denominación no presenta la letra A, columna modelo madurez), los valores máximos de calor radiogénico (primeros valores de la columna calor radiogénico) corresponden a porosidad cero (0%) y los mínimos (segundos valores de la columna Calor radiogénico) corresponden a porosidad 40%. Los valores mínimos y máximos de capacidad calorífica y conductividad térmica se asocian a temperaturas de 20°C y 100°C respectivamente para ambos grupos. La figura 3.12. muestra la

porosidad vs. profundidad (relación vinculada a la compactación mecánica), calculada a través de la ley de compresibilidad con parámetros de densidad de grano y porosidades mínima y máxima fijados por el software para un determinado grupo de tipo litológico (*rock types*: *SANDSTONE*, *SHALE*, *LIMESTONE* y *LIMESTONE & SHALE*) y por medio de la ley de Athy (1930), con factor inherente a la ley usada y parámetros de densidad de grano y porosidad mínima y máxima fijados por el software para otro grupo de tipo litológico similar al anterior (*Sandstone (typical)*, *Shale (typical)*, *Limestone (shaly)* y *Limestone (micrite)*).

Litología	<i>Rock type</i>	Densidad de grano (kg/m ³)	Porosidad inicial - porosidad final (%)	Modelo madurez
Arenisca	<i>SANDSTONE</i>	2660	42-5	A
Pelita	<i>SHALE</i>	2680	65-5	A
Limolita	<i>SILTSTONE</i>	2672	56-5	A
Caliza	<i>LIMESTONE</i>	2752	26-5	A
Caliza	<i>LIME&SHALE</i>	2695	53-5	A
Evaporita	<i>EVAPORITE</i>	2540	10-5	A
Arenisca	<i>Sandstone (typical)</i>	2720	41-1	sin_A
Pelita	<i>Shale (typical)</i>	2700	70-1	sin_A
Limolita	<i>Siltstone (organic lean)</i>	2720	55-1	sin_A
Caliza	<i>Limestone (micrite)</i>	2740	51-1	sin_A
Caliza	<i>Limestone (shaly)</i>	2730	48-1	sin_A
Evaporita	<i>Gypsum</i>	2320	No compactable	sin_A

Tabla 3.9.: Densidad de grano, porosidad inicial y final para dos grupos similares de *rock types*, (columna 2) que se asocian a modelos de madurez diferentes, cuyos nombres terminan en A y sin_A (por ejemplo, Chacay 2A vs. Chacay 2 de la figura 3.17.). Estos tienen la misma historia de soterramiento, pero distintos tipos litológicos y fueron utilizados en diferentes secciones sedimentológicas de las localidades del Norte de la FPC Neuquina.

Litología	<i>Rock type</i>	Capacidad calorífica (kcal/kg/K)	Conductividad térmica (W/m/K)	Calor radiogénico (microW/m ³)	Modelo madurez
Arenisca	<i>SANDSTONE</i>	0.18/0.21	3.12/2.64	0	A
Pelita	<i>SHALE</i>	0.21/0.26	1.98/1.91	0	A
Limolita	<i>SILTSTONE</i>	0.2/0.24	2.14/2.03	0	A
Caliza	<i>LIMESTONE</i>	0.2/0.23	3.18/2.82	0	A
Caliza	<i>LIME&SHALE</i>	0.21/0.25	2.39/2.24	0	A
Evaporita	<i>EVAPORITE</i>	0.19/0.21	4.69/3.91	0	A
Arenisca	<i>Sandstone (typical)</i>	0.20/0.24	3.95/3.38	0.70/0.42	sin_A
Pelita	<i>Shale (typical)</i>	0.21/0.24	1.64/1.69	2.03/1.22	sin_A
Limolita	<i>Siltstone (organic lean)</i>	0.22/0.28	2.05/1.99	0.96/0.58	sin_A
Caliza	<i>Limestone (micrite)</i>	0.2/0.23	3/2.69	0.35/0.21	sin_A
Caliza	<i>Limestone (shaly)</i>	0.2/0.23	2.3/2.18	0.89/0.54	sin_A
Evaporita	<i>Gypsum</i>	0.26/0.30	1.5/1.59	0.05/0.03	sin_A

Tabla 3.10.: Capacidad calorífica, conductividad térmica y calor radiogénico para los distintos tipos litológicos utilizados en modelos de madurez distintos (grupo 1: A y grupo 2: sin_A), para las secciones de las localidades de la transecta O-E de la FPC de Chos Malal y región de Huantraico. Las columnas de valores mínimos de capacidad calorífica y conductividad corresponden a 20°C y las columnas de valores máximas a 100°C. Los primeros valores de la columna de Calor radiogénico corresponden a porosidad 0%.

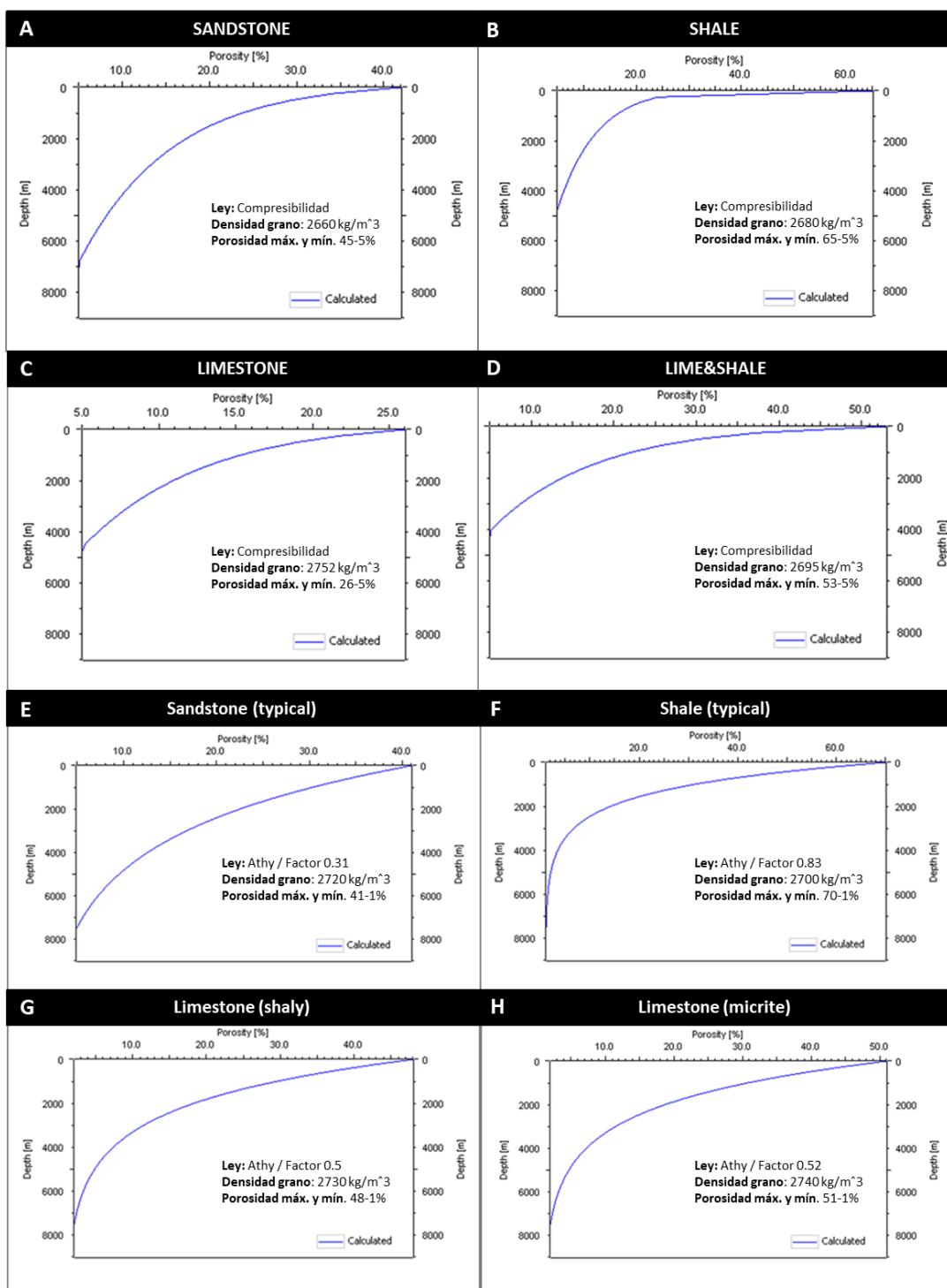


Figura 3.12.: Relación entre la porosidad y la profundidad: **A-B-C-D)** Cálculo de la porosidad por medio de la ley de compresibilidad y parámetros de densidad de grano y porosidades mínima y máxima fijados por el software para los tipos litológicos usados (*SANDSTONE*, *SHALE*, *LIMESTONE* y *LIMESTONE & SHALE*); **E-F-G-H)** Cálculo de la porosidad por medio de la ley de Athy (1930), con factor inherente a la ley usada y parámetros de densidad de grano y porosidad mínima y máxima fijados por el software para los tipos litológicos usados (*Sandstone (typical)*, *Shale (typical)*, *Limestone (shaly)* y *Limestone (micrite)*).

3.3. Modelos térmicos y de madurez por localidad de estudio

En un segundo estadio, se realizaron sobre los datos de entrada, la simulación del soterramiento de los sedimentos, cambios de temperatura y presión y maduración del querógeno. Los datos de salida (*outputs*), tales como temperatura, reflectancia a la vitrinita y TR (*Transformation Ratio*), pueden ser comparados con información independiente de calibración y el modelo puede ser ajustado para mejorar la calibración (Al-Hajeri *et al.*, 2009). De este modo, se realizaron distintos escenarios por localidad de estudio con distintos datos de entrada, que involucran diferentes historias de flujo calórico (apartado 3.2.3.), diferentes espesores de las unidades de la etapa de antepaís (apartado 3.2.1.) y diferentes tipos litológicos (apartado 3.2.4.).

Para los perfiles afloramiento de Chacay Melehue, Puerta Curaco y Región de Huantraico (El Trapial) se construyeron 9, 9 y 7 modelos de madurez termal respectivamente, mediante el método de Sweeney y Burnham (1990), que involucran la relación entre la Reflectancia a la Vitrinita (%Ro) versus la profundidad. En estos gráficos se observa qué modelos ajustan bien y qué modelos se desvían de los datos de control (VRE). Los diversos modelos realizados con el software Petromod 1D (versión 2015), presentan los mismos datos de entrada geoquímicos (querógeno Tipo II, valores promedio de COT e IH de la Formación Vaca Muerta; apartado 3.2.2.) para cada zona, pero con distintos modelos de evolución de flujo calórico en la base de la corteza o modelos con la misma historia de evolución del flujo calórico y propiedades geoquímicas de roca madre, pero con distinto espesor del Grupo Neuquén (o grupos Neuquén y Malargüe). Además, se construyeron modelos adicionales para cada localidad de estudio de la FPC de Chos Malal y región de Huantraico, que presentan tipos litológicos similares a los anteriores y se asemejan, en ambos casos, a la litología del perfil sedimentológico de cada zona. Con la construcción de los modelos con diferentes tipos litológicos se pretende evaluar el impacto en la madurez de la roca madre por la variación de las propiedades físicas de los tipos litológicos (apartado 3.2.4.) de las unidades suprayacentes a la Formación Vaca Muerta.

Adicionalmente, para cada zona de estudio, se realizó un modelo de madurez térmica mediante el método TTI. En los modelos TTI de Lopatin (Waples, 1980), para estimar los gradientes geotérmicos durante la historia geológica de las tres zonas, se tomó en consideración los valores de gradiente geotérmico actuales para la Cuenca Neuquina (Sylwan, 2014), tomando para el modelado el mayor gradiente, de 6.5 °C/100 m (zona de la Payunia y Buta Ranquil), y el menor gradiente, de 4°C/100 m, de la región morfoestructural del Engolfamiento Neuquino.

3.3.1. Chacay Melehue

Entre todos los modelos que se corrieron fue el Chacay 2-BIS el que mejor ajusta a los datos de VRE. Las figuras 3.13, 3.14 y 3.15 se refieren a este modelo. En la figura 3.13 se observan 4 anomalías térmicas. Las mismas presentan sus máximos a los ~100 Ma (Cretácico Tardío), ~60 Ma (Paleoceno), ~43 Ma (Eoceno) y durante los ~20 a 0 Ma (Neógeno); coinciden respectivamente con: 1) levantamiento de los Andes (comienzo fase antepaís), 2) flujo de arco volcánico (episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno-Grupo Naunauco), 3) flujo de retroarco (episodio magmático del Paleoceno tardío-Eoceno-Grupo PVNM), 4) Máxima estructuración y levantamiento de la FPC de Chos Malal del Mioceno-presente, coincidente con flujo de retroarco. La máxima paleo-temperatura alcanzada por la Formación Vaca Muerta de 202°C y 224°C (tope y base respectivamente), se corresponde con el máximo soterramiento de esta unidad y acumulación de sedimentos del Grupo Neuquén en etapa de antepaís y con el evento magmático del Cretácico Superior-Paleoceno.

De acuerdo con la reconstrucción de la figura 3.14, para el modelo de madurez Chacay 2-BIS, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de generación de petróleo (0.6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Albiano (~110 a 106 Ma para la sección inferior y superior respectivamente); cesó la generación de petróleo y entró en la ventana de condensado-gas húmedo (1.2 %Ro) en la etapa de subsidencia flexural, durante el Campaniano-Maastritchiano (71 a 69 Ma; sección inferior y superior respectivamente) y finalmente entró en gas seco (2 %Ro), coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Superior-Paleoceno (Grupo Naunauco), durante el Maastritchiano (~68 a 63 Ma; sección inferior y superior respectivamente).

Si el momento crítico ocurrió en el rango de 50 a 90% de TR (*Transformation Ratio*), a partir de la figura 3.15, para el modelo Chacay 2-BIS puede observarse que:

1) TR=50%: Formación Vaca Muerta Inferior (50%): 96 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Media (50%): 94 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Superior (50%): 93 Ma (Cretácico Superior).

2) TR=90%: Formación Vaca Muerta Inferior (90%): 91 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Media (90%): 90 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Superior (90%): 87.5 Ma (Cretácico Superior).

Por lo tanto, según el modelo Chacay 2-BIS, la generación, posterior migración y acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en el sistema petrolero podría haber sucedido durante los 96 y 87.5 Ma

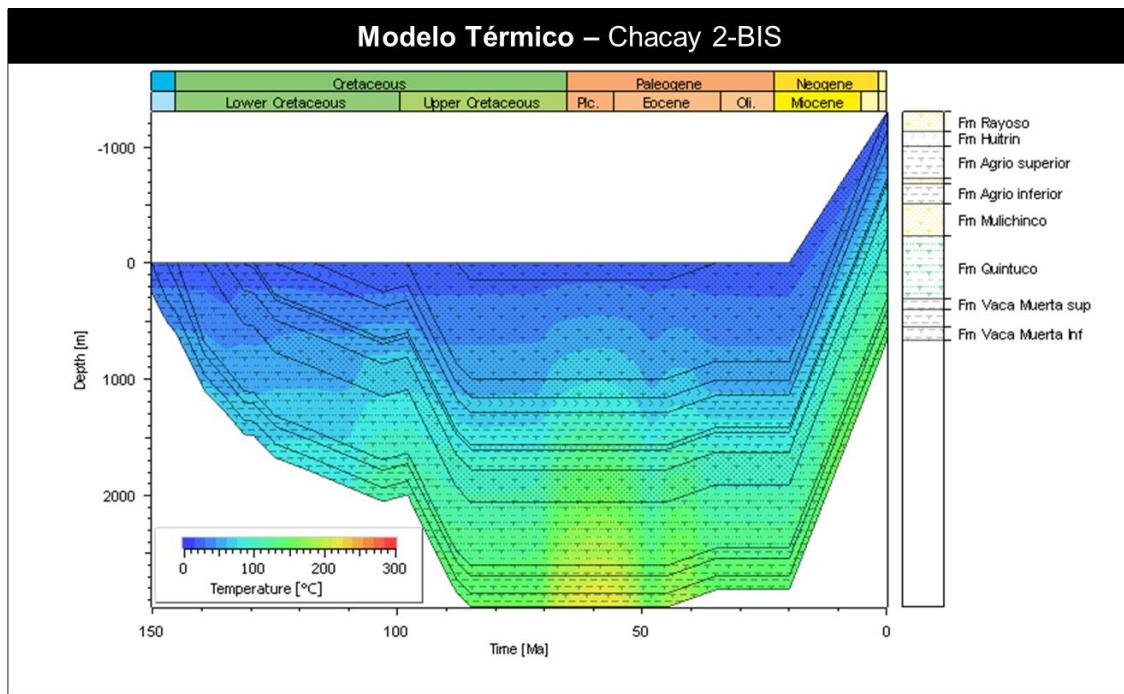


Figura 3.13. Modelo térmico resultante del modelo Chacay 2-BIS de evolución de flujo calórico; según figura 3.8 D.

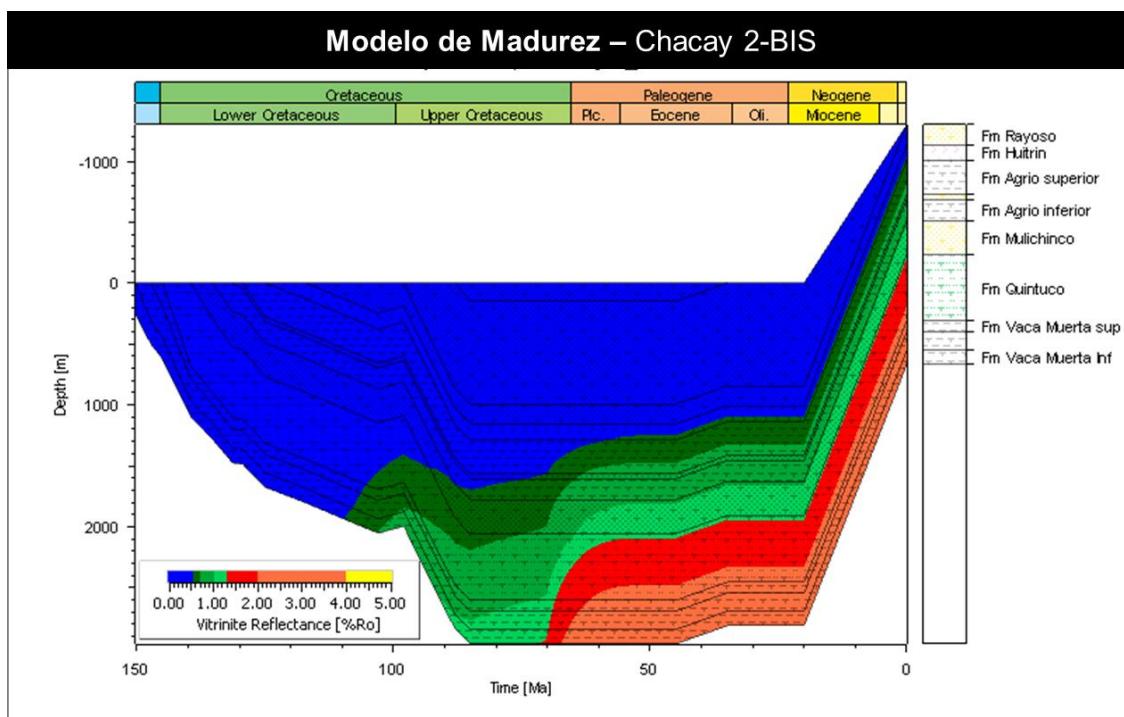


Figura 3.14. Modelo de madurez termal resultante del modelo Chacay 2-BIS de evolución de flujo calórico; según figura 3.8 D.

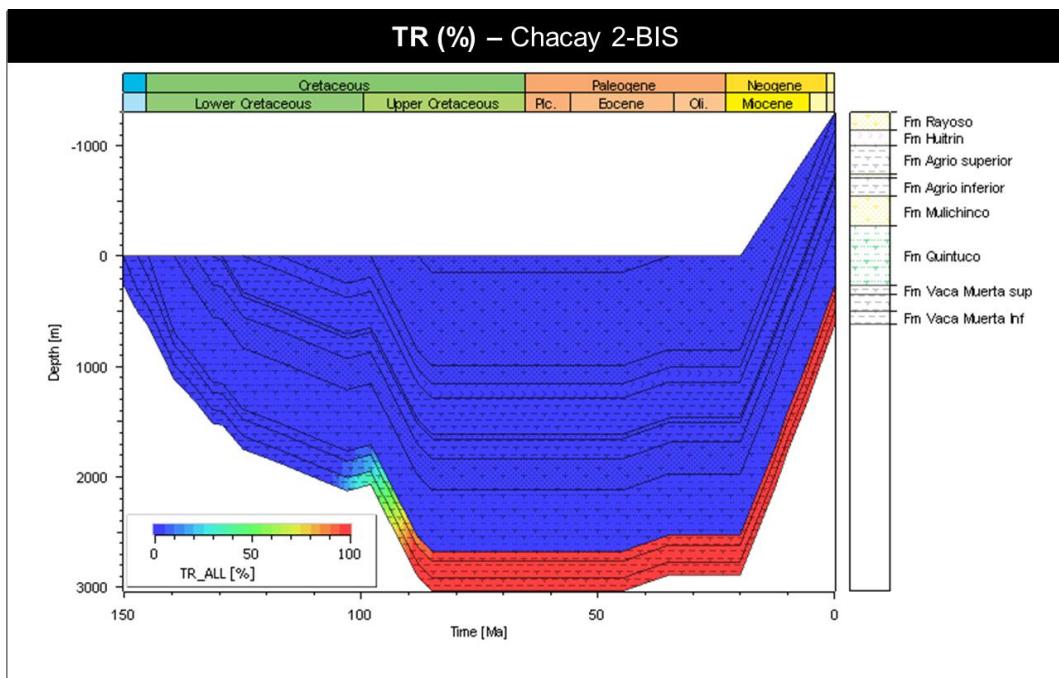


Figura 3.15. Transformation Ratio (TR%) resultante a partir del modelo Chacay 2-BIS de evolución de flujo calórico.

De acuerdo con la reconstrucción de la historia térmica y de madurez mediante el método TTI de la figura 3.16, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de generación de petróleo (0,6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Coniaciano-Santoniano (~88 a 83 Ma; de base a tope), cesó la generación de petróleo y entró en la ventana de gas seco (2 %Ro), coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno (Grupo Naunauco), durante el Maastritchiano (~70 a 69 Ma; de base a tope).

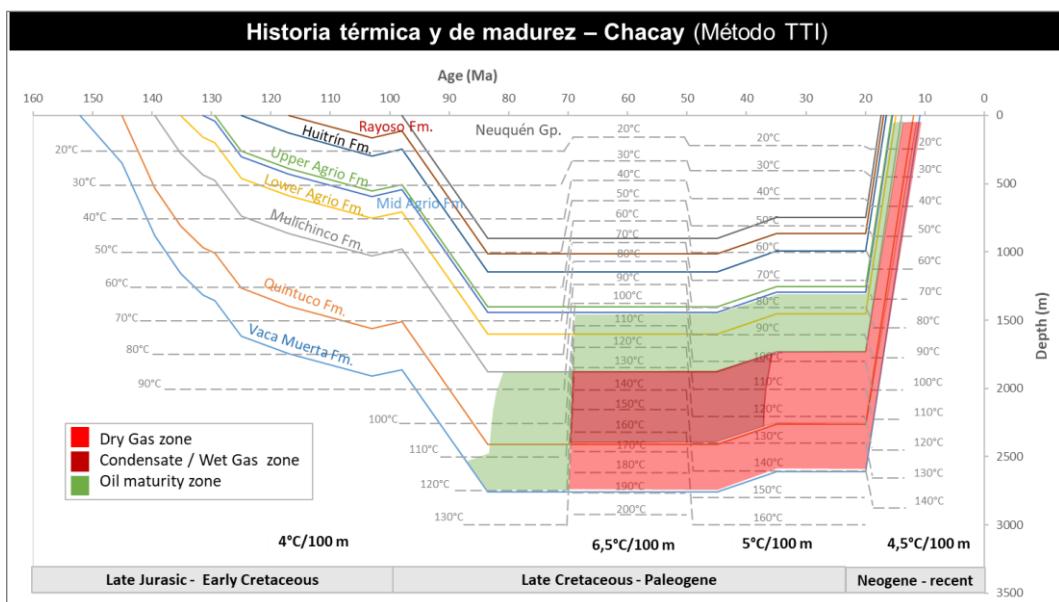


Figura 3.16. Historia térmica y de madurez para la sección de Chacay Melehue (método TTI). Para el modelo se utilizaron gradientes geotérmicos actuales de la Cuenca Neuquina (Sylwan 2014) extrapolados a la historia geológica.

Se construyeron nueve modelos de madurez termal con el método Sweeney y Burnham (1990), método *Easy*, para la sección de Chacay Melehue, en función de los diferentes modelos de evolución de flujo calórico, espesor del Grupo Neuquén y propiedades físicas de las unidades suprayacentes (Fig. 3.17). Aquellos que menos ajustan a los valores de VRE de calibración son los modelos Chacay 1, Chacay 1, 3, 3A, 3II y 3IIA. Los mismos fueron construidos con los modelos de evolución de flujo calórico de las figuras 3.8 A y 3.8 B. Los modelos 3 II y 3 II A presentan el mismo modelo de evolución de flujo calórico que 3 y 3A, pero con 500 m más de espesor del Grupo Neuquén que los últimos y también presentan valores simulados menores a los de VRE. La diferencia en los datos de entrada entre los modelos 3II y 3IIA son los tipos litológicos. Los modelos de madurez que ajustan muy bien a los datos de calibración VRE son los modelos Chacay 2, Chacay 2A, Chacay 2-BIS y Chacay 2 BIS A. Presentan una evolución de flujo calórico que respeta la historia de migración del arco magmático entre el Cretácico Tardío y el presente (apartado 2.2.1.1) obtenidos a partir de los modelos de flujo calórico Chacay 2 y Chacay 2-BIS (Fig. 3.8 C-D).

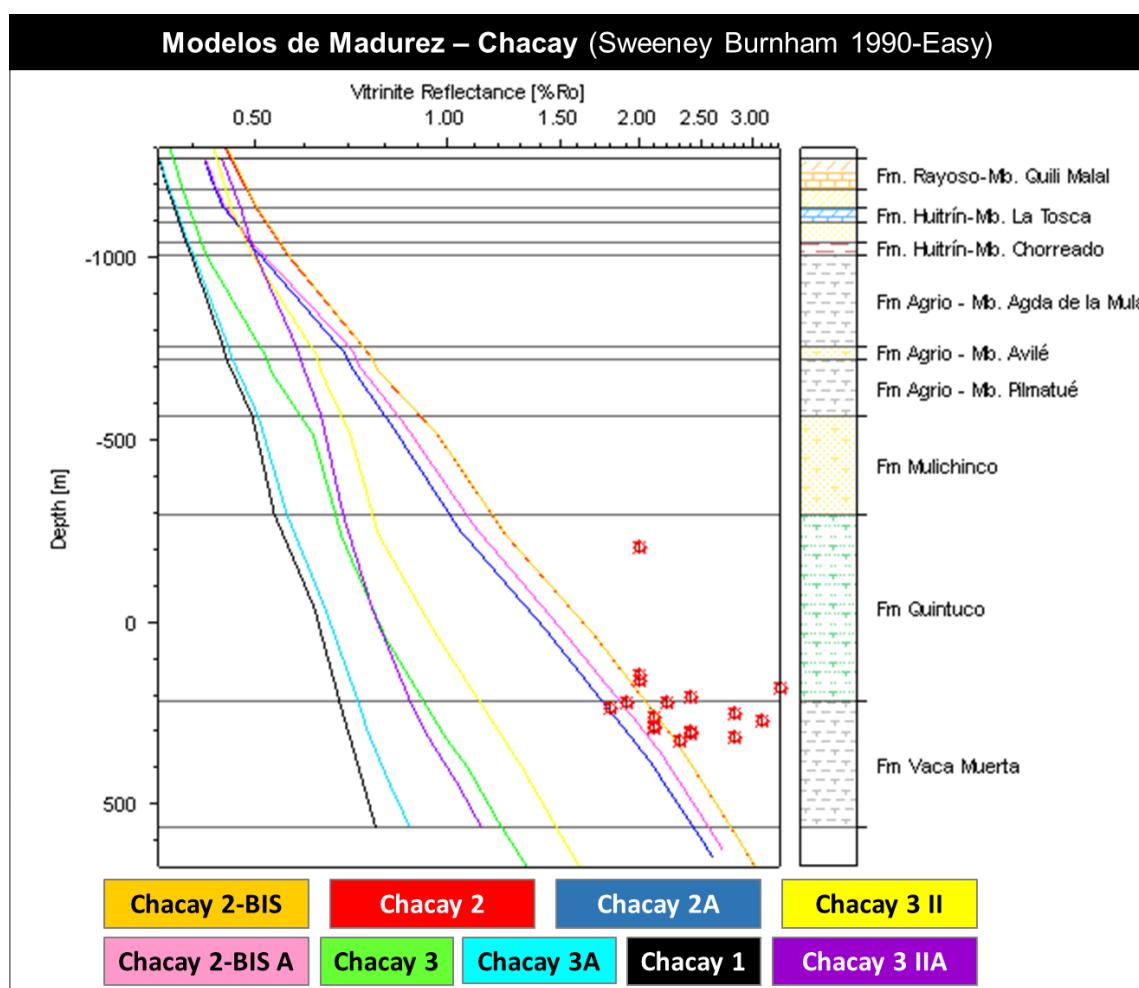


Figura 3.17. Modelos de reflectancia a la vitrinita (Ro) de Chacay Melehye, simulados con Sweeney y Burnham (1990), método *Easy*. Los círculos rojos representan los valores de VRE, usados como parámetros de control de los modelos.

En la figura 3.17, el modelo de madurez 2-BIS que ajusta mejor a los datos VRE, fue construido a partir del modelo de evolución de flujo calórico 2-BIS (Fig. 3.8 D) en el cual se utilizaron datos de flujo calórico actuales de la Cuenca Neuquina publicados por Sigismondi (2012). Presenta una madurez termal entre 3 y 2.25 (base y techo de la unidad respectivamente). Esto indica que la madurez termal de la Formación Vaca Muerta corresponde a ventana de gas seco.

3.3.2. Puerta Curaco

Los modelos de madurez termal para Puerta Curaco que mejor ajustan a los datos de VRE de calibración, son los modelos Curaco 3 y 3 A. Las Figuras 3.18, 3.19 y 3.20 están referidas al modelo Curaco 3. En el modelo térmico de la figura 3.18. se observan 4 anomalías térmicas. Las mismas presentan sus máximos a los ~99 Ma (Cretácico Tardío), ~60 Ma (Cretácico Tardío-Paleoceno), ~43 Ma (Eoceno) y ~11 Ma (Neógeno). Coincidien respectivamente con 1) levantamiento de los Andes (comienzo fase antepaís); 2) flujo de retroarco asociado al episodio magmático del Cretácico Superior-Paleoceno, representado por el Grupo Naunauco; 3) flujo de retroarco asociado al episodio magmático del Paleoceno tardío-Eoceno, representado por el Grupo PVNM; 4) máxima estructuración y levantamiento de la FPC de Chos Malal del Mioceno-presente coincidente con flujo de retroarco. La máxima paleo-temperatura alcanzada por la Formación Vaca Muerta, coincidente con el máximo soterramiento de esta unidad y acumulación de sedimentos del Grupo Neuquén y con el evento magmático del Paleoceno tardío-Eoceno, es de 195°C y 215°C (tope y base respectivamente).

De acuerdo con la reconstrucción de la figura 3.19., para el modelo de madurez Curaco 3, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de generación de petróleo (0.6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Albiano (~113 a 106 Ma; sección inferior y superior respectivamente), cesó la generación de petróleo y entró en la ventana de condensado-gas húmedo (1.2 %Ro) en la etapa de subsidencia flexural, durante el Campaniano-Maastritchiano (82 a 67 Ma; sección inferior y superior respectivamente) y finalmente entró en gas seco (2 %Ro), coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno (Grupo Naunauco), durante el Maastritchiano (~65 a 48 Ma; sección inferior y superior respectivamente).

Si el momento crítico ocurre en el rango de 50 a 90% de TR (*Transformation Ratio*), a partir de la figura 3.20., para el modelo Curaco 3, puede observarse lo siguiente: 1) TR=50%: Formación Vaca Muerta Inferior (50%): 102 Ma (Cretácico Superior); Formación Vaca Muerta Media (50%): 99 Ma (Cretácico Superior); Formación Vaca Muerta Superior (50%): 96 Ma (Cretácico Superior). 2) TR=90%: Formación Vaca

Muerta Inferior (90%): 97 Ma (Cretácico Superior); Formación Vaca Muerta Media (90%): 91 Ma (Cretácico Superior); Formación Vaca Muerta Superior (90%): 86 Ma (Cretácico Superior). La generación, migración y acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en el sistema petrolero podría haber sucedido durante los 102 y 86 Ma.

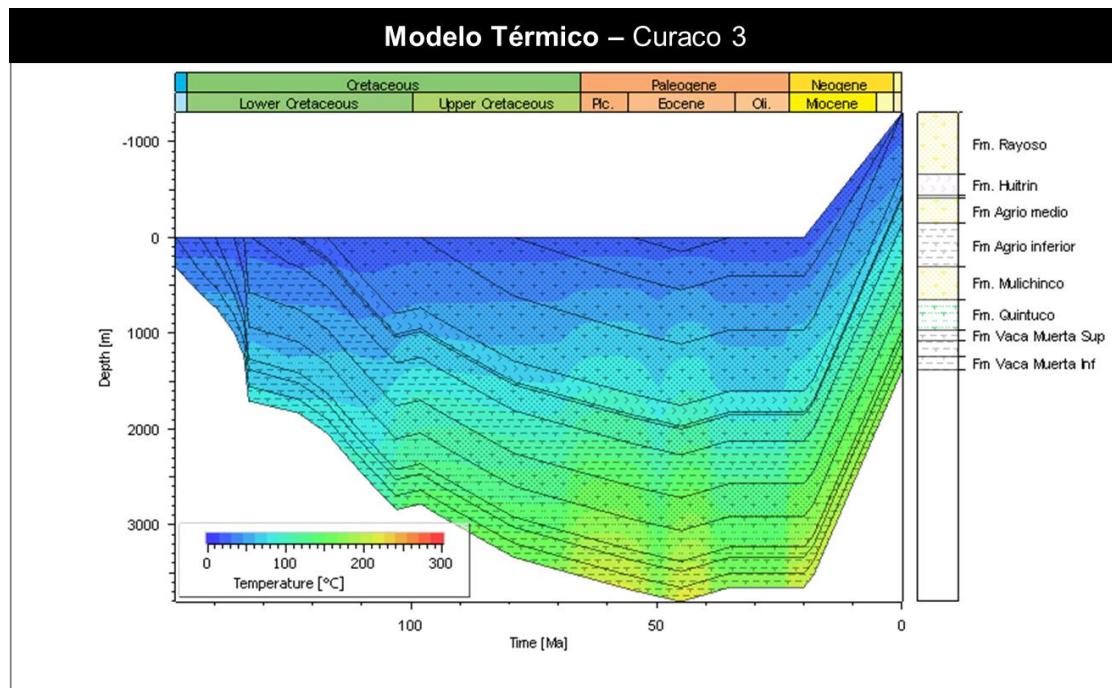


Figura 3.18. Modelo térmico resultante a partir del modelo Curaco 3 de evolución de flujo calórico (correspondiente a la Fig. 3.9. B).

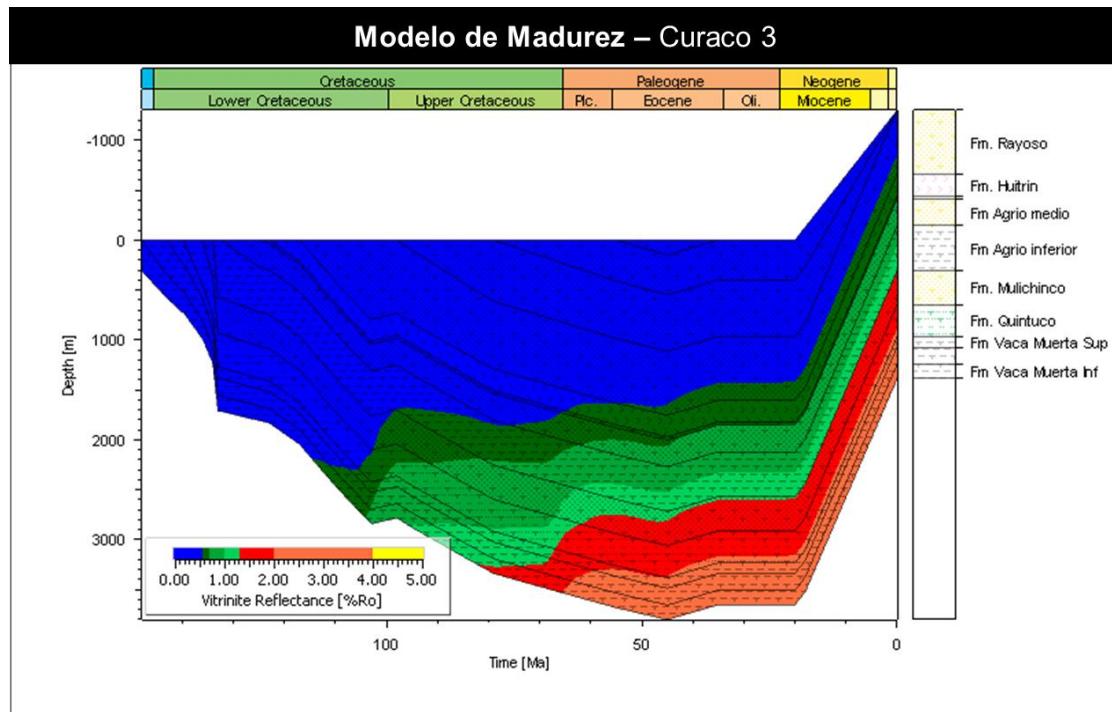


Figura 3.19. Modelo de madurez termal resultante a partir del modelo Curaco 3 de evolución de flujo calórico (correspondiente a la Fig. 3.9. B).

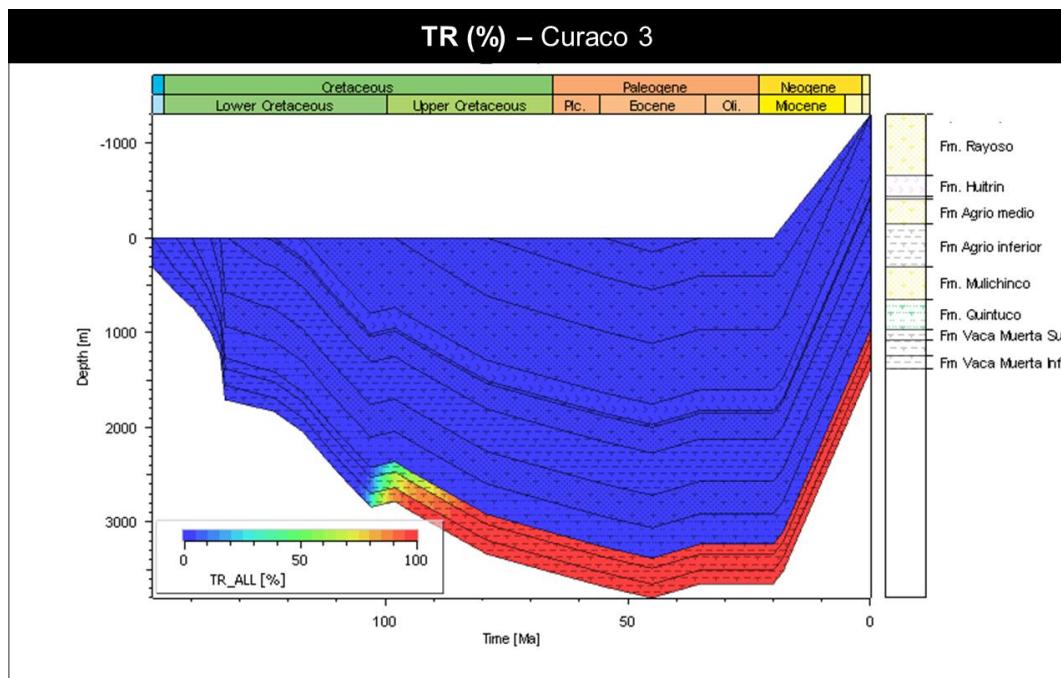


Figura 3.20. Transformation Ratio (TR%) resultante a partir del modelo Curaco 3 de evolución de flujo calórico (correspondiente a la Fig. 3.9. B).

De acuerdo con la reconstrucción de la historia térmica y de madurez mediante el método TTI de la figura 3.21, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de generación de petróleo (0.6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Albiano (~106 a 103 Ma; de base a tope), cesó la generación de petróleo e ingreso en ventana de condensado-gas húmedo durante el Campaniano (~83 Ma a 79 Ma de base a tope) y finalmente entró en la ventana de gas seco (2 %Ro), coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno, durante el Maastritchiano (~70 a 69 Ma; base a techo).

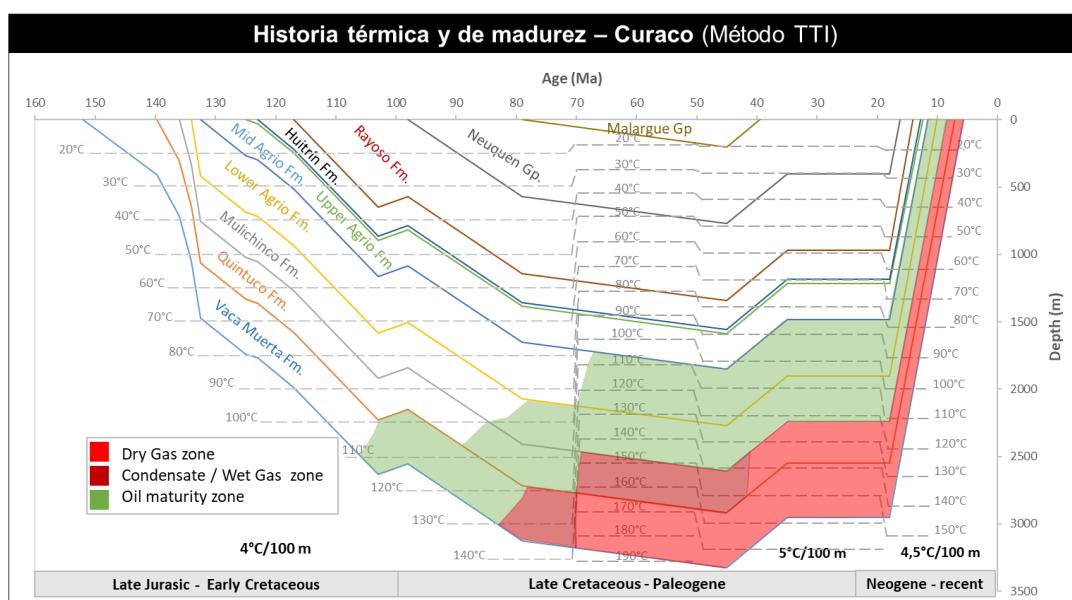


Figura 3.21. Historia térmica y de madurez para la sección de Puerta Curaco (método TTI). Para el modelo se utilizaron gradientes geotérmicos actuales de la Cuenca Neuquina (Sylwan, 2014).

Se construyeron nueve modelos de madurez termal con el método de Sweeney y Burnham (1990), método-*Easy*, para la sección de Puerta Curaco, a través de los diferentes modelos de evolución de flujo calórico, espesor de los grupos Neuquén y Malargüe y propiedades físicas de las unidades suprayacentes. Los modelos de madurez que mejor ajustan a los datos de VRE de calibración, son los modelos Curaco 3 y 3 A (Fig. 3.22.). Estos no consideran la participación de arcos volcánicos en su historia de evolución de flujo calórico. Los mismos fueron construidos a partir del modelo de evolución de flujo calórico de la figura 3.9. B (modelo Curaco 3) que se asocia a flujo calórico de retroarco en el Mioceno, a diferencia de los modelos Curaco 2 y Curaco 2-BIS (Figs. 3.9. C-D) que presentan flujo de arco para esta época y los valores modelados resultan mayores que los de control (VRE). El modelo de madurez 3 A, presenta la misma evolución de flujo calórico que el modelo 3, pero la diferencia entre ambos es que presentan distintos tipos de tipos litológicos. En la figura 3.22., el modelo 3 presenta una madurez termal entre 2.1 y 2.8 (techo y base de la unidad respectivamente) y el modelo 3 A presenta valores entre 1.72 y 2.29 (techo y base). Esto indica que la madurez termal de la Formación Vaca Muerta corresponde a ventana de gas seco en el primer caso y a gas húmedo/condensado a gas seco en el segundo caso.

Aquellos que peor ajustan a los valores de VRE de calibración son los modelos Curaco 1, 2, 2-BIS, 2-BIS A y 2 BIS II. Los modelos de madurez Curaco 2, 2-BIS, 2-BIS A y 2-BIS II se condicen con la historia tectónica y de migración del frente de arco y retroarco reconstruida en el apartado 2.2.2.1. pero tienen distintos valores de flujo calórico por tipo de cuenca y evento térmico (evolución de flujo calórico Curaco 2 y 2-BIS; figuras 3.9. C-D). El modelo de madurez 2-BIS II, presenta idéntica historia de flujo calórico que 2-BIS, pero con una columna estratigráfica menos espesa, sin el Grupo Malargüe (550 m menos de espesor de columna). Los modelos 2 A y 2 BIS II A coinciden con los valores máximos de calibración. Ajustan mejor a los datos de control que sus pares (2 y 2-BIS II) por el efecto de los tipos litológicos elegidos como datos de entrada, para representar las unidades suprayacentes a la Formación Vaca Muerta.

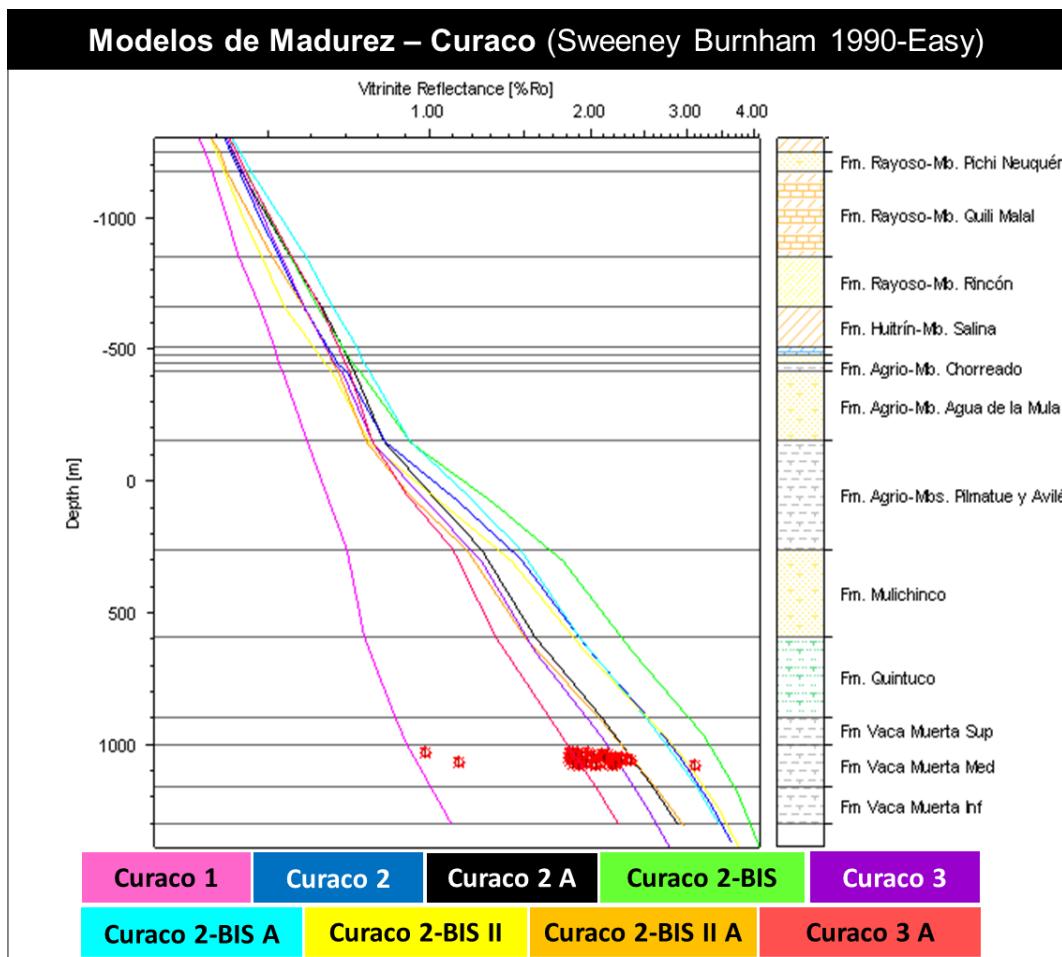


Figura 3.22. Modelos de Reflectancia a la vitrinita (Ro) simulados con Sweeney y Burnham (1990), método *Easy*, para Puerta Curaco. Los círculos rojos representan los datos de VRE de calibración obtenidos a partir de la pirólisis.

3.3.3. El Trapial (Región de Huantráico)

Los modelos de madurez termal realizados a través de Sweeney y Burnham (1990), método *Easy*, que mejor ajustan a los datos de VRE, obtenidos a partir de datos de pirólisis de sondeos del yacimiento El Trapial, son los modelos Huantráico 3 y 3A. Las Figuras 3.23, 3.24 y 3.25 están referidas al modelo Huantráico 3. En la figura 3.23 se observan 2 anomalías térmicas. La primera anomalía presenta su máximo a los ~99 Ma (Cretácico Tardío) y la segunda se asocia al Neógeno entre los ~24-20 a 0 Ma. Coincidien respectivamente con: 1) levantamiento de los Andes con el comienzo de la fase antepaís y 2) flujo de retroarco asociado a los episodios volcánicos de afinidad alcalina del Mioceno temprano (~24-20 Ma), Plioceno medio (~1.9 a 0.9 Ma) y Plioceno-Holoceno (apartado 2.2.2.1). La máxima paleo-temperatura alcanzada por la Formación Vaca Muerta, coincide con el evento magmático de retroarco del Neógeno (segunda anomalía) que se asocia a paleo-temperaturas de 186°C y 162°C (base y tope de la Formación Vaca Muerta respectivamente).

De acuerdo con la reconstrucción de la figura 3.24, para el modelo de madurez Huantraico 3, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de petróleo (0.6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Albiano-Cenomaniano (~108 a 98 Ma; sección inferior y superior respectivamente), cesó la generación de petróleo y entró en la ventana de condensado-gas húmedo (1.2 %Ro) en el Mioceno temprano durante la máxima estructuración de la FPC de Chos Malal (20 a 12 Ma; sección inferior y superior).

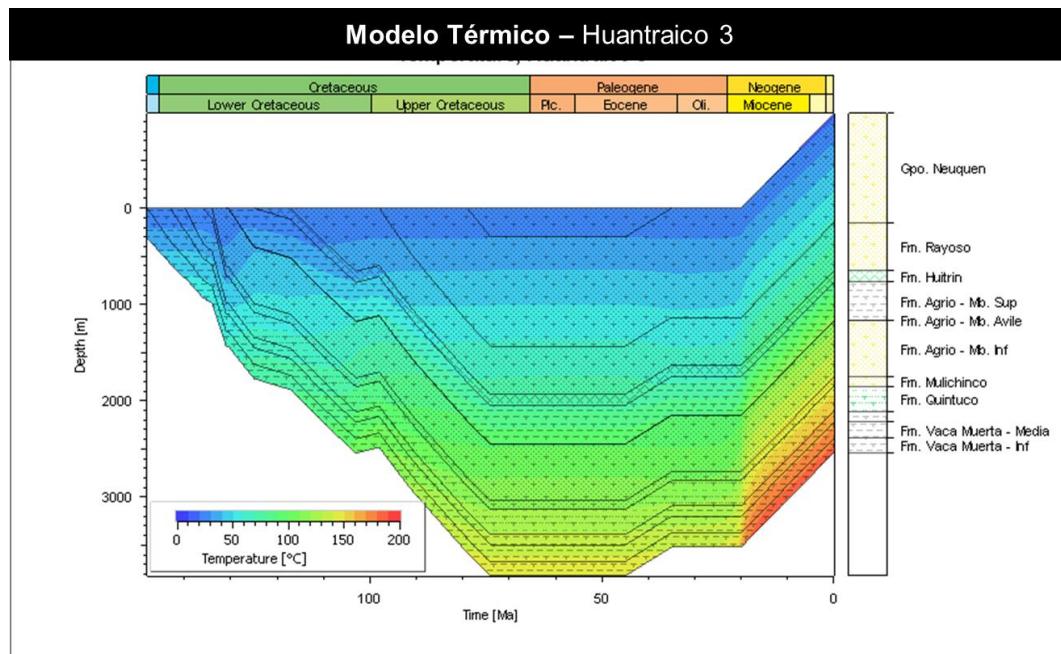


Figura 3.23. Modelo térmico asociado al modelo Huantraico 3 de evolución de flujo calórico (Fig. 3.10 B).

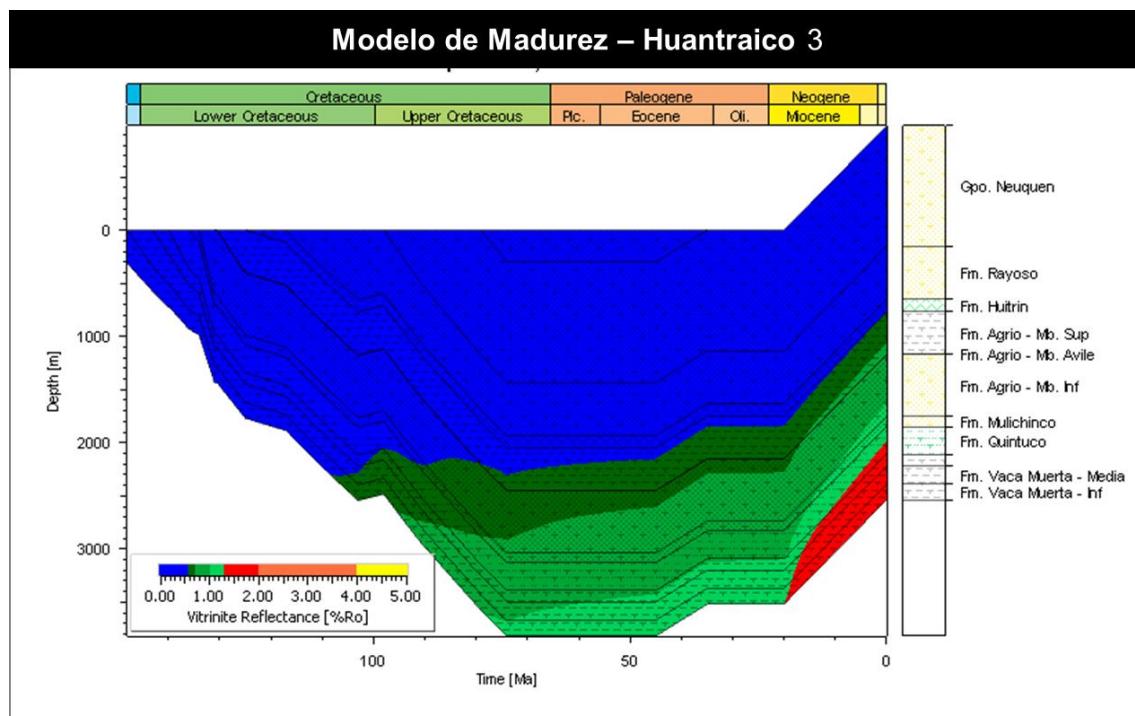


Figura 3.24. Modelo de madurez termal resultante a partir del modelo Huantraico 3 de evolución de flujo calórico (Fig. 3.10 B).

Si el momento crítico ocurre en el rango de 50 a 90% de TR (*Transformation Ratio*), a partir de la figura 3.25, para el modelo Huantraico 3 puede observarse que:

- 1) TR=50%: Formación Vaca Muerta Inferior: 87 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Media: 84 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Superior: 81 Ma (Cretácico Superior).
- 2) TR=90%: Formación Vaca Muerta Inferior: 80 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Media: 75 Ma (Cretácico Superior); Fm Vaca Muerta Superior: 69 Ma (Cretácico Superior).

Por lo tanto, según el modelo Huantraico 3, la generación, posterior migración y acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en el sistema petrolero podría haber sucedido durante los 87 y 69 Ma.

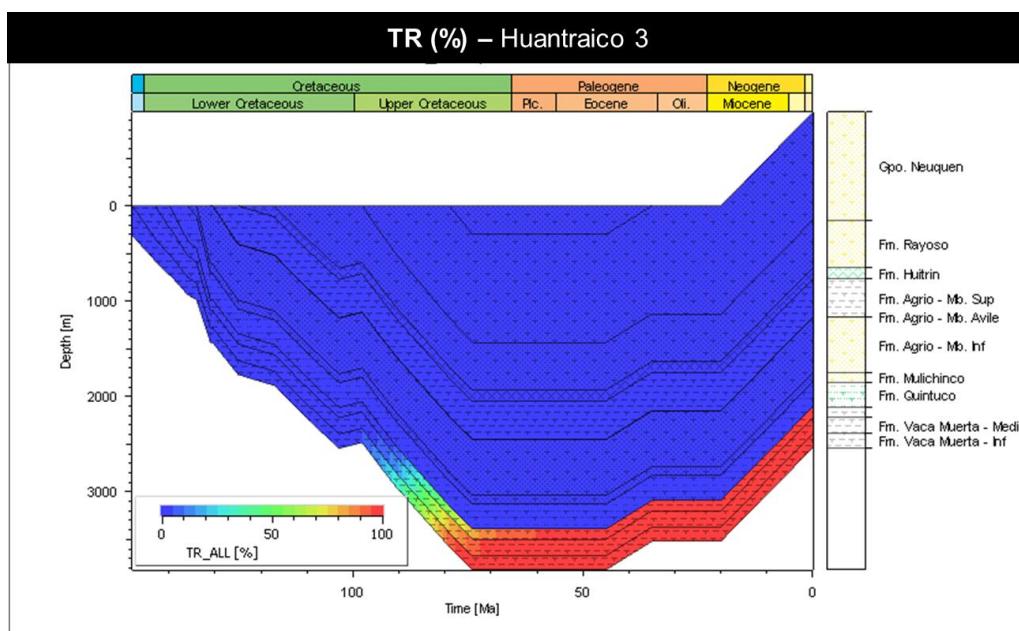


Figura 3.25. Tasa de transformación (TR%) resultante a partir del modelo Huantraico 3 de evolución de flujo calórico (Fig. 3.10 B).

Se modeló la reflectancia a la vitrinita (Ro) por el método TTI (según Waples 1980) utilizando valores de gradientes geotérmicos del trabajo de Sylwan (2014) tal como se ilustra en la figura 3.26. En la reconstrucción de la historia térmica y de madurez, la Formación Vaca Muerta ingresó a la ventana de generación de petróleo (0.6 %Ro) en la etapa de subsidencia térmica, durante el Albiano (~106 a 101 Ma; de base a tope); cesó la generación de petróleo y entró en la ventana de condensado-gas húmedo (1.2 %Ro), coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Paleoceno tardío-Eoceno representado por el Grupo PVNM (~46 a 45 Ma; de base a tope).

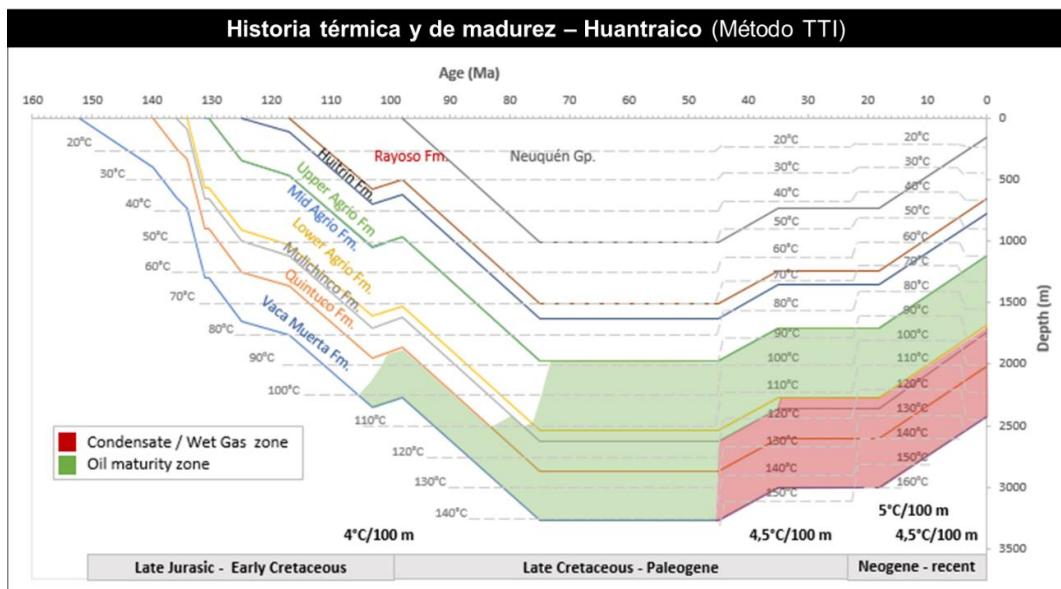


Figura 3.26. Historia térmica y de madurez para la región de Huantraico (método TTI). Se utilizaron gradientes geotérmicos actuales de la Cuenca Neuquina (Swylan 2014).

De los siete modelos de madurez termal realizados a través de Sweeney y Burnham (1990), método *Easy* (Fig. 3.27.) los que mejor ajustan a los datos de VRE de bibliografía, obtenidos a partir de datos de pirólisis de sondeos del este yacimiento, son los modelos Huantraico 3 y 3A que no consideran la participación de arco volcánico en su historia de evolución de flujo calórico. Los mismos fueron construidos a partir del modelo de evolución de flujo calórico de la figura 3.10 B (Huantraico 3) que se asocia a flujo calórico de retroarco en el Mioceno. En la figura 3.27, el modelo 3 presenta una madurez termal entre 1.35 y 1.85 (techo y base de la unidad respectivamente). Esto indica que el tope de la Formación Vaca Muerta la madurez termal corresponde a ventana de gas húmedo-condensado y la base a ventana de gas húmedo-condensado en límite con gas seco.

Aquellos que menos ajustan a los valores de VRE de calibración son los modelos Huantraico 1, 2, 2A, 2-BIS y 2-BIS A. Los mismos fueron construidos con los modelos de evolución de flujo calórico de las figuras 3.10 A (modelo 1), 3.10 C (modelo 2) y 3.10 D (modelo 2-BIS). El modelo Huantraico 1, presenta flujo calórico constante (modelo simple) que da como resultado valores modelados menores a los de control (VRE). Los modelos 2 y 2-BIS se condicen con la historia tectónica y de migración del frente de arco y retroarco reconstruida en el apartado 2.2.2.1, que consideran flujo de arco para el Mioceno, pero arrojan valores modelados mayores a los VRE. Los modelos de madurez de la figura 3.27. terminados en A presentan una columna estratigráfica integrada por tipos litológicos similares a los que no terminan en A (ambos representan la misma litología de la columna estratigráfica), entre los que hay variaciones en las propiedades físicas de roca.

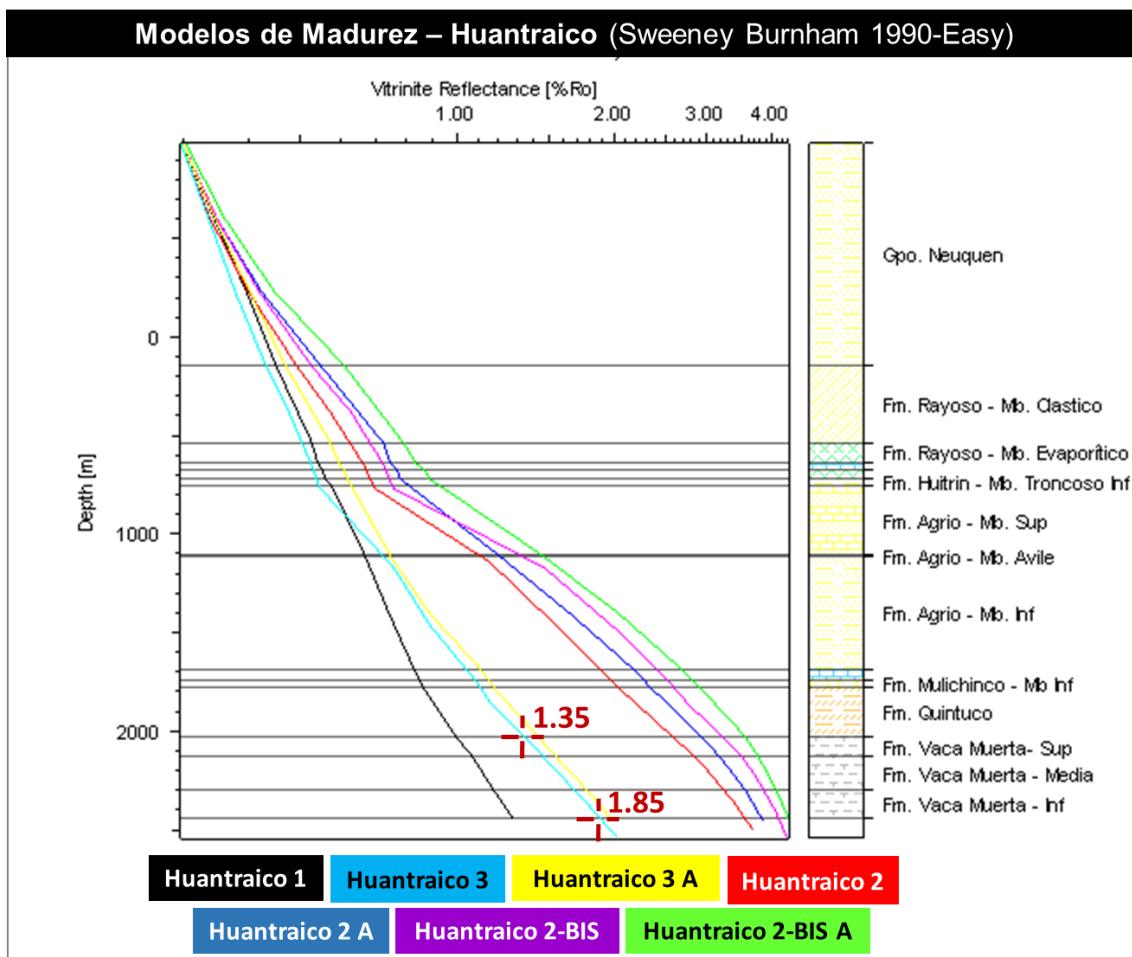


Figura 3.27. Modelo de Reflectancia a la vitrinita (Ro) simulados por Sweeney y Burnham (1989), método *Easy*, para la región de Huantraico (El Trapial).

3.3.4. Los Catutos

En la figura 3.28, para el modelo térmico Los Catutos 1, se observan dos anomalías térmicas. La primera presenta valores de paleo-temperaturas de 58-67°C (tope y base respectivamente) y ocurre a los ~113 Ma (Cretácico Temprano) durante la máxima subsidencia en etapa de enfriamiento térmico. La segunda anomalía térmica presenta valores de 51-61.5°C (tope y base respectivamente) y se asocia al Paleoceno-Mioceno (63 a 19 Ma); durante la máxima paleo-profundidad alcanzada por la Formación Vaca Muerta en la fase de antepaís.

De acuerdo con la reconstrucción de la figura 3.29, para el modelo de madurez Catutos 1, la Formación Vaca Muerta (miembros Vaca Muerta Inferior, Los Catutos y Vaca Muerta Superior) no ingresó en ventana de generación de petróleo (0.6 %Ro). El Miembro Vaca Muerta Inferior presenta valores máximos de madurez de 0,46 %Ro.

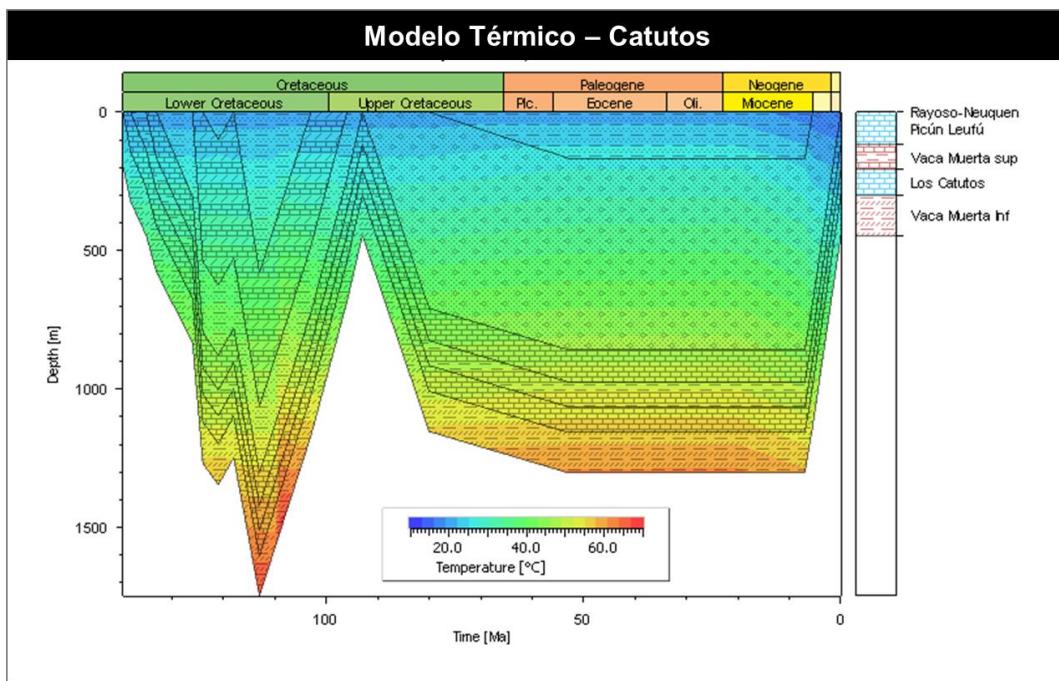


Figura 3.28. Modelo térmico resultante a partir del modelo Catutos 1 de evolución de flujo calórico (Fig. 3.11 A).

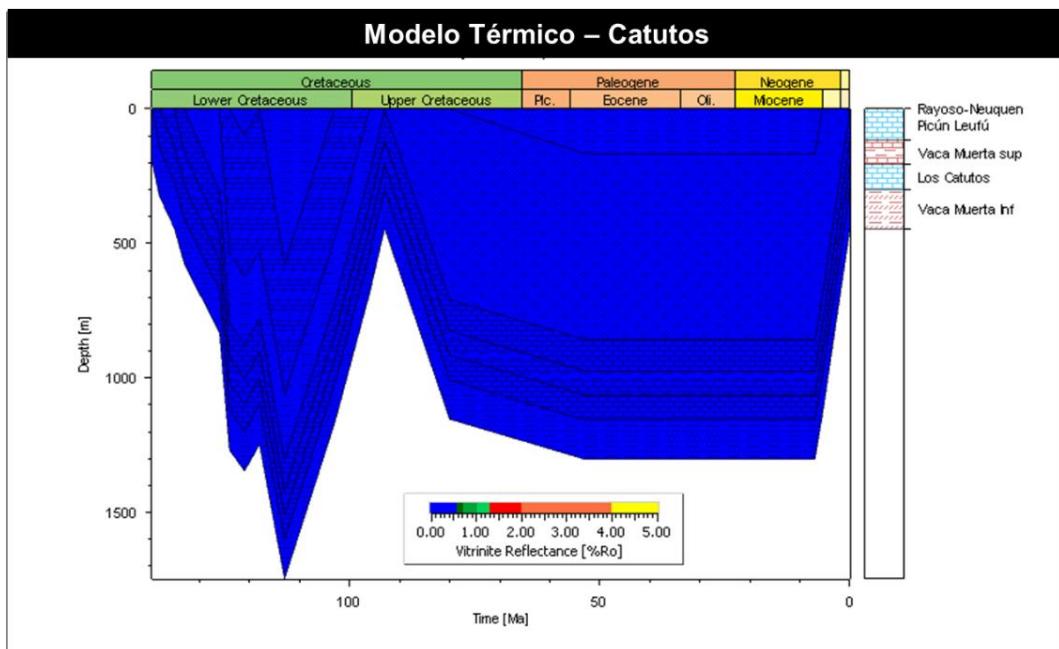


Figura 3.29. Modelo de madurez termal resultante a partir del modelo Catutos 1 de evolución de flujo calórico (Fig. 3.11A).

Los dos modelos de madurez termal (Catutos 1 y 2) realizados a través del método Sweeney y Burnham (1990)-*Easy* para esta zona (Fig. 3.30.), ajustan muy bien al valor de reflectancia a la vitrinita (%Ro) medido en una muestra del Miembro Los Catutos (tomado de Scasso *et al.*, 2005). Asimismo, la madurez simulada en ambos modelos difiere levemente de los valores de VRE de calibración (provenientes de la pirolisis; Lewan 1992) en el orden de 0,1 %Ro (Fig. 3.30). Los modelos de madurez 1 y 2 resultan de modelos de flujo calórico asociados a etapa de SAG y cuenca de antepaís y solo a

flujo de antepaís respectivamente, y no contemplan altos valores de flujo calórico debido a que el arco magmático no alcanzó la zona durante su historia geológica (apartado 2.2.2.2.).

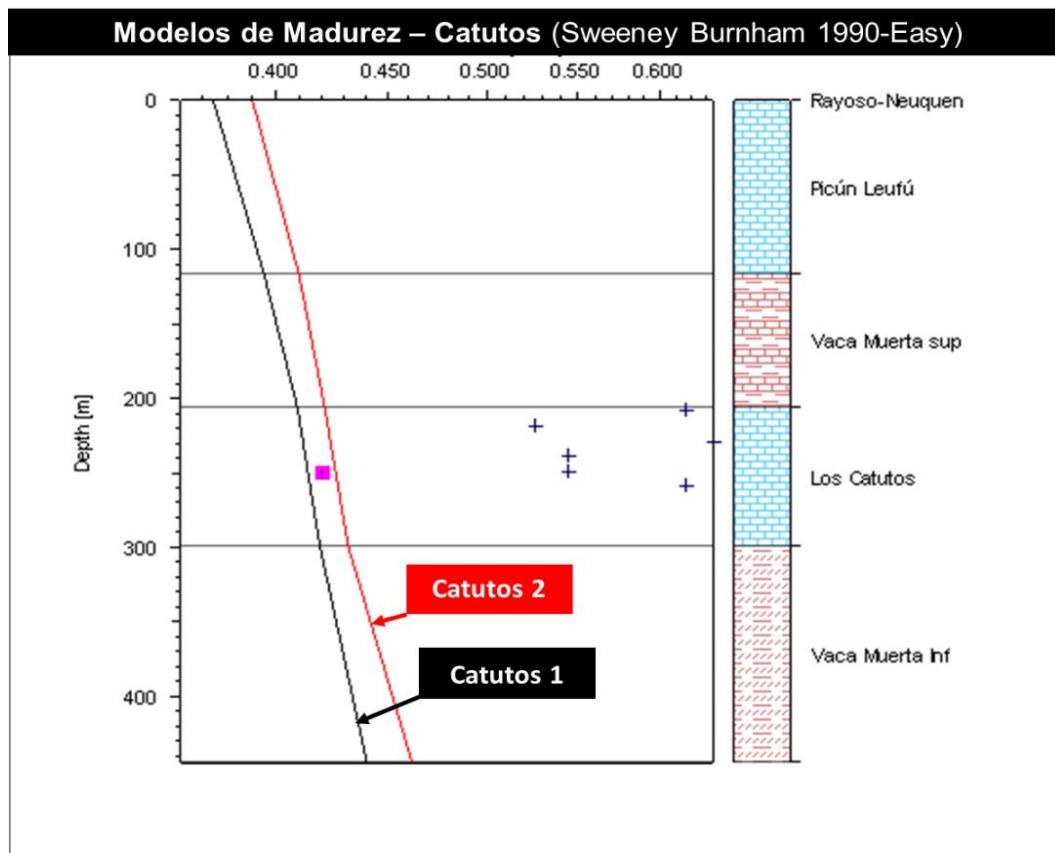


Figura 3.30. Modelo de Reflectancia a la Vitrinita (Ro) simulados con el método Sweeney y Burnham (1989)-Easy para Los Catutos. Se construyeron 2 modelos de madurez termal en función de dos modelos de evolución de flujo calórico. Los datos de calibración son de dos tipos: el cuadrado de color fucsia representa el valor de reflectancia a la vitrinita (%Ro=0,41) medido en una muestra del Miembro Los Catutos (tomado de Scasso et al. 2005) y las cruces azules representan valores de VRE provenientes de la pirolisis del informe inédito de Lewan (1992).

La Tabla resumen 3.11, muestra distintos parámetros: i) geológicos: paleo-profundidades y paletotemperaturas máximas y ambientes geotectónicos con las principales anomalías térmicas vinculadas al modelado de soterramiento y térmico, ii) geoquímicos: TTI y Ro1 (por el método Lopatin, en Waples 1980); Ro2 (Sweeney y Burnham, 1990-método Easy), Ro (medida) y VRE; iii) geofísicos: flujo calórico máximo y ventanas de generación de hidrocarburos y iv) físicos: temperaturas por microtermometría de inclusiones fluidas. Los parámetros comparativos descriptos corresponden a los modelos térmicos y de madurez, por localidad de estudio, que mejor ajustaron a los datos de calibración, de acuerdo al apartado 3.3.

Parámetros comparativos	Chacay Melehue	Puerta Curaco	Huantraico	Los Catutos
TTI final	5673	6413	1118	-
Ro ₁ (Waples 1980)	2.75 a 3	>3	2 a 2.25	-
Ro ₂ (Sweeney y Burnham 1990)	2.25 - 3 (tope-base)	1.72 - 2.29 y 2.1 - 2.8 (tope y base)	1.35 - 1.85 (tope-base)	0.4 - 0.46 (tope-base)
VRE promedio (Tmáx)	2.3	1.9	0.7 a 1.7 (**)	0.58 (*)
Ro (medida)	-	-	-	0.41 a 0.48
Modelos de madurez (Ro ₂)	Chacay 2-BIS y 2	Curaco 3 y 3A	Huantraico 3 y 3A	Catutos 1 y 2
Paleo-profundidad máxima	2594-2963 m	3388-3788 m	3391-3819 m	1412-1743 m
Paleo-temperatura máxima	202-224°C	195-215°C	162-186°C	58-67°C
Temperaturas (máx/mín) - microtermometría IF	165/190°C	103.4°C	-	-
Flujo Calórico máximo	110 mW/m ²	90 mW/m ²	85 mW/m ²	60 mW/m ²
Ambiente geotectónico de la principal anomalía térmica - Edad (en Ma)	Arco volcánico Cretácico Tardío - Paleógeno ~70-50 Ma	Retroarco Cretácico Tardío - Paleógeno ~70-50 Ma	Retroarco Neógeno ~24-0 Ma	Cuenca SAG Cretácico Inferior ~115-109 Ma
Ventana de generación (Ro ₁)	Gas seco	Gas seco	Gas seco	-
Ventana de generación (Ro ₂)	Gas seco	Gas húmedo-condensado /gas seco	Gas húmedo-Condensado	Inmadura
Ventana de generación (VRE)	Gas seco	Gas húmedo-condensado a gas seco	Petróleo/ Gas húmedo-Condensado	Inmadura

Tabla 3.11. 1) Los valores de TTI (*Time-temperature index*) fueron calculados mediante el método de Lopatin (en Waples 1980) y el Ro₁ proviene de la correlación con el TTI. **2)** Los valores de Ro₂ (Sweeney y Burnham 1990-*Easy*) se modelaron con el software Petromod 1D (Schlumberger). **3)** Para Chacay Melehue y Puerta Curaco se expresa la reflectancia a la vitrinita equivalente (VRE) promedio; los mismos corresponden a la sección superior de la Formación Vaca Muerta. En el caso de Huantraico (El Trapial) los datos de VRE (**) provienen de Crouse *et al.* (2015) y para el caso de Los Catutos el valor promedio de VRE (*) se obtuvo a partir de datos de pirolisis del trabajo de Lewan (1992)-inédito. **4)** Los datos de Ro (medida) para Los Catutos, corresponden a Scasso *et al.* (2005). **5)** Se muestran los modelos de madurez termal Ro₂ obtenidos mediante Sweeney y Burnham 1990-*Easy*, que ajustan mejor a los datos de calibración. **6)** Los parámetros geológicos, geoquímicos y geofísicos corresponden a los modelos de madurez termal (Ro₂) con mejor calibración a los datos de VRE y Ro de cada zona. Los valores de paleo-profundidades máximas están referidas al tope y base de la Formación Vaca Muerta. Los valores de paleo-temperatura máxima y flujo calórico máximo se corresponden con las principales anomalías térmicas, que son aquellas que más contribuyeron a la madurez de la roca madre y los ambientes geotectónicos están referidos a estas últimas. El valor de paleo-temperatura máxima proveniente de la microtermometría de inclusiones fluidas en Chacay Melehue, corresponde a temperatura mínima corregida según Potter 1977. Mientras que, el valor de temperatura para Puerta Curaco, corresponde a la temperatura de homogeneización (mínima) de *beef veins*. **7)** Se exhiben las ventanas de generación de la roca madre para los modelos de Lopatín (Ro₁), Sweeney y Burnham 1990 (Ro₂) y según los valores de VRE y Ro.

3.4 Interpretación

Los modelos de madurez termal que presentan influencia de flujo calórico de arco volcánico durante el Cretácico Tardío-Paleoceno para Chacay Melehue son los que mejor ajustan con los datos de VRE de calibración. Los modelos que presentan flujo de retroarco durante Cretácico Tardío-Paleoceno (que es menor que el de arco), en los cuales se utilizaron mayores espesores del Grupo Neuquén (más de 500 m respecto al anterior) subestiman la madurez estimada respecto a los valores de VRE de control. Considerando la existencia de flujo de retroarco para este período, y variando las propiedades físicas de las formaciones suprayacentes a la Formación Vaca Muerta, tampoco se logra ajustar la madurez modelada a los datos de VRE.

Se interpreta que la roca madre de Chacay Melehue entró en ventana de gas seco, en coincidencia con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno, por influencia del elevado flujo calórico del frente de arco volcánico de dicha edad representado por las rocas con impronta de arco del Grupo Naunauco.

Los modelos de madurez termal que presentan influencia de flujo calórico de retroarco durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, Eoceno y Neógeno para Puerta Curaco son los que mejor ajustan con los datos de VRE de calibración. Los modelos que presentan flujo calórico de arco volcánico para el Mioceno no calibran con los datos de VRE ya que sobreestiman la madurez de la roca madre. Aun considerando menores espesores de las unidades de antepaís, es decir, sin tomar en cuenta el espesor del Grupo Malargüe (-550 m) y tomando flujo calórico de arco para el Mioceno, la madurez termal estimada también es mayor a los datos de VRE.

Se interpreta que la roca madre de Puerta Curaco entró en ventana de gas seco, coincidente con la anomalía térmica del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno, por influencia del elevado flujo calórico de retroarco de dicha edad. El momento crítico comenzó antes que el caso de Chacay Melehue ya que, según los modelos de soterramiento la Formación Vaca Muerta en Puerta Curaco alcanzó mayores profundidades en etapa de enfriamiento térmico.

La Formación Vaca Muerta en el área El Trapial se encuentra a profundidades de soterramiento entre 2000 a 4200 m, y esta se extiende sobre varios estadios de madurez termal, desde ventana de madurez de petróleo temprano a gas húmedo (Constanzo Álvarez *et al.*, 2019). Para el perfil de subsuelo de la región de Huantraico, los modelos de madurez termal que presentan flujo calórico de antepaís durante el Cretácico Temprano al Oligoceno tardío y de retroarco durante el Neógeno, ajustan muy bien a los datos de VRE promedio provenientes del yacimiento de gas y petróleo El Trapial, según los datos proporcionados por Fantín *et al.* (2014) y Crousse *et al.* (2015). Por otra

parte, los modelos que presentan flujo calórico de arco volcánico para el Mioceno sobreestiman notablemente la madurez respecto a los valores de VRE. Con la misma evolución del flujo calórico respecto al anterior, pero modificando los tipos litológicos de la columna tampoco puede ajustarse bien la madurez modelada a los datos de control.

Se interpreta que la roca madre entró en ventana de gas húmedo-condensado, coincidente con la anomalía térmica del Neógeno, por influencia del elevado flujo calórico de retroarco de dicha edad.

La madurez termal de la Formación Vaca Muerta en Chacay Melehue y Puerta Curaco se asocia a ventana de gas seco, mientras que en la región de Huantraico se encuentra en ventana de petróleo a gas húmedo-condensado. En función de los resultados obtenidos, la diferencia en madurez de la Formación Vaca Muerta entre los afloramientos estudiados respecto a la región de Huantraico se debe principalmente a la diferente evolución o historia del flujo calórico en la base de la corteza. La roca madre recibió un mayor flujo calórico asociado a arco volcánico y retroarco en el Cretácico Tardío-Paleoceno y Eoceno respectivamente en la sección de Chacay Melehue y de retroarco en el Cretácico Tardío-Paleoceno y Eoceno en la sección de Puerta Curaco; cuando la unidad había alcanzado elevadas paleo-profundidades en la fase de antepaís. En cambio, en El Trapial la madurez de la unidad es menor que en los casos anteriores porque el flujo calórico de retroarco recién comienza en el Neógeno, momento en el cual la estructuración de la FPC Neuquina había levantado la columna y por ende a la roca madre. Si bien para todos los casos de estudio, el soterramiento de unidad fue importante durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (base de la unidad entre 2800 a 3800 m) la principal anomalía térmica afectó la roca madre de forma más tardía en el caso de subsuelo recién en la etapa de subducción horizontal durante el Mioceno. Es también por lo anterior, que el momento crítico de la Formación Vaca Muerta en El Trapial es posterior respecto a los perfiles de Chacay Melehue y Puerta Curaco.

Los modelos de madurez termal generados para Los Catutos, fueron construidos a partir de modelos de evolución de flujo calórico que contemplan valores relativamente bajos asociados a etapa de SAG y cuenca de antepaís, y no contemplan altos valores debido a que el frente de arco y retroarco magmático no alcanzó la zona durante su historia geológica. Ambos modelos ajustan perfectamente bien al dato de control tomado de Scasso *et al.* (2005) de reflectancia a la vitrinita de 0.41-0.48 asociado al Miembro Los Catutos. Los datos de VRE calculados a partir de datos de pirólisis de Lewan (1992), usados como datos de calibración, también corresponden a una roca madre inmadura pero son levemente superiores al Ro medido por Scasso *et al.* (2005) y a la madurez modelada para Los Catutos (Catutos 1 y 2).

CAPITULO 4

Microtermometría de Inclusiones fluidas - petrografía de epifluorescencia

4-1 Introducción

La importancia de llevar adelante un estudio de microtermometría de inclusiones fluidas (IF) en carbonatos radica en la obtención de temperaturas de formación del mineral que permitan interpretar las condiciones diagenéticas en las cuales se generó el mismo. Por otra parte, es de interés conocer el momento de formación del carbonato diagenético enmarcado dentro de la historia de soterramiento y térmica de la cuenca. Gráficamente, en los diagramas de historia térmica se hacen coincidir las temperaturas de formación del carbonato autigénico obtenidas por microtermometría de IF y las isotermas de los modelos térmicos para conocer el tiempo de formación. Por otro lado, los datos de temperatura obtenidos por medio de esta técnica, pueden ser considerados como datos de calibración de los modelos térmicos si se conociese el momento de formación del carbonato autigénico a través de dataciones U-Pb.

La microtermometría de IF tiene un límite de resolución que es empírico, ya que depende de la muestra, del mineral, de la transparencia de la muestra, del tipo de inclusiones (bifásicas con solución salina o metano, por ejemplo), entre otros factores. Hay un límite físico, que es la percepción del ojo humano y en general por debajo de los 5 micrones de la cavidad no se puede trabajar (*com. pers.* Teresita Montenegro). A continuación, se definen los tipos de mediciones y parámetros que se obtienen de la microtermometría de IF, presentados en los resultados de 4.2.1 y 4.3.1, así como también sus conceptos básicos.

La técnica se basa en la medición de temperaturas a las que ocurren los cambios de fase en el fluido entrampado en las cavidades minerales, al enfriar y calentar la muestra. Durante el enfriamiento que sigue a la cristalización, la contracción térmica del fluido es varias veces mayor que la del mineral hospedante y, por esta causa, dentro de la inclusión se forma una burbuja de vapor. Sorby (1858) concluyó que la temperatura de entrampamiento puede ser estimada calentando desde la temperatura ambiente hasta que desaparezca la burbuja. Al producirse la homogeneización de las dos fases se volvería a las condiciones iniciales de formación del mineral y, de ese modo, esta temperatura llamada temperatura de homogeneización (Th) o temperatura de llenado, es la temperatura mínima de formación del mineral. Es considerada como límite mínimo ya que deben hacerse ciertas correcciones aditivas al considerar la presión del fluido durante el crecimiento, factor que facilita el atrape de inclusiones a una temperatura mayor que la de homogeneización. La temperatura resultante de la corrección por carga

litostática es llamada temperatura máxima.

Las inclusiones fluidas primarias son aquellas que son capturadas conforme crece el cristal. Las mismas se identifican mejor por su relación respecto a las zonas de crecimiento del cristal. Las últimas, son identificadas a través de la distribución de inclusiones fluidas o sólidas. Posteriormente al crecimiento del cristal, diminutas fracturas, planos de cizalla o de deformación se pueden formar en el cristal. Estas fracturas o planos pueden atrapar pequeñas muestras de fluido presente, generando un registro de los fluidos presentes posteriormente al crecimiento del cristal. Si las inclusiones fluidas fueron capturadas luego de que el crecimiento del cristal fuese completo, se denominan secundarias. Si fueron capturadas antes de que el crecimiento se completara se denominan pseudosecundarias.

El tipo más común de inclusiones consiste en un líquido de baja viscosidad y una burbuja de gas o vapor. La relación de volumen líquido a volumen total se denomina grado de llenado (*degree of fill*). También es de uso común la relación entre el volumen gaseoso y volumen total (%V/V). El líquido es, generalmente, una solución acuosa con sales disueltas. Entre estas la más importante es, sin duda, el NaCl. Por este motivo, la salinidad de las soluciones que llenan las inclusiones se expresa, normalmente, en porcentaje en peso de NaCl o en tanto por ciento equivalente de NaCl. El cálculo de la salinidad se basa en el hecho de que la temperatura de congelamiento de las soluciones del sistema H₂O-NaCl está directamente relacionada con la concentración del soluto en solución. Para obtener las temperaturas de congelamiento, evitando los fenómenos de sobreenfriamiento, se enfriá la solución hasta el congelamiento total y se calienta lentamente (ambientalmente), determinándose dos parámetros: i) temperatura de primera fusión (T_e): es la temperatura a la cual se funde el primer cristal de hielo y ii) temperatura de fusión del hielo (T_f): es la temperatura de fusión del último cristal de hielo. La temperatura de primera fusión (T_e) permite identificar la presencia de iones diferentes del NaCl, ya que el CaCl₂ baja en forma notoria la temperatura del eutéctico H₂O-NaCl (-20,8°C), apreciándose en qué medida una solución se aparta de la solución verdadera H₂O-NaCl. El parámetro T_f se utiliza en los diagramas de equilibrio H₂O-NaCl para conocer gráficamente la salinidad de la solución (Roedder 1962). La temperatura T_s, que es la temperatura a la cual se congelan las inclusiones, tiene vinculación con la salinidad de las soluciones. De este modo es posible obtener una aproximación de la salinidad sin calcular T_e y T_f.

En el caso de fluidos acuosos sobresaturados, al producirse el enfriamiento desde la temperatura de captura hasta las temperaturas superficiales, el fluido de alta densidad pasa a ser sobresaturado con respecto a una sal soluble como el NaCl. A partir de dicho fluido pueden cristalizar uno o más minerales que se denominan minerales hijos

(*daughter minerals*). Se distinguen de los materiales atrapados inicialmente porque desaparecen durante el calentamiento.

Un fenómeno común es el estrangulamiento (*necking-down*) de inclusiones. Una inclusión puede dividirse en dos o más inclusiones pequeñas por la desmezcla que resulta del enfriamiento natural. Las nuevas inclusiones formadas tendrán fluidos con características distintas al original. El estrangulamiento se produce por la recristalización del mineral hospedante.

Cuando se exponen a luz intensa ultravioleta, la mayoría de las inclusiones fluidas llenas con hidrocarburos emiten luz visible (fluorescente); mientras que, por el contrario, las inclusiones acuosas no fluorescen (Burrus 1981, 1991, Mc Limans 1987). El color de fluorescencia bajo luz UV está generalmente relacionado con la gravedad API de los hidrocarburos fluidos (Bodnar 1990, Goldstein y Reynolds 1994). Los colores de fluorescencia estimados visualmente, son considerados como una guía general del grado de madurez de los hidrocarburos. Es decir, las observaciones efectuadas a través de la petrografía de epifluorescencia en cavidades se usaron de forma cualitativa para corroborar las ventanas de generación de los hidrocarburos (vinculadas al grado de diagénesis en carbonatos) determinadas a partir de la temperatura máxima de la microtermometría y los modelos térmicos y de madurez termal.

Se estudiaron desde la microtermometría y análisis de fluorescencia UV aquellas cavidades ubicadas en la calcita de relleno de diaclasas subverticales que atraviesan concreciones carbonáticas y en la calcita asociada a *beef veins*, en los perfiles de Chacay Melehue y Puerta Curaco, respectivamente. La determinación de la temperatura de cristalización de la calcita que rellena diaclasas en concreciones, indica el momento de fracturación y sellado de fracturas por cementación carbonática. La corrección de las temperaturas de homogeneización para obtener las temperaturas máximas (corrección por carga litostática) se realizaron a través de las curvas de Potter (1977) tomando las temperaturas mínimas ó de homogeneización, la salinidad de la solución y la paleo-profundidad máxima de la Formación Vaca Muerta del modelo que mejor ajusta a los datos de madurez termal (Ro ó VRE). Respecto a los *beef veins* de Puerta Curaco, existieron limitaciones metodológicas relacionadas al tamaño de las inclusiones fluidas (tamaño promedio 5 μm), que no permitieron determinar la temperatura de fusión del punto eutéctico y, por ende, calcular la corrección de temperatura por presión litostática. Sin embargo, se consideró el análisis de fluorescencia UV junto a las temperaturas mínimas, para inferir la ventana de generación de hidrocarburos. Estudios precedentes en la Formación Vaca Muerta (por ejemplo, Lanz et al. 2021) han utilizado las temperaturas mínimas, para estimar las condiciones diagenéticas en las cuales precipitó la calcita que rellena fracturas verticales en *bindstones* microbianos.

4.2 Chacay Melehue

4.2.1 Microtermometría de inclusiones fluidas

El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se llevó a cabo en cristales de calcita espáticos, bien desarrollados, que rellenan fracturas subverticales a verticales en concreciones carbonáticas de la localidad de Chacay Melehue (Fig. 4.1 A-B).

Las inclusiones se disponen en trenes de direcciones variadas, que pueden cortarse entre sí. La morfología de las cavidades es muy variable, desde cristal negativo (romboedro) a irregular (Fig. 4.1 D-E-F), sin que esta variación tenga implicancia en el origen de la cavidad. Un mismo tren de inclusiones puede tener cavidades de diferente morfología.

Las cavidades que se tomaron para registrar las mediciones, miden entre 10 y 60 μm . El relleno es bifásico, generalmente se observa una fase líquida de solución acuosa y burbujas que conforman la fase gaseosa (Fig. 4.1 D-E-F). La relación entre volumen gaseoso y volumen total varía entre 5 y 20%, aunque las cavidades con relleno monofásico (sin burbuja) son bastante comunes.

La temperatura de fusión del eutéctico se registró entre -51 y -47 °C. La presencia de CaCl_2 disuelto en solución se evidencia por la adquisición de tonalidades marrones de los hidratos formados en la cavidad luego del sobreenfriamiento y mientras el sistema recupera la temperatura ambiente. Algunas inclusiones tienen punto de fusión del eutéctico a temperaturas más bajas (entre -60 y -66 °C).

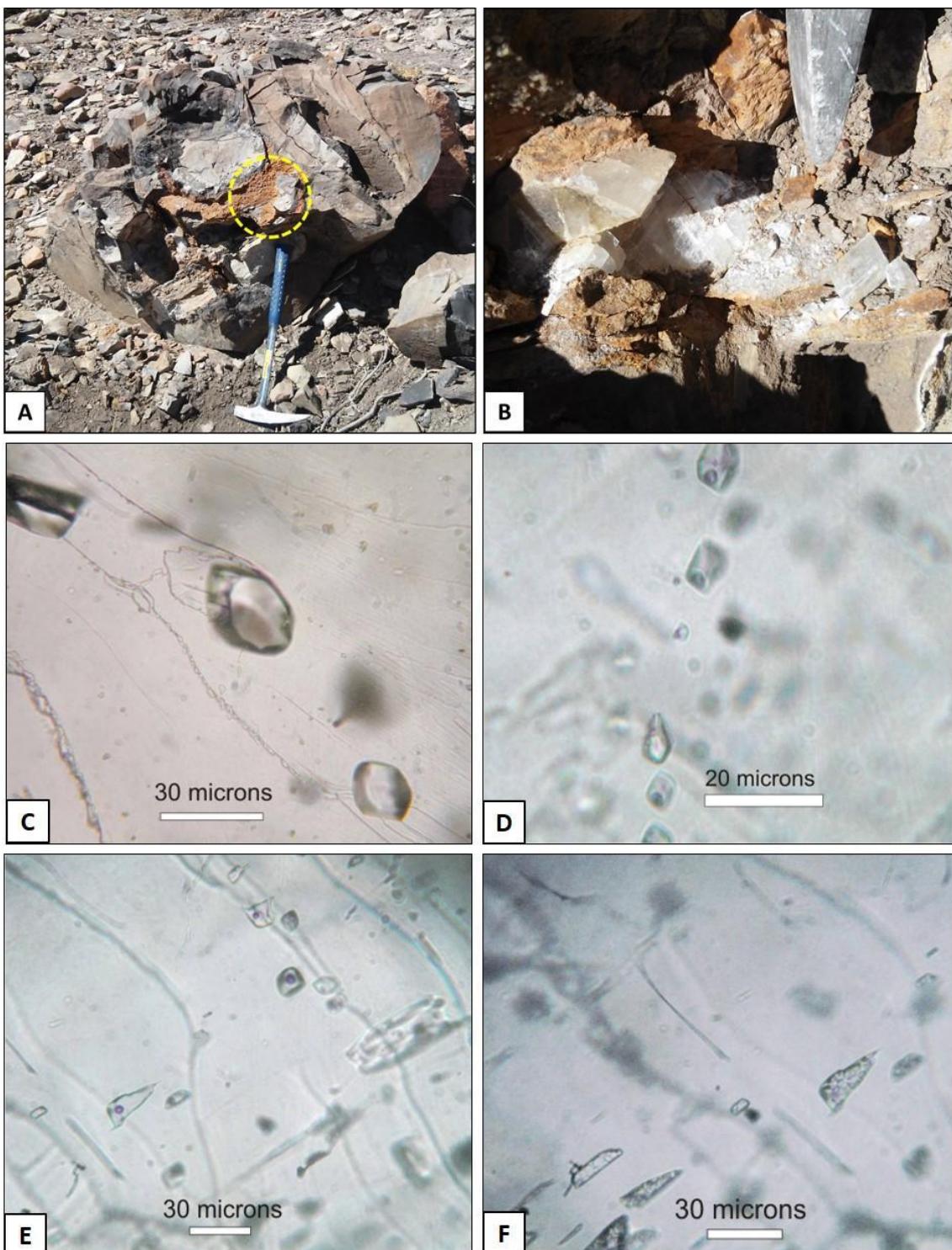


Figura 4.1. A) Concreción carbonática de Chacay Melehue (Ch-24). B) Imagen asociada al círculo amarillo de A), en la que se reconocen cristales bien desarrollados de calcita (con óxidos). C) (X40) Inclusiones con relleno de solución acuosa + CH₄. D) (X40) Tren de inclusiones fluidas con relleno bifásico, líquido (H₂O + NaCl + CaCl₂) y burbuja. Cavidades con morfología de cristal negativo (romboedro). E-F) (X40) Cavidades con morfologías variables (irregular y cristal negativo). El relleno en todos los casos es bifásico, con líquido (H₂O + NaCl + CaCl₂) y burbuja. E) Inclusiones con relleno bifásico a temperatura ambiente; F) El mismo tipo de inclusiones a -30°C, se observan los cristales de hielo, que funden a -17°C.

La fusión de la hidrohalita se registró a -23 y -28°C y entre -17 y -13°C para el hielo. De acuerdo con estos cambios de fase, la salinidad total de la solución es 19 a 20% equivalente (eq.) en peso NaCl o masa NaCl, con 7 a 15% de NaCl y entre 4 y 11% de CaCl₂, con algunas cavidades en las que CaCl₂> NaCl (Shepherd *et al.* 1985, Steele-MacInnis *et al.* 2010).

La temperatura de homogeneización líquido-vapor (T_h), en fase líquida, se registró entre 85 y 150°C (Fig. 4.2 y Tabla 4.1), con una moda principal en [120°C; 150°C] y es considerada la temperatura mínima de captura del fluido en la cavidad (o temperatura mínima de cristalización del mineral).

La temperatura real de captura del fluido en la inclusión es mayor a la temperatura de homogeneización o mínima de captura (Th), por efecto de la sobrecarga litostática y/o hidrostática a la que estuvo sometido el mineral en el momento de capturar el líquido en la inclusión (Roedder y Bodnar 1980; Hurai 2015; entre otros). Si bien en ambiente diagenético esta sobrecarga no es significativa, al conocerse la paleo-profundidad de la Formación Vaca Muerta portadora de la vena de calcita se puede realizar el cálculo de la corrección de la Th (de acuerdo a Potter 1977), considerando además de las temperaturas de homogeneización, la salinidad de la solución (20% eq. en peso NaCl). De acuerdo al modelo de soterramiento, vinculado al modelo de madurez que mejor ajusta a los datos de calibración (VRE), la corrección debe hacerse considerándose paleo-profundidades de 2594 a 2963 m (tope y base de la Formación Vaca Muerta; Tabla 3.11). Para una paleo-profundidad de 2594 m la presión de sobrecarga aproximada sería de 24 MPa, si se considera una carga hidrostática de densidad 1g/cm³, de acuerdo con la ecuación que relaciona profundidad, sobrecarga y densidad (hidrostática en este caso).

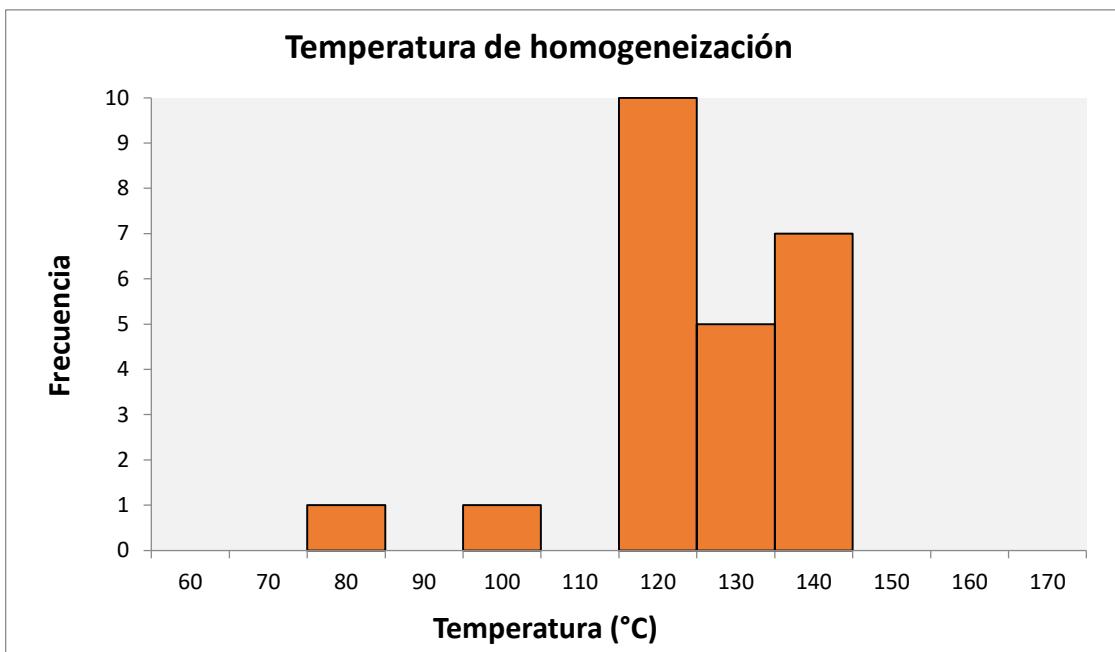


Figura 4.2. Histograma de temperaturas de homogeneización de las muestras de la Tabla 4.1 (columna 8, Th°C).

Muestra	% Vol	Tc (°C)	Te ₁ (°C)	Te ₂ (°C)	Tf _h (°C)	Tf _{hh} (°C)	Th (°C)	Td (°C)	Comentarios
Muestra 1	20; 15	-68,8	-49,6; -47			-17; -15	140		Congelamiento gradual
Muestra 2	20	-63,8	-51; -47		-23; -28	-13		-20	-20 °C, temperatura de ruptura total de IF
Muestra 5		-90; -88	¿?			-26			
Muestra 8	10	-62, -64	-60,5	-48	-23	-16,5			cristales de hielo rosas
Muestra 9	5; 10	-65; -70	-60		-37	-17; -16,5	123; 123; 110		
Muestra 3	10; 15					86; 128; 125; 125		140	
Muestra 4	15						125; 126.5		
Muestra 6	10; 15		-66	-47	-33?	-17; -17,5	129; 129; 135; 133 ; 133; 130		Congelamiento gradual
Muestra 7	5; 10						149; 149; 149; 149; 149; 149; 149; 142		

Tabla 4.1. Resultados de la microtermometría de inclusiones fluidas sobre fragmentos de exfoliación de calcita espática (muestras de la concreción Ch-24, Chacay Melehue). Algunas muestras fueron enfriadas en primera instancia (enfriamiento inicial) mientras que otras muestras fueron sometidas primero a calentamiento (calentamiento inicial). Tc: temperatura de congelamiento; [%Vol]: relación entre volumen gaseoso y total; Te₁: temperatura del 1^{er} eutéctico; Te₂: temperatura del 2^{do} eutéctico, Tf_h: temperatura de fusión del hielo; Tf_{hh}: temperatura de fusión de la hidrohalita; Th: temperatura de homogeneización líquido-vapor y 8) T_d= temperatura de decrepitación.

Para el intervalo de temperatura considerado (120 -150°C) y salinidad de 20% eq. en peso NaCl, las curvas de Potter (1977) indican una corrección máxima de 40°C. Consecuentemente, considerando una sobrecarga hidrostática la máxima temperatura de captura de los fluidos se encontraría en el intervalo de 160 a 190°C.

4.2.2 Petrografía de epifluorescencia

El análisis de fluorescencia en cavidades (por ejemplo, planos de clivaje e inclusiones fluidas) se llevó a cabo en cristales de calcita *blocky* y *blocky* elongados, de crecimiento sintaxial, que sellan fracturas verticales y subverticales de algunos milímetros de espesor (Fig. 4.3 A). Estas fracturas, aunque más pequeñas, están emparentadas con las diaclasas llenas con calcita espática (en las que se realizó la microtermometría de IF), debido a que ambas son modo I (extensionales) y presentan la misma orientación (subverticales a verticales) tal como se describe en el análisis de microfracturas del apartado 6.4.3.3.

En las fracturas discordantes a la laminación se encontraron inclusiones fluidas primarias bifásicas de manera muy restringida, de tamaño muy pequeño entre 3 y 5 μm , con burbujas alrededor del 10-20% del volumen (Fig. 4.3 B). Las inclusiones fluidas secundarias y pseudo-secundarias pueden estar agrupadas en trenes (Fig. 4.3 B), son muy pequeñas (generalmente $<5 \mu\text{m}$), bifásicas y con burbujas alrededor de un 20% de su volumen.

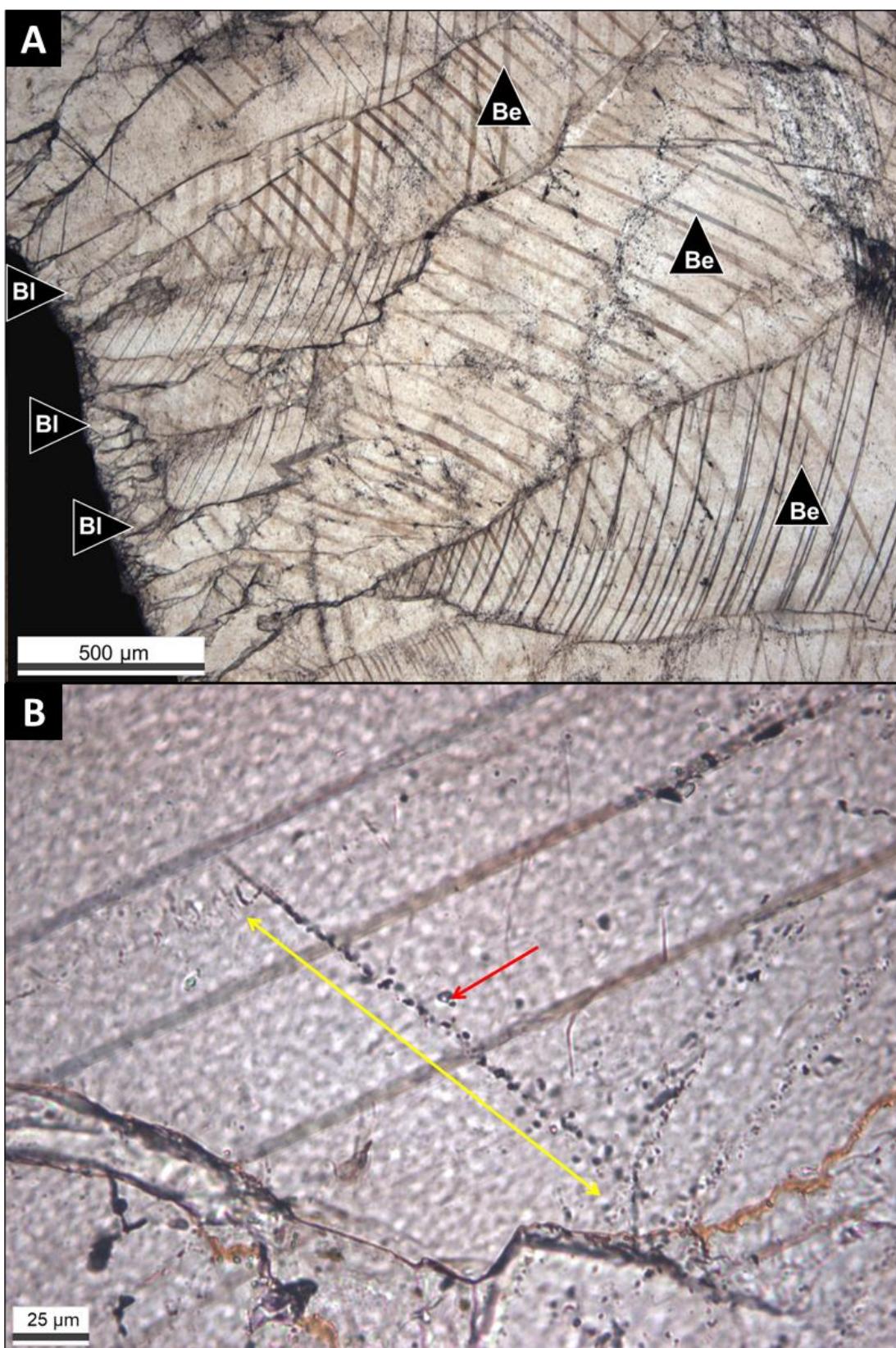


Foto 4.3. A) (X4) Calcita de crecimiento syntaxial, que rellena microfracturas verticales (24-3, Chacay Melehue). En el borde la textura es *blocky* (BI) y hacia el centro *blocky* elongada (Be). **B)** (X40) Se muestra tren de inclusiones secundarias (línea amarilla) muy pequeñas (menores a 3 µm) e inclusión primaria bifásica de 3 µm (con burbuja; flecha roja).

Las cavidades que consisten en espacios alojados en la intersección entre planos de clivaje y sobre planos de clivaje comprenden tamaños variables desde el micrón ($1\text{ }\mu\text{m}$) hasta aproximadamente $20\text{ }\mu\text{m}$ y las inclusiones fluidas primarias y secundarias tienen un tamaño promedio de $4\text{ }\mu\text{m}$. Mediante la excitación UV en los cristales de calcita de crecimiento sintaxial, la respuesta asociada a las cavidades fue de color amarillo verdoso (ver ejemplo en Fig. 4.4B) y verde azulado (Fig. 4.5B). Sobre los planos de clivaje de simetría romboédrica, la intensidad de la fluorescencia es variable, aumentando la misma en los sectores de intersección entre estos, donde probablemente haya mayor acumulación de hidrocarburo. En los ejemplos de las figuras 4.4 y 4.5, se observa que en la conjunción entre los planos de clivaje existen cavidades con fluorescencias amarilla verdosa y verde azulada intensas (Figs. 4.4B y 4.5B, respectivamente), con ramificaciones en las direcciones del clivaje rómbico, que podría indicar pequeñas acumulaciones de hidrocarburo. La forma de las cavidades más grandes está fuertemente controlada por los planos de clivaje, donde el hidrocarburo se acomoda en la unión de los 2 planos dando formas fluorescentes en forma de "L", triangulares o en cruz y, lineales cuando está en el espacio asociado a un plano de clivaje (por ejemplo, Fig. 4.5B). Las inclusiones que perdieron el fluido se observan de color negro con luz transmitida, presentan fluorescencia muy débil (por ejemplo, luminiscencia amarilla verdosa apagada en Fig. 4.4 A-B). En inclusiones fluidas pequeñas ($\sim 5\text{ }\mu\text{m}$) o muy pequeñas ($\sim 2\text{ }\mu\text{m}$) dispersas en el mineral albergante, se reconoce fluorescencia de intensidad baja a moderada verde azulada (Fig. 4.5 A-B), en general, menor que la relacionada a cavidades entre planos de clivaje.

A través de la comparación entre la gravedad API del hidrocarburo y el color de la emisión de fluorescencia (según Goldstein y Reynolds 1994), el color amarillo verdoso hasta verde amarillento se correlaciona con 30° a 35° API (petróleo liviano) y el color verde azulado con 35° a 40° API (gas húmedo-condensado).

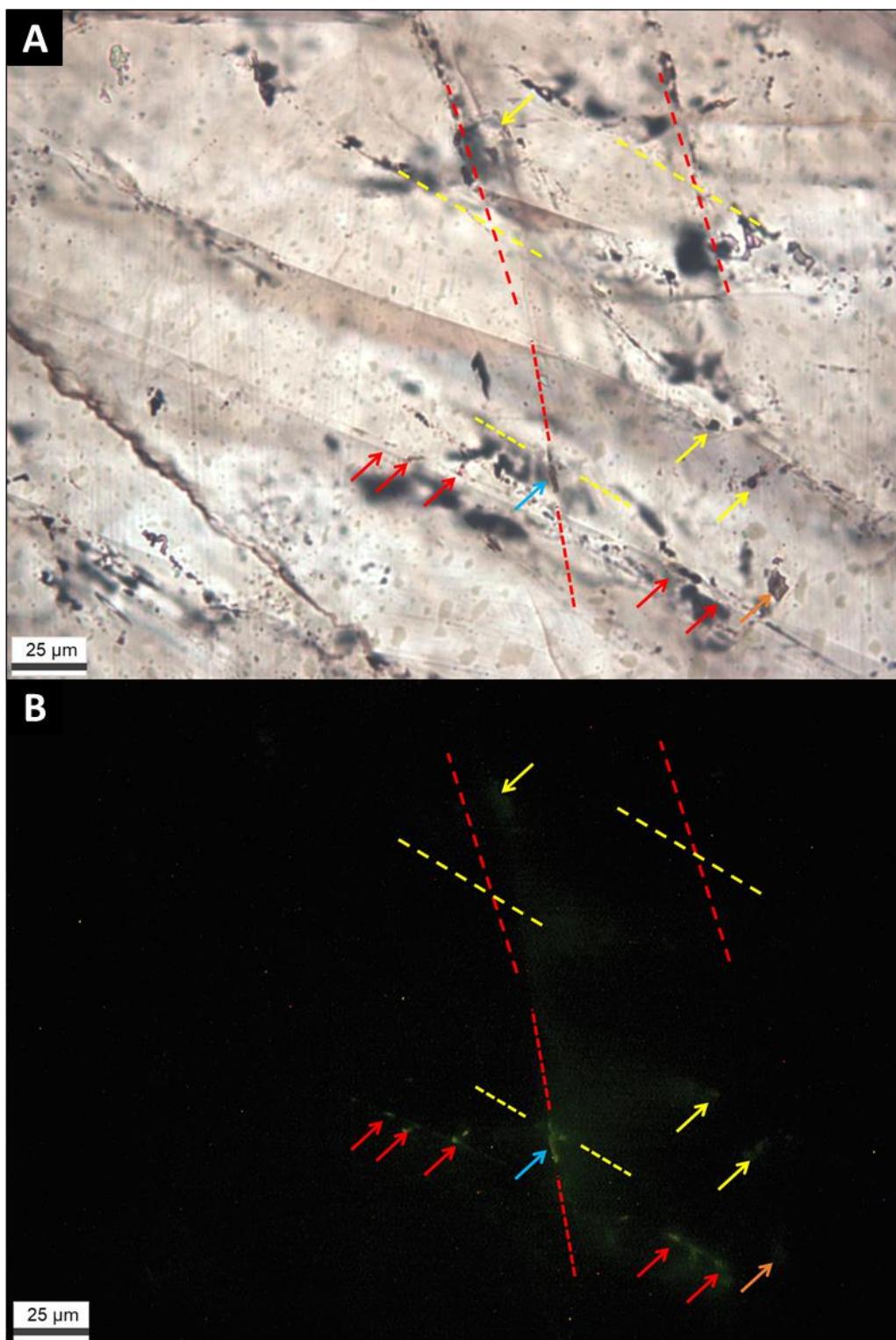


Foto 4.4. A) (X40) Luz transmitida (24-3, Chacay Melehue). Se señalan los sectores que tienen fluorescencia en B) con flechas de los mismos colores en ambas figuras y planos de clivaje rómbicos indicados con líneas punteadas roja y amarilla. La flecha naranja señala una inclusión dentada con pequeñas inclusiones en sus extremos (probablemente implosionada). **B)** (X40) Ensayo de epifluorescencia. Las flechas rojas indican sectores con fluorescencia amarilla verdosa de intensidad moderada, correspondientes a inclusiones fluidas muy pequeñas (de aproximadamente 4 μm y otras menores a 2 μm) en trenes. La flecha celeste indica una cavidad de mayor intensidad de fluorescencia en la unión de los planos de clivaje (líneas punteadas roja y amarilla con forma de "X"). Con flechas amarillas, se indican las zonas con fluorescencia amarilla verdosa apagada, asociada a inclusiones que perdieron el líquido (color negro con luz transmitida en A)).

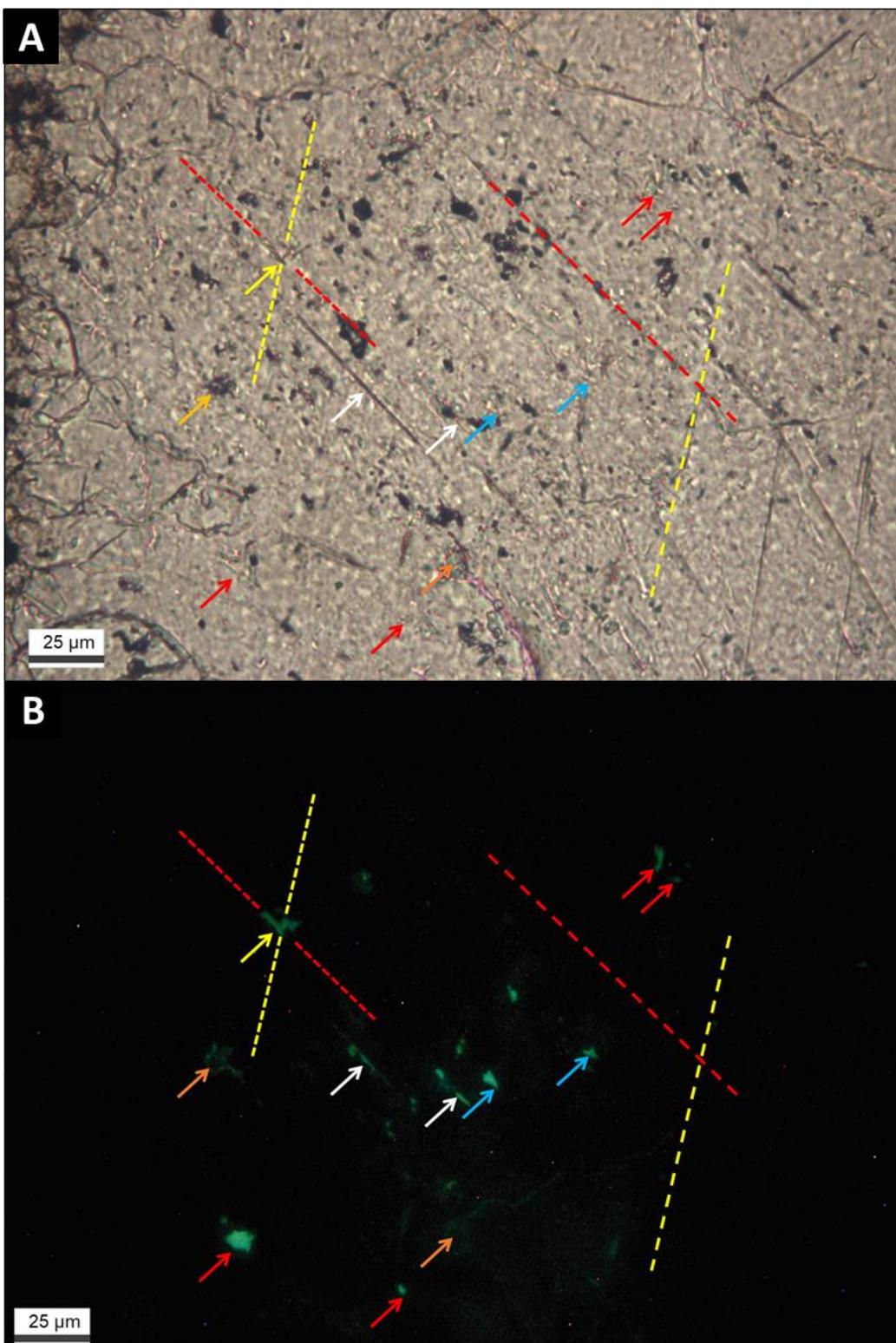


Foto 4.5. A) (X40) Luz transmitida (24-4., Chacay Melehue). Se señalan los sectores que tienen fluorescencia en B; con flechas de los mismos colores en ambos puntos (A y B). Los planos de clivaje rómbico se indican con líneas punteadas roja y amarilla. **B)** (X40) Ensayo de epifluorescencia. Las flechas rojas indican cavidades de forma irregular, principalmente correspondientes a inclusiones fluidas pequeñas con fluorescencia verde azulada de intensidad moderada a algo fuerte. Las flechas blancas señalan cavidades elongadas con fluido de fluorescencia moderada que corresponden a planos de clivaje. En celeste las cavidades de forma triangular y en amarillo las que están ramificadas y tienen forma en "L" con luminiscencia verde azulada intensa (control en dos direcciones coincidentes con el clivaje rómbico). Con flecha naranja, se indica una zona con fluorescencia verde azulada apagada o débil y dispersa.

4.2.3 Interpretaciones

La temperatura de fusión del eutéctico se registró entre -51 y -47 °C. De acuerdo con Goldstein y Reynolds (1994) y Goldstein (2001) los fluidos que tienen fusión del eutéctico en estos rangos, corresponden a sistemas acuosos con NaCl y CaCl₂. Algunas inclusiones tienen punto de fusión del eutéctico a temperaturas más bajas (entre -60 y -66 °C) las cuales son interpretadas como eutécticos metaestables del sistema complejo H₂O-CaCl₂-NaCl, una salmuera frecuente en ambientes sedimentarios (Goldstein y Reynolds 1994).

En los ensayos de enfriamiento, el líquido que rellena las inclusiones fluidas se torna amarronado. Esto suele pasar en sistemas acuosos ligados al petróleo, pero también suele suceder con presencia de cloruro de Ca (CaCl₂). Es muy probable que, algunas inclusiones observadas, tengan relleno de solución acuosa y metano (CH₄) como refleja la figura 4.1 C. Esto se condice con los el análisis de fluorescencia, cuyos colores de emisión en cavidades, dentro de las cuales se encuentran las inclusiones fluidas, se correlacionan con hidrocarburos livianos (desde petróleos livianos a gas húmedo).

Las fracturas de tipo extensional o de apertura, se propagan a lo largo del plano perpendicular al del menor esfuerzo principal compresivo (Secor 1965). Los sedimentos soterrados comúnmente experimentan extensión paralela a la estratificación durante la formación de la cuenca y los estratos o láminas competentes carbonáticas experimentan un stress diferencial mayor que las incompetentes tales como fangolitas (Bons *et al.* 2012). Las fracturas y microfracturas verticales extensionales de modo I (véase apartado 6.4.3.3 – Microfracturación) en las concreciones carbonáticas (competentes) son consecuencia del soterramiento de los sedimentos de la Formación Vaca Muerta a elevadas paleo-profundidades, con esfuerzos verticales imperantes por sobrecarga litostática y esfuerzos compresivos atenuados. En la estructura de Filo Morado (sector Norte de la FPC Neuquina, cercano al área de estudio), Fantín *et al.* (2014) interpretaron que en las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco, los planos de fracturas verticales se desarrollaron por carga litostática (con un esfuerzo vertical imperante) previamente a la estructuración andina.

Las temperaturas de homogeneización o mínimas de cristalización de los cristales de calcita espática, que rellenan diaclasas de alto ángulo (subverticales a verticales) en las concreciones de Chacay Melehue, fue determinada en 120°-150°C. La temperatura máxima obtenida por corrección de la Th (°C), fue determinada en 160°-190°C. Este rango de temperaturas y un querógeno predominante tipo II de la roca madre, se vinculan a ventana de condensado/gas húmedo y principalmente a ventana de gas seco (Welte y Tissot 1984).

Tomando el modelo termal y de madurez para el perfil de esta zona (Capítulo 3; Fig. 3.15) que mejor ajusta a los datos de reflectancia a la vitrinita equivalente (VRE), este rango de elevadas paleo-temperaturas coincide con las anomalías térmicas del episodio magmático del Cretácico Tardío-Paleoceno y del Eoceno representadas por los grupos Naunauco y Provincia Volcánica Neuquino Mendocina (PVNM), respectivamente. Para este intervalo de temperaturas máximas, que involucra a las dos anomalías térmicas, la Formación Vaca Muerta se vincula a ventana de gas húmedo/condensado y ventana de gas seco ($T 160-190^{\circ}\text{C} \rightarrow Ro \sim 1,33-2,90$), cuando la Formación Vaca Muerta alcanzó las mayores paleo-profundidades de su historia de soterramiento ($\sim 2594-2963$ m).

Los colores de fluorescencia emitida (por excitación en el campo UV) por cavidades con hidrocarburos en calcita asociada a estas fracturas verticales y subverticales, son amarillo-verdoso y verde azulado. A través de la comparación entre la gravedad API del hidrocarburo y el color de la emisión de fluorescencia, según Goldstein y Reynolds (1994), el color amarillo verdoso hasta verde amarillento se correlaciona con 30° a 35° API (petróleo liviano) y el color verde azulado con 35° a 40° API (gas húmedo-condensado). Las observaciones provenientes de la petrografía de epifluorescencia convergen con el estudio de microtermometría, combinado con el modelado termal y de madurez, ya que para las temperaturas máximas obtenidas ($160-190^{\circ}\text{C}$) coincidentes con el comienzo de la anomalía térmica en el Cretácico Tardío-Paleoceno temprano (primera anomalía, representada por el Grupo Naunauco), las mismas se correlacionan con una madurez termal en ventana de gas húmedo-condensado. Sin embargo, si se considera que las fracturas fueron cementadas por carbonato a temperaturas de 160-190°C (temperatura máxima) coincidentes con las isoterma de la parte central de la primera anomalía ó con aquellas correspondientes a la segunda anomalía (Eoceno) asociada al Grupo PVNM, ambos estudios no se correlacionan porque la madurez termal simulada en el modelo, asociada a las $T_{\text{máx}}$, corresponde a ventana de gas seco. Por lo tanto, los estudios de microtermometría de inclusiones bifásicas y de epifluorescencia en cavidades llenas con hidrocarburos alojadas en calcita que rellena diaclasas y fracturas/microfracturas discordantes a la laminación (modo I), enmarcados dentro de la historia térmica y de madurez, permiten interpretar que la calcita que cementa dichas estructuras, se habría generado durante el Cretácico Tardío-Paleoceno bajo condiciones de diagénesis por soterramiento profundo o mesogénesis tardía.

Ukar *et al.* (2017) arribaron a resultados similares a los aquí presentados ya que determinaron, también a partir de la combinación de curvas de soterramiento-isoterma y microtermometría de inclusiones fluidas, que los sets de fracturas perpendiculares a la laminación en muestras de afloramiento de la Formación Vaca Muerta (FPC del

Agrio), fueron generados durante el Paleoceno. Lanz et al. (2021) midieron temperaturas de homogenización (temperaturas mínimas de entrampamiento) en inclusiones fluidas bifásicas asociadas a calcita con luminiscencia naranja brillante que rellena fracturas verticales en fangolitas carbonáticas microbianas en la localidad de Pampa de Tril. Estos autores interpretaron que la calcita descripta precipitó en condiciones de diagénesis de soterramiento profundo asociada a temperaturas de alrededor de $118 \pm 26,8^{\circ}\text{C}$ basadas en sus estudios de microtermometría. Estas temperaturas no tienen corrección por carga litostática (temperatura mínima) y, por ende, no son comparables con las temperaturas máximas descriptas en párrafos anteriores ($160\text{-}190^{\circ}\text{C}$). Sin embargo, en el presente trabajo, la temperatura de homogenización líquido-vapor (o temperatura mínima de cristalización del mineral) registrada con mayor frecuencia entre 120 y 150°C , a partir de la cual se calculó la temperatura máxima, es muy parecida a la publicada por Lanz et al. (2021).

4.3. Puerta Curaco

4.3.1 Microtermometría de inclusiones fluidas

El relevamiento, identificación y medición de temperaturas en inclusiones fluidas, se efectuó en los cristales fibrosos de calcita de la zona interna de *beef veins* (zona 1 en Fig. 4.6).

Fueron identificadas inclusiones primarias, secundarias y probables pseudosecundarias. Dentro de las primarias, predominan las inclusiones fluidas (IF) monofásicas líquidas, mientras que las IF bifásicas (con burbuja y solución acuosa) fueron observadas de forma subordinada.

Se reconocieron IF monofásicas y bifásicas de distintos tamaños, con mayor frecuencia en $5\text{-}6 \mu\text{m}$ y menores a $4 \mu\text{m}$ y, subordinados tamaños entre 5 a 10 micrones y entre 15 a $22 \mu\text{m}$ (muy raras). Es común que las inclusiones primarias sigan los planos de clivaje de la calcita y sean de forma rectangular, tabular, tubular e irregulares (ver ejemplos en Figs. 4.7B y 4.8B). Las inclusiones fluidas bifásicas son de burbuja pequeña o burbuja expandida. En el último caso, la cavidad se torna de color negro (ver inclusiones señaladas con flechas rojas en Figs. 4.7B y 4.8B). La dirección de máximo crecimiento de las inclusiones rectangulares se encuentra alineada con su mayor eje paralelo a alguno de los planos de clivaje. Algunas inclusiones acuosas pueden presentar ramificaciones en dirección a los planos de clivaje.

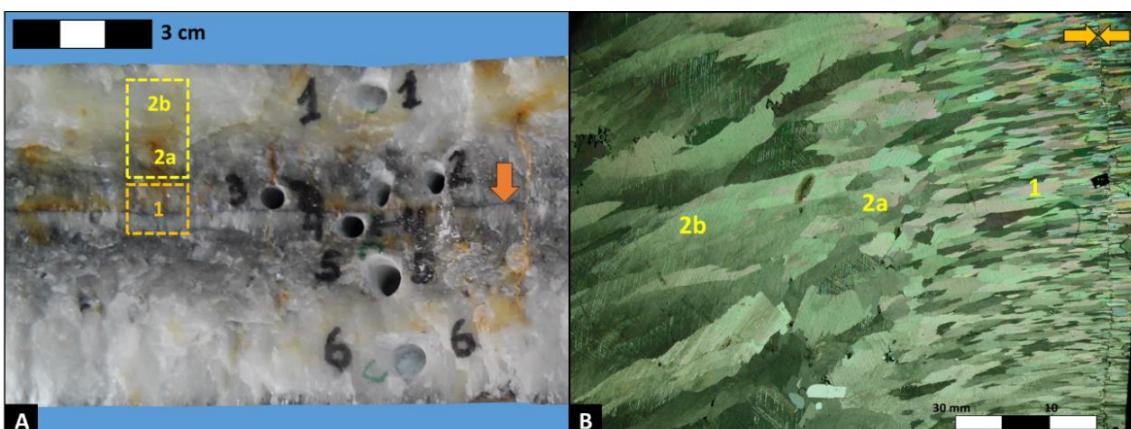


Figura 4.6. A) Fotografía de muestra de mano de *beef vein* (BVVM, Puerta Curaco). Las áreas 1 (sector intermedio) con cristales pequeños fibrosos y ortogonales a la linea central o de sutura (flecha naranja) y 2 (sector externo) con cristales prismáticos oblicuos a la líneaa central. **B)** Foto tomada con lupa con polarizador. Se observa la línea de sutura (flechas naranjas) y las distintas zonas señaladas en A). Puede observarse cómo varía la textura de los cristales de calcita de la zona interna a externa: zona 1, textura fibrosa; zona 2a, textura *blocky* y zona 2b textura *blocky elongated*.

Frecuentemente, se observan procesos incipientes o avanzados de estrangulamiento que resultan de la recristalización del mineral hospedante. También se reconocen inclusiones con formas de elipses por deformación.

La distribución de temperaturas de homogeneización medidas (Th°C), se presentan en la Tabla 4.2. En el histograma de la figura 4.9 y diagrama de caja de la figura 4.10, se muestran todas las temperaturas de homogeneización medidas, que se encuentran en la Tabla 4.2. Las inclusiones fluidas bifásicas (L+V) son pequeñas (generalmente menores a los $10 \mu\text{m}$) y las razones líquido/vapor oscilan entre 0,9 y 0,95. Estas IF bifásicas homogenizan entre 68 y 110°C .

Excepcionalmente se encontraron IF con razones entre 0,95 y $\sim 0,85$. Probablemente son IF que perdieron parte del fluido acuoso y presentan dilatación de burbuja por procesos de deformación o calentamiento. Esta hipótesis fue confirmada durante los tests de calentamiento. Las IF con razones líquido/vapor entre 0,95 y $\sim 0,85$ son las que presentaron las temperaturas de homogeneización más altas (160 y 180°C).

Después del calentamiento a 250°C , una muy alta proporción de inclusiones fluidas bifásicas, verificaron dilatación de la burbuja de gas, o sea que, hubo pérdida parcial de fluido. Algunas de ellas perdieron todo el fluido y se tornaron monofásicas oscuras.

Respecto a las IF monofásicas, se comprobó que, con el calentamiento, una fracción de estas se tornaron bifásicas (L+V) con un relleno de 0,95.

En las IF monofásicas oscuras del orden de 10 a $20 \mu\text{m}$ no fue posible realizar una criometría que permita confirmar la presencia de hidrocarburos en las mismas.

Finalmente, es importante resaltar que, algunas inclusiones fluidas primarias presentan fases sólidas. No fue posible confirmar si se trata de cristales hijos.

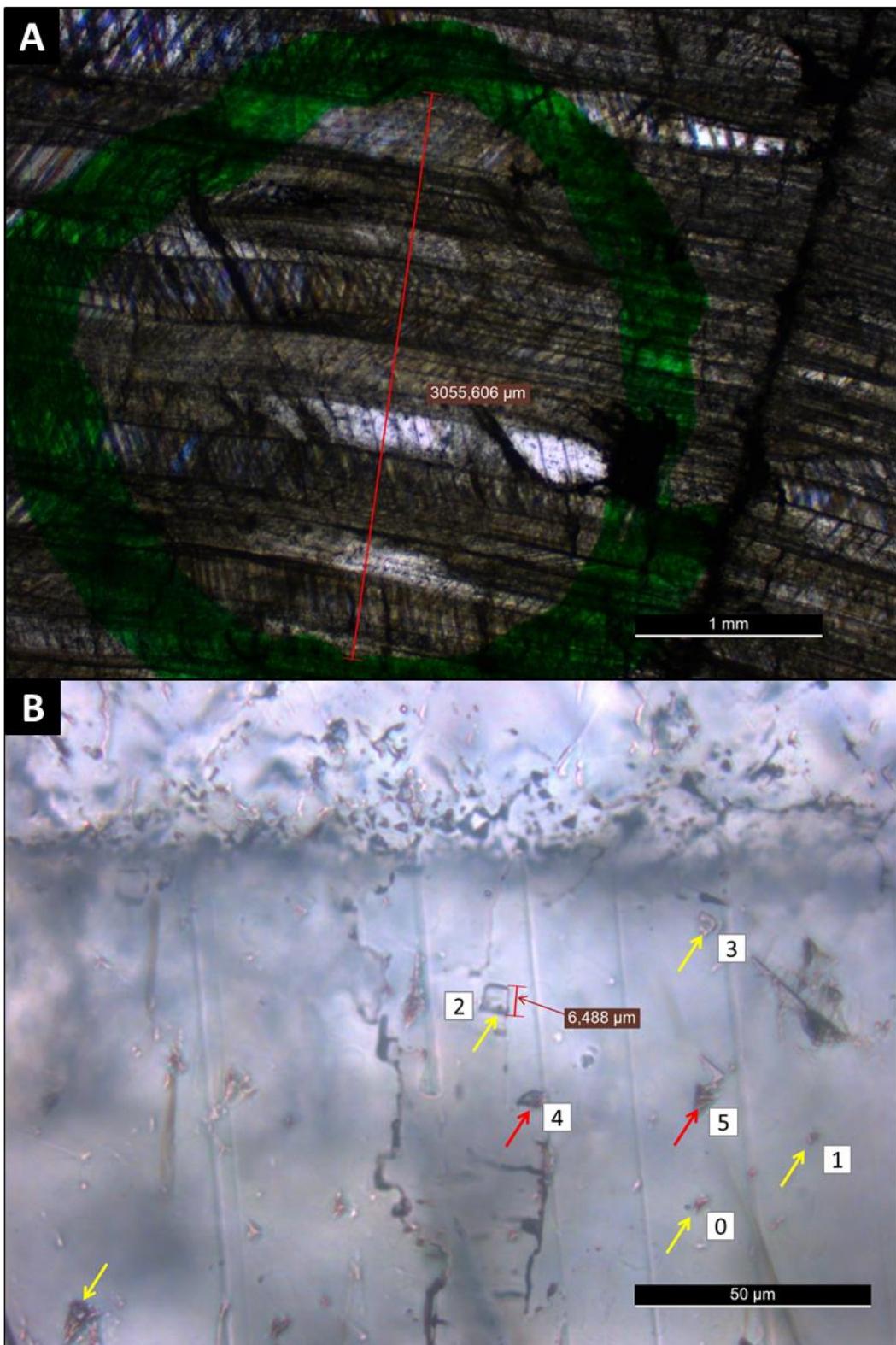


Figura 4.7. A) (X2.5) Zona 1, de textura fibrosa, a la cual corresponden las inclusiones fluidas (IF) mostradas en B (BVVM, Puerta Curaco). **B)** (X20) Las flechas rojas se señalan IF oscuras con burbujas grandes, casi sin líquido. Estas dos son de forma irregular (4) y triangular (5) y la última se alinea a los planos de clivaje. Las inclusiones más pequeñas de la figura, con flechas amarillas y números 0 y 1, son de forma tubular. La IF señalada con flecha amarilla en el vértice inferior izquierdo (sin número) también es tubular. La inclusión bifásica indicada con corchete rojo (6.488 μ m) es de forma rectangular (2). La IF con el número 3 y flecha amarilla, es rectangular, con una ramificación en su vértice superior izquierdo. En general, las IF son muy pequeñas menores a 7 micrones.

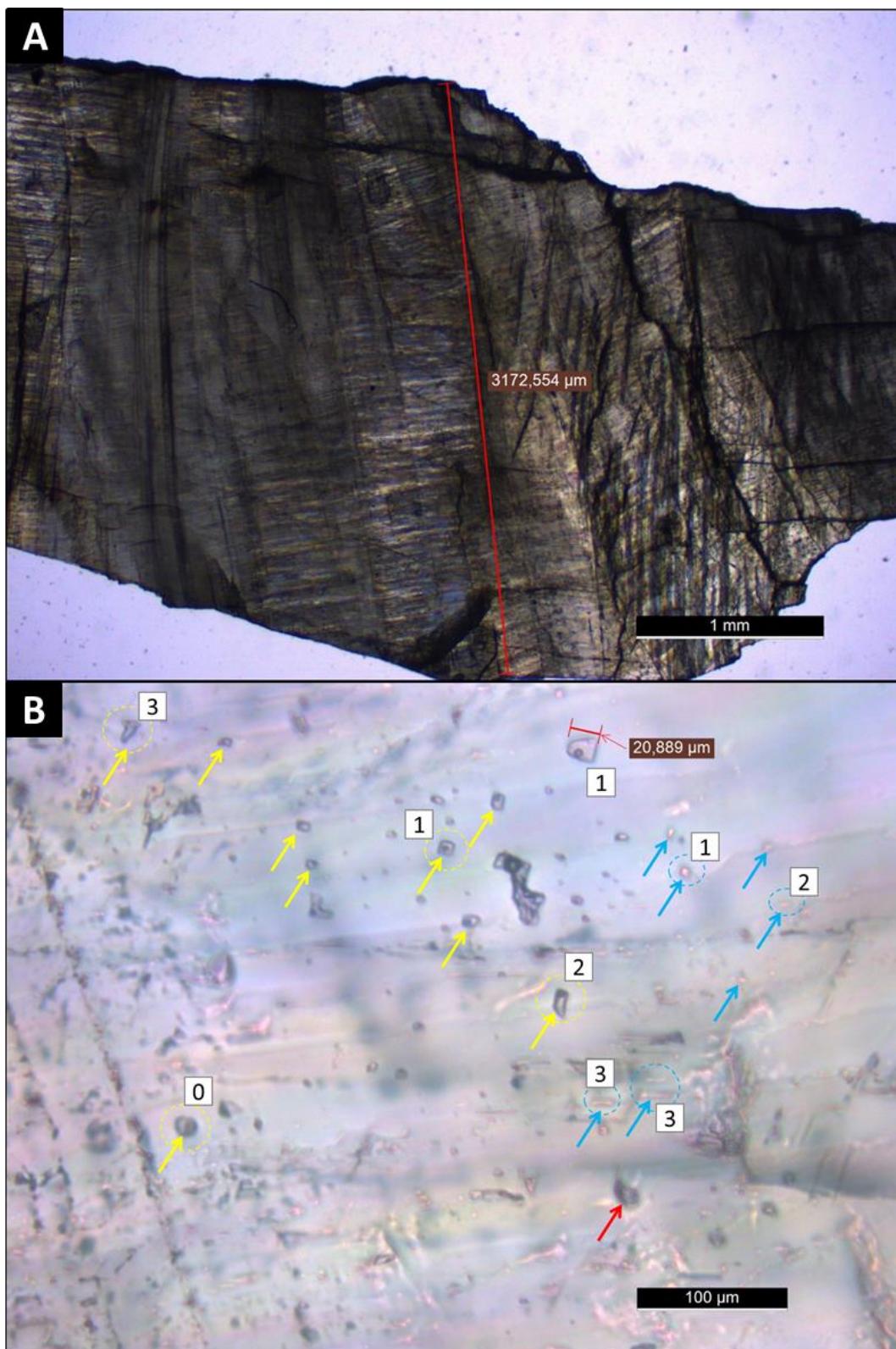


Figura 4.8. A) (X2.5) Fragmento de sector fibroso a prismático, que contiene inclusiones fluidas (IF) en cristales prismáticos que se muestran en B (BVVM, Puerta Curaco). **B)** (X20) Inclusiones fluidas monofásicas (flecha celeste) y bifásicas (líquido más vapor; flecha amarilla) pequeñas menores a 10 micrones (principalmente del orden de 5-6 micrones y menores a 5 μm), entre 10 y 15 μm e inclusión grande de 20.889 μm (ver corchete rojo y referencia 1). La inclusión señalada con flecha roja (sector inferior) tiene una burbuja muy grande oscura que casi ocupa toda la cavidad. Las inclusiones fluidas con burbuja pequeña (fase vapor) señaladas en amarillo, al igual que las monofásicas (celeste), tienen formas irregulares (0), rectangulares (1), tabulares (2) y tubulares (3).

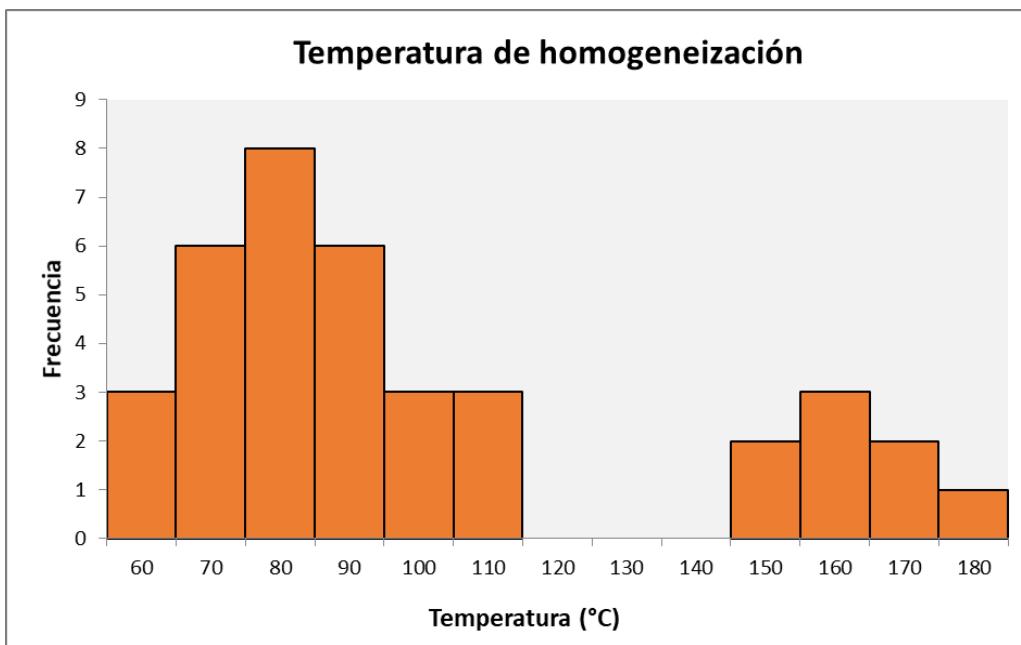


Figura 4.9. Histograma de temperaturas de homogeneización (Th°C) de las muestras de la Tabla 4.2; *beef veins* – Puerta Curaco.

El intervalo de confianza (probabilidad 90%) de Th (°C) con media de 103,4°C es: [93,95; 112,85]. Si los valores entre 150 y 190 °C, son considerados anómalos y no se utilizan para construir el intervalo de confianza (90%), el mismo queda definido en: [82,17; 91,27] con una media de 86,72°C (Fig. 4.10). En interpretaciones se discutirá porque los valores mayores a 150°C son considerados datos sesgados.

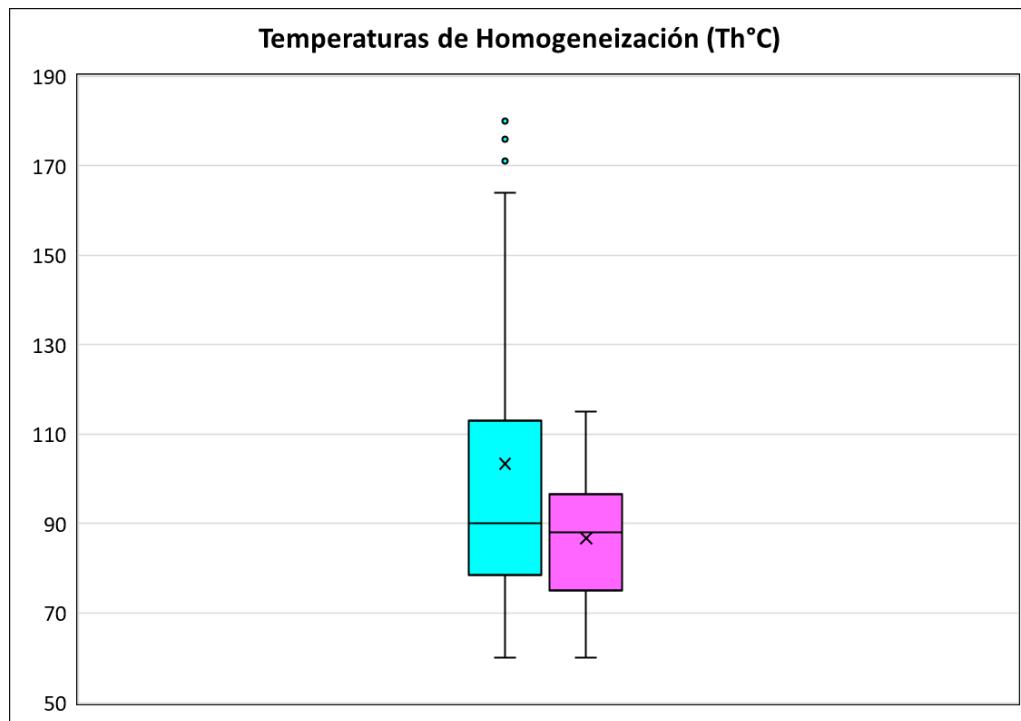


Figura 4.10. Diagramas de caja asociados a dos series de valores de Th(°C). 1) Diagrama celeste: representa la distribución que incluye los datos anómalos entre 150°C a 190°C. La cruz representa la media (103,4°C) y los círculos sólidos los outliers. 2) Diagrama rosa: distribución sin los datos anómalos entre 150°C a 190°C. La cruz representa la media (86,72°C).

Muestra	Th (°C)	Razón L/V	Observaciones
M-01	70 a 72	0.95	Rectangular
M-01	80	-	Pseudo rectangular
M-01	85	-	
M-01	110	-	Pseudo rectangular con fase sólida irregular
M-02	88 a 90	0.95	Irregular
M-02	75	-	Irregular
M-02	105	-	Irregular con fase sólida amorfa
M-02	100	-	Irregular
M-02	90	0.95	Acicular
M-03	75	0.95	Pseudo rectangular
M-03	86	-	-
M-03	91	-	Tubular con fase sólida
M-03	88	0.9	Tubular
M-03	115	-	-
M-03	111	-	Pseudo triangular
M-04	84	0.95	Irregular
M-04	77	-	Irregular
M-04	68	0.95	Pseudo cuadrada
M-04	81	-	-
M-04	71	-	Redonda
M-04	92	-	Irregular
M-04	95	-	Tubular irregular
M-04	88	0.95	Cuadrada
M-04	90	-	-
M-04	60	-	Irregular alargada
M-04	65	-	-
M-04	98	-	-
M-04	70	0.95	Irregular alargada
M-04	105	-	-
M-04	~150	0.95	Irregular
M-04	~150	0.95	Irregular
M-04	~160	0.95	Irregular. Verificada la dilatación de la burbuja después del calentamiento a 250°C
M-04	s/n	-	Monofásica líquida que se transformó en bifásica (L+V) después del calentamiento a 250°C
M-04	s/n	-	Monofásica líquida que se transformó en bifásica (L+V) después del calentamiento a 250°C
M-04	s/n	-	Monofásica líquida que se transformó en bifásica (L+V) después del calentamiento a 250°C
M-04	s/s	-	Monofásica líquida que se transformó en bifásica (L+V) después del calentamiento a 250°C
M-04	176	0.85	Después del calentamiento a 250°C, pierde todo el fluido y se torna monofásica oscura.
M-04	160	-	Tabular. Verificada la dilatación de la burbuja después del calentamiento a 250°C
M-04	180	0.85	Tabular. Verificada la dilatación de la burbuja después del calentamiento a 250°C.
M-04	171	0.85	IF con burbuja oscura. Verificada la dilatación de la burbuja después del calentamiento a 250°C.
M-04	164	0.85	IF con burbuja oscura. Verificada la dilatación de la burbuja después del calentamiento a 250°C.

Tabla 4.2. Temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas bifásicas y monofásicas asociadas a *beef veins* de Puerta Curaco.

4.3.2 Petrografía de epifluorescencia

Se realizó un estudio en cortes delgados de *beef veins* del perfil de Puerta Curaco, a fin de evaluar la fluorescencia emitida por hidrocarburos en cavidades, ante la excitación en el campo UV. El análisis de fluorescencia en cavidades se llevó a cabo en cortes delgados de *beef veins* que abarcan la zona interna (1) con cristales de calcita de hábito fibroso, la zona de transición (2) con cristales de calcita tipo *blocky* y *blocky elongated* y la zona externa (3) con cristales de calcita *blocky elongated* de gran desarrollo (Fig. 4.6B).

Además de inclusiones bifásicas acuosas, pueden reconocerse a través de su fluorescencia, inclusiones llenas por hidrocarburos y espacios asociados a planos de clivaje con hidrocarburos. Las inclusiones y espacios, llamados a continuación cavidades, que presentan hidrocarburos, tienen tamaños variables desde cercanos a 1 μm hasta aproximadamente 20 μm . Las inclusiones fluidas con hidrocarburos son muy pequeñas, oscuras con luz transmitida y fluorescen mediante la excitación UV. El color e intensidad de la fluorescencia emitida fueron débil azul verdoso (Fig. 4.11B), azul tenue (Fig. 4.12B) y verde azulado (Fig. 4.13B) principalmente en las cavidades con hidrocarburos que se alinean a las direcciones de clivaje rómbico. En estas figuras (Figs. 4.11B, 4.12B y 4.13B), puede apreciarse la diferencia de intensidad en los colores de fluorescencia registrados en cavidades alineadas a lo largo de los planos de clivaje, que podría indicar distinta cantidad de hidrocarburo alojado. En la figura 4.13B, la respuesta en cavidades con hidrocarburos asociadas a planos de clivaje fue la más intensa de color verde azulado, por la mayor acumulación de fluido. Otra causa que puede generar diferencia en la intensidad de respuesta al ensayo de fluorescencia (en este caso metodológica), es la distancia al plano focal (ver ejemplo en la Fig. 4.12B) o mezcla de solución acuosa salina con el hidrocarburo en inclusiones.

En las zonas internas de los *beef veins*, de calcita fibrosa, los hidrocarburos se alojan entre los cristales y en la dirección de clivaje (de orientación paralela al contacto entre las fibras de calcita), es decir, preferentemente en una sola dirección (Fig. 4.13 A-B). Por el contrario, en las zonas de transición y externa, las cavidades fluorescentes (con hidrocarburos) se alojan en ambos planos de clivaje rómbico (Fig. 4.11 A-B).

Los colores de fluorescencia azul verdoso, azul tenue y verde azulado (de acuerdo a figuras 4.11 B, 4.12 B y 4.13 B respectivamente), correlacionan con un intervalo aproximado de 35° a 45° API (Goldstein y Reynolds 1994), rango que su vez se vincula a petróleos livianos y gas húmedo-condensado.

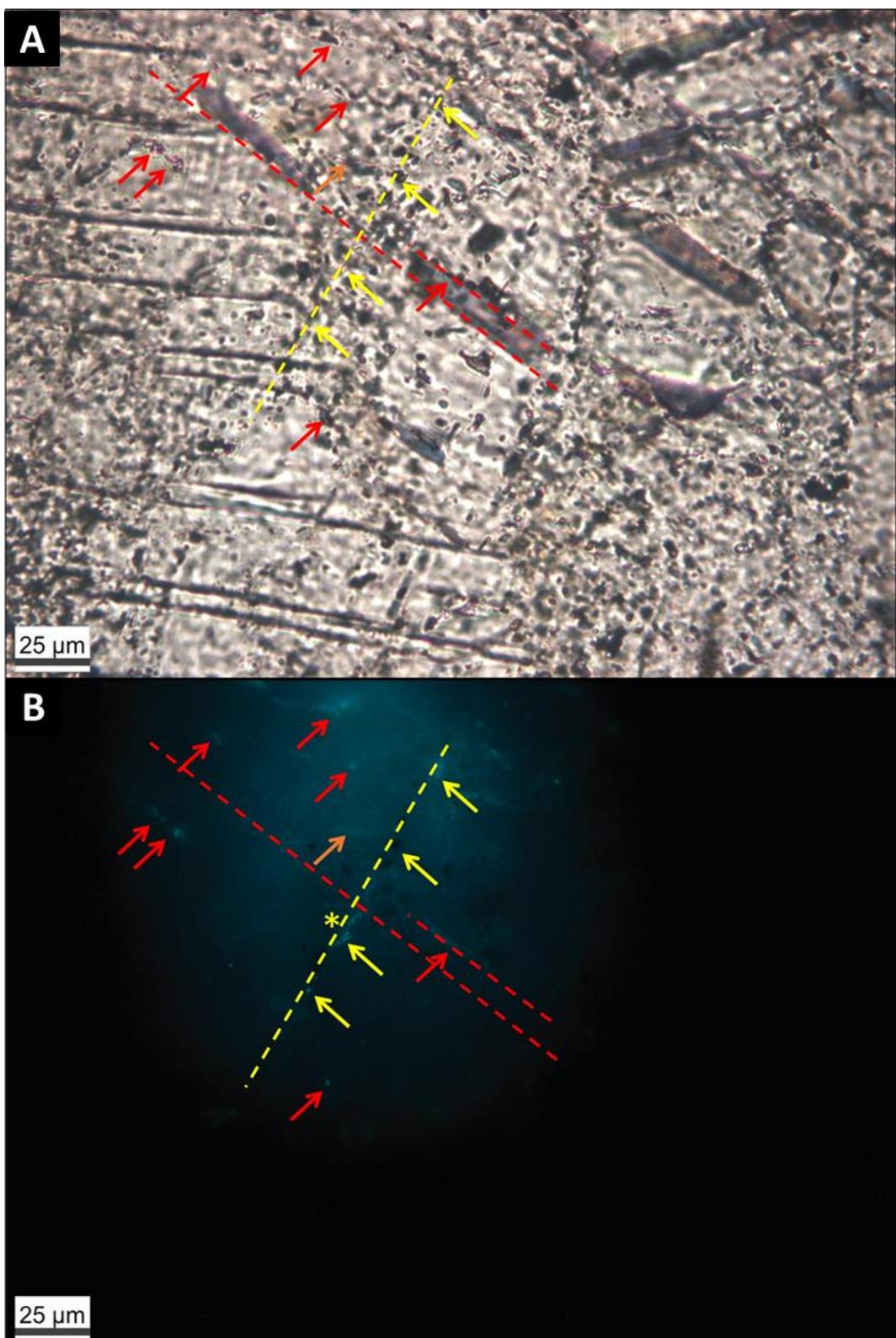


Foto 4.11. A) (x40) BVVM-1 Luz transmitida. En la zona prismática de un *beef vein* se señalan los sectores que tienen fluorescencia en B y los planos de clivaje de simetría romboédrica. **B)** (x40) BVVM1 Ensayo de epifluorescencia. La fluorescencia registrada es azul-verdosa. Con flechas rojas y amarillas se distinguen las cavidades que pertenecen a los planos de clivaje de distinta dirección (plano rojo o amarillo, de simetría romboédrica). Nótese que algunas cavidades señaladas en amarillo, sobre uno de los planos, son sinuosas o alabeadas (ver asterisco *). En naranja, se indica una zona con fluorescencia reminiscente asociada posiblemente a petróleo remanente.

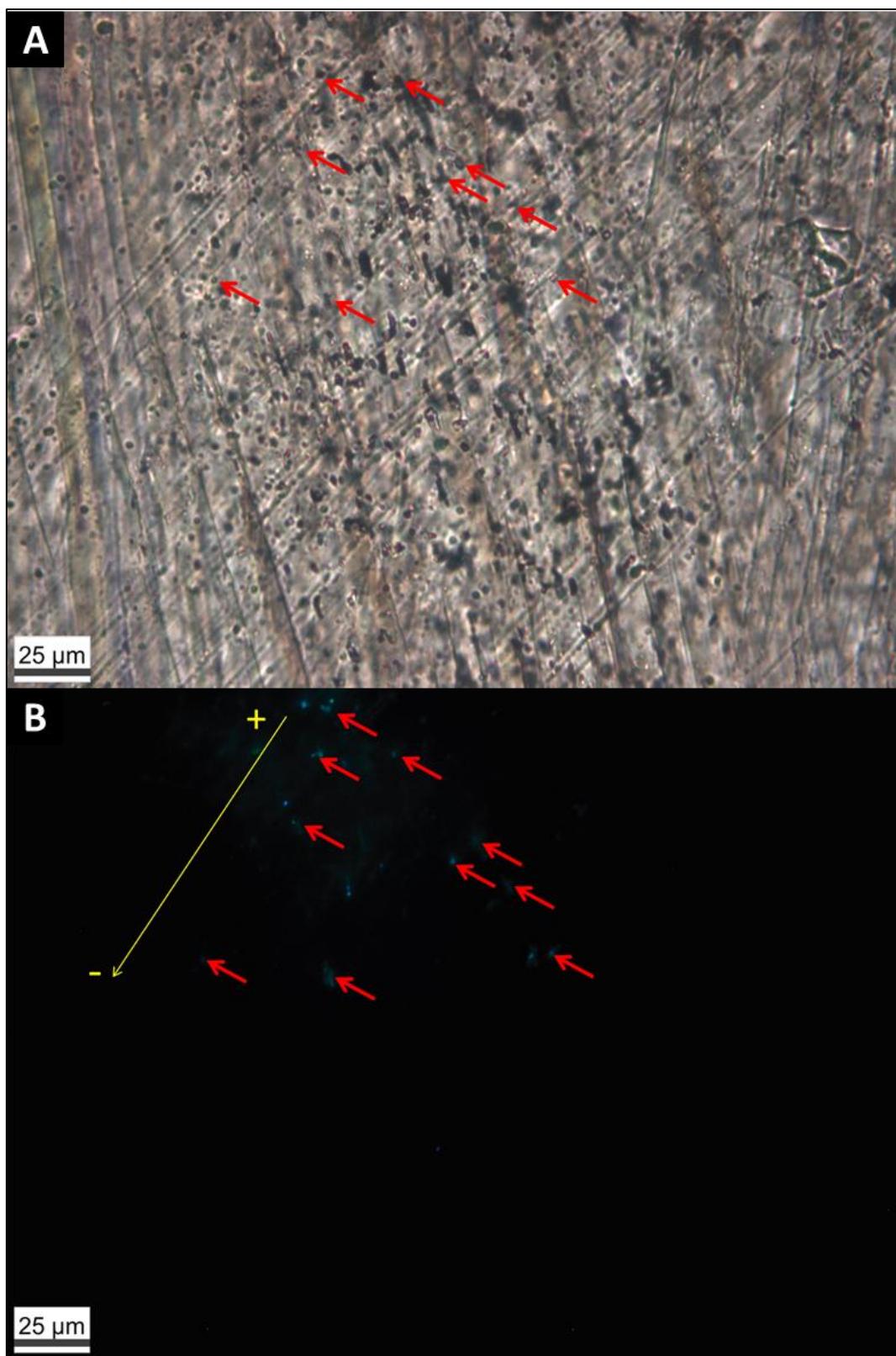


Foto 4.12. A) (x40) BVVM-2 Luz transmitida. Zona fibrosa de un *beef vein*. Se señalan los sectores que tienen fluorescencia en B. B) Ensayo de epifluorescencia. La fluorescencia registrada es azul tenue (flechas rojas) y corresponde a inclusiones fluidas oscuras. Se observa como disminuye la intensidad de la respuesta conforme aumenta la distancia focal. +) mayor respuesta y -) menor respuesta.

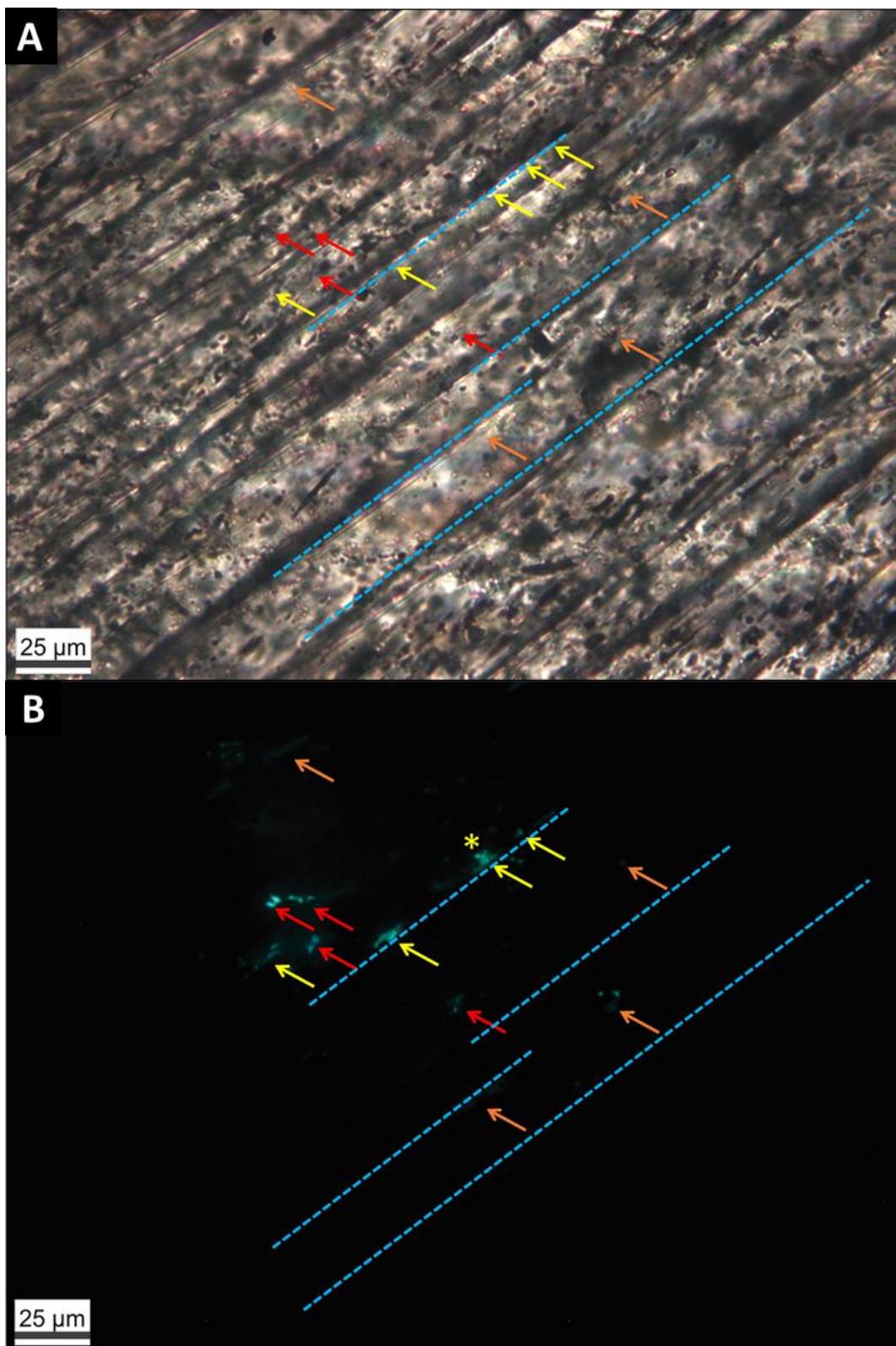


Foto 4.13. (x40) BVVM Zona fibrosa. **A)** Luz transmitida. Se señalan los sectores que tienen fluorescencia en B y en línea punteada celeste el límite entre cristales fibrosos. **B)** (x40) BVVM. Ensayo de epifluorescencia. La fluorescencia registrada es verde azulada. Con flechas rojas se distinguen las cavidades irregulares que corresponden a inclusiones fluidas muy pequeñas oscuras y con flechas amarillas aquellas que están elongadas entre los cristales fibrosos coincidente con el límite de clivaje (también tienen ramificaciones, ver asterisco amarillo *). En naranja, se indican zonas con fluorescencia reminiscente donde probablemente hubo presencia de fluido.

4.3.3 Interpretación

Se ha observado un comportamiento metaestable en la mayor parte de las IF. Cuando se aumenta la temperatura hasta 250°C, las IF monofásicas frecuentemente se vuelven bifásicas. Se ha registrado que, con el calentamiento, no sólo una IF monofásica puede convertirse en bifásica, sino también, una bifásica con un *fill* de 0,95 puede pasar a tener un *fill* de 0,85. Por lo tanto, si se volviese a repetir el ensayo, en las IF que disminuyeron el porcentaje de relleno o, dicho de otro modo, sufrieron dilatación de burbuja, la temperatura de homogeneización (Th) indefectiblemente aumentaría. Esto indica que el sistema de IF estudiado fue sometido a altas temperaturas durante un tiempo prolongado y constante que, alteró térmicamente las IF y generó modificaciones morfológicas, convirtiendo una fracción grande de las IF monofásicas en bifásicas y generando expansión de burbuja en las bifásicas por pérdida de líquido. Las paleo-temperaturas de 195-215°C estimadas a través del modelo térmico que asume flujo de retroarco durante la historia térmica de la Formación Vaca Muerta y que mejor ajusta a los datos de VRE, son consistentes con las modificaciones morfológicas descriptas en la oración anterior.

Por otro lado, es posible que las IF primarias que están generalmente sobre planos de clivaje, hayan sufrido desplazamiento por haber estado sometidas a esfuerzos. Por esta razón, es muy probable que parte de las IF bifásicas de burbuja muy pequeña, que dan temperaturas de homogeneización bajas a muy bajas, sean resultado de la pérdida de fluido por cizalla intracristalina a partir de IF originalmente monofásicas. Las inclusiones fluidas, a veces, forman verdaderos elipsoides de deformación. Esto indica que los cristales fueron sometidos a procesos de estiramiento, o movimiento, a lo largo de los planos de clivaje, provocando el vaciamiento de las inclusiones que actualmente aparecen oscuras (sin fluido).

Las temperaturas de homogeneización altas, entre 150°C y 190°C, son consideradas *outliers* (no reflejan las temperaturas mínimas de captura), porque se vinculan a la alteración morfológica de parte de las IF que, a su vez, es resultado de eventos térmicos. Por lo tanto, descartando los valores que se consideran sesgados, el intervalo de confianza con probabilidad del 90% para Th (°C) es = [82,17; 91,27] con media de 86.72°C. Esta temperatura promedio correspondiente a la parte interna del *beef veins* y un querógeno predominante tipo II, se vinculan a ventana de petróleos medianos a livianos (Welte y Tissot 1984). El tamaño pequeño de las inclusiones fluidas (promedio de 5 µm) no permitió hacer ensayos de criometría para determinar la salinidad de la solución. Sin este dato, no fue posible hacer la corrección por carga litostática de

las temperaturas de homogeneización (Th ($^{\circ}$ C)) para obtener las temperaturas máximas o reales de captura del fluido.

La fluorescencia emitida mediante excitación en el campo UV en cavidades de cristales de calcita prismáticos (Fig. 4.11) y fibrosos (Figs. 4.12 y 4.13) de los *beef veins*, es de color azul verdoso, azul tenue y verde azulado. A través de la comparación entre la gravedad API del hidrocarburo y el color de la emisión de fluorescencia, los colores descriptos se correlacionan con un intervalo aproximado de 35 $^{\circ}$ a 45 $^{\circ}$ API (según Goldstein y Reynolds 1994) rango que su vez se vincula a petróleos livianos y gas húmedo-condensado.

De acuerdo a la combinación entre las temperaturas mínimas del estudio microtermométrico en IF y las isoterma correspondientes al modelo térmico de Curaco-3 y de madurez Curaco-3 con mejor ajuste a los datos de VRE (Figs. 3.18 y 3.19) las ventanas de generación de hidrocarburos corresponden a petróleos livianos y gas húmedo condensado. Según este modelo de madurez termal, los *beef veins* de la Formación Vaca Muerta de esta localidad, deberían haberse generado en el Cretácico Superior-Paleoceno, en estadio de antepaís de la cuenca. El campo de madurez estimado a partir de los colores de fluorescencia de las cavidades con hidrocarburos de los *beef veins* coincide con el que surge de los modelos térmicos y de madurez termal. Estas edades estimadas para la generación de los *beef veins* de Puerta Curaco, mediante las relaciones anteriores, son similares a las descriptas por Ukar (2020). Por otra parte, Rodrigues *et al.*, 2009 estimaron que las zonas internas de los *beef veins* se formaron en ventana de petróleo durante el Aptiano al Albiano, y posteriormente; se formaron las zonas externas en ventana de gas durante el Cenomaniano a Campaniano.

CAPITULO 5: PETROGRAFIA - ANALISIS DE MICROFACIES

5.1. Introducción

El principal interés de este capítulo reside en documentar la heterogeneidad de las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta. Los sedimentos carbonáticos y calizas son susceptibles a la diagénesis, por lo que la textura actual de la roca resulta de componentes depositacionales y diagenéticos. Los rasgos secundarios, como neomorfismo, cementos carbonáticos y tipos de luminiscencias, se tratan en los capítulos 6 y 7. Las microfacies con fuerte componente diagenético incluyen concreciones carbonáticas, fangolitas dolomitizadas y tobas calcitizadas. En el apartado 5.2 se describen las clasificaciones basadas en tamaño de grano, texturas y composición mineralógica. El análisis petrográfico permitirá comprender la influencia de los componentes depositacional y diagenético en la evolución de los carbonatos.

5.2 Microfacies

Los dos grandes grupos de microfacies identificados son: 1) clásticas-mixtas, y 2) carbonáticas. Según el análisis petrográfico, respecto de los tipos de partícula predominantes, ambos grupos presentan similares tipos de clastos terrígenos, partículas esqueletales carbonáticas y silíceas, no esqueletales carbonáticas y mixtas, de origen intracuencial. Las microfacies clásticas-mixtas contienen una proporción de partículas terrígenas que superan el 11% y llegan hasta el 25% del total de la roca, con una pseudomatriz peloidal de composición principalmente arcillosa-micrítica. En el perfil de la Formación Vaca Muerta del sector Los Catutos predomina la esmectita o interestratificados con bajo ordenamiento y en Puerta Curaco la illita o interestratificados con alto ordenamiento y la clorita (Capelli, 2021).

Las microfacies carbonáticas rara vez contienen más de un 3% de partículas terrígenas en una matriz micrítica o micrítica peloidal, con distinto grado de recristalización a microesparita xenotópica. Las partículas no esqueletales de tamaño uniforme (generalmente $<8 \mu\text{m}$) de composición micrítica, con sección elípticas o circulares amalgamadas o, separadas por micrítica, dentro del espacio interpartícula conforman la matriz micrítica-peloidal. Las partículas no esqueletales, compuestas por intraclastos y peloides, son principalmente de composición arcillosa-micrítica (predominio de arcillas sobre micrita) en las microfacies clásticas-mixtas y de composición netamente micrítica o micrítica-arcillosa en las microfacies carbonáticas.

En este trabajo se utilizó la clasificación de Flok (1970) modificada por Lazar *et al.* (2015), para las microfacies clásticas-mixtas, la cual se ilustra en la figura 5.1, y que

nombría a las rocas de grano fino usando términos basados en tamaño de grano. Esta nomenclatura es complementada en este trabajo con términos referidos a los componentes principales que forman la roca.

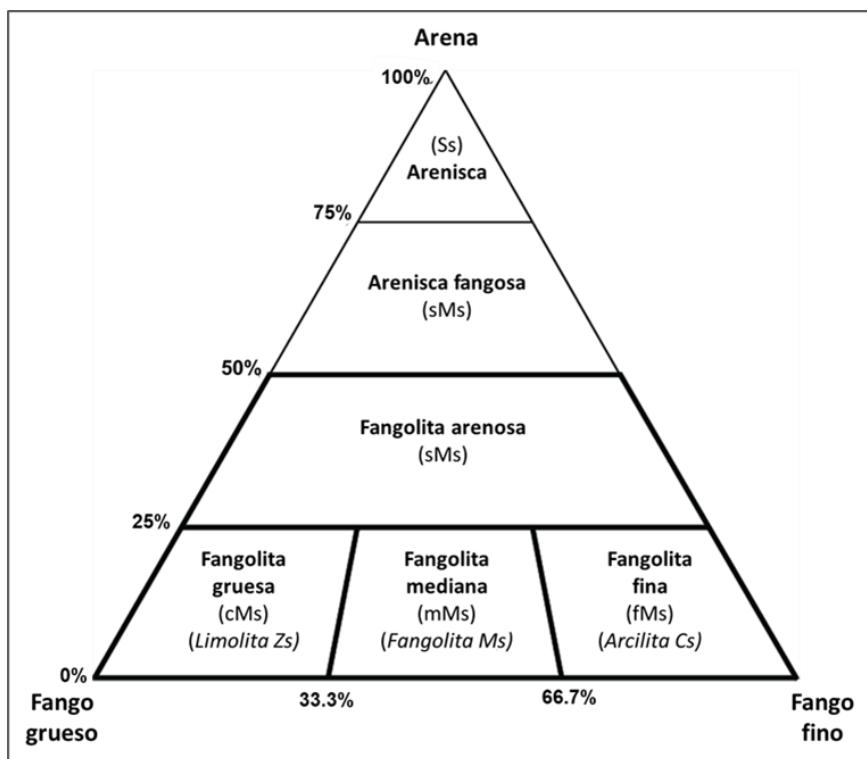


Figura 5.1: Clasificación textural de Folk (1970) modificada por Lazar *et al.* (2015) usada para clasificar microfacies clásticas-mixtas de grano fino. Los términos fango fino y grueso equivalen a arcilla y limo, respectivamente.

El triángulo textural (Fig. 5.1) permite diferenciar a las fangolitas en fangolitas gruesas (limolitas), fangolitas medias (fangolitas) y fangolitas finas (arcilitas). Esta clasificación, distingue las fangolitas con mayor o menor proporción de limo y/o arena. En el ámbito de la industria del petróleo, se ha utilizado el término fangolita para las rocas de la Formación Vaca Muerta en forma genérica, abarcando abarcando microfacies de limolitas, fangolitas arenosas y areniscas fangosas. Es importante resaltar que como la mayoría de las microfacies clásticas-mixtas se encuentran en el campo de las fangolitas medianas, a continuación, se denominarán en las descripciones simplemente como fangolitas.

Para clasificar las rocas carbonáticas, se optó por utilizar la clasificación de Dunham 1962 (Fig. 5.2) que es simple, brinda información textural y admite además la utilización de términos que dan información sobre el tipo de partícula predominante (por ejemplo, bioclástico, intraclástico, etcétera). Se basa en características texturales, considerando la relación de los granos entre sí y, por otro lado, entre estos y la matriz y cemento, el tipo de material ligante y si las partículas carbonáticas fueron cementadas por acción biológica. Las tres mayores divisiones involucran calizas matriz soportadas

(*musdstones* y *wackestones*, donde la micrita es $< 20 \mu\text{m}$, según Dunham), granosoportadas (*packstones* y *grainstones*) y ligadas biológicamente (*boundstones*). La cuarta categoría son las calizas cristalinas.

Textura original reconocible						Textura original no reconocible	
Componentes originales no enlazados durante el depósito				Componentes originales enlazados			
Con matriz (carbonato de tamaño arcilla o limo fino)		Sin matriz y granosostenida					
Sostenida por la matriz		Granosostenida					
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos						
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATOS CRISTALINOS		

Figura 5.2: Clasificación textural de Dunham (1962).

Para una correcta interpretación de los procesos primarios que dieron lugar a las microfacies, se tomaron elementos petrográficos tales como textura general, microfábrica (orientación de partículas esqueletales y no esqueletales, alineadas o de disposición caótica), estructuras sedimentarias, grado de selección, proporción y composición del fango. Tomando en cuenta los elementos anteriores, se definieron las distintas microfacies clásicas-mixtas y carbonáticas que reflejan el alto grado de heterogeneidad de la Formación Vaca Muerta.

En la descripción de cada microfacies los porcentajes de los clastos terrígenos, partículas esqueletales y no esqueletales, matriz y productos diagenéticos son valores promedio del total de las muestras analizadas de cada tipo. Las proporciones de cada tipo de partícula carbonática y no carbonática se expresan utilizando los términos: abundante ($\geq 40\%$), moderado (40-25%), común (25-10%), escaso (10-5%) y aislado ($< 5\%$). Del mismo modo, dentro de los productos diagenéticos se utilizan estos términos, para expresar la abundancia de cemento o minerales autigénicos.

Las proporciones de los distintos componentes fueron determinadas mediante conteo de puntos (método cuantitativo) y, en algunos casos, mediante tablas

comparativas para estimaciones visuales (método semicuantitativo). Para definir la selección de las partículas se utilizaron cartas de comparación visual de Flügel (2004, Fig. 6.3).

La porosidad solo se describió en forma general, haciendo referencia a los poros de tamaño visible al microscopio, que son ocupan un pequeño volumen (<1%) frente al resto de los componentes de la roca. Los tipos de porosidad reconocidas y su interpretación genética, en las distintas microfacies, se tratará en detalle en el Capítulo 7.

En el resumen de cada microfacies, se hace una muy breve descripción de los productos diagenéticos, asignándoles un porcentaje aproximado del total de la muestra.

5.2.1 Microfacies clásticas-mixtas

MICROFACIES CLASTICAS-MIXTAS. CUADRO RESUMEN	
1 - Fangolita bioclástica	1A) Fangolita radiolarítica: Moderada cantidad de radiolarios y comunes peloides.
	1B) Fangolita bioclástica: Abundantes bioclastos integrados principalmente por bivalvos y comunes peloides.
2- Fangolita peloidal	2A) Fangolita peloidal-intracristalítica: Moderada cantidad de peloides e intraclastos y aisladas partículas esqueletales.
	2B) Fangolita peloidal-bioclastica: Moderada cantidad de peloides y comunes partículas esqueletales.
	2C) Fangolita media a gruesa peloidal: Abundantes peloides e intraclastos y comunes radiolarios.
3- Fangolita arenosa intracristalítica	Abundantes intraclastos y escasos peloides. Comunes clastos terrígenos y aislados radiolarios y bivalvos.
4- Fangolita fina laminada	Presenta láminas de limo formando laminación cruzada de muy bajo ángulo.
5- Fangolita lítica	Moderada cantidad de líticos, vitroclastos, clastos de cuarzo y feldespato. Aislado detrito bioclástico.
6- Fangolita mediana a gruesa recristalizada	Moderada cantidad de peloides y comunes partículas esqueletales. Presenta mayor proporción de cemento calcítico interpartícula que el resto de las fangolitas.

Tabla 5.1: Clasificación de microfacies clásticas-mixtas.

1) Fangolita bioclástica

A) Fangolita radiolarítica (Fig. 5.3)

Presentan microlaminación bien definida por alineación de partículas esqueletales y peloides arcillosos. La selección es pobre.

Clastos terrígenos (4%): Aislados individuos de plagioclasa con leve reemplazo por calcita e individuos de cuarzo correspondientes a la fracción limo fino.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (14%): Comunes peloídes arcilloso-micríticos con formas en elipse a lenticulares, con finos agregados de pirita y posible materia orgánica y escasos peloídes micrítico-arcillosos tamaño limo grueso a arena mediana. Los peloídes micrítico-arcillosos presentan menor aplastamiento que los primeros.

Partículas esqueletales (27%): Moderada proporción de radiolarios (nasselláridos y espumelláridos) reemplazados por calcita y escasos bivalvos.

Pseudomatríz (52%): Abundante cantidad de agregados arcilloso-micríticos, peloídes tamaño limo muy fino de bordes difusos y escasa materia orgánica.

Productos diagenéticos (3%): Pequeños mosaicos de microesparita, agregados de pirita framboidal y arcillas como recubrimiento de clastos.

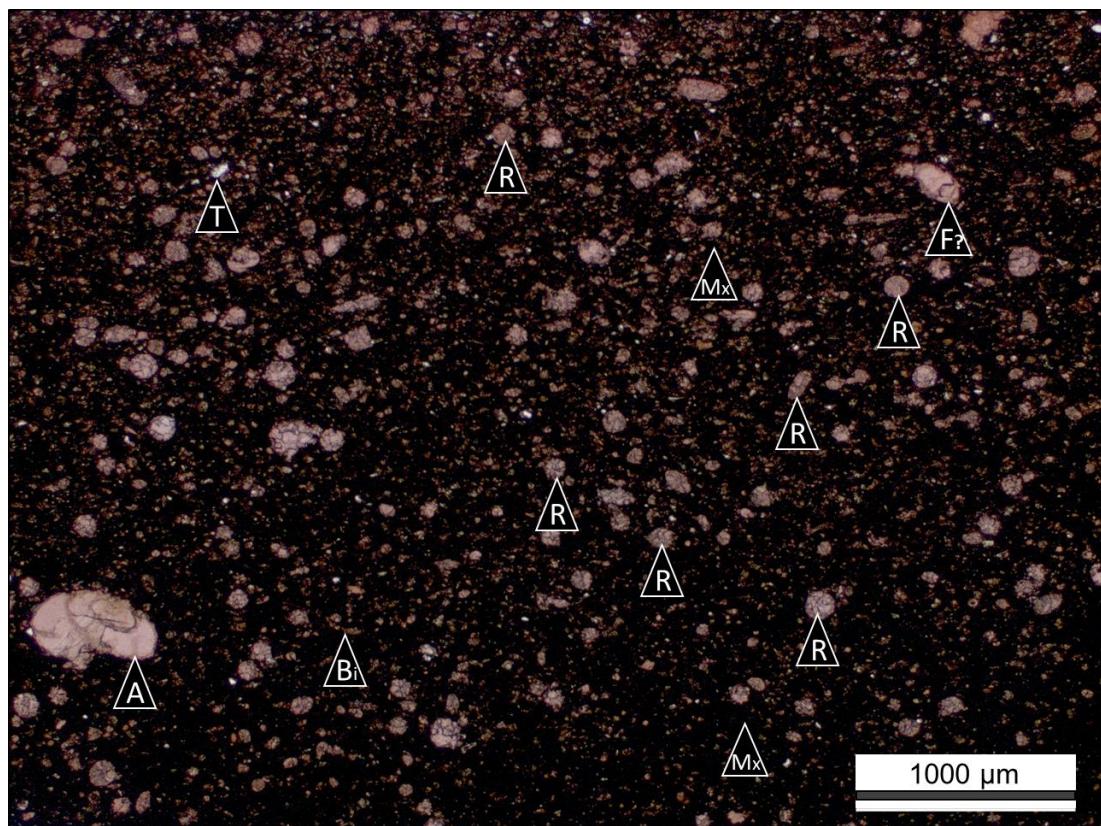


Figura 5.3. (X2.5) nicoles paralelos. Fangolita radiolarítica (EM-15, Los Catutos). Se observan radiolarios espumelláridos y nasselláridos (R) reemplazados por calcita, aislados fragmentos de ammonites (A) y bivalvos (Bi) y agregados arcilloso-micríticos (Mx). Observación: el corte es algo más grueso que el estándar y no permite discriminar una buena proporción de las partículas no esqueletales.

B) Fangolita bioclástica (Fig. 5.4)

Roca con microlaminación difusa o mal definida, pobre selección compuesta por un 70% de material tamaño fango, un 20% tamaño arena y un 10% tamaño grava.

Partículas terrígenas (1%): Aislados individuos de plagioclasa tamaño limo muy fino a fino con leve reemplazo carbonático.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (18%): Comunes peloídes arcilloso-micríticos y aislados intraclastos micríticos que contienen bioclastos (foraminíferos).

Partículas esqueletales (37%): Moderada a abundante cantidad de bivalvos articulados y desarticulados con valvas fragmentadas que presentan páginas de óxidos, fragmentos de amonites y ostreidos (mayores a 2 mm), aislados gastrópodos, placas de microcrinoideos saccocómidos, calciesferas, fragmentos de equinodermos y detrito bioclástico carbonático indiferenciado.

Pseudomatríz (32%): Moderada cantidad de agregados micrítico-arcillosos, peloídes tamaño limo muy fino amalgamados y de bordes difusos (visibles con aumentos altos, X20 ó X40) y aislada materia orgánica.

Productos diagenéticos (12%): Microesparita a esparita como relleno de partículas esqueletales, de fracturas y como parches interpartícula. Agregados de arcilla como recubrimientos, óxidos y pirita framboidal.

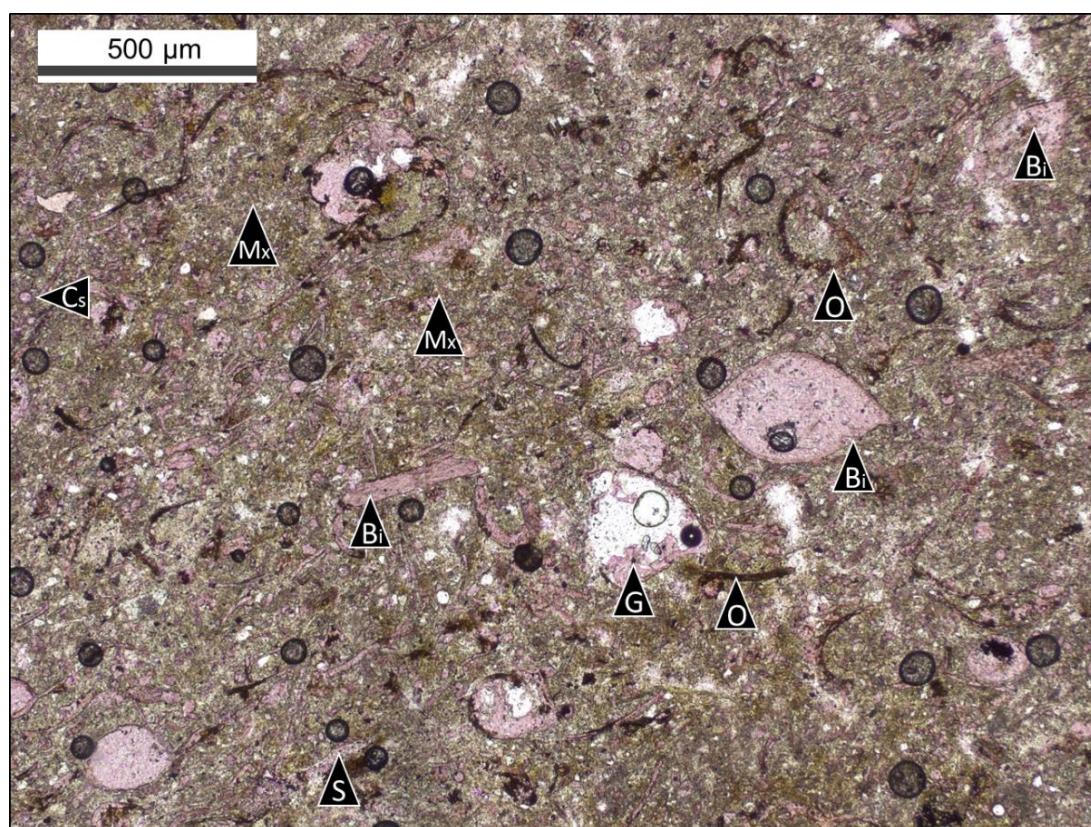


Figura 5.4. (X5) nicos paralelos. Fangolita bioclástica (EM-9, Los Catutos). Se observan bivalvos articulados llenos por calcita y desarticulados (Bi) y valvas con páginas de óxidos (O).

Cs: calciesferas, **G:** gastrópodo, **S:** placa de microcrinoideos (*Saccocoma*) y **Mx:** agregados micrítico-arcillosos. Las esferas negras de bordes nítidos y distribución regular son burbujas artificiales derivadas de la preparación de la roca.

2) Fangolita peloidal

A - Fangolita peloidal-intraclástica:

Roca con microfábrica laminada por orientación de peloides aplastados arcilloso-micríticos y pobre a muy pobre selección, peloides e intraclastos tamaño arcillas a arena gruesa.

Clastos terrígenos (4%): Aislados individuos de plagioclasa, tamaño limo muy fino a fino con leve reemplazo carbonático.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (28%): Moderada proporción de peloides arcilloso-micríticos y escasos intraclastos micríticos con forma de elipse.

Partículas esqueletales (6%): Integradas principalmente por escasos radiolarios reemplazados por calcita y aislados bivalvos.

Pseudomatríz (59%): Abundante proporción de agregados micrítico-arcillosos, finos peloides limo muy fino de bordes difusos y escasa materia orgánica.

Productos diagenéticos (3%): Aislados mosaicos de microesparita y agregados de pirita framboidal. Agregados de arcilla como recubrimientos y ocupando intersticios.

B - Fangolita peloidal-bioclastica (Fig. 5.5)

Roca tenuemente microlaminada por orientación de peloides micríticos y arcilloso-micríticos. Selección pobre a muy pobre con 75% de partículas tamaño fango y 25% tamaño arena).

Clastos terrígenos (1%): Aislado cuarzo monocristalino, individuos de plagioclasa tamaño limo muy fino a fino con leve reemplazo carbonático.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (32%): Moderada cantidad de peloides micríticos subcirculares y peloides arcilloso-micríticos con formas de elipse.

Partículas esqueletales (18%): Comunes placas de microcrinoideos saccocómidos, escasos fragmentos de bivalvos, gastrópodos (de hasta 1,5 mm), fragmentos de amonites, calciesferas, aislado detrito bioclastico indiferenciado y restos fosfáticos.

Pseudomatríz (36%): Moderada proporción de agregados arcilloso-micríticos en la que se distinguen peloides muy pequeños recristalizados a micrita-microesparita, de

bordes muy difíciles de distinguir, aislados agregados de minerales opacos con materia orgánica y partículas terrígenas de tamaño sublito.

Productos diagenéticos (13%): Parches de microesparita a esparita interparticular, agregados de pirita framboidal y óxidos.

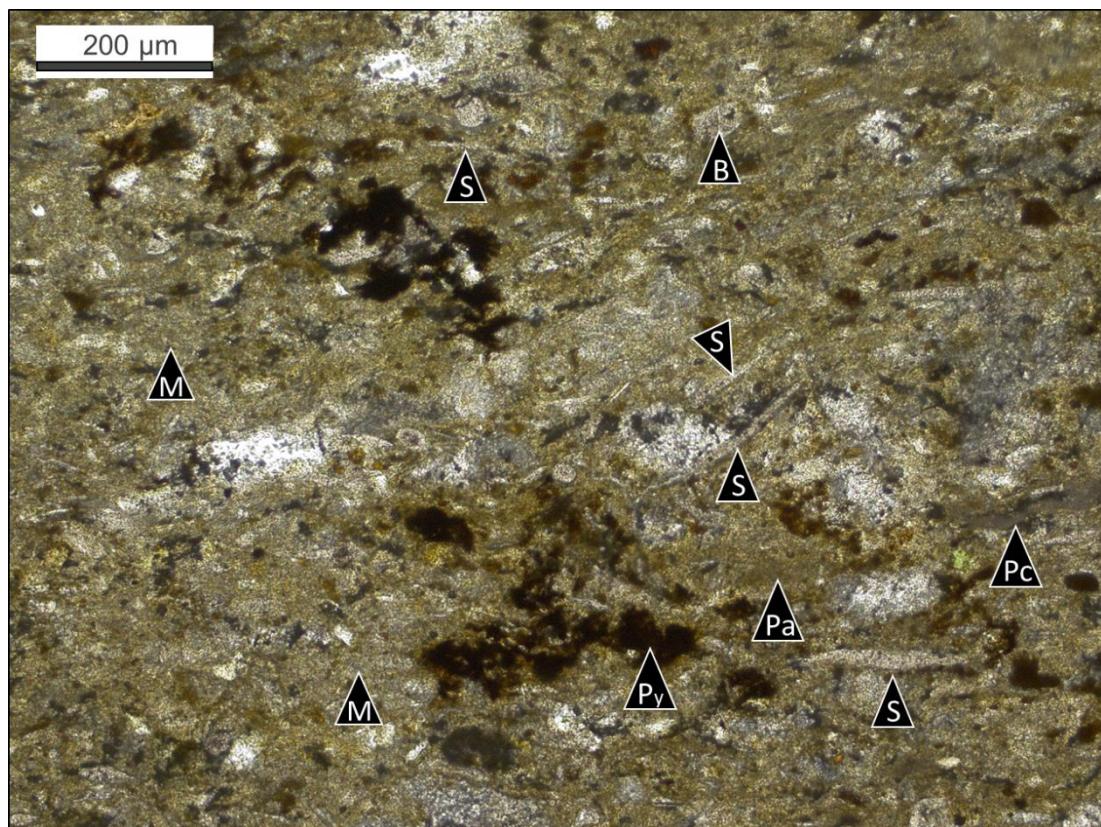


Figura 5.5. (X10) nicoles paralelos. Fangolita peloidal-bioclástica (EM-3, Los Catutos). Se observan placas de microcrinoideos saccocómidos (**S**), peloides micríticos (**Pc**), peloides arcilloso-micríticos (**Pa**), masas de materia orgánica con agregados de pirita (**Py**) y óxidos y agregados arcilloso-micríticos (**M**).

C - Fangolita media a gruesa peloidal

Roca con microlaminación bien definida por orientación de peloides arcillosos y fragmentos líticos y selección pobre.

Clastos terrígenos (13%): Escasos a comunes fragmentos volcanoclásticos con texturas de devitrificación, presencia de feldespatos, cuarzo y subordinadas micas. Aislados clastos de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo fracción limo muy fino a fino.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (47%): Abundantes peloides e intraclastos arcillosos con formas lenticulares, en elipse e irregulares.

Partículas esqueletales (12%): Comunes radiolarios, aislados bivalvos, detritos

bioclásticos indiferenciados, calciesferas, espículas de esponja y partículas fosfáticas.

Pseudomatriz (25%): De composición arcillosa, en la que se reconocen partículas no esqueletales de bordes difusos tamaño limo muy fino y aislados lentes de materia orgánica.

Productos diagenéticos (3%): Aislados mosaicos de esparita interparticular y pirita framboidal.

3) Fangolita arenosa intraclástica

Roca con microlaminación mal definida y pobre selección. Presenta elevada proporción de intraclastos y relativamente alta concentración de clastos terrígenos (en comparación con la mayoría de las microfacies de fangolitas).

Clastos terrígenos (13%): Comunes individuos de plagioclasa y feldespato potásico con leve reemplazo carbonático y cuarzo monomineral tamaño limo muy fino a limo mediano. Presencia de muscovita como mineral accesorio.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (45%): Abundantes intraclastos lenticulares y en forma de elipse, tamaño limo mediano a arena muy gruesa con matriz arcillosa y clastos de feldespatos tamaño limo muy fino. Escasos peloides arcilloso-micríticos con forma de elipse.

Partículas esqueletales (2,5%): Aislados radiolarios (nasselláridos y espumelláridos) calcitizados y aislados bivalvos.

Pseudomatriz (38,5%): Integrada por agregados arcilloso-micríticos, finos peloides arcillosos limo muy fino de bordes difusos, y aislada materia orgánica.

Productos diagenéticos (1%): Mosaicos de esparita interpartícula y aislada pirita framboidal.

4) Fangolita fina laminada

Esta roca presenta láminas de limo que forman laminación cruzada de bajo ángulo y base ondulosa intercaladas dentro de una fangolita masiva de grano muy fino. La última presenta buena selección. El rango de tamaño de grano, está comprendido entre arcilla y arena muy fina. La fracción tamaño arcilla constituye un 95%, la fracción tamaño limo un 4% y la fracción arena muy fina un 1%.

Clastos terrígenos (3%): Aislado cuarzo monocristalino, individuos de feldespato potásico y plagioclasa con leve reemplazo carbonático. Aislada presencia de minerales

accesorios, muscovita, biotita y circón.

Pseudomatriz (95%): Integrada por abundantes agregados arcillosos.

Productos diagenéticos (2%): Aislados agregados de pirita framboidal, óxidos, recubrimientos arcillosos y clorita.

5) Fangolita lítica

Roca con microlaminación mal definida y muy pobre selección. Es la microfacies que presenta mayor cantidad de vitroclastos, líticos y clastos de cuarzo y feldespato.

Clastos terrígenos (24,5%): Comunes fragmentos vítreos reemplazados por agregados de cuarzo y óxidos, pumíceos con posibles estructuras de escape de gases y trizas mal preservadas. Escasos individuos de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y apatita y escasos líticos con texturas de devitrificación.

Partículas esqueletales (2%): Aislado detrito bioclástico carbonático indiferenciado y fragmentos de bivalvos.

Pseudomatriz (64.5%): Abundantes agregados castaño-verdosos de composición vítreo-arcillosa y agregados de cuarzo criptocristalino y microgranular y micas. Cristales pseudohexagonales de cuarzo.

Productos diagenéticos (9%): Escasa presencia de micrita y microesparita como parches sobre la pseudomatriz. Aislada clorita, caolinita, pirita framboidal y óxidos.

6 - Fangolita media a gruesa recristalizada (Fig. 5.6)

Roca con microlaminación mal definida. Selección pobre a muy pobre, la roca está compuesta por un 35% de partículas tamaño arcilla, un 40% tamaño limo, un 20% tamaño arena y un 5% tamaño grava fina.

Clastos terrígenos (1%): Aislado cuarzo monocristalino, individuos de plagioclasa limo muy fino a fino con leve alteración carbonática.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (29%): Comunes peloídes micríticos subcirculares y escasos peloídes micríticos-arcillosos achatados y con formas de ellipse.

Partículas esqueletales (18%): Escasos ostreidos (de hasta 42 mm), aislados fragmentos de amonites y bivalvos, aisladas placas de microcrinoideos saccocómidos, calciesferas, gastrópodos, ostrácodos y detrito bioclástico indiferenciado.

Pseudomatriz (33%): Conformada por peloídes micríticos limo muy fino con bordes

difusos y agregados micrítico-arcillosos. Aislados lentes con materia orgánica y opacos.

Productos diagenéticos (19%): Esparita intraparticular que rellena ostreidos y gastrópodos. Calcita interparticular y lentes con aislados agregados de pirita framboidal, óxidos de hierro y con materia orgánica.

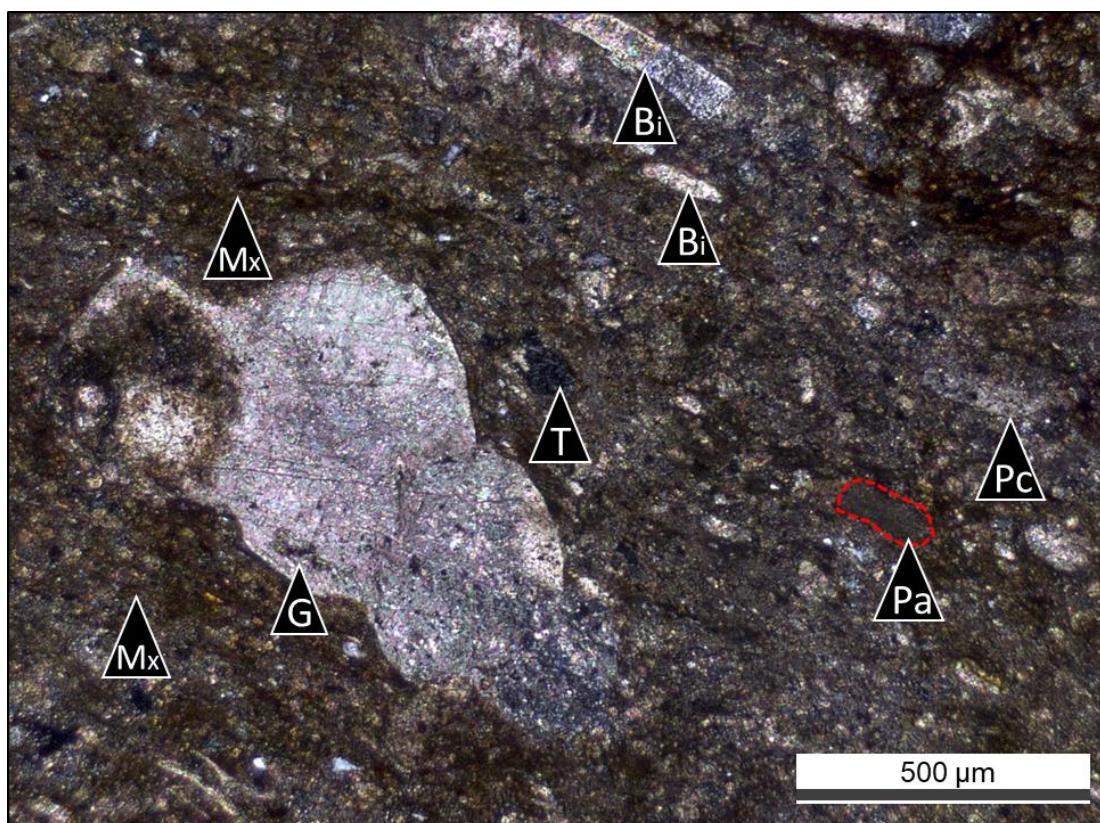


Figura 5.6. (X5) nicoles cruzados. Fangolita media a gruesa recristalizada (EM-7, Los Catutos). Se observan fragmentos de bivalvos (Bi), gastrópodos (G), peloídes micríticos recristalizados (PC, de color rosa por tinción) y peloídes micríticos (Pa, castaños homogéneos con línea punteada roja) rodeados por agregados arcilloso-micríticos (Mx). T: terrígenos.

5.2.2 Microfacies carbonáticas

MICROFACIES CARBONATICAS - CUADRO RESUMEN			
WACKESTONES	7-Wackestone bioclástico	A-Wackestone radiolarítico	A1- Wackestone radiolarítico. Moderada proporción de radiolarios y comunes partículas no esqueletales (peloides e intraclastos). Abundante pseudomatríz micrítica-arcillosa y peloidal.
			A2- Wackestone radiolarítico-crinoidal calcitizado. Moderada proporción de radiolarios y comunes placas de crinoideos saccocómidos. Abundante pseudomatríz micrítica-arcillosa.
		B-Wackestone bioclástico-peloidal	B1- Wackestone bioclástico-peloidal laminado. Moderada cantidad de partículas esqueletales, comunes peloides y pseudomatríz micrítica peloidal. Laminación por alternancia entre niveles ricos en bioclásticos y con menor cantidad de bioclásticos.
	8-Wackestone/packstone peloidal-bioclastico		B2- Wackestone bioclástico-peloidal masivo. Moderada proporción de partículas esqueletales, escasas partículas no esqueletales y pseudomatríz micrítica-peloidal.
			A1 - Wackestone /packstone peloidal-radiolarítico. Moderada cantidad de partículas no esqueletales y escasos a comunes radiolarios. Presenta contactos grano sostén por sectores.
			A2 - Wackestone/packstone peloidal-crinoidal. Moderada cantidad de peloides, comunes placas de microcrinoideos saccocómidos y escasos radiolarios. Contactos grano sostén por sectores.
PACKSTONES GRAINSTONES	9-Wackestone con terrígenos		Escasos cristaloclastos de plagioclasa y aislados fragmentos de tobas finas y cuarzo monocrystalino en una abundante matriz micrítica de aspecto homogéneo.
	10- Packstone intraclástico-radiolarítico		Abundante proporción de intraclastos, moderada cantidad de radiolarios y escasos bivalvos. Escasa pseudomatríz micrítica-arcillosa.
	11- Grainstone/packstone intraclástico laminado		Excelente microlaminación por orientación de abundantes partículas no esqueletales. Muy buena selección.
	12- Packstone/grainstone peloidal-radiolarítico		Abundantes partículas no esqueletales y comunes radiolarios. Cemento principalmente microesparítico y esparítico y aislada pseudomatríz micrítica-arcillosa.
BINDSTONES MICROBIANOS	13- Packstone/grainstone bioclástico		Abundantes partículas esqueletales (principalmente foraminíferos), moderada proporción de partículas no esqueletales, escasa pseudomatríz micrítica-arcillosa y comunes parches de esparita.
	14- Bindstone microbiano		Alternancia entre bindstones y wackestones intraclásticos. Los bindstones engloban radiolarios, clastos de cuarzo y plagioclasa. Son comunes los lentes compuestos por arcillas y materia orgánica.

Tabla 5.3: Tabla resumen de las microfacies carbonáticas.

Wackestones

7) Wackestone bioclástico

A1 - Wackestone radiolarítico (Figs. 5.7 y 5.8)

Presenta pobre selección y microfábrica con laminación mal definida.

Partículas terrígenas (2%): Aislados individuos de plagioclasa con bordes reemplazados por calcita y cuarzo subanguloso tamaño limo grueso. En ciertas muestras se observan fragmentos volcánicos de hasta 2,5 mm.

Partículas esqueletales (28%): Moderada proporción de radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, fragmentos de bivalvos, amonites y aislado detrito bioclástico indiferenciado. Cantidad escasa de calpionélidos o aisladas calciesferas dependiendo de la muestra.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (18%): Comunes peloides micríticos y arcilloso-micríticos con forma de elipse. Escasos intraclastos de color negro, achatados y agrupados en niveles.

Matriz (47%): Compuesta por abundantes agregados micrítico-arcillosos y peloides vermiformes y circulares tamaño limo muy fino. Presenta aislada materia orgánica.

Productos diagenéticos (5%): Parches de microesparita que tapizan partículas no esqueletales, relleno esparítico en bioclastos y agregados de pirita framboidal.

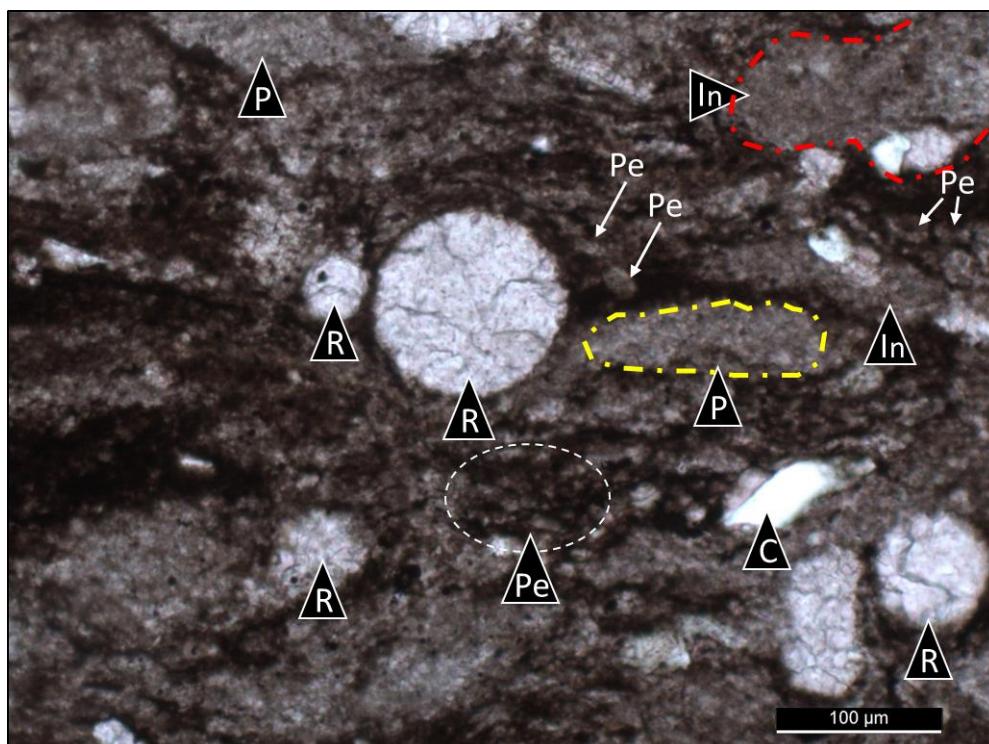


Figura 5.7. (X20) nicoles paralelos. Wackestone radiolarítico (C-59, Puerta Curaco) con textura general matriz sostén y clasto sostén por sectores. La matriz es micrítica-peloidal (agregado de peloides limo fino a muy fino, con símbolo **Pe** encerrados por elipse línea blanca punteada o señalados de forma aislada con flecha blanca). Radiolarios (**R**), intraclastos (**In**), (**P**) peloides y (**C**) cuarzo.

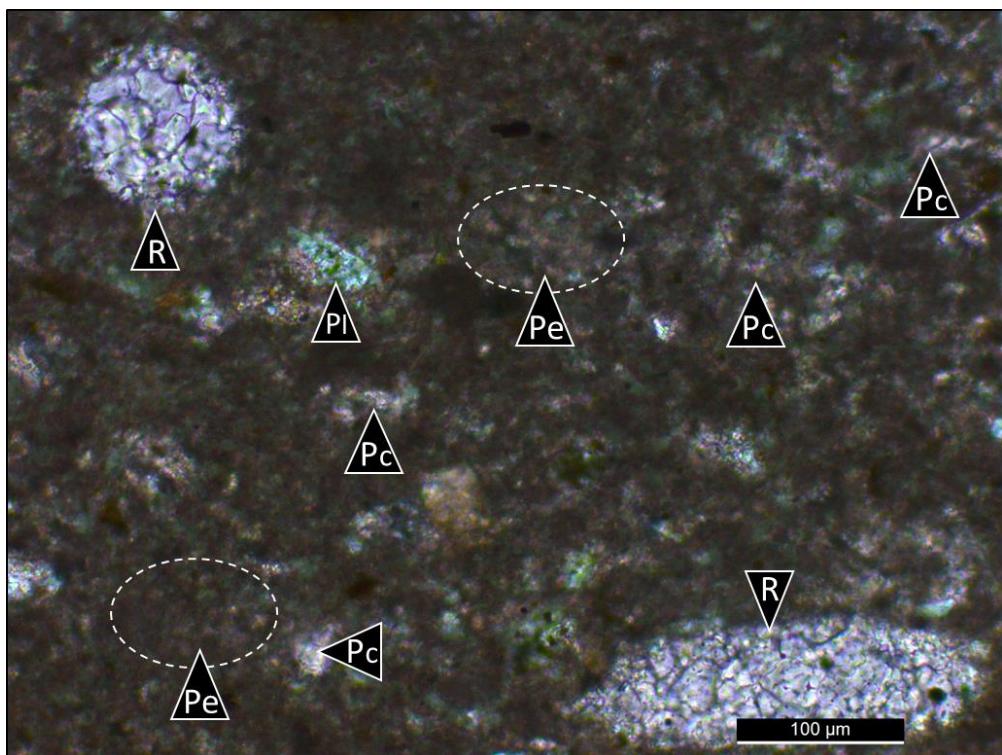


Figura 5.8. (X20) nicoles paralelos. *Wackestone radiolarítico* (EM-84, Los Catutos). Se observa textura matriz sostén, radiolarios (**R**) y un clasto aislado de plagioclasa (**PI**). La pseudamatriz es de composición micrítica-arcillosa y peloidal (**Pe**) con parches de microesparita (**Pc**). Notar que la pseudamatriz es de aspectos grumoso por el amalgamamiento de peloides tamaño limo muy fino (promedio 8 μm), con coloración rosa por tinción y bordes difusos englobados dentro de elipse blanco de líneas punteadas.

A2 - *Wackestone radiolarítico-crinoidal calcitizado* (Figs. 5.9 y 5.10)

Presenta selección pobre y microfábrica mal definida por orientación parcial de partículas no esqueletales. Tiene moderada proporción de radiolarios al igual que la microfacies A-1, pero mayor cantidad de placas de microcrinoideos saccocómidos.

Terrígenos (1,5%): Aislados individuos de feldespato con leve alteración arcillosa y carbonática y aislado cuarzo.

Partículas esqueletales (35.5%): Moderada proporción de radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, comunes placas de saccocómidos, escasos fragmentos de bivalvos tamaño arena y detrito bioclástico indiferenciado.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (19%): Comunes intraclastos y peloides fracción limo muy fino a arena mediana-gruesa, de composición micrítica e individuos con parches de microesparita y esparita, frecuentemente con forma de elipse.

Matriz (32.5%): De composición micrítica-arcillosa, en parte recristalizada a microesparita xenotópica. Dentro de las que presentan menor grado de recristalización se puede discriminar por sectores conjuntos de peloides limo muy fino (Fig. 5.9).

Productos diagenéticos (11.5%): Agregados de microesparita xenotópica como parches, esparita granular intrapartícula y agregados de pirita framboidal.

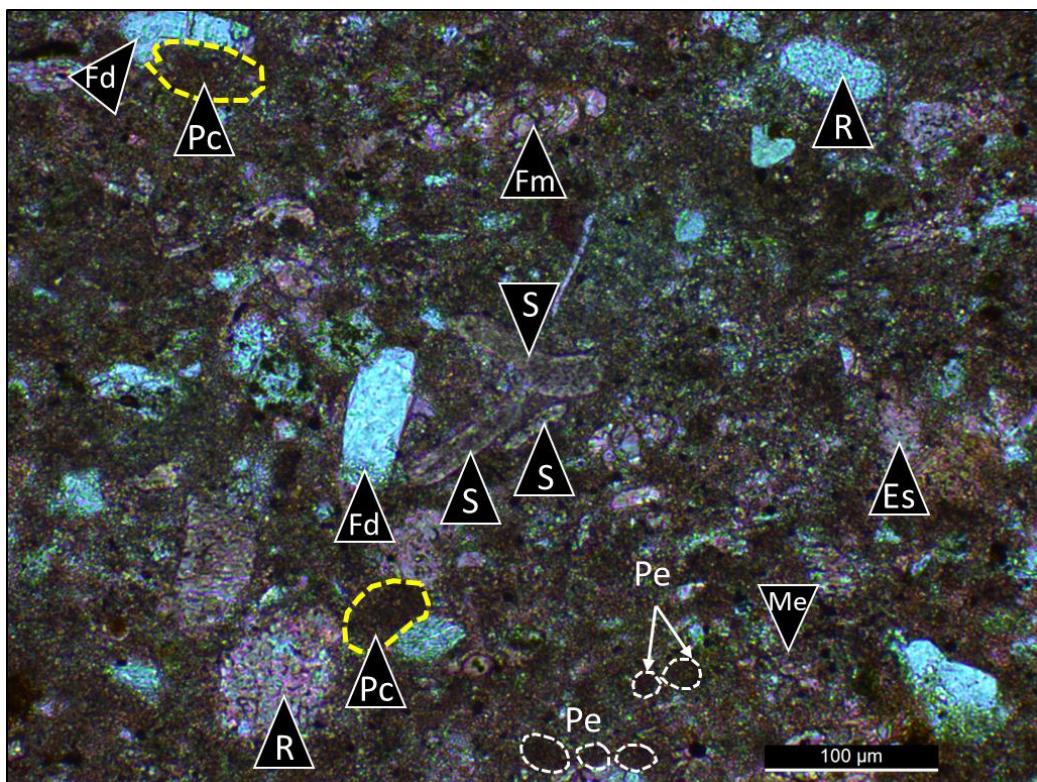


Figura 5.9. (X10) nicoles paralelos. Wackestone radiolarítico-crinoidal calcitizado (muestra EM-79, Los Catutos). Se observan radiolarios (R), peloides micríticos (Pc), placas de saccocómidos (S), clastos de feldespato (Fd), agregados de microesparita (Me), parches de esparita (Es) y una matriz micrítica peloidal. **Pe:** peloides micríticos de la pseudomatriz <12 µm.

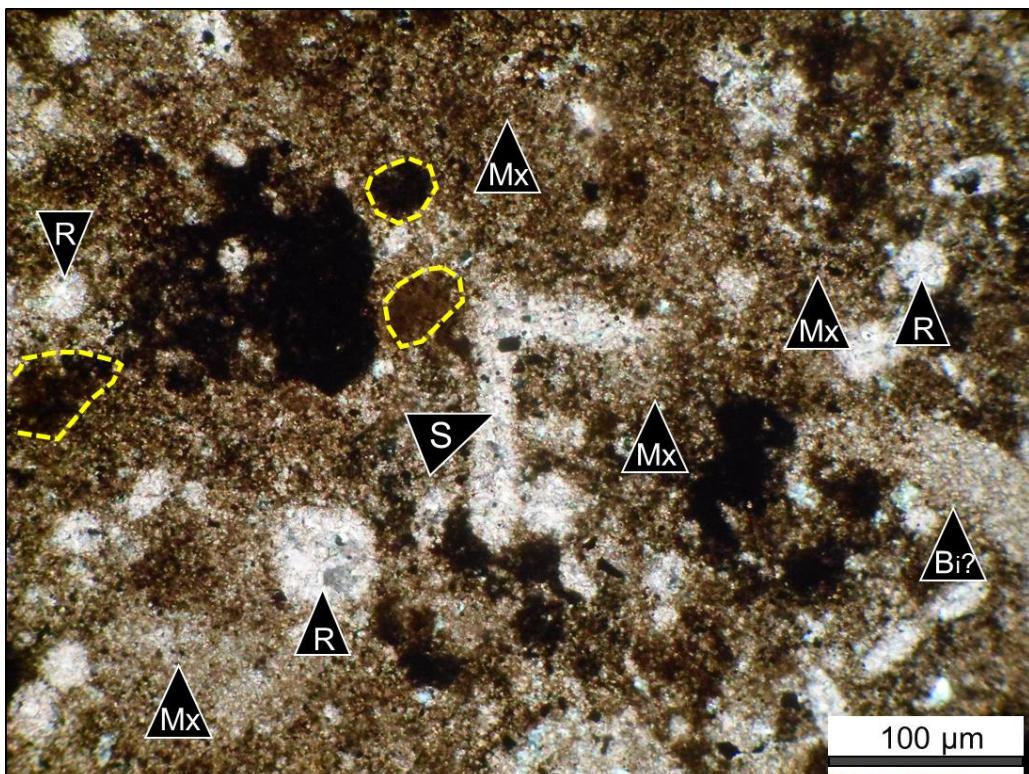


Figura 5.10. nicoles paralelos (X10). Wackestone radiolarítico-crinoidal (C14-4, Puerta Curaco), Radiolarios (R), intraclastos negros (línea amarilla), **S:** placa de microcrinoideo (*Saccocoma*) recristalizada y **Bi:** fragmento de bivalvo recristalizado, en una pseudomatriz (Mx) conformada por mosaicos de microesparita xenotípica.

B - *Wackestone* bioclástico-peloidal

B1- *Wackestone* bioclástico-peloidal laminado (Figs. 5.11 A-B y 5.12 A-B)

Roca con pobre selección, presenta microlaminación por alternancia de niveles ricos en bioclastos en lentes de esparita y sectores con menor proporción de bioclastos. Presencia de planos de disolución como niveles continuos o discontinuos con presencia de materia orgánica, pirita y óxidos de hierro.

Terrígenos (2%): Aislados individuos de feldespato, cuarzo monocristalino, fragmentos volcánicos y minerales accesorios (biotita y muscovita).

Partículas esqueletales (27%): Comunes placas de microcrinoideos saccocómidos, escasa a común cantidad de radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) y espículas de esponjas, aislados bivalvos de paredes delgadas, ostreidos, ostrácodos y detrito bioclástico indiferenciado. Se observa concentración de abundantes placas de microcrinoideos saccocómidos en niveles. En otras muestras, se observan niveles de espículas de esponjas, que se encuentran orientadas paralelamente a la laminación. Los bivalvos se observan desarticulados y en los niveles bioclásticos se encuentran claramente orientados con su eje mayor paralelo a la estratificación.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (16%): Comunes peloides micríticos con buena selección (limo grueso a arena muy fina).

Matriz (48%): Agregados micrítico-arcillosos con abundante proporción de finos peloides con formas de elipse y vermiformes, muy bien seleccionados (limo muy fino a fino).

Productos diagenéticos (7%): Sectores compuestos por agregados de microesparita y esparita granular que engloban bioclastos, subordinada pirita framboidal.

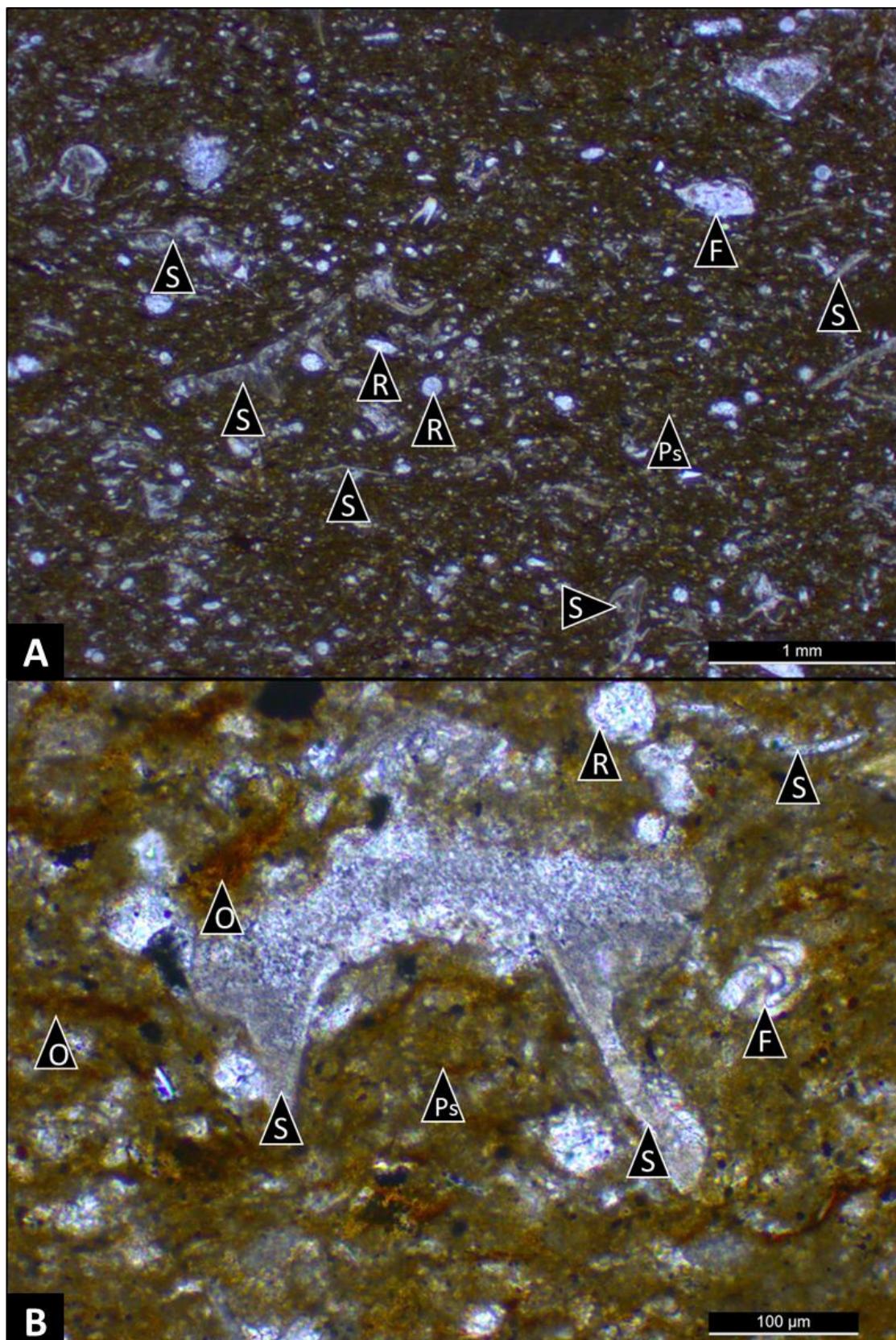


Figura 5.11. A) (X2.5) nicoles paralelos. *Wackestone* bioclástico (crinoidal) peloidal laminado (EM-118, Los Catutos). Se observa nivel compuesto por abundantes placas de saccocómidos (**S**). Presencia de radiolarios (**R**) y foraminíferos (**F**) en una pseudomatriz micrítica-peloidal (**Ps**). **B)** (X10) nicoles paralelos, muestra anterior. Concentración de bioclastos integrados por placas de microcrinoideos saccocómidos (**S**), radiolarios (**R**), foraminíferos millioides (**F**) en una pseudomatriz micrítica-peloidal (**Ps**) con planos de disolución llenados por óxidos (**O**).

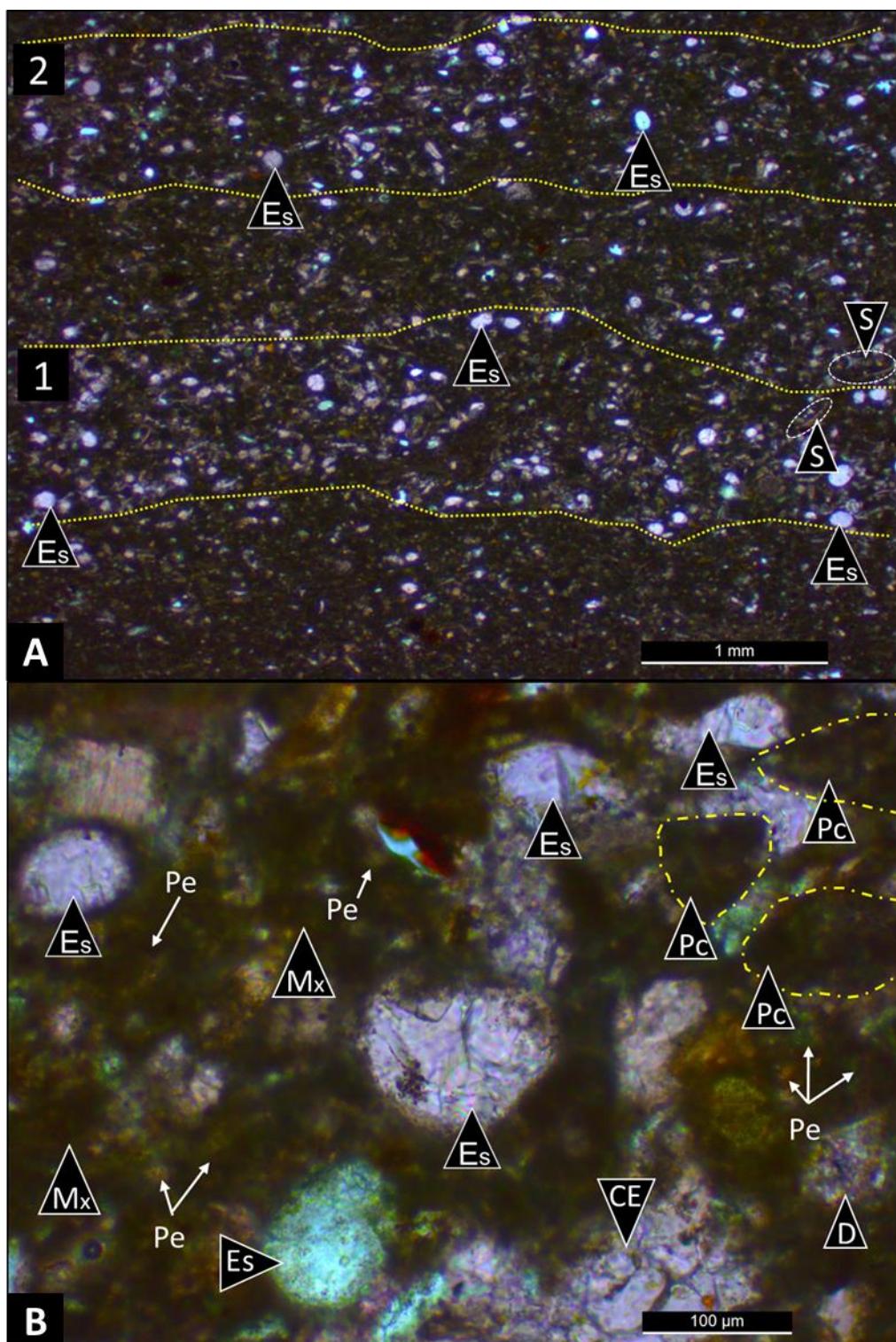


Figura 5.12. A) (X2.5) nícoles paralelos. *Wackestone* bioclástico (espículítico) peloidal laminado (EM-124, Los Catutos). Se observan dos niveles tabulares (1 y 2 entre líneas discontinuas amarillas) compuestos por abundantes espículas de esponja (Es) principalmente en sección transversal y subordinadas placas de microcrinoideos saccocómidos (S). Dentro de estos niveles son comunes los peloídes micríticos. **B)** (x20) nícoles paralelos, muestra anterior. Se observan en detalle las espículas de esponja (Es) (*Rhaxella*) calcitizadas y silicificadas (ejemplo en sector inferior izquierdo), parches o mosaicos de esparita idiotópica (CE) y cristales de dolomita (D). La pseudomatriz es micrítica-arcillosa.

B2- Wackestone bioclástico-peloidal masivo (Fig. 5.13)

Roca con selección moderada a buena. Microfábrica masiva o con laminación mal definida (dependiendo de la muestra). Ocasionales venas rellenas por esparita.

Terrígenos (3%): Aislados individuos de feldespato, cuarzo monocristalino, fragmentos volcanoclásticos y minerales accesorios (biotita y muscovita).

Partículas esqueletales (28%): Comunes radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, osículos de microcrinoideos saccocómidos y espículas de esponjas. Escasos bivalvos fragmentados, aislados foraminíferos miliólidos, calciesferas y osículos de holothuroideos, partículas fosfáticas y detrito bioclástico indiferenciado.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (10%): Escasos peloides micríticos con buena selección (tamaño limo grueso a arena fina).

Matriz (52.5%): Compuesta por agregados de micrítico-arcillosos y muy bien seleccionados limo fino, con formas circulares y elipsoidales de contactos difusos.

Productos diagenéticos (6.5%): Bloques de esparita principalmente entre partículas esqueletales dentro de niveles bioclásticos y agregados de microesparita de bordes irregulares (xenotópica). Presencia de pirita framboidal.

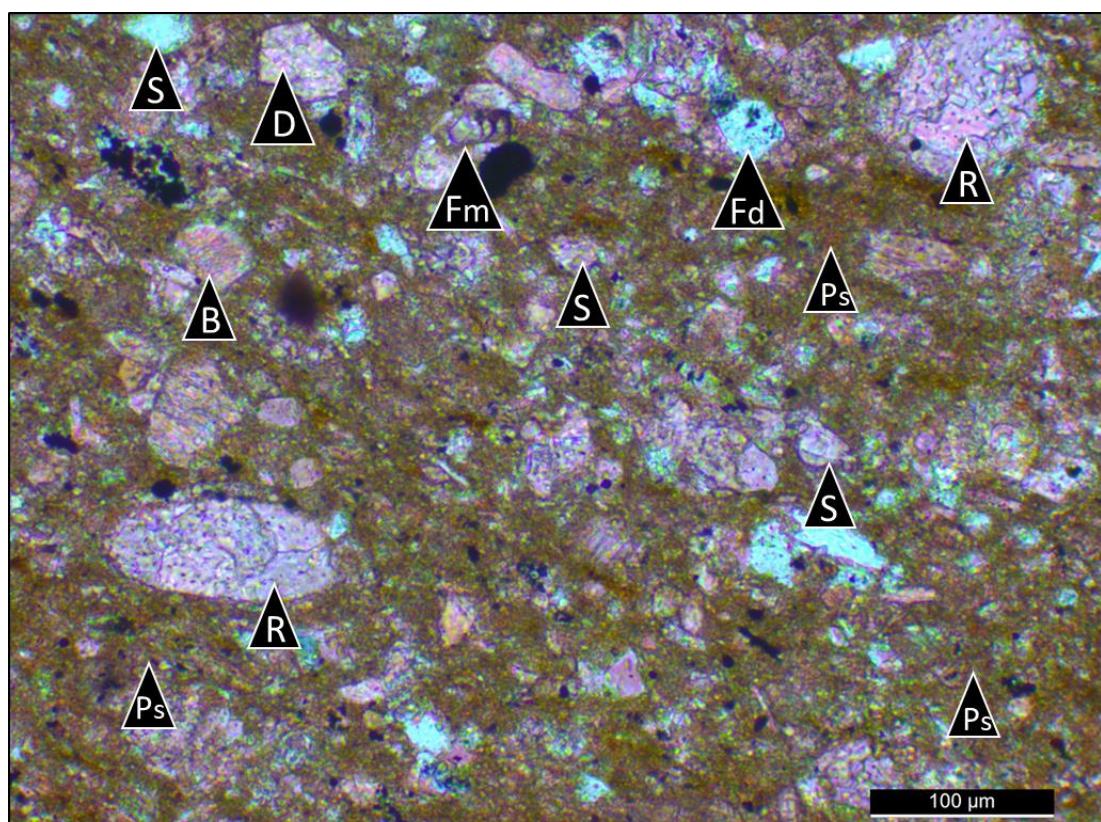


Figura 5.13. (X20) nícoles paralelos. Wackestone bioclástico-peloidal (EM-144, Los Catutos). Se observan radiolarios (R), espículas de esponjas (S, silicificadas y calcitizadas), foraminíferos milliólidos (Fm), clastos de feldespatos (Fd) y fragmentos de bivalvos (B) en una matriz micrítica-arcillosa en parte peloidal (Ps) con óxidos y agregados de pirita. D: cristal de dolomita.

8) *Wackestone/packstone* peloidal-bioclastico

A1 - *Wackestone/packstone* peloidal-radiolarítico (Figs. 5.14 y 5.15)

Presenta microfábrica con laminación mal definida. Algunas muestras presentan bandeoamiento por alternancia entre pseudomatriz arcillosa-micrítica y micrítica, otras presentan bioturbación.

Terrígenos (3%): Aislados individuos de feldespato con reemplazo calcítico y cuarzo monocristalino. Aislados minerales accesorios: biotita, muscovita y apatita.

Partículas esqueletales (18%): Comunes radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados y aislada presencia de fragmentos de bivalvos y amonites, placas de microcrinoideos saccocómidos, gastrópodos, calciesferas, espículas de esponjas, detrito bioclastico indiferenciado y fragmentos fosfáticos.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (29%): Moderada cantidad de intraclastos y peloídes fracción limo a arena fina. Los peloídes son de composición principalmente micrítica y micrítica-arcillosa, mientras que los intraclastos son angulosos y contienen feldespato en una matriz arcillosa-micrítica. En sectores están en contacto tangencial y recto.

Matriz (45%): Moderada a abundante cantidad de agregados micrítico-arcillosos, y partículas no esqueletales limo fino agrupadas, de bordes muy difíciles de distinguir.

Productos diagenéticos (5%): Mosaicos de esparita y microesparita y cristales aislados de esparita intergranular, parches de esparita que tapizan detrito bioclastico indiferenciado y agregados de pirita framoidal y óxidos.

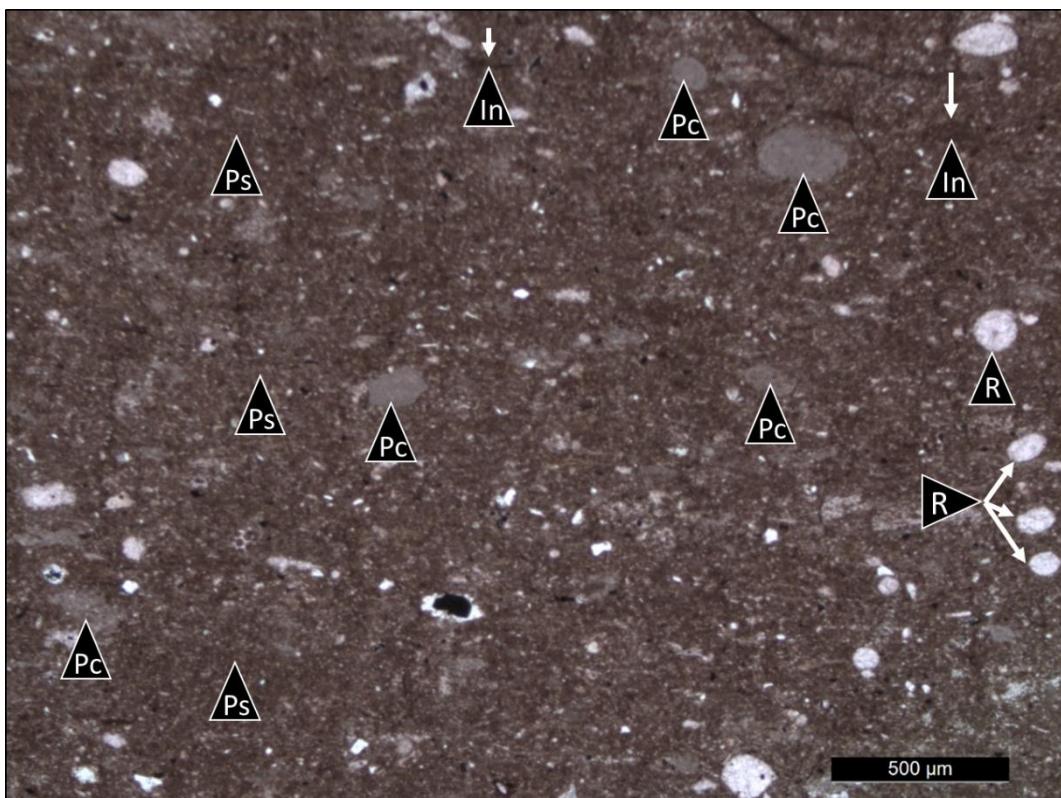


Figura 5.14. (X4) nicoles paralelos. Wackestone peloidal-radiolarítico (C66-4, Puerta Curaco). **Pc**: peloides micríticos, **In**: intraclastos y **Ps**: pseudomatríz.

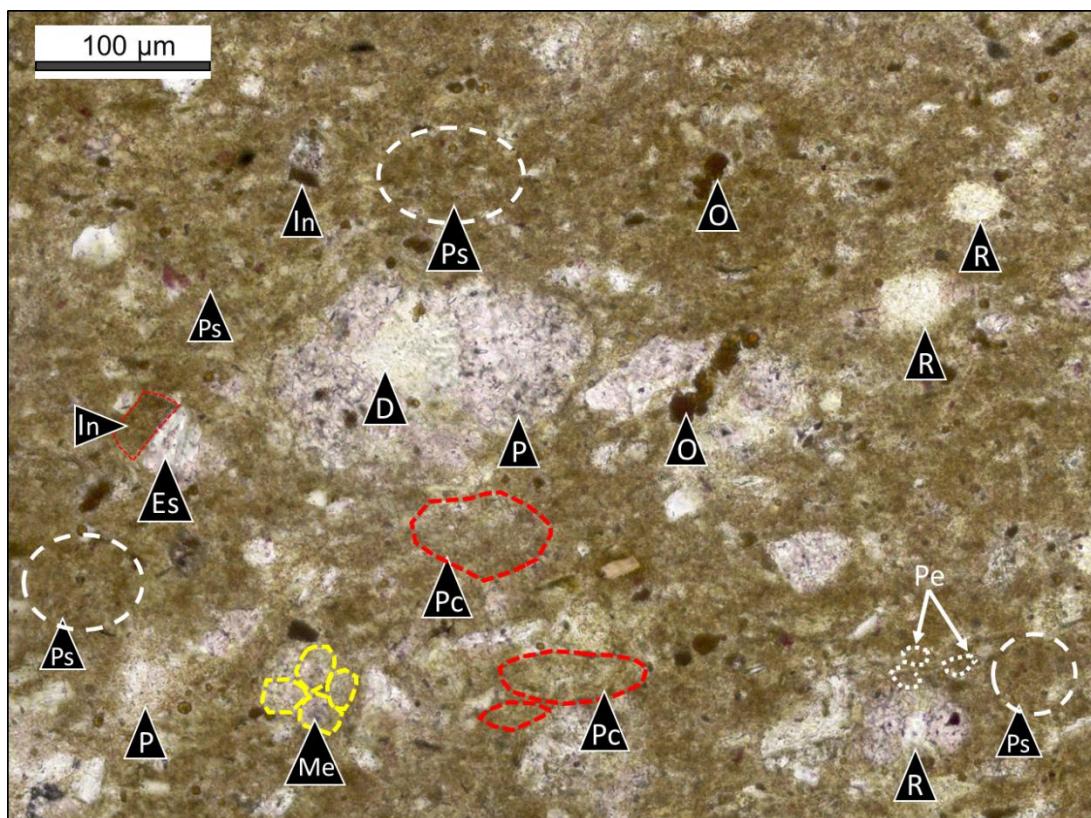


Figura 5.15. (X20) nicoles paralelos. Wackestone peloidal-radiolarítico (muestra EM-34, Los Catutos). Se observan peloides (línea roja, **Pc**), radiolarios (**R**), intraclastos angulosos (línea roja, **In**) y detrito bioclástico carbonático indiferenciado (**D**) en una pseudomatríz micrítica-arcillosa peloidal (línea blanca punteada, **Ps**) con mosaicos o cristales aislados de microesparita (**Me**) y esparita (**Es**). **Pe**: peloides de **Ps**, **P**: parches de calcita sobre detrito carbonático, **O**: óxidos.

A2 - *Wackestone/packstone* peloidal-crinoidal (Fig. 5.16 A-B)

Presenta microfábrica masiva y buena selección. Moderada proporción de peloides micríticos subcirculares a circulares y comunes parches de esparita interpartícula.

Clastos terrígenos (1%): Aislados individuos de feldespato.

Partículas esqueletales (12.5%): Comunes placas de microcrinoideos saccocómidos, escasos radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, aislada presencia de foraminíferos y detrito bioclástico indiferenciado.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (35%): Moderada a abundante cantidad de peloides micríticos subcirculares a circulares, de aspecto homogéneo (sin recristalización) y subordinados intraclastos calcitizados. Por sectores se observan grupos de peloides micríticos con contactos rectos y cóncavo-convexos.

Matriz (36,5%): Moderada a abundante proporción de agregados micrítico-peloidales, en la que es muy difícil distinguir los peloides ($<10 \mu\text{m}$) porque están amalgamados, presentan buena selección y pátinas de óxidos.

Productos diagenéticos (15%): Sectores compuestos por mosaicos de esparita granular en contacto con superficies de placas de microcrinoideos saccocómidos. Por zonas, los mosaicos de esparita idiotópica castaña de aspecto sucio con pirita framboidal, cementan partículas no esqueletales sin deformación. Agregados de pirita framboidal y pátinas de óxidos que impregnan la pseudomatriz.

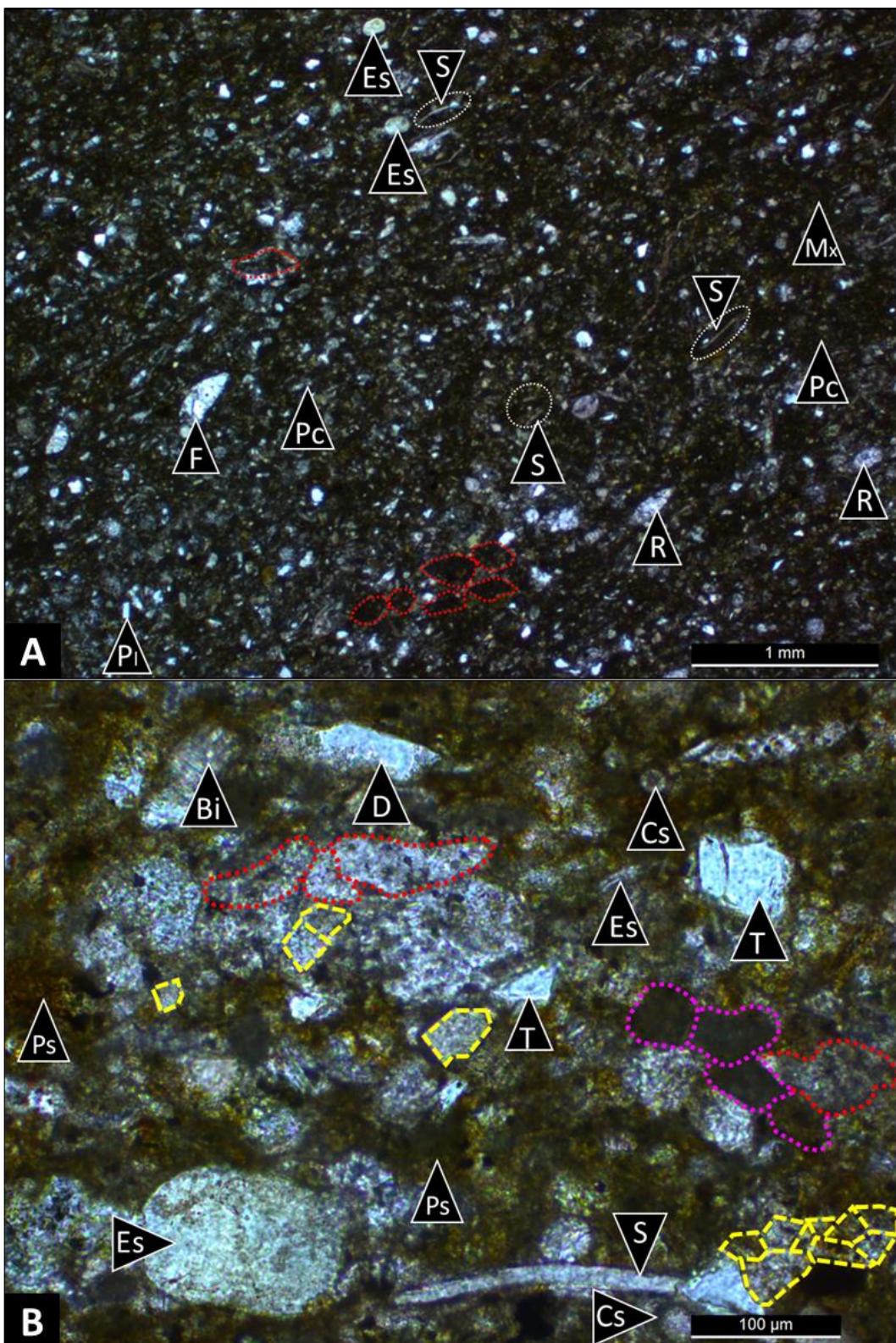


Figura 5.16. A) (X2.5) nicoles paralelos. *Wackestone/packstone* peloidal-crinal (EM-114, Los Catutos). Intraclastos (línea roja), peloídes (**Pc**), placas de microcrinoides saccocómidos (**S**) y espículas de esponja silicificadas y calcitizadas (**Es**), radiolarios (**R**), foraminíferos (**F**), clastos de plagioclasa (**Pl**) en una pseudomatríz micrítica-peloidal (**Mx**). **B)** (X10) microfoto de A) aumentada, con textura matriz sostén a clasto sostén. Peloídes micríticos (fucsia) e intraclastos calcitizados en parte o totalmente (rojo), placas de crinoides saccocómidos (**S**) y espículas de esponja silicificadas y calcitizadas (**Es**), bivalvos (**Bi**), calciesferas (**Cs**), cristales autigénicos de dolomita (**D**) y clastos terrígenos (**T**). Pseudomatríz micrítica-peloidal (**Ps**). Mosaicos de esparita castaña idiotípica de aspecto sucio con pirita framboidal (línea punteada amarilla).

A3 - Wackestone/packstone peloidal-bioclastico (Fig. 5.17 A-B)

Presenta microfábrica con laminación mal definida a masiva y buena selección. Ocasional presencia de niveles biocárticos compuestos por microcrinoideos saccocómidos.

Terrígenos (2%): Aislados individuos de feldespato y cuarzo monocrystalino.

Partículas esqueletales (16%): Comunes placas externas de microcrinoideos saccocómidos, escasa proporción de radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, aislada presencia de espículas de esponjas, valvas fragmentadas, restos de equinodermos, detrito biocártico indiferenciado, foraminíferos y subordinados fragmentos fosfáticos.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (25%): Moderada proporción de peloides micríticos de aspecto homogéneo (sin recristalización) y aislados peloides con formas en elipse de tamaño limo grueso a arena muy fina. Por sectores, se encuentran amalgamados con contactos difusos.

Matriz (50%): Abundante proporción de peloides limo muy fino que conforman una pseudomatriz micrítica-arcillosa peloidal.

Productos diagenéticos (7%): Agregados de micrita-microesparita xenotópica interpartícula, como pequeños parches sobre la pseudomatriz y pirita framboidal.

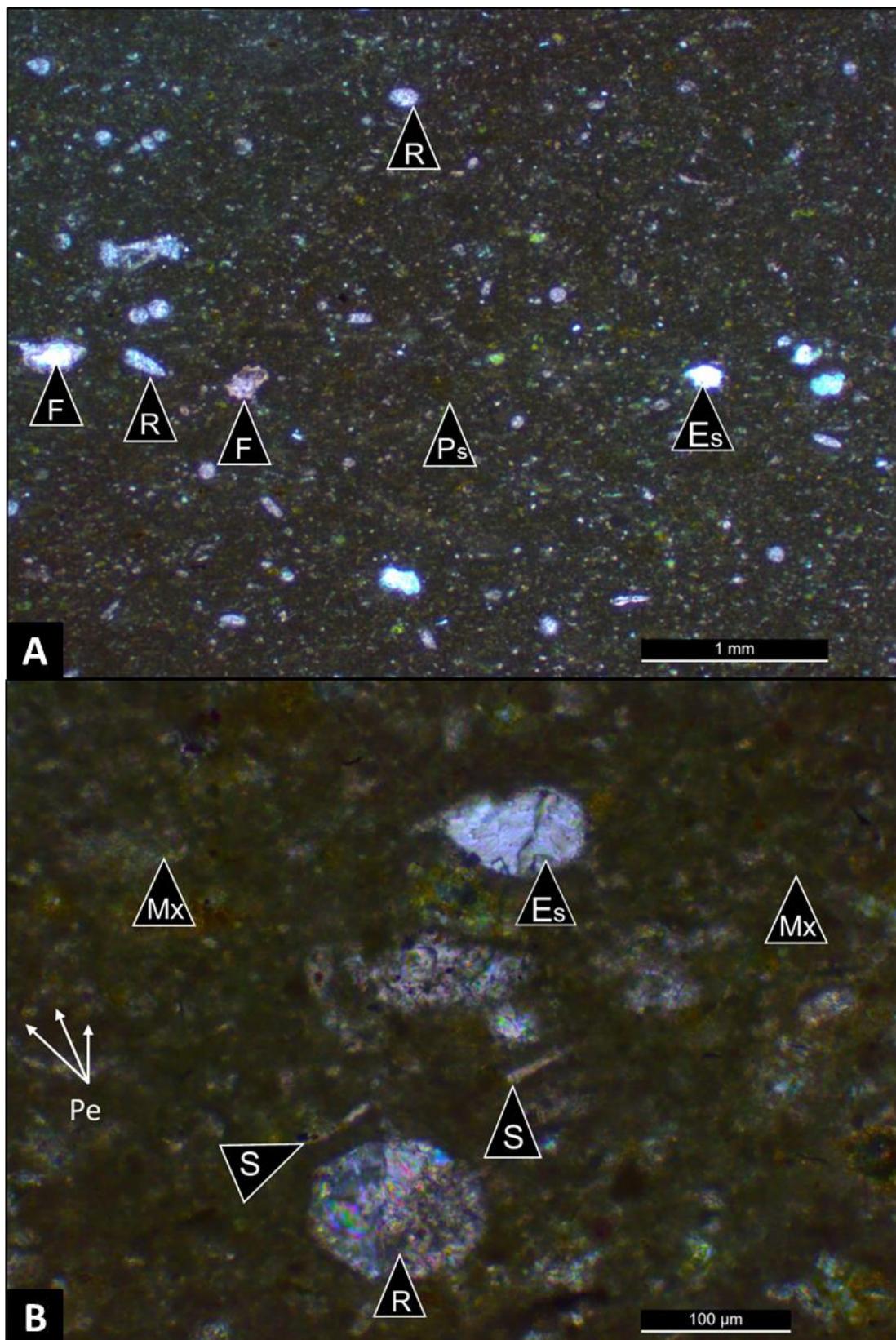


Figura 5.17. A) (X2.5) nicoles paralelos. *Wackestone peloidal-bioclastico* (EM-128, Los Catutos). Radiolarios (R), espículas de esponja (Es) y foraminíferos (F) en una pseudomatríz micrítica-peloidal (Ps). **B)** (X10) microfoto aumentada de A). Se observa textura matriz sostén, radiolarios (R), espículas de esponja *Rhaxella* (Es) y placas de microcrinodeos saccocómidos (S) regulares en una pseudomatríz micrítica-arcillosa peloidal (Mx). **Pe:** peloides micríticos limo fino, amalgamados que forman parte de la pseudomatríz.

9) *Wackestone* con terrígenos (Fig. 5.18)

Wackstone con microfábrica masiva, presenta mayor proporción de partículas terrígenas en relación al resto de las microfacies de *wackestones* descriptas y abundante matriz micrítica de aspecto homogéneo.

Terrígenos (11%): Escasos cristaloclastos de plagioclasa con leve alteración sericítica y reemplazo carbonático. Aislados fragmentos de tobas finas y cuarzo monocrystalino.

Partículas esqueletales (8.5%): Escasos radiolarios (espumelláridos principalmente) calcitizados, fragmentos de bivalvos, aislados calpionélidos y detrito bioclástico carbonático indiferenciado.

Partículas no esqueletales carbonáticas y mixtas (7%): Escasa proporción de peloides micríticos con forma de elipse e intraclastos micrítico-arcillosos fracción limo fino. Hay intraclastos que contienen radiolarios, calciesferas y partículas terrígenas.

Matriz (71%): Abundante proporción de matriz micrítica.

Productos diagenéticos (2.5%): Pequeños mosaicos de microesparita, agregados de pirita framboidal, impregnación en óxidos y cristales de yeso de buen desarrollo (hasta arena gruesa).

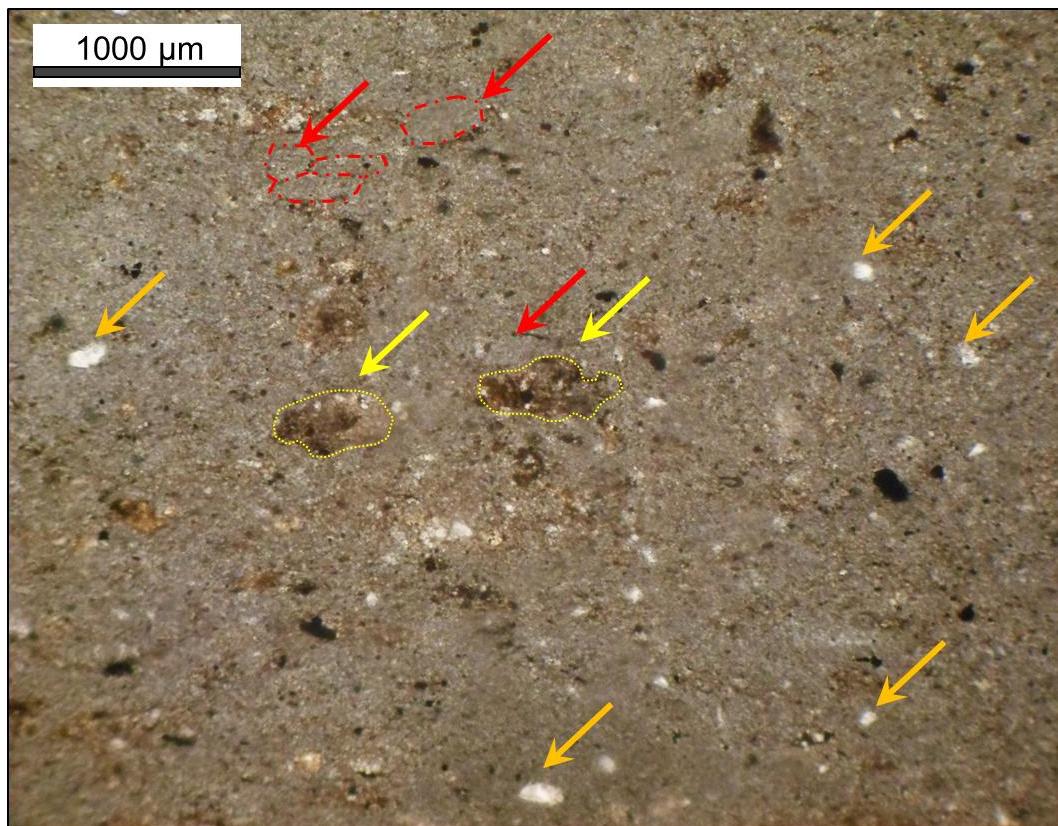


Figura 5.18. (X10) nícoles paralelos. *Wackstone* con terrígenos (C54-2, Puerta Curaco). Presenta intraclastos (rebordes y flechas amarillas), peloides (con y sin rebordes y flechas rojas) y partículas terrígenas (flecha naranja) en una matriz micrítica con pirita framboidal y óxidos.

Packstones-grainstones

10) *Packstone* intraclástico-radiolarítico (Figs. 5.19 A-B y 5.20)

Presenta microfábrica con laminación mal definida por orientación parcial de partículas no esqueletales. La selección es pobre. Se caracteriza por presentar abundantes intraclastos y comunes radiolarios en una escasa pseudomatríz micrítica-arcillosa.

Terrígenos (1%): Aislados individuos de plagioclasa, tamaño limo muy fino a limo grueso, con leve a moderada alteración arcillosa y carbonática.

Partículas esqueletales (26.5%): Común a moderada cantidad de radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, escasa proporción de fragmentos de bivalvos de paredes delgadas y detrito bioclástico carbonático indiferenciado.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (58%): Abundante proporción de intraclastos y aislados a escasos peloídes fracción limo fino a arena mediana. Los intraclastos, de composición variable, contienen bioclastos y clastos de feldespato y cuarzo. Los de color más oscuro, subredondeados a subangulosos, presentan mayor proporción de arcillas, opacos y materia orgánica respecto a los intraclastos micríticos castaños, frecuentemente recristalizados.

Pseudomatríz (9.5%): De composición micrítica-arcillosa, compuesta por agregados de partículas esqueletales en los que es muy difícil distinguir el contacto entre individuos.

Productos diagenéticos (5%): Agregados de microesparita xenotópica interparticular. Aislados agregados de pirita framboidal y óxidos.

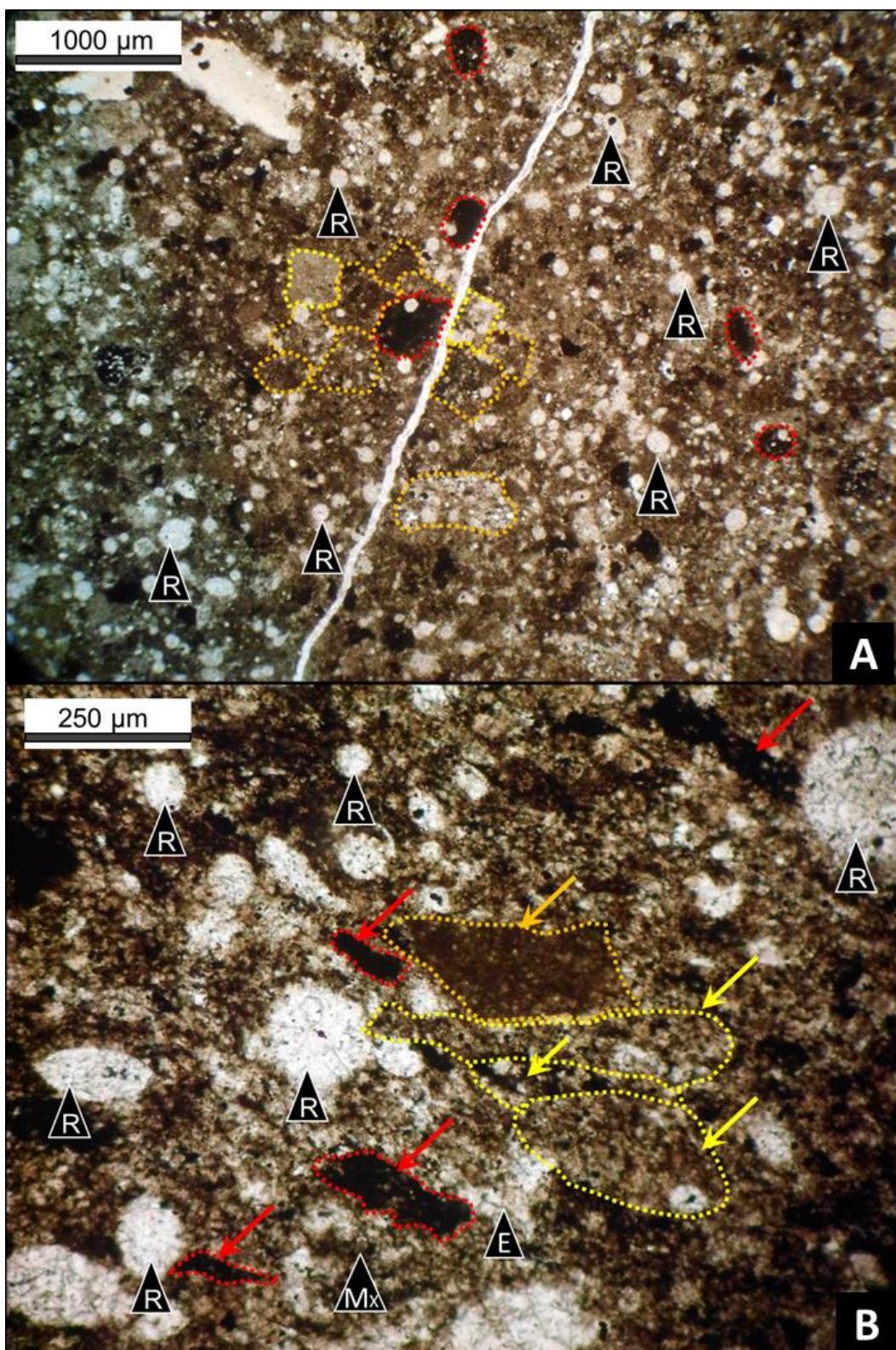


Figura 5.19. A) (X2.5) nícoles paralelos. *Packstone intraclástico-radiolarítico* (C 31-1, Puerta Curaco). Se señalan 3 tipos distintos de intraclastos: Los de color negro (borde punteado rojo) con mayor proporción de arcillas y opacos, los de color castaño claro (borde punteado amarillo) de composición micrítica y los de color castaño negruzco (borde punteado naranja) de composición micrítica-arcillosa con mayor cantidad de opacos que los anteriores. Los radiolarios (R) son comunes. B) Microfoto (X10) del *packstone intraclástico-radiolarítico* de A). Se observan contactos rectos y cóncavo-convexos entre los intraclastos reconocidos. Mx: pseudomatriz micrítica-arcillosa peloidal y E: parches de esparita.

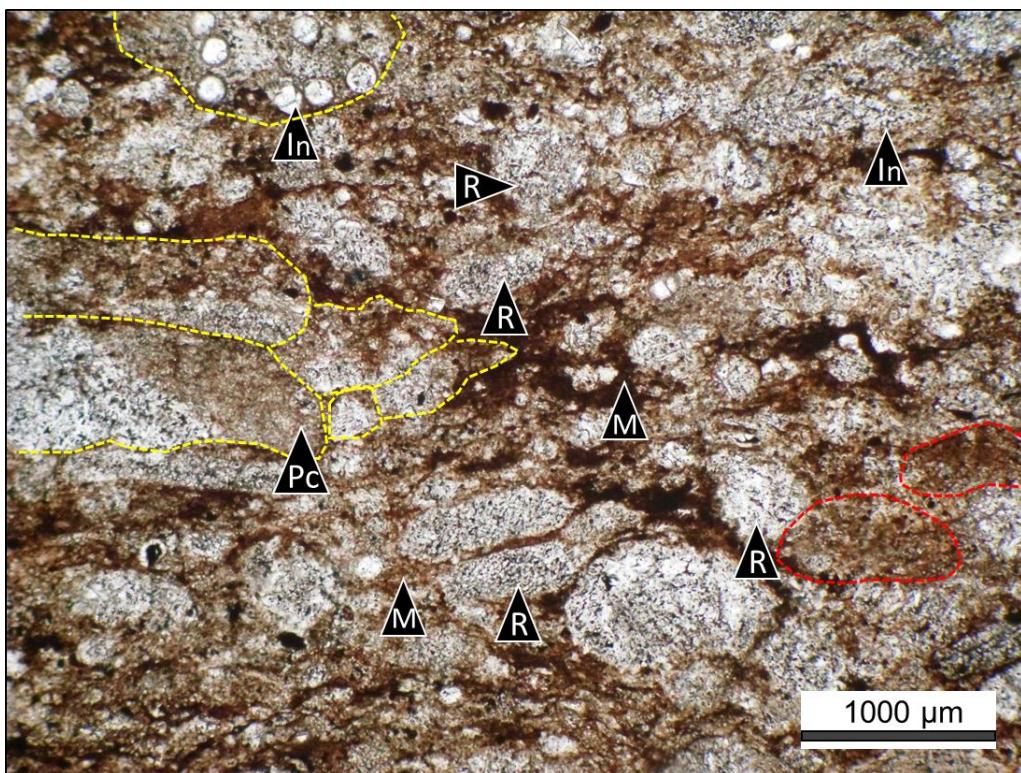


Figura 5.20. A) (X2.5) nícoles paralelos. *Packstone intraclástico-radiolarítico* (C14-4, Puerta Curaco). Los intraclastos están calcitizados parcial a totalmente (línea amarilla, **Pc**). Aquellos micrítico-arcillosos con menor grado de cementación son castaños negruzcos (borde punteado rojo). En el sector superior izquierdo se identifica un intraclasto contenido abundantes calciesferas (In). Radiolarios (R), pseudomatríz micrítica-arcillosa castaña (M).

11) *Grainstone/packstone* intraclástico laminado (Fig. 5.21 A-B)

Presenta excelente microlaminación por orientación de partículas no esqueletales y muy buena selección. Cemento esparítico interparticular y aislada a escasa pseudomatríz micrítica por sectores. Se caracteriza por presentar abundantes intraclastos y peloides alineados.

Terrígenos (2%): Aislados individuos de feldespato con leve alteración arcillosa y bordes alterados a calcita.

Partículas esqueletales (8%): Escasos radiolarios (principalmente espumelláridos) calcitizados, aislada presencia de bivalvos, detrito indiferenciado y ostrácodos.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (75%): Abundante proporción de intraclastos y peloides alineados, de fracción promedio arena mediana. Se identifican intraclastos y peloides micríticos de color castaño claro, aspecto homogéneo subcirculares a circulares. También se reconocen intraclastos micrítico-arcillosos de color castaño negruzco con clastos de feldespato, en forma de elipse. Aquellos de color negro, están subordinados a los dos primeros, son subcirculares y subangulosos, con mayor proporción de arcillas, opacos.

Pseudomatríz (3%): Agregados micrítico-arcillosos, con partículas no esqueletales.

Productos diagenéticos (12%): Cemento microesparítico y esparítico granular con pirita framboidal, en intersticios. Cristales de cuarzo autigénico entre intraclastos.

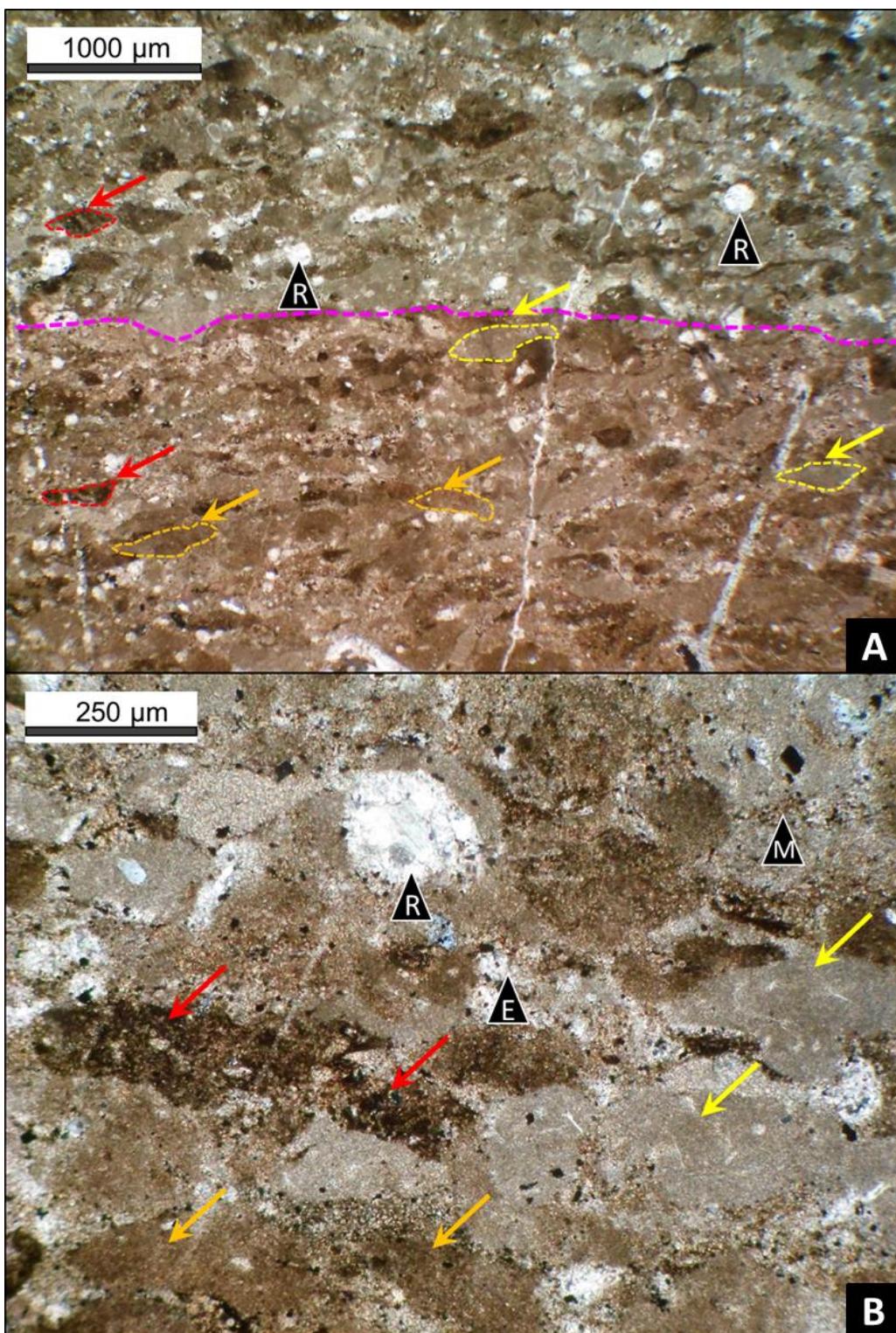


Figura 5.21. A) (X2.5) nícoles paralelos. *Grainstone-packstone* intraclástico laminado (C29-1, Puerta Curaco), con orientación preferencial de partículas no esqueletales. Se observa textura general clasto sostén, buena selección y desarrollo de microlaminación bien definida. Los intraclastos son de distintas composiciones: micríticos (flecha amarilla), micrítico-arcillosos (flecha naranja) y arcillosomícrito con opacos (flecha roja). Los radiolarios (**R**) son escasos. Línea punteada fucsia: límite entre la parte con tinción y sin tinción. **B)** Microfoto (X10) del *packstone-grainstone* intraclástico laminado de A). Se observan los distintos tipos de intraclastos del epígrafe de A). Radiolarios: **R**, pseudomatriz micrítica arcillosa: **M** y cemento esparítico interpartícula con pirita framboidal: **E**.

12) Packstone/grainstone peloidal-radiolarítico (Figs. 5.22 y 5.23)

Microfábrica con laminación mal definida (Fig. 5.22) y en ciertos casos bien definida (Fig. 5.23). Presenta buena selección (Fig. 5.22) o moderada a pobre (Fig. 5.23). Los peloides, que son las partículas predominantes. Los contactos entre partículas no esqueletales son cóncavo-convexos y tangenciales.

Terrígenos (3%): Aislados individuos de plagioclasa con leve a moderada alteración arcillosa y reemplazo carbonático.

Partículas esqueletales (18%): Comunes radiolarios (espumelláridos y nasselláridos) calcitizados, escasos amonites, aislada cantidad de fragmentos de bivalvos y detrito bioclástico carbonático indiferenciado.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (56%): Abundante proporción de peloides micríticos de formas principalmente subcirculares. Escasos a comunes intraclastos subcirculares a elipsoidales, con mayor proporción de arcillas y opacos respecto a los anteriores. Estos últimos presentan partículas terrígenas y bioclastos.

Pseudomatríz (15%): Escasos agregados micrítico-arcillosos con finos peloides bien seleccionados (<10 µm, limo fino a muy fino).

Productos diagenéticos (8%): Escaso cemento microesparítico a esparítico intersticial y pequeños parches de microesparita de bordes irregulares sobre la pseudomatríz. Muy subordinada pirita framboidal y óxidos.

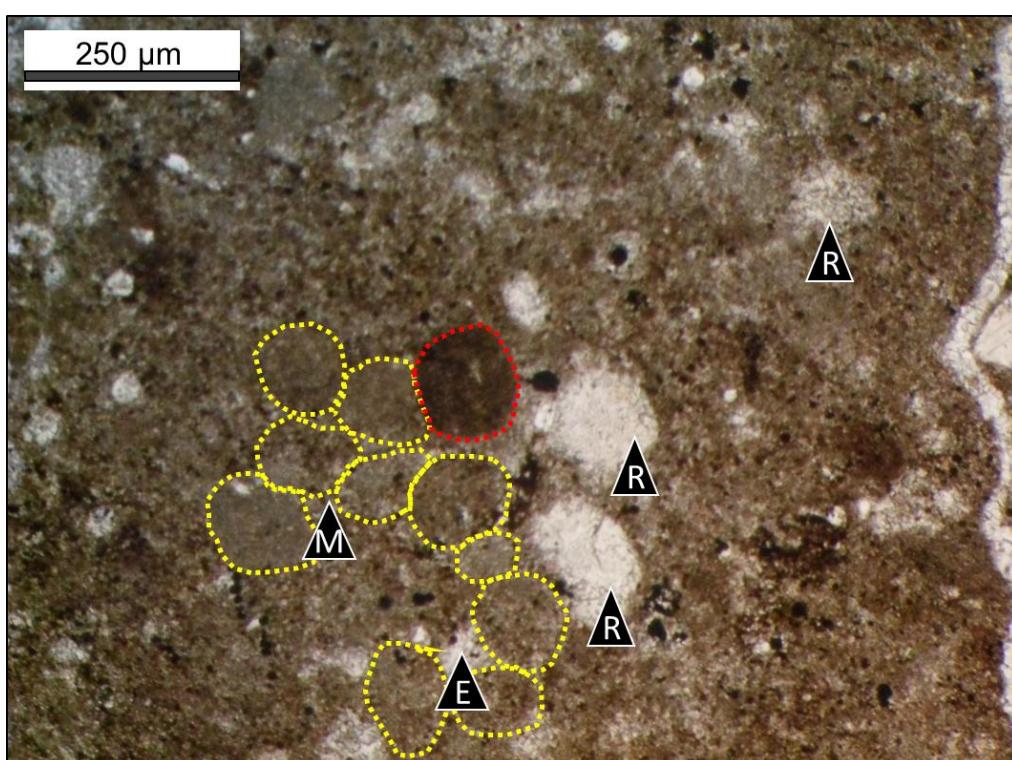


Figura 5.22. (X10) nícoles paralelos. *Packstone/grainstone* peloidal-radiolarítico (C-22, Puerta Curaco) con textura general clasto sostén, buena selección, sin laminación. Abundantes peloides micríticos (línea punteada amarilla), escasos intraclastos (línea roja) y comunes radiolarios (R). Pseudomatríz micrítica-arcillosa peloidal (M). Cemento esparítico intersticial con pirita (E).

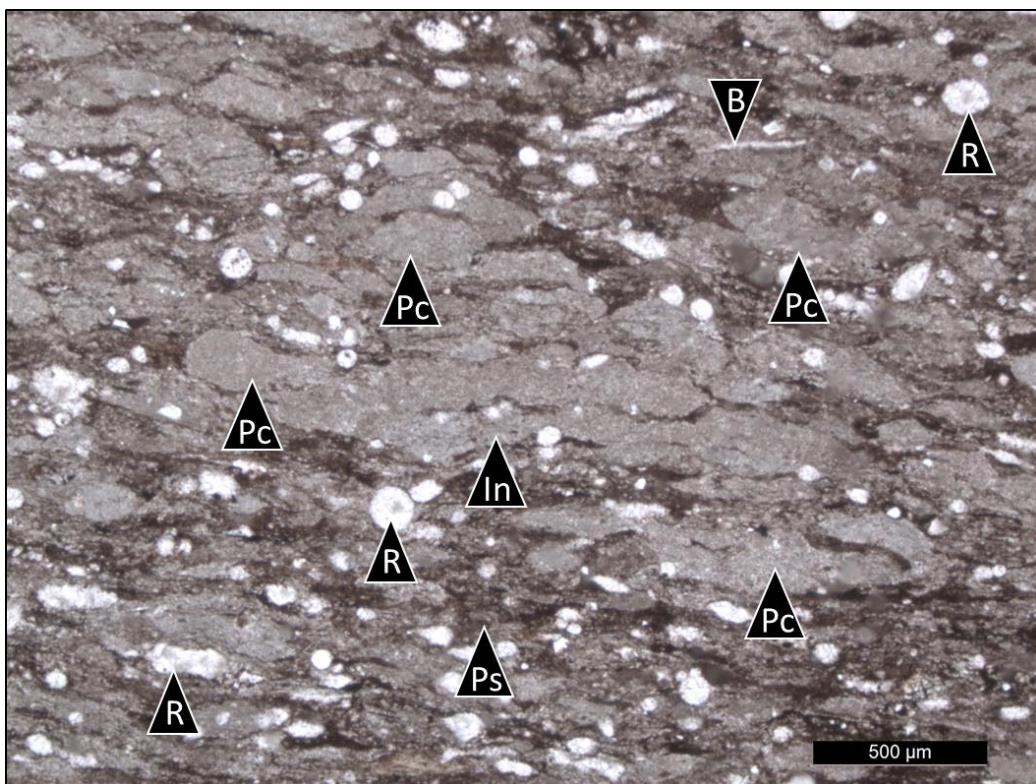


Figura 5.23. (X4) nicoles paralelos. Packstone peloidal-radiolarítico (C-63, Puerta Curaco). Presenta textura general clasto sostén (en ciertos sectores es matriz sostén), moderada a pobre selección y buena laminación. Peloides micríticos (**Pc**), intraclastos (**In**), radiolarios (**R**), bivalvos (**B**), pseudomatriz micrítica-argilosa peloidal (**Ps**).

13) Packstone/grainstone bioclástico (Fig. 5.24 A-B)

La roca tiene textura clasto sostén con matriz arcillosa-micrítica en los intersticios entre bioclastos (sector de *packstone*) y también son comunes los sectores de textura clasto sostén donde el espacio interparticular está ocluido por mosaicos de calcita (sector de *grainstone*). Son subordinadas las zonas donde la textura es matriz-sostén (*wackestone*).

Terrígenos (7%): Escasos clastos tamaño arena de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo monocristalino. Aislados líticos con texturas de devitrificación.

Partículas esqueletales (45%): Abundantes foraminíferos epistomínidos tamaño promedio arena (hasta arena gruesa y grava) y comunes fragmentos de valvas de bivalvos entre limo grueso y grava fina, de disposición caótica. Las cámaras de los foraminíferos están llenas por mosaicos de esparita y subordinadamente por cristales autigénicos de cuarzo y sus paredes están recristalizadas a microesparita-esparita. Los bivalvos se encuentran completamente recristalizados a microesparita y esparita. Los bivalvos articulados pueden estar completamente llenos por mosaicos de esparita idiotípica. Las espículas de esponja del género *Rhaxella* son escasas y pueden estar silicificadas o calcitizadas, siendo las últimas las más comunes. Se reconocen aislados

radiolarios reemplazados por cristales de esparita idiotópica y aisladas placas de microcrinoideos saccocómidos.

Partículas no esqueletales, carbonáticas y mixtas (30%): Moderada proporción de intraclastos castaño verdosos, con páginas de óxido, subcirculares y rectangulares, con tamaño más frecuente en arena gruesa. Escasos peloides micríticos castaño oscuros circulares, sin signos visibles de deformación, tamaño limo fino a arena gruesa pero, en ciertos casos, pueden alcanzar tamaño grava.

Pseudomatriz (6%): Agregados de composición micrítica-arcillosa y finos de tamaño uniforme (limo muy fino).

Productos diagenéticos (12%): Mosaicos de esparita idiotópica interpartícula, agregados de pirita framboidal y óxidos.

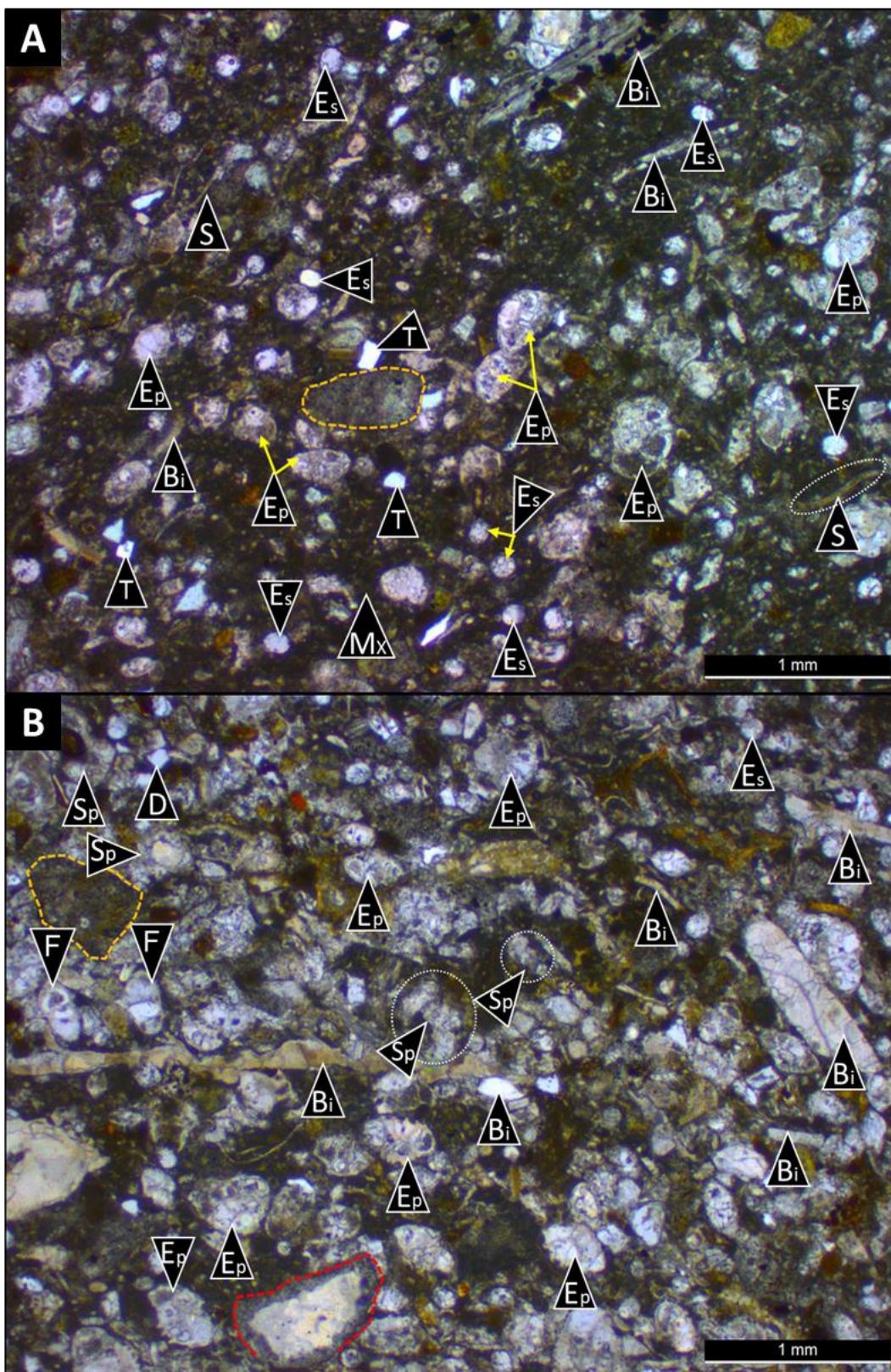


Figura 5.24. A) y B) (X2.5) nicoles paralelos. *Packstone bioclastico* (EM-156, Los Catutos). Están integrados por una elevada proporción de bioclastos, compuestos en orden de abundancia por: 1) *Epistomina* (**Ep** ó **F**), bivalvos principalmente desarticulados (**Bi**), espículas de esponja silicificadas y calcitizadas (**Es**) y placas de microcrinoideos saccocnoides (**S**). Intraclastos (línea punteada naranja), clastos terrígenos (**T**, cuarzo y plagioclasa) y litoclastos (línea punteada roja) en una pseudomatriz micrítico-arcillosa peloidal (**Ps**). En A) la textura general es clasto sostén a matriz sostén por lo tanto se define como un *packstone-wackestone*, en B) la textura general es clasto sostén y en intersticios se observan mosaicos de esparita idiotópica (**Sp**), por lo que se clasifica a la roca como *packstone/grainstone* bioclastico.

14) *Bindstone* microbiano (Fig. 5.25)

En la base está en contacto neto con un *wackestone* y en el tope está en contacto difuso con un *packstone* peloidal-radiolarítico. Aglutina radiolarios y partículas terrígenas y contiene lentes ricos en arcillas y materia orgánica. Es de composición micrítica pero está en parte recristalizado a cristales ecuentes de esparita.

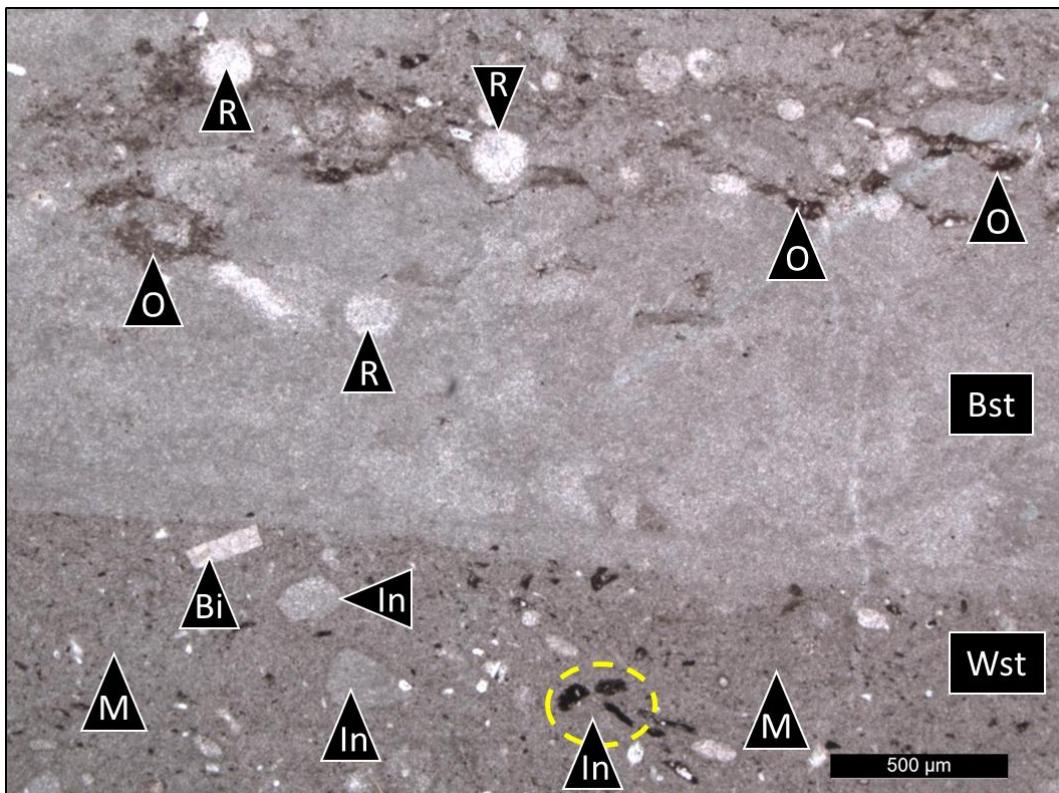


Figura 5.25. (X4) nícoles paralelos. *Bindstone* microbiano (PC-25, Puerta Curaco). El *bindstone* (**Bst**) aglutina radiolarios (**R**) y contiene lentes ricos en arcillas y materia orgánica (**O**). Es de composición micrítica pero está en parte recristalizado a esparita. En la base, está en contacto neto con un *wackstone* (**Wst**) con matriz micrítica (**M**). In: intraclastos, Bi: Bivalvo.

Síntesis Interpretativa

Las interpretaciones generales de los procesos depositacionales que dieron lugar a las microfacies clásticas-mixtas y carbonáticas descriptas, se realizaron dentro del marco paleoambiental provisto en el apartado 2.2.4 y de trabajos relevantes, citados a continuación.

De acuerdo con Kietzmann *et al.* (2008, 2014, 2016, 2020), Kietzmann y Palma (2009a, 2011, 2014), en los perfiles sedimentológicos de la Formación Vaca Muerta analizados, la mayor parte de los depósitos carbonáticos muestran evidencias de la combinación de procesos generados por decantación y retrabajo a partir de corrientes de fondo, erosión durante tormentas y depositación a partir de flujos de corrientes de

turbidez.

En las microfacies clásticas/mixtas y carbonáticas, la abundante proporción de partículas intracuencas integrada principalmente por intraclastos y peloídes, sugiere la erosión del sustrato en los sectores más someros y el posterior transporte del sedimento a través de flujos subácueos y depositación en masa (Kietzmann *et al.* 2014 a, b, 2016, 2020, Catalano *et al.* 2017, 2018). Interpretaciones alternativas asociadas con el desarrollo de flujos hiperpícnicos y corrientes de contorno fueron propuestas por Otharan *et al.* (2020), Minisini *et al.* (2020) y Paz *et al.* (2021), pero su discusión escapa a los objetivos de la presente tesis.

En general, es común que los dos grupos de microfacies presenten mezcla de material planctónico (por ejemplo, radiolarios, placas de microcrinoideos saccocómidos, calpionélidos y calciesferas) y material transportado desde sectores más someros, tales como intraclastos de composición variable y peloídes, ostreidos, bivalvos de paredes gruesas, ostrácodos, espículas de esponjas de tipo *Rhaxella*, y gastrópodos. Los *wackestones* radiolaríticos representan una mezcla de procesos sedimentarios que incluyen decantación de organismos planctónicos y de material de grano fino en suspensión, como así también de partículas puestas en suspensión durante eventos de alta energía (Kietzmann *et al.* 2014, 2016, 2020). Los *wackestones* radiolaríticos en donde la cantidad de radiolarios es elevada ($\geq 20\%$), sugiere que una fracción de los mismos se asocia a erosión del sustrato marino y transporte hacia más profundas por medio de corrientes de turbidez (Kietzmann *et al.*, 2014a).

Los *wackestones/packstones* que contienen partículas esqueletales típicas de aguas someras, están probablemente relacionados a la removilización del fondo durante tormentas como sugieren sus bases erosivas, la alta fragmentación de bioclastos y la orientación aleatoria de las valvas (Kietzmann *et al.* 2020). De acuerdo con lo anterior, los *packstones/grainstones* bioclásticos reconocidos con abundantes foraminíferos epistomínidos y comunes valvas de bivalvos fragmentadas, de tamaños limo grueso hasta grava fina y disposición caótica, podrían estar vinculados a erosión del fondo marino de aguas someras por eventos de tormenta o corrientes de turbidez. En efecto, estos depósitos suelen presentar laminación horizontal y bases nítidas e irregulares, fábricas grano sostén con muy baja proporción de matriz, muy buena selección (arena fina a arena gruesa) y la alineación sub-horizontal de partículas.

De acuerdo a Scasso *et al.* (2005), las calizas pertenecientes al Miembro Los Catutos, son biopelmicritas laminadas (aquí clasificada como wackestone bioclástico-peloidal laminado), biopelmicritas masivas (wackestone bioclástico-peloidal masivo), pelbiomicritas laminadas y pelbiomicritas masivas (wackestone peloidal-bioclastico), . Según estos autores, se asocian a fondos de aguas oceánicas abiertas, de baja energía

y pobremente oxigenados. La tasa de sedimentación fue alta debido a la alta productividad carbonática, juntamente con la contribución de plumas que transportaron material en suspensión, previamente erosionado en áreas proximales. Las biopelmicritas masivas ricas en espículas de esponjas, partículas fosfáticas, foraminíferos y radiolarios y pobres en material terrígeno sugieren una fuente intracuencial para estas litologías. Las biopelmicritas laminadas pueden presentar niveles de espículas y microcrinoideos orientados, como resultado de corrientes de fondo.

Las microfacies de *wackestones* bioclásticos-peloidales (7B1-B2) y peloidales bioclásticos (8A3) aquí descriptas, presentan una pseudomatriz peloidal (peloides muy bien seleccionados <10 µm, limo fino a muy fino) de composición micrítica-arcillosa, muy bajo contenido de clastos terrígenos (<2%), comunes bioclastos principalmente planctónicos (por ejemplo, radiolarios, microcrinoideos saccocómidos y calciesferas) y moderada cantidad de partículas no esqueletales de distinta composición. Las características anteriores se interpretan como resultado de la interacción entre flujos subácueos asociados a la erosión de áreas proximales y la decantación de material planctónico en suspensión. Según Kietzmann y Palma (2009b), en la Formación Vaca Muerta los restos de saccocómidos se restringen a las facies de rampa externa. Los mismos están desarticulados, carecen de signos de fragmentación y/o abrasión y se encuentran dispersos en el fango micrítico o acumulados en forma de concentraciones de origen sedimentario. Según los mismos autores, los restos que se encuentran dispersos fueron reconocidos en las microfacies de *wackestones* biomicríticos con espículas de esponjas. Por lo tanto, la concentración de placas de microcrinoideos saccocómidos y espículas de esponjas (*Rhaxella*), en la microfacies de *wackestone* bioclástico peloidal (microfacies 7B, Tabla 5.2), podría asociarse a corrientes de fondo, que acumulen estos bioclastos en la rampa externa.

Las microfacies de fangolitas radiolaríticas constituidas principalmente por material pelágico con alto contenido de materia orgánica, se vinculan a circulación restringida de corrientes de fondo, anoxia del fondo marino y alta productividad, de acuerdo a O'Brien y Slatt (1990).

El retrabajo por corrientes de fondo sobre depósitos pelágicos inconsolidados previos, dio lugar a fangolitas con intercalación de niveles con laminación cruzada de bajo ángulo.

CAPÍTULO 6: PETROGRAFIA - ANALISIS DIAGENETICO

6.1. Introducción

En el presente capítulo se realiza la interpretación de procesos y ambientes diagenéticos a través del análisis textural de la roca, texturas de cementos carbonáticos, grado de compactación, relación entre microfracturación y cementación carbonática, asociaciones de minerales secundarios y tipos de luminiscencia de la calcita.

En rocas carbonáticas los procesos diagenéticos que ocurren en la zona superficial donde hay circulación de agua marina corresponden al campo de la eogénesis. Durante la eogénesis, las soluciones porales pueden conectarse fácilmente con las aguas superficiales marinas o dulces.

Se utiliza la expresión diagénesis por soterramiento o zona mesogenética, para representar los procesos diagenéticos que ocurren debajo de la zona de circulación activa de agua de mar (Moore, 1989; Tucker y Wright, 1990; Scholle y Ulmer Scholle, 2003). El Dr. Peter Gutteridge (*com. pers.*) señaló que el término "mesogénesis" se emplea actualmente con ese significado en sucesiones carbonáticas de la región de Medio Oriente, como la Formación Arab.

Munnecke *et al.* (2023) crean una subdivisión de la diagénesis por soterramiento, ya que utilizan el término diagénesis por soterramiento temprano para procesos que tuvieron lugar en los primeros metros de la columna sedimentaria, en rocas de baja permeabilidad en donde no se producen las texturas características de los cementos marinos por la falta de circulación de agua marina.

Durante la diagénesis por soterramiento profundo o tardío, las condiciones de presión-temperatura son elevadas y prevalecen los procesos de compactación química sobre la compactación mecánica. En esta etapa avanzada de la diagénesis, la carga litostática es elevada y los esfuerzos verticales imperan sobre los horizontales, favoreciendo el desarrollo de fracturación y microfracturación discordante a la laminación en carbonatos y la subsecuente circulación de fluidos a altas temperaturas.

Es importante resaltar que, para sucesiones clásticas, la misma nomenclatura puede tener distinto significado. Por ejemplo "Eogénesis" comprende las reacciones químicas que suceden desde el momento que se deposita el sedimento hasta que abandona la zona de fermentación, alrededor de los 75°C y unos 1650 m de profundidad para gradientes promedio (Choquette y Pray, 1970; Schmidt y Mc Donald, 1979; Burley *et al.*, 1985; Scasso y Limarino, 1997). Luego, la mesogénesis abarca todas las reacciones que ocurren desde el límite con la zona de fermentación (alrededor de 75°C) hasta el campo metamórfico.

Finalmente, la telogénesis contempla los procesos relacionados con el levantamiento e interacción con aguas meteóricas.

En esta Tesis Doctoral uno de los objetivos a resolver consiste en identificar la mineralogía original del carbonato que sufrió modificaciones durante la diagénesis por soterramiento. Estas modificaciones tienen relación con la composición original de los componentes carbonáticos, con la composición de los fluidos porales y con las condiciones de presión y temperatura. Para ello se utilizan estudios petrográficos mediante microscopio de polarización, catodoluminiscencia (CL) y microscopio electrónico de barrido (MEB), que se complementan con análisis de isótopos estables de C y O y de las relaciones entre elementos mayoritarios, minoritarios y trazas asociados al carbonato de calcio.

En primera instancia, se describieron las características texturales primarias y secundarias, el tipo de contacto entre partículas y la forma de las mismas (que representa el grado de deformación), tipos de texturas de cementos y asociaciones de minerales secundarios. Siguiendo la nomenclatura de Folk (1959), se utilizaron los términos micrita para cristales de calcita de hasta 4 μm , microesparita para cristales de entre 4-10 μm , pseudoesparita >10 μm hasta 30 μm y esparita para cristales mayores de 30 μm . La asignación de la microesparita y pseudoesparita al neomorfismo se hizo en función de la relación de intersección con los elementos texturales de la roca, de los contactos entre los cristales, del tipo de luminiscencia (apartados 6.2.3, 6.4.2.3 y 6.4.3.4) y de la asociación secundaria.

Respecto de la morfología de los cristales autigénicos de calcita se utilizaron los siguientes términos (Folk 1965): i) ecuante, son cristales equidimensionales con relaciones entre su eje mayor y menor < 1.5:1) ii) fibrosos, son inequidimensionales con relaciones axiales > 6:1), iii) prismáticos o *bladed*, también son inequidimensionales con relaciones axiales entre los fibrosos y ecuantes (6:1 a 1.5:1).

En relación a los contactos entre cristales de esparita y microesparita en mosaicos, se utilizó la terminología de Friedman (1965). El término idiotópico, se emplea para contactos rectos entre cristales euhedrales y el término xenotópico, se usa para contactos no planares (irregulares o sinuosos) entre cristales anhedrales.

Principales procesos diagenéticos, relacionados a los carbonatos de la Formación Vaca Muerta:

1) Micritización:

En el fondo marino o justo debajo del mismo, en la zona freática marina, es característica la biodegradación sobre partículas esqueletales y no esqueletales con

generación de envoltorios micríticos, por acción microbiana. Por otro lado, la micritización destructiva es resultado de perforaciones muy pequeñas (del orden de 1 μm) sobre la superficie de la partícula por organismos litófagos.

2) Cementación carbonática:

Cerca de la superficie marina la diagénesis temprana es considerada un proceso importante en la litificación de los carbonatos marinos (Halley, 1987; Dix y Mullins, 1988; Raiswell, 1988; Bathurst, 1993; Maliva, 1995; Melim *et al.*, 1995; Hendry *et al.*, 1996). En este ámbito de diagénesis se reconocen distintas texturas de cementos carbonáticos de composición calcítica de alto Mg y aragonítica. Los cementos de calcita de alto Mg consisten en franjas isopáquicas de calcita *bladed* y cemento micrítico, también llamado corteza microcristalina ó peloidal. Las texturas de cementos aragoníticos consisten en franjas aciculares, mallas de agujas o son fibrosas (Tucker y Wright, 1990; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003).

Los mosaicos de pseudoesparita y esparita castañas, de aspecto sucio o terroso, con inclusiones de micrita o microestructuras de valvas corresponden a la mesogénesis marina temprana. Pueden generarse por neomorfismo en partículas esqueletales aragoníticas, cementos micríticos, o del fango carbonático (Munnecke, 1997; Flügel, 2004; Caron *et al.* 2009).

Los cementos precipitados en el ambiente de diagénesis de soterramiento están en su mayoría formados por esparita clara ó límpida y gruesa (Tucker y Wright, 1990). Hay distintos tipos de mosaicos asociados a la cementación en el ámbito de la diagénesis por soterramiento: 1) Esparita ecuante drusoide, 2) calcita poiquilotópica, 3) mosaicos de esparita ecuante equigranular y 4) calcita esparítica sintaxial, comúnmente asociada a fragmentos de equinodermos. 5) carbonato barroco, característico de la diagénesis profunda (Moore, 1989; Tucker y Wright, 1990).

3) Dolomitización:

Según Scholle y Ulmer-Scholle (2003), el proceso de dolomitización requiere de tres factores: una fuente de Mg (generalmente agua marina), un medio para mover los grandes volúmenes de esta agua marina a través de la secuencia sedimentaria y un modo de disminuir los factores cinéticos que tienden a inhibir la precipitación de la misma. Las aguas connatas de origen evaporítico pueden proveer más Mg del necesario para la dolomitización penetrante a escala regional durante la diagénesis temprana (Moore 1989). Las aguas connatas evaporíticas suelen ser liberadas tempranamente en la historia compactacional, de tal manera que, no estarían disponibles para la dolomitización en la mesogénesis o diagénesis por soterramiento (Woronick y Land,

1985; Stoessell y Moore, 1983). Por otro lado, en la diagénesis por soterramiento profundo las elevadas temperaturas tienden a favorecer la precipitación de dolomita por reducción termoquímica del sulfato (factor cinético). Las principales restricciones para la dolomitización en este ámbito son: 1) la fuente de Mg y 2) los medios de migración de los fluidos a presiones litostáticas elevadas en reservorios de baja permeabilidad, de acuerdo con Morrow (1982) y Woronick y Land (1985). Según el tamaño y hábito de los cristales de dolomita, se diferencian los siguientes tipos que se asignan a distintos estadios diagenéticos:

Bajo condiciones de bajas temperaturas y aporte constante de fluidos ricos en Mg en la eogénesis, se desarrollan cristales de dolomita anhedrales a subhedrales de tamaño medio (Rahimi, 2016; Ahmad, 2022). Los cristales anhedrales a subhedrales de contactos planares pueden asignarse a baja temperatura, entre 50-100°C (Billial *et al.*, 2022).

Según Moore (1989), tres tipos de dolomita asociadas a diagénesis por soterramiento son comúnmente reconocidas: 1) Rombos euhedrales de dolomita dispersos, 2) Dolomita cristalina gruesa y de distribución penetrante, que puede ser selectiva respecto a la fábrica y 3) Dolomita barroca, que ocurre como cemento muy tardío llenando intersticios. En esta última, la catodoluminiscencia suele estar atenuada y, en general, es pardo oscuro. Los cristales de dolomita gruesos pueden observarse comúnmente en bioclastos, que pueden originarse de la recristalización de dolomita temprana (Billial *et al.*, 2022).

4) Neomorfismo:

El término fue introducido por Folk (1965) y se refiere a las transformaciones que sufren los minerales en presencia de fluido. Según Flügel (2004) estas transformaciones incluyen procesos de reemplazo (la disolución de un mineral y la simultánea formación de otro por ejemplo, silicificación de carbonatos), inversión (el reemplazo de un mineral por su polimorfo, por ejemplo reemplazo de aragonita por calcita de bajo Mg (LMC) y recristalización agradacional (cambio en el tamaño de cristal y red cristalina, sin cambio en la mineralogía). La transformación de granos o partículas de aragonita y calcita de alto Mg (HMC) a calcita de bajo Mg (LMC), es uno de los procesos más importantes en la diagénesis de carbonatos (Flügel, 2004).

El proceso de neomorfismo de tipo agradacional, da lugar a un aumento de tamaño de cristal y es más reconocible en calizas de grano fino. La compactación mecánica y el neomorfismo afectan a los componentes originales tales como pellets y peloídes y dan lugar a la formación de una pseudomatriz carbonática (Geslin, 1984; Flügel, 2004). Las fábricas neomórficas frecuentemente exhiben cristales irregulares con límites sinuosos

o engolfados. Es común observar la presencia de partículas esqueletales y no esqueletales flotando dentro de estos agregados de cristales de calcita irregulares. La microesparita y esparita neomórficas pueden reconocerse por presentar contactos intercristalinos no-planares e irregulares (xenotópica), distribución de tamaño de cristal variable con desarrollo en parches y límites gradacionales o irregulares de éstos con respecto a la pseudomatriz (Tucker y Wright 1990).

La zonación composicional de límites planos en cristales de esparita que rellena cavidades en bioclastos y cementa espacios interpartícula, se vincula a neomorfismo agradacional, que consiste en la disolución de algunos cristales con cementación sintaxial en otros (Tucker et al. 1990).

Si bien el neomorfismo (agradacional y por inversión) puede comenzar en la eogénesis, es más importante durante la mesogénesis a altas temperaturas. De hecho, según Munnecke *et al.* (1997), la presión y temperatura es incrementada debido a la sobrecarga litostática por acumulación sedimentaria y soterramiento, promoviendo el neomorfismo agradacional. Los cristales de microesparita más grandes crecen lentamente a expensas de los microcristales de calcita más pequeños. A medida que este mecanismo evoluciona, las calizas microesparíticas se vuelven más homogéneas ya que el tamaño cristalino se vuelve más uniforme. Munnecke *et al.* (1997) proponen que el neomorfismo agradacional corresponde principalmente a diagénesis por soterramiento, ya que las texturas asociadas a este proceso no fueron observadas en las calizas pliocenas de Las Bahamas que no sufrieron un soterramiento profundo. Según Tucker y Wright (1990), los cristales de esparita neomórficos pueden mostrar una zonación de luminiscencia de tipo concéntrica de crecimiento, como ha sido visto en cementos esparíticos que rellenan cavidades. Esta zonación es resultado del neomorfismo agradacional y se asocia a disolución de algunos cristales y crecimiento sintaxial sobre otros.

5) Compactación física o mecánica:

La compactación mecánica comienza tan pronto como existe sedimento suprayacente, con la simple pérdida de agua y re-arreglo de las partículas en un empaquetamiento más cerrado (Tucker y Wright 1990). Experimentos de compactación realizados por Shinn y Robbin (1983), confirman la importancia en la fase de pérdida de agua en la compactación de sedimento de plataforma. En coronas de sedimentos de la Florida, determinaron que, en la primera fase de compactación, la pérdida de porosidad no está acompañada por una significante fracturación de granos. Por lo tanto, los resultados indican que la pérdida inicial de porosidad está dominada por la pérdida de agua. Según Moore (1989) la compactación mecánica y pérdida de agua es

particularmente importante en sedimentos compuestos por arcillas y limo (fangosos). Según el último autor, los sedimentos grano soportados, como por ejemplo las arenas carbonáticas, tienen una historia compactacional un poco diferente. La primera pérdida de porosidad (primera fase) está asociada con el re-arreglo mecánico de granos. Conforme los sedimentos carbonáticos son soterrados bajo una sobrecarga creciente, la compactación mecánica produce reducción de la porosidad y facturación de granos y partículas. Es decir, la siguiente fase de reducción de porosidad está vinculada a la fractura mecánica de granos. El incremento del *stress* por sobrecarga en sedimentos carbonáticos resulta en la formación de un amplio rango de texturas compactacionales y fábricas (Tucker y Wright, 1990), algunas visibles al microscopio. Como, por ejemplo, fábricas bien laminadas por alineación de las partículas con deformación plástica, contactos cóncavos-convexos y suturados entre partículas no esqueletales y fracturación de bioclastos. Los efectos de la compactación física en sedimentos grano soportados pueden ser amortiguados por cementación temprana.

6) Compactación química:

Una vez que el sedimento ha sido compactado mecánicamente y una estructura o armazón estable entre partículas se ha establecido, con el aumento del soterramiento se incrementa el estrés elástico en los contactos individuales entre granos (Moore 1989). Según Moore (1989), bajo condiciones de diagénesis de soterramiento, el aumento en el estrés elástico en los contactos entre partículas eleva el potencial químico, reflejado a su vez en el incremento de la solubilidad en los contactos. La compactación química es una fuente de carbonato importante en la diagénesis por soterramiento profundo (Moore, 1989; Tucker y Wright, 1990).

La compactación química, que da lugar a los *seams* de disolución, es un factor importante ligado a la generación de cementación carbonática dentro de la diagénesis por soterramiento (Tucker *et al.* 1990), donde el sistema fluido-roca es cerrado.

La compactación química y disolución por presión son procesos muy importantes durante la diagénesis por soterramiento, además de producir un rango de texturas de disolución (reconocidas bajo MEB), también ocurre la disolución de granos y sedimento y es una importante fuente de carbonato para la cementación *burial* (Tucker *et al.* 1990).

Básicamente, la compactación química es otra forma de reducción de espesor en sedimentos carbonáticos, que implica disolución de partículas y requiere una carga litostática de cientos de metros para producirse. Los minerales insolubles, como las arcillas y la materia orgánica, promueven la compactación química en secuencias carbonáticas de grano fino (Choquette y James, 1987).

Estudios actuales de carbonatos pelágicos, a través del análisis de coronas, revelan un progresivo incremento en la litificación, con sedimento pelágico poco litificado (*ooze*) pasando a cretas (*chalks*) y finalmente a calizas (*limestones*) con el incremento de profundidad (Tucker y Wright 1990). Las cretas y calizas se forman principalmente por compactación y disolución de los sedimentos carbonáticos que contienen microcristales de calcita derivados del material planctónico con cementación posterior.

La compactación química en rocas carbonáticas, a través de la presión-disolución da lugar a planos de disolución, contactos suturados, texturas penetrativas por interpenetración de granos, cemento syntaxial sobre partículas esqueletales, cemento carbonático poiquilotópico y texturas de disolución reconocibles bajo MEB.

7) Microfracturación:

Varios mecanismos pueden actuar independientemente o en conjunto en pelitas y rocas carbonáticas para producir la fracturación y crecimiento de fracturas, que incluyen la compactación diferencial, carga litostática, cambios locales y regionales de stress asociado a eventos tectónicos, catagénesis y levantamiento (Gale *et al.*, 2014). Las fracturas y microfracturas verticales extensionales, son comunes en los carbonatos (calizas, dolomías, *beef veins* y concreciones carbonáticas) y son resultado del predominio de esfuerzos verticales a elevadas profundidades de soterramiento. Existen diferentes mecanismos para la generación de fracturas llenas por calcita, paralelas a la fábrica de las rocas sedimentarias de grano fino como, por ejemplo: plegamiento, deslizamiento paralelo a la laminación y eventos de deformación regionales por compresión. Rodrigues *et al.* 2009; Gale *et al.*, 2014; Ukar 2017a; Ukar 2020; Cruset *et al.* 2021 han señalado que las fracturas horizontales paralelas a la fábrica de las pelitas llenas por calcita fibrosa (*beef veins*) de la Formación Vaca Muerta, están vinculadas a la catagénesis, donde la presión de fluido poral por craqueo del querógeno es superior al stress vertical por carga litostática bajo contracción paralela a la laminación.

8) Procesos asociados al levantamiento y exposición de los sedimentos durante la telogénesis:

Las asociaciones de minerales estables en la mesogénesis pueden sufrir alteración y disolución por disminución de la presión y temperatura. Los procesos asociados a levantamiento y meteorización incluyen oxidación y degradación de la materia orgánica, oxidación de Fe por acción bacteriana que al combinarse con oxígeno puede generar hematita o limonita (Billial *et al.*, 2022) y precipitación de sulfatos (yeso). La porosidad móldica y fenestral pueden generarse en el ámbito de la diagénesis meteórica (Billial *et al.*, 2022).

9) Catodoluminiscencia:

La variación en la concentración de elementos traza que gobiernan la luminiscencia de carbonatos (principalmente Mn^{+2} , Fe^{+2}), está determinada principalmente por el grado de “apertura” del sistema (Pagel *et al.*, 2000). En los sistemas abiertos, donde existe aporte constante de agua y tasas altas de flujo de agua. En estos, la cementación y recristalización carbonática no tiene efecto notorio en la composición del fluido. Por el contrario, en los sistemas “semicerrados” y “cerrados”, la cementación y recristalización carbonática impactan en la concentración química del fluido en función del tiempo (Pagel *et al.*, 2000).

Los perfiles sedimentarios estudiados en esta tesis representan distintos sectores de la cuenca que estuvieron sometidos a distintas historias de soterramiento, tectónica y de flujo térmico (Tabla 3.11). Los procesos diagenéticos y las características petrográficas-texturales de los carbonatos de cada una de las áreas serán tratados separadamente, como así también, las concreciones carbonáticas de las distintas secciones sedimentarias.

6.2. Análisis petrográfico-diagenético

Puerta Curaco

6.2.1. Ánálisis petrográfico-diagenético en partículas esqueletales

En esta sección, se describen los minerales secundarios de reemplazo, texturas de recristalización neomórfica y texturas de cementos carbonáticos intrapartícula, en las partículas esqueletales más representativas, que brindan información en relación a distintos procesos de la diagénesis temprana y de soterramiento, es decir, en el ámbito de la eogénesis y mesogénesis respectivamente.

Procesos de reemplazo:

Se observa el reemplazo en partículas esqueletales originalmente silíceas, como radiolarios y espículas de esponjas. Los radiolarios están reemplazados parcial o totalmente por calcita y agregados de pirita framboidal y cúbica. Ocasionalmente, presentan cuarzo en su parte central (Fig. 6.2.1) distinguiéndose: i) cristales de microesparita de forma irregular en el borde del radiolario y cuarzo secundario en el centro, ii) cristales de microesparita *bladed* ó ecuentes en el borde y cuarzo secundario en el centro. iii) El reemplazo calcítico total (Figs. 6.2.1 y 6.2.2) bajo la forma de esparita ecuante de tipo drusoide y bordes rectos (R1 en figura 6.2.2), microesparita prismática

o irregular en el borde y ecuante en el centro del radiolario (R3 en figura 6.2.1) y microesparita xenotópica (R2 en figura 6.2.2).

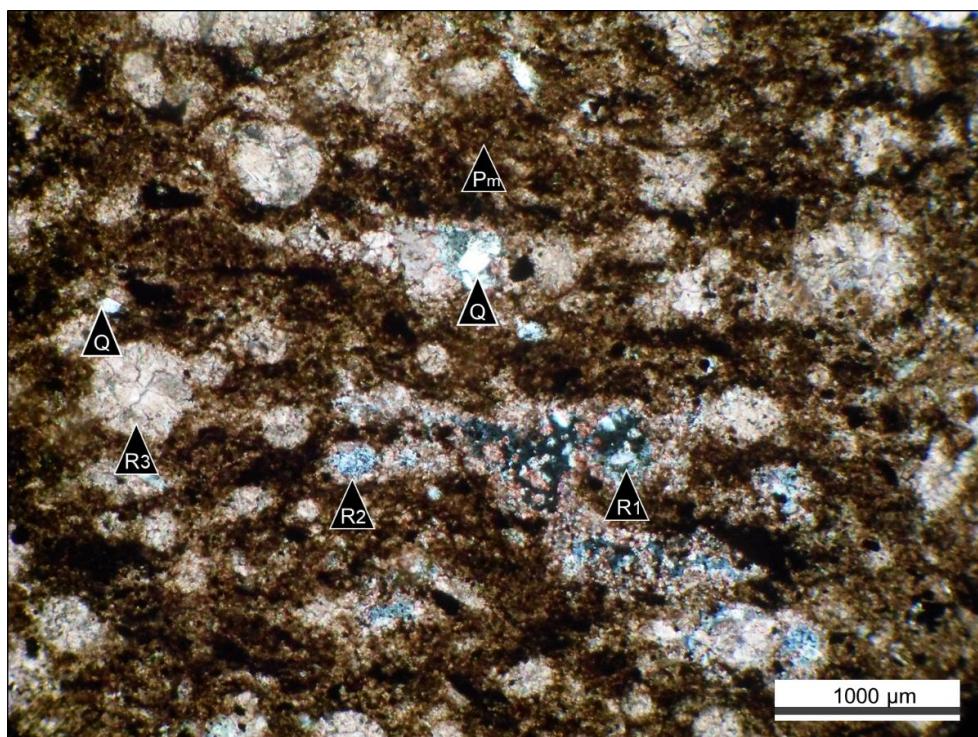


Figura 6.2.1. (X10) nicoles cruzados. *Packstone* intraclástico-radiolarítico (C32-4, Puerta Curaco). Tipos de reemplazo y texturas de cementos calcíticos en radiolarios. **R1:** Cristales de microesparita irregulares en el borde y cuarzo secundario (**Q**) en la parte central. **R2:** Cristales de microesparita prismáticos ó ecuentes en el borde y cristales de cuarzo autigénico en el centro. **R3:** Esparita *bladed* en el borde y ecuante en el centro. **Pm:** Pseudomatriz.

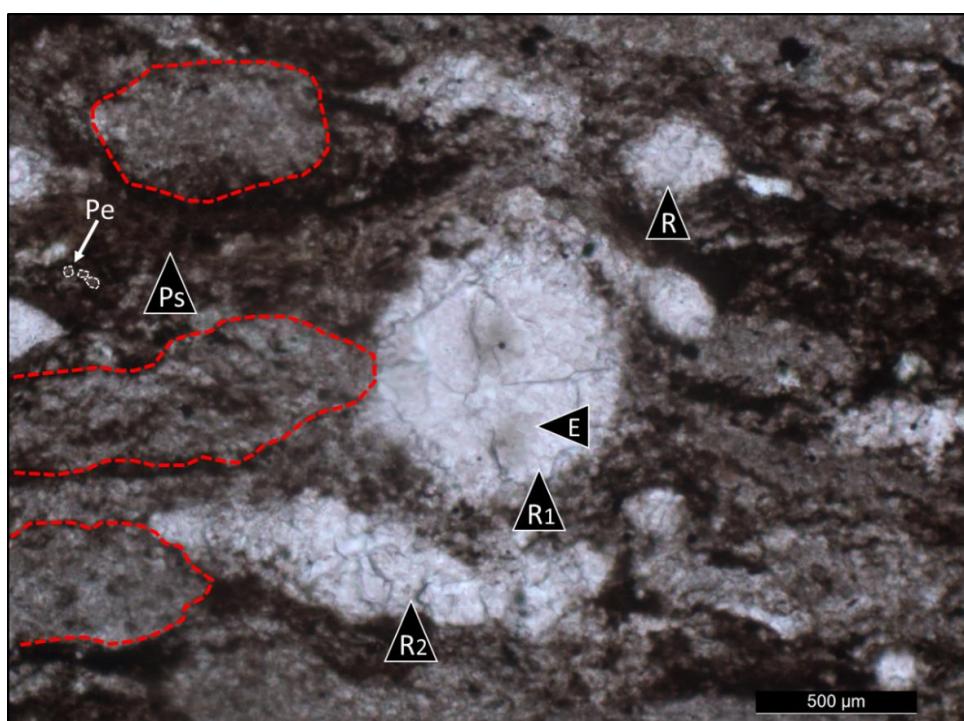


Figura 6.2.2. (X20) nicoles paralelos. *Packstone* intraclástico-radiolarítico (C-59-1, Puerta Curaco) con intraclastos casi completamente recristalizados a agregados de microesparita xenotópica (línea punteada roja) y radiolarios. **R1:** radiolario espumellárido compuesto por cristales de esparita idiotópica (**E**) de gran tamaño y **R2:** radiolario nassellárido completamente recristalizado a microesparita xenotópica. **Ps:** matriz micrítica-peloidal, **Pe:** peloides de la pseudomatriz.

Cementación intrapartícula:

La porosidad primaria asociada a cavidades en bioclastos en todas las microfacies carbonáticas, se encuentra rellena por cementos calcíticos, que tienen fases de cementación con distintas texturas. En bivalvos articulados, se identifica la mayor cantidad de texturas de cementos de calcita. Frecuentemente, se observa una primera franja de calcita isopáquica prismática (*bladed*) o granular, y un posterior relleno de mosaicos de calita granular o drusoide con pirita framboidal (Fig. 6.2.3). La asociación de cementos dentro de las cavidades de bivalvos y ammonites (Figs. 6.2.4 y 6.2.9, respectivamente) puede estar compuesta por: microesparita, esparita, pirita framboidal y cúbica.

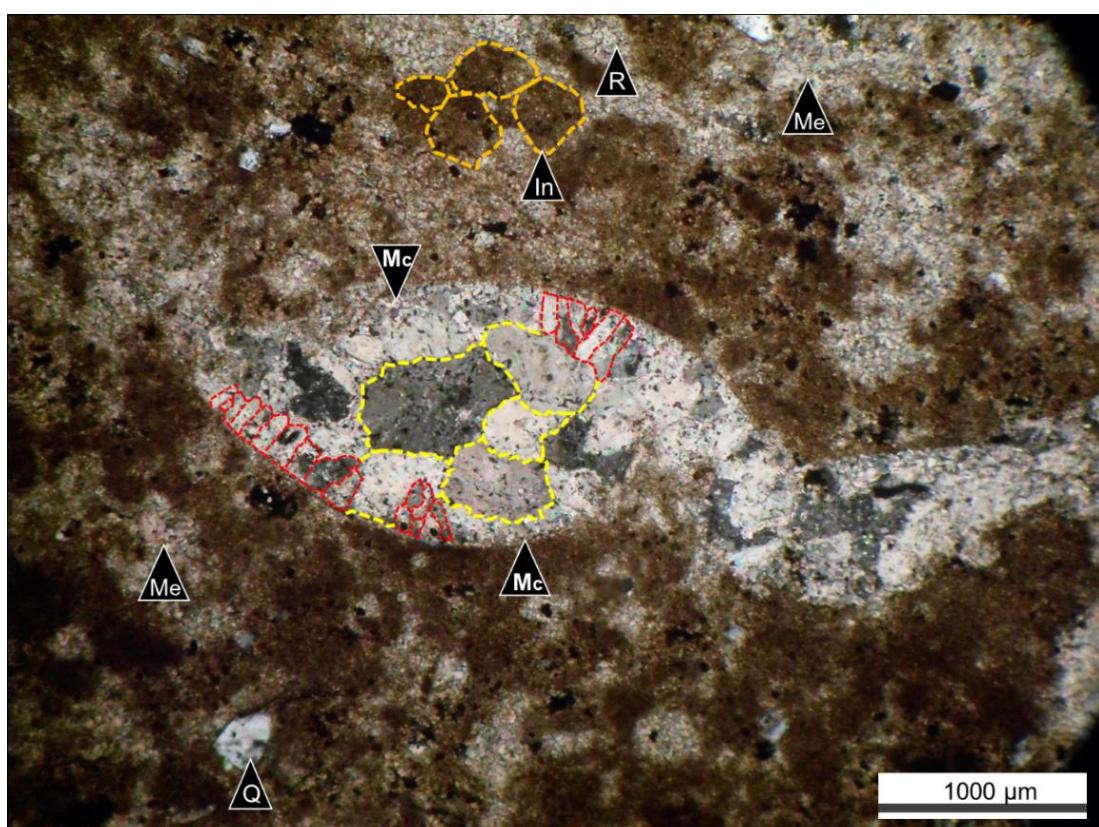


Figura 6.2.3. (X10) nícoles cruzados. *Packstone/grainstone* intraclástico-radiolarítico (C62-2, Puerta Curaco) donde se observan agregados de microesparita (**Me**) entre intraclastos (**In**, línea naranja) sin achatamiento. Relleno calcítico drusoide en un bivalvo con franjas isopáquicas de cemento *bladed* (línea roja) y mosaico de esparita ecuante (línea amarilla) de cristales bien desarrollados con pirita framboidal, en el interior de la cavidad. Los bordes de las valvas están en parte disueltos (**Mc**). **Q:** agregados prismáticos de cuarzo autigénico. **R:** radiolarios.

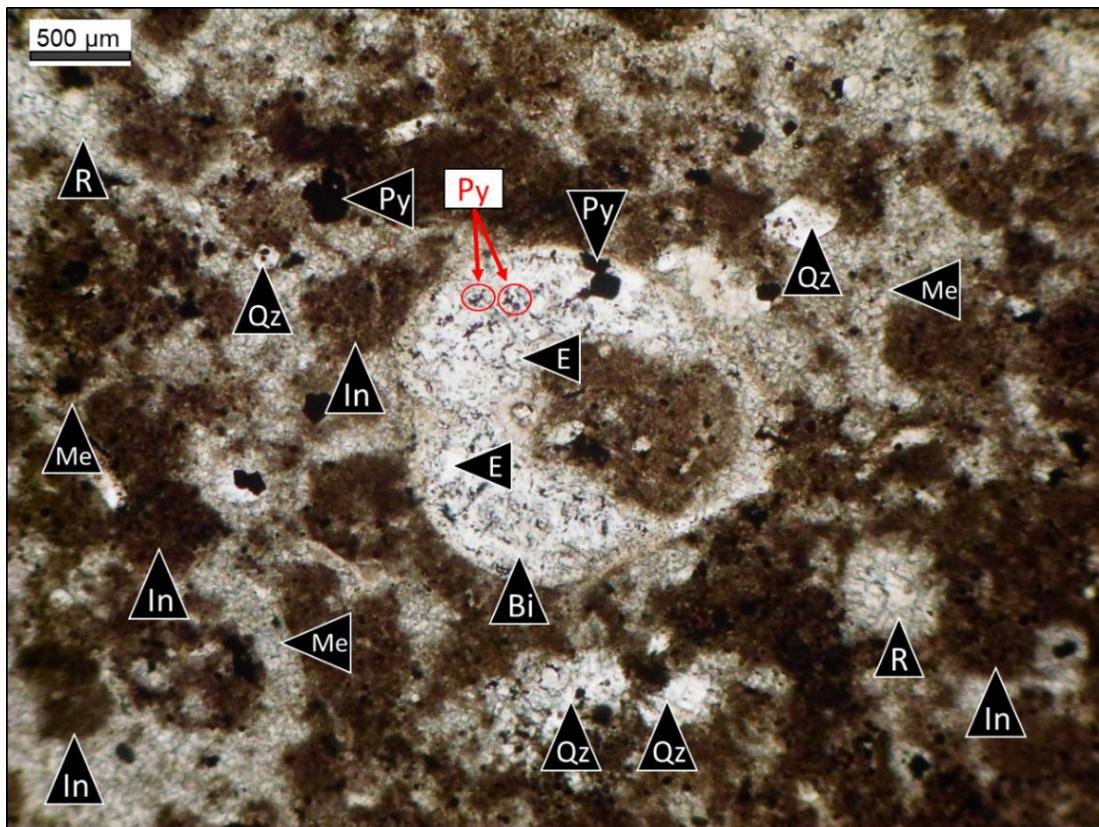


Figura 6.2.4: (X10) nicoles paralelos. *Packstone/grainstone intraclástico-radiolarítico* (C71-2, Puerta Curaco) con intraclastos (**In**) subcirculares, radiolarios (**R**) completamente calcitizados y agregados de microesparita (**Me**) intersticiales. El bivalvo del centro (**Bi**) está lleno por esparita (**E**) y agregados de pitira framboidal (**Py**, letra roja) y pirita cúbica (**Py**, letra blanca). Escasos cristales pseudohexagonales y agregados prismáticos de cuarzo (**Qz**) con pirita framboidal

Recristalización:

Es común que algunas muestras presenten la totalidad de sus bioclastos recristalizados en gran parte a agregados de microesparita xenotópica.

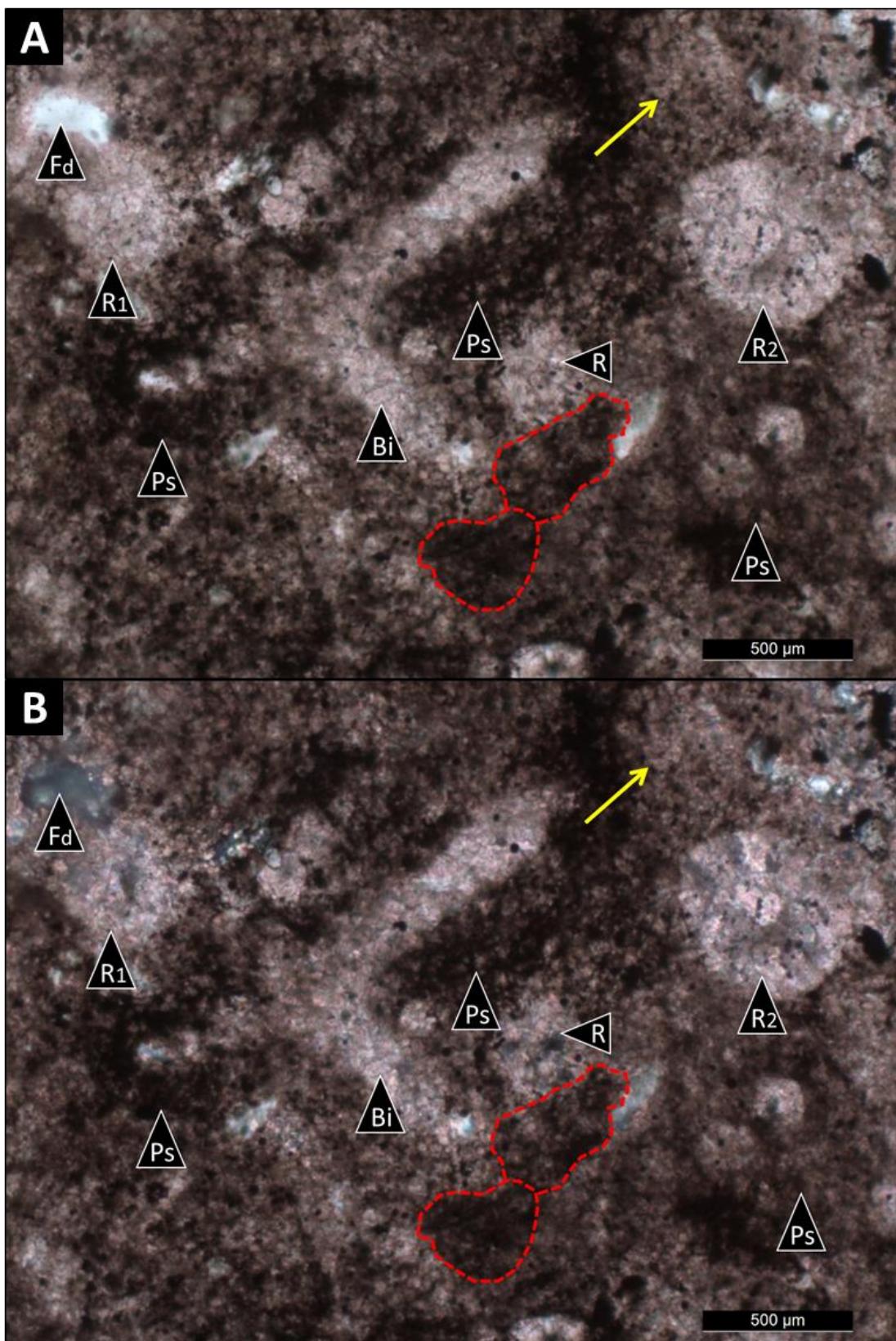


Figura 6.2.5. A) (X20) nicoles paralelos. Packstone intraclástico-radiolarítico (C36-3, Puerta Curaco) con bioclastos recristalizados a microesparita xenotópica y matriz micrítica-peloidal (**Ps**). El radiolario **R** y **R1** están completamente recristalizados a microesparita xenotópica mientras que, el radiolario **R2**, conserva cristales relíticos de esparita de bordes rectos. En el centro de la microfoto la placa de saccocómido (**Bi**) está totalmente recristalizada a agregados de microesparita xenotópica **Fd**: feldespato, línea punteada roja: intraclastos arcilloso-micríticos y flecha amarilla: intraclastos micríticos. **B)** Idem. A), X20, con nicoles cruzados.

Por ejemplo, en la Fig. 6.2.5, puede observarse en un *packstone* intraclástico-radiolarítico una placa de microcrinioideo saccocómido y un radiolario totalmente recristalizados a microesparita de bordes sinuosos con una pseudomatríz micrítica-peloidal integrada por peloides finos recristalizados a microesparita. Hay radiolarios que están recristalizados parcialmente a agregados de microesparita xenotópica y conservan cristales relícticos de esparita idiotópica.

6.2.2. Ánálisis petrográfico-diagenético de las microfacies de Puerta Curaco

Características petrográficas de diagénesis temprana (eogénesis)

i) Evidencias de micritización:

El proceso de micritización es bastante común en muchos de los bioclastos. En bivalvos (Fig. 6.2.3), amonites (Fig. 6.2.9), radiolarios y equinodermos se observan bordes parcialmente micritizados.

ii) Texturas de cementos:

Los procesos de cementación ocurrieron en los espacios interparticulares, así como intraparticulares. Los primeros se encuentran volumétricamente mucho más reducidos, debido a que el tamaño de grano que domina la sucesión estudiada está comprendido entre arcilla y limo fino (fango). En los espacios interparticulares de los grainstones intraclásticos se observan *rims* de micrita, en parte recristalizados a microesparita, que se diferencian de las partículas no esqueletales, por el contraste de color y su aspecto más homogéneo (Fig. 6.2.6). Hacia el interior de los intersticios se identifican mosaicos de esparita.

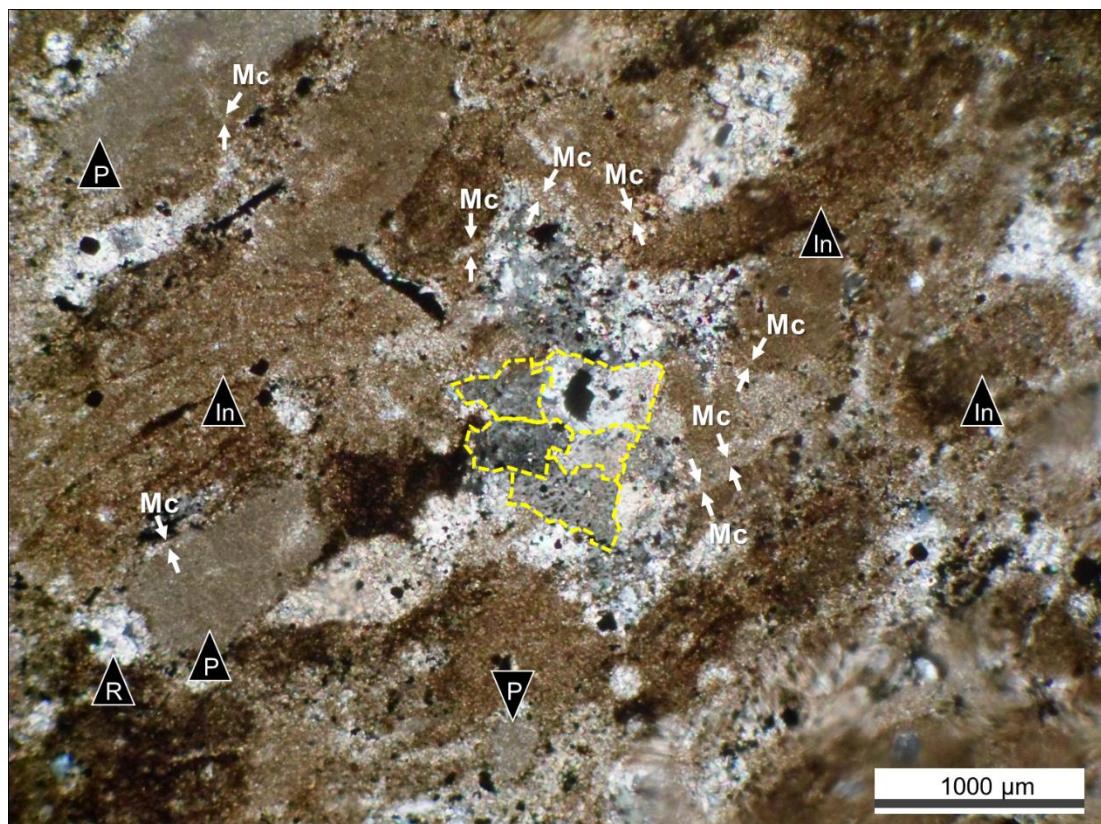


Figura 6.2.6. (X10) nicoles cruzados. *Grainstone* peloidal-radiolarítico (C29-1, Puerta Curaco) donde el espacio interpartícula está conformado por *rims* de cemento micrítico-microesparítico (**Mc**, flechas blancas) y esparita ecuante blanca, límpida (línea amarilla) con pirita hacia el centro de la cavidad. **P**: peloide, **In**: Intraclasto.

De forma subordinada a los cementos y cristales autigénicos de calcita, se identifican cementos, agregados de cristales prismáticos y cristales prismáticos de hábito pseudohexagonal de cuarzo (Figs. 6.2.7 y 6.2.8). Los procesos de reemplazo están normalmente asociados a partículas esqueletales e involucran principalmente la calcitización de radiolarios y espículas (*Rhaxella*). En la figura 6.2.7 se observan cristales euédrales y prismáticos de cuarzo autigénico, adyacentes a una distancia de algunas decenas de micrones de radiolarios con reemplazo calcítico total. En la figura 6.2.8 se identifican cristales euédrales de cuarzo inmersos en un peloide micrítico.

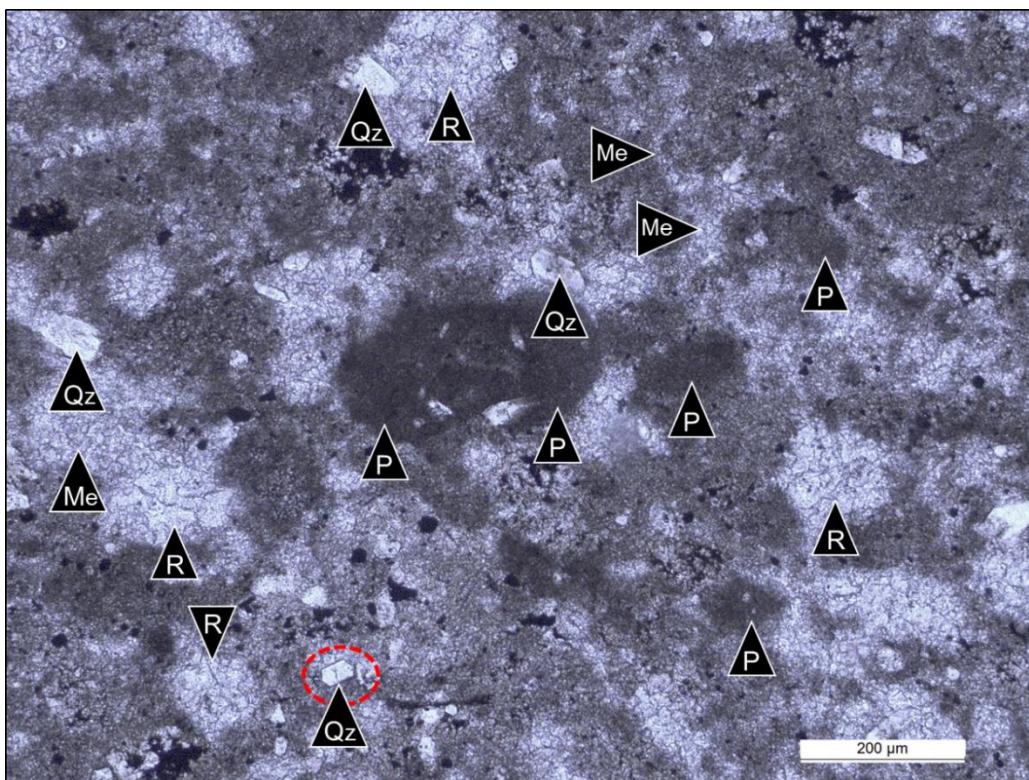


Figura 6.2.7. (X10) nicoles paralelos. *Grainstone* peloidal-radiolarítico (C30-2, Puerta Curaco) integrado principalmente por peloides (**P**) y radiolarios (**R**). El espacio interpartícula está conformado principalmente por cemento micrítico-microesparítico (**Me**) y, en menor proporción, por cristales y agregados de cuarzo (**Qz**). Algunos cristales autigénicos de cuarzo y radiolarios son adyacentes y, en otros casos, los primeros están a poca distancia de los segundos (en el orden de 10 μm).

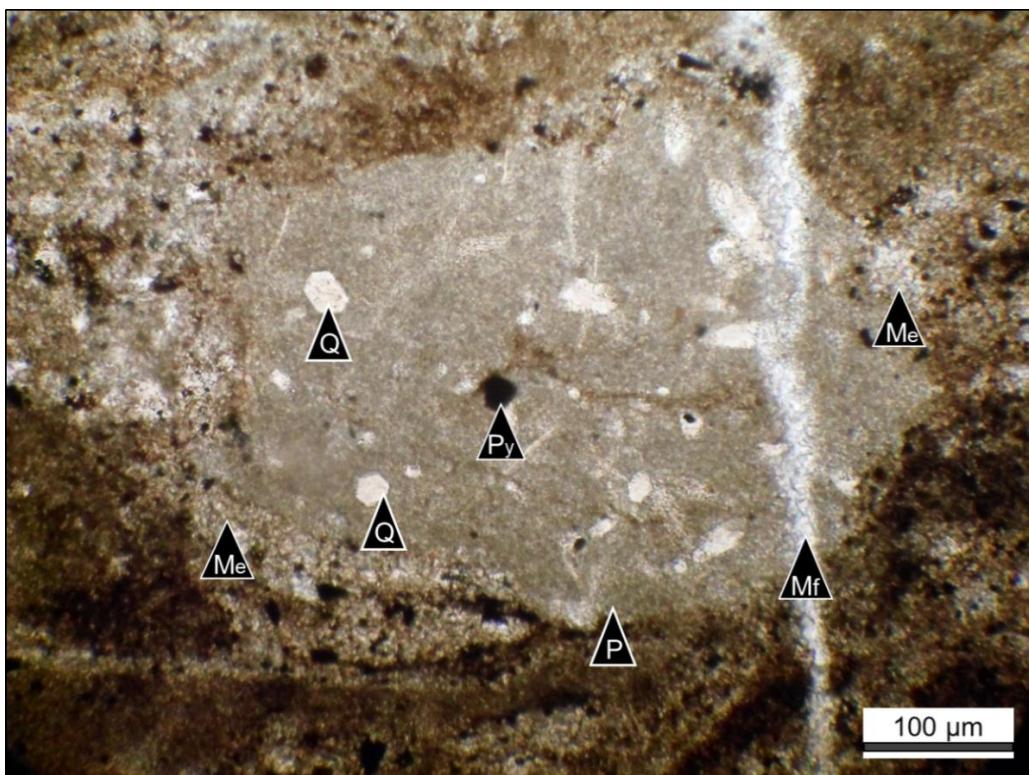


Figura 6.2.8. (X20) nicoles paralelos. *Grainstone* peloidal-radiolarítico (C29-1, Puerta Curaco). Peloide micrítico (**P**) con cristales euhedrales y subhedrales de cuarzo autigénico (**Q**) y pirita frambooidal (**Py**). Se encuentra atravesado por una microfractura (**Mf**) y rodeado por cemento microesparítico (**Me**).

Los fragmentos volcanoclásticos presentan individuos de plagioclasa con reemplazo a calcita y sericitas y agregados de pirita (Fig. 6.2.9). En esta figura, se reconocen cristales de plagioclasa tamaño arena, reemplazados por abundantes mosaicos de microesparita o esparita y agregados de pirita framboidal.

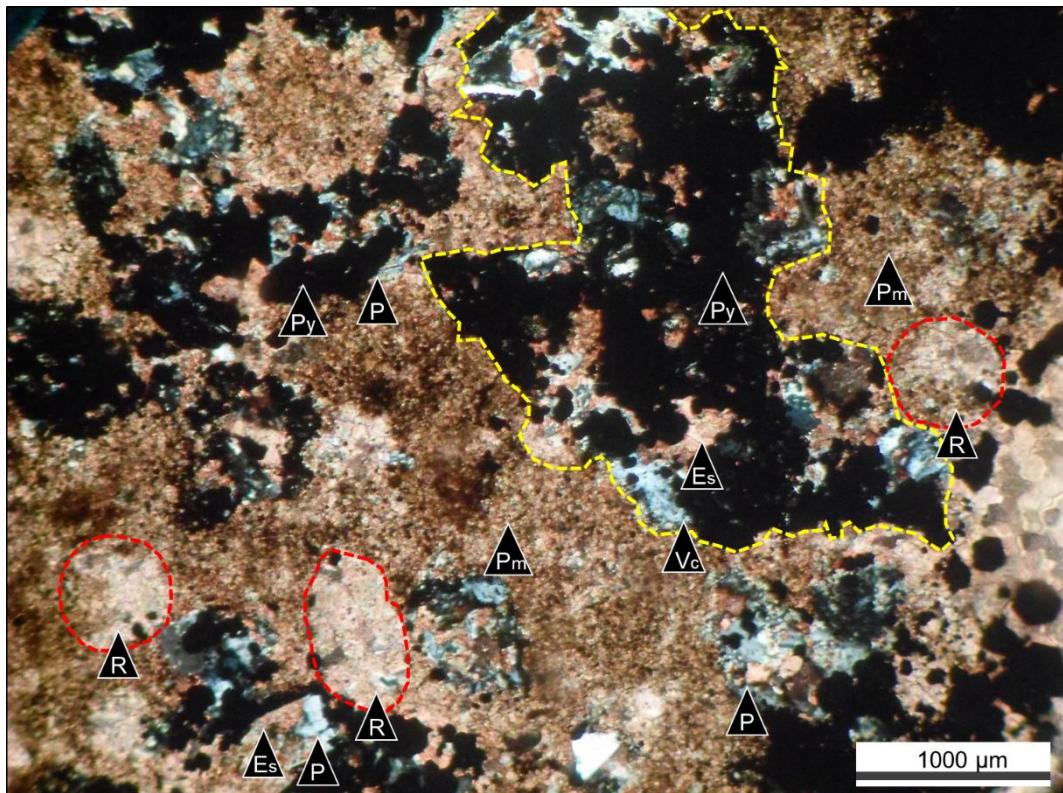


Figura 6.2.9. (X10) nícoles paralelos. Wackestone radiolarítico (C36-3, Puerta Curaco) que muestra fragmentos volcanoclásticos (**Vc**, línea amarilla), formados por plagioclasa (**P**), calcita (**Es**, esparita) y abundantes agregados de pirita (**Py**). La pseudomatríz consiste en mosaicos de microesparita xenotópica con pirita framboidal. Los radiolarios (**R**) están reemplazados por esparita y pirita y recristalizados en sus bordes a microesparita xenotópica.

iii) Texturas de dolomitización temprana:

En algunos intervalos se reconoce reemplazo dolomítico de estilo penetrante que oblitera la textura original (Fig. 6.2.10). Presenta textura en mosaico conformada por cristales de dolomita de hábito anhedral que tapizan peloídes, intraclastos y pseudomatríz y reemplazan bioclastos (Figs. 6.2.10 y 6.2.11). Los aislados peloídes micríticos en los mosaicos de dolomita y dentro de niveles peloídicos, tienen formas subcirculares que indican baja deformación y, en ciertos casos, conservan su forma original (Fig. 6.2.10). La presencia relíctica de lentes negras de arcillas, materia orgánica y pirita indica que la dolomitización, se habría generado en fangolitas con alto contenido orgánico.

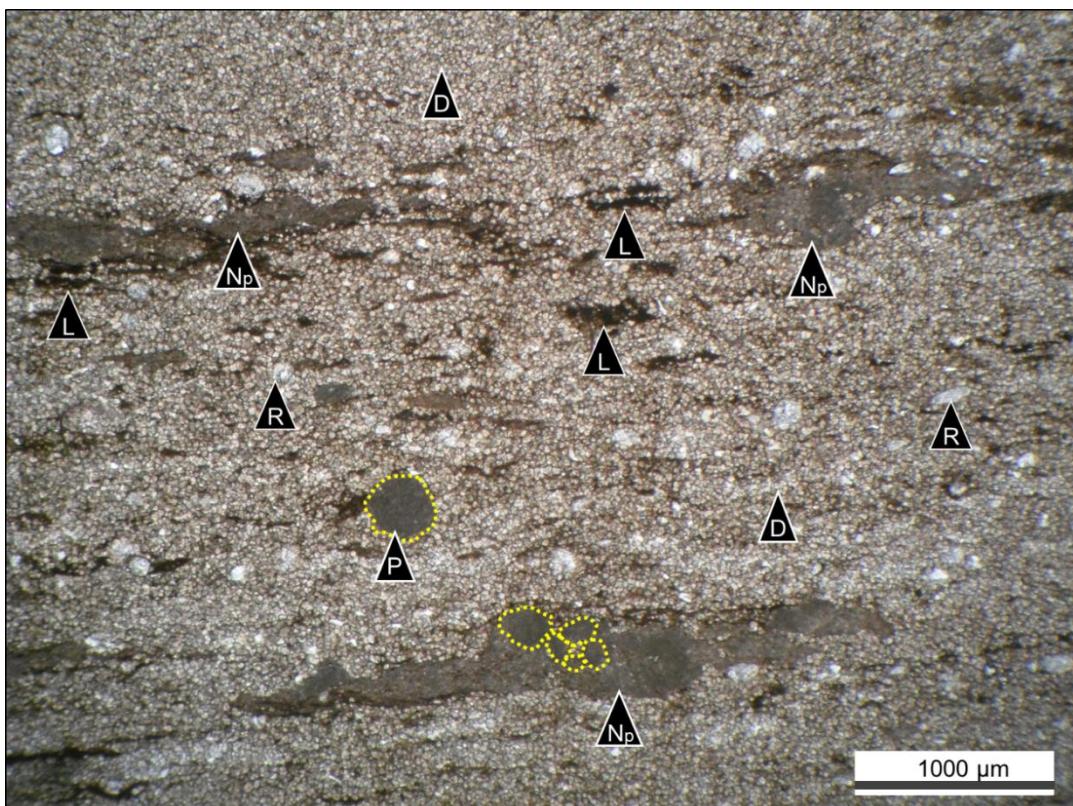


Figura 6.2.10. (X2.5) nicoles paralelos. Fangolita dolomitizada (C1-F, Puerta Curaco) con textura en mosaico conformada por microcristales de dolomita (D). Los peloídes micríticos (P) generalmente se encuentran conformando niveles (Np) y son subcirculares a circulares. Se observan lentes oscuros formados por arcillas, materia orgánica y pirita (L). R: radiolarios.

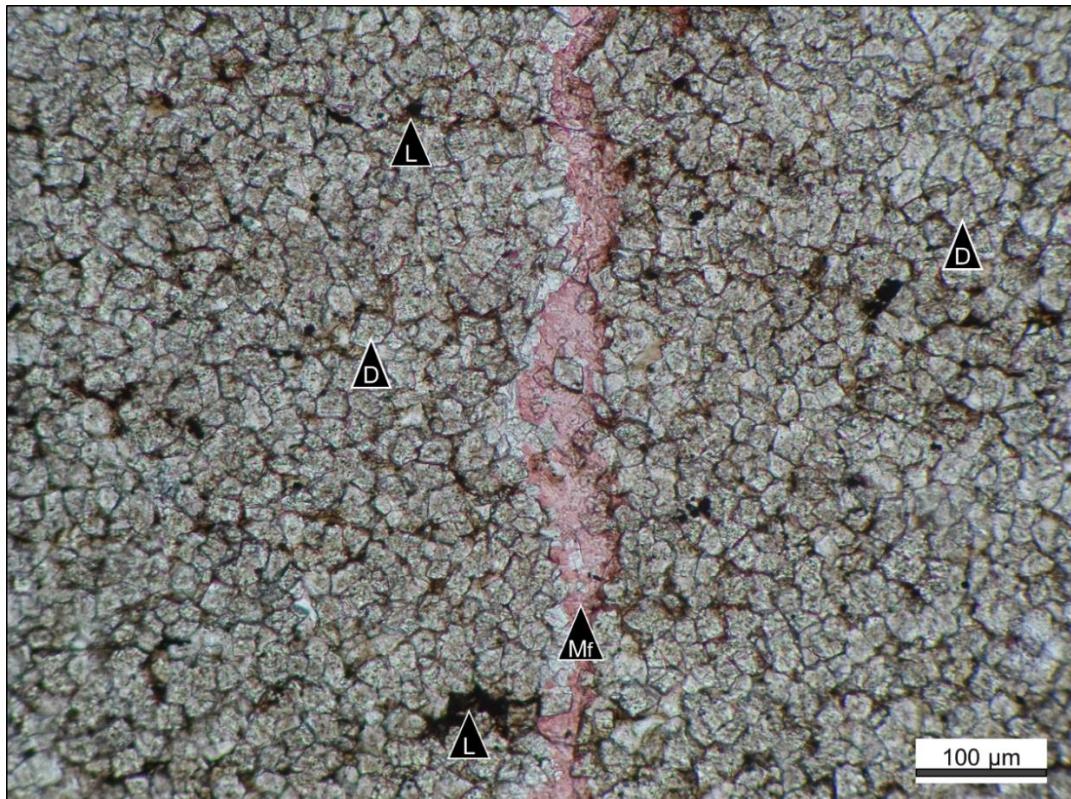


Figura 6.2.11. (X10) nicoles paralelos. Fangolita dolomitizada (C12-F, Puerta Curaco) con textura en mosaico conformada por microcristales de dolomita anhedrales a subhedrales (D). Se observa una microfractura vertical (Mf) rellena por calcita y zonas relícticas de la fangolita original (L).

Características petrográficas de la diagénesis de soterramiento

A través del análisis petrográfico se reconocen características que se asocian a distintos procesos tales como neomorfismo, compactación física y química, microfracturación y cementación carbonática asignables a la diagénesis de soterramiento.

i) Texturas asociadas a neomorfismo:

En *grainstones* el relleno de los espacios interpartícula consiste en mosaicos de esparita idiotópica, ecuante, blanca, de aspecto límpido y gran tamaño de cristal (en promedio 60 a 70 μm). Las microtexturas gradadas desde micrita ($<4 \mu\text{m}$) a microesparita ($4\text{-}10 \mu\text{m}$) o excepcionalmente pseudoesparita ($\geq 10 \mu\text{m}$) corresponden a neomorfismo. La pseudomatríz, frecuentemente presenta parches de microesparita a pseudoesparita xenotópica y tamaño cristalino heterogéneo (Figs. 6.2.12 y 6.2.13). También son característicos los parches de microesparita xenotópica en partículas no esqueletales (Fig. 6.2.12). En bivalvos se observa esparita granular o prismática como reemplazo de la calcita fibrosa de la estructura de la valva. En este caso, el neomorfismo no es agradacional (incremento del tamaño de cristal), sino que implica inversión o reemplazo mineralógico (aragonita a calcita de bajo Mg).

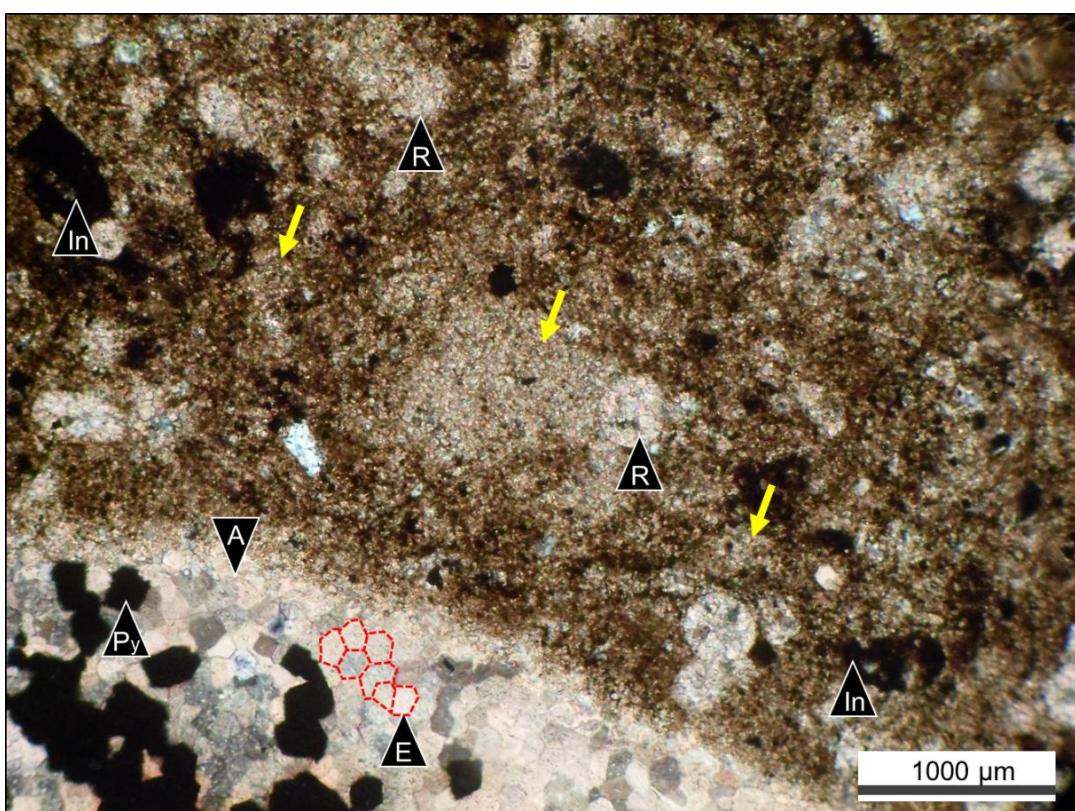


Figura 6.2.12. (X10) nicoles paralelos. Wackestone radiolarítico (C39-3, Puerta Curaco) con evidencias de neomorfismo agradacional. Las flechas amarillas indican: una partícula no esqueletal desdibujada (flecha del centro) y agregados de microesparita xenotópica sobre la pseudomatríz (flechas izquierda y derecha). Esparita idiotópica (E, línea roja), que rellena cavidades en ammonites (A) junto con pirita (Py). In: intraclastos y R: radiolarios.

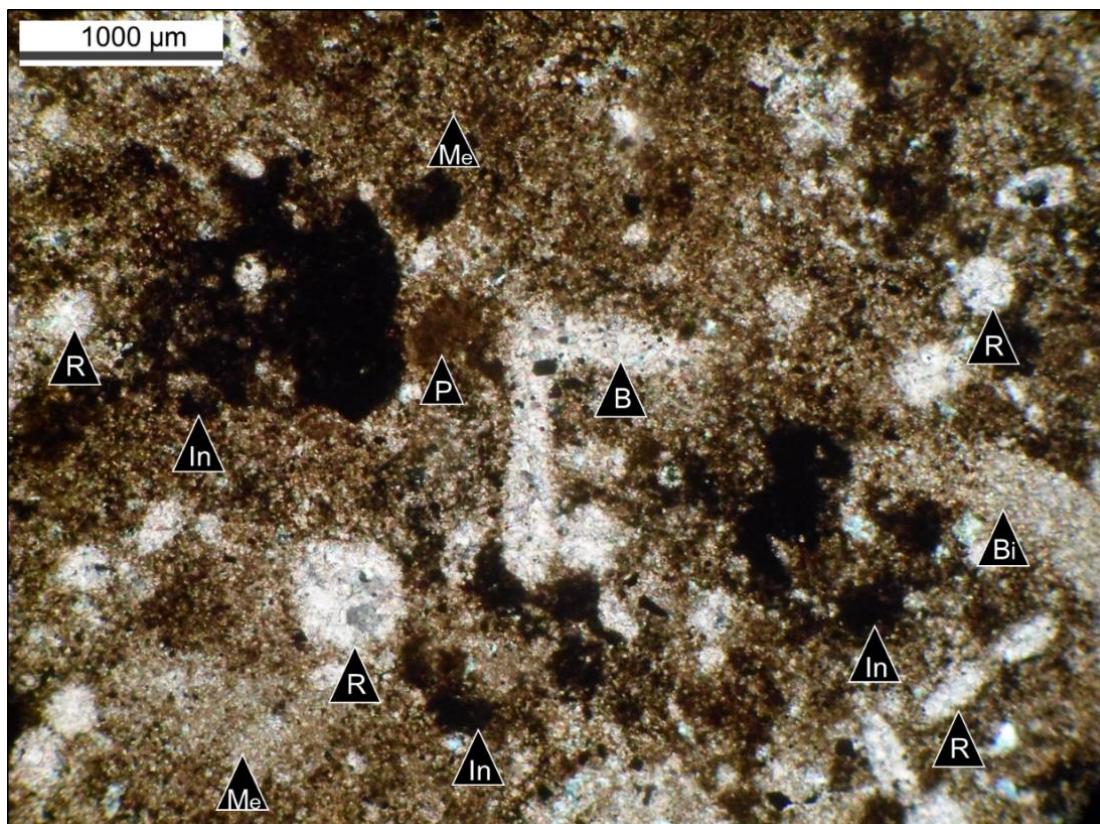


Figura 6.2.13. (X10) nicoles paralelos. Wackestone radiolarítico (C39-3, Puerta Curaco) con evidencias de neomorfismo agradacional. Placa de saccocómido (**B**) y valva (**Bi**) recristalizados a microesparita xenotópica. La pseudomatríz presenta parches o sectores con microesparita xenotópica (**Me**). **P:** Peloides micríticos, **In:** Intraclastos, **R:** Radiolarios.

ii) Compactación mecánica:

En las microfacies que no sufrieron cementación temprana, se observan evidencias de compactación mecánica como deformación de intraclastos y peloides en formas de elipses, lentes o formas irregulares (Fig. 6.2.14) con desarrollo de contactos cóncavo-convexos entre partículas no esqueletales y entre éstas y bioclastos. El aplastamiento y orientación de partículas no esqueletales y bioclastos genera una microfábrica con buen desarrollo de laminación. Los microplegamientos y microfracturación (cizalla de bajo ángulo) se asocian a procesos de compactación diferencial (Fig. 6.2.14).

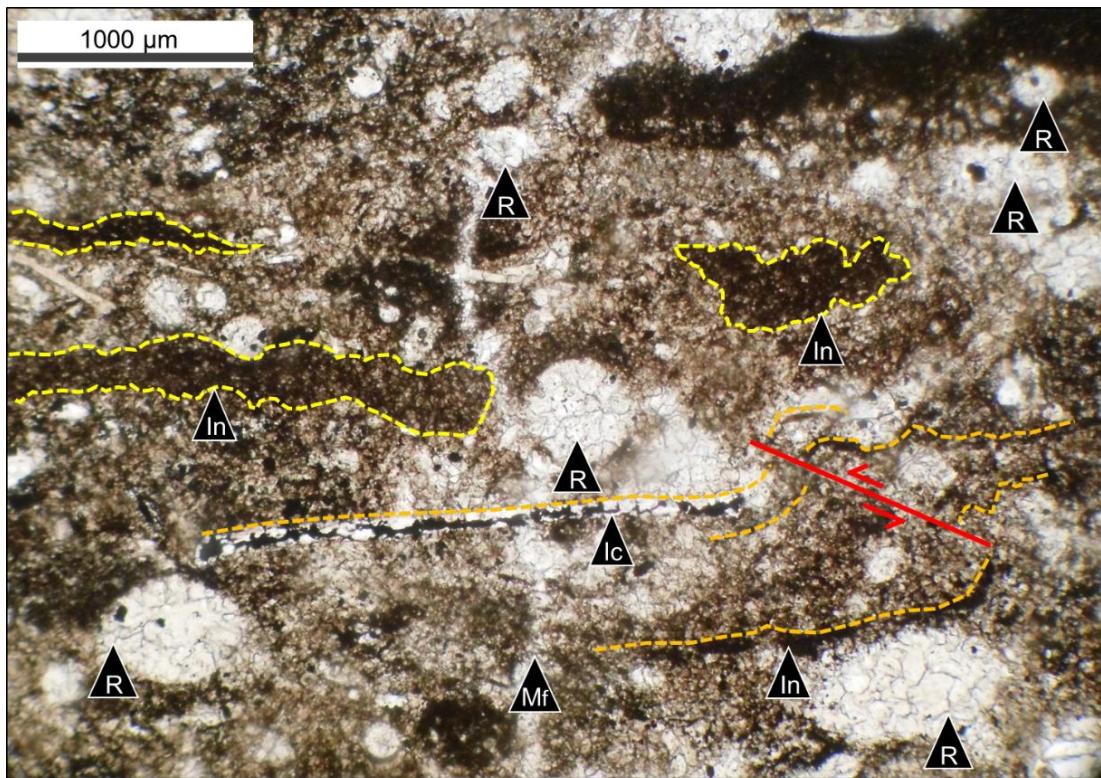


Figura 6.2.14. (X10) nicoles paralelos. *Wackestone radiolarítico* (C30-2, Puerta Curaco) en el cual los intraclastos (amarillo, **In**) presentan achatamiento y están alineados junto a los bioclastos. Microplegamiento (líneas naranjas) y microfracturación (cizalla de bajo ángulo, rastro en rojo) de intraclastos elongados. Se observa plano de disolución con opacos (**lc**), parcialmente calcificado y plegado. **Mf**: microfractura discordante a la laminación. **R**: radiolarios.

iii) Compactación química:

La interpenetración de partículas no esqueletales (peloides e intraclastos), con contactos principalmente suturados y cóncavo-convexos, son resultado de la compactación química que genera fábricas penetrativas (Figs. 6.2.15 y 6.2.16). En microfacies de *grainstones* con fábricas penetrativas, es común observar lentes de cemento integrado por microesparita ecuante, microplegados y fracturados por planos de cizalla oblicuos de bajo ángulo (Fig. 6.2.16).

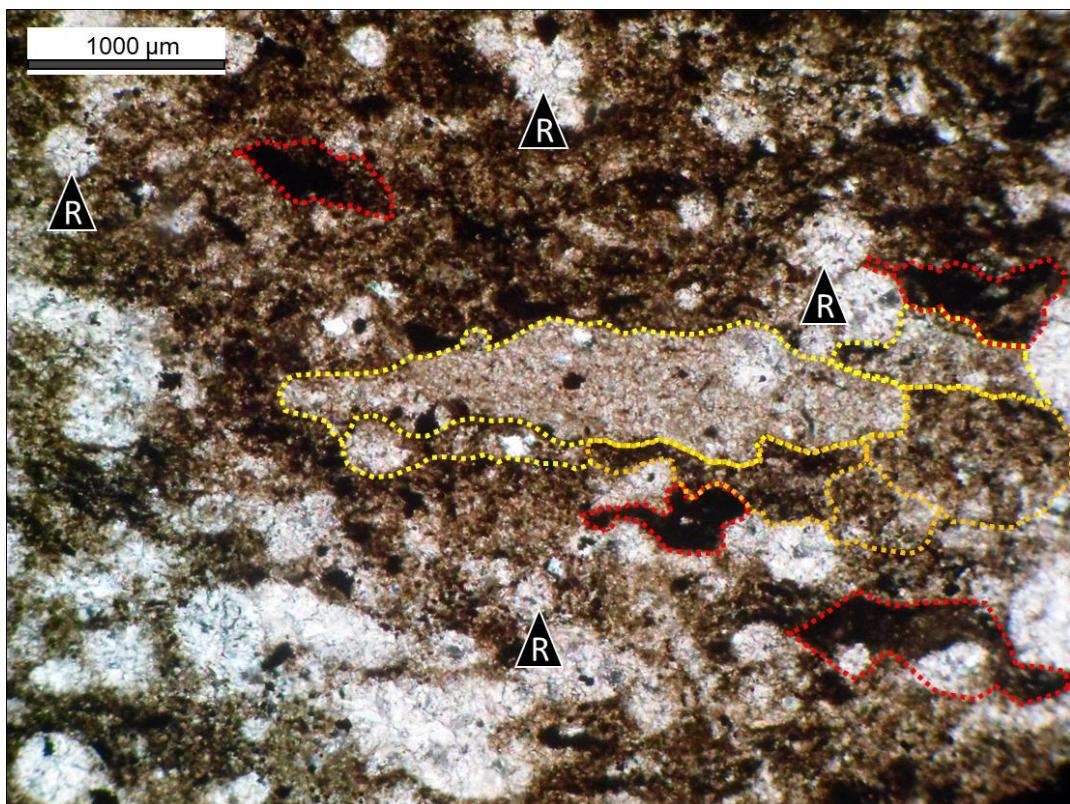


Figura 6.2.15. (X10) nicoles paralelos. *Packstone intraclástico-radiolarítico* (C32-4 Puerta Curaco) con desarrollo de fábrica penetrativa (*fitted fabric*). Se reconoce interpenetración de intraclastos, con contactos cóncavo-convexos y suturados. Las líneas amarilla, naranja y roja, representan intraclastos de distinta composición. **R**: radiolarios.

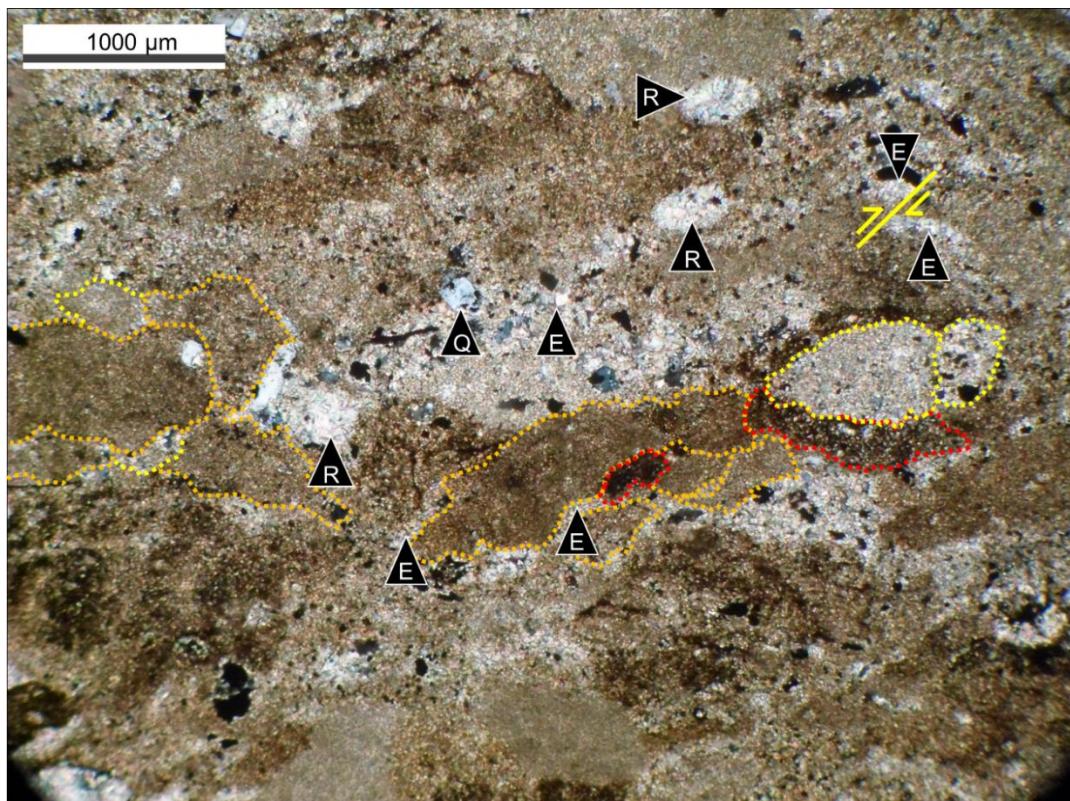


Figura 6.2.16. (X10) nicoles paralelos. *Grainstone peloidal-radiolarítico* (C29-1, Puerta Curaco) con fábrica penetrativa (*fitted fabric*). Lentes de microesparita ecuante (**E**), deformados y microfracturados (rastra amarilla de cizalla). Se señalan intraclastos de distinta composición (líneas amarilla, naranja y roja) con contactos suturados y cóncavo-convexos. **Q**: cuarzo secundario y **R**: radiolarios.

En la figura 6.2.17 se identifica textura poiquilotópica en una toba cacitizada. En la misma, se observan dos parches de carbonato poiquilotópico que engloban fragmentos vítreos y clastos terrígenos. Las trizas y fragmentos pumíceos presentan leves signos de deformación y están bien conservados.

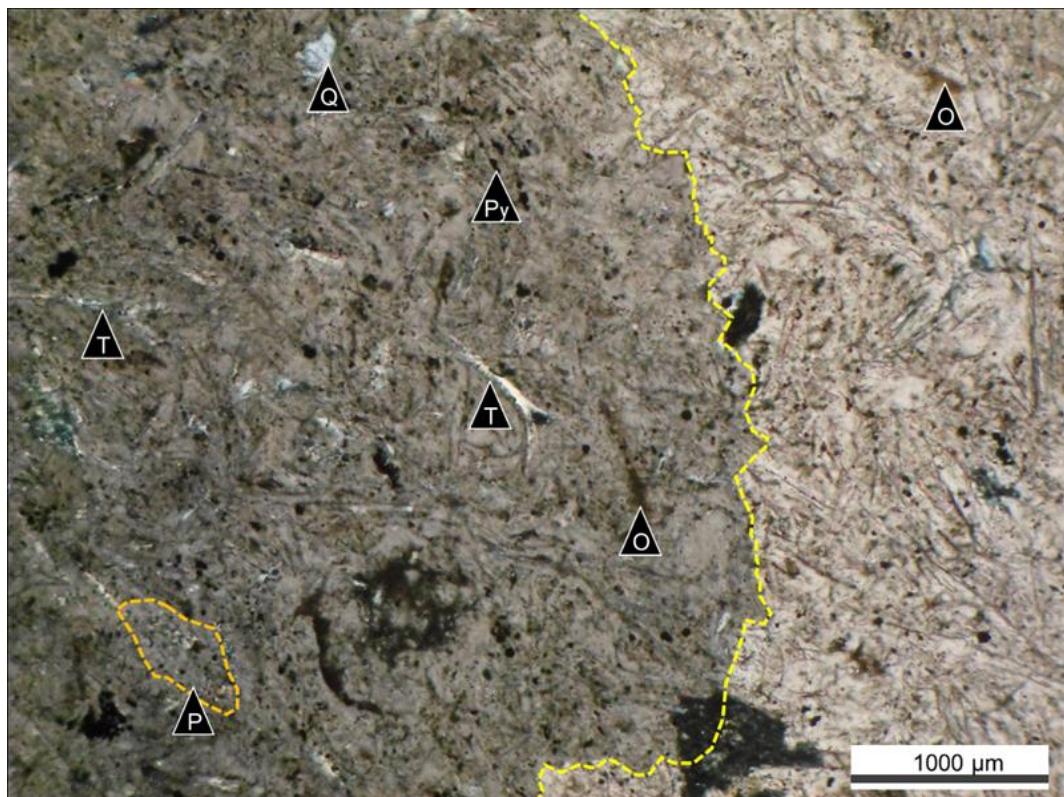


Figura 6.2.17. (X10) nícoles cruzados. Toba calcitizada (C-37-2, Puerta Curaco) con textura poiquilotópica. Se observan dos grandes cristales de carbonato poiquilotópico (separados por línea punteada amarilla) que engloban trizas (T), fragmentos pumíceos (P) y cuarzo (Q). Py: Agregados de pirita frambooidal y O: óxidos de hierro.

Cemento calcítico de contornos irregulares se sobreimpone a bioclastos alineados, intraclastos y pseudomatríz. En la figura 6.2.18, se observa un fragmento de equinodermo parcialmente disuelto en contacto con cemento calcítico irregular, que engloba algunas partículas no esqueletales, esqueletales y pseudomatríz.

El cemento calcítico irregular engloba radiolarios, intraclastos y foraminíferos alineados a la laminación (Fig. 6.2.19) previamente reemplazados o cementados por esparita granular.

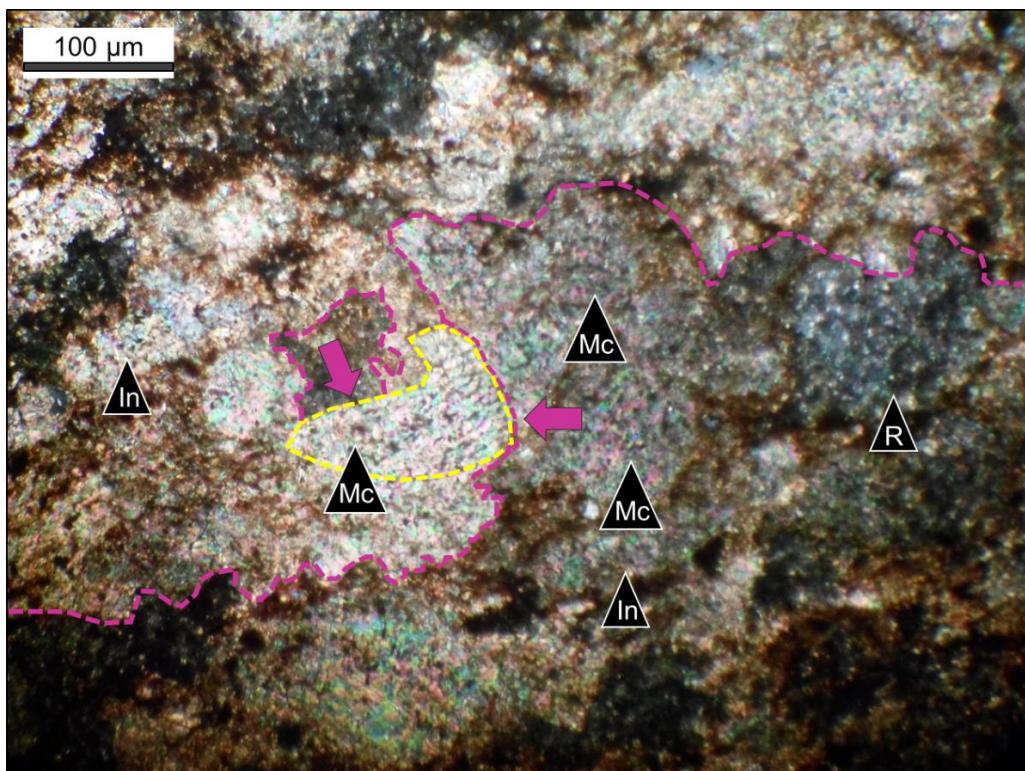


Figura 6.2.18. (X20) nicoles cruzados. *Wackestone peloidal-crinalid* (C14-4, Puerta Curaco). Cemento calcáreo irregular (línea punteada fucsia) que engloba varias partículas como radiolarios (R), placas de microcrinoideos (Mc) e intraclastos (In). Mc, encerrado por línea amarilla punteada: placa de microcrinideo parcialmente disuelta.

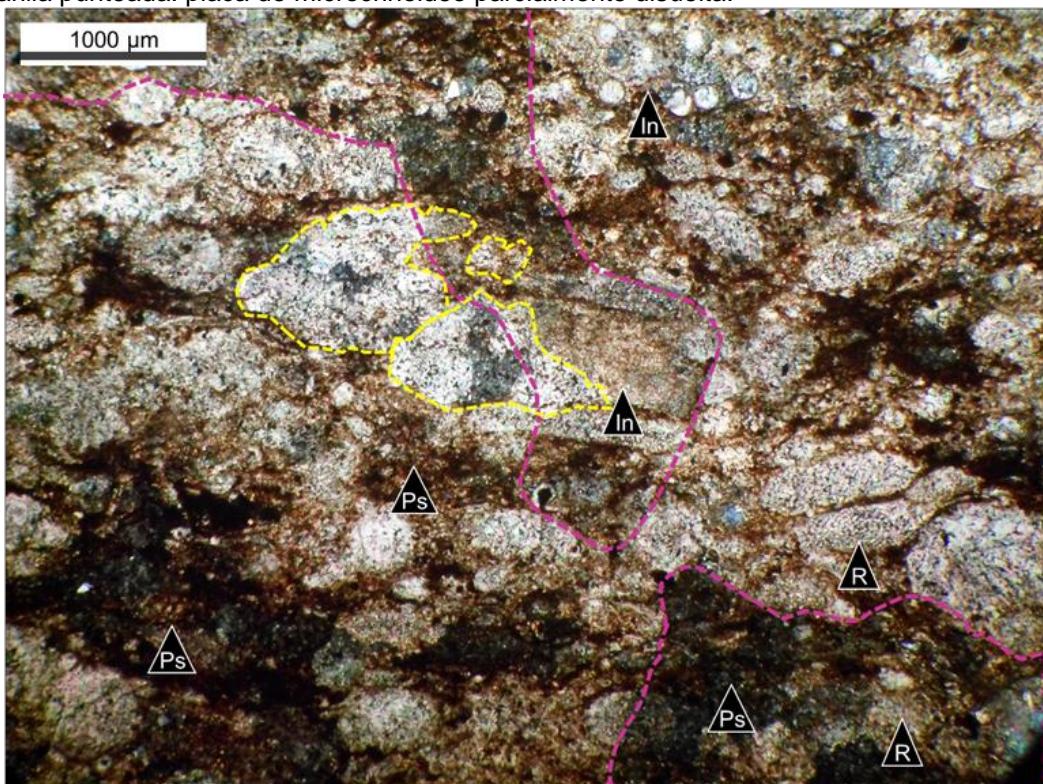


Figura 6.2.19. (X10) nicoles cruzados. *Wackestone radiolarítico-crinalid* (C14-4, Puerta Curaco) con intraclastos con parches de calcita (In y parche con línea amarilla), foraminíferos obliterados completamente por cemento calcáreo (línea punteada amarilla) y radiolarios (R). El cemento carbonático de contornos irregulares (línea fucsia punteada) sobreimpuesto al cemento esparítico granular, engloba intraclastos (In), radiolarios (R) y pseudomatriz (Ps). En el sector superior (centro) se observa un intraclasto (In) compuesto por varias calciesferas.

iv) *Microfracturación*:

Las microfacies carbonáticas frecuentemente presentan fracturación vertical. Aquellas con elevada fracturación y fracturas verticales del orden de la centena de micrones de ancho presentan mosaicos de microesparita a pseudoesparita xenotópica de distribución penetrante que obliteran parcial a totalmente la textura original (Figs. 6.2.20 y 6.2.21 respectivamente). En la figura 6.2.20 los mosaicos de microesparita xenotópica afectan a todos los elementos texturales, atraviesan intraclastos y peloídes aplastados, como así también bioclastos alineados por compactación mecánica previa (por ejemplo, radiolarios nasselláridos y bivalvos). En *wackestones* radiolaríticos-intraclásticos, cuando las microfracturas verticales se conectan con radiolarios (Fig. 6.2.21) se observa en estos últimos, esparita ecuante relícrica con pirita framboidal y parches de microesparita xenotópica sobreimpuesta.

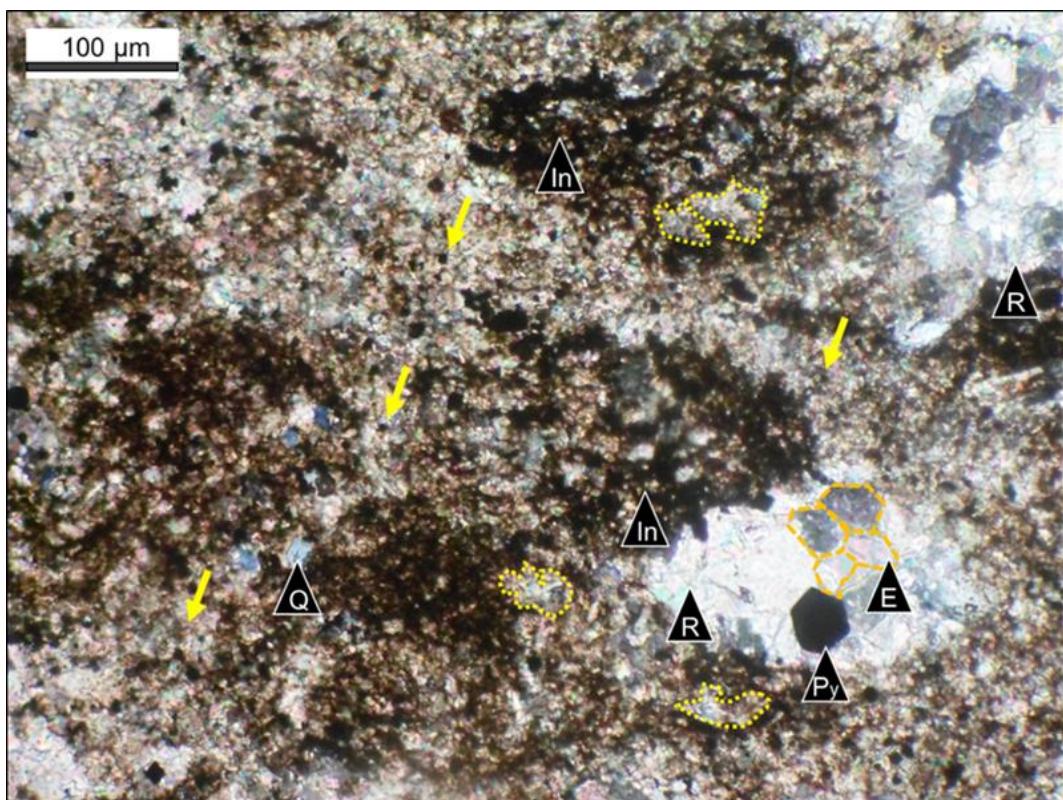


Figura 6.2.20. (X20) nícoles cruzados. *Wackestone radiolarítico* (C30-2, Puerta Curaco) La distribución de microesparita y pseudoesparita xenotópica es penetrante (ver flechas amarillas) y oblitera la textura original. Los intraclastos (**In**), presentan recristalización parcial a microesparita xenotópica (líneas punteadas amarillas). Reemplazo de radiolarios (**R**) por esparita ecuante (**E**, línea naranja) y pirita euhedral (**Py**). **Q**: cuarzo

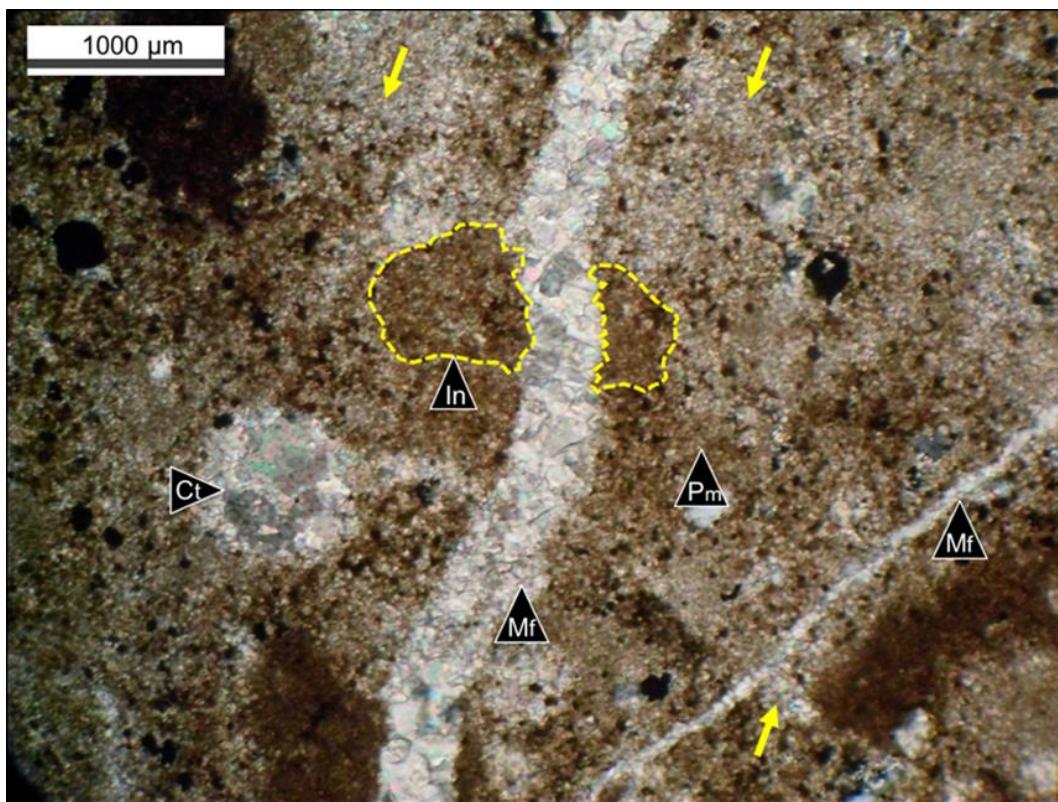


Figura 6.2.21. (X20) nicoles cruzados. *Packstone intraclástico-radiolarítico* (C44-2, Puerta Curaco). Microesparita xenotópica en radiolarios (**Ct**) con esparita relíctica, conectados a las microfracturas (**Mf**) llenas de microesparita a esparita idiotópicas. Parches de microesparita xenotópica (flechas amarillas) sobre la pseudomatriz micrítica (**Pm**) e intraclastos (**In**).

v) *Dolomitización tardía*:

Se reconocen cristales de dolomita rómbica euhedral de gran tamaño (>100 µm) asociados a planos de disolución y a partículas no esqueletales (Fig. 6.2.22 A-B).

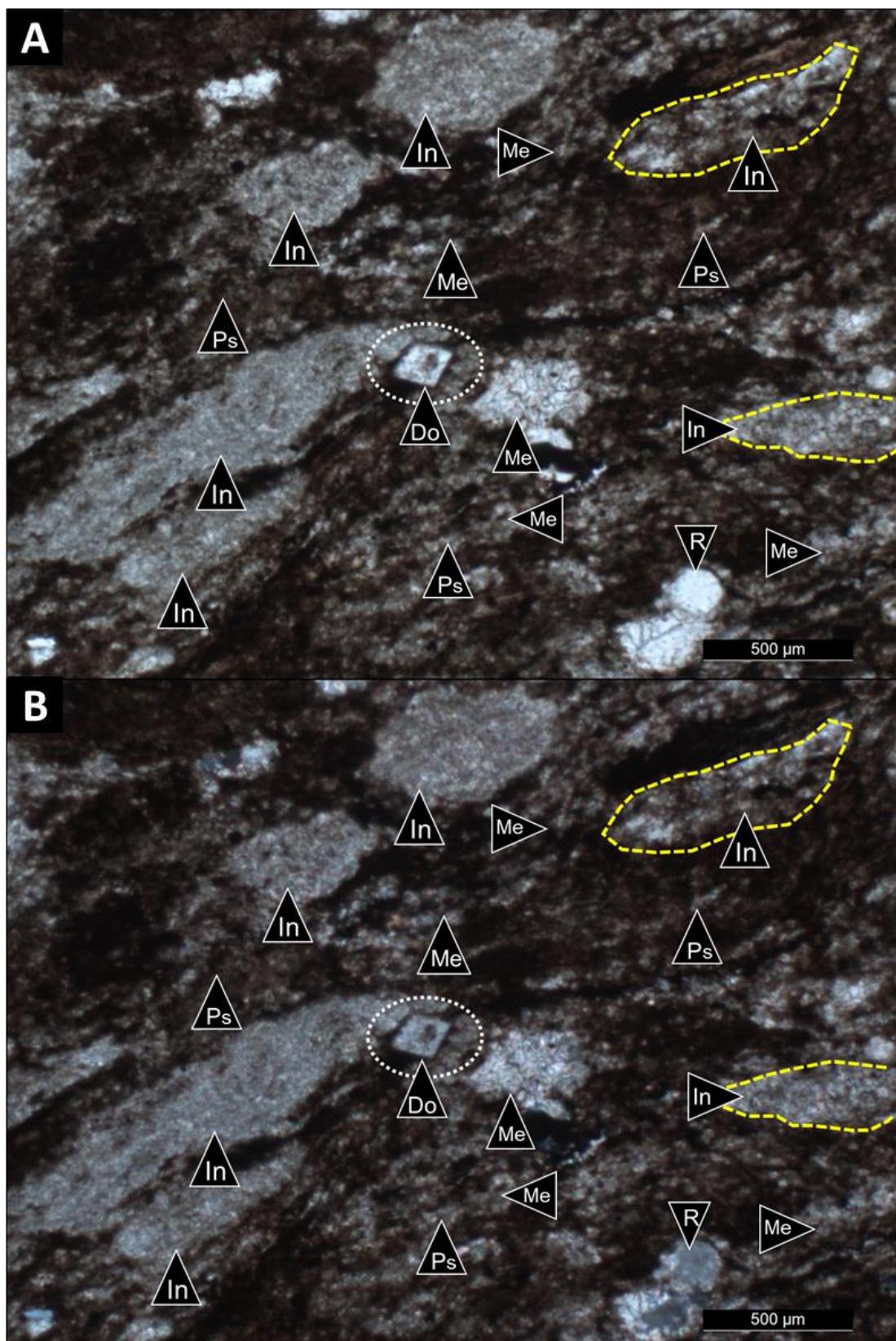


Figura 6.2.22. A) (X20) nicoles paralelos. *Packstone intraclástico-radiolarítico* (C59-1, Puerta Curaco) donde se identifica un cristal aislado de dolomita de hábito rómbico (**Do**) de gran tamaño ($\sim 150 \mu\text{m}$) en contacto con un intraclasto (**In**). **R**: radiolario, **Ps**: pseudomatríz micrítica-arcillosa con agregados de microesparita xenotópica (**Me**). **B**) Idem. A), con nicoles cruzados donde puede observarse el color de birrefringencia de los carbonatos.

Características petrográficas asociadas a la telogénesis:

Se reconocen óxidos, en parte hematita, que reemplazan a la pirita e impregnán o tiñen la pseudomatríz micrítica. Se reconocen agregados de cristales prismáticos de yeso que presentan baja birrefringencia y relieve, en ocasiones asociado con pirita cúbica (Fig. 6.2.23).

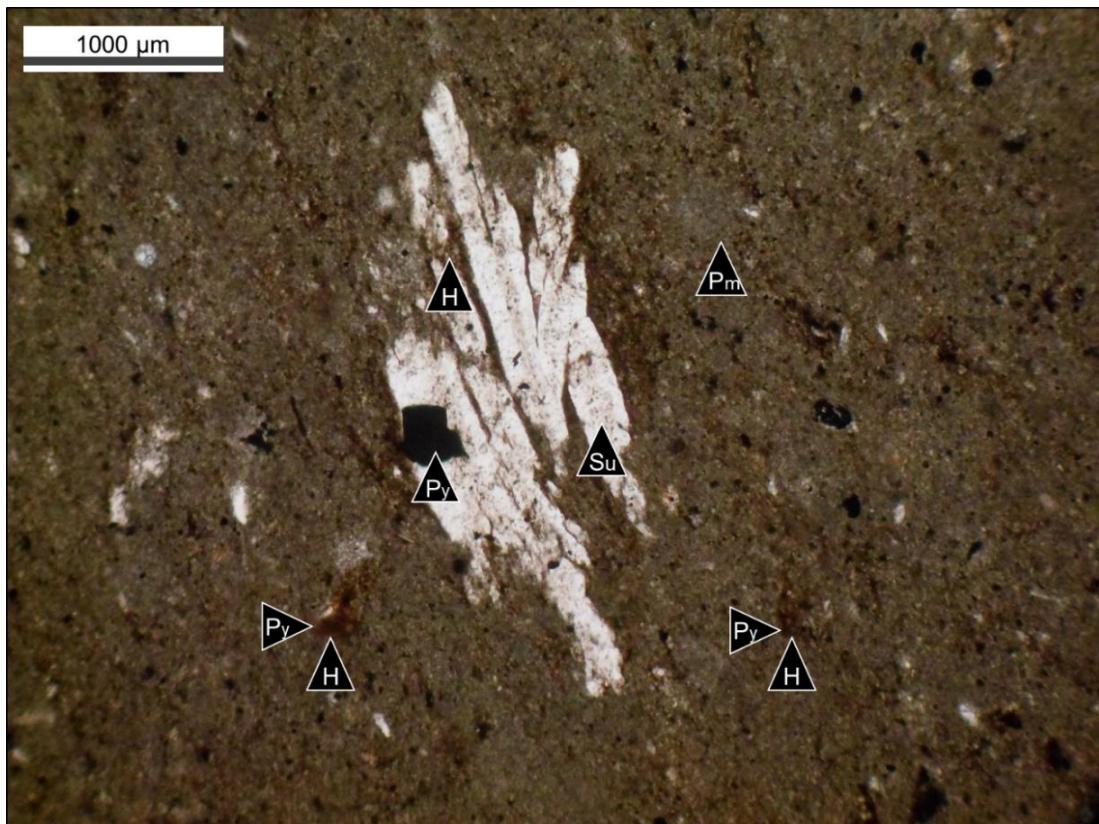


Figura 6.2.23. (X10) nicoles paralelos. *Wackestone* con terrígenos (C54-2, Puerta Curaco). Presencia de hematita (**H**) y agregados de pirita (**Py**) en la pseudomatríz (**Pm**) y en agregados prismáticos de sulfatos (**Su**) con pirita cúbica (**Py**).

6.2.3 Análisis de catodoluminiscencia

Las muestras con ensayo por catodoluminiscencia mostraron diferentes luminescencias en respuesta a la excitación asociada a la irradiación de un haz de electrones sobre las mismas. En las microfacies de *packstone* peloidal-radiolarítico y *packstone* intraclástico-radiolarítico se identificó mayor cantidad de luminiscencia vinculada a las distintas generaciones de cementos carbonáticos.

Las diferentes luminescencias reconocidas, en las microfacies carbonáticas, son las siguientes: i) pardo-rojiza, C1; ii) roja-parduzca a roja anaranjada, C2; iii) naranja rojiza C3; iv) naranja, C4 y naranja muy intensa, C4' (Figs. 6.2.24 y 6.2.25). Los componentes originales de la roca que involucran intraclastos, presentan luminiscencia pardo-rojiza (C1) y los peloides calcimicríticos tienen luminiscencia roja-parduzca a roja anaranjada (C2). La pseudomatríz puede presentar alternancia entre luminiscencia pardo-rojiza (C1) o naranja rojiza (C3). Dentro de la misma, la luminiscencia C1 es la respuesta de los componentes originales como, por ejemplo, partículas no esqueletales tamaño limo muy fino. Cuando la pseudomatríz está recristalizada a agregados de microesparita xenotópica, la luminiscencia es C3. En los casos donde esta última está limitada al espacio interparticular, los intraclastos con luminiscencia C1 son bien diferenciables (Figs. 6.2.24 y 6.2.25) por el contraste de luminiscencia. Los peloides micríticos son de aspecto homogéneo y tienen luminiscencia C2. Los peloides que presentan una luminiscencia más intensa (C2 roja anaranjada) son los que presentan mayor grado de recristalización a microesparita xenotópica.

Se observa calcita de luminiscencia naranja (C4) que consiste en esparita granular, en parches, tapizando parte de la pseudomatríz y partículas no esqueletales (Figs. 6.2.24 y 6.2.25). También se observan cristales de microesparita y esparita de luminiscencia C4 en los espacios intraparticulares sellando la porosidad de intraclastos y dispersos en los espacios interparticulares.

En microfacies con elevada frecuencia de fracturación vertical (Figs. 6.2.24 y 6.2.25), las microfracturas se encuentran llenas principalmente por esparita ecuante con luminiscencia C3. Dentro de las mismas, entre los cristales de esparita (C3), se reconocen cristales de esparita más luminiscente (C4). En zonas adyacentes a las fracturas y microfracturas, cristales y agregados de microesparita y esparita ecuentes con luminiscencias C3 y C4, llenan pequeños poros y tapizan la pseudomatríz al igual que en el caso de las superficies de partículas no esqueletales. En los sectores adyacentes a las mismas, también se observa esparita de luminiscencia C4, en cristales de gran desarrollo.

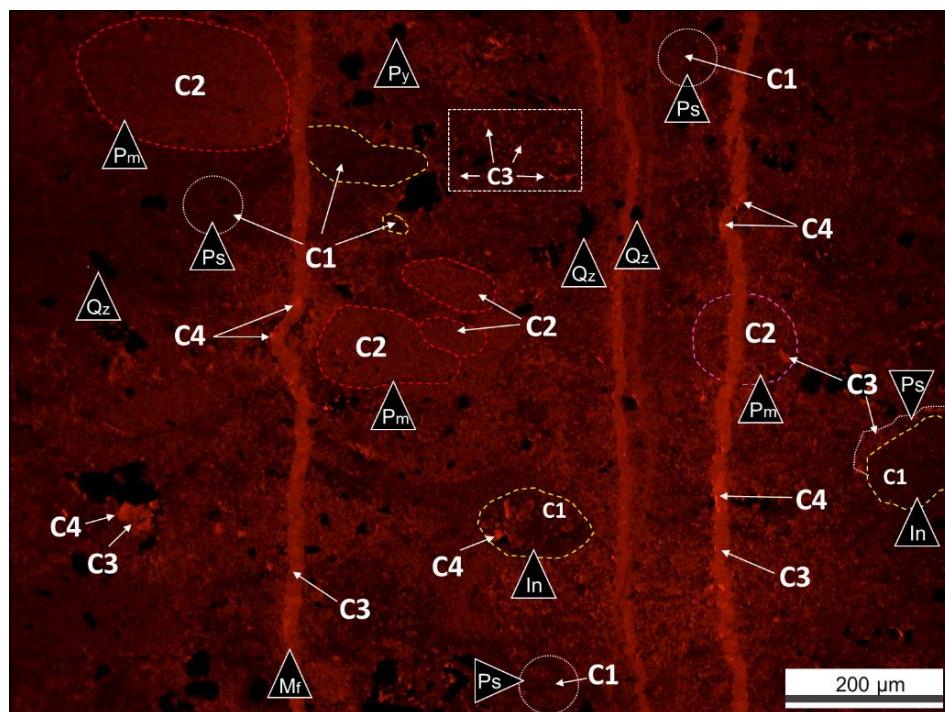


Figura 6.2.24. (X10) Catodoluminiscencia. Packstone peloidal-radiolarítico (C13-A, Puerta Curaco). Los intraclastos (**In**, líneas amarillas) de luminiscencia C1, pueden contener cristales de esparita de luminiscencia C4. Los peloídes micríticos (**Pm**, líneas rojas) de luminiscencia C2, presentan cristales de microesparita C3 (**Pm**, línea fucsia). La pseudomatriz (**Ps**) presenta luminiscencia C1 (círculo blanco) y C3 cuando tiene microesparita xenotópica (rectángulo blanco punteado). **Py**: pirita, **Qz**: cuarzo autigénico. **Mf**: microfracturas verticales llenas por esparita luminiscente.

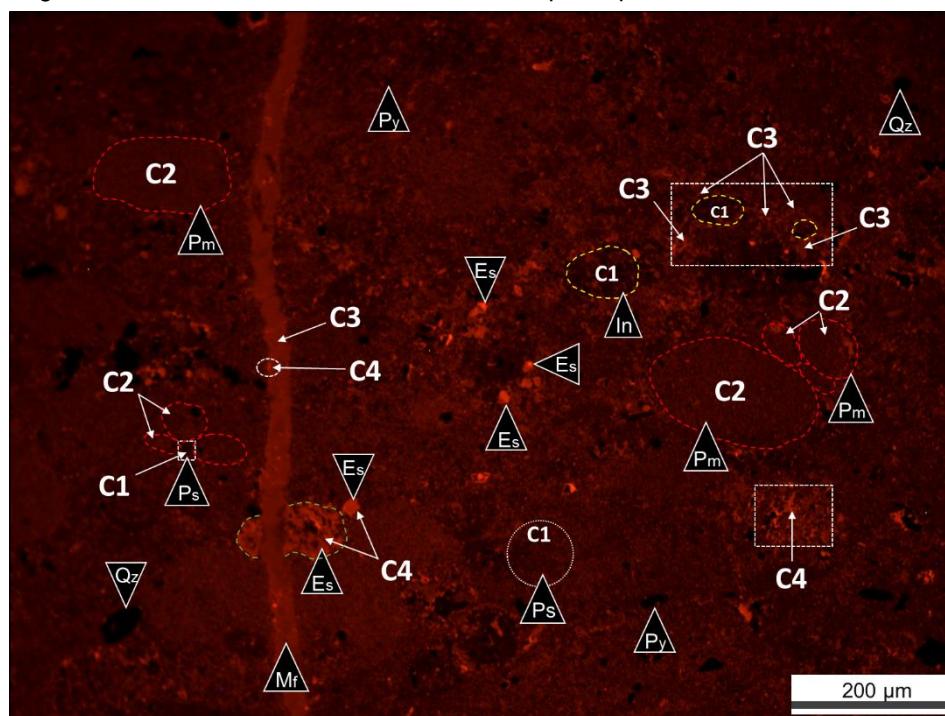


Figura 6.2.25. (X10) Catodoluminiscencia. Packstone intraclástico-radiolarítico (C-15A). Los intraclastos (**In**, líneas amarillas) tienen luminiscencia C1 y los peloídes calcimicríticos homogéneos (**Pc**, líneas rojas) luminiscencia C2. Pseudomatriz (**Ps**): principalmente de luminiscencia C1 (círculo blanco) y con luminiscencia naranja rojiza cuando está en parte recristalizada a microesparita (C3, rectángulo blanco punteado). Esparita y microesparita (**Es**) con luminiscencia C4: i) en parches (línea verde), ii) microesparita-esparita interpartícula (rectángulo blanco punteado) y iii) cristales de microesparita ecuentes dispersos (**Es**). Las microfracturas verticales (**Mf**) están llenas por esparita de luminiscencia C3 y subordinada microesparita C4. Pirita: **Py** y cuarzo autigénico: **Qz**.

6.2.4 Interpretación

Análisis petrográfico y de catodoluminiscencia

1 - Partículas esqueletales:

Las franjas isopáquicas de cemento calcítico *bladed* sobre la pared interna de bivalvos (Fig. 6.2.3) corresponden a cemento marino temprano (relíctico) y la esparita idiotópica ecuante, blanca y de gran tamaño (hasta 500 µm) que rellena la cavidad con aislada pirita framboidal, es producto del neomorfismo durante la diagénesis por soterramiento.

Respecto a los radiolarios, lo más frecuente es que estén reemplazados por microesparita xenotópica, assignable a neomorfismo. Según las relaciones de intersección observadas, los radiolarios fueron reemplazados en primer lugar por cuarzo, luego en su parte central por esparita idiotópica y posteriormente en sus bordes por microesparita xenotópica. Sin embargo, por el elevado grado de neomorfismo, una elevada proporción de los mismos recristalizó completamente a microesparita xenotópica.

2 - Procesos singenéticos:

A través del análisis petrográfico se reconocen bordes micríticos muy delgados sobre bivalvos, radiolarios y equinodermos, como producto de perforaciones muy pequeñas (del orden de 1 µm) de organismos litófagos.

3 - Cementos tempranos o eogenéticos:

En microfacies de *grainstone* peloidal-radiolarítico, los *rims* de micrita (en parte recristalizados a microesparita) identificados en los bordes de partículas no esqueletales, son interpretados como cemento peloidal (también llamado corteza microcristalina) generado por acción microbiana. Las texturas de cementos calcíticos isopáquicos de tipo peloidales, son morfologías características de cementos marinos (Tucker y Wright, 1990; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003).

4 - Piritización:

La pirita cúbica subhedral a euhedral, se observa principalmente asociada a cementos de esparita ecuante equicristalina con pirita framboidal que rellenan intersticios o espacios interparticular, conchillas de amonites o reemplazan radiolarios

(Figs. 6.2.6, 6.2.13 y 6.2.20), en etapas tempranas. La morfología de la pirita es considerada como un reflejo de la saturación de Fe (II) y sulfuros en las aguas porales de los sedimentos, así como también depende de la relación de producción de Fe y sulfuro durante la diagénesis temprana (Passier *et al.*, 1997; Cavalazzi *et al.*, 2014). La pirita cúbica euhedral tiene buen desarrollo de tamaño (hasta 20 μm) y no reemplaza a la pirita framboidal, sino que rellena espacios. Según las relaciones de intersección entre el cemento esparítico ecuante e idiotópico, pirita cúbica y framboidal, reflejan que esta asociación correspondería a un estadio diagenético temprano pre-compactacional.

5 - Procesos de reemplazo y recristalización:

Principalmente, en las microfacies clásticas, se observa que en una primera etapa la esparita tipo *bladed* o ecuante reemplazó el borde de los radiolarios, con recristalización de sílice a cuarzo en la parte interna del bioclasto. Posteriormente, fueron reemplazados los microcristales de cuarzo de la parte central por esparita ecuante. La disolución de la sílice original de los esqueletos de radiolarios durante la eogénesis, es la fuente principal para la precipitación de cristales y agregados de cuarzo autigénicos (de acuerdo con Meissinger y Lo Forte, 2014), en las microfacies clásticas y carbonáticas de la Formación Vaca Muerta.

Los fragmentos volcánicos (trizas, pumiceos y cristaloclastos) suelen estar completamente reemplazados por calcita granular, aunque sus contornos aún son distinguibles debido a procesos de cloritización y piritización tempranos (Capelli *et al.*, 2020), constituyen otra fuente de sílice de menor importancia que la anterior.

6 - Dolomitización:

Los niveles de peloides que presentan las fangolitas dolomitizadas tienen formas subcirculares a circulares porque la cementación temprana previno la compactación. De acuerdo con Moore (1989), Rahimi (2016) y Ahmad (2022) el proceso que da lugar a mosaicos de cristales de dolomita anhedrales a subhedrales es temprano y se asocia a la freática marina de circulación activa, donde el agua marina sería la fuente principal de magnesio.

De acuerdo con Moore (1989) y Munnecke (1997) los cristales de dolomita rómbica dispersa corresponden a la mesogénesis avanzada y la fuente del Mg se asocia a la presión-disolución de partículas esqueletales y no esqueletales y a planos de disolución. Haeri-Ardakani *et al.* (2013) han descripto la presencia de cristales de dolomita euhedral en *seams* de disolución. En las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta, se han identificado cristales de dolomita euhedral (de hasta 100 μm) dispersos en

partículas no esqueletales, pseudomatriz y sobre *seams* de disolución, pudiendo asignar su origen a la compactación química en condiciones de diagénesis por soterramiento.

7 - Neomorfismo:

En *grainstones*, el cemento granular interpartícula de esparita idiotópica, ecuante, blanca, de aspecto límpido y gran tamaño (hasta 60 μm) con pirita framboidal, en los espacios intersticiales entre peloídes sub-circulares a circulares y rectangulares (con baja a nula deformación) corresponde a la diagénesis por soterramiento y se formó por neomorfismo del cemento previo. La esparita blanca de textura granular también rellena espacios intrapartícula (por ejemplo, bivalvos) y se interpreta como resultado del neomorfismo en la diagénesis por soterramiento.

En algunos bioclastos calcáreos el neomorfismo está caracterizado por disolución de la mineralogía original aragonita o calcita de alto Mg y posterior re-precipitación de calcita de bajo Mg, más estable en condiciones de diagénesis de soterramiento. Tanto el neomorfismo agradacional, que genera texturas gradadas de micrita a microesparita y parches de microesparita xenotópica, como el nemorfismo por inversión, probablemente habrían comenzado en la eogénesis y continuado durante la mesogénesis. Seguramente, la recristalización por neomorfismo tuvo una mayor contribución en la litificación de la roca durante la mesogénesis, donde jugaron un rol fundamental la temperatura y el tiempo de enterramiento.

8 - Compactación mecánica:

Las siguientes interpretaciones están apoyadas en parte, en los experimentos de Shinn y Robbin (1983) que explican la evolución de la porosidad en rocas carbonáticas clasto y matriz sostén en los primeros 400 m de enterramiento.

Los sedimentos carbonáticos de grano fino con elevada porosidad inicial, que dieran lugar a las microfacies de *wackestones*, sufrieron una rápida compactación física por pérdida de agua en las primeras decenas de metros (~ 100 m), pero esta pérdida de porosidad no habría estado acompañada por una significativa rotura de granos.

Respecto a los *packstones* se diferencian dos situaciones: 1) Aquellos que habrían sufrido en los primeros metros una reducción de porosidad por reorganización mecánica de las partículas esqueletales y no esqueletales (hasta aproximadamente los primeros 50 metros). Esta situación se ve representada por el *packstone* peloidal-radiolarítico sin laminación de la figura 5.22, donde los peloídes e intraclastos micríticos-microesparíticos son sub-circulares y están amalgamados. Posteriormente a la reorganización física de las partículas no esqueletales, la reducción de porosidad por

fractura de granos sería despreciable frente a la anterior, ya que no se observan partículas no esqueletales ni bioclastos fracturados. 2) Por otro lado, se han reconocido microfacies de *packstone* peloidal-radiolarítico (Figura 5.23.) con microlaminación bien definida por orientación horizontal de peloídes e intraclastos achatados o elongados. A diferencia del caso 1), en los primeros metros de soterramiento habría sido dominante la pérdida de porosidad por eliminación de agua de los poros de las partículas no esqueletales de composición originalmente arcillosa o arcillosa-micrítica que generó que las mismas se compacten y se alineen horizontalmente.

Finalmente, en los *grainstones*, la pérdida de volumen por re-arreglo mecánico de granos habría sido baja por la cementación temprana. Posteriormente, no habría pérdida de porosidad por rotura de granos ya que los cementos interpartícula habrían protegido a los mismos de los esfuerzos por carga litostática.

Es probable que, por compactación mecánica sobre sedimentos carbonáticos, el cierre del empaquetamiento de granos genere, en parte, contactos partícula-partícula. La textura, por sectores matriz sostén y por sectores clasto sostén en *wackestones/packstones*, es resultado de dos factores, uno depositacional y otro diagenético producto de la compactación física.

Las partículas y pseudomatriz de composición arcillosa-micrítica de comportamiento dúctil en *wackestone* radiolarítico (Fig. 6.2.15), habrían favorecido la compactación diferencial que se manifiesta en microplegamientos y desplazamientos por cizalla.

9 - Compactación química:

El aumento del soterramiento que genera una estructura o armazón muy estable promueve la presión-disolución de partículas carbonáticas y los procesos de compactación química se establecen como los dominantes. La interpenetración entre intraclastos y peloídes con contactos suturados en *packstones* y *grainstones*, dan lugar a fábricas penetrativas (*fitted fabrics*) y son resultado de la compactación química durante la mesogénesis. Bajo condiciones de diagénesis por soterramiento, las aguas marinas sobresaturadas en carbonato de calcio no están disponibles, y por lo tanto las soluciones que dan origen a los cementos poiquilotópico y sintaxial en la mesogénesis tardía (Figs. 6.2.18 y 6.2.19), son producto de la presión-disolución de partículas carbonáticas.

En las microfacies de tobas con cemento calcítico poiquilotópico, el proceso de cementación se vincula a la mesogénesis es un estadio de bajo soterramiento, dado que las trizas y fragmentos pumíceos no presentan signos de deformación o

aplastamiento. Además de cemento poiquilotópico, se han reconocido parches de cemento calcítico de bordes irregulares que obliteran los distintos elementos texturales de microfacies de *wackestones*. Este cemento también es interpretado como resultado de la compactación química.

La presión-disolución también se manifiesta, a escala microscópica, en planos de disolución (*seams* de disolución) en todas las microfacies carbonáticas.

10 - Microfracturas:

La elevada microfracturación en microfacies carbonáticas, es un fenómeno vinculado a etapas de soterramiento profundo (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Las fracturas y microfracturas verticales son comunes a todas las microfacies carbonáticas reconocidas (*wackestones*, *packstones*, *grainstones*, concreciones, *beef veins* y fangolitas dolomitizadas), ya que tienen un comportamiento reológico similar. Las microfracturas discordantes a la laminación, llenas por calcita atraviesan intraclastos, peloides aplastados y bioclastos alineados por compactación mecánica y *planos* de disolución. Por las relaciones de corte, el proceso de microfracturación es tardío y se atribuye a la diagénesis por soterramiento profundo. El proceso de microfracturación discordante a la laminación, con fracturas verticales del orden de 100 μm de ancho, promueve el neomorfismo agradacional porque aumenta la circulación de fluidos calientes (Flügel, 2004).

11 - Asociaciones de la telogénesis:

El levantamiento y exposición a la meteorización generó la oxidación de la pirita con desarrollo de pátinas de óxidos sobre su superficie e impregnación de óxidos en la pseudomatriz. La hematita, producto de la oxidación de la pirita, se encuentra en las adyacencias de los agregados de pirita framoidal y cúbica.

El yeso se forma cuando el sulfuro de la pirita reacciona con el oxígeno del agua superficial (por ejemplo, agua de lluvia y de napas freáticas), Pirlet *et al.*, 2009. El yeso no está presente en las muestras de la Formación Vaca Muerta de subsuelo por lo que puede suponerse que es producto de la meteorización (Capelli, 2021).

El contacto con aguas meteóricas durante el levantamiento, generó dedolomitización parcial de los cristales de dolomita que forman parte de las fangolitas dolomitizadas.

Catodoluminiscencia

Las microfacies de *packstones* peloidales-radiolaríticos y *packstones* intraclásticos-radiolaríticos con microfracturación vertical contienen diferentes luminiscencias, vinculadas a una asociación de distintas generaciones de carbonatos comprendida por:

- a) luminiscencias bajas C1 y C2 (intraclastos, peloides y pseudomatriz);
- b) luminiscencia intermedia C3 en agregados de microespartira xenotópica producto del neomorfismo sobre la pseudomatriz y partículas no esqueletales y esqueletales. También se encuentra en cemento calcítico de relleno de fracturas.
- c) luminiscencias altas C4 vinculadas a cemento calcítico de relleno de fracturas posteriores a la calcita C3) y cementos de luminiscencia C4 brillante de distribución poco penetrante, de forma localizada en la pseudomatriz.

El cemento de microesparita a esparita de elevada luminiscencia (naranja C4), es posterior a la microesparita xenotópica de luminiscencia C3. Las masas de esparita C4 pueden ser cortadas por las microfracturas verticales llenas por calcita de luminiscencias C3 y C4. A través del análisis petrográfico y ensayos de catodoluminiscencia, se interpreta que la última fase de cementación carbonática (naranja intenso, C4), que contribuyó a la litificación de la roca, se asocia a la compactación química en el ámbito de la diagénesis por soterramiento profundo. La compactación química y la microfracturación discordante a la laminación, serían los eventos diagenéticos más tardíos de la mesogénesis.

6.3 Análisis petrográfico-diagenético

Los Catutos

6.3.1 Análisis petrográfico-diagenético en partículas esqueletales

Radiolarios:

En las microfacies de *wackstones* y *packstones*, los radiolarios presentan distintas texturas de reemplazo y cementación. Los radiolarios fueron reemplazados por esparita prismática y ecuante en los bordes, seguidos de mosaicos de esparita ecuante e idiotópica hacia el interior con aislados agregados de pirita framboidal en ambos sectores (Fig. 6.3.1).

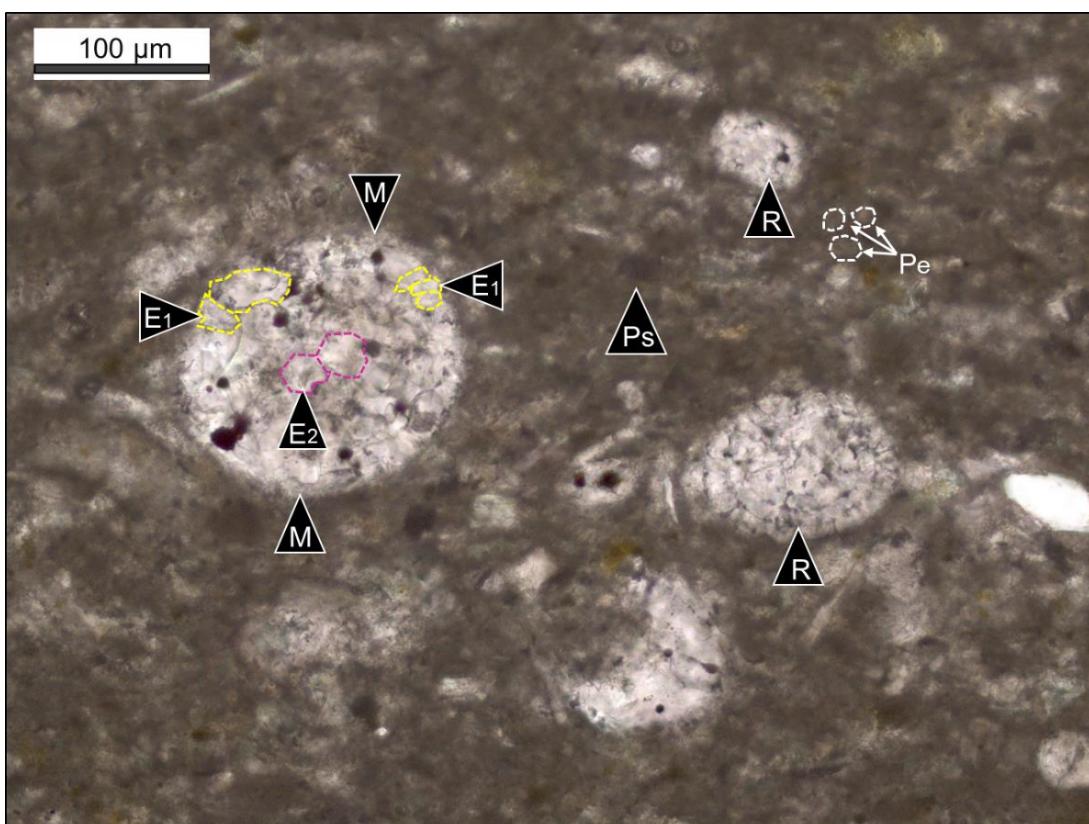


Figura 6.3.1: (X20) nicoles paralelos. *Wackestone* bioclástico-peloidal (EM-148, Los Catutos) Reemplazo en radiolarios (R): esparita prismática (E1, amarillo), mosaico de esparita ecuante idiotópica (E2, fucsia). Pseudomatriz micrítica-peloidal (Ps), M: micrita. Pe: peloides pertenecientes a la pseudomatriz.

En microfacies clásticas y mixtas, los radiolarios suelen estar reemplazados por minerales autigénicos tales como agregados de arcillas, cuarzo, calcita y dolomita. En la figura 6.3.2, se observa un radiolario reemplazado por agregados granulares de baja birrefringencia (A) en el centro y microesparita xenotópica sobreimpuesta a los anteriores. También como reemplazo, se ha identificado esparita ecuante, microesparita xenotópica y cristales de dolomita euhedrales inmersos en la esparita (Fig. 6.3.3).

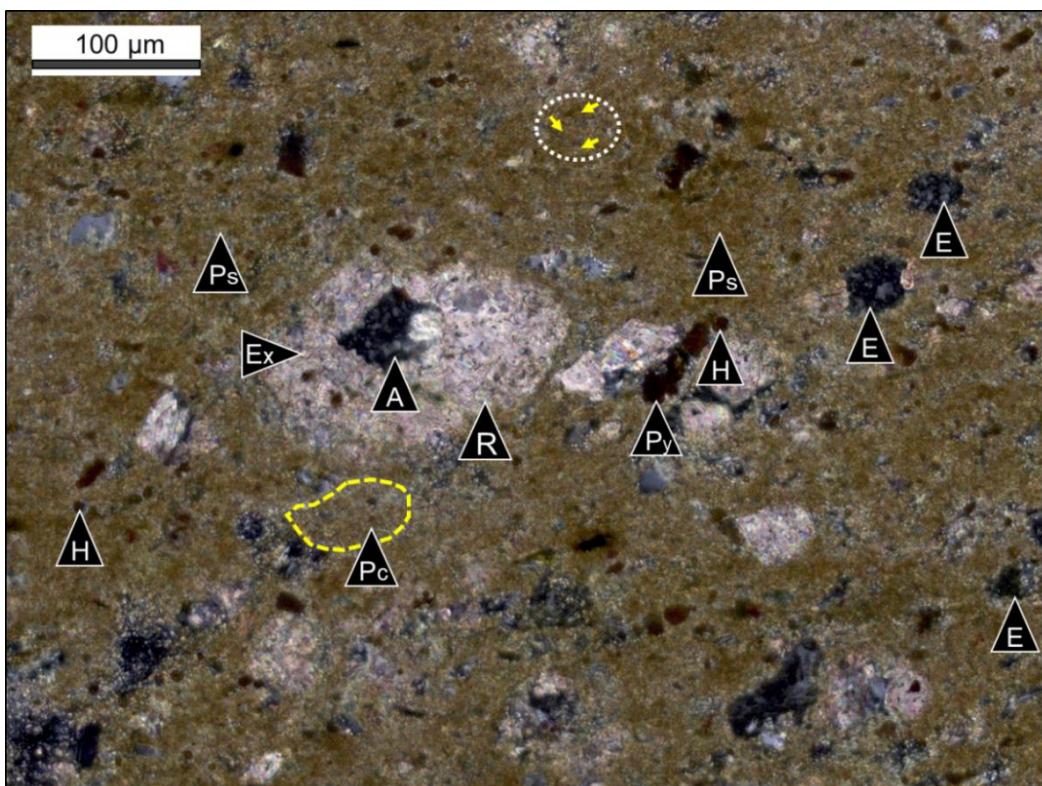


Figura 6.3.2. (X20) nícoles cruzados. *Wackestone* bioclastico-peloidal (EM-36, Los Catutos). Reemplazo en radiolarios (R) que consiste en esparita xenotípica (Ex) y agregados de baja birrefringencia en su parte central (A). Espículas de esponja *Rhaxella* (E) reemplazadas por agregados de baja birrefringencia. Peloides micríticos (Pc), pseudomatriz (Ps), pirita (Py) y hematita (H). La pseudomatriz está compuesta por micrita y pequeños peloides amalgamados sublomo a limo muy fino (línea blanca y flechas amarillas).

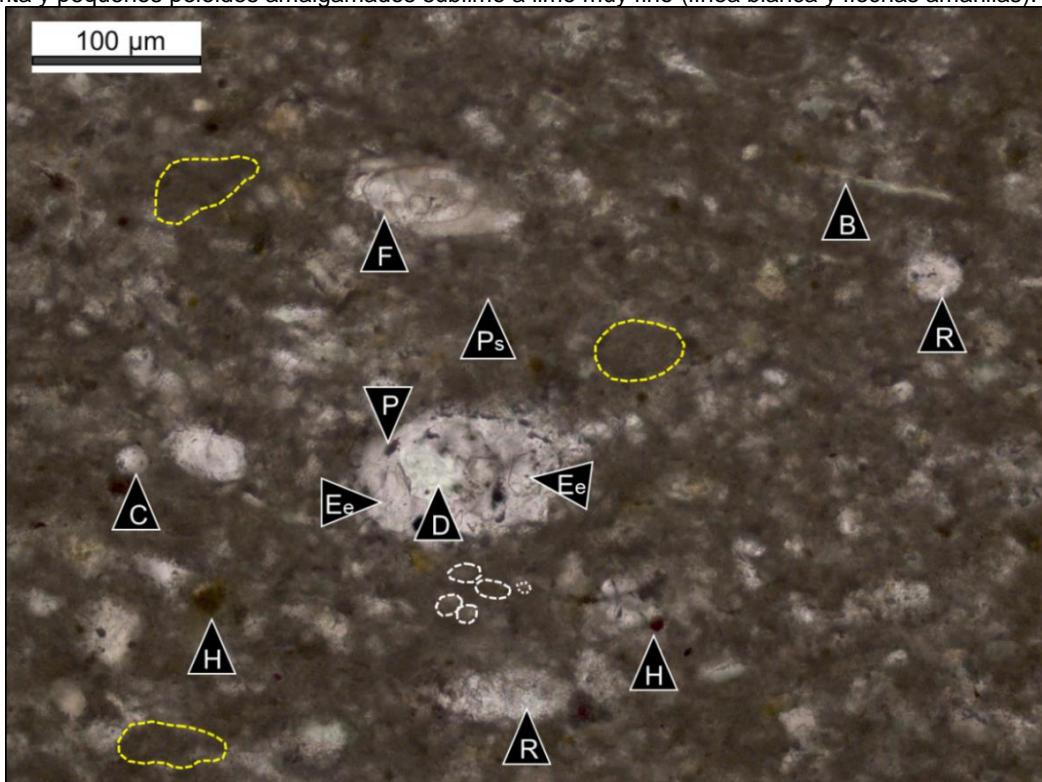


Figura 6.3.3. (X20) nícoles paralelos. *Wackestone* peloidal-bioclastico (EM-149, Los Catutos). Reemplazo en radiolario central: esparita ecuante (Ee), pirita framboidal oxidada (P), cristales subhédrales de dolomita (D). Foraminífero milliódico (F) con cámaras llenas por calcita. Radiolarios (R), fragmentos de bivalvos (B) y calciesfera (C). Peloides micríticos castaños (líneas punteadas amarillas). Pseudomatriz micrítica-peloidal (Ps). Hematita (H).

Moluscos (gastrópodos y bivalvos)

En las microfacies de *wackestones*, *packstones* y *grainstones*, en los gastrópodos, por el tamaño de sus cavidades, pueden apreciarse distintas generaciones de cementos y reemplazos carbonáticos que rellenan las cámaras. Se reconocen gastrópodos con paredes formadas por pseudoesparita xenotópica y prismática producto de la inversión neomórfica a partir de la aragonita original (Fig. 6.3.4, gastrópodo G2 y G1). Las cámaras pueden estar llenas por mosaicos de esparita ecuante, blanca-castaña, diáfana y aislada pirita framboidal o llenas por microesparita xenotópica castaña de aspecto sucio, y parcialmente por esparita subhedral de buen desarrollo (Fig. 6.3.4, gastrópodo G2).

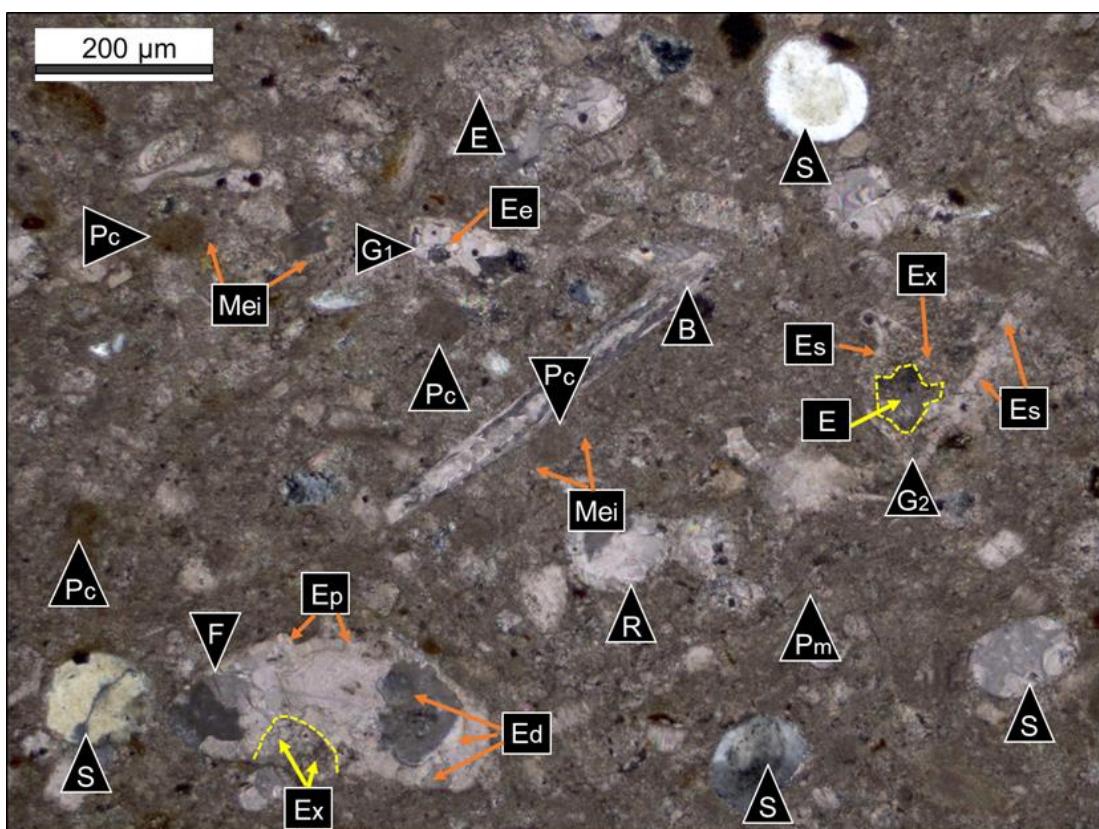


Figura 6.3.4. (X10) nícoles cruzados. *Packstone* bioclástico (EM-130, Los Catutos). Gastrópodo (G1) con bordes de microesparita prismática, relleno por un mosaico de esparita ecuante límpida (Ee) con pirita. Gastrópodo (G2) con bordes de esparita irregular (Es). El interior presenta microesparita xenotópica (Ex) y esparita subhedral (E). Foraminífero (F) con bordes compuestos por microesparita prismática (Ep), relleno por esparita drusoide (Ed) y microesparita-esparita xenotópica (Ex) de aspecto sucio. Espícula de esponja tipo *Rhaxella* (S) reemplazadas por calcita en sus bordes con preservación de cuarzo en su interior. También se observan individuos de (S) completamente reemplazados por esparita. Resto de bivalvo (B), peloide micrítico (Pc), pseudomatríz (Pm), fragmento de equinodermo (E, triángulo) con bordes micritizados y microesparita interpartícula (Mei) que rodea peloídes micríticos.

En las microfacies de fangolitas y *wackestones* bioclásticos con menor porcentaje de carbonato, los gastrópodos tienen distintos tipos de relleno. Las paredes de los

mismos suelen presentar perforaciones rellenas por micrita, pirita y óxidos como se observa en el gastrópodo de sección transversal ubicado a la derecha de la figura 6.3.5. Las cámaras están llenas por mosaicos de esparita idiotípica, ecuante, blanca, de aspecto límpido, con o sin agregados de pirita framboidal y cristales subhédrales a euhédrales de dolomita autigénica. Las valvas delgadas de bivalvos pueden estar totalmente impregnadas por óxidos.

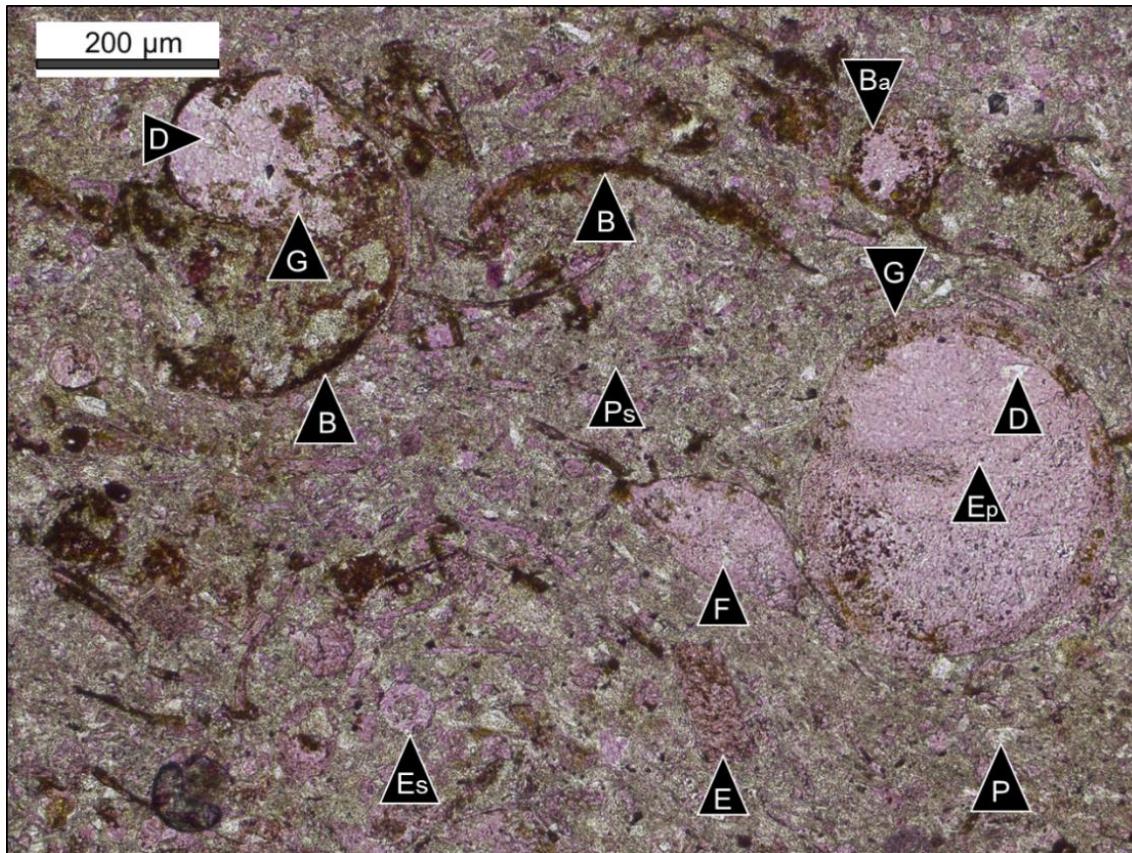


Figura 6.3.5. (X10) nicoles paralelos. Fangolita bioclástica (EM-9, Los Catutos). Los gastrópodos (G) y foraminíferos (F) presentan cámaras de paredes micritizadas, llenas por mosaicos de esparita ecuante (Ep) y aislados cristales subhédrales de dolomita autigénica (D). Las valvas de bivalvos desarticulados (B) y articulados (Ba) presentan páginas o están impregnados en óxidos. Espícula de esponja monoaxona con canalículo central (Es) calcitizada. Pseudomatriz arcillosa-micrítica (Ps), plagioclasa detrítica (P) y fragmento de equinodermo (E).

En ciertas muestras de fangolitas, el interior de las cámaras de gastrópodos se encuentra relleno con agregados de cuarzo anhedral y arcillas (Fig. 6.3.6).

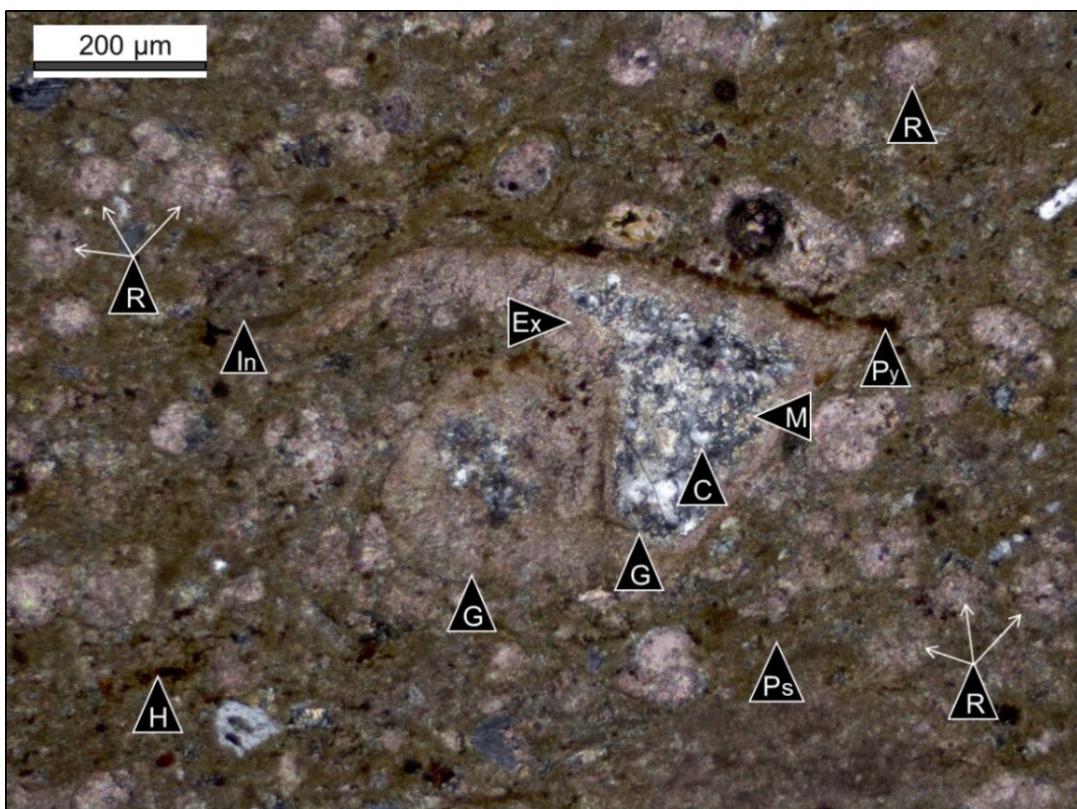


Figura 6.3.6. (X10) nícoles cruzados. Fangolita bioclástica (EM-18, Los Catutos). Gastrópodo (G) con paredes compuestas por microesparita xenotópica (Ex) y bordes con pirita (Py) oxidada a hematita (H). El interior se encuentra lleno con cemento de microcuarzo (C) y micas (M). La microesparita xenotópica se sobreimpone a los agregados de cuarzo en la parte externa. Radiolarios (R) y pseudomatriz (Ps).

Foraminíferos

En general, las paredes de los foraminíferos bentónicos del género *Epistomina*, sufrieron reemplazo neomórfico de la aragonita original por esparita prismática y microesparita xenotópica y (Fig. 6.3.7). Algunos individuos presentan reemplazo calcítico sobre las paredes que separan las cámaras, manteniendo intacta la estructura del foraminífero (por ejemplo, foraminífero F1, Fig. 6.3.7 A) y en ciertos casos, están llenos totalmente por esparita drusoide.

Las cámaras de foraminíferos epistomíndidos pueden estar llenas por esparita castaña de aspecto sucio con pirita y óxidos y esparita-microesparita blanca de aspecto límpido con aislada pirita framboidal sobreimpuesta a la anterior (por ejemplo, foraminífero de la derecha de la Fig. 6.3.7 A). Las cámaras pueden estar llenas por agregados de microesparita y arcillas con impregnación en óxidos (F1, Fig. 6.3.7 A).

En wackestones peloidales-bioclasticos, se han identificado foraminíferos (*Epistomina*) compuestos en su parte central por agregados en abanico con baja birrefringencia y, en su parte externa, mosaicos de microesparita de bordes irregulares que reemplazan en parte a los primeros (Fig. 6.3.8).

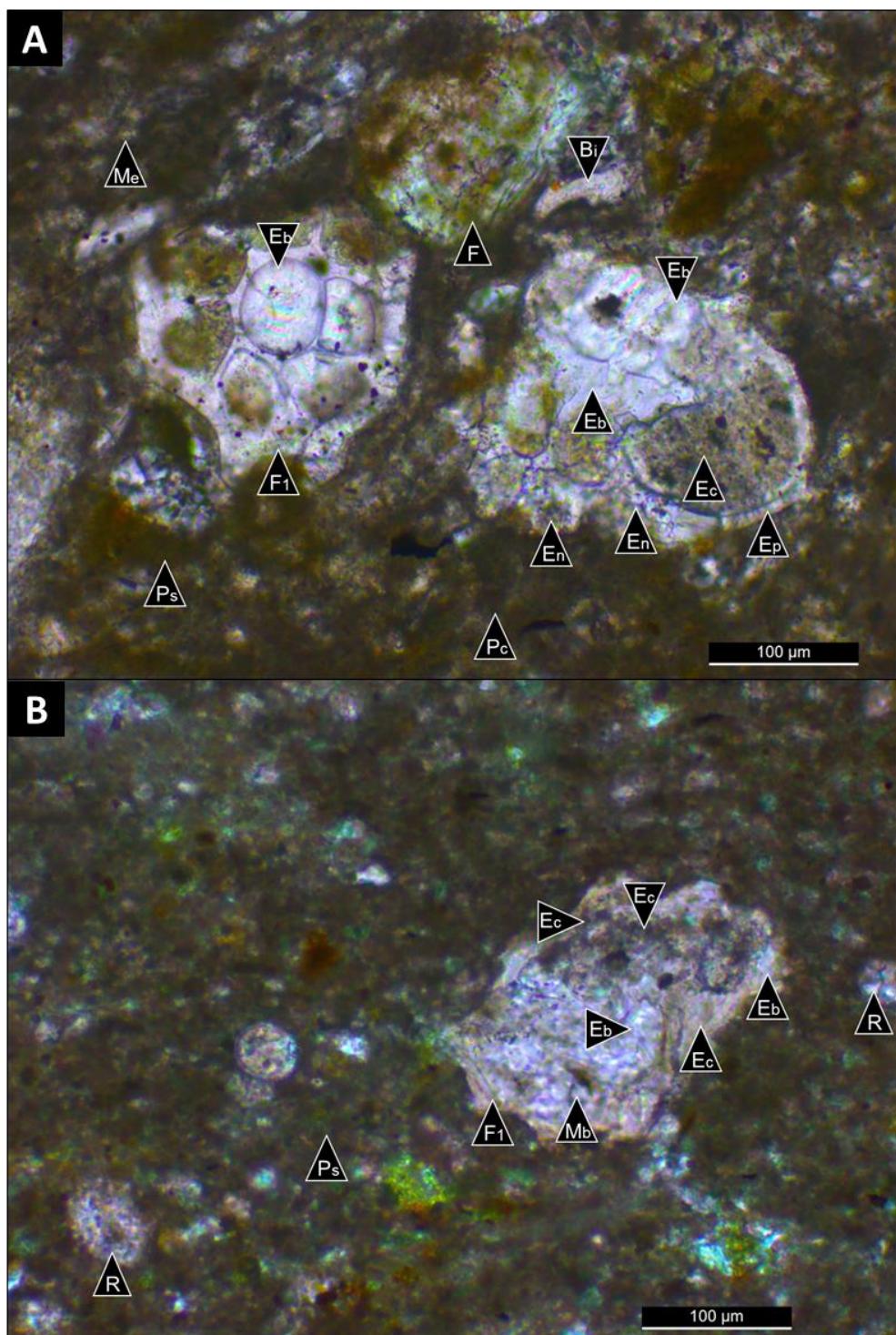


Figura 6.3.7. (X20) nicoles paralelos. Packstone bioclástico (EM-156, Los Catutos). **A)** Derecha: Foraminífero (*Epistomina*) con cámaras llenas por mosaicos de esparita ecuante blanca idiotípica (**Eb**), esparita castaña oscura sucia (**Ec**). Reemplazo neomórfico a microesparita xenotípica castaña blanquecina (**En**) y prismática (**Ep**). El foraminífero. **F₁** tiene paredes de calcita sin recristalización. **B)** (X20) nicoles paralelos (EM-158). *Epistomina* (**F₁**) con esparita castaña sucia (**Ec**) y esparita-microesparita blanco-castaña limpida (**Eb** y **Mb**) sobreimpuesta a la anterior. **A-B) Bi:** fragmento de bivalvo. **Ps:** pseudomatriz micrítica-peloidal impregnada en óxidos, **F:** feldespato, **Me:** parches de microesparita, **Pc:** Peloides micríticos y **R:** radiolarios.

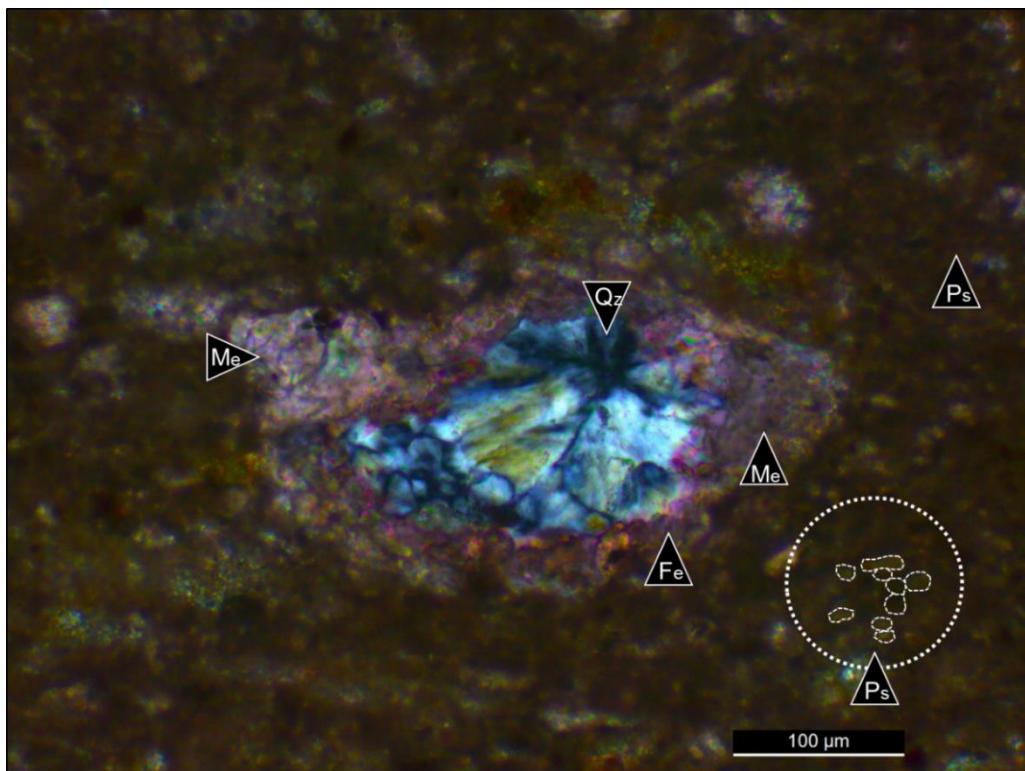


Figura 6.3.8. (X20) Nicoles cruzados. Wackestone peloidal-bioclastico (EM-128, Los Catutos). Se observa un foraminífero *Epistomina* (Fe) con cámaras llenas por agregados en forma de abanico y baja birrefringencia (Q) parcialmente reemplazados por mosaicos de microesparita xenotópica (Me). Ps: pseudomatríz peloidal-micrítica con impregnación en óxidos. Los peloides (Pe) de la pseudomatríz pueden distinguirse fácilmente porque los óxidos se concentran en el borde entre los mismos. En el borde derecho inferior, se indican un grupo de peloides, señalados con líneas blancas punteadas que, a su vez, están englobados en un círculo mayor (de línea punteada blanca) que representa la pseudomatríz (Ps).

Equinodermos y espículas de esponja

Entre los equinodermos se observaron osículos y, principalmente, fragmentos de placas de microcrinoideos (*Saccocoma*). Una de las características más distintivas, que permite reconocer restos de microcrinoideos saccocómidos es que extinguen de forma uniforme al cruzar nicoles, porque están formados por un solo cristal de calcita (Kietzmann y Palma 2009b).

En general, se observa distinto grado de preservación de las mismas (Figs. 6.3.9 A-B y 6.3.10). Es común observar su estructura original con leve recristalización calcítica sólo en sus bordes. Sin embargo, en zonas de acumulación de placas de saccocómidos, las mismas pueden estar parcial a totalmente recristalizadas a microesparita y esparita xenotópicas y, a su vez, estar rodeadas por parches de esparita xenotópica (Fig. 6.3.10).

Se reconocen fragmentos de equinodermos indiferenciados, generalmente son de forma regular, presentan tamaño variable, extinción característica de un cristal único y microtextura porosa (estereoma) rellena por micrita, óxidos y pirita (Figs. 6.3.4 y 6.3.5). Pueden encontrarse micritizados.

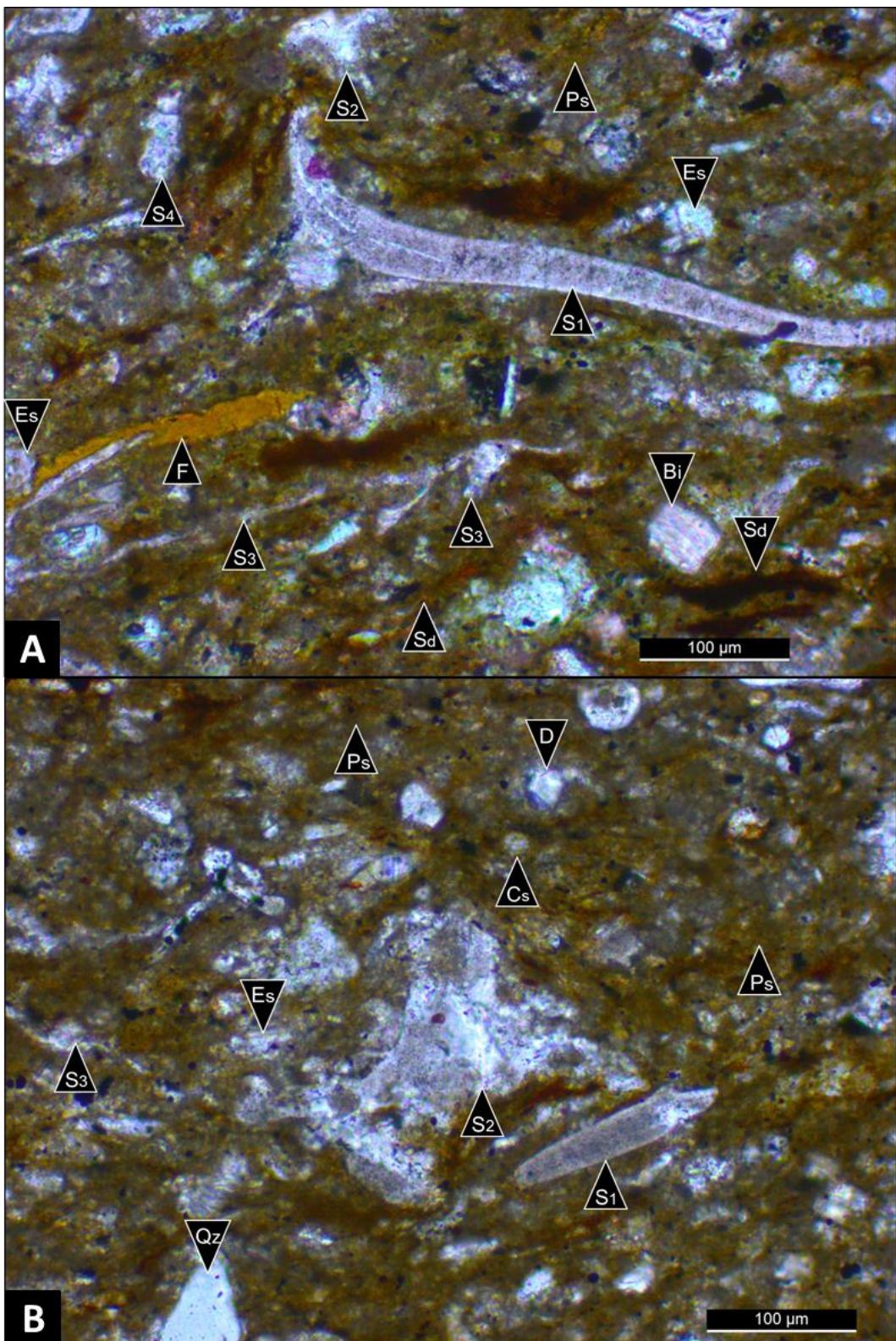


Figura 6.3.9. A) (X20) nicoles paralelos. *Wackestone bioclástico crinoidal* (EM-118, Los Catutos). Se observa una placa (**S1**) que tiene buena preservación y está conformada por un cristal de calcita de aspecto sucio y aquellas que presentan recristalización parcial a microesparita/esparita xenotópicas (**S2**, **S3** y **S4**). **B)** (X20) En el *wackestone bioclástico* (EM-118), se reconoce una placa (**S1**) que tiene buena preservación y está conformada por un cristal de calcita (de aspecto sucio) y aquellas que presentan recristalización (parcial a total) a microesparita/esparita

xenotópicas de aspecto límpido (**S2** y **S3**). **A-B**) Fragmentos de bivalvos (**Bi**), pseudomatriz (**Ps**), **seams** de disolución (**Sd**), restos fosfáticos (**F**), espículas de esponja (**Es**), cuarzo (**Qz**), calciesferas (**Cs**) y dolomita (**D**).

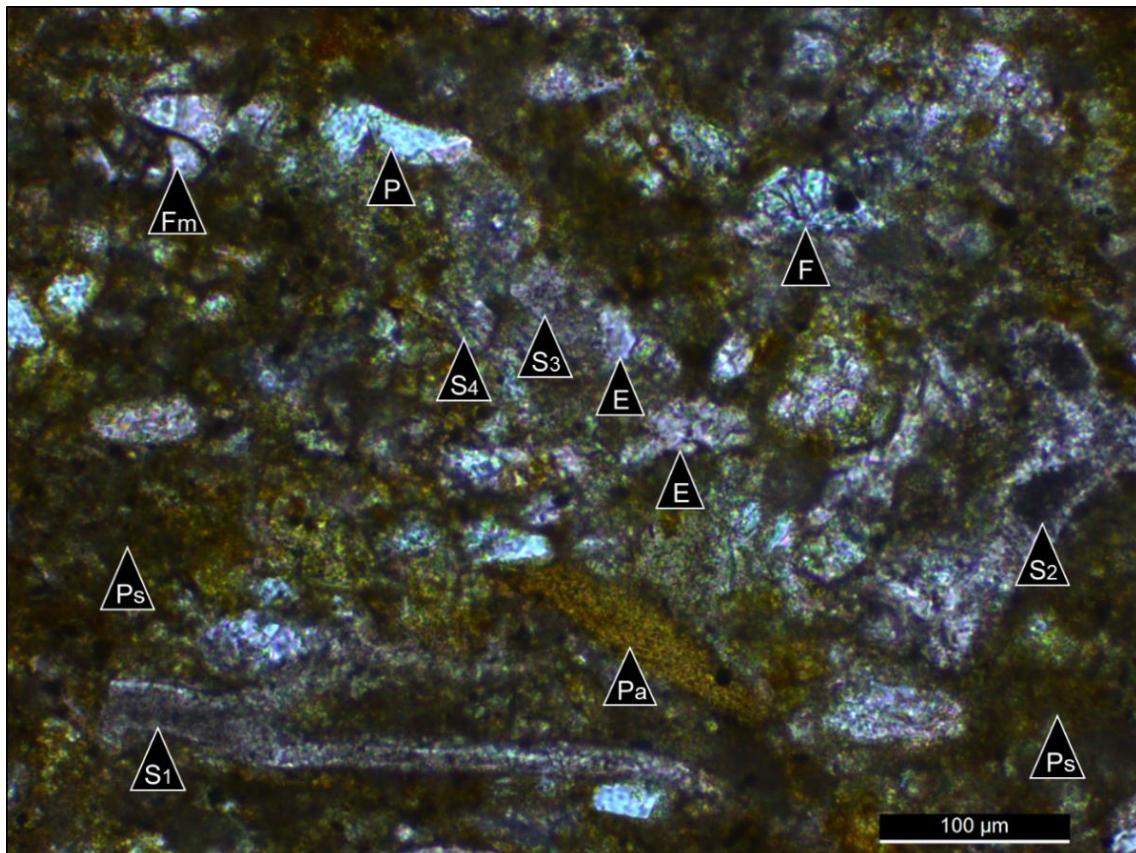


Figura 6.3.10. (X20) nícoles paralelos. *Packstone* peloidal (EM-114, Los Catutos). La placa (**S1**) que tiene buena preservación y está casi completamente conformada por un cristal de calcita de aspecto sucio. Otras presentan recristalización a microesparita xenotópica y solo conservan su centro original de aspecto sucio (**S3** y **S4**). Se observan cristales, parches o mosaicos de esparita y microesparita xenotópica (**E**) adyacentes a las placas de microcrinoideos (*Saccocoma*). Peloides arcillosos (**Pa**), pseudomatriz (**Ps**), **F**: foraminíferos (*Epistomina*), millíolidos (**Fm**) y plagioclasa (**P**).

Las espícululas de esponja (*Rhaxella*), son más comunes en *wackestones* bioclásticos-peloidales, frecuentemente en niveles y lentes bioclásticos. Su característica diagnóstica es que en corte transversal son esféricas ó reñiformes. Las espícululas rhaxéllidas reñiformes tienen diámetros que oscilan entre 25 y 120 μm (Figs. 6.3.11 y 6.3.12) y son de composición originalmente silícea. Están reemplazadas por calcita y agregados de pirita framboidal o pirita cúbica en sus bordes. Pueden estar reemplazadas completamente por esparita ecuante y se identifica, en ocasiones, un delgado borde de cuarzo. Cuando no existe reemplazo calcítico, están compuestas totalmente por agregados de cuarzo y agregados de pirita. También están conformadas por cristales anhedrales de cuarzo en su centro y en su borde presentan reemplazo por cristales de microesparita.

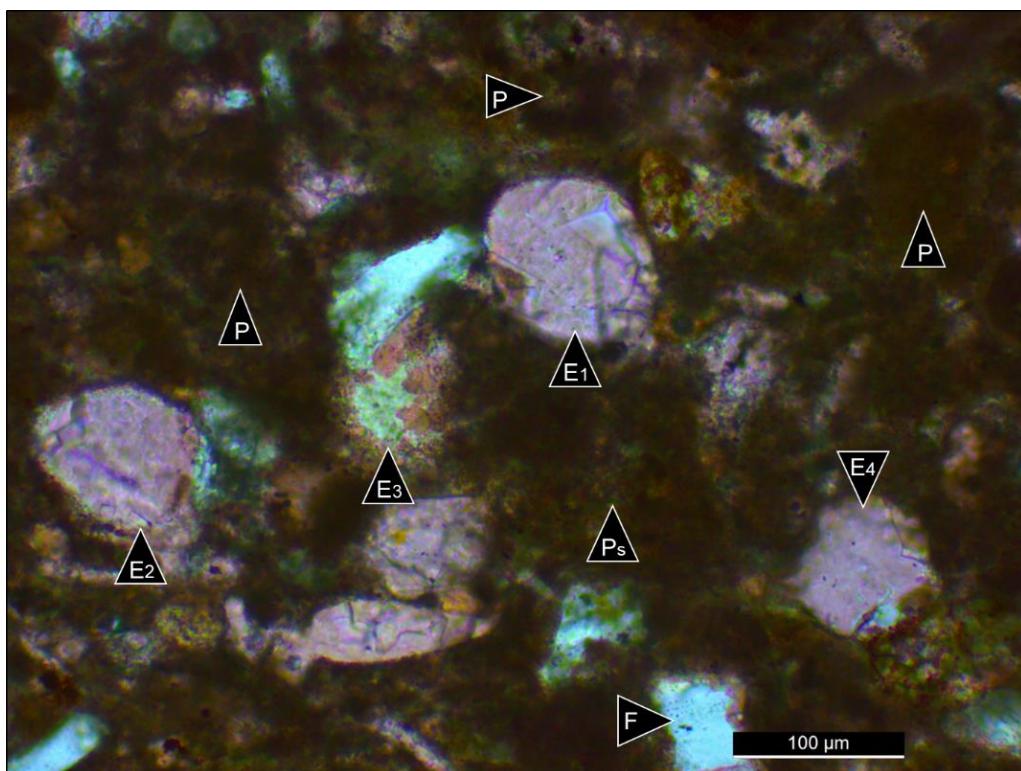


Figura 6.3.11. (X20) nícoles paralelos. *Wackestone biocástico-peloidal* (EM-124, Los Catutos). **E1, E2 y E3** (espículas rhaxélicas) tienen formas arrinonadas, mientras que, **E4** tiene forma esférica. **E1 y E2** presentan reemplazo esparítico, **E3** presenta cuarzo en su interior y reemplazo por microesparita en sus bordes y **E4** está totalmente reemplazada por esparita (hay sectores no teñidos que son blancos). **P**: Peloides, **F**: feldespato y **Ps**: pseudomatríz.

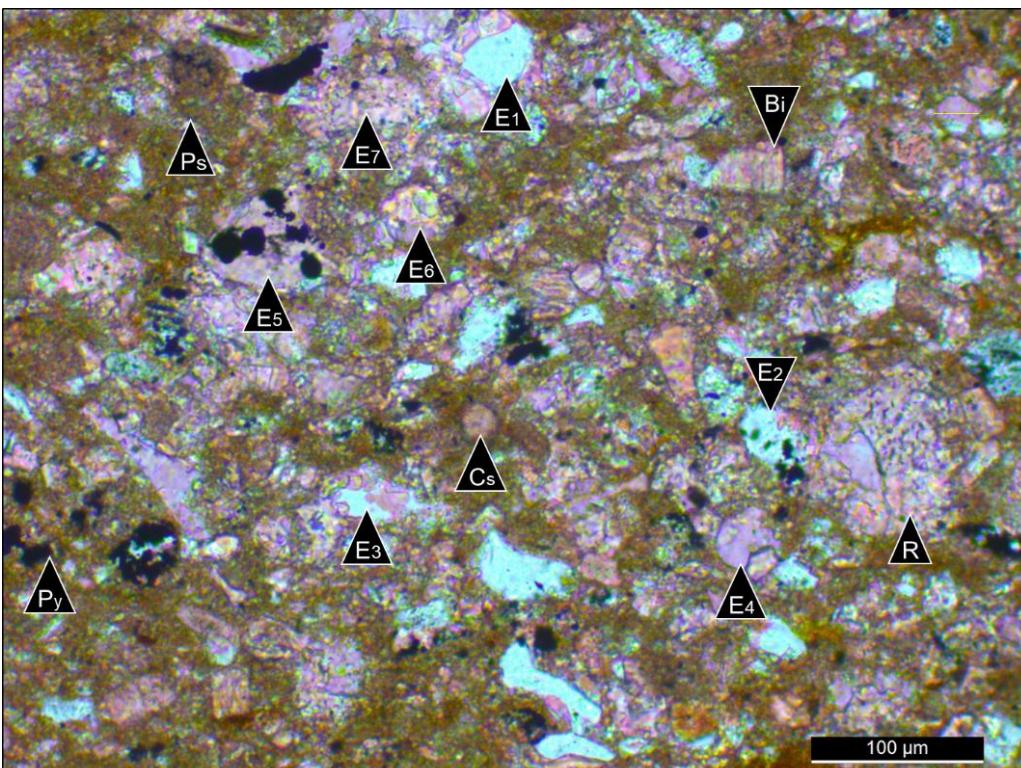


Figura 6.3.12. (X20) nícoles paralelos. *Wackestone biocástico-peloidal* (EM-144, Los Catutos) **E1, E2 y E3** espículas (*Rhaxella*) de formas reñiformes, están reemplazadas principalmente por cuarzo y finos agregados de pirita, con bordes de microesparita y esparita. Por otro lado, **E4, E5, E6 y E7** (subcirculares y reñiformes) están reemplazadas por calcita y subordinadamente por agregados de cuarzo relíctico con pirita. **R**: radiolarios, **Bi**: bivalvos, **Ps**: pseudomatríz, **Cs**: calciesferas y **Py**: pirita.

6.3.2 Ánálisis petrográfico-diagenético de las microfacies de Los Catutos

Características petrográficas de la eogénesis y mesogénesis marina temprana

i) *Texturas de cementos:*

En *grainstones* y *packstones* peloidales/intraclásticos, las partículas no esqueletales tienen leves signos de deformación y achatamiento (Fig. 6.3.13). En los espacios interpartícula, se observa cemento granular esparítico y microesparítico de color castaño oscuro y aspecto sucio (se denomina a partir de ahora calcita tipo I) y pseudomatríz micrítica-arcillosa peloidal. Este cemento, que ocupa espacios interparticulares entre peloides e intraclastos subcirculares, rectangulares y de forma irregular (algunos con deformación imperceptible), está conformado por cristales de microesparita y esparita ecuentes y prismáticos de bordes rectos (idiotópica) y, generalmente, presenta aislados agregados de pirita framboidal. En cristales de esparita castaña, sucia, de buen desarrollo con terminaciones piramidales, se identifican inclusiones de micrita castaña oscura. Otra característica a resaltar es que, la esparita idiotópica que conforma el cemento calcítico castaño tipo I, tiene buen desarrollo de clivaje.

La asociación de distintas generaciones de cementos, se encuentra formada por calcita castaña oscura interpartícula de aspecto sucio con aislada pirita framboidal (calcita tipo I), esparita ecuante y blanca ó blanca castaña de aspecto límpido (calcita tipo II). Esta última, será tratada en: *Características petrográficas de la diagénesis por soterramiento*.

Se reconoce la asociación de calcita castaña idiotópica de aspecto sucio (calcita tipo I) y cuarzo autigénico (Fig. 6.3.13).

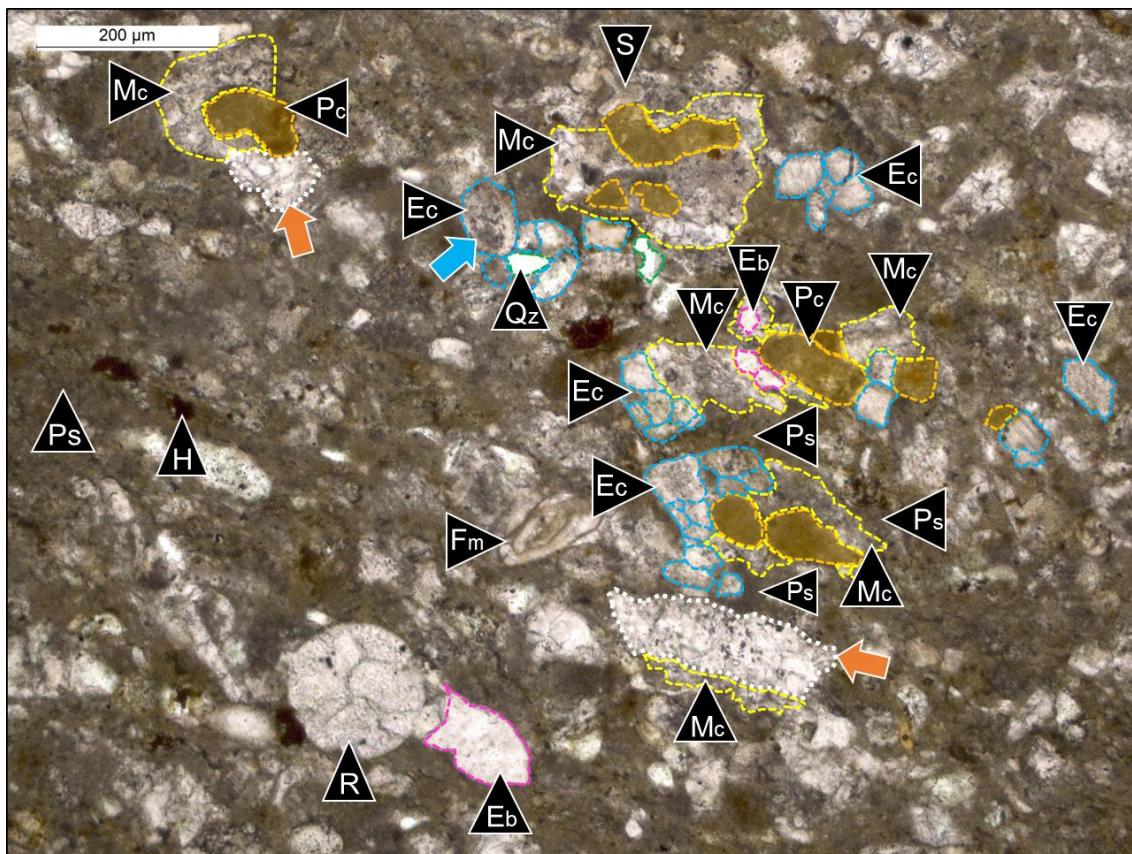


Figura 6.3.13. (X10) nicoles paralelos. Packstone/grainstone peloidal-radiolarítico (EM-126, Los Catutos). Los peloides micríticos (**Pc**, línea punteada y relleno naranjas) no están deformados o tienen leves signos de deformación y aplastamiento. Se encuentran rodeados por distintos tipos de cementos y por pseudomatriz micrítica-peloidal (**Ps**). Se reconoce cemento esparítico (**Ec**, borde con línea celeste) y microesparítico (**Mc**, línea amarilla) de color castaño oscuro y aspecto sucio. Un cristal de esparita prismático castaño (sector superior izquierdo) incluye a la roca albergante, (flecha celeste). Parches de forma irregular compuestos de microesparita xenotópica blanquecina con aislada pirita, se señalan en flecha naranja, se sobreimponen a la pseudomatriz. Se identifica cemento esparítico y cristales de esparita prismáticos (**Eb**, línea fucsia), de color castaño blanquecino, aspecto límpido y sin pirita. De forma subordinada a los cementos carbonáticos se observa cuarzo autigénico (**Qz**, línea verde) y **H**: hematita. **R**: radiolario, **Fm**: foraminífero y **S**: *Saccocoma*.

En ciertos *wackestones* peloidales se distingue con aumentos elevados (X20, X40) que la matriz consiste en pequeños peloides limo muy fino (promedio 5-7 μm), de formas subcirculares, con contactos puntuales y subordinados cóncavo-convexos, separados por cemento micrítico con arcillas subordinadas (la micrita se reconoce por su color rosa por tinción) como se observa en la figura 6.3.14.

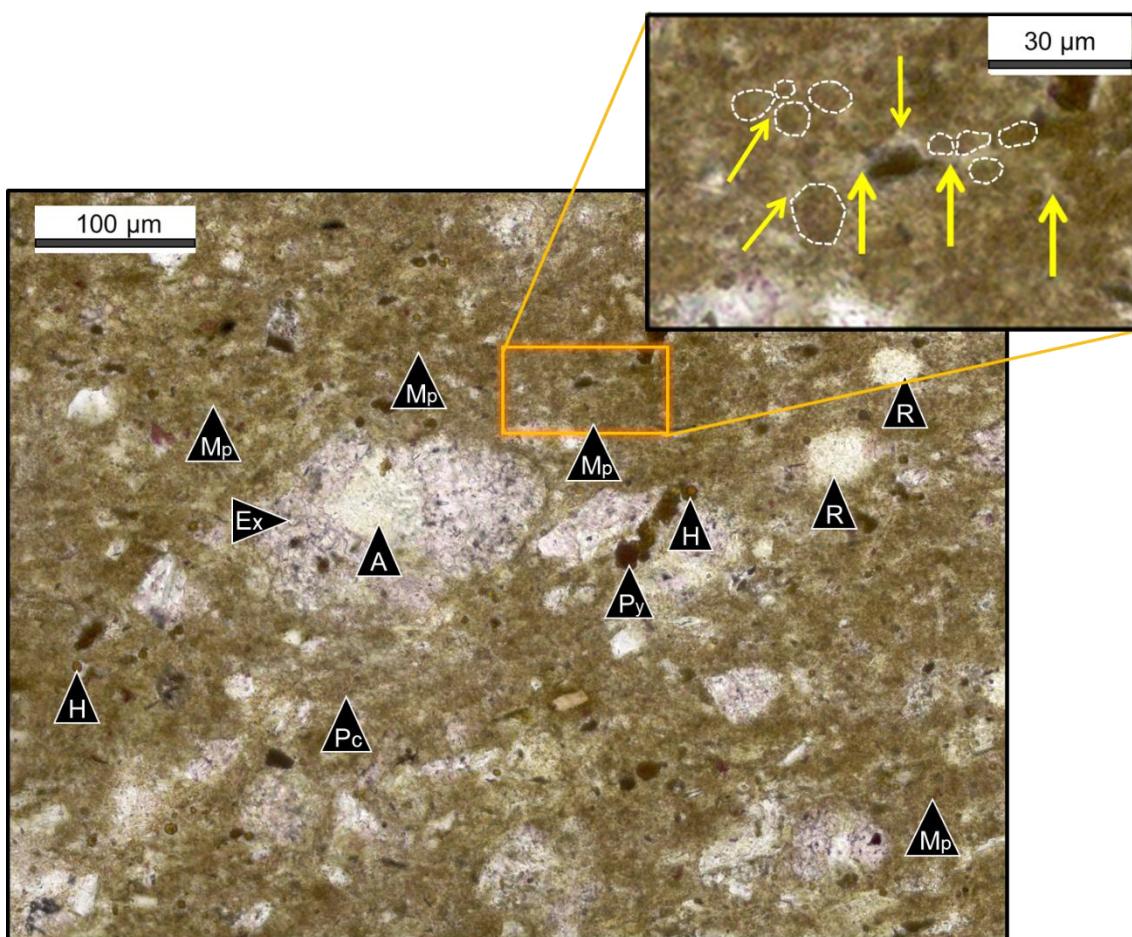


Figura 6.3.14. (X20) nícoles paralelos wackestone peloidal-bioclastico (EM-34, Los Catutos). El cemento micrítico (flechas verticales amarillas, en la imagen aumentada, con escala 30 µm), rodea los peloides de tamaño promedio 5-7 µm (línea punteada blanca) que conforman la pseudomatríz (**Mp**). Peloides micríticos (**Pc**, limo fino a mediano). La esparita xenotópica (**Ex**) y el microcuarzo (**A**) reemplazan a los radiolarios (**R**). Pirlita (**Py**) y hematita (**H**).

ii) Texturas de dolomitización temprana:

Las fangolitas dolomitizadas (Fig. 6.3.15) se encuentran compuestas principalmente por masas o mosaicos de dolomita anhedral a subhedral. Esta dolomita está reemplazada parcial a totalmente por calcita, pirlita y óxidos. Se observan cristales de dolomita que tiñen de rosa solo en su parte central por reemplazo calcítico en su núcleo. La calcita pseudomórfica, mantiene el hábito rómbico de la dolomita y contiene pirlita framboidal o euherdral. La pirlita framboidal y cúbica, no sólo se encuentra inmersa en los cristales prismáticos de calcita, sino que también está presente en la pseudomatríz arcillosa, completamente impregnada en óxidos. Son comunes también los planos de disolución, que contienen material insoluble (óxidos, arcillas y sulfuros).

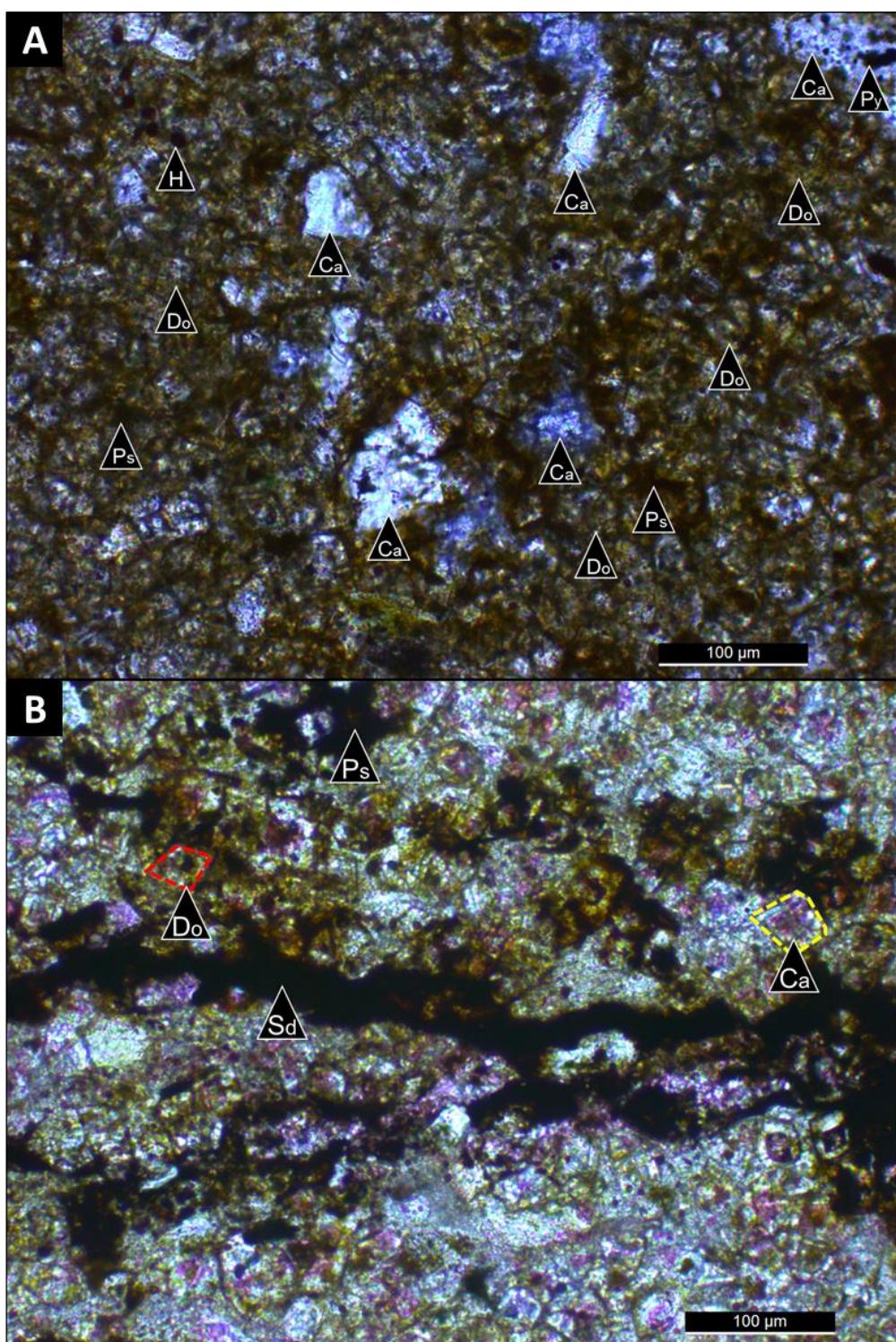


Figura 6.3.15: A) (X10) nícolas paralelos, fangolita dolomitizada (EM-66, Los Catutos) y B) (X20) nícolas paralelos, fangolita dolomitizada (EM-106, Los Catutos). A-B) La roca se encuentra compuesta principalmente por masas de dolomita anhedral a subhedral (**Do**). La dolomita está reemplazada parcial a totalmente por calcita (**Ca**), pirita framboidal y euhedral (**Py**) con óxidos. B) Hay cristales de esparita que mantienen el hábito rómbico de la dolomita (**Ca**). Se reconocen planos de disolución (**Sd**). **Ps:** pseudomatriz arcillosa.

En microfacies de fangolitas líticas, se han identificado cementos y minerales secundarios que consisten principalmente en asociaciones de cuarzo autigénico (cripto a microcristalino) y arcillas, aislada pirita e impregnación en óxidos (Fig. 6.3.16).

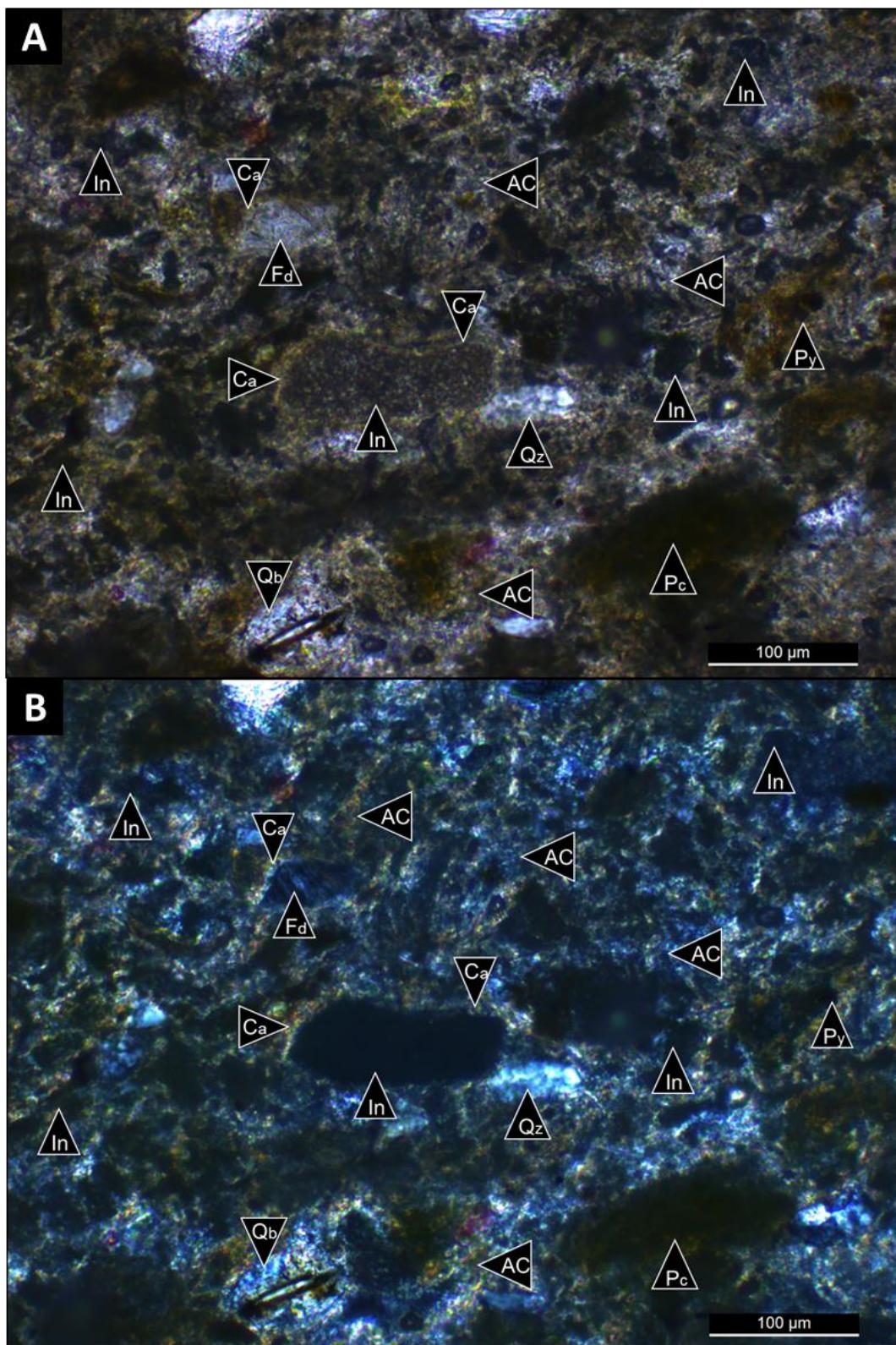


Figura 6.3.16: A) (X20) nicles paralelos. Fangolita lítica (EM-19, Los Catutos). Clastos terrígenos (feldespato: **Fd** y cuarzo: **Qz**), intraclastos (**In**) y peloídes micríticos (**Pc**) inmersos en una pseudomatriz que consiste en arcillas y cuarzo criptocristalino (**AC**) con subordinada micrita, aislada pirita e impregnación en óxidos. **Qz**: Parches de cuarzo anhedral microcristalino. **Qb**: Bioclastos llenos con agregados de cuarzo y arcillas. Los feldespatos (**Fd**) e intraclastos (**In**) están rodeados por recubrimientos arcillosos (**Ca**). **B)** (X20), foto de A) con nicles cruzados.

Sobre los clastos de feldespatos se registran recubrimientos arcillosos, al igual que en el caso de las partículas no esqueletales. Los feldespatos presentan moderada alteración arcillosa y/o reemplazo por micrita.

Características petrográficas de la diagénesis por soterramiento (mesogénesis)

I) *Texturas de cementos carbonáticos:*

La asociación de cementos y minerales autigénicos consiste en calcita integrada por microesparita y esparita tipo II, masas o cristales autigénicos de cuarzo y aislados cristales euhedrales de dolomita.

El cemento de calcita tipo II presenta las siguientes características:

1. Está compuesto por calcita ecuante e idiotópica.
2. Es blanca, clara o diáfana, de aspecto límpido.
3. Presenta pobre desarrollo de clivaje rombohédrico.

Las siguientes características indican relaciones de temporalidad entre cementos carbonáticos (Fig. 6.3.17):

1. La esparita tipo II, se encuentra sobreimpuesta al cemento esparítico y microesparítico tipo I. Se observan masas de esparita tipo II con una zona periférica relítica de microesparita tipo I.
2. Los cristales de esparita tipo I, son parcialmente reemplazados por cristales de microesparita tipo II. En masas de cemento granular tipo I, se reconocen cristales euhedrales de esparita blanca (tipo II) en contacto neto con cristales de esparita del tipo I, compartiendo sus caras cristalinas (zona superior derecha, Fig. 6.3.17).
3. A diferencia del cemento calcítico tipo I que ocupa principalmente intersticios, el cemento calcítico blanquecino tipo II, se observa en parches que tapizan partículas carbonáticas y pseudomatriz y está sobreimpuesto al cemento castaño tipo I (esta relación puede observarse en la Fig. 6.3.17).

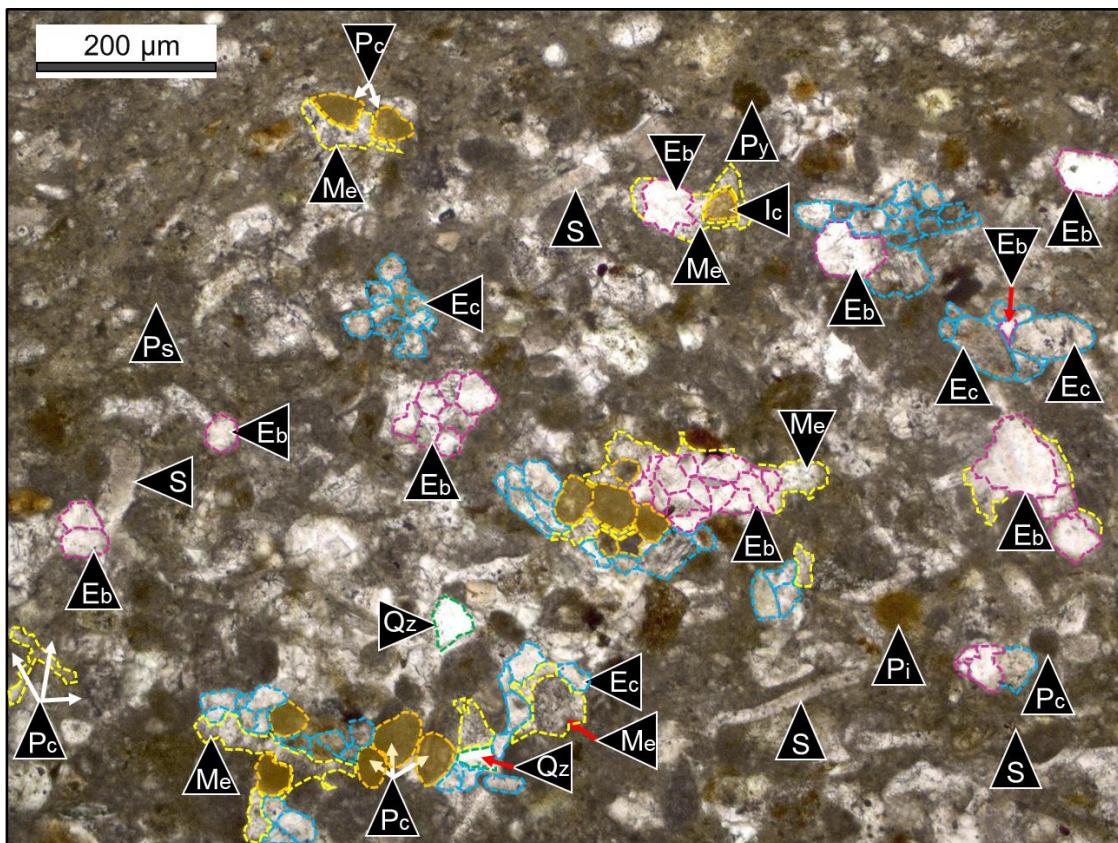


Figura 6.3.17. (X10) nícoles paralelos. *Grainstone/packstone peloidal* (EM-126, Los Catutos). Los peloides micríticos (**Pc**, línea punteada y relleno naranja) tienen leves signos de deformación. Están rodeados por distintos tipos de cementos y por pseudomatríz micrítica-peloidal (**Ps**). Se reconoce cemento esparítico idiotípico (**Ec**, línea celeste) y microesparítico (**Me**, línea amarilla) de color castaño oscuro y aspecto sucio (tipo I). Por otro lado, se identifica cemento esparítico granular (**Eb**, línea fucsia) blanco castaño, idiotípico, de aspecto límpido y sin pirita (tipo II). Cuarzo autigénico (**Qz**, línea verde) inmerso en cemento microesparítico (tipo I). **Pi**: Peloides con óxidos, **Py**: pirita y **S**: *Saccocoma*.

Se reconoce cemento de textura poiquilotópica que liga distintos tipos de partículas como se muestra en la figura 6.3.18 A. Se sobreimpone a peloides subcirculares, a mosaicos o cristales aislados de esparita ecuante y a la pseudomatríz.

El cemento calcítico granular rellena cavidades en bioclastos, como por ejemplo en amonites (Fig. 6.3.18 B). El mismo es de color blanco, aspecto límpido, sin pirita y se conecta a microfracturas verticales. El relleno de las microfracturas discordantes verticales, se puede ver en detalle en la figura 6.3.18 C. Consiste en mosaicos de esparita idiotípica, límpida y sin pirita.

Parches de gran tamaño (hasta los 500 μm) se conectan a las microfracturas y engloban partículas no esqueletales y esqueletales. Se sobreimponen a la pseudomatríz y a agregados de microesparita.

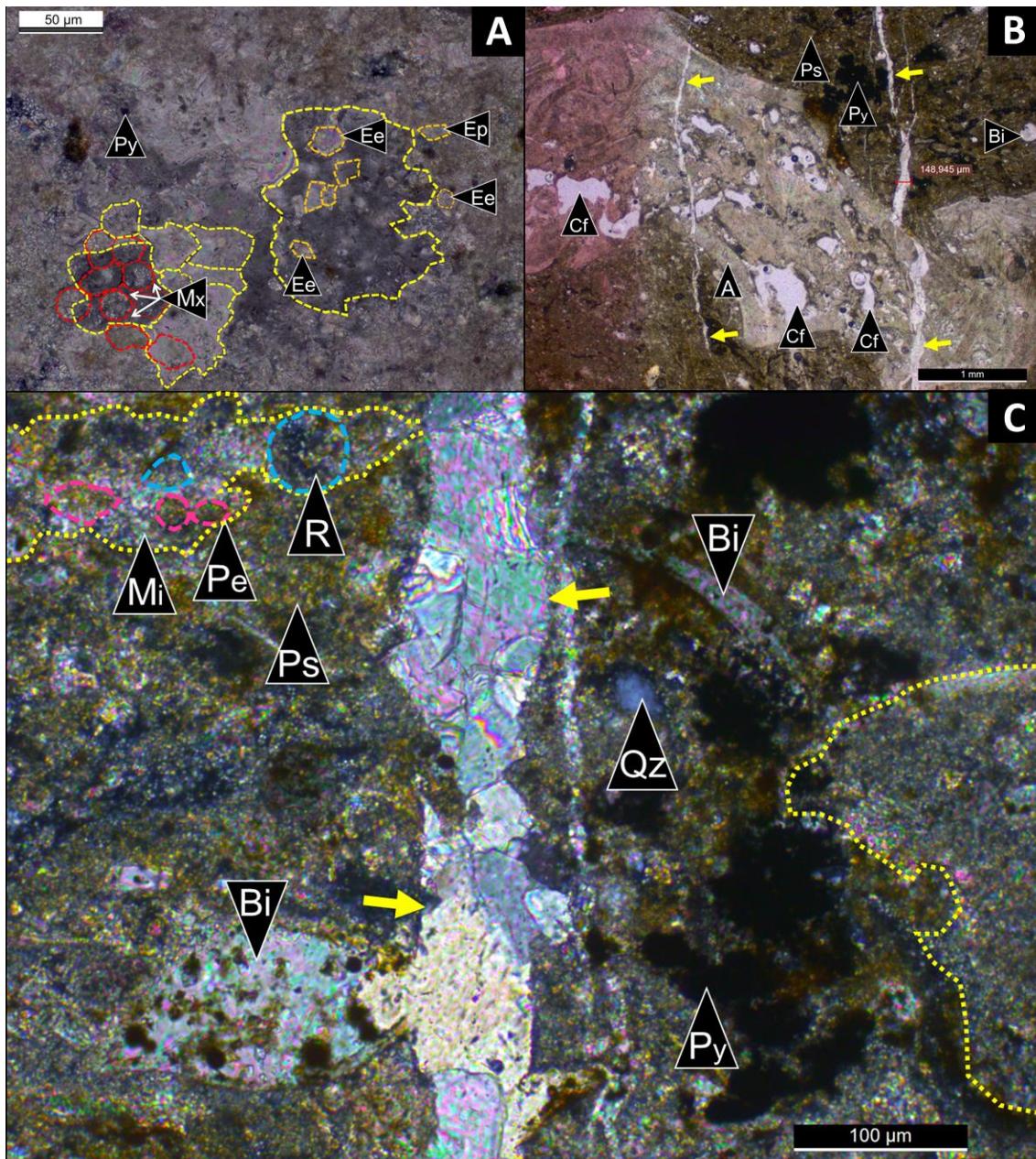


Figura 6.3.18. A) (X40) nícoles cruzados. *Packstone-grainstone* (EM-100, Los Catutos). Cemento de textura poiquilotópica (cristales con líneas amarillas) sobreimpuesto a la pseudomatriz, a cemento microesparítico (**Mx**) entre peloídes (líneas rojas) y a los mosaicos y cristales aislados de esparita ecuante y prismática (**Ee** y **Ep**, líneas naranjas). **Py**: Piritita oxidada. B) (X5) nícoles paralelos. *Wackestone* bioclástico (EM-9, Los Catutos). Cementación calcárica intrapartícular (**Cf**) en amonite (**A**) asociada a microfracturación discordante vertical (flechas amarillas). C) (X20) nícoles cruzados. *Wackestone* bioclástico (EM-9, Los Catutos). Conectados a las microfracturas discordantes, con relleno de esparita idiotópica blanquecina y límpida, se observan parches de cemento calcárico irregular de gran desarrollo (en el orden de 500 μm , línea punteada amarilla) que engloban partículas esqueléticas (líneas celestes) y no esqueléticas (línea fucsia, **Pe**). Dentro de los parches, en pequeños sectores se reconoce microesparita (**Mi**). **Bi**: Bivalvos, **Py**: pirita, **Qz**: cuarzo, **Ps**: pseudomatriz y **R**: radiolarios.

II) Texturas asociadas a neomorfismo:

Se reconocen las siguientes texturas y reemplazos asociadas a neomorfismo:

1. Parches de microesparita xenotópica de color castaño blanquecino en contacto neto con cemento esparítico idiotópico de color castaño oscuro y aspecto sucio (calcita tipo I) que ocupa espacios interpartícula (Fig. 6.3.19).
2. Microesparita idiotópica (tipo I) con gradación a microesparita de tamaño cristalino levemente mayor a la primera (Fig. 6.3.19).
3. Parches de forma irregular compuestos de agregados de microesparita y esparita, están sobreimpuestos al cemento microesparítico tipo I. Este último se observa como vestigio en el borde de los agregados de calcita xenotópica (Fig. 6.3.19).

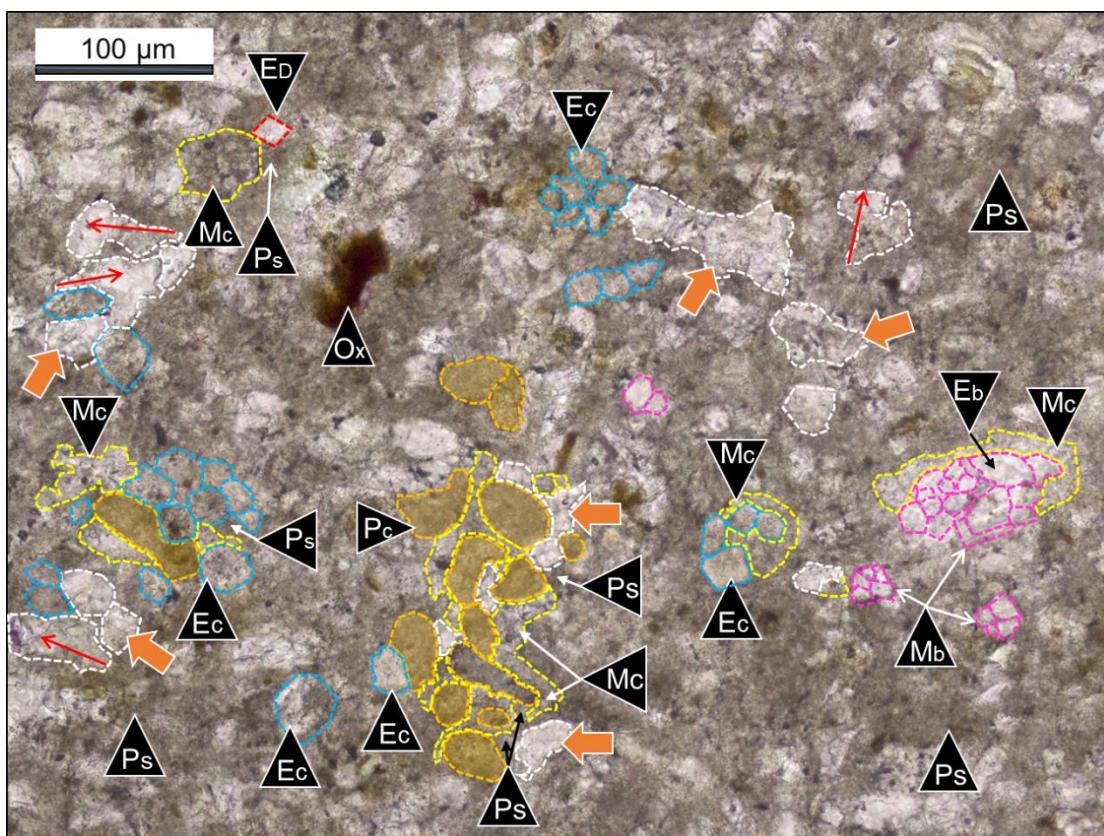


Figura 6.3.19. (X20) nicoles paralelos. *Packstone/grainstone* peloidal (EM-100, Los Catutos). Los peloides micríticos (**Pc**, línea punteada y relleno naranja) tienen nulos a leves signos de deformación y achatamiento. Se encuentran rodeados por distintos tipos de cementos y por pseudomatriz micrítica-peloidal (**Ps**). Se reconoce cemento esparítico granular (**Ec**, línea celeste) y microesparítico (**Mc**, línea amarilla) de color castaño oscuro y aspecto sucio (tipo I). Por otro lado, se identifica cemento compuesto por esparita y microesparita idiotópicas (**Eb** y **Mb** respectivamente, línea fucsia) de color castaño blanquecino, aspecto límpido y sin pirita (tipo II). Con flecha naranja y línea blanca se señalan parches de forma irregular formados por agregados de microesparita a esparita xenotópica castaña blanquecina sin pirita. Los parches tienen en su interior una línea roja delgada, que representa la gradación de micrita-microesparita castaña sucia a microesparita blanca xenotópica más gruesa (la terminación de la flecha coincide con el mayor tamaño de cristal). En forma aislada, se observan cristales de esparita pseudomórfica con sección rómbica de la dolomita (**Ed**). **Ps**: Pseudomatriz y **Ox**: óxidos de hierro.

4. Zonación en cristales de esparita idiotópica, ecuante y prismática, que rellenan los espacios intrapartícula. La zonación consiste en esparita castaña (tipo I) en la parte interna y blanca (tipo II) en el borde externo (Fig. 6.3.20 B).

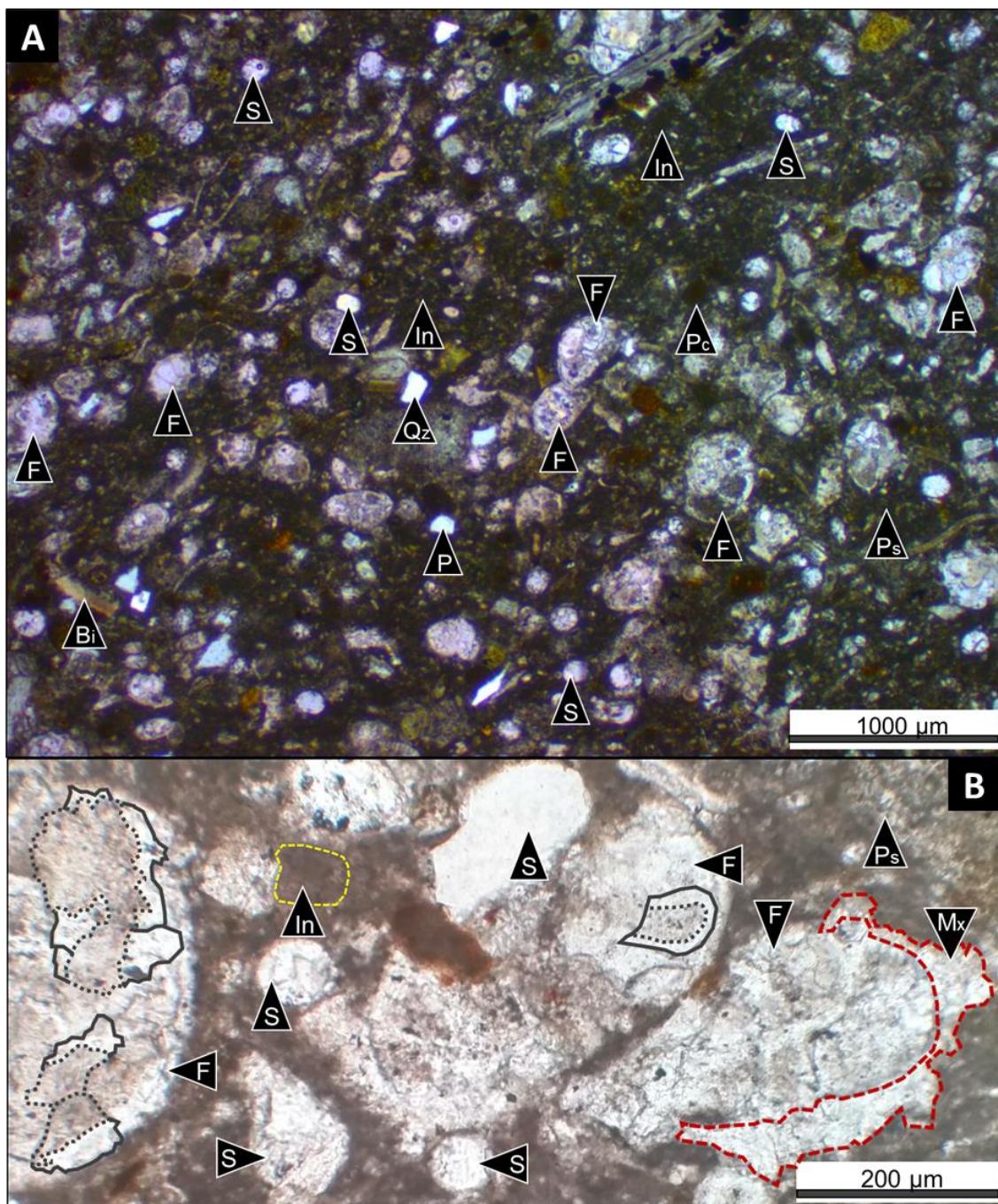


Figura 6.3.20. A) (X2.5) nícoles paralelos. Packstone bioclastico (EM-156, Los Catutos) formado principalmente por foraminíferos (*Epistomina*) (**F**), bivalvos (**Bi**), intraclastos (**In**) y espículas de esponja *Rhaxella* (**S**) en parte calcitizadas. Por sectores presenta textura matriz-sostén con pseudomatriz micrítica-peloidal (**Ps**). **B)** (X20) Foraminíferos llenos por esparita con zonación y contacto planar entre las distintas generaciones de cementos. En la parte interna los cristales son castaños (calcita tipo I) y en la parte externa son blancos (tipo II). También se reconoce cemento microesparítico xenotópico de color blanco y aspecto límpido (**Mx**) alrededor de foraminíferos.

La compactación y el neomorfismo que afectan a los componentes originales de la roca (por ejemplo, pellets, peloides e intraclastos), dan lugar a la formación de una pseudomatríz carbonática (Geslin, 1984; Flügel 2004). En general, las partículas no esqueletales que conforman la pseudomatríz, son muy difíciles de discriminar porque están amalgamadas y presentan recristalización. En muestras de *wackestones* peloidales, la compactación y recristalización neomórfica dio lugar a una pseudomatríz conformada por partículas no esqueletales tamaño limo muy fino a mediano amalgamadas y recristalizadas en parte a agregados de microesparita xenotópica (Fig. 6.3.21). Es común identificar cristales pseudomórficos de calcita según dolomita que encuentran inmersos en la pseudomatríz (Fig. 6.3.21) o englobados dentro del cemento calcítico tipo I.

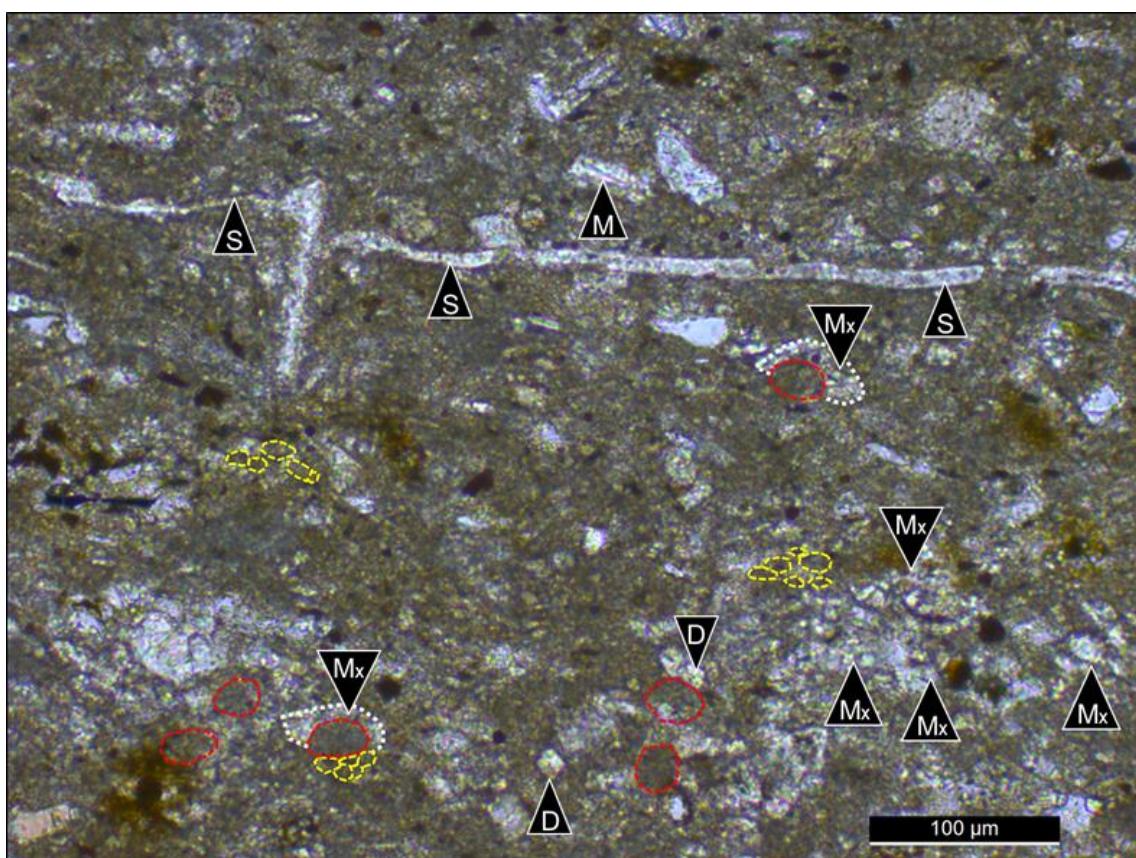


Figura 6.3.21. (X20) nícoles paralelos. *Wackestone* bioclastico-peloidal (ZAP B-86, Los Catutos) con pseudomatríz conformada por peloides amalgamados (línea amarilla) que se caracterizan por su tamaño uniforme, en parte tapizada por parches de microesparita xenotópica (Mx). Algunos peloides micríticos (línea roja) están rodeados de parches de Mx (línea punteada blanca, Mx). D: Cristales de dolomita, S: saccocómidos y M: micas.

En las microfacies carbonáticas analizadas, se reconocen bioclastos inmersos en parches de esparita gruesa o microesparita xenotópica (Figs. 6.3.22 A y B), que típicamente indica neomorfismo (Tucker y Wright, 1990).

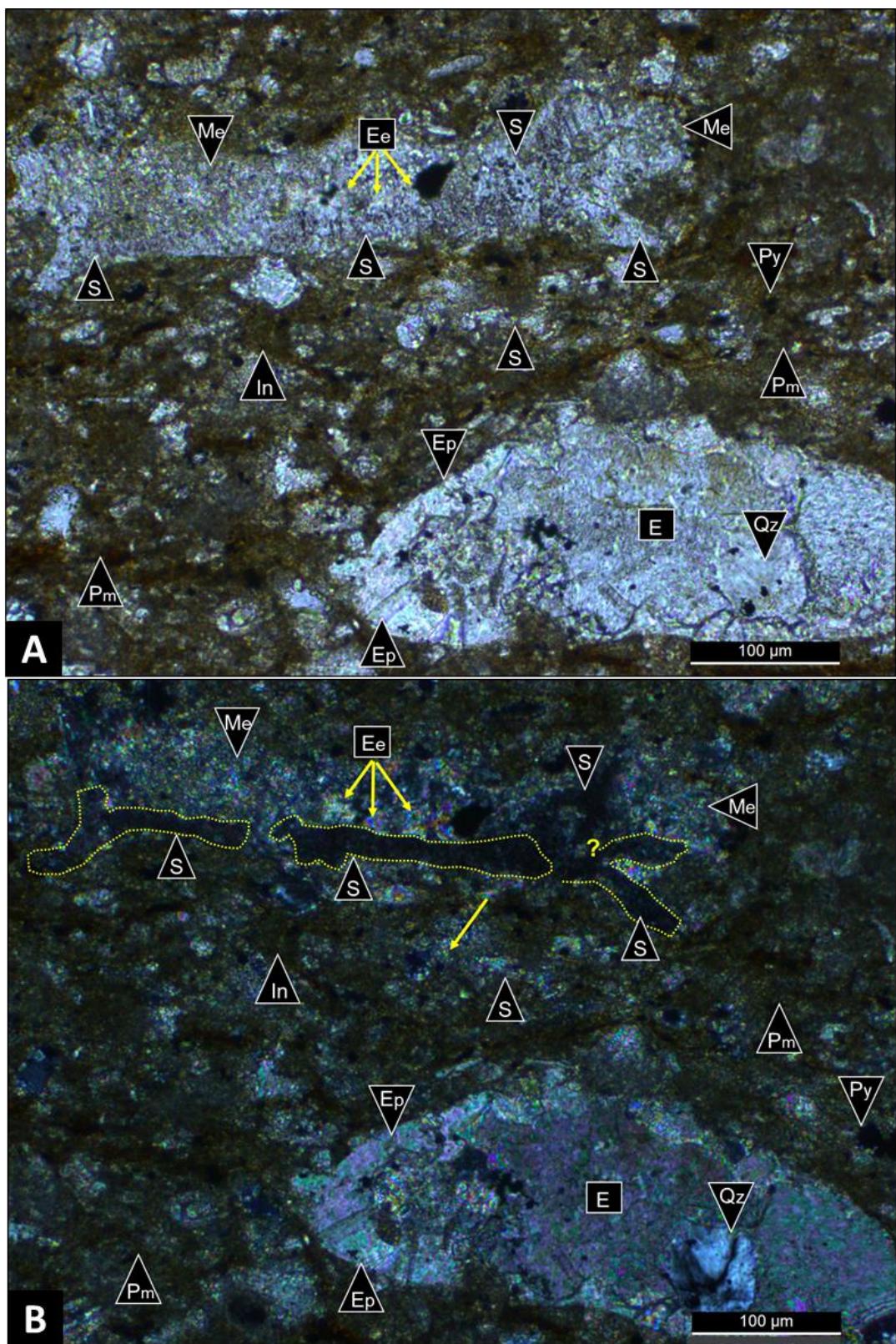


Figura 6.3.22: A y B (X20) nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Wackestone peloidal-crinaloidal (EM-116, Los Catutos). Placas de *Saccocoma* (**S**), “flotando” en parches de microesparita (**Me**) y esparita ecuante (**Ee**). El foraminífero *Epistomina* (sector inferior derecho) presenta reemplazo neomórfico a esparita granular (**Ep**) en sus bordes y cementación completa de las cámaras por esparita (**E**) con pirita y agregados de cuarzo (**Qz**). Pseudomatríz (**Pm**), pirita (**Py**) e intraclastos (**In**).

En microfacies de *wackestones*, se reconocen sectores de pseudomatríz recristalizados en parte a microesparita xenotópica y niveles casi completamente compuestos por microesparita xenotópica (tipo II) y pseudomatríz relíctica (Fig. 6.3.23).

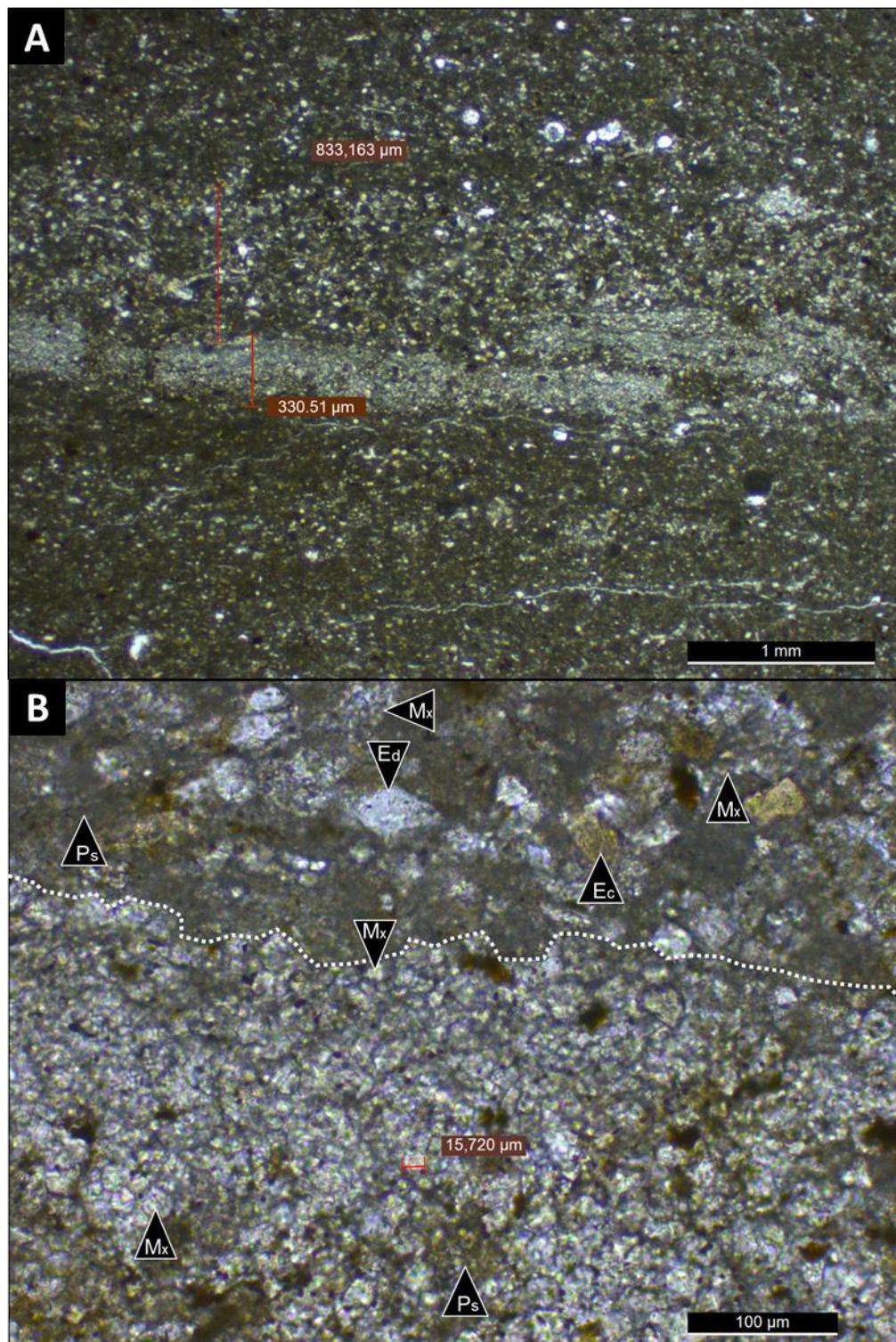


Figura 6.3.23: A) (X2,5) nícoles paralelos. *Wackestone* bioclástico-peloidal (ZAP B-83, Los Catutos). Niveles con neomorfismo (superior: 833.16 μm e inferior: 330.51 μm). **B)** (X20) nícoles paralelos (ZAP B83), se muestran en detalle los niveles superior e inferior de A). El nivel superior (arriba de la línea punteada blanca) presenta parches de microesparita xenotópica (**Mx**) sobreimpuesta a la pseudomatríz (**Ps**) mientras que, el nivel inferior, está casi completamente compuesto por microesparita xenotópica (promedio de cristal 15.720 μm) con sectores de pseudomatríz (**Ps**). **Ed**: esparita blanco-castaña con hábito de dolomita y **Ec**: Esparita castaña de aspecto sucio (tipo I).

Se reconocen parches y lentes de microesparita a esparita xenotópica con distribución de tamaño de cristal irregular (Fig. 6.3.24).

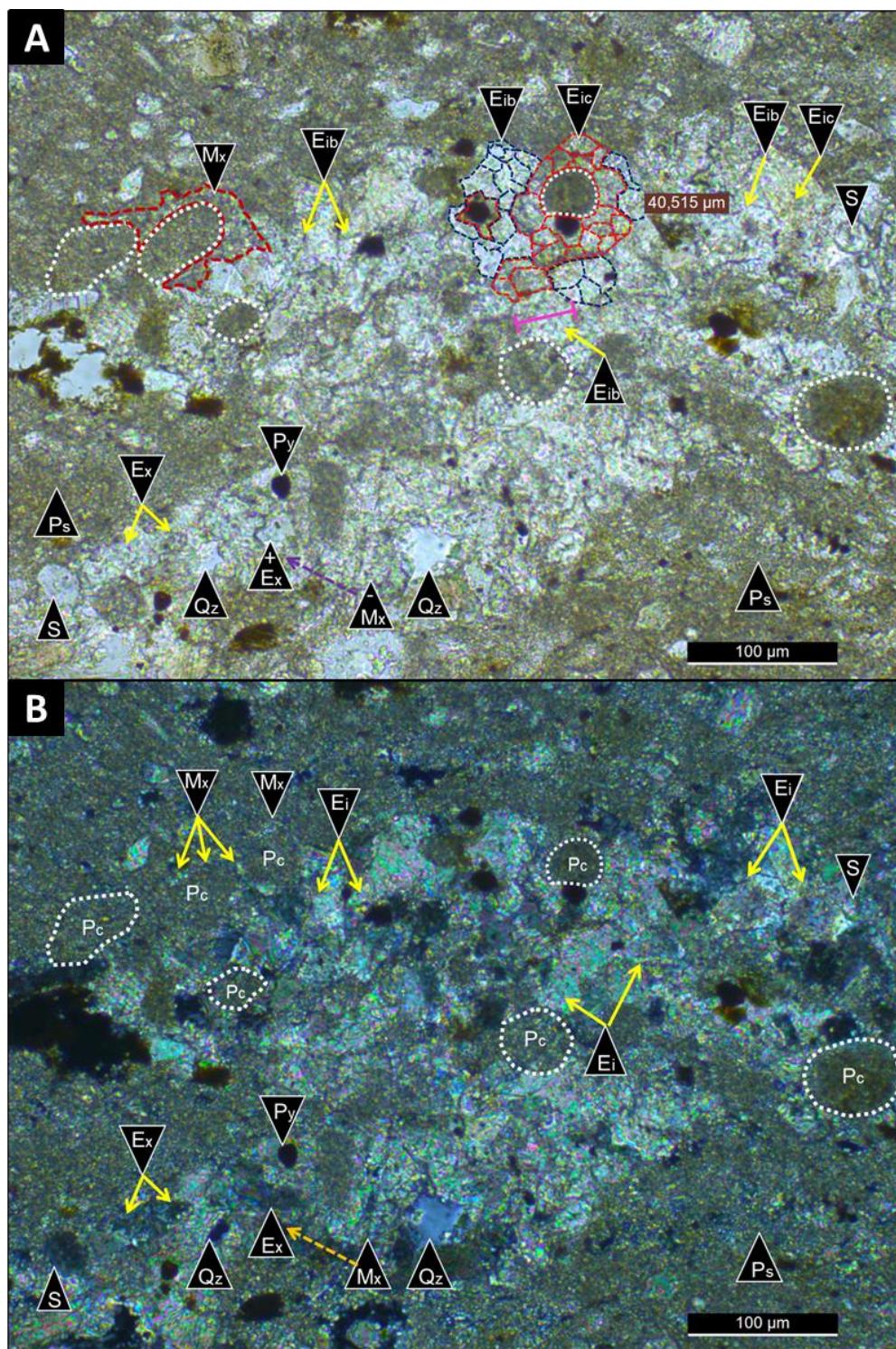


Figura 6.3.24. A-B (X20) nícoles paralelos y cruzados respectivamente. *Wackestone bioclastico peloidal* (ZAP B-86, Los Catutos). Lentes conformados por mosaicos de esparita idiotópica ecuante castaña (**Eic**, línea punteada roja, tipo I) que rodea peloídes micríticos (**Pc**, línea blanca punteada) y mosaicos de esparita idiotópica blanca (**Eib**, línea punteada azul, tipo II). Los peloídes también están rodeados por pseudomatríz parcialmente recristalizada a cristales y pequeños parches de microesparita xenotópica blancuzca sobreimpuesta (**Mx**, línea roja-púrpura). En el sector inferior se observa gradación de microesparita a esparita xenotópicas (**Mx** a **Ex**). La flecha punteada violeta (en A) o naranja (en B) indica la dirección de aumento del tamaño de cristal. Se señala un cristal ecuante de esparita blanquecina (segmento fucsia en el centro de la foto A) de tamaño 40.515 μm. **Qz**: clasto de cuarzo, **Ps**: pseudomatríz, **S**: espícula de esponja (*Rhaxella*). En B **Ei**, representa cristales de esparita idiotópica de los dos tipos descriptos (tipo I y II).

Se encuentran “flotando” en los lentes, espícululas de esponja (*Rhaxella*). En la misma figura, se aprecian peloides micríticos con nula a muy leve deformación rodeados por microesparita granular castaña de aspecto sucio (tipo I), a su vez recristalizada parcialmente a microesparita xenotópica blanca-castaña de mayor tamaño (tipo II).

En las microfacies de *wackestones* peloidales-bioclásticos y bioclásticos-peloidales, son comunes los lentes conformados por mosaicos de esparita tipo I, que rodean peloides micríticos subcirculares (Fig. 6.3.24). Dentro de estos lentes, también se reconocen mosaicos de esparita tipo II, ecuante y prismática. Los mosaicos de esparita tipo I se encuentran rodeados e inmersos en mosaicos de esparita tipo II, que son de mayor tamaño que los anteriores. Los contactos entre los cristales de esparita de ambos tipos, en la zona de adyacencia entre ambos mosaicos, son rectos. La esparita castaña de aspecto sucio (tipo I), está parcialmente reemplazada por microesparita xenotópica blanca y también puede presentar una franja externa de esparita blanca idiotópica tipo II (cristales con zonación).

III) Compactación mecánica y química:

En microfacies de *packstones* y *grainstones*, se observa bajo grado de deformación de peloides e intraclastos. Las partículas no esqueletales, tienen contactos puntuales y subordinados cóncavo-convexos y formas subcirculares, rectangulares o en elipse (dependiendo la dirección del corte). En las microfacies de *wackestones* peloidales la deformación de las partículas no esqueletales también es baja con formas subcirculares, rectangulares o en elipse y predominio de contactos puntuales sobre los cóncavo-convexos. Por lo tanto, la compactación mecánica en partículas no esqueletales en microfacies carbonáticas de *wackestones*, *packstones* y *grainstones* es evidentemente baja. En general, presentan microfábricas masivas a levemente laminadas por orientación de partículas no esqueletales.

En microfacies de *wackestones* con matriz arcillosa-micrítica (por ejemplo, *wackestones* peloidales con matriz mixta) más característicos del Miembro Vaca Muerta Inferior y en microfacies de fangolitas, los peloides arcillosos e intraclastos se encuentran achatados, con formas lenticulares y disposición paralela a la laminación. En microfacies clásticas, son características las microfábricas laminadas por compactación como, por ejemplo, en fangolitas peloidales-intraclásticas (Fig. 6.3.25).

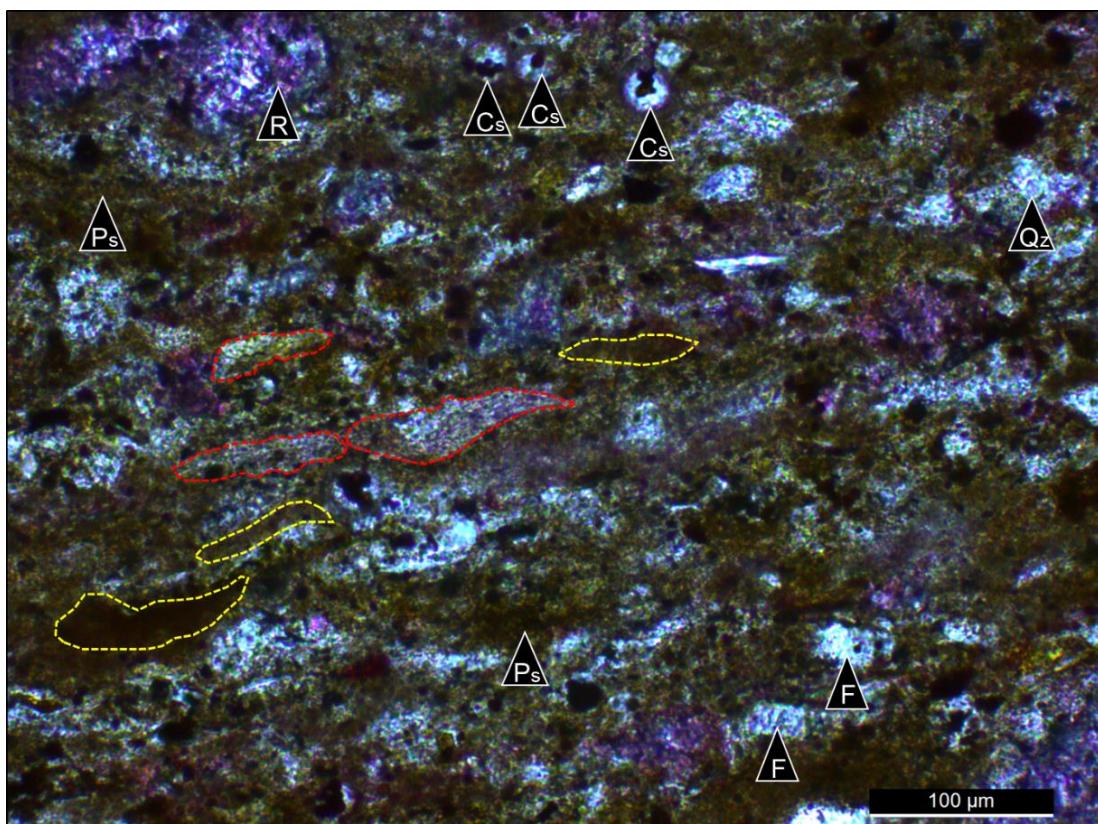


Figura 6.3.25. (X20) nicoles paralelos. Fangolita peloidal-intraclástica (EM-27, Los Catutos) con microfábrica laminada por orientación de intraclastos arcilloso-micríticos (línea punteada roja) y peloides arcilloso-micríticos (línea punteada amarilla con formas lenticulares. **Ps**: pseudomatriz, **F**: feldespatos, **R**: radiolarios, **Cs**: calciesferas y **Qz**: cuarzo autigénico microgranular.

Los planos de disolución en los *wackestones* bioclásticos, se disponen por arriba del límite superior de los niveles con acumulación de bioclastos integrados por espículas de esponjas (*Rhxella*), placas de *Saccocoma* y calciesferas (Fig. 6.3.26). Las crestas o convexidades coinciden con las partes más duras como bioclastos o parches de cemento carbonático previo, mientras que las concavidades corresponden a las zonas de menor resistencia.

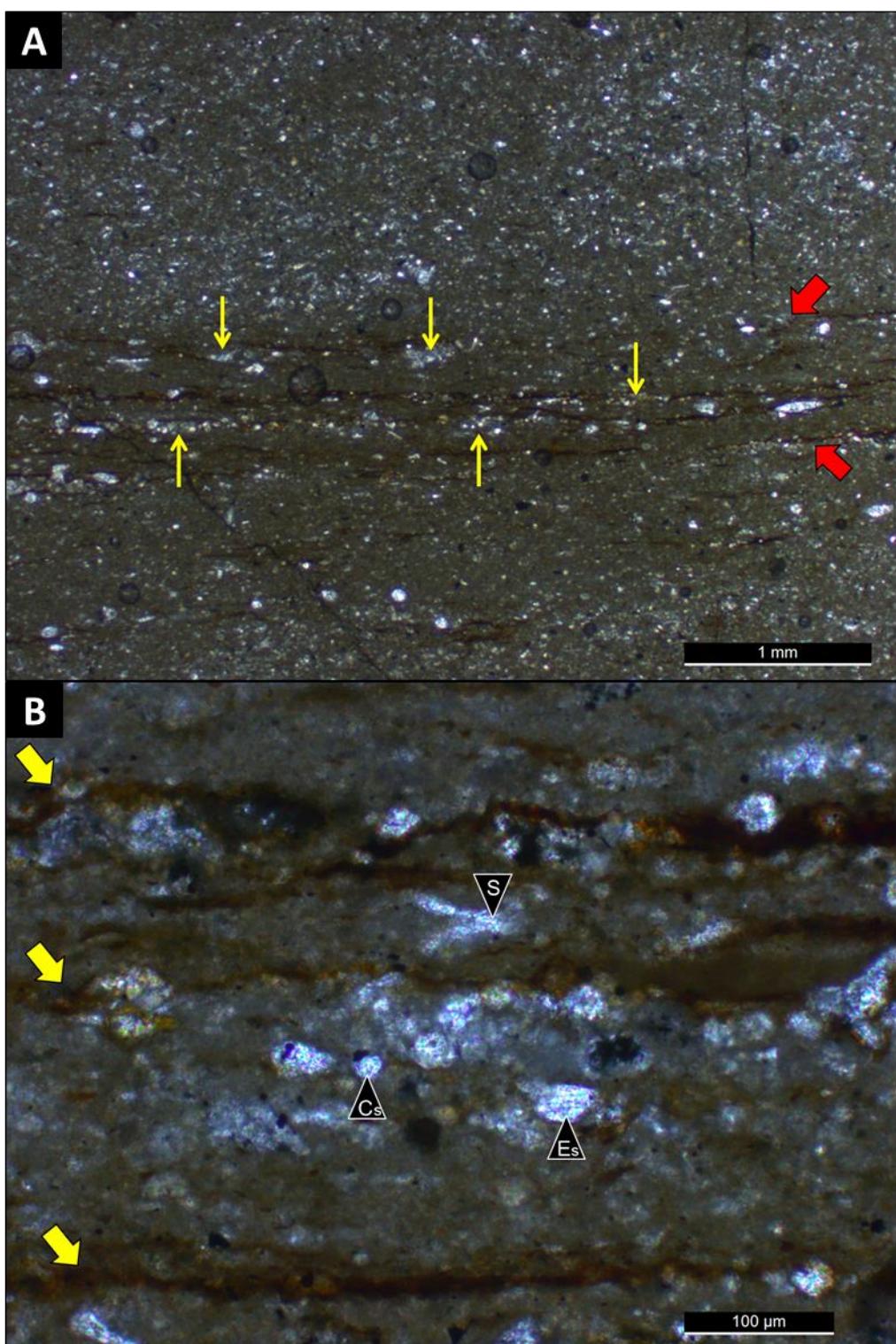


Figura 6.3.26. A) (X2.5) nicoles paralelos. Wackestone bioclastico-peloidal (EM-154, Los Catutos) con laminación bioclastica. Las flechas rojas encierran el sector con mayor proporción de planos de disolución. Las líneas amarillas verticales señalan lentes formados por acumulación de bioclastos. B) (X20) nicoles paralelos (EM-154). Las flechas amarillas indican los planos de disolución, que están compuestos por óxidos, pirita, agregados de arcillas. En los lentes bioclasticos se reconocen microcrinoideos (*Saccocoma*, **S**), espícululas de esponja (*Rhaxella*, **Es**) y calciesferas (**S**).

IV) Microfracturación:

El análisis de microfracturas en microfacies de *wackestones* y *packstones* permitió reconocer los siguientes tipos de fracturas:

- 1) Fracturas verticales y subverticales de modo I (extensionales). Son las más frecuentes (Fig. 6.3.27 A-B)
- 2) a) Fracturas por cizalla de modo II (mixto, tracción de componente extensional y de cizalla), de alto ángulo y comúnmente conjugadas (Fig. 6.3.27 C-D).
 - b) de bajo ángulo.

Según la apertura de las fracturas, las microfracturas son las de mayor ocurrencia, la nanofracturas están subordinadas a las anteriores y las macrofracturas son raras. El relleno de las fracturas extensionales es de calcita con textura granular (Fig. 6.3.27 B-D-F). En general, la esparita granular se asocia a una única generación, que puede aumentar el tamaño hacia el centro de las mismas.

Las microfracturas modo II de alto ángulo y espesor cercano a los 100 μm presentan relleno sintaxial formado por microesparita *bladed* en el borde y en el centro esparita ecuante de buen desarrollo (Fig. 6.3.27 D).

Las fracturas discordantes a la laminación cortan niveles y lentes conformados por cristales de esparita y microesparita xenotópicas (Fig. 6.3.27 D).

Los *wackestones* con matriz arcillosa-micrítica, presentan microfracturas por cizalla modo II de bajo ángulo, por sectores son casi paralelas a la laminación. En la figura 6.3.27 E se observa una microfractura oblicua de bajo ángulo (modo II b) que atraviesa a un peloide de forma lenticular.

En microfacies de fangolitas dolomitizadas (Fig. 6.3.27 F) se reconocen microfracturas verticales y subverticales delgadas modo I. Las microfracturas discordantes de forma sinuosa siguen los contornos de los cristales subhédrales y euhédrales de dolomita y calcita, es decir, se acomodan a los mismos.

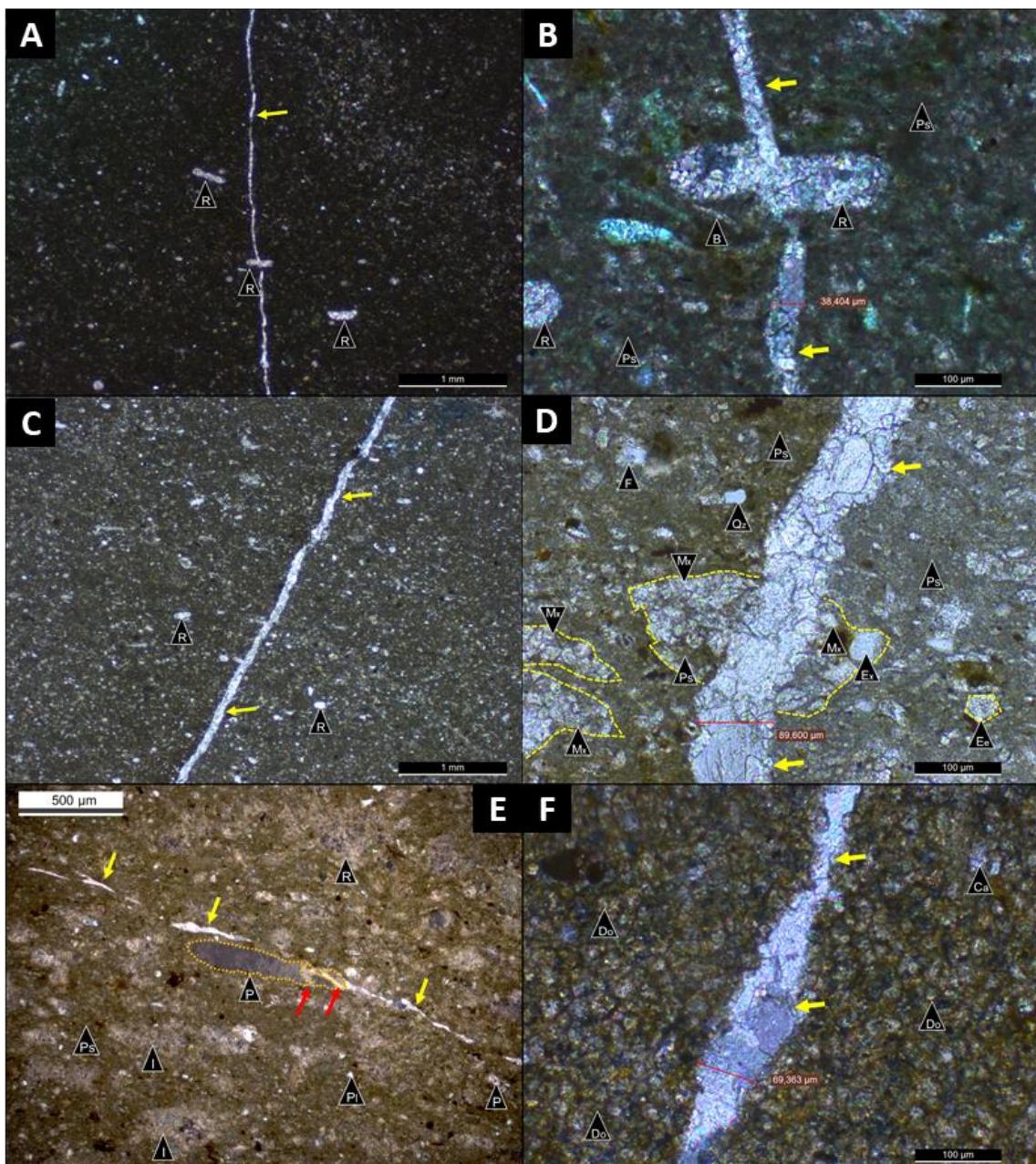


Figura 6.3.27. A) (X2.5) nicoles paralelos. Wackestone peloidal bioclástico (EM-84, Los Catutos). Microfractura vertical de modo I (extensional). B) (X20) nicoles cruzados (EM-84). Microfractura vertical descripta en A), muy delgada (aproximadamente 38 μ m) que atraviesa un radiolario (R), rellena por una generación de calcita granular fina. C) (X2.5) nicoles paralelos. Wackestone bioclástico peloidal (ZAP B-86, Los Catutos). Microfractura por cizalla de modo II (mixto, con tracción de componente extensional y de cizalla). D) (X20) nicoles paralelos (ZAP B-86). Microfractura oblicua (cizalla extensional) descripta en C), con microesparita bladed fina en los bordes y esparita ecuante y prismática de mayor tamaño en el centro. Atraviesa un lente conformado por microesparita, esparita xenotípicas y cristales aislados (Mx, Ex y Ee respectivamente, líneas amarillas). E) (X5) nicoles paralelos. Wackestone peloidal-radiolarítico (EM-31, Los Catutos) de matriz arcillosa-micrítica, atravesado por microfractura por cizalla, modo II, de bajo ángulo (flecha amarilla). Corta un peloide (P) de forma lenticular (flechas rojas). F) (X20) nicoles cruzados. Fangolita dolomitizada (EM-66, Los Catutos) cortada por microfractura discordante de alto ángulo. **Flechas amarillas:** microfracturas, R: radiolarios, B: bivalvos, Ps: pseudomatríz, F: feldespatos, Qz: cuarzo, I: intraclastos, PI y P: plagioclasa, P: peloide, Do: dolomita y Ca: calcita

Características petrográficas asociadas a la telogénesis

En general, los wackestones y packstones peloidales y bioclásticos (Fig. 6.3.28 A-B-D) presentan pátinas de óxidos de distribución penetrante por oxidación de la pirita.

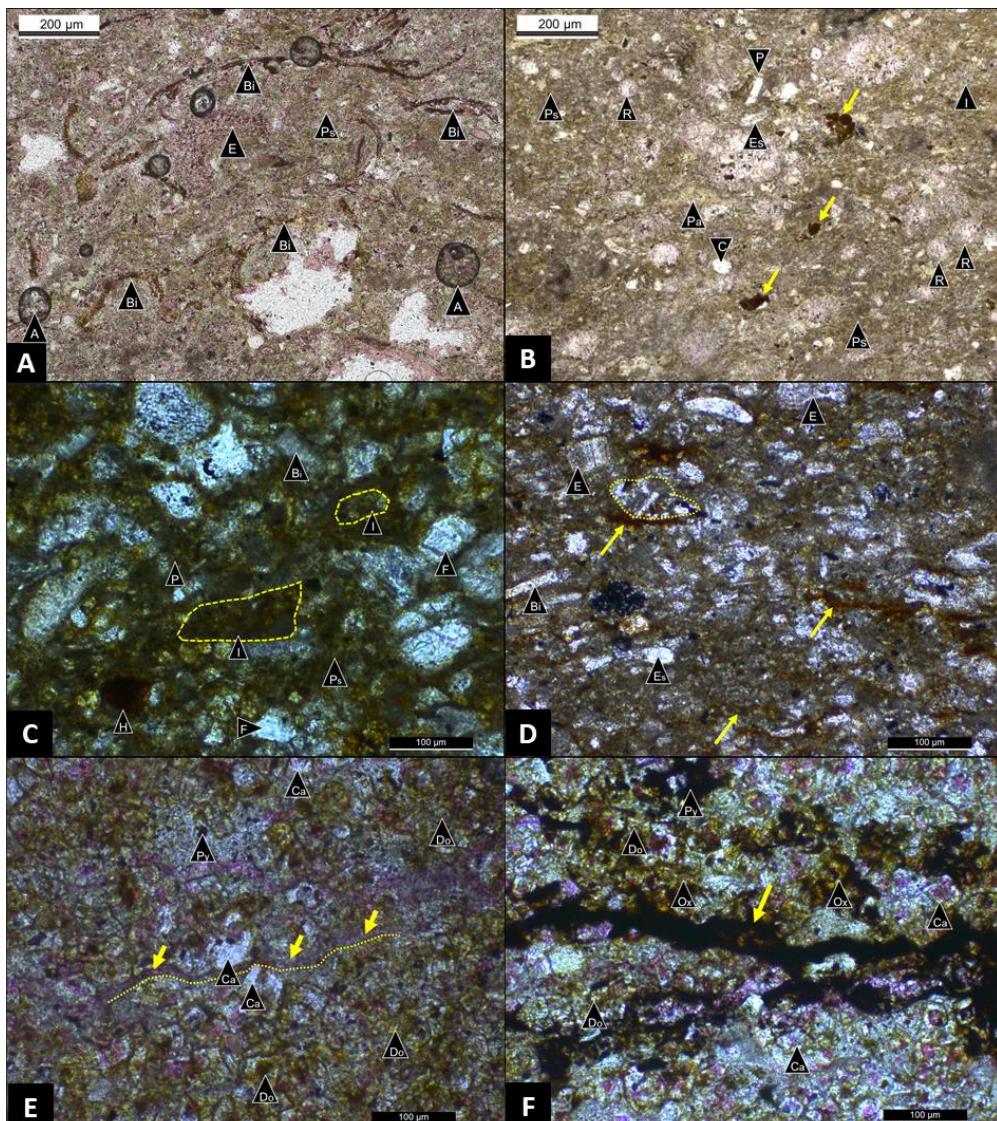


Figura 6.3.28: A) (X10) nícolas paralelos. Wackestone bioclástico (EM-9, Los Catutos), con valvas reemplazadas por pirita e impregnadas por óxidos. B) (X10) nícolas paralelos. Wackestone radiolarítico con pseudomatríz micrítica-arcillosa (EM-18, Los Catutos) con pirita, pátinas de óxidos y hematita de hábito botroidal o globoso (flecha amarilla). C) (X20) nícolas paralelos. Packstone peloidal (EM-114, Los Catutos) con pátinas de óxidos en la pseudomatríz y partículas no esqueletales. D) (X20) nícolas paralelos. Wackestone bioclástico-peloidal (EM-116, Los Catutos) con óxidos asociados a planos de disolución (flechas amarillas) y concentrados en el borde de lentes bioclásticos (línea punteada amarilla). E) (X20) nícolas paralelos. Fangolita dolomitizada (EM-106, Los Catutos), con cemento dolomítico de cristales subhédrales a euhédrales de dolomita, reemplazados en parte por esparita y pirita (a su vez reemplazada por óxidos). Planos sinuosos de disolución llenos por calcita (flechas amarillas). F) (X20) nícolas paralelos, fangolita dolomitizada (EM-106, Los Catutos). En los planos de disolución (flecha amarilla) hay concentración de sulfuros y en las adyacencias a los mismos, abundan los óxidos. Bi: valvas de bivalvos, E: equinodermos, A: burbuja artificial, Ps: pseudomatríz, P: fragmento de equinodermo, R: radiolario, P: plagioclasa, I: intraclasto, Pa: peloide arcilloso, C: calciesfera, H: hematita, F: feldespato, Es: espícula de esponja, Py: pirita, Ca: calcita, Do: dolomita, Ox: óxidos.

En fangolitas dolomitizadas (Figs. 6.3.28 E y F), hay elevada concentración de óxidos asociados a la pirita. El cemento dolomítico está reemplazado en parte por esparita que conserva el hábito romboédrico de la dolomita (Figs. 6.3.28 E y F).

6.3.3 Análisis de cátodoluminiscencia

Las imágenes de cátodoluminiscencia que se presentan a continuación pertenecen a *wackestones* del Miembro Los Catutos.

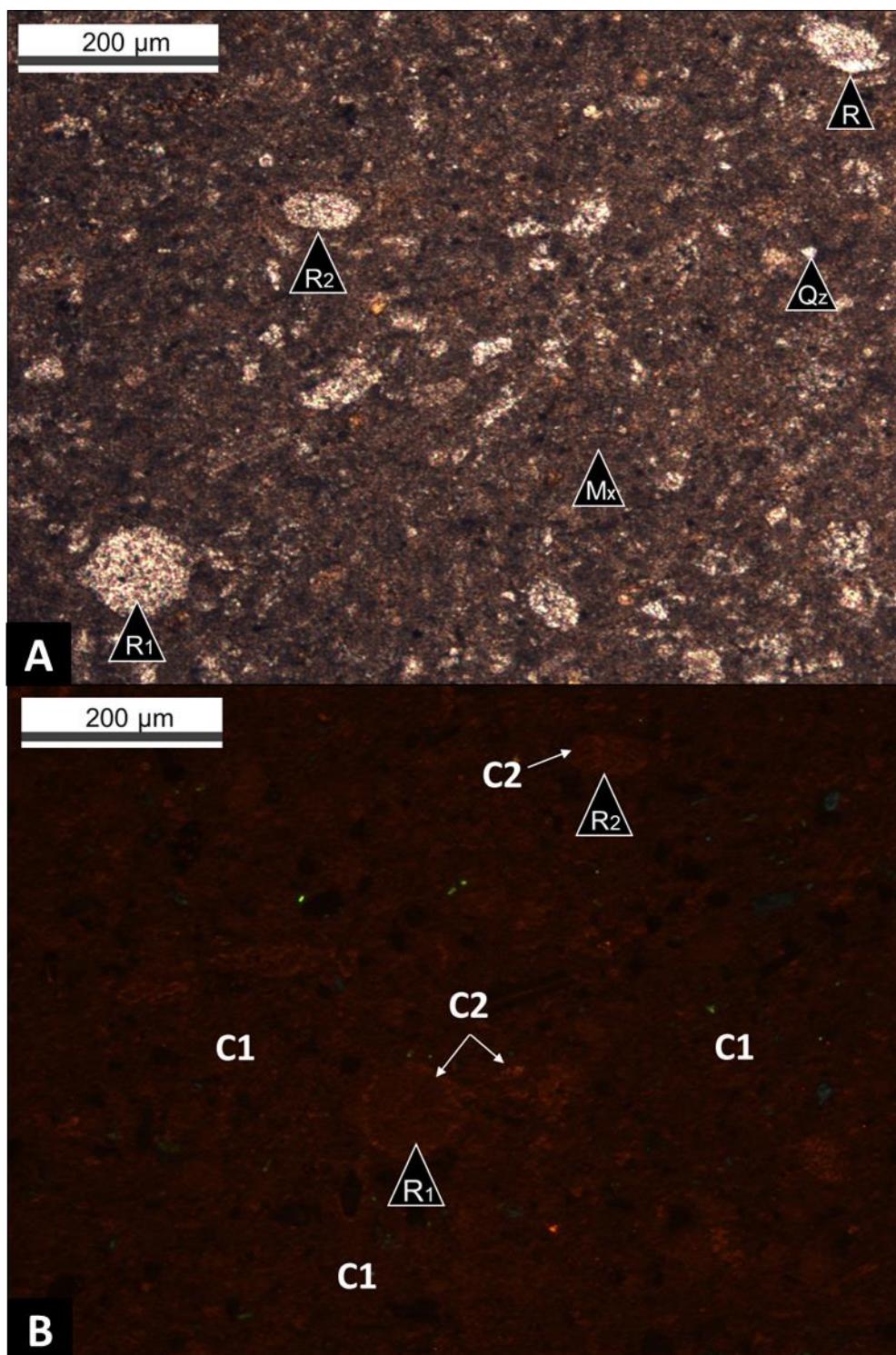


Figura 6.3.29: A) (X10) Microfacies de *wackstone* peloidal-bioclastico (EM-51) con luz transmitida y B) (X10) imagen de catodoluminiscencia (EM-51). La pseudamatriz tiene luminiscencia muy leve parda (C1) y radiolarios luminiscencia parda-rojiza en su centro (C2) y rojiza levemente anaranjada en sus bordes (C2 a C3) por reemplazo carbonático. R: radiolario (se señalan con R₁ y R₂, para poder correlacionar ambas microfotografías), Mx: pseudomartiz y Qz: cuarzo. Los espacios sin luminiscencia (negro) corresponden principalmente a clastos terrígenos (cristales subhendrales de feldespatos y cuarzo), cristales y agregados de pirita.

La pseudomatríz presenta luminiscencia muy tenue, parda denominada C1 (Fig. 6.3.29). La heterogeneidad de la respuesta a la CL de la pseudomatríz, con luminiscencia parda (C1) y “puntos negros” se debe a la contribución de arcillas y masas de cuarzo criptocristalino. Los intraclastos y peloides, también presentan luminiscencia muy leve parda (C1), siendo muy difícil diferenciarlos de la matriz. Los cementos carbonáticos, solo pueden identificarse cuando reemplazan bioclastos y tienen asociada una luminiscencia leve pardo-rojiza (C2). Los radiolarios presentan zonalidad bajo CL, con luminiscencia pardo-rojiza (C2) en el centro a levemente anaranjada en los bordes (C2 a C3) (Fig. 6.3.29).

En la figura 6.3.30, se identifica una microfractura subvertical con relleno de calcita granular. Este cemento calcítico, presenta la menor luminiscencia color parda negruzca (Co) de todos los constituyentes de la roca.

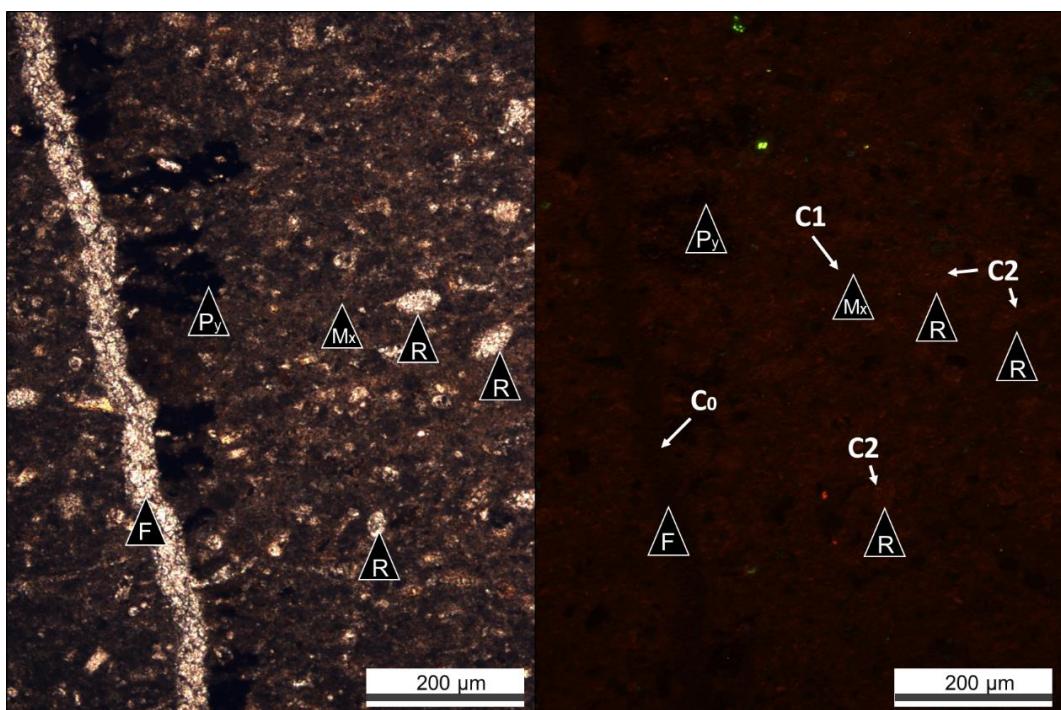


Figura 6.3.30: (X10) Microfacies de *wackestone* peloidal-bioclastico (EM-126) con luz transmitida (izquierda) e imagen de catodoluminiscencia (derecha). **Co** (pardo apagada): relleno de calcita granular en microfractura sub-vertical, **C1**: pseudomatríz de luminiscencia muy leve, parda y **C2**: radiolarios con luminiscencia color levemente rojiza (**C2**). **R**: radiolario, **Mx**: pseudomatríz, **F**: microfractura y **Qz**: cuarzo. Los agregados de pirita (**Py**) no tienen luminiscencia (negro).

6.3.4 Interpretaciones

Análisis petrográfico y de catodoluminiscencia

1 - Partículas esqueletales

Según el análisis petrográfico, se interpreta que el reemplazo temprano de radiolarios fue inicialmente por arcillas y cuarzo y, posteriormente por calcita granular castaña. Los agregados de arcillas y cemento de cuarzo son interpretados como procesos de la diagénesis temprana en concordancia con lo propuesto por Meissinger *et al.* (2014). El reemplazo carbonático que consiste en calcita granular castaña idiotípica corresponde a la mesogénesis marina temprana. La calcita asociada a la diagénesis por soterramiento en radiolarios, se reconoce a través de los ensayos de catodoluminiscencia, ya que existe microesparita en la zona externa con luminiscencia intermedia roja levemente anaranjada (tardía) mientras que en el interior la esparita tiene luminiscencia pardo-rojiza tenue (asociada a la mesogénesis marina temprana). Munnecke (1997) ha observado que la dolomita asociada a la diagénesis por soterramiento suele encontrarse inmersa en partículas no esqueletales de alto Mg. Los cristales de dolomita euhedrales reconocidos, se encuentran inmersos en mosaicos de esparita castaña (tipo I) y en esparita que reemplaza radiolarios. Se interpretan como producto de la disolución de calcita de alto Mg en el ámbito de la diagénesis por soterramiento.

La microesparita xenotípica de tamaño cristalino irregular que compone las paredes de los gastrópodos, es producto del reemplazo neomórfico por inversión de la aragonita original durante el soterramiento. Es frecuente que los gastrópodos preservan las asociaciones de las distintas generaciones de cementos carbonáticos por presentar cámaras más grandes (en corte transversal puede medir un diámetro de hasta 400 μm) que el resto de los bioclastos. El cemento esparítico y microesparítico tipo I se asocia a la mesogénesis marina temprana, en concordancia con los trabajos de Munnecke (1997), Flügel (2004) y Caron *et al.* (2009). El cemento esparítico tipo II, es producto del neomorfismo agradacional que tuvo lugar por disolución de algunos cristales y posterior crecimiento sintaxial sobre otros, siendo que la esparita neomórfica (tipo II) heredó la forma de la esparita castaña (tipo I) y tiene mayor tamaño que la última. La microesparita xenotípica (tipo II) de origen neomórfico, es producto de la recristalización de micrita.

Los gastrópodos presentes en fangolitas, presentan cámaras llenas de agregados de cuarzo anhedral, arcillas y micrita. Se interpreta que la cementación por cuarzo, arcillas y micrita corresponde a la eogénesis. Las relaciones de intersección permiten asumir que el cemento microesparítico xenotípico (tipo II), originado por recristalización

neomórfica de micrita, oblitera en parte al cemento granular de cuarzo anhedral con agregados de arcillas, por lo tanto es posterior al cuarzo autigénico.

Las paredes originalmente aragoníticas de los foraminíferos epistomínidos sufrieron reemplazo neomórfico principalmente por esparita prismática o de sección rectangular y por microesparita xenotópica.

En general, las placas de microcrinoideos (*Saccocoma*) presentan buena preservación, con sus bordes levemente recristalizados a microesparita xenotópica. Otro rasgo característico de texturas asociadas a neomorfismo, son las placas parcialmente disueltas e inmersas en parches de esparita de gran tamaño. Las espículas de esponja del género *Rhaxella* están recristalizadas a cristales de cuarzo con agregados de pirita o completamente reemplazadas por esparita ecuante con pirita. Es común identificar individuos con reemplazo calcítico y un delgado borde de cuarzo relítico. Por las relaciones de intersección se asume que inicialmente sufrieron recristalización a cuarzo anhedral y posteriormente reemplazo por esparita ecuante.

2 - Cemento mesogenético temprano marino (tipo I)

En el caso de las microfacies carbonáticas del Miembro Los Catutos, el cemento de calcita idiotópica, ecuante, castaña, de aspecto sucio (tipo I) en partículas esqueletales y no esqueletales y en el espacio interpartícula, está bien preservado a nivel microscópico. Los mosaicos de calcita tipo I con inclusiones de micrita, no tienen respuesta al ensayo de catodoluminiscencia (luminiscencia parda negruzca). La baja a nula respuesta se asocia a condiciones oxidantes. Por las características texturales y ópticas del cemento de microesparita y esparita, relaciones de intersección con otros elementos texturales y su luminiscencia nula a apagada, es interpretado como calcita asociada a la cementación mesogenética marina temprana, de acuerdo a Munnecke (1997), Flügel (2004) y Caron *et al.* (2009). En *packstones/garinstones* se observa que los peloides micríticos con contactos puntuales y subordinados cónvavo-convexos, mantuvieron su forma original o están levemente deformados (principalmente subcirculares y rectangulares), porque la cementación micrítica previno la compactación desde etapas tempranas. La precipitación de microesparita y esparita de tipo I (que posee inclusiones de micrita), se interpreta como producto del neomorfismo sobre la micrita durante en etapas tempranas de la mesogénesis. La contribución de CO₂ por oxidación anaeróbica de la materia orgánica, podría haber sido un proceso subordinado por la aislada presencia de agregados de pirita framboidal.

En *wackestones* peloidales del Miembro Los Catutos, la pseudomatriz está compuesta por abundantes peloides subcirculares, rectangulares y vermiformes, limo muy fino a fino. La baja deformación de los mismos se explica a través de la rápida

cementación de micrita, proceso asociado a la diagénesis freática marina. El cemento micrítico se reconoce por su tinción y rodea peloides tamaño limo fino (tamaño promedio 5-7 μm) con baja a nula deformación que conforman la pseudomatriz.

Las fangolitas dolomitizadas están integradas principalmente por mosaicos de dolomita de hábito anhedral y subhedral. Son resultado de la dolomitización temprana en la freática marina de circulación activa que aporto cantidades significativas de magnesio (Moore, 1989; Rahimi, 2016; Ahmad, 2022). La cementación evitó la compactación mecánica desde etapas tempranas de la diagénesis en partículas no esqueletales.

En microfacies de fangolitas líticas (Fig. 6.3.16), el material ligante está compuesto por agregados de arcillas, cuarzo criptocristalino y sectores integrados por agregados granulares de cuarzo microcristalino. Según el análisis petrográfico, el abundante cuarzo criptocristalino y parches irregulares de cuarzo microcristalino serían el resultado del aporte de sílice, principalmente por disolución de radiolarios y de material volcánico inestable. Se interpreta que el cemento de cuarzo criptocristalino y masas granulares de cuarzo se asocian a etapas de la eogénesis (de acuerdo con Meissinger *et al.*, 2014).

3 - Cementos de la diagénesis por soterramiento (tipo II) y su relación con el neomorfismo

Los cementos calcíticos más comúnmente precipitados en el ambiente de la diagénesis por soterramiento consisten en esparita clara, límpida, generalmente de cristales ecuentes (Tucker *et al.*, 1990; Scholle y Ulmer Scholle, 2003). Los cementos calcíticos de origen mesogenético están conformados por microesparita y esparita clara de aspecto límpido, de color blanco y blanco-castaño, cristales de forma ecuante y contactos idiotípicos, clivaje mal definido, sin inclusiones de roca albergante y carecen de pirita. Esta calcita, denominada tipo II, se encuentra sobreimpuesta al cemento esparítico y microesparítico tipo I en espacios intrapartículares e interpartículares, lo que indica que se formó posteriormente. El cemento calcítico tipo I ocupa principalmente intersticios mientras que el cemento calcítico tipo II, se observa en parches sobreimpuestos al anterior y tapizando partículas esqueletales y pseudomatriz.

En el estudio de carbonatos, previamente otros autores han señalado la dificultad de distinguir la calcita autigénica producto de la cementación y del neomorfismo agradacional. Por ejemplo, Bathrust (1972) afirmó: "La distinción en corte delgado, entre los mosaicos de esparita espática idiotípica formados por cementación y por neomorfismo agradacional es a veces extremadamente difícil, especialistas en este campo a veces están en desacuerdo acerca de la interpretación de los mosaicos de

calcita". Por otro lado, Flügel (2004) afirmó: "Distinguir los productos del neomorfismo agradacional de la esparita que representa el cemento es frecuentemente difícil".

En los *wackestones* bioclásticos peloidales, hay mosaicos de calcita tipo II con cristales de contactos rectos (idiotópica) y agregados de calcita tipo II con cristales de contactos sinuosos (xenotópica). Los mosaicos idiotópicos de esparita tipo II se interpretan como resultado de neomorfismo agradacional dado que, existe zonación de cristales de esparita con un núcleo castaño sucio (calcita tipo I) y una zona externa con las características de la calcita tipo II (blanca y limpida). También, se han reconocido mosaicos de esparita idiotópica tipo II que engloban mosaicos de esparita tipo I con cristales reemplazados parcialmente por microesparita xenotópica blanquecina (Fig. 6.3.24 A-B) producto del neomorfismo.

Los cristales de calcita poiquilotópica de gran tamaño, que engloban varias partículas, clastos, pseudomatriz y cemento calcítico previo, se atribuyen a la diagénesis por soterramiento. Los sobrecrecimientos sintaxiales en equinodermos también se atribuyen a la diagénesis por soterramiento, pero son poco frecuentes. Los parches poiquilotópicos pueden estar conectados perpendicularmente a las microfracturas verticales, por lo que la cementación poiquilotópica está vinculada a la microfracturación durante la diagenésis por soterramiento profundo. El cemento poiquilotópico precipitó principalmente a partir del fluido diagenético vinculado a fracturas y, en segundo lugar, se generó por disolución de calcita en planos (*seams* de disolución) y por presión-disolución entre partículas carbonáticas.

Tanto en las microfacies de *grainstones/packstones* peloidales como en las de *wackestones* bioclásticos-peloidales se observan cristales aislados de dolomita euhedral inmersos en cemento microesparítico tipo. Son resultado del neomorfismo sobre el precursor de microesparita de alto Mg (Tucker *et al.*, 1990 y Munnecke *et al.*, 1997) o producto de la compactación química (Moore 1989). Según este último autor generalmente están asociadas con *seams* y estilolitas. En los casos observados, la dolomita se identifica sobre partículas no esqueletales, calcita tipo I de la diagénesis por soterramiento temprano y en *seams* de disolución.

Los mosaicos con cristales de microesparita a esparita de contactos irregulares y curvos, los límites o bordes gradacionales e irregulares de estos mosaicos o parches con la pseudomatriz, se asocian a procesos de neomorfismo, de acuerdo con Tucker y Wright (1990). Otro rasgo de neomorfismo, son bioclastos en parte disueltos, "flotando" en parches de esparita gruesa o rodeados por agregados de microesparita xenotópica.

La esparita tipo II que reemplaza la estructura original de foraminíferos epistomínidos y el cemento microesparítico y esparítico xenotópico tipo II que rodea y "engloba" al bioclasto se asocia a procesos de neomorfismo.

La zonación composicional de límites planos en cristales de esparita dentro de cavidades en foraminíferos epistomínidos (Fig. 6.3.20), que consiste en una zona interna de calcita castaña de aspecto sucio (tipo I) y una franja externa de calcita blanca límpida (tipo II) se vincula a neomorfismo agradacional, que consiste en la disolución de algunos cristales con cementación sintaxial en otros, como ha sido descripto previamente por Tucker *et al.* (1990).

El neomorfismo agradacional en microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta, da lugar a mosaicos de microesparita y pseudoesparita xenotópica (con un promedio de tamaño entre 5-15 μm). Los cristales de microesparita de mayor tamaño crecen lentamente a expensas de los cristales de calcita más pequeños. El crecimiento progresivo de cristales resulta en calizas microesparíticas mejor “seleccionadas” (término utilizado por Munnecke *et al.*, 1997), e implica mayor uniformidad de tamaño de cristal. Los agregados de microesparita xenotópica tipo II son típicos del neomorfismo agradacional sobre la microesparita tipo I ya que es frecuente observar sectores con variación gradual de microesparita tipo I a tipo II con aumento del tamaño de cristal. No existe un elevado grado de uniformidad del tamaño cristalino de la calcita neomórfica en las microfacies de wackestones peloidales y bioclásticos del Miembro Los Catutos.

Según el análisis textural y relaciones de intersección, se observa que la microesparita xenotópica y las texturas gradadas (micrita a microesparita), serían principalmente producto del neomorfismo agradacional a partir de la micrita de la pseudomatríz y del cemento castaño micrítico-microesparítico (tipo I). En microfacies con alta proporción de bioclastos, como en *wackestones* bioclásticos-peloidales con laminación bioclástica, el neomorfismo está principalmente vinculado a la disolución-recristalización de bioclastos como por ejemplo en láminas ricas en espículas de esponja (*Rhaxella*).

6 - Compactación mecánica:

El grado de cementación temprana como regulador de la compactación mecánica, dio lugar a distintos tipos de microfábricas: laminación mal definida (carbonáticas), levemente laminadas (microfacies mixtas) y con buen desarrollo de la laminación (fangolitas).

En microfacies de *wackestones*, *grainstones*, *packstones* y *wackestones* del Miembro Los Catutos, predominan las partículas no esqueletales de formas subcirculares y rectangulares con contactos mayormente puntuales. La cementación micrítica temprana en la freática marina y la generación de microesparita y esparita castaña tipo I (por neomorfismo sobre el cemento micrítico) en la diagénesis por

soterramiento somero junto con la composición carbonática del detrito, amortiguaron la compactación física desde los primeros metros hasta el soterramiento profundo.

En microfacies de *wackestones* con matriz arcillosa-micrítica, característicos del Miembro Vaca Muerta Inferior, el grado de deformación de las partículas no esqueletales de composición arcillosa-micrítica es mayor que en el Miembro Los Catutos. La presencia de bioclastos en contacto fracturados indican compactación mecánica. Las microfábricas son levemente laminadas por orientación de partículas no esqueletales de formas lenticulares y esqueletales paralelas a la laminación.

En las microfacies de fangolitas como, por ejemplo, fangolitas peloidales-intraclásticas, son características las microfábricas laminadas. La pseudomatriz al ser principalmente arcillosa no previno la compactación mecánica desde etapas tempranas. A partir de los primeros metros las partículas no esqueletales (principalmente arcillosas) comenzaron a perder porosidad, desarrollando formas lenticulares en condiciones de elevada carga litostática (Fig. 6.3.25).

7 - Compactación química:

Los cementos mesogenéticos son producidos en gran parte por compactación química (Moore, 1989; Tucker y Wright 1990; Scholle y Ulmer Scholle, 2003). Los planos de disolución se reconocen en microfacies carbonáticas y fangolíticas (por ejemplo, en *wackestones* peloidales y fangolitas radiolaríticas) y son evidencia de la compactación química. La fuente de carbonato asociada a la compactación química, también está representada por la existencia de bioclastos en parte disueltos por presión-disolución en la zona de contacto. Si bien las rocas carbonáticas de grano fino tienen muy baja porosidad y permeabilidad, la disolución en planos horizontales (paralelos a la laminación) y la presión-disolución de partículas carbonáticas (esqueletales y no esqueletales) en contacto, dieron origen al cemento poiquilotópico generado *in situ* o a cortas distancias, en un sistema fluido-roca cerrado, en estadios avanzados de la diagénesis de soterramiento.

8 - Microfracturas

Las microfacies carbonáticas se caracterizan por presentar microfracturas verticales y subverticales de modo I y oblicuas de alto ángulo de modo II mixto, ambas discordantes a la laminación, según clasificación de Bons *et al.* (2012). Las microfacies carbonáticas, mixtas y fangolíticas tienen distintas propiedades de fractura (distinta cohesión y ángulo de fricción) como también propiedades mecánicas y elásticas. Las venas verticales modo I (puramente extensionales) son características de las microfacies carbonáticas (competentes). Los *wackestones* con mayor contenido

arcilloso (matriz micrítica-arcillosa) y las fangolitas (matriz arcillosa-micrítica), presentan microfracturas por cizalla modo II de bajo ángulo.

En la microfacies de fangolitas dolomitizadas las microfracturas discordantes de forma sinuosa siguen los contornos de los cristales de dolomita acomodándose a los mismos. Esto indica que son posteriores a la dolomitización temprana.

Las microfracturas verticales extensivas (modo I) y oblicuas de alto ángulo (modo II) son tardías ya que atraviesan parches y lentes de microesparita y esparita xenotípicas asignados a neomorfismo. En *wackestones* de matriz arcillosa-micrítica con microfábricas laminadas por compactación de partículas no esqueletales de composición similar a la matriz, se reconocen peloídes elongados de forma lenticular atravesados y cementados por microfracturas oblicuas de bajo ángulo (modo II). A partir de esto, se deduce que las mismas corresponden al soterramiento profundo.

A su vez, la microfracturación es posterior a la compactación química porque atraviesa planos de disolución.

Las microfracturas discordantes verticales y subverticales, presentan relleno de calcita *blocky* con la menor luminiscencia parda negruzca (por su elevada relación $\text{Fe}^{+2}/\text{Mn}^{+2}$) de todos los elementos texturales de la roca. Se interpreta que la calcita que rellena las microfracturas se asocia a un fluido diagenético tardío de la diagénesis por soterramiento profundo.

9 - Asociaciones de la telogénesis:

En microfacies carbonáticas y fangolíticas, los óxidos impregnán la pseudomatriz. En ocasiones, se reconocen *wackestones* con agregados de pirita con alteración a hematita de formas botroidales. En todas las microfacies se identifican óxidos y pirita framboidal y cúbica. Estas asociaciones y reemplazos corresponden al campo de la telogénesis. En microfacies de fangolitas dolomitizadas, la esparita que conserva el hábito romboédrico de la dolomita, es interpretada como resultante de la dedolomitización, que indica acción de la diagénesis meteórica.

Interpretación - Catodoluminiscencia

Dentro del esquema paleogeográfico de la Cuenca Neuquina, el perfil de Los Catutos se asocia a posiciones proximales al momento de la sedimentación del Miembro Los Catutos (Fig. 2.2.9, Antecedentes y Marco Geológico). Las condiciones oxidantes del ambiente pre-soterramiento o soterramiento somero pasan gradualmente a condiciones reductoras durante el enterramiento.

En las microfacies de *wackestones* del Miembro Los Catutos, se observó muy baja respuesta a los ensayos de catodoluminiscencia con predominio de luminiscencias apagadas y tenues, principalmente parda y parda-rojiza (C1) atribuibles a la pseudomatriz y partículas no esqueletales como principales elementos constituyentes de la roca. A través de la catodoluminiscencia, no se reconocieron diferentes luminiscencias asociadas a los cementos calcíticos reconocidos a través del análisis petrográfico. Es coherente que el cemento calcítico idiotópico de calcita castaña sucia (tipo I) tenga baja a nula respuesta porque en la mesogénesis marina temprana los fluidos todavía son oxidantes.

El Fe llega a los sedimentos marinos como óxidos e hidróxidos (Fe^{3+}) junto con la materia orgánica. Normalmente hay abundante Fe disponible en los sedimentos marinos. Si el Fe se reduce pasa a las aguas porales y luego precipita como pirita o como calcita con Fe. Es probable que el hierro proveniente de los mismos sedimentos no se haya incorporado totalmente a la pirita y que haya Fe en exceso en los poros y que las calcitas tipo II no tengan luminiscencia por relaciones elevadas de Fe^{+2}/Mn^{+2} .

6.4. Análisis petrográfico-diagenético

Concreciones carbonáticas

6.4.1 Introducción

En el presente apartado, el análisis petrográfico y de catodoluminiscencia de las concreciones se trata para cada una de las secciones estudiadas. Se analizan la forma y dimensión de las concreciones y sus relaciones geométricas con las pelitas albergantes. Desde la petrografía, se realiza el análisis de la variación textural y grado de compactación desde el centro al borde de las concreciones, los tipos de cementos y sus texturas, luminiscencia de las fases carbonáticas y su abundancia con el objetivo de dilucidar el mecanismo de crecimiento de las mismas. El análisis de catodoluminiscencia tiene importancia en la interpretación de la temporalidad de los cementos carbonáticos y generación de calcita neomórfica.

Los cambios graduales en la impronta geoquímica de carbonatos en concreciones, desde el centro a la zona exterior, son típicamente interpretados como reflejo de la variación en la composición de las aguas porales a través del tiempo. Sin embargo, algunas variaciones composicionales como la presencia de Mn^{+2} e Fe^{+2} , elementos traza afines al calcio que influyen en la luminiscencia de la calcita, o relaciones de isótopos estables de C y O, podrían ser también resultado de mezclas en distinta proporción de cementos tempranos y tardíos (Mozley *et al.*, 1996). La segunda hipótesis, implica una cementación temprana incompleta y menor proporción de cemento carbonático temprano, hacia la parte externa de la concreción.

Uno de los principales objetivos es desentrañar si el mecanismo de crecimiento es por cementación temprana incompleta, que se refleja en distinta proporción de cementos tempranos y tardíos en dirección radial (del centro al borde) o por cambios sistemáticos temporales en la composición del fluido diagenético a partir del cual precipita el cemento. Otro objetivo importante, es la reconstrucción de los eventos que conforman la historia diagenética, desde la eogénesis hasta la telogénesis.

El registro de la variación de luminiscencias de las fases carbonáticas en fracturas verticales de gran espesor (megafracturas, >10 mm, Abd Karim *et al.*, 2023) es de utilidad para establecer el orden de aparición de los cementos y sus luminiscencias.

La variación en la concentración de elementos traza que gobiernan la luminiscencia de carbonatos, principalmente Mn^{+2} (activador) y Fe^{+2} (supresor), está determinada principalmente por el grado de “apertura” del sistema (Pagel *et al.* 2000). En un sistema diagenéticamente cerrado, el sólido no se reequilibra con la solución, y la concentración de los elementos traza (Mn^{+2} y Fe^{+2}) en el sólido varían constantemente al tiempo que

la concentración de la solución cambia con el crecimiento del cristal (Pagel *et al.* 2000). En cambio, en un sistema abierto donde la sucesión carbonática está conectada a través de fracturas con aguas superficiales, la distribución de los elementos traza es uniforme a través de todo el sólido porque el cociente entre elementos traza/mayoritarios en el fluido se mantiene relativamente constante durante la precipitación o porque el sólido recristalizó durante el crecimiento. El volumen de agua disponible para la diagénesis disminuye progresivamente por destrucción de la porosidad por compactación y cementación (Moore 1989). En el ámbito de la mesogénesis tardía, se puede considerar que el sistema roca-fluido es cerrado.

6.4.2 Concreciones carbonáticas - Puerta Curaco

6.4.2.1 Forma, dimensión y características macroscópicas

En el perfil sedimentario de Puerta Curaco, las concreciones carbonáticas son de forma elipsoidal, con un eje horizontal (máximo) que puede oscilar en el orden de la decena a centena de centímetros (Figs. 6.4.1). Se encuentran albergadas en pelitas y margas, con distorsión en la laminación en las zonas adyacentes a las concreciones (Fig. 6.4.1).



Figura 6.4.1. Relación entre una concreción carbonática y margas hospedantes con compactación diferencial, Puerta Curaco.

6.4.2.2 Análisis petrográfico-diagenético

Las concreciones carbonáticas están compuestas por partículas no esqueletales (peloides micríticos y micrítico-arcillosos e intraclastos), bioclastos, subordinados clastos terrígenos y matriz, que conforman el aporte primario de sedimentos, así como también por cementos, minerales autigénicos y otros productos secundarios que representan la contribución diagenética. Según la cuantificación de DRX de roca total las mismas se caracterizan por presentar elevado porcentaje de carbonatos (80%), escasa proporción de cuarzo (14%) y subordinadas arcillas totales (5%) con muy aislada albita (<1%).

Dentro de la zona interna de las concreciones de Puerta Curaco la textura es grano sostén y flotante (Figura 6.4.2 B-D-F). En la zona intermedia y externa, es predominante la textura grano sostén. Se observa abundante proporción de partículas no esqueletales carbonáticas y mixtas (intraclastos y peloides) con secciones subcirculares, rectangulares y en elipse (Fig. 6.4.2 B-D-F). Estos últimos, no presentan orientación preferencial, por lo cual la roca presenta microlaminación mal definida. En ciertas muestras, hay mejor desarrollo de la laminación por presencia de niveles intraclásticos de composición micrítica-arcillosa (Fig. 6.4.2 C-D).

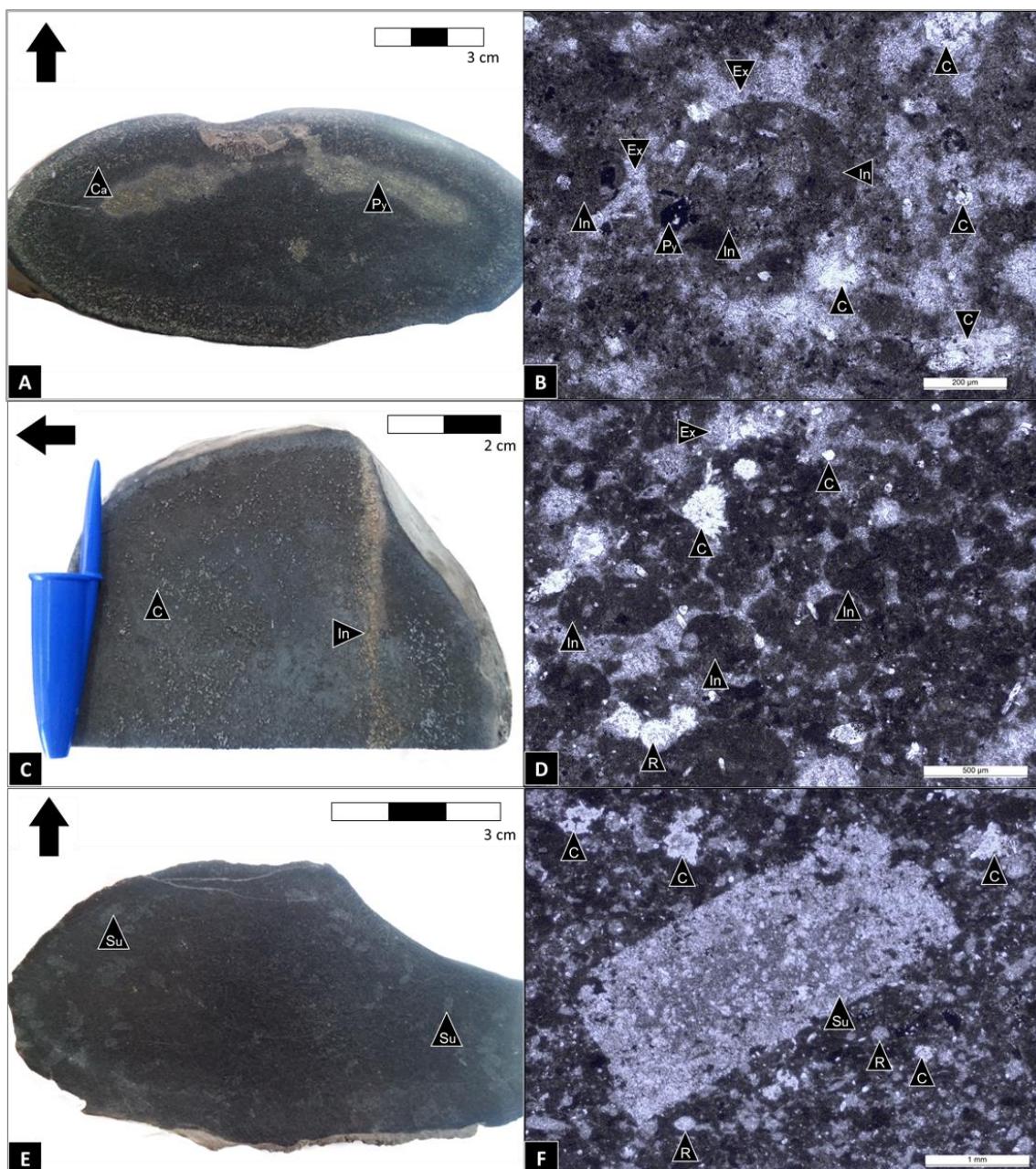


Figura 6.4.2. Características texturales de concreciones de Puerta Curaco. **A)** Concreción CS1 Niv 71, de forma ovoide con masas de pirita (**Py**) que siguen la forma del límite externo de la misma y anillos concéntricos externos de calcita (sector blanquecino, **Ca**). **B)** (X10) nicoles paralelos, microfoto de concreción A) con textura clasto sostén y flotante (por sectores), con abundante cemento calcítico interpartícula. Los contactos entre intraclastos (**In**) son tangenciales y los mismos presentan principalmente formas subcirculares. **C)** Concreción CS1 de forma ovoide con niveles intraclásticos castaños (**In**) y agregados de cuarzo (**C**) gris blanquecino, que quedan expuestos con el ataque de ácido clorhídrico. **D)** (X5) nicoles paralelos, microfoto de C) correspondiente al nivel intraclástico. Presenta textura clasto sostén y flotante (por sectores). Los intraclastos (**In**) tienen formas subcirculares y rectangulares, y los contactos entre los mismos son tangenciales y subordinadamente, cóncavo-convexos. **E)** Concreción CS2 forma elipsoidal con cristales prismáticos de yeso (**Su**). **F)** (X2,5) nicoles paralelos, microfoto de E) donde se observa un cristal prismático de yeso (**Su**) relítico, con un eje mayor cercano a los 4 mm, reemplazado por microesparita y esparita. Incluye en su interior intraclastos y material ligante previo formado por cuarzo y pirita. En **B-D-F**, el espacio interpartícula está lleno por microesparita y esparita (**Ex**), individuos y agregados de cuarzo (**Q**) y pirita (**Py**).

La proporción de partículas esqueléticas es escasa y difícil de estimar porque, presentan reemplazo y recristalización carbonática. Consisten principalmente en radiolarios reemplazados por microesparita xenotópica y esparita granular, agregados finos de pirita framboidal ó pirita cúbica e individuos y agregados de cuarzo autigénico. Es muy frecuente que los radiolarios estén recristalizados completamente a microesparita xenotópica y se los confunda con la pseudomatriz (Fig. 6.4.3).

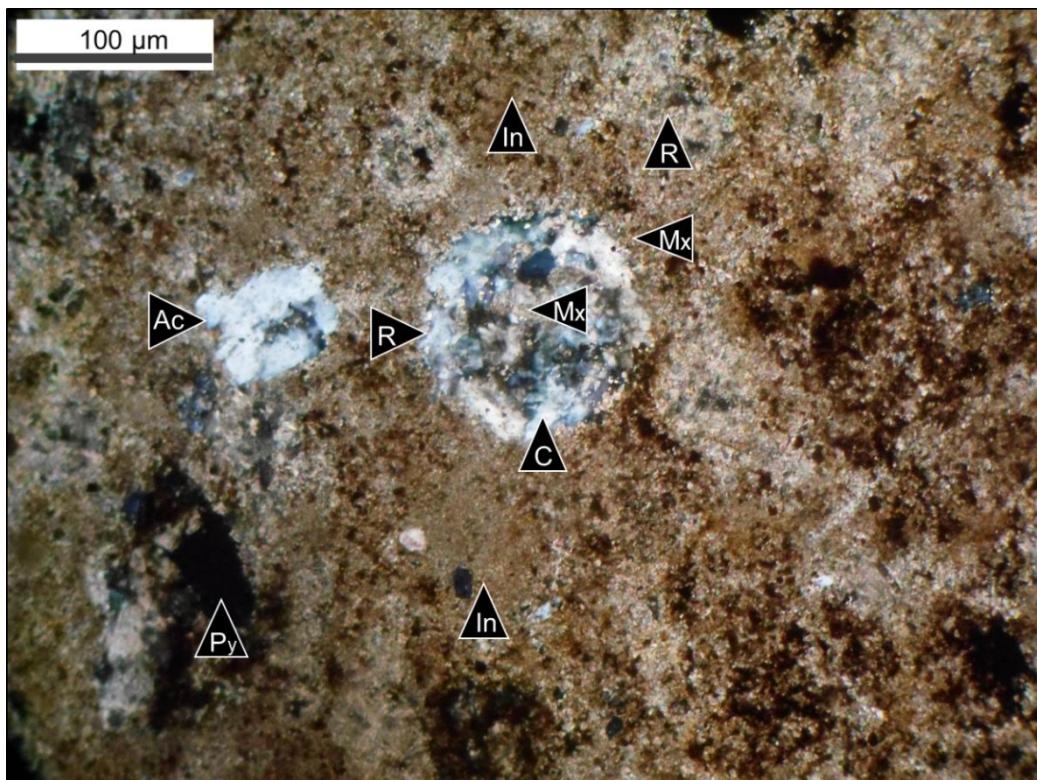


Figura 6.4.3. (X10) nicoles cruzados. Concreción CS1 Niv 71, Puerta Curaco. El radiolario central presenta recubrimiento micrítico (**Mx**). El material de reemplazo consiste en cuarzo (**C**), micrita y microesparita (**Mx**) y pirita (**Py**). Se observan agregados prismáticos de cuarzo (**Ac**) próximos al radiolario central. En la parte superior se señala un radiolario (**R**) casi completamente recristalizado a microesparita xenotópica con cuarzo relítico.

En los sectores donde la textura es grano sostén, son abundantes los contactos tangenciales y predominan sobre los cóncavo-convexos. El espacio interpartícula está lleno por abundante calcita que consiste en microcristales con gradación desde micrita-microesparita a pseudoesparita y aislada esparita (<4 a 50 μm) xenotópicas y subordinada pirita framboidal. En general, la calcita xenotópica aumenta el tamaño cristalino, de microesparita a pseudoesparita o aislada esparita, desde la parte externa hacia el centro del intersticio entre dos partículas (por ejemplo, entre intraclastos, Fig. 6.4.4.A).

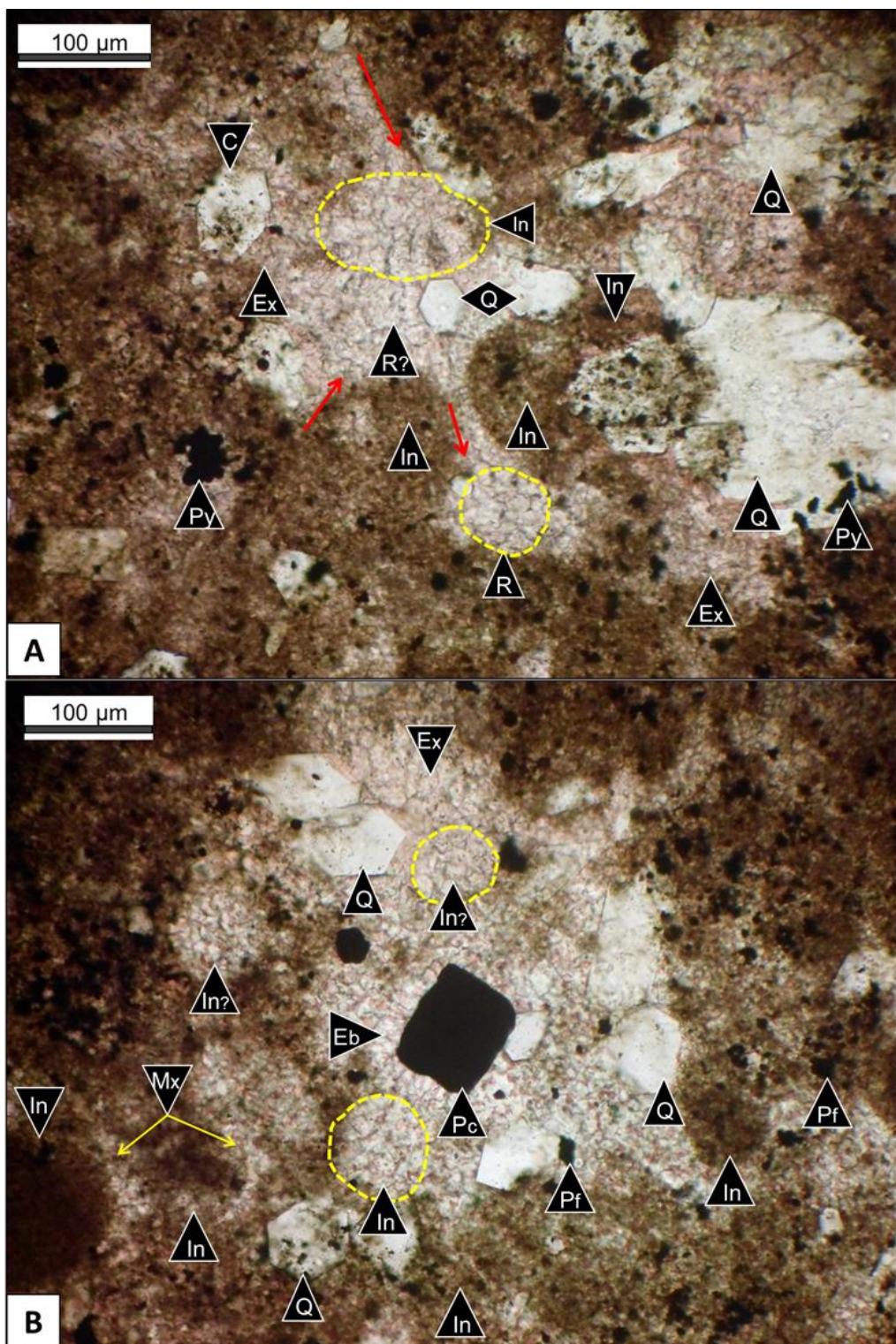


Figura 6.4.4. A) (X20) nicoles paralelos. Concreción 23-3-16 47, Puerta Curaco. Se observan agregados de micrita a esparita xenotópica (**Ex**), cuarzo (**Q**) y pirita framboidal (**Py**) que rellenan espacios interpartícula. Recristalización de intraclastos y radiolarios (**In**, **R**, y **R?**) a microesparita a pseudoesparita xenotópicas (**Ex**). La dirección de variación de tamaño de cristal de microesparita a pseudoesparita, en el espacio interpartícula, se señala con flechas rojas. **B)** (X20) nicoles paralelos, concreción 23-3-16 (47), Puerta Curaco. Microesparita (**Mx**) y pseudoesparita (**Ex**) xenotópicas, cuarzo (**Q**), pirita framboidal (**Pf**) y cúbica (**Pc**) que rellenan espacios interpartícula. Recristalización total a agregados de microesparita-esparita xenotópica de intraclastos de formas subcirculares (**In**, **In?**). La pirita cúbica (hasta 100 micrones), se encuentra incluida en los espacios interpartícula y rodeada de cristales de esparita prismáticos (**Eb**) y cuarzo autigénico.

Ciertos sectores de las concreciones, presentan intraclastos y bioclastos con recristalización parcial o total a microesparita y esparita xenotópicas que dificulta su diferenciación. Por ejemplo, en la figura 6.4.4 A, se señala un posible radiolario completamente recristalizado a microesparita xenotópica y en la figura 6.4.4 B dos posibles intraclastos totalmente recristalizados a microesparita xenotópica de igual tamaño cristalino que la que ocupa el espacio interpartícula.

Masas irregulares, agregados prismáticos y secciones pseudo-hexagonales de cuarzo en los espacios interpartícula inmersas en cemento calcítico, son comunes en las microfacies de concreciones carbonáticas de Puerta Curaco y en general son más abundantes que en el resto de las microfacies carbonáticas (figura 6.4.4 A y B). En los intersticios, el cuarzo autigénico se encuentra asociado a microesparita y pseudoesparita xenotópicas, agregados de arcillas, pirita framboidal y cúbica subhedral a euhedral. Es muy frecuente observar agregados prismáticos de cuarzo como parte del material ligante, en sectores donde hay concentración de radiolarios reemplazados en parte por cuarzo autigénico. La pirita cúbica se encuentra incluida en las masas irregulares de cuarzo y rodeada de cristales de esparita prismáticos (figura 6.4.4 B).

En las masas de cuarzo autigénico se identifican muy pequeños cristales de dolomita euhedrales rombohédricos (Figura 6.4.5).

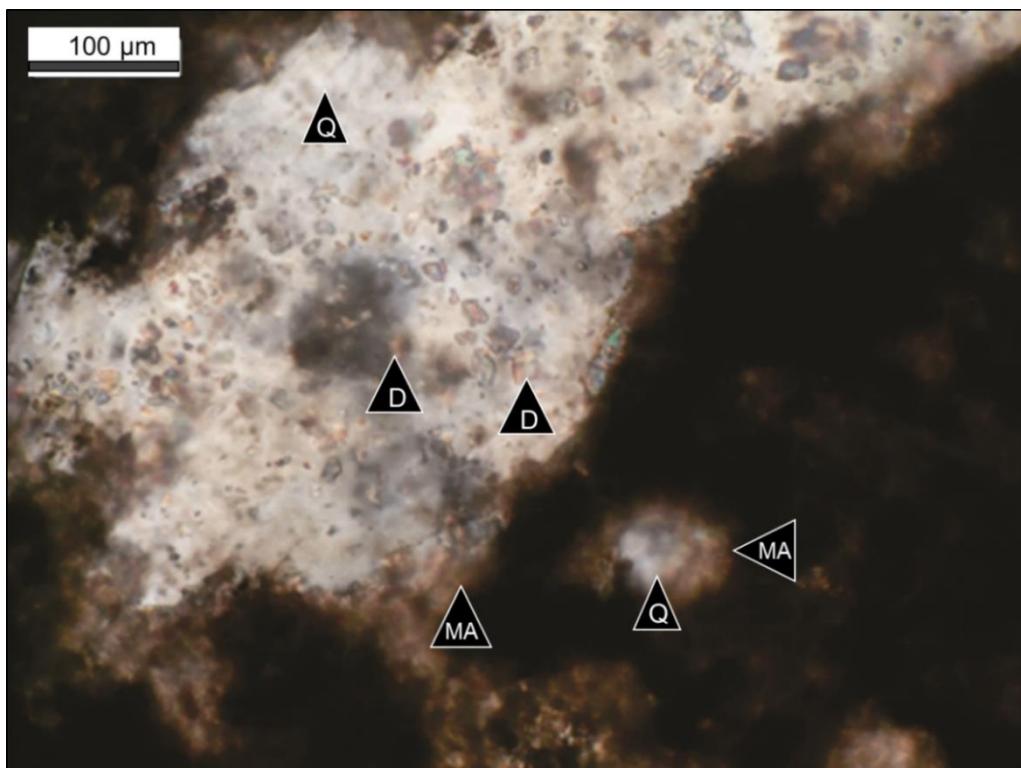


Figura 6.4.5. (X40) nícoles cruzados. CS1Niv 71, Puerta Curaco Agregados de cuarzo (Q) con microcristales de dolomita (D) subhedrales y euhedrales. Agregados micrítico-arcillosos (MA).

Los agregados de arcillas, alrededor de prismas de cuarzo, desarrollan texturas de disolución (Figura 6.4.6) con elevada porosidad entre láminas.

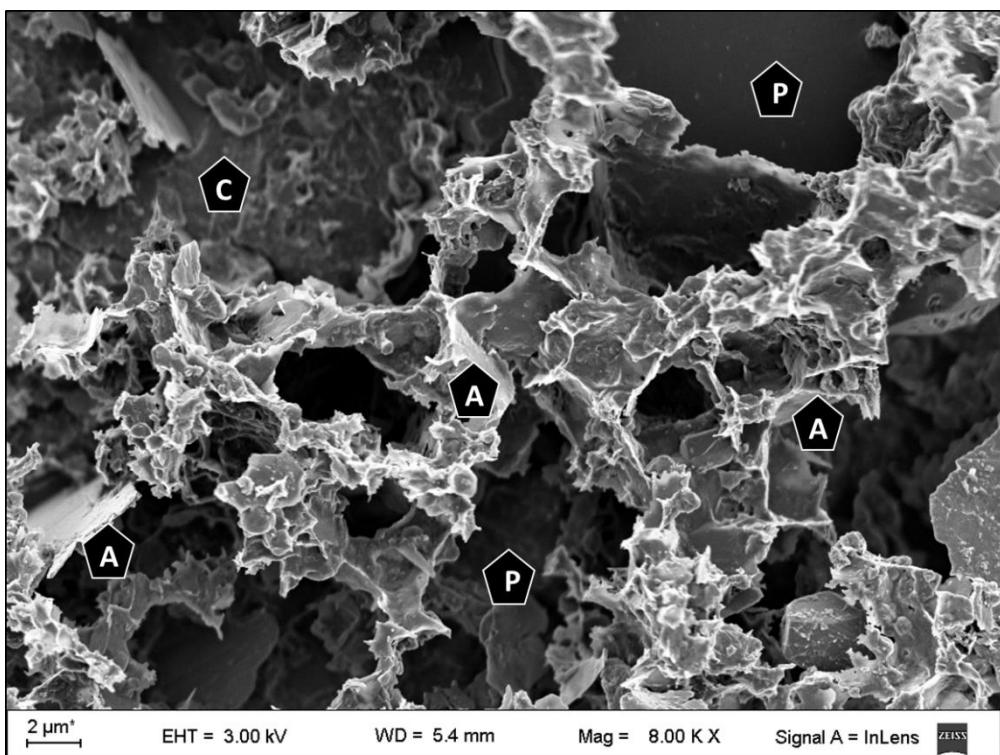


Figura 6.4.6. CS1, Puerta Curaco. Agregados arcillosos (**A**) y cuarzo (**Q**) con estructura de disolución con poros entre 2 a 30 μm (**P**: poros) entre las láminas de arcillas.

Es común observar agregados de pirita alterados en parte a óxidos y la pseudomatríz impregnada por óxidos en la adyacencia a la pirita (Figura 6.4.7).

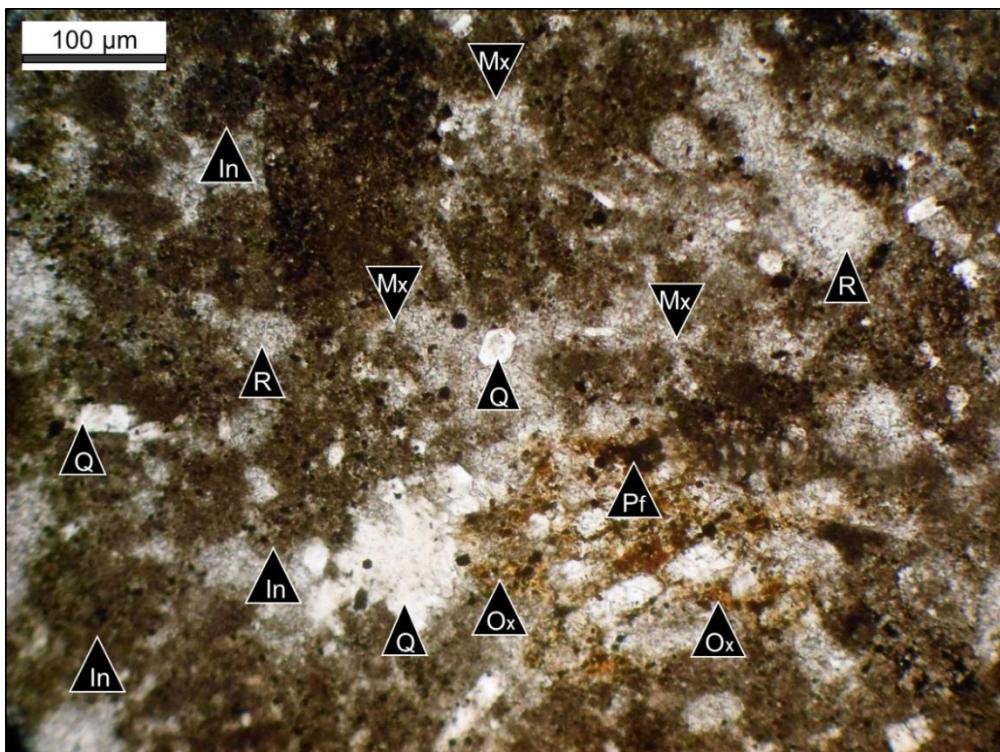


Figura 6.4.7. (X10) nicoles paralelos, concreción. CC1 71-72, Puerta Curaco. Óxidos (**Ox**) que rodean agregados de pirita (**Pf**: pirita framboidal). Cemento carbonático interpartícula (microesparita, **Mx**) entre intraclastos (**In**) con formas subcirculares. **Q**: cristales y agregados de cuarzo autigénicos, **R**: radiolarios.

6.4.2.3 Análisis de Catodoluminiscencia

Las muestras con ensayo por catodoluminiscencia mostraron diferentes luminescencias. En las microfacies de concreciones carbonáticas intraclásticas, se identificaron cuatro luminescencias asociadas a carbonatos, denominadas C1 a C4 en orden creciente de intensidad de respuesta (C1 < C2 < C3 < C4), donde: C1: parda; C2: pardo rojiza; C3: roja anaranjada y C4: naranja o naranja brillante.

Los componentes originales de la roca, integrados por intraclastos y peloides sin recristalización, presentan luminescencias C1 y C2 respectivamente. Las partículas no esqueléticas en parte recristalizadas a agregados de calcita xenotópica tienen luminescencia C3 además de su luminescencia original y, aquellas con cemento compuesto por esparita en sus bordes, presentan luminescencia C4 (Figura 6.4.8 A-B). Los intraclastos, al ser más arcillosos, suelen mantener su luminescencia original C1. La pseudomatríz de luminescencia C2, se encuentra parcialmente recristalizada a microesparita xenotópica de luminescencia C3. La calcita más luminescente (C4), principalmente se observa en el espacio entre partículas no esqueléticas. Se identifica también en el borde de agregados prismáticos de cuarzo autigénico y en intersticios entre los prismas de cuarzo. (Figs. 6.4.8 B).

En concreciones con mayor grado de recristalización (Fig. 6.4.9 A-B) las partículas no esqueléticas están rodeadas por agregados de microesparita a esparita xenotópicas (de luminescencias C3 y C4) que se sitúan en el espacio interparticular. Los parches de esparita xenotópica, de buen tamaño (hasta 60 μm), suelen obliterar la textura original. La esparita xenotópica se caracteriza por presentar sobrecrecimiento sintaxial, discriminándose un sector interno castaño y un sector externo blanco, de aspecto más límpido (Fig. 6.4.9 A). Los parches descriptos, se componen de calcita de luminescencia C3 (sector interno) y C4 (sector externo), figura 6.4.9 B.

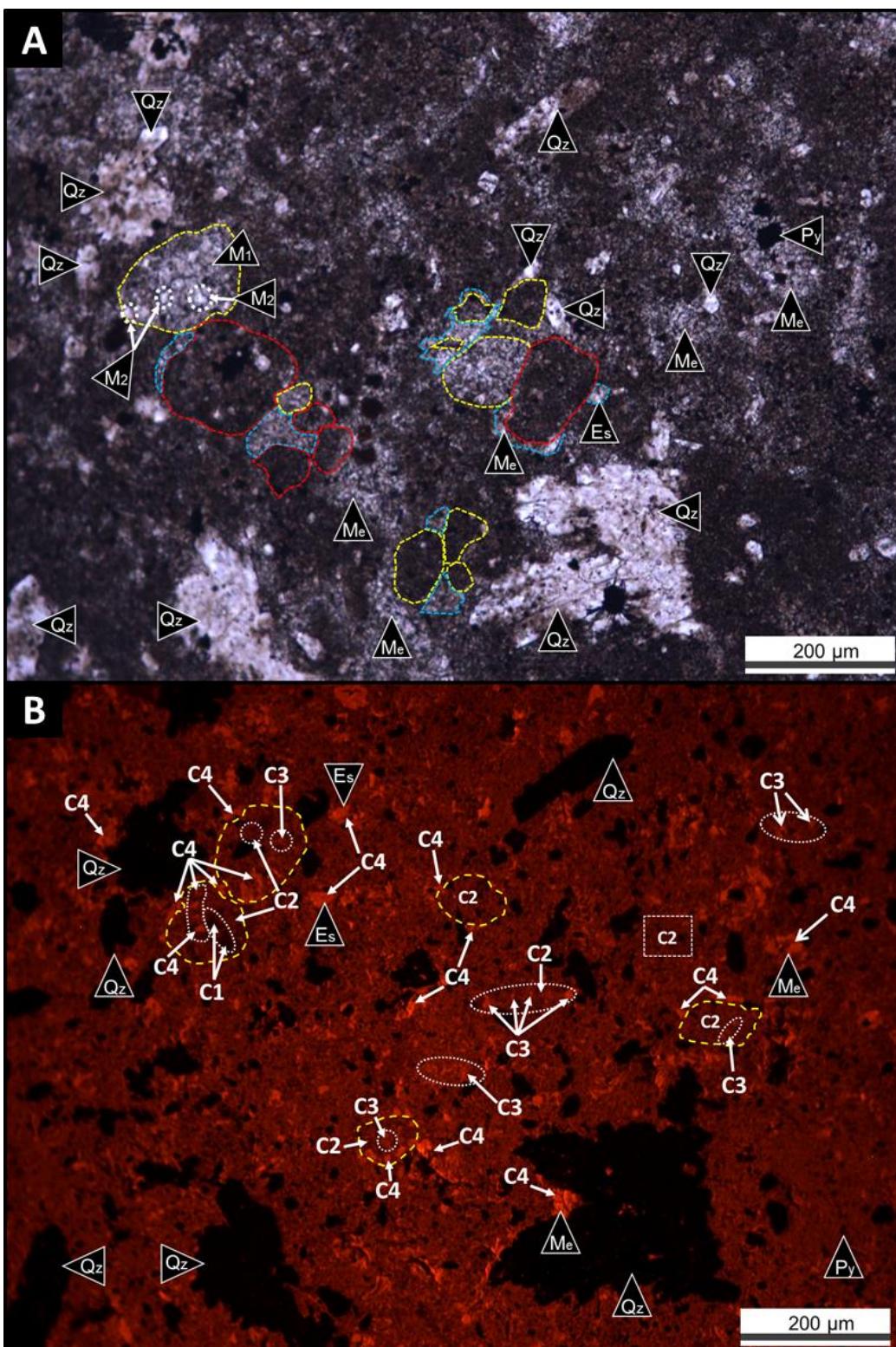


Figura 6.4.8: A) (X10) nícoles paralelos (CS1, Puerta Curaco). Los intraclastos castaño oscuros (línea roja), de composición arcillosa, contienen cristales y pequeños agregados de microesparita, mientras que los peloídes micríticos (línea amarilla) se encuentran parcial a totalmente recristalizados a microesparita xenotópica. Se aprecia microesparita (**Me**) xenotópica (línea celeste) bordeando las partículas no esqueléticas y en los intersticios entre las mismas. Los peloídes totalmente recristalizados tienen dos tipos de microesparita xenotópica: La primera, en mayor proporción, es castaña de aspecto sucio (**M1**) y la segunda es blanca de aspecto límpido (**M2**). **B)** (X10) Catodoluminiscencia. Los intraclastos y peloídes micríticos (líneas amarillas) presentan luminiscencias **C1** y **C2**. Presentan agregados y círstales de microesparita con luminiscencias **C3** en su interior y **C4** en el borde. La calcita **C4**, también se observa en el espacio interpartícula. La pseudomatríz tiene luminiscencia **C2** (ver cuadrado) y se encuentra en parte recristalizada a microesparita xenotópica **C3** (óvalos de líneas blancas). Cuarzo (**Qz**) y pirita (**Py**).

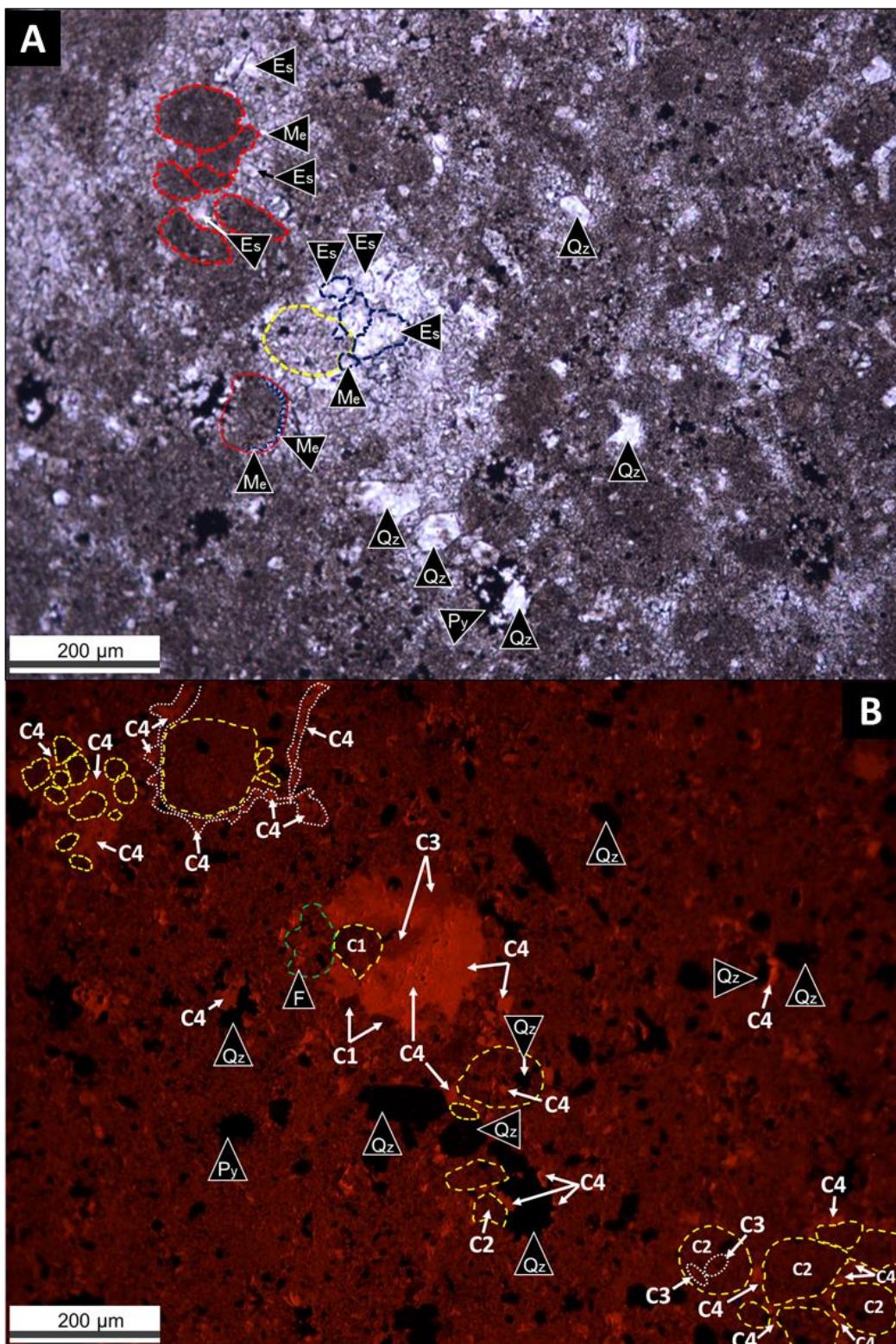


Figura 6.4.9: A) (X10) nícoles paralelos, concreción CS1, Puerta Curaco. El espacio interpartícula entre los intraclastos (línea roja) y peloides (línea amarilla) está ocupado por agregados de microesparita xenotópica (**Me**) y esparita (**Es**). Parches de **Me** y **Es** (hasta 60 μm , líneas azules), obliteran los distintos elementos texturales. El sector interno es castaño, y el externo blanco. B) (X10) Catodoluminiscencia. Los parches de **Me** y **Es**, se componen de calcita con luminiscencias **C3** y **C4**. Los peloides e intraclastos (línea amarilla) están rodeados por agregados de microesparita xenotópica (**C3** y **C4**). Los prismas de cuarzo (**Qz**) tienen en sus bordes agregados de microesparita (**C4**). **Py**: pirita; **F**: foraminífero.

La zona externa de la concreción del ejemplo de la figura 6.4.10 A se diferencia de la interna por tener mayor contenido de calcita (la zona es más blancuzca) y menor proporción de masas de pirita y agregados de cuarzo. En la Figura 6.4.10 B y C, puede verse que los sectores interno y externo tienen diferencias texturales. En la parte interna de la concreción (Figura 6.4.10 B, sector 1 de la Figura 6.4.10 A), los intraclastos presentan más distanciamiento entre sí por el mayor volumen de cemento calcítico (con cuarzo) intersticial.

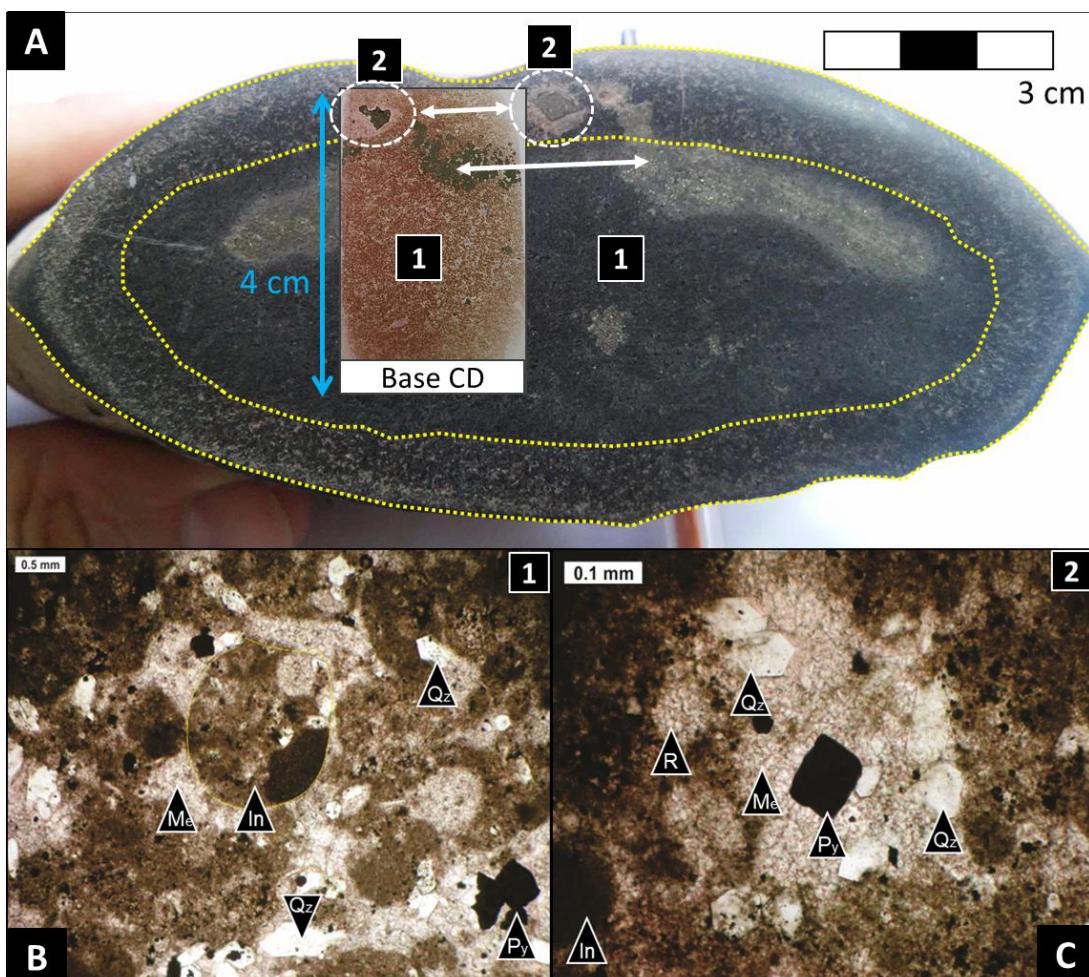


Figura 6.4.10. A) Concreción carbonática CS1 Niv 71 (Puerta Curaco) de forma elíptica con masas de pirita (Py). El anillo externo (línea amarilla) tiene mayor contenido de calcita. El corte delgado superpuesto a la imagen de la concreción, muestra las posiciones a las cuales corresponden las microfotos de la parte interna (Fig. 6.4.14 B, punto 1) y de la parte externa (Fig. 6.4.14 C, punto 2). Base del corte delgado: **Base CD**. **B)** (X10) nícoles paralelos. Microfoto de la zona central (1), donde el cemento microesparítico se dispone entre intraclastos de formas subcirculares. La textura es flotante y por sectores los contactos son tangenciales. **C)** (X20) nícoles paralelos. En la zona externa (2) puede apreciarse que la distribución de la microesparita es más penetrante destruyendo la textura original.

Los agregados de microesparita a esparita xenotópicas se disponen principalmente en el espacio interparticular resaltando las formas subcirculares de los intraclastos aunque también, se reconocen bioclastos circulares obstruidos por la calcita xenotópica. En la Figura 6.4.10 C (sector 2 externo, Fig. 6.4.14 A) puede apreciarse que la

distribución de la microesparita es más penetrante y oblitera partículas esqueletales, no esqueletales y pseudomatriz.

Se reconocen grandes masas irregulares de cuarzo autigénico (hasta del orden de 1000 μm) que disminuyen su tamaño hacia el borde (2), figura 6.4.11. En el sector interno y de transición predomina la luminiscencia C2 atribuible a los elementos texturales originales de la roca. La fase carbonática de luminescencia C4 es muy aislada y en ocasiones se observa entre intraclastos ocupando intersticios. En la zona externa de la transecta, hay mayor proporción de agregados de microesparita y esparita con luminiscencias C3 y C4. Son característicos los sectores con amplia recristalización a microesparita C3 y los cristales de esparita C4 ocupan espacios en los agregados C3.

6.4.2.4 Interpretaciones - Concreciones Puerta Curaco

Análisis Petrográfico y de Catodoluminiscencia

La presencia de cemento calcítico, masas irregulares, agregados y cristales prismáticos pseudo-hexagonales de cuarzo y de pirita ocluyeron los intersticios en una etapa temprana evitando la posterior deformación y achatamiento de intraclastos y peloides en las concreciones carbonáticas de Puerta Curaco. El cemento de esparita granular, idiotópica, blanca (II) de la diagénesis por soterramiento se generó por neomorfismo agradacional sobre los agregados de microesparita-esparita granular castaña idiotópica (I) de la diagénesis por soterramiento somero, siendo este último producto del neomorfismo agradacional sobre el cemento micrítico de la freática marina (eogenético). A su vez, la esparita idiotópica (tipos I y II) se encuentra casi completamente reemplazada por agregados de microesparita, pseudoesparita y esparita xenotópicas (tipo II) de origen neomórfico, de la diagénesis por soterramiento profundo.

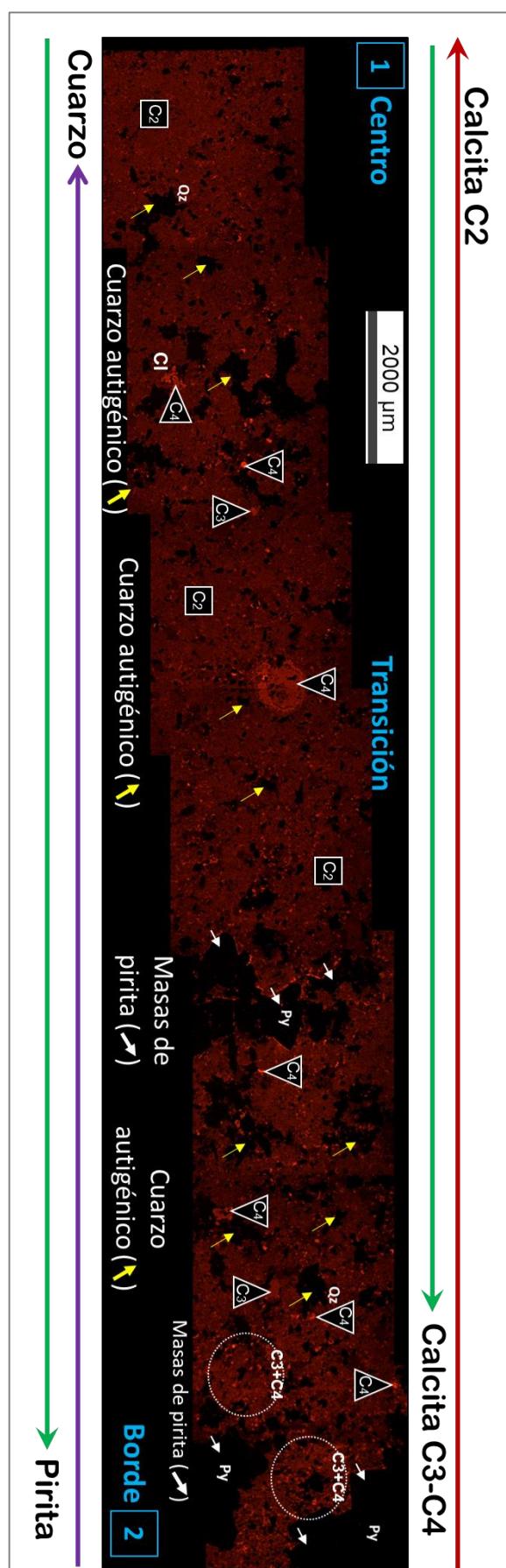


Figura 6.4.11: Transecta de imágenes de cátodoluminiscencia, desde el centro (1) hasta la zona externa (2) de la figura 6.4.14. Desde el sector **centro** (1) al borde (2) se reconocen las mismas luminiscencias **C2**, **C3** y **C4**, pero en distintas proporciones. En la zona **centro** (1) predomina la luminiscencia parda-rojiza (**C2**) atribuible a los componentes originales de la conciación (partículas no esqueléticas y pseudomatriz) y se observan luminiscencias **C3** y **C4** subordinadas, sobreimpuestas a la pseudomatriz y en intersticios (ver calcita **C4** de forma triangular como cemento interpartícula, **Ci**). Se observan amplias masas (de hasta 1000 μm) conformadas por prismas de cuarzo autigénico (**Qz**, línea amarilla) que disminuyen su tamaño hacia el sector externo. En el sector de **transición** también predomina la luminiscencia **C2** atribuible a los elementos texturales originales de la roca. Entre la zona de transición y el **borde** de la transecta (punto 2), se observan agregados de pirita subhedral a euhedral de gran tamaño que coinciden con las masas de pirita que se muestran en la Figura 6.4.14 A. Hacia el **borde**, los agregados de cuarzo autigénico son frecuentes, pero de menor tamaño que en el sector central. En la zona externa, hacia el **borde** (2), la pseudomatriz presenta luminiscencias **C2**, con amplios sectores recristalizados (**C3**), con esparita **C4** entre microesparita **C3**. La flecha roja púrpura señala hacia donde aumenta la calcita con luminiscencia **C2**, la verde hacia donde aumenta la calcita con luminiscencias **C3** y **C4** (topo de la figura) y pirita (**Py**, base de la figura). La línea violeta señala el sentido de aumento de la concentración del cuarzo autigénico.

La zona central y de transición (o intermedia) de las concreciones, se caracteriza por:

i) La existencia de intraclastos con formas subcirculares, en elipse y rectangulares; ii) una orientación aleatoria de aquellas partículas no esqueletales de forma rectangular o en elipse; iii) contactos tangenciales entre partículas, textura flotante por sectores con abundante cemento carbonático interpartícula con pirita (framboidal y cúbica); iv) agregados de cuarzo autigénico de gran desarrollo (hasta el orden de 1 mm) y v) disposición aleatoria de los interestratificados de arcillas observados en los espacios interpartícula, con poros entre las láminas de arcillas del orden de 20 μm (microporos).

Estas características indican que la porosidad primaria era elevada cuando tuvo lugar la cementación, en un estadio inicial pre-compactacional dentro de la eogenésis. Las texturas de cemento carbonático temprano interpartícula originales no están preservadas porque la calcita original (cemento micrítico) sufrió reemplazo neomórfico a microesparita y esparita xenotópicas.

En general los prismas de cuarzo o agregados prismáticos se encuentran en la parte central del espacio interpartícula, inmerso en el cemento carbonático (compuesto por microesparita y esparita), con presencia de arcillas, pirita framboidal y cúbica. Dentro del entorno de la eogenésis, en la primera etapa, se produjo la precipitación del carbonato temprano (con pirita framboidal) en intersticios y, posteriormente, a partir de la disolución de radiolarios, precipitó el cuarzo autigénico en la porosidad residual entre cristales de esparita junto con la pirita subhedral a euhedral (cúbica).

La pirita euhedral observada podría corresponder a condiciones de sobresaturación de iones Fe(II) y sulfuro de las aguas porales respecto a iones monosulfuros en etapas tempranas de la eogenésis (Wang y Morse, 1996). Según las relaciones de intersección entre los elementos texturales originales (por ejemplo, intraclastos y radiolarios) y la asociación de cemento calcítico, masas de cuarzo secundario con cristales de dolomita, pirita framboidal y cúbica, la asociación secundaria correspondería a un estadio diagenético temprano pre-compactacional.

En los sectores externos de las concreciones carbonáticas, se observa que la recristalización neomórfica obliteró la textura original grano sostén, dificultando el reconocimiento de partículas no esqueletales y esqueletales y pseudomatriz. Como no se reconoce textura flotante en los sectores externos, y la forma de las partículas no esqueletales es elipsoidal y lenticular, se interpreta que el volumen del cemento micrítico temprano habría sido menor que en la parte central. Este último fue completamente recristalizado a microesparita xenotópica.

Los intraclastos de composición principalmente arcillosa micrítica, tienen principalmente luminiscencia C1. En general, presentan cristales y pequeños agregados

de microesparita irregular (C3) en su interior producto del neomorfismo sobre la micrita original. Los peloídes por ser micríticos presentan mayor grado de recristalización neomórfica que los intraclastos, están parcial a totalmente recristalizados a microesparita xenotópica (C3). Una fase de microesparita y esparita blanca y límpida, de mayor luminiscencia (C4), se asocia principalmente a los bordes de las partículas no esqueletales y se dispone entre los mismos, en el espacio interpartícula. Se interpreta que esta fase tardía está vinculada a presión-disolución (proceso atribuible a la compactación química) y posterior precipitación en los espacios remanentes entre partículas no esqueletales.

Los cristales de esparita de gran desarrollo, presentan zonación que consiste en una zona interna castaña de aspecto más sucio con luminiscencia C3 y una zona externa, blanca y de aspecto límpido, con luminiscencia C4. El neomorfismo agradacional tuvo lugar a través de la disolución de algunos cristales y sobrecrecimiento sintaxial en otros (de acuerdo con Tucker y Wright, 1990) en un sistema diagéneticamente cerrado de la mesogénesis. Esta fase luminiscente (C4) se asocia a procesos de neomorfismo, dentro de la diagénesis por soterramiento profundo. Es posterior a la microesparita xenotópica de luminiscencia C3, también de origen neomórfico.

En la zona central y de transición, es mayor la proporción de calcita con luminiscencia C2 asociada principalmente a partículas no esqueletales, con respecto a la zona externa. Aunque si bien, la cantidad de intraclastos y peloídes, por unidad de área, aumenta del centro hacia el borde y, de forma contraria, disminuye el espacio interpartícula ocupado por cemento, la luminiscencia C2 decrece hacia el borde. Esto se debe a que es mayor el nivel de recristalización neomórfica a microcristales de calcita de luminiscencias intermedias a altas (C3 y C4) sobre las partículas no esqueletales y la pseudomatriz. El hecho de que en la zona central las partículas no esqueletales están más espaciadas, debido a que el volumen de cemento intersticial es mayor y el espacio interpartícula disminuye gradualmente hacia la zona externa, refleja una disminución en el grado de cementación temprana hacia la parte externa. Sumado a las características anteriores, dentro de la transecta de imágenes de cátodoluminiscencia, no se reconocen diferentes tipos de luminiscencias entre las zonas centro, de transición (o intermedia) y externa, pero si diferencias en las proporciones de las mismas. De esta manera, se puede asumir que el desarrollo de las concreciones fue por cementación temprana incompleta ya que si hubiera existido un gradiente composicional en el tiempo se debería confirmar la existencia de distintas luminiscencias entre las zonas descriptas.

El menor grado de cementación temprana hacia los bordes, permitió que el fluido diagénético a altas temperaturas en el sistema poral residual, promoviera el

neomorfismo y la cementación interparticular de fases de calcita luminiscentes (C3 y C4), muy probablemente en un sistema roca-fluido cerrado asociado a un estadio de diagénesis por soterramiento. Por lo tanto, se descarta que el crecimiento de las concreciones haya sido de tipo concéntrico, es decir, por cementación a partir de fluidos diagenéticos con cambios composicionales sistemáticos a través del tiempo.

En función de las características texturales de las concreciones carbonáticas y las relaciones estratigráficas entre éstas y las pelitas que la albergan (presentan compactación diferencial), puede determinarse que se formaron en etapas diagenéticas pre-compactacionales. Entonces, se interpretan como concreciones diagenéticas tempranas (de acuerdo a Marshall *et al.*, 2013) con una impronta de la diagénesis por soterramiento importante, debido a:

- 1) El grado de recristalización neomórfica es avanzado, por la uniformidad en el tamaño cristalino de calcita xenotópica (con un promedio de 15 μm , sin micrita y hasta tamaños esparita);
- 2) La textura original clasto-sostén, se encuentra en parte obliterada por la recristalización a microesparita xenotópica de los distintos elementos texturales;
- 3) La pseudoesparita y esparita de textura granular, castaña de aspecto sucio o terroso (tipo I) de la diagénesis por soterramiento somero (Munnecke, 1997; Flügel, 2004 y Caron, *et al.* 2009) ha sido casi completamente transformada a calcita tipo II por neomorfismo en la diagénesis por soterramiento profundo;
- 4) Son muy raros los vestigios del cemento micrítico marino (eogenético).

Los cristales prismáticos de sulfato son de gran tamaño (hasta 4 mm), engloban varias partículas no esqueletales y esqueletales y minerales autigénicos (agregados de cuarzo y pirita), presentan los bordes corroídos y se disponen preferentemente en la parte externa de las concreciones. El yeso se forma cuando el sulfuro de la pirita entra en contacto con el oxígeno del agua meteórica de la superficie (por ejemplo, agua de lluvia y napas superficiales) (Pirlet *et al.* 2009).

6.4.3 Concreciones carbonáticas - Chacay Melehue

6.4.3.1 Forma, dimensión y características macroscópicas

En el perfil sedimentológico de afloramiento de la localidad de Chacay Melehue, las concreciones carbonáticas estudiadas tienen forma de ovoide o elipsoide, con un eje máximo (horizontal) entre 50 a 80 cm (Fig. 6.4.12 A-B). Las mismas fueron muestreadas en la parte interna, intermedia y externa, para analizar los cambios petrográficos-texturales, de luminiscencias e impronta geoquímica entre los distintos sectores (isótopos estables de C-O, Capítulo 8), desde el centro a la periferia.

Se observa compactación diferencial en las pelitas que rodean las concreciones carbonáticas, que pueden presentar diaclasamiento (Fig. 6.4.12 A). En la figura 6.4.12 B, se muestran fracturas verticales y subverticales, con presencia de agregados de cristales de calcita con pátinas de óxidos de color rojo anaranjado.

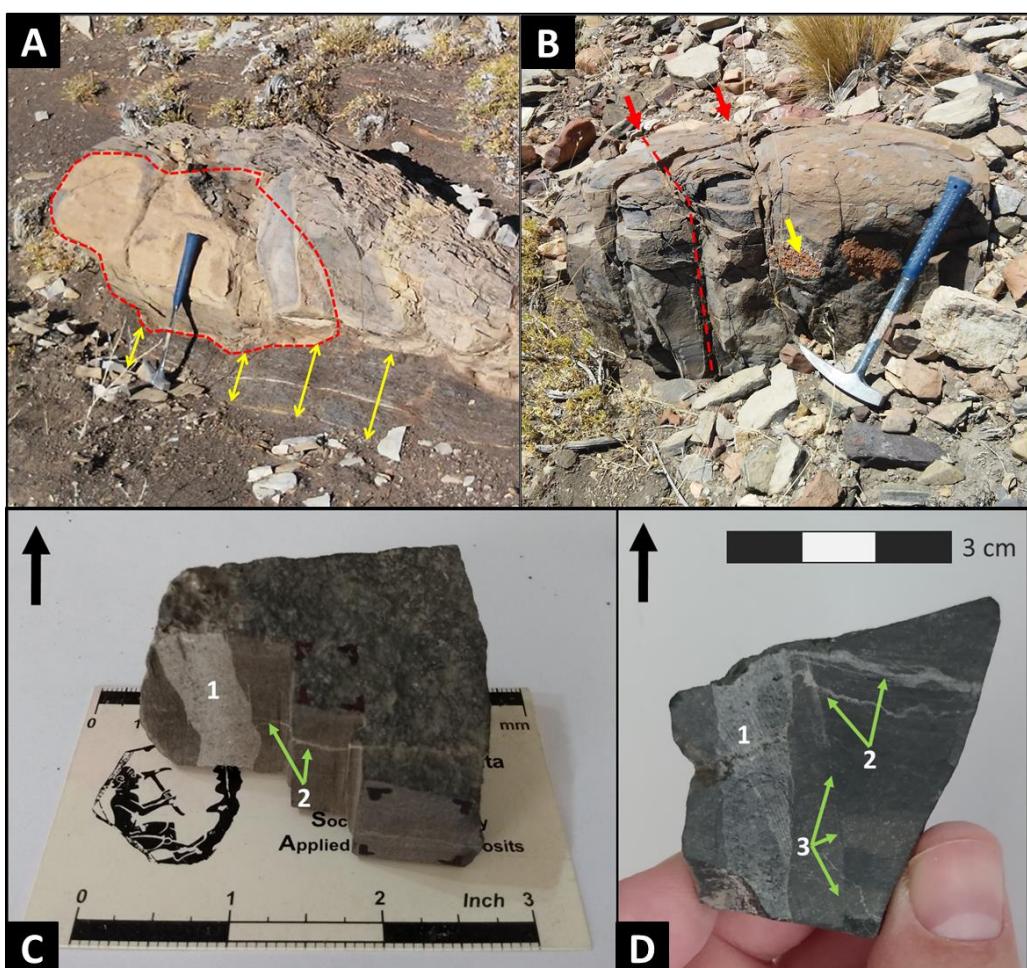


Figura 6.4.12: A) Concreción carbonática de forma elipsoidal (línea roja punteada), Chacay Melehue. Se observa distorsión de la laminación de las pelitas por debajo de la concreción y compactación diferencial de las mismas (flechas amarillas). B) Concreción carbonática de forma elipsoidal. Se observan diaclasas verticales (flecha y línea punteada rojas). La flecha amarilla señala pátinas de óxidos rojo anaranjados con agregados de cristales de calcita. B) Juego de fracturas subverticales y subhorizontales llenadas por calcita. Las muestras se encuentran orientadas (flecha negra), y se identifica con 1 a las fracturas subverticales y con 2 las horizontales. El número 3 (derecha) representa una microfractura sub-vertical, casi imperceptible en muestra de mano.

En muestras de mano, se reconocen fracturas subverticales y subhorizontales llenas de calcita (Fig. 6.4.12 C-D). Las fracturas verticales tienen un espesor que oscila entre 1.25 a 2 cm y las subhorizontales tienen un espesor entre 0.25 a 0.8 cm.

Dentro de las diaclasas verticales y subverticales se observan cristales espáticos de calcita con muy buen desarrollo de clivaje y límites netos con la concreción carbonática (Figs. 6.4.13 A-B-C). El hábito, relación con la caja, gran tamaño y desarrollo de estos últimos, permite diferenciar fácilmente esta calcita de aquella que se presenta en agregados granulares de cristales pequeños asociada con pátinas de óxidos. Se reconoce una asociación secundaria integrada por pátinas de óxidos rojizos y agregados finos de calcita (Figs. 6.4.13 B).

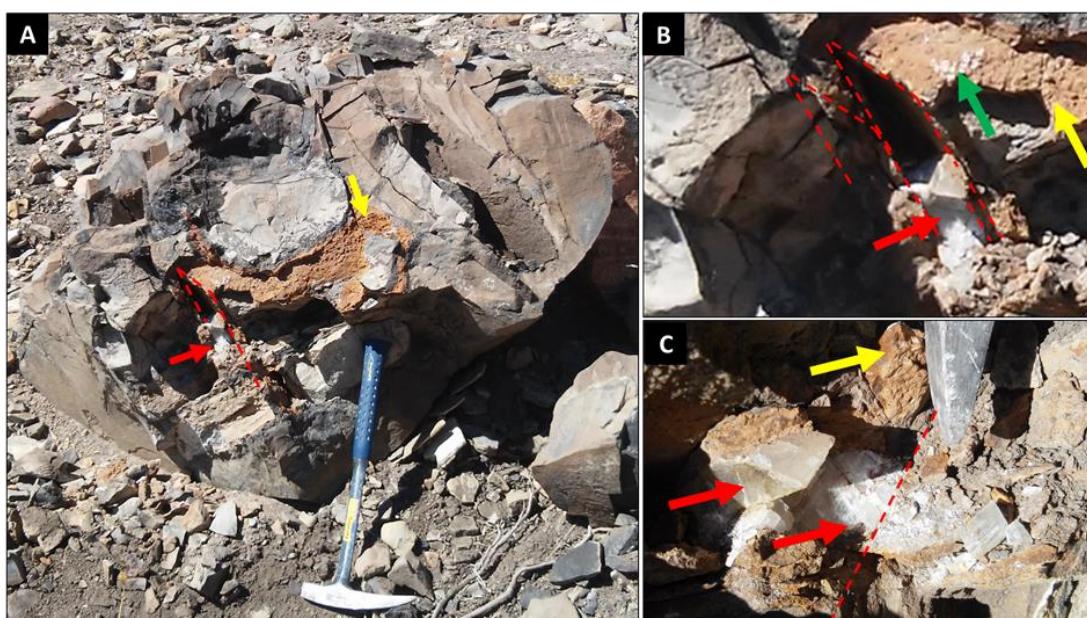


Figura 6.4.13: A) Concreción carbonática donde se observa un plano de diaclasa sub-vertical (línea punteada roja) rellena con calcita espática (flecha roja) y sectores con pátinas de óxidos (flecha amarilla). B) Detalle de la zona de diaclasa de A), que permite apreciar el contacto neto de la calcita espática (flecha roja) con los planos de diaclasa que la contienen (líneas punteadas rojas). Además, se señalan pátinas de óxidos (flecha amarilla) y agregados finos de calcita granular (flecha verde). C) Cristales de calcita espática de gran desarrollo con planos de clivaje (flecha roja) que rellenan la diaclasa sub-vertical (línea punteada roja). Pátinas de óxidos: flecha amarilla.

6.4.3.2 Análisis petrográfico-diagenético

Las concreciones carbonáticas se desarrollaron principalmente a partir de sedimentos carbonáticos ricos en peloides e intraclastos, con subordinada presencia de radiolarios. Las partículas no esqueletales son de composición carbonática y mixta (micrítica y micrítica-arcillosa, respectivamente), y los intraclastos presentan mayor cantidad de arcillas y opacos que los peloides. Es difícil estimar la cantidad de partículas no esqueletales porque una fracción de las mismas está completamente recristalizada a microesparita xenotópica. Los peloides, originalmente micríticos, son los más susceptibles a sufrir recristalización y los que más fácilmente se confunden con el

material ligante, también recristalizado. Las partículas esqueletales están integradas por una moderada proporción de radiolarios, escasos foraminíferos y aislados bivalvos.

Las concreciones carbonáticas (Fig. 6.4.14) presentan diferencias texturales entre la parte central, intermedia y externa.

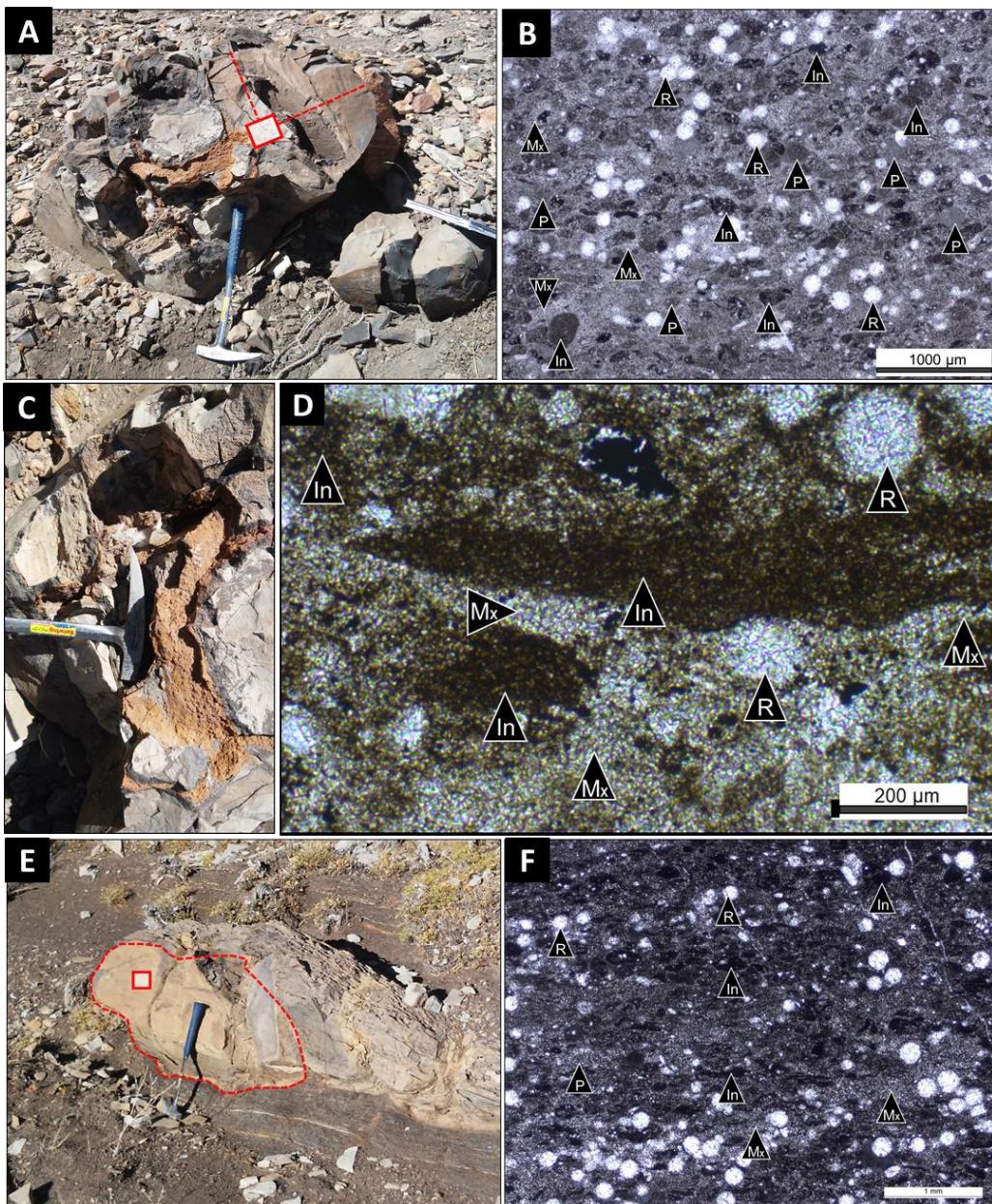


Figura 6.4.14: A) Ubicación de la muestra de B), zona centro. B) (X2.5) nicoles paralelos (Ch 24-4). Roca con microlaminación mal definida. Textura clasto sostén o flotante con obliteración parcial de la textura original por sectores. Formada principalmente por intraclastos de formas variables (subcirculares, rectangulares, en elipse y vermiciformes). Los contactos entre estos son predominantemente puntuales y los cóncavo-convexos están subordinados a los anteriores. C) Ubicación de la muestra D), zona externa D) (X20) nicoles paralelos (Ch 24-3). Microfábrica laminada y textura original clasto-sostén casi completamente obliterateda por agregados de microesparita xenotópica de distribución penetrante. Los intraclastos presentan mayormente formas lenticulares y en elipse. E) Ubicación de la muestra de F), zona intermedia. F) (X2.5) nicoles paralelos (Ch 24-2). Microlaminación mal definida. Textura clasto sostén y pseudo-textura “flotante” por sectores, producto de la recristalización de peloídes originalmente micríticos y parte de la pseudomatriz micrítica-arcillosa a agregados de microesparita xenotópica. Las partículas no esqueletales tienen formas lenticulares, en elipse y vermiciformes, con contactos mayormente cóncavo-convexos. In: intraclastos; R: radiolarios; Mx: agregados microesparita xenotópica, P: peloídes y Py: pirita.

La parte central (Fig. 6.4.14 B) se caracteriza por presentar textura clasto sostén y flotante y microlaminación mal definida. La zona externa (Fig. 6.4.14 D) presenta microlaminación bien definida con intraclastos lenticulares y mayor grado de recristalización que la anterior.

En la figura 6.4.15 A-B, la parte central se caracteriza por presentar textura clasto sostén y flotante. Los tipos de contactos que predominan son los tangenciales y partícula-cemento sobre los contactos rectos y cóncavo-convexos (Fig. 6.4.15 A). La microlaminación está mal definida ya que, en general, los peloides son subcirculares o rectangulares, presentan muy poco aplastamiento y están parcialmente orientados (Fig. 6.4.15 A y B). Los intraclastos son de variada forma, por ejemplo, subcirculares, rectangulares, en elipse y vermiformes. La falta de orientación de las partículas no esqueletales y esqueletales (radiolarios nasselláridos y foraminíferos), originan una pobre laminación de la roca.

La recristalización parcial a total de la pseudomatriz y partículas no esqueletales originalmente micríticas o micrítica-arcillosas, por sectores o niveles (que generalmente coinciden con zonas de concentración de radiolarios), enmascara la textura original grano sostén, generando una textura flotante. En la figura 6.4.15 B, se señalan peloides con distintos grados de recristalización, algunos de ellos totalmente recristalizados a microesparita xenotópica de tamaño cristalino promedio de 10 μm , que se confunden fácilmente con el material ligante de similar tamaño de cristal.

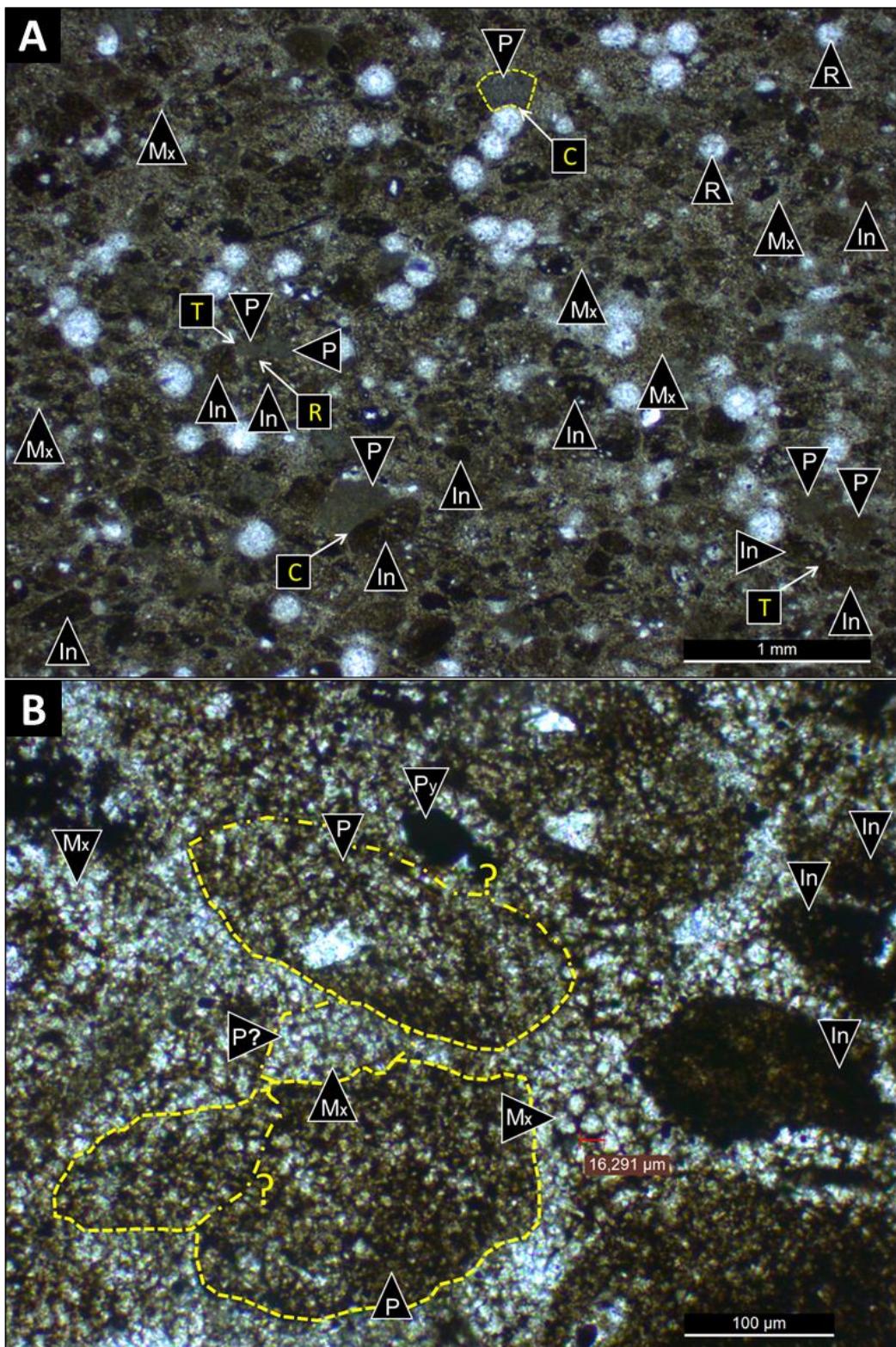


Figura 6.4.15: Sector centro de concreción. **A)** (X2.5) nicoles paralelos, Ch 24-4. La microlaminación está mal definida y la textura es clasto sostén y flotante por sectores. Las partículas no esqueletales tienen formas subcirculares, rectangulares y en elipse. Los contactos son principalmente tangenciales (**T**, amarillo) y partícula-cemento, con subordinados rectos (**R**, amarillo) y cóncavo-convexos (**C**, amarillo). **B)** (X20) nicoles paralelos, Ch 24-4. La recristalización parcial a total de la pseudomatríz y peloides micríticos (línea punteada amarilla, **P**) genera una textura flotante y dificulta el reconocimiento de los mismos (línea punteada amarilla con signo de pregunta (?)). Intraclastos (**In**) y peloides (**P**), radiolarios (**R**), microesparita xenotópica (**Mx**, tamaño máximo: 16.3 µm) y pirita (**Py**).

En la figura 6.4.16 puede observarse textura flotante. Sin embargo, por sectores la recristalización a microesparita xenotópica de peloides y partículas no esqueletales finas de la pseudomatriz produce el enmascaramiento de los distintos elementos texturales de la roca. En la figura 6.4.16 se observa que en las zonas de contacto partícula-cemento, las partículas no esqueletales tienen un espaciamiento uniforme entre sí y que los intersticios están llenos con agregados de microesparita xenotópica de tamaño uniforme (tamaño cristalino promedio 13 μm). Esta distancia interparticular “constante”, permite confirmar que el espacio entre partículas no esqueletales está lleno con cemento microesparítico xenotópico y no con pequeños peloides micríticos o bioclastos recristalizados.

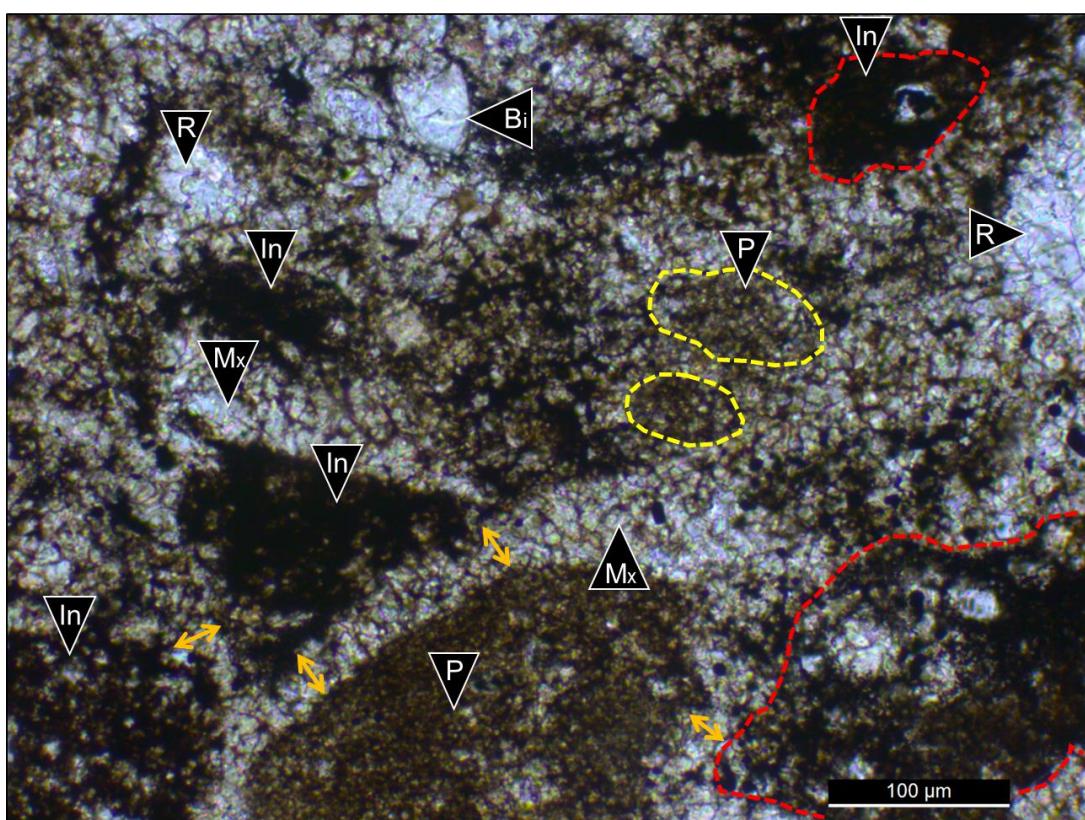


Figura 6.4.16: A) (X20) nícolas paralelos, Ch 24-3. Sector centro de concreción con textura flotante, conformada por partículas no esqueletales rodeadas de cemento microesparítico. En esta muestra se observa la textura flotante porque los agregados de microesparita xenotópica (flechas bidireccionales naranjas) se disponen entre las partículas no esqueletales. Intraclastos (**In**) y peloides (**P**), radiolarios (**R**), agregados de microesparita xenotópica (**Mx**) y bioclasto indiferenciado (**Bi**).

El sector intermedio (Fig. 6.4.17) se caracteriza por presentar textura clasto sostén y muy subordinada textura flotante por sectores, mientras que la microlaminación está mal definida por orientación parcial de intraclastos negros. Nuevamente, el elevado grado de recristalización de los distintos tipos texturales (radiolarios, peloides micríticos y pseudomatriz) a microesparita xenotópica le confiere a la roca una pseudotextura

flotante. Por la homogeneidad del tamaño cristalino de la microesparita xenotópica, que afecta a las partículas y pseudomatriz y oblitera parcialmente a la textura original, resulta muy difícil diferenciar los peloides originalmente micríticos. Algunos de ellos, se reconocen solamente por la presencia de óxidos en sus bordes y una muy leve diferencia entre el tamaño cristalino de la microcalcita en los mismos y la de los agregados interpartícula.

Los tipos de contactos que predominan, en los sectores con menor nivel de recristalización de los sectores intermedios, son los cóncavo-convexos y rectos sobre los tangenciales y partícula-cemento (Fig. 6.4.17 A).

Los intraclastos negros están compuestos por arcillas, opacos y posible materia orgánica y, a diferencia de los peloides, tienen muy baja o nula recristalización a microesparita xenotópica. En la figura 6.4.17 B puede verse que los intraclastos tienen leve recristalización, mientras que, los peloides están completamente recristalizados (líneas punteadas amarillas) a microesparita xenotópica, al igual que la pseudomatriz. La distribución del tamaño cristalino de la microesparita xenotópica es relativamente uniforme, con un promedio cercano a los 12 μm y valores máximos del orden de 25 μm (Fig. 6.4.17 B).

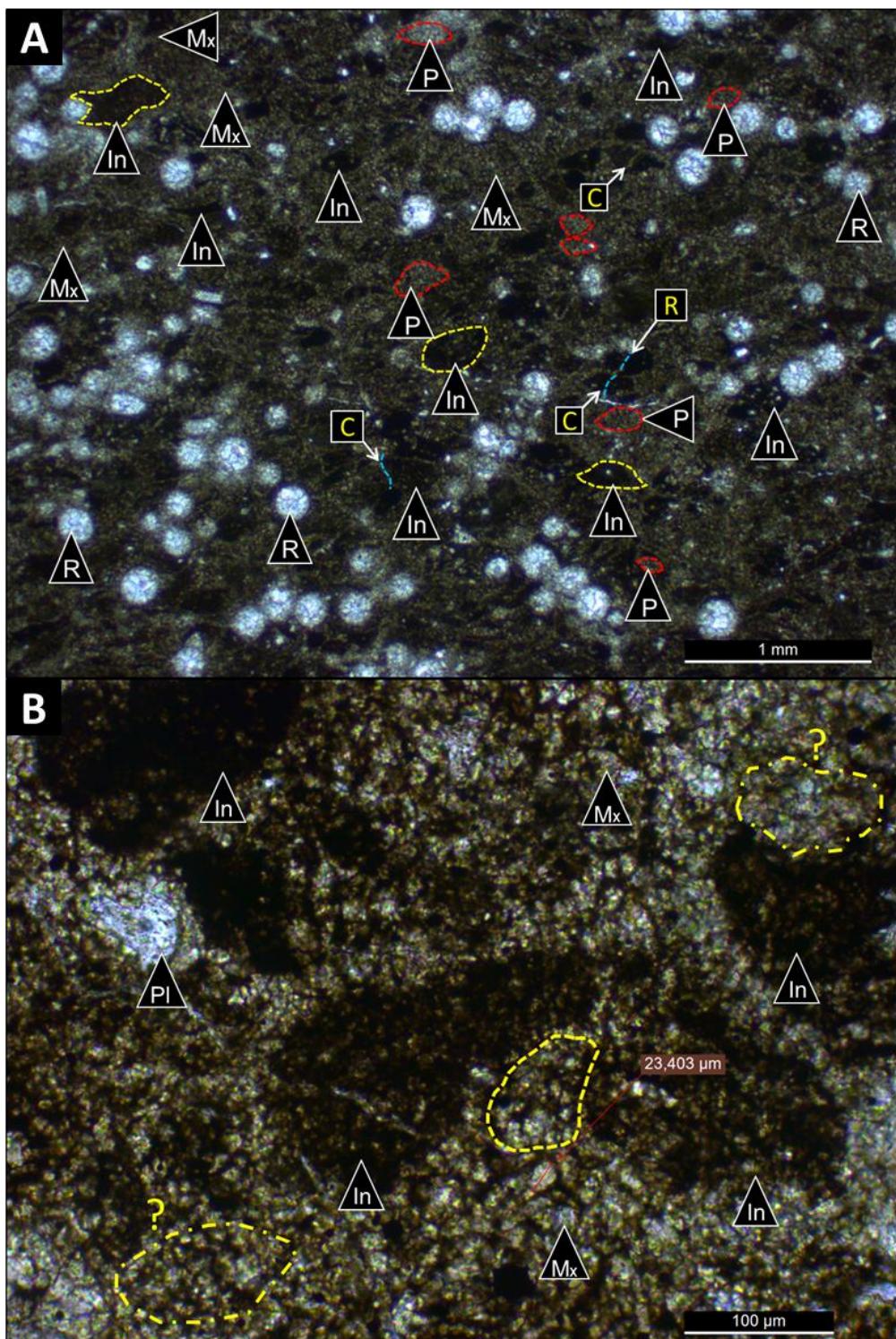


Figura 6.4.17: A) (X2.5) nicoles paralelos. Sector intermedio de concreción intraclastica-radiolarítica (Ch 24-1). La microlaminación está mal definida. El elevado grado de recristalización de los distintos tipos texturales (radiolarios, peloídes micríticos, y pseudomatriz) a microesparita xenotópica, oblitera parcial a totalmente su textura original clasto sostén. Los intraclastos son irregulares, en elipse y subcirculares. También tienen formas blocosas y en “esquirlas” con bordes angulosos. Los contactos principales son los cóncavo-convexos (**C**) y rectos (**R**). **B)** (X20) nicoles paralelos (Ch 24-1). Se observan intraclastos y posibles peloídes con formas subcirculares, rectangulares y en elipse. Se reconoce total recristalización a microesparita xenotópica del material ligante y de peloídes originalmente micríticos (línea punteada amarilla y signo de interrogación). El mayor tamaño de cristal es de 23.4 µm. Intraclastos (**In**) y peloídes (**P**), radiolarios (**R**), agregados de microesparita xenotópica (**Mx**) y plagioclasa (**PI**).

La parte externa (Fig. 6.4.18) se caracteriza por presentar textura grano sostén y microlaminación bien definida por orientación de partículas no esqueletales. Los tipos de contactos que predominan son los cóncavo-convexos (Fig. 6.4.18 A) sobre los tangenciales, rectos y suturados. Dentro del sector externo, se diferencian intraclastos de formas lenticulares, vermiformes, irregulares achatados de bordes sinuosos, blocos con bordes angulosos (estos últimos prácticamente sin deformación). Los intraclastos negros de formas lenticulares y vermiformes, que están concentrados y amalgamados con contactos cóncavo-convexos entre sí, dan lugar a niveles intraclásticos (Fig. 6.4.18 A). Los peloídes micríticos presentan principalmente formas fusiformes, en elipse levemente achatadas y, en menor medida, formas subcirculares.

El alto nivel de recristalización de los distintos componentes carbonáticos y mixtos a microesparita xenotópica (principalmente, peloídes originalmente micríticos y pseudomatriz micrítica), oblitera en parte la textura original de la roca, generando una pseudo-textura “flotante”. Es frecuente que, los peloídes junto con la pseudomatriz y los radiolarios queden “enmascarados” porque estos presentan recristalización a microesparita de bordes irregulares o sinuosos.

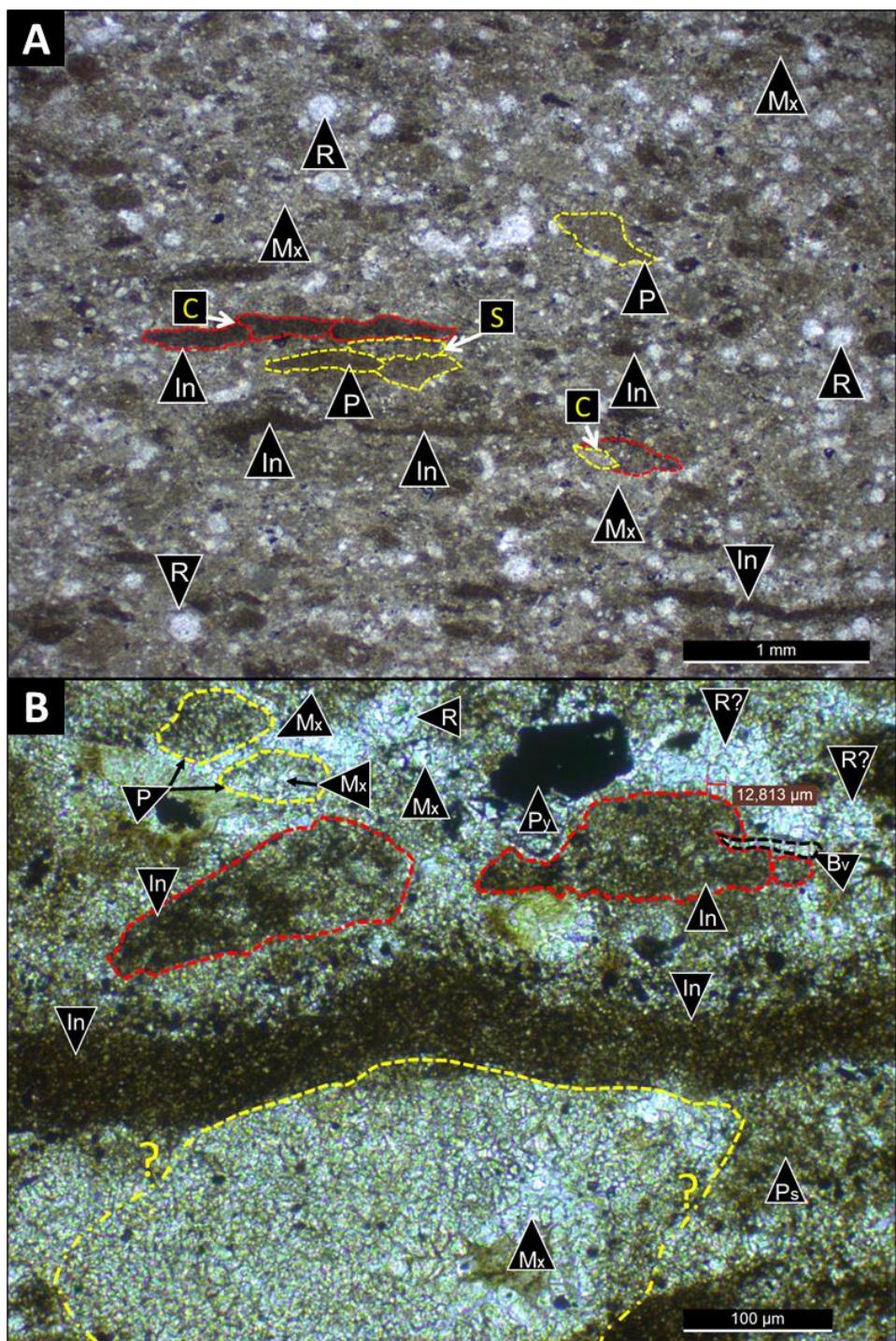


Figura 6.4.18: A) (X2.5) nicoles paralelos. Sector externo de concreción carbonática (Ch 16B). Microfábrica con buen desarrollo de laminación por orientación de partículas no esqueléticas elongadas. La textura general es clasto sostén aunque en parte está obliterada por el elevado grado de recristalización a microesparita xenotópica de los distintos elementos texturales (partículas no esqueléticas, esqueléticas y material ligante). Es muy común que los intraclastos (**In**) y peloídes (**P**), presenten formas lenticulares achatadas. Los contactos cóncavo-convexos son los principales y a diferencia de las restantes zonas, se identifican aislados suturados. **B)** (X20) nicoles paralelos (Ch 16B). En el sector inferior, se observa un peloíde de gran tamaño (cerca de los 700 μm), con variación transicional de tamaño cristalino de micrita a microesparita xenotópica (tamaño máximo aproximado ~15 μm). Los peloídes (línea amarilla) quedan enmascarados, al igual que algunos radiolarios (**R?**), ya que están recristalizados al mismo tamaño cristalino de los agregados de microesparita xenotópica del espacio interpartícula. intraclastos (**In**) y peloídes (**P**), radiolarios (**R** y **R?**), agregados de microesparita xenotópica (**Mx**), pseudomatriz (**Ps**), bivalvo (**Bv**).

Indiferentemente del sector de la concreción que se analice, los radiolarios frecuentemente presentan esparita de color blanco a blanco castaño, ecuante e idiotópica y microesparita xenotópica en los bordes (Fig. 6.4.19). El reemplazo y recristalización carbonática en radiolarios consiste en una combinación de microcristales de esparita idiotópica ecuentes o prismáticos blancos de aspecto límipido (parte interna e intermedia), de esparita idiotópica castaña de aspecto sucio en el núcleo y microesparita xenotópica en los bordes. Generalmente, la esparita idiotópica, blanca y gruesa es más importante en volumen. En el sector externo, es más característico que los radiolarios estén completamente recristalizados a microesparita xenotópica.

Frecuentemente, los bivalvos y foraminíferos se encuentran llenos por esparita ecuante drusoide, blanca y de gran desarrollo, aislados cristales de esparita ecuante castaños más oscuros (de aspecto más sucio) y pirita framboidal.

Los planos de disolución (*seams*) se reconocen en las muestras de la zona intermedia y exterior. Se diferencian de los intraclastos negros lenticulares o vermiformes de composición arcillosa con opacos porque presentan mayor sinuosidad, extensión (los pequeños planos de disolución tienen forma sigmoidal) y el relleno residual está compuesto por arcillas, opacos, bitumen y posible materia orgánica (Fig. 6.4.19). Es común observar que las fracturas discordantes atraviesan a los planos de disolución.

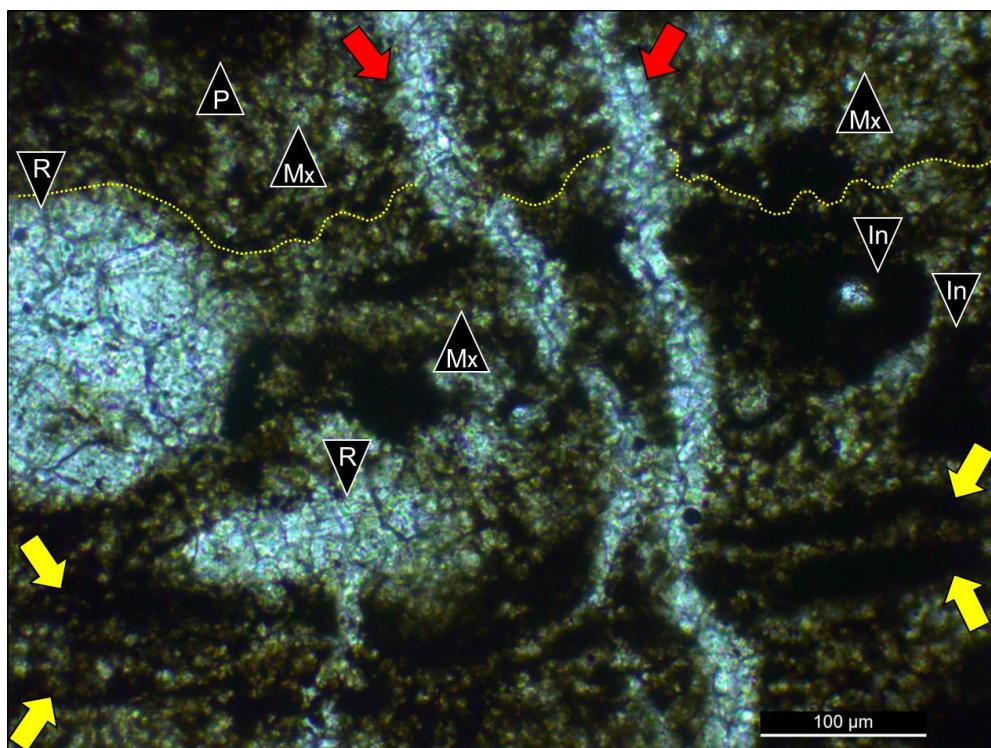


Figura 6.4.19. (X20) nicoles paralelos (Ch 13B). Los *seams* (línea punteada amarilla y flechas sólidas amarillas) están llenos por opacos y posible materia orgánica. Están atravesados por microfracturas llenas de microesparita granular (flechas rojas). El radiolario espumellárido de la izquierda (R), tiene esparita ecuante idiotópica en el centro y en los bordes de microesparita xenotópica. Las convexidades de los *seams* coinciden con las partes duras. **In:** intraclastos, **P:** peloides, **Mx:** pseudomatríz recristalizada a microesparita xenotópica.

Respecto al material ligante o interpartícula, para los distintos sectores de las concreciones analizadas, consiste principalmente en agregados de microesparita xenotópica con distribución del tamaño promedio cristalino algo variable, si se toman en cuenta distintas concreciones y sectores dentro de las mismas (de 7 μm a 25 μm , aproximadamente). En los intersticios también se reconocen otros minerales autigénicos como cuarzo, pirita framoidal y cúbica. En la zona central, donde la textura es flotante y el espaciamiento entre partículas no esqueletales es mayor, los intersticios están llenos por microesparita granular xenotópica con valores promedios de tamaño cristalino de 16 μm . En los sectores externos, con textura clasto-sostén, donde los intraclastos y peloídes están amalgamados y achatados, el promedio del tamaño cristalino de los agregados de microesparita xenotópica es de 7 μm . En esta zona, cuando la pseudomatríz presenta menor recristalización a microesparita xenotópica, se discriminan peloídes muy finos (7-10 μm) de composición micrítica-arcillosa.

6.4.3.3 Catodoluminiscencia

En las microfacies de concreciones peloidales-intraclásticas y radiolaríticas de esta localidad, se identificaron cinco luminiscencias asociadas a carbonatos ($Co < C1 < C2 < C3 < C4$). Co: pardo negruzca; C1: parda; C2: pardo rojiza; C3: roja anaranjada, C4: naranja y C4': naranja brillante. El cuarzo autigénico y la pirita no tienen luminiscencia.

Los intraclastos y peloides con bajo nivel de recristalización, presentan luminiscencias bajas C1 y C2 respectivamente. En general, las partículas no esqueletales presentan C3 cuando están recristalizadas a agregados de microesparita xenotópica y, en el caso que contengan parches de cemento calcítico, tienen luminiscencia C3 y C4. Los intraclastos son arcilloso-micríticos y por lo que en general, mantienen su luminiscencia original (C1), figuras 6.4.20, 6.4.21 y 6.4.22. Los peloides suelen estar totalmente recristalizados a microesparita xenotópica (C3) que dificulta su identificación (Figs. 6.4.20 y 6.4.22). Se reconocen distintas luminiscencias asociadas a radiolarios. Existen aquellos que están enteramente compuestos por microesparita xenotópica de aspecto sucio (Figs. 6.4.20 A y 6.4.22 A) de luminiscencia roja anaranjada C3 (Figs. 6.4.20 B y 6.4.22 B) que también son difíciles de discriminar de la pseudomatriz. Otra fracción de radiolarios, está integrada por microesparita-esparita idiotópica blanquecina de luminiscencia roja anaranjada (C3), de aspecto límpido y por parches de microesparita-esparita castaña de aspecto sucio con luminiscencia naranja y naranja brillante C4 (Figs. 6.4.20 A-B, 6.4.21 A-B y 6.4.22 A-B-C-D).

Los foraminíferos (*Epistomina*) están llenos por microesparita y esparita idiotópica de color blanco castaño de aspecto límpido (C2) con aislada pirita framboidal y subordinada microesparita castaña de aspecto sucio de luminiscencia naranja C4 (Fig. 6.4.22 C-D), que cementan las cámaras.

La pseudomatriz, puede tener luminiscencia predominante roja anaranjada (C3) o pardo rojiza (C2). La luminiscencia C3 corresponde a los sectores con recristalización a agregados de microesparita xenotópica (Figs. 6.4.20 A-B, 6.4.21 A-B, 6.4.22 A-B-C-D). Los sectores de pseudomatriz de composición micrítica-arcillosa (sin recristalización), preservan su luminiscencia original pardo rojiza (C2) o parda (C1) (Figs. 6.4.20 B, 6.21 B y 6.4.22 B-D).

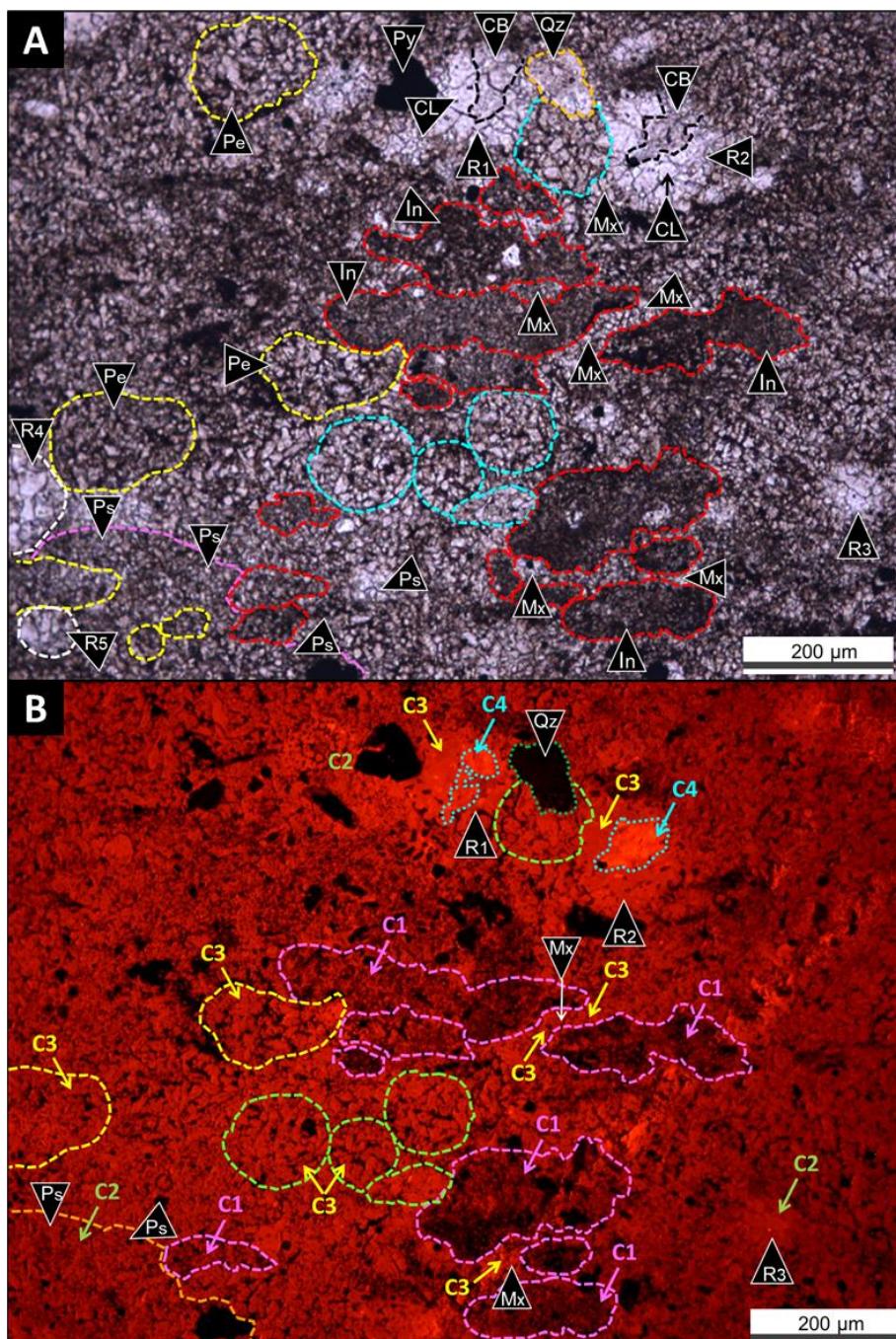


Figura 6.4.20. A) (X10) nícolos paralelos, concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-4-9). Los intraclastos tienen formas irregulares de bordes sinuosos y lenticulares (**In**, línea roja). Se observan dos tipos de radiolarios: 1) aquellos recristalizados a microesparita xenotópica (línea punteada turquesa) y 2) aquellos compuestos por esparita idiotópica blanca (**R1** a **R5**), de aspecto límpido (**CL**) con parches de carbonato castaño de aspecto sucio (**CB**, línea negra). **Mx**: Pseudomatríz con recristalización a agregados de microesparita xenotópica, peloides recristalizados (**Pe**, línea amarilla) de formas subcirculares y en elipse. **Ps** (línea rosa): pseudomatríz de baja recristalización. **Qz**: Cuarzo autigénico (línea naranja). **B)** (X10) Catodoluminiscencia (Ch 24-4-9). Los radiolarios completamente reemplazados a microesparita xenotópica (línea verde) presentan luminiscencia **C3**. Los radiolarios **R1** y **R2** presentan luminiscencia **C3** (microcalcita xenotópica) con parches de carbonato sucio luminiscentes (**C4**). El radiolario **R3** tiene sólo luminiscencia **C2**. Los intraclastos (línea fucsia) presentan luminiscencia **C1** y los peloides (línea amarilla) tienen luminiscencia **C3**. La pseudomatríz (línea naranja, **Ps**) tiene luminiscencia **C2** y en sectores con mayor recristalización (**Mx**) tiene **C3**. **Qz**: cuarzo (línea verde punteada), sin luminiscencia.

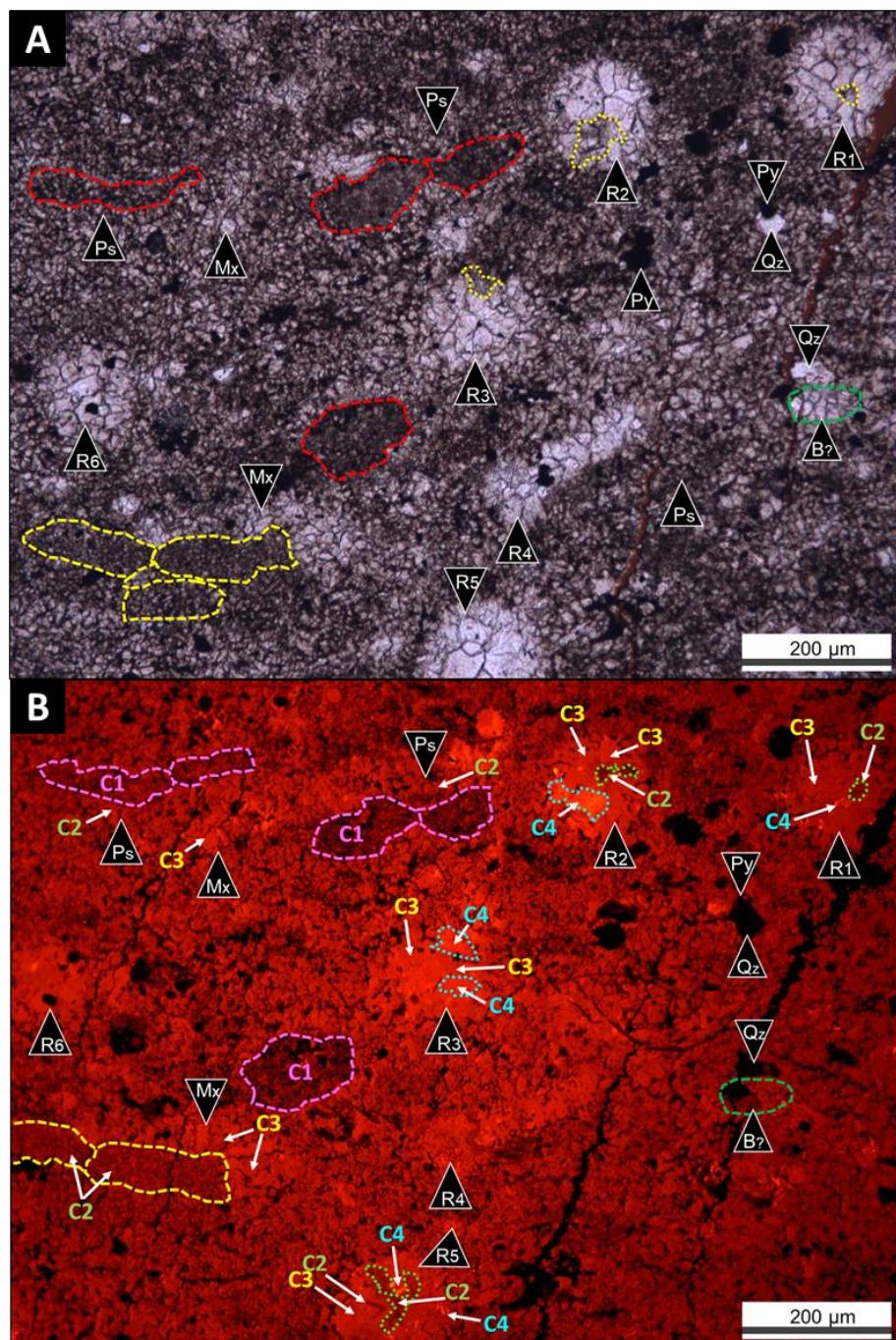


Figura 6.4.21: A) (X10) nícolas paralelos. Concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-4-13). Los intraclastos (línea roja) presentan formas lenticulares, rectangulares de bordes sinuosos y en ellipse. Los peloídes micríticos (línea amarilla), de formas rectangulares, tienen más bajo grado de recristalización respecto a la pseudomatríz recristalizada a microesparita xenotópica (Mx). Ps: sectores de pseudomatríz con menor grado de recristalización. Los radiolarios están integrados por esparita idiotópica blanca (R1 a R6) de aspecto límpido con parches de calcita castaña de aspecto sucio (línea punteada amarilla) y aislada pirita. Qz: Cuarzo autigénico, Py: pirita y B?: bioclasto. **B)** (X10) Catodoluminiscencia (Ch 24-4-13). Los peloídes micríticos (línea amarilla) presentan luminiscencia C2 y los intraclastos (línea fucsia), C1. Los radiolarios R1 a R6 presentan luminiscencias C3 ó C3 y C2 con microesparita o esparita de luminiscencia intensa C4 (carbonato sucio). En el radiolario R5 pueden observarse cristales de esparita prismáticos con bandeoamiento de luminiscencias C3-C2. La pseudomatríz (Ps) tiene luminiscencia C2 y en sectores con mayor recristalización (Mx) tiene C3. Qz: cuarzo y Py: pirita.

Existen radiolarios con baja luminiscencia que tienen una relación de fases de calcita distinta a la descripta, integrada por luminiscencias Co, C2 y C4 (figura 6.4.22 B).

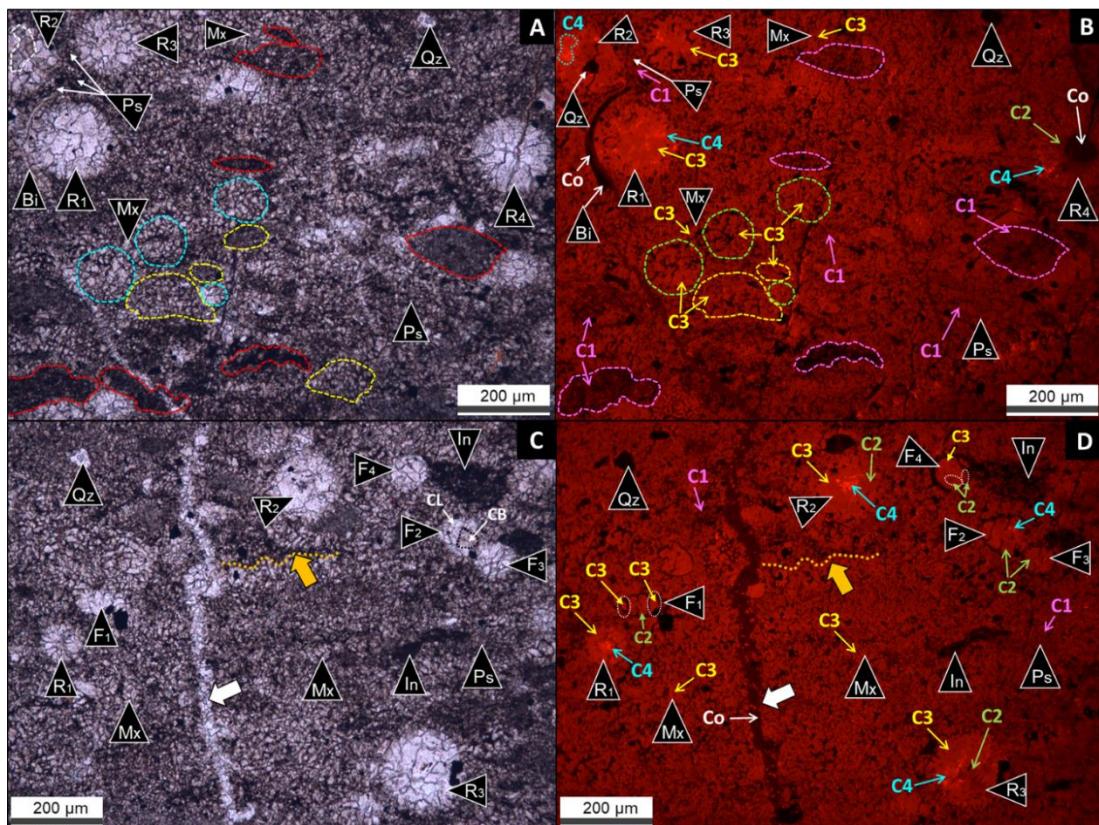


Figura 6.4.22: A y C (X10) nicoles paralelos, concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-4-17 y 24-4-20). Los intraclastos presentan formas vermiciformes e irregulares de bordes sinuosos, lenticulares y en ellipse con línea roja en A) e In en C). Los peloídes tienen formas subcirculares y en ellipse (línea amarilla). Se observan dos tipos de radiolarios: 1) aquellos completamente reemplazados a microesparita xenotópica (línea punteada turquesa en A) y R1 en C)) y 2) los que están compuestos por esparita idiotópica blanca castaña (R1 a R4 en A) y R2, R3 en C), de aspecto límpido con o sin parches de carbonato castaño de aspecto sucio (por ejemplo, R2 con línea blanca punteada en A). En C) los foraminíferos (*Epistomina*) están llenos por microesparita y esparita idiotópica de color blanco castaño, aspecto límpido (CL en F2) con subordinada microesparita castaña de aspecto sucio (CB, línea negra punteada en F2). En A) y C), la pseudomatriz (Ps), presenta alto grado de recristalización a agregados de microesparita xenotópica (Mx) al igual que los peloídes. Microfractura (flecha blanca) y seam de disolución (flecha y línea sinuosa en naranja). Qz: Cuarzo autigénico y Bi: bivalvo. **B y D** (X10) Catodoluminiscencia (Ch 24-4-17 y 24-4-20). Los peloídes micríticos recristalizados a microesparita xenotópica (línea amarilla) presentan luminiscencia C3 y los intraclastos (con línea fucsia en B) e In en D) presentan luminiscencia C1. En B), los radiolarios R1 y R3 presentan principalmente luminiscencia C3 con pequeños cristales de microesparita (C4) que ocupan los espacios intercristalinos de la anterior. El radiolario R2, tiene luminiscencia C2 y C3 con un parche de calcita muy luminiscente C4 y cuarzo diagenético en su núcleo. El radiolario R4, tiene en su centro calcita de luminiscencia pardo negruzca (Co) y en el sector medio y externo se compone de esparita prismática (C2) con microesparita de luminiscencia C4 entre los cristales de esparita. Los bivalvos (Bi) tienen poca respuesta, representada por luminiscencia pardo negruzca (Co). En D) Los radiolarios R1 y R2 presentan principalmente luminiscencia C3 con subordinada calcita de morfología irregular, opaca, de aspecto sucio e intensa luminiscencia C4 y calcita con luminiscencia baja a intermedia C2. El radiolario R3 presenta luminiscencia C3 y C2 en proporciones similares, con parche de calcita de luminiscencia intensa C4. Respecto a los foraminíferos (F1, F2, F3, F4), el relleno de calcita idiotópica blanca-castaña, de aspecto límpido (CL en F2, Fig. C), tiene luminiscencias C2 ó C3 (Fig. D) mientras que, el carbonato de aspecto sucio (CB en F2, Fig. C) tiene luminiscencia C4 (Fig. D). Tanto en B y D), la pseudomatriz (Ps) tiene luminiscencia C1 a C2 y, en sectores con mayor recristalización (Mx), tiene C3. Qz: cuarzo y Py: pirita. **D**) microfractura vertical: flecha sólida blanca y plano de disolución (línea punteada y flecha sólida naranja). Luminiscencia pardo negruzca (Co).

En las próximas figuras se comparan las diferencias petrográficas-texturales y de luminiscencia entre microfacies de concreciones carbonáticas en su parte central. Dichas diferencias han sido observadas en concreciones peloidales-intraclásticas con fracturas discordantes verticales muy delgadas de alta ocurrencia, del orden de 10 µm (nano a microfracturas, Abd Karim *et al.* (2023) y poco espaciamiento entre sí, e intraclásticas-radiolaríticas con fracturas discordantes a la laminación, cercanas al centímetro (megafracturas, Abd Karim *et al.* (2023). En la figura 6.4.23 A puede apreciarse una concreción carbonática peloidal-intraclástica sin fracturas y en la figura 6.4.23 B una concreción carbonática intraclástica-radiolarítica con fracturas verticales visibles en afloramiento.

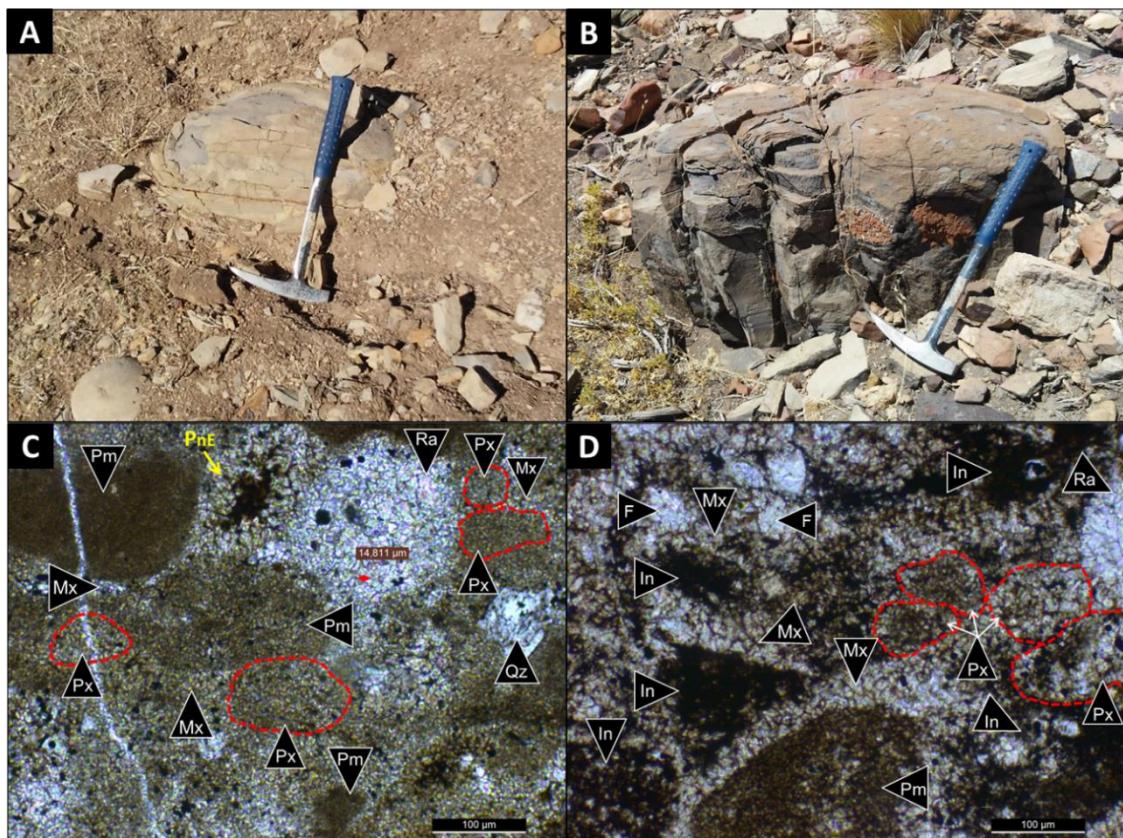


Figura 6.4.23: A-B) Concreción carbonática peloidal-intraclástica, sin fracturas e intraclástica-radiolarítica con fracturas verticales visibles en afloramiento. **C)** (X20) nícolas paralelos. Concreción peloidal-intraclástica (Ch 13A) con nano a microfracturas, que se corresponde con la zona interna de la concreción de A). Presenta textura general clasto-sostén y flotante. Los contactos principales son los tangenciales y cóncavo-convexos y la proporción de contactos partícula-cemento es menor. Los peloídes (**Pm**: micríticos y **Px**: recristalizados, con línea roja) presentan formas principalmente subcirculares y rectangulares. El material ligante (**Mx**) se compone de agregados de micrita a microesparita fina con tamaños promedio de 7 µm. El radiolario (**Ra**) está recristalizado a microesparita xenotópica de tamaño promedio 14.811 µm (indicado sobre radiolario). Cuarzo autigénico: **Qz**. **D)** (X20) nícolas paralelos. Concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-3) con micro a megafracturas, que se corresponde con la zona interna de la concreción de B). Presenta textura general clasto-sostén y flotante. Los contactos son tangenciales, cóncavo-convexos y partícula-cemento. Los peloídes (**Pm** y **Px**, con línea roja) son de formas subcirculares, irregulares y rectangulares. Los intraclastos (**In**) pueden ser triangulares y rectangulares.

En las figuras 6.4.23 C y D, se aprecian las características texturales de las zonas internas de las concreciones de las figuras 6.4.23 A y B respectivamente. En los dos tipos de microfacies de concreciones, de texturas clasto-sostén y flotante (dependiendo el sector), se observan contactos tangenciales, cóncavo convexos y partícula-cemento (Figs. 6.4.23 C-D). Los peloides son subcirculares, rectangulares y, en menor cantidad, irregulares (Figs. 6.4.23 C y D). Dentro del sector central de la concreción intraclástica radiolarítica con fracturas visibles en afloramiento, los intraclastos pueden ser triangulares o rectangulares y angulosos (Fig. 6.4.23 D). La diferencia principal entre ambas, es el grado de recristalización de los elementos texturales. En la concreción afectada por megafracturas (Fig. 6.4.23 D) los peloides y pseudomatríz tienen mayor grado de recristalización que en la concreción con nano a micorfracturas. En la primera, los peloides están compuestos por microesparita xenotópica y en la segunda son principalmente micríticos. En el caso de la concreción peloidal-intraclástica sin fracturas visibles en afloramiento, el material ligante se compone de agregados de micrita a microesparita fina con tamaños promedio de 7 μm (Fig. 6.4.23 C y 6.4.24 A) con baja dispersión del tamaño cristalino. Los peloides, en parte recristalizados (mayormente micríticos), se integran de microesparita xenotópica fina, entre 5 y 8 μm . Algunas pocas partículas no esqueletales y radiolarios están recristalizados a agregados de microesparita xenotópica de tamaño promedio 15 μm (Fig. 6.4.23 C).

En el caso de la concreción peloidal-intraclástica (Fig. 6.4.34 B, correspondiente a la concreción de la Fig. 6.4.23 A, sin fracturas a escala de afloramiento), los peloides micríticos y pseudomatríz presentan luminiscencia pardo rojiza (C2), con subordinados sectores recristalizados a microesparita xenotópica de luminiscencia roja anaranjada (C3), figura 6.4.24 B. Los intraclastos tienen luminiscencia parda (C1) y algunos radiolarios luminiscencia roja anaranjada (C3). Existe predominio de las luminiscencias bajas a intermedias (C1 y C2 sobre C3 y C4). En el espacio interpartícula se observa esparita luminiscente naranja (C4) sobreimpuesta a la pardo rojiza C2 (Fig. 6.4.24 B).

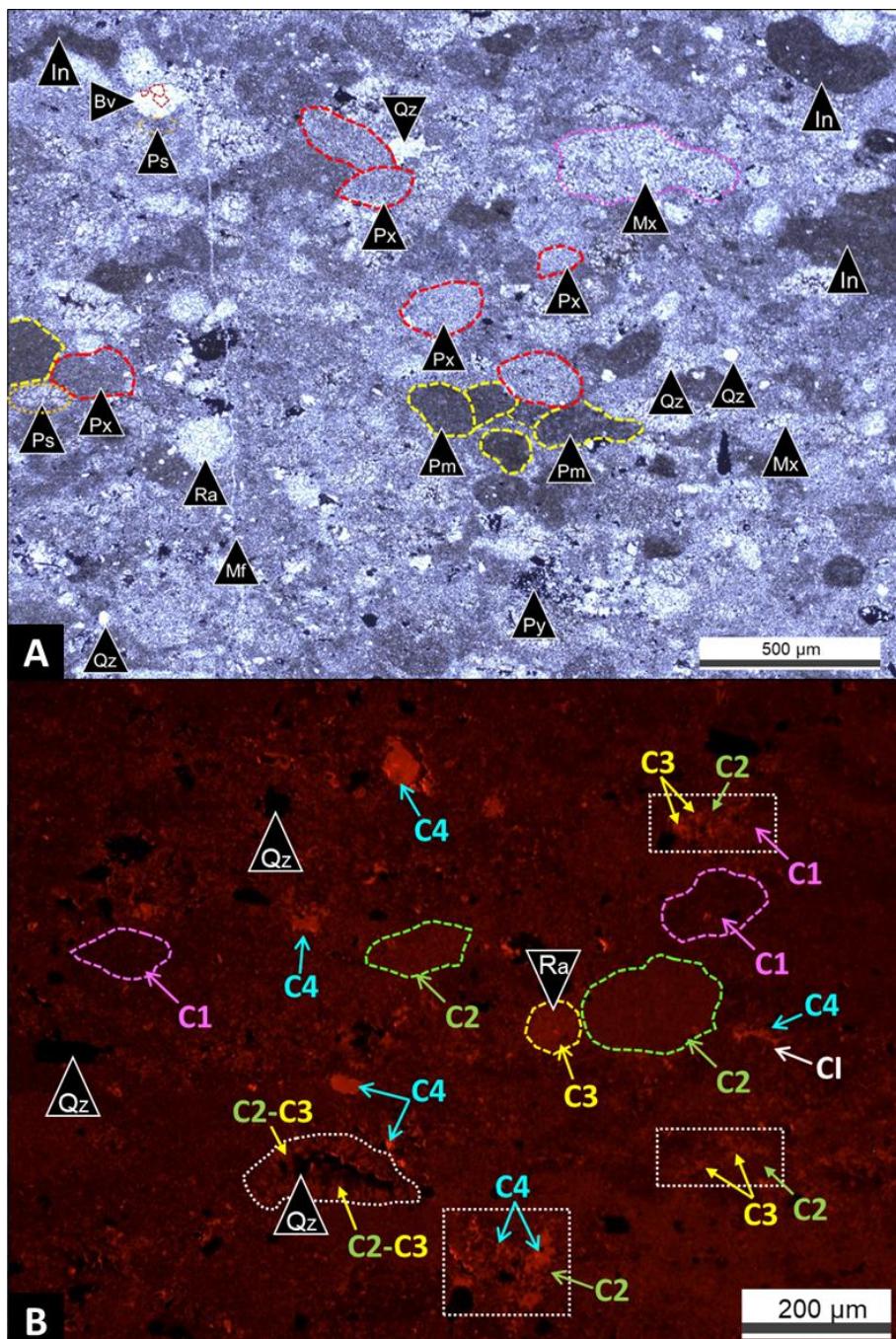


Figura 6.4.24: A) (X5) nícolas paralelos. Zona central de concreción peloidal-intraclástica (Ch 13 A) con nano fracturas verticales y escasos radiolarios. **Px:** peloides recristalizados a microesparita xenotópica, **Pm:** peloides micríticos, **Ra:** radiolarios, **Bv:** bivalvos, **Ps:** pseudomatríz micrítica-arcillosa, **Mx:** pseudomatríz completamente recristalizada a agregados de microesparita xenotópica, **In:** intraclastos, **Py:** pirita, **Qz:** cuarzo, **Mf:** microfractura. **B)** (X10) Catodoluminiscencia (Ch 13 A). Los peloides micríticos con baja recristalización (línea verde) presentan luminiscencia **C2** y los intraclastos (línea fucsia) luminiscencia **C1**. Los radiolarios (**Ra**) presentan luminiscencia intermedia a alta (**C3**). La pseudomatríz tiene luminiscencia pardo rojiza **C2**, y en sectores con mayor recristalización a agregados de microesparita xenotópica (**Mx**) la luminiscencia es naranja rojiza **C3** (rectángulos de línea punteada blanca). Existen parches, cristales de esparita y agregados de microesparita que se sobreimponen a la pseudomatríz con elevada luminiscencia de color naranja **C4** (rectángulo de línea punteada blanca, **C4**). También se reconoce cemento calcítico luminiscente naranja (**C4**) en intersticios (**Cl:** cemento interpartícula). Cuarzo autigénico (**Qz**).

En zonas más externas de la concreción intraclástica radiolarítica con megafracturas, se observan intraclastos con formas principalmente lenticulares, vermiformes, irregulares de bordes sinuosos y aisladas rectangulares con luminiscencia parda (Fig. 6.4.25 A-B). En grupos de dos o más intraclastos amalgamados, los contactos entre individuos son cóncavo-convexos.

Los peloídes que, comúnmente tienen formas subcirculares, rectangulares o en elipse, suelen estar totalmente recristalizados a microesparita xenotópica. En la Figura 6.4.25 B, los peloídes con alto grado de recristalización presentan luminiscencia roja anaranjada (C3) mientras que los peloídes micríticos que son más escasos, presentan luminiscencia pardo rojiza (C2).

En el caso de la concreción intraclástica-radiolarítica con fracturas verticales, los agregados de microesparita-esparita xenotópica interpartícula tienen cristales más grandes que la peloidal-intraclástica, con valores promedio de 15 μm (pseudoesparita), pudiendo alcanzar tamaño esparita (41 μm), figura 6.4.23 D y 6.4.25 A.

El alto grado de recristalización de los peloídes y radiolarios a microesparita xeontópica genera una pseudotextura flotante, ya que enmascara a los distintos componentes originales. Por otro lado, la elevada recristalización de las partículas y pseudomatriz, genera que la muestra sea luminiscente, con predominio del color naranja rojizo (C3) sobre el pardo rojizo y pardo (C2 y C1).

Una proporción de radiolarios, está integrada por microesparita-esparita idiotópica blanquecina de luminiscencia roja anaranjada (C3), de aspecto límpido y por parches de microesparita-esparita castaña de aspecto sucio con luminiscencia naranja y naranja brillante C4 (Fig. 6.25 A-B). Existen radiolarios con baja luminiscencia, que contienen esparita ecuante e idiotópica con agregados de pirita framboidal de luminiscencia pardo rojiza C2 y luminiscencia naranja rojiza (C3) puntual entre los microcristales de la calcita C2 (Figura 6.4.25 A-B).

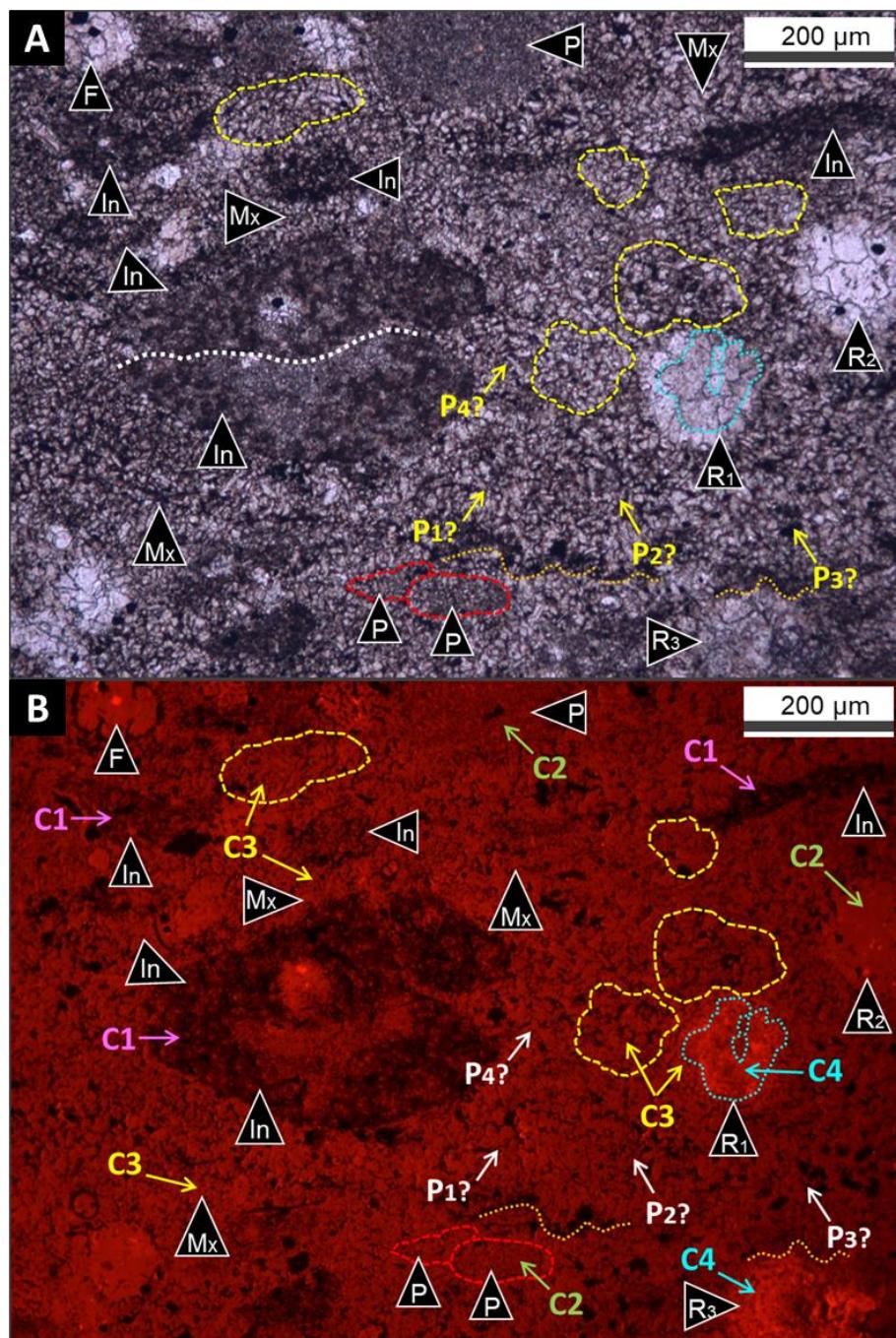


Figura 6.4.25: A) (X10) nicos paralelos, concreción intraclástica-radiolarítica con megafracturas verticales (Ch 24-5). La textura flotante es aparente, por el alto grado de recristalización de las partículas y pseudomatriz a microesparita xenotópica (**Mx**). Se señalan partículas completamente recristalizadas (**P1?**, **P2?**, **P3?** y **P4?**) que se confunden con la pseudomatriz. Los radiolarios **R1** y **R2** se componen de esparita idiotópica, ecuante con aislada pirita. El radiolario **R1** tiene masas de esparita opaca de aspecto sucio (línea punteada turquesa) y el radiolario **R3** se integra completamente de esta última. **P** y línea roja: peloide micrítico, línea amarilla: peloídes recristalizados, **In**: intraclastos, línea blanca: contacto cóncavo-convexo entre intraclastos, línea naranja: *seams* de disolución y **F**: foraminífero. B) (X10) Catodoluminiscencia (Ch 24-5). Luminiscencias reconocidas: Peloídes micríticos (**P** y línea roja): pardo rojiza **C2**, peloídes recristalizados (línea amarilla): roja anaranjada **C3** e intraclastos (**In**): parda (**C1**). Los radiolarios (**R1**, **R2** y **R3**) presentan luminiscencias: naranja rojiza (**C3**), naranja (**C4**) y pardo rojiza (**C2**). En los radiolarios **R1** y **R3**, prevalece notoriamente la luminiscencia naranja (**C4**) sobre la roja anaranjada (**C3**). Los microcristales blanco-castaños de aspecto límpido tienen luminiscencias **C2** y **C3**. Los microcristales de calcita castaños opacos y de aspecto sucio tienen luminiscencia **C4**. La microesparita xenotópica (**Mx**) interpartícula tiene luminiscencia **C3**, naranja rojiza. Línea punteada naranja: *seams* de disolución y **F**: foraminífero.

En la concreción peloidal-intraclástica con nano a microfracturas verticales (Figura 6.4.26 A-C), se reconoce cemento micrítico-peloidal entre partículas no esqueletales, de espesor uniforme conformado principalmente por micrita con leve recristalización a microesparita. En la microfacies de concreciones intraclástica-radiolarítica con micro a megafracturas verticales, el espacio entre partículas no esqueletales es uniforme (Figura 6.4.26 D) y está lleno por cemento micrítico-microesparítico (casi completamente recristalizado a microesparita xenotópica).

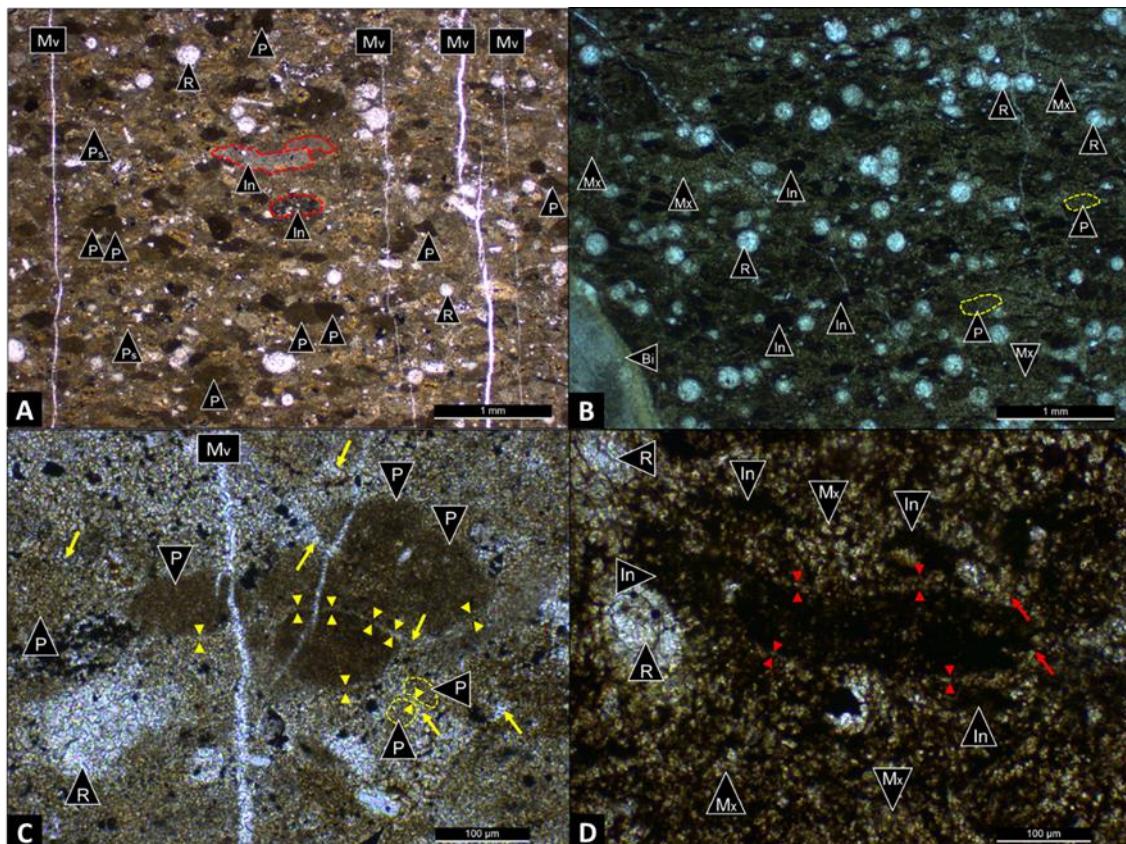


Figura 6.4.26. **A)** (X2.5) nícolas paralelos. Concreción peloidal-intraclástica (Ch 13 A) con nano a microfracturas verticales (**Mv**). **B)** (X2.5) nícolas paralelos. Concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-3). **C)** (X20) nícolas paralelos (Ch 13 A). En el espacio entre peloides (**P**), de espesor uniforme, se reconoce cemento micrítico-peloidal con leve recristalización a microesparita (ver triángulos bidireccionales y flechas amarillas). **D)** (X20) nícolas paralelos (Ch 24-3). En los espacios entre intraclastos (**In**) el cemento es micrítico-microesparítico, de espesor constante (ver triángulos rojos de dirección opuesta y flechas rojas). La pseudomatriz está completamente recristalizada a microesparita xenotópica de tamaño promedio 15 μm . **R:** Radiolarios, **Mv:** nano a microfractura vertical, líneas punteadas amarillas: peloides (**P**); líneas punteadas rojas: intraclastos (**In**), **Mx:** microesparita xenotópica y **Bi:** bivalvos.

6.4.3.4 Interpretaciones

Análisis Petrográfico y de Catodoluminiscencia

La calcita espática de gran desarrollo en fracturas verticales y sub-verticales, se asocia a la diagénesis por soterramiento profundo, de acuerdo con los análisis de microtermometría (Tabla 4.1, Fig. 4.2) y de fluorescencia UV de inclusiones fluidas (Figs. 4.4 y 4.5). A escala de afloramiento, además de la calcita espática (cristales de hasta 6 cm de longitud, Fig. 6.4.13 C) se identifican agregados de calcita granular (tamaño de cristales <5 mm) sobre las paredes de las diaclasas asociada a óxidos y minerales opacos (Fig. 6.4.17 F), cuyo origen es meteórico.

La compactación diferencial entre las rocas sedimentarias de grano fino (roca albergante) y las concreciones carbonáticas, observada en afloramiento, tienen su correlato a nivel microscópico. En las transectas de microfotos estudiadas, del centro a la periferia de la concreción, se observó el incremento de la cantidad de material detrítico intraclástico y peloidal por reducción del espacio interpartícula y variación textural de flotante y clasto-sostén a puramente clasto-sostén. La zona interna presenta partículas no esqueletales con formas predominantemente subcirculares y rectangulares (laminación mal definida) y en la zona externa dominan las formas lenticulares (laminación bien definida). Estas características petrográficas-texturales indican mayor compactación en la zona externa.

Los agregados de microesparita xenotópica son resultado del neomorfismo agradacional sobre los distintos elementos texturales (por ejemplo, peloides y pseudomatriz), incluyendo el cemento micrítico marino temprano (Fig. 6.4.16). Un rasgo característico de neomorfismo agradacional observado en las microfacies de concreciones, es la variación gradual de tamaño cristalino de micrita a microesparita xenotópica de tamaño máximo 17 μm en peloides originalmente micríticos.

Cuando los agregados de microesparita xenotópica (tamaño promedio 15 o 20 μm) se encuentran en el espacio interparticular y el distanciamiento entre las partículas no esqueletales es constante, (Fig. 6.4.16) y sus bordes son nítidos, entonces el cemento microesparítico es resultado de la recristalización neomórfica a partir de cemento micrítico marino temprano (Figs. 6.4.26 C-D).

En microfacies de concreciones peloidales-intraclásticas con nano a microfracturas, el cemento micrítico interpartícula tiene bajo grado de recristalización a microesparita xenotópica fina (tamaño promedio 7 μm). Por el contrario, en microfacies de concreciones intraclásticas-radiolaríticas con micro a megafracturas, los agregados de microesparita-esparita xenotópica interpartícula son más gruesos que en la microfacies

anterior, con valores de tamaño promedio de 15 μm (máximo: 40 μm). El mayor tamaño y grado de uniformidad en tamaño de cristal del cemento interpartícula recristalizado de las partes centrales e intermedias de las concreciones intraclásticas-radiolaríticas, se relaciona al mayor espesor de fractura.

El mayor volumen de fluidos calientes mesogenéticos en megafracturas (respecto a las nano y microfracturas) transformó completamente el cemento temprano micrítico de alto Mg a microesparita xenotópica (LMC). En el caso de las concreciones peloidales-intraclásticas, el volumen de fluidos mesogenéticos en microfracturas habría sido menor, como así también el calor transferido a la caja (concreción), por este motivo, se preserva parte del cemento micrítico original.

En zonas externas fracturadas, es común el desarrollo de una aparente textura “flotante” por el alto nivel de recristalización neomórfica de todos los elementos texturales. En consecuencia, las texturas depositacionales y los cementos de la eogenésis, están destruidos por la recristalización neomórfica durante el soterramiento.

Los planos de disolución en las concreciones carbonáticas de Chacay Melehue son más frecuentes en las zonas intermedia y exterior, donde pueden confundirse con intraclastos negros, lenticulares y vermiformes. Generalmente, los primeros son bien delgados, presentan mayor sinuosidad y extensión que los intraclastos. Según Choquette y James (1987) las arcillas y la materia orgánica, promueven la compactación química en secuencias carbonáticas de grano fino. Entonces, la fábrica laminada de los sectores externos por la concentración de intraclastos arcilloso-micríticos, orientados y amalgamados, podrían haber favorecido la compactación química en esta zona de la concreción, dando lugar a los *seams* de disolución.

Respecto a la génesis y evolución de las concreciones de Chacay Melehue, se proponen dos modelos posibles (Fig. 6.4.27 B):

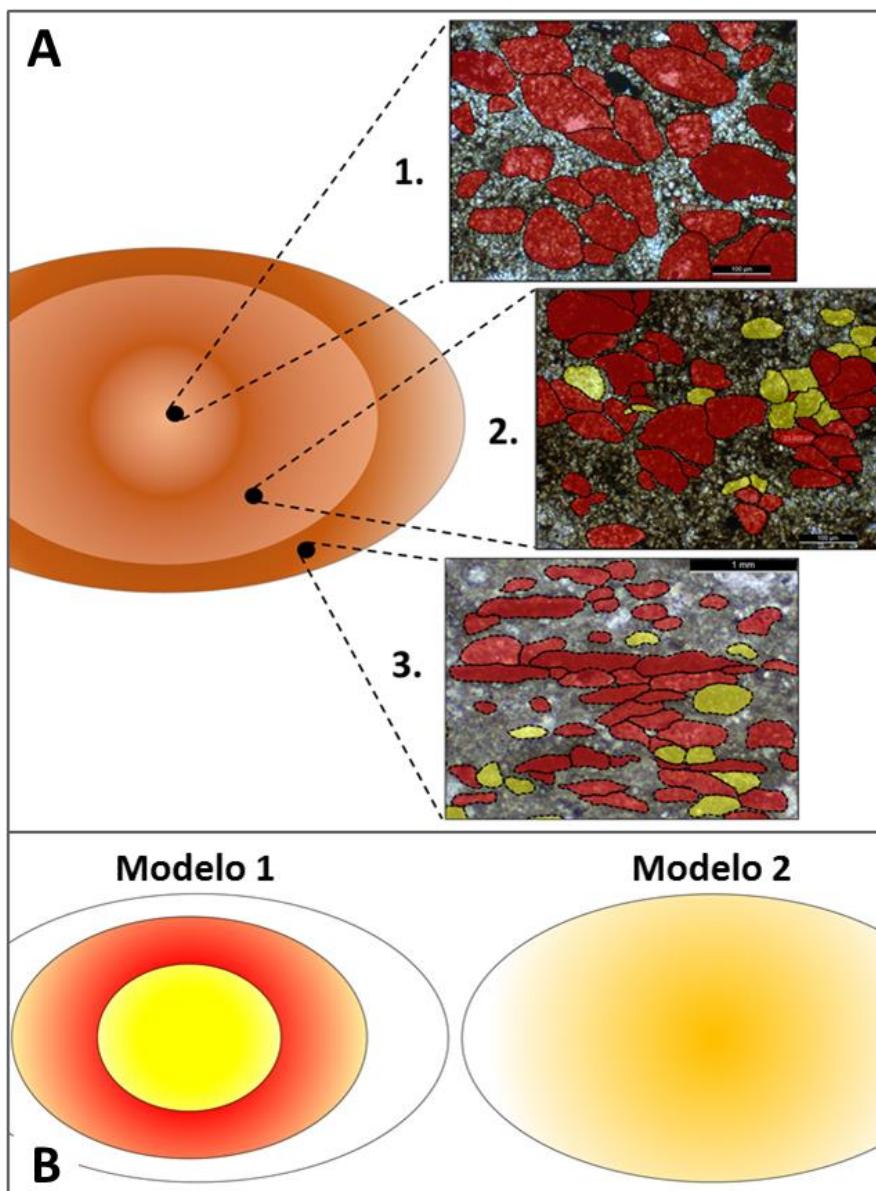


Figura 6.4.27: A) Esquema ilustrativo de las zonas 1, 2 y 3. En la zona interna (1) la textura es clasto sostén y flotante, las partículas no esqueletales tienen formas principalmente subcirculares y rectangulares, los contactos son tangenciales y partícula-cemento y la microlaminación está mal definida. La zona media (2) tiene textura clasto sostén con partículas no esqueletales principalmente de forma en elipse, irregulares y vermiformes y contactos rectos y cóncavo convexos. La zona externa (3) tiene textura clasto sostén y partículas no esqueletales con formas lenticulares, vermiformes y en elipse, contactos predominantemente cóncavo-convexos y microlaminación bien definida. B) (Tomada de Marshall, 2013): **Modelo 1**, crecimiento concéntrico por cambios sistemáticos temporales en la composición de las aguas porales (estadios de cementación: amarillo, rojo y blanco) y **Modelo 2** cementación temprana incompleta con distinta proporción de cemento temprano (amarillo) y tardío (blanco) por sectores.

- 1) Modelo 1: mecanismo de crecimiento concéntrico (Fig. 6.4.27 B). La cementación en las zonas central, intermedia y externa se produce en estadios discretos. Bajo este mecanismo de crecimiento, se esperaría una variación de los tipos de luminiscencias (colores e intensidades) del centro a la zona externa, producto de la evolución del fluido diagenético en los distintos estadios de cementación. En el modelo 1 plantea un desarrollo concéntrico, con distintos estadios de cementación.
- 2) Modelo 2: mecanismo de cementación temprana incompleta (Fig. 6.4.27 B). La

cantidad de cemento temprano disminuye hacia el exterior, del núcleo al borde, lo que genera mayor concentración de material detrítico intracuencial por compactación mecánica en el sector externo.

Las tres primeras luminiscencias (Co: pardo negruzca, C1: parda y C2: pardo rojiza) corresponden principalmente a carbonato de origen primario. La calcita de luminiscencias C3 (roja anaranjada) y C4 (naranja) corresponden a carbonato de origen mesogenético. Los diferentes sectores de la concreción, no se caracterizan por presentar fases carbonáticas con distintas luminiscencias. Por el contrario, la calcita de luminiscencias C1, C2, C3 y C4, se observan en distinta proporción en las distintas zonas de las concreciones analizadas.

Para decidir qué modelo explica el mecanismo de crecimiento de las concreciones de Chacay Melehue, se evaluaron las siguientes relaciones:

1. relaciones estratigráficas entre la concreción y las margas o pelitas;
2. parámetros texturales por zonas de la concreción;
3. luminiscencias de las fases carbonáticas por cada zona;

La compactación diferencial entre pelitas o margas y las concreciones carbonáticas evidencia que las últimas, se nuclearon en etapas tempranas o pre-compactacionales.

En la zona interna se reconoce textura flotante mientras que en la zona externa no existe (si pseudoflotante por neomorfismo) por reducción del espacio interpartícula, del centro a la periferia de la concreción. El tamaño de los prismas y agregados de cuarzo autigénico disminuye hacia el exterior. La microlaminación está mal definida en la zona central y bien definida hacia las zonas externas. Variación de formas subcirculares y rectangulares a lenticulares y vermiformes, del núcleo hacia la periferia.

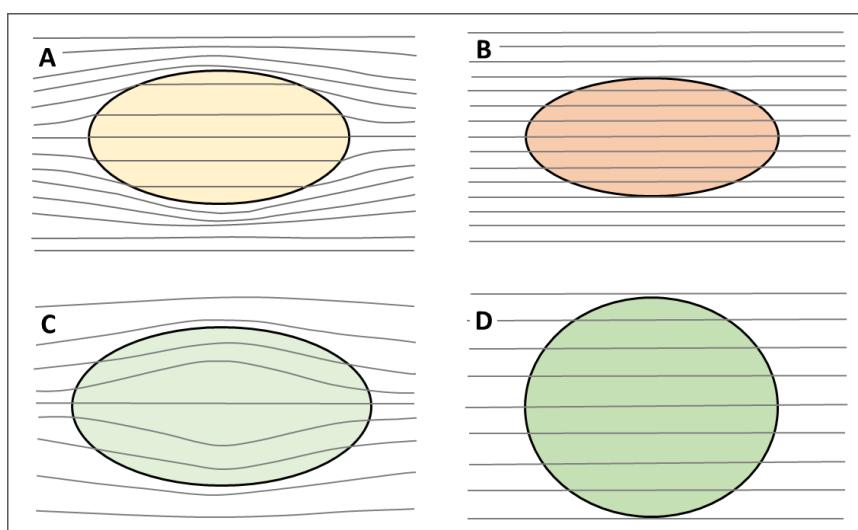


Figura 6.4.28 (modificada de Marshall 2013): Diagramas que muestran el modo de crecimiento de la concreción respecto a la compactación de sedimento. **A)** Concreción diagenética temprana formada antes de la compactación; **B y D)** representan concreciones que se formaron posteriormente a la compactación. Las concreciones ovoides (**B**) son más comunes en las pelitas y las esféricas (**D**) en areniscas. **C)** Concreción diagenética temprana que continuó creciendo durante la compactación (las láminas están deformadas adentro y afuera de la concreción).

De acuerdo a 1. y 2. las concreciones aquí estudiadas corresponden al modelo C de la Figura 6.4.28 (con deformación de las láminas dentro y fuera de la concreción).

No se reconocen luminiscencias distintivas por zona que representen fases carbonáticas únicas del sector analizado. En los distintos sectores, se identifican las mismas luminiscencias, pero en distinta relación. En las zonas externas hay mayor presencia de luminiscencias intermedias a elevadas (roja anaranjada, C3 y naranja, C4).

La calcita de luminescencia naranja (C4) se encuentra como parches irregulares en bioclastos (radiolarios y foraminíferos) y como cemento luminiscente interpartícula. Es posterior a los agregados de microesparita xenotópica (neomórfica, C3) de la pseudomatríz de distribución penetrante y se vincula a la compactación química, en estadios de mesogénesis tardía.

Con estos resultados (punto 1, 2 y 3) se interpreta que el mecanismo de crecimiento de la concreción fue por cementación incompleta (modelo 2, Figura 6.4.27 B).

De todas las partículas (esqueletales y no esqueletales), los radiolarios y foraminíferos preservan el más completo registro de las distintas fases carbonáticas con sus respectivas luminiscencias. Los mismos presentan la asociación de cementos calcíticos integrados por: fases de la diagénesis temprana (luminiscencia pardo negruzca, Co) y fases vinculadas a la diagénesis por soterramiento (luminiscencias parda C1, parda rojiza C2, roja anaranjada C3 y naranja C4).

Existe una buena fracción de radiolarios y foraminíferos que están compuestos completamente por microesparita xenotópica de luminiscencia roja anaranjada (C3) correspondiente a neomorfismo agraciado. Otra parte, presenta parches de carbonato barroco de alta luminiscencia (naranja C4) de la diagénesis por soterramiento profundo, producto de la recristalización de cristales de luminiscencia roja anaranjada (C3). Los individuos que registran núcleos compuestos por calcita de luminiscencia casi inactiva (pardo negruzca) o compuestos por cuarzo autigénico son poco frecuentes. Ambos cementos se asocian a la diagénesis temprana y tienen baja preservación.

Las valvas de bivalvos que tienen luminiscencia casi inactiva, pardo negruzca (Co), no sufrieron recristalización neomórfica. En este caso la luminiscencia Co se asocia a calcita de origen primario.

6.4.4 Concreciones carbonáticas – Los Catutos

6.4.4.1 Forma, dimensión y características macroscópicas

En el perfil de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos, las concreciones carbonáticas son muy poco frecuentes. Las concreciones estudiadas, corresponden a niveles de margas de los Miembros Vaca Muerta Inferior y Los Catutos del perfil Ferrocarril Sur (Fig. 2.3.3 A-B).

En el perfil sedimentológico de Los Catutos (Fig. 2.3.3 A-B-C) las concreciones carbonáticas tienen forma elipsoidal (Figs. 6.4.44 y 6.4.49 A), con un eje horizontal (máximo) que se encuentra entre los 15 a los 45 cm. La compactación diferencial entre las margas albergantes y las concreciones genera distorsión en la laminación, como se señala en la figura 6.4.44.

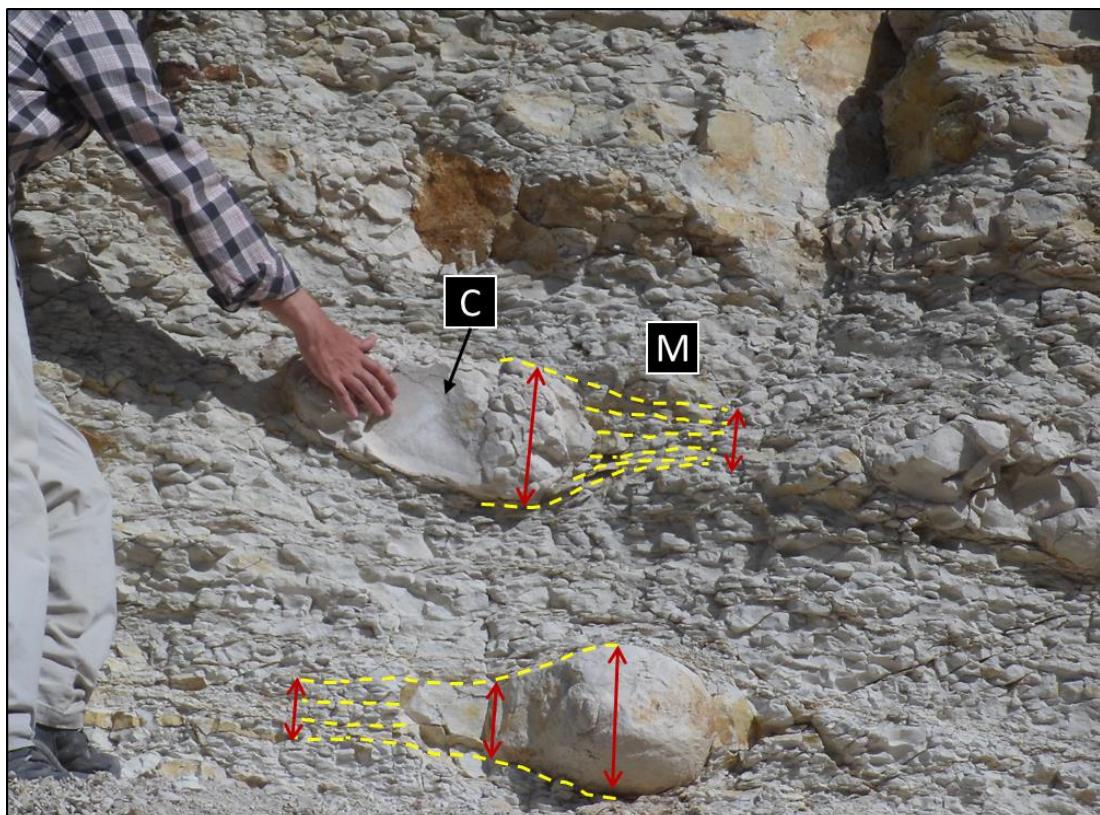


Figura 6.4.44. Relación entre concreciones carbonáticas (C) y margas (M) hospedantes. Se observa compactación diferencial entre las concreciones y las fangolitas calcáreas.

6.4.4.2 Análisis petrográfico-diagenético

En la presente sección se señalan las diferencias petrográficas-texturales entre las microfacies de fangolitas (roca hospedante) y microfacies de concreciones, haciendo foco en la composición de la pseudomatríz, productos diagenéticos y grado de cementación carbonática de las concreciones. Las fangolitas calcáreas (Fig. 6.4.44) bajo corte delgado corresponden a fangolitas líticas con moderados clastos terrígenos. Fueron descriptas en el Capítulo 5 (Tabla 5.1), en el presente apartado se detallan principalmente las características petrográficas vinculadas a la diagenésis.

Las fangolitas líticas (Fig. 6.4.45 A), en general tienen laminación mal definida con niveles de fragmentos vítreos y partículas no esqueletales en forma de elipse y lenticulares con orientación horizontal. Los clastos terrígenos corresponden a vitroclastos, silicoclastos y líticos indiferenciados. Los bioclastos (fragmentos de bivalvos) y el detrito bioclástico indiferenciado está en baja proporción. La abundante pseudomatríz, de color castaño-verdoso, es de composición principalmente vítreo-arcillosa y por sectores está conformada por agregados de cuarzo criptocristalino, microgranular y micas.

En la pseudomatríz, se reconoce escasa presencia de micrita y microesparita, aislada clorita, caolinita, cristales pseudohexagonales de cuarzo, pirita framboidal y óxidos. Los agregados autigénicos de cuarzo y arcillas son productos de alteración de fragmentos vítreos amalgamados de la pseudomatríz.

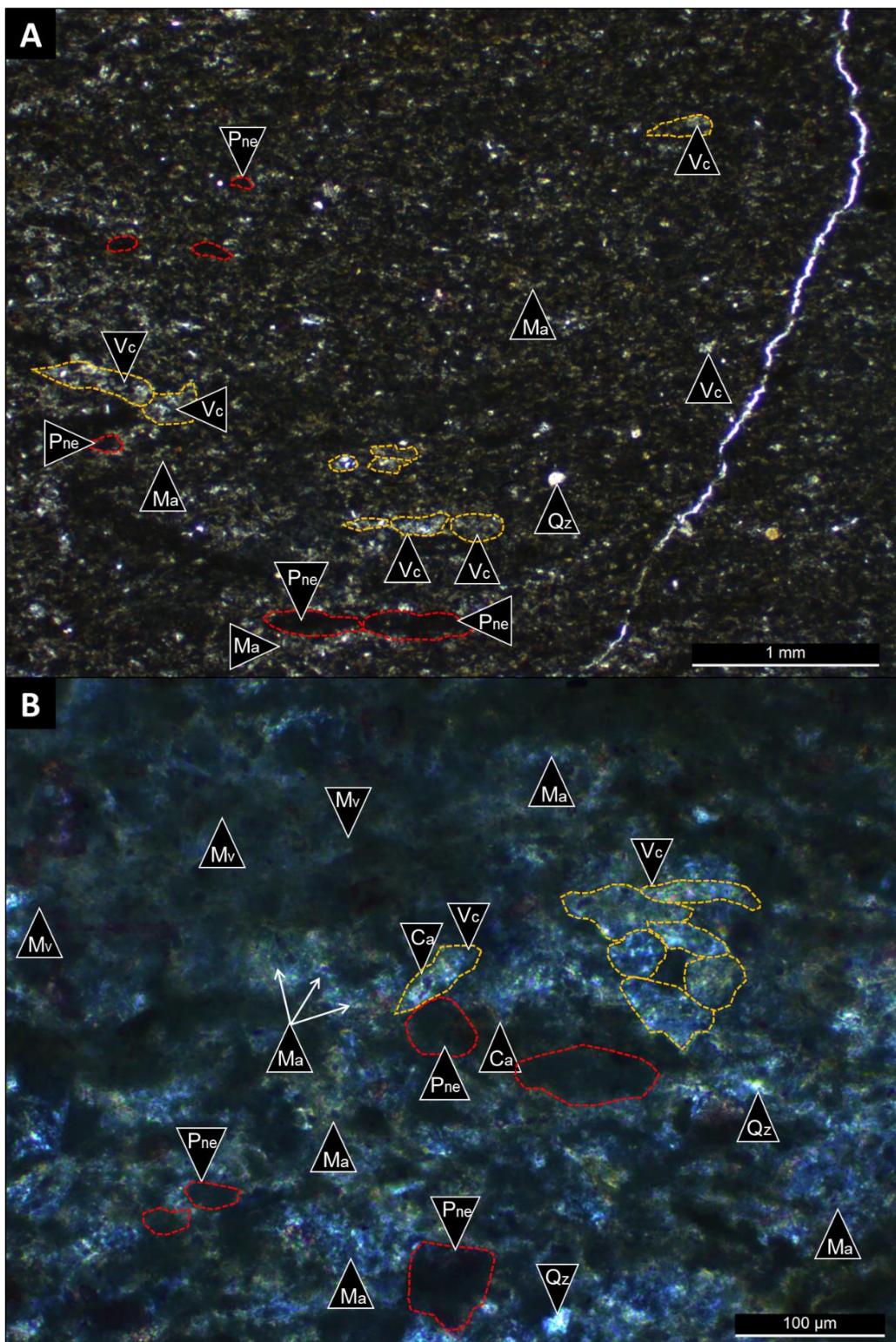


Figura 6.4.45. A) (X2.5) nicoles paralelos. Fangolita lítica (EM-110) con laminación mal definida. Aislados niveles de vitroclastos (**Vc**) y partículas no esqueletales (**Pne**) orientadas. **B)** (X20) nicoles cruzados (EM-110). Se observan vitroclastos (**Vc**, línea naranja) y partículas no esqueletales (**Pne**, línea roja) en una pseudomatriz castaño-verdosa, de composición vítreo-arcillosa (**Mv**) con sectores integrados por cuarzo criptocrystalino, micas, pirita y óxidos (**Ma**). **Qz**: agregados de cuarzo microgranular y **Ca**: recubrimientos arcillosos.

La concreción corresponde a una microfacies de fangolita con moderada cantidad de clastos terrígenos y comunes partículas no esqueletales y esqueletales (Figs. 6.4.46 y 6.4.47). La fábrica de la concreción es masiva por falta de orientación de clastos terrígenos (fusiformes y rectangulares), partículas no esqueletales (forma en elipse) y bioclastos. Los clastos terrígenos están compuestos por fragmentos vítreos (tamaño promedio 70 μm) y clastos de cuarzo y feldespato ($<10 \mu\text{m}$). Los vitroclastos, fácilmente confundibles con la pseudomatríz, se encuentran alterados a cuarzo cripto-microcristalino, arcillas y micrita-microesparita (Fig. 6.4.47 A-B). Las partículas no esqueletales consisten en peloides (tamaño promedio 30 μm). La fracción bioclástica está integrada principalmente por detrito indiferenciado y, en menor proporción, por fragmentos de valvas rotas desorientadas, espículas de esponjas (*Rhaxella*), foraminíferos, radiolarios y calciesferas.

La pseudomatríz castaña verdosa, es de composición vítreo-arcillosa con cuarzo autigénico y subordinados agregados de micrita-microesparita. La misma, está compuesta por pequeños fragmentos verdosos amalgamados (vitroclastos) y subordinadas partículas no esqueletales. A diferencia de la fangolita, en donde la micrita y microesparita es muy aislada o puntual, en la microfacies de concreción se observa mayor proporción de agregados de microesparita xenotópica (rosados por tinción) asociados a arcillas y cuarzo autigénico (Fig. 6.4.47 A-B). El grado de recristalización de la micrita a microesparita es mayor en la concreción y los agregados de microesparita están sobreimpuestos, en parte, a la pseudomatríz vítreo-arcillosa y cuarzosa.

Si bien existe similitud composicional entre la fangolita lítica y la concreción, la principal diferencia consiste en la primera presenta un menor contenido de detrito bioclástico y partículas esqueletales que la segunda (promedio en concreción $\sim 15\%$ y en fangolita $\sim 3\%$).

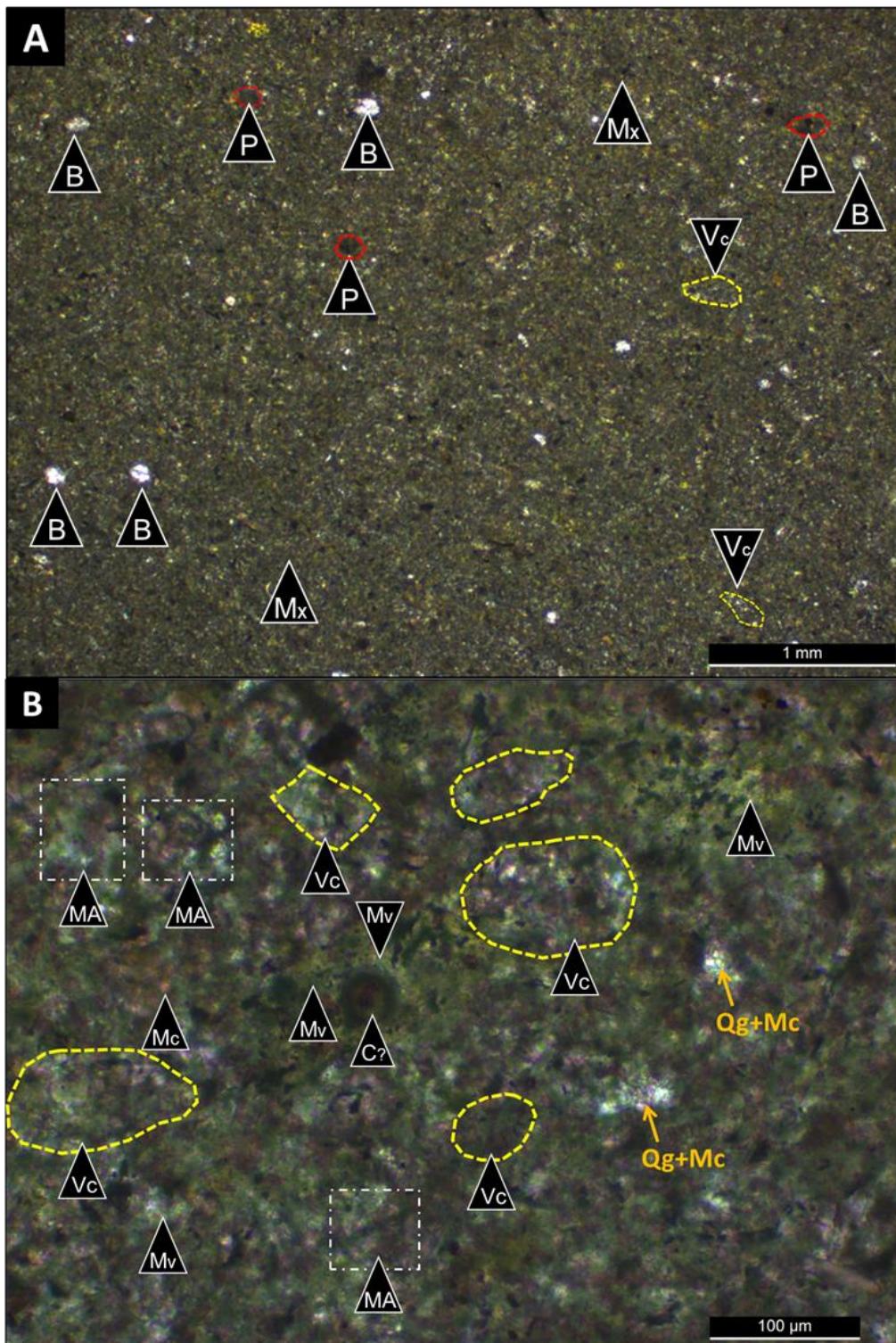


Figura 6.4.46: A) (X2.5) nicoles paralelos. Concreción carbonática (EM-110 C) sin laminación. **Mx:** pseudomatríz, **B:** bioclastos, **Vc:** vitroclastos y **P:** Peloides B) (X20) nicoles paralelos (EM-110 C). Se observan vitroclastos (**Vc**, línea amarilla) subredondeados, fusiformes y rectangulares en una pseudomatríz (**Ma**) conformada por arcillas, cuarzo microgranular y arcillas (**Qg+Mc**), pirita y óxidos con calcita sobreimpuesta (**Mc**, sectores con tinción rosa). Hay zonas donde la pseudomatríz es verdosa, de composición vítreo-arcillosa (**Mv**). **C:** clasto indiferenciado.

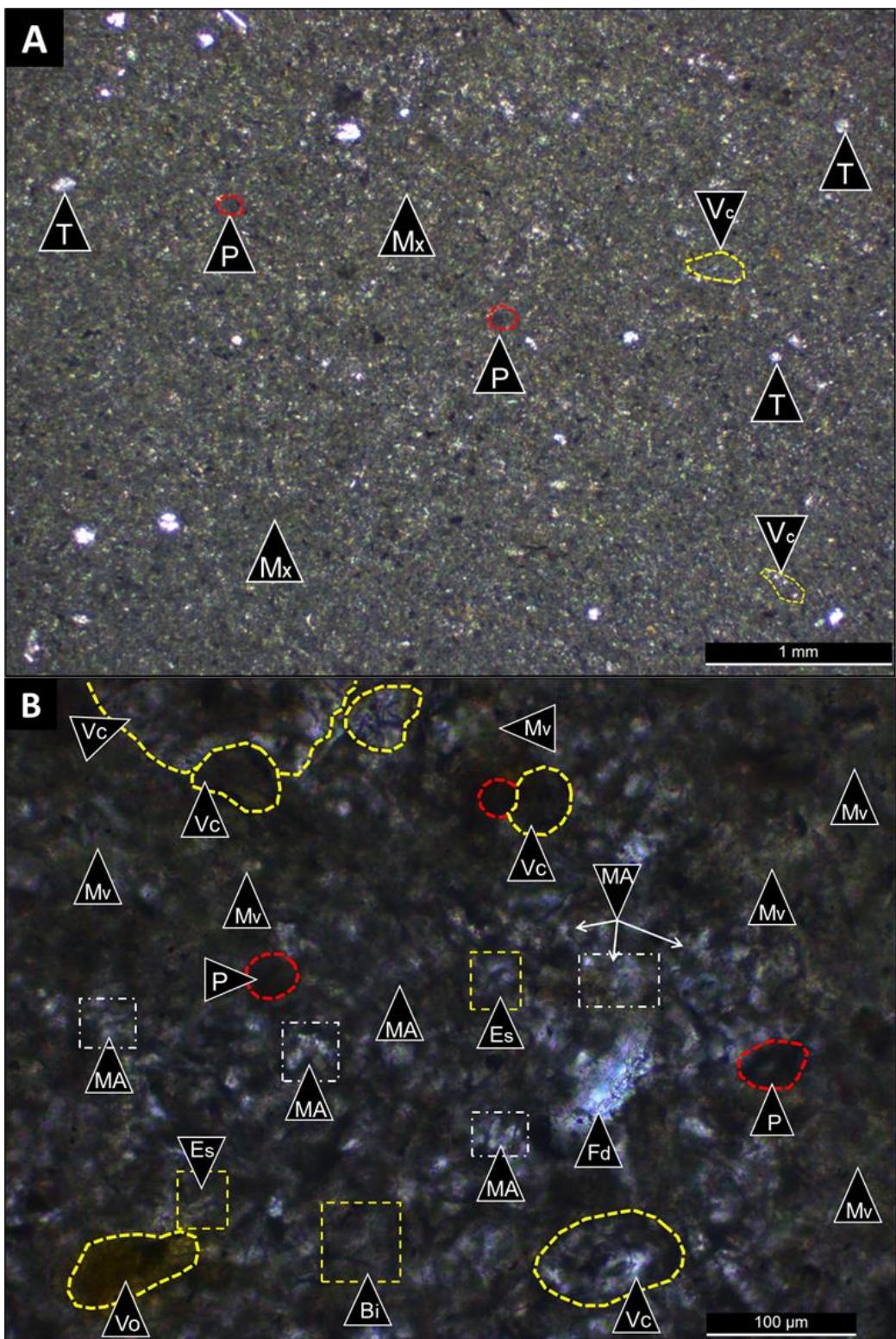


Figura 6.4.47: A) (X2.5) nicoles cruzados, concreción carbonática (EM-110 C). B) (X20) nicoles cruzados (EM-110 C). Se observa la pseudomatriz (**MA**), de composición vítreo-arcillosa con cuarzo autigénico, agregados de micrita-microesparita xenotípica y sectores castaño verdosos de pseudomatriz (**Mv**) de composición vítreo-arcillosa con aislada micrita por amalgamamiento de vitroclastos (**Vc**). **Es**: espículula de esponja (*Rhaxella*), **Bi**: detrito bioclástico indiferenciado, **P**: peloide, **Vo**: fragmento volcanoclástico y **Fd**: feldespato.

El segundo tipo de concreción carbonática reconocida (Figs. 6.4.48, 6.4.49 y 6.4.50), consiste en una concreción peloidal-intraclástica con mayor contenido bioclástico (~20%) que la concreción asociada a las figuras 6.4.46 y 6.4.47.

La fábrica de la roca es masiva porque mayormente las partículas no esqueletales son subcirculares y, aquellas con formas rectangulares y en elipse, tienen disposición aleatoria. La textura es principalmente clasto sostén. Las partículas no esqueletales presentan contactos tangenciales, rectos y subordinados cóncavo-convexos (Figs. 6.4.48 y 6.4.49). Ocasionalmente, se reconoce laminación por presencia de niveles conformados por peloides micríticos (Fig. 6.4.49).

Está compuesta por abundante proporción de partículas no esqueletales, integradas por peloides e intraclastos (tamaños entre 20 a 90 μm). Bajo el MEB (Fig. 6.4.50), se reconocen partículas no esqueletales de composición mixta, compuesta por agregados de arcillas, micrita y fragmentos de cocolitos.

La concreción presenta comunes bioclastos. La fracción bioclástica está integrada por fragmentos de valvas sin orientación, espículas de esponjas, fragmentos de equinodermos, gastrópodos, foraminíferos y posibles restos fosfáticos (Figs. 6.4.48 y 6.4.49). Los clastos terrígenos son escasos, compuestos por feldespato y cuarzo y muy aislados fragmentos vítreos verdosos.

La pseudomatríz, se conforma de agregados de peloides de tamaño uniforme (<8 μm) y agregados arcilloso-micríticos (Figs. 6.4.48 y 6.4.49). Es de composición arcillosa y arcillosa-micrítica como muestra la imagen de electrones retrodispersados (Fig. 6.4.50). La distribución de elementos del espectro químico de área total de la figura 6.4.50, con picos máximos de Si-O y secundarios de Al y Ca sugiere que la composición de los constituyentes dominantes (pseudomatríz y partículas no esqueletales) es principalmente arcillosa-micrítica.

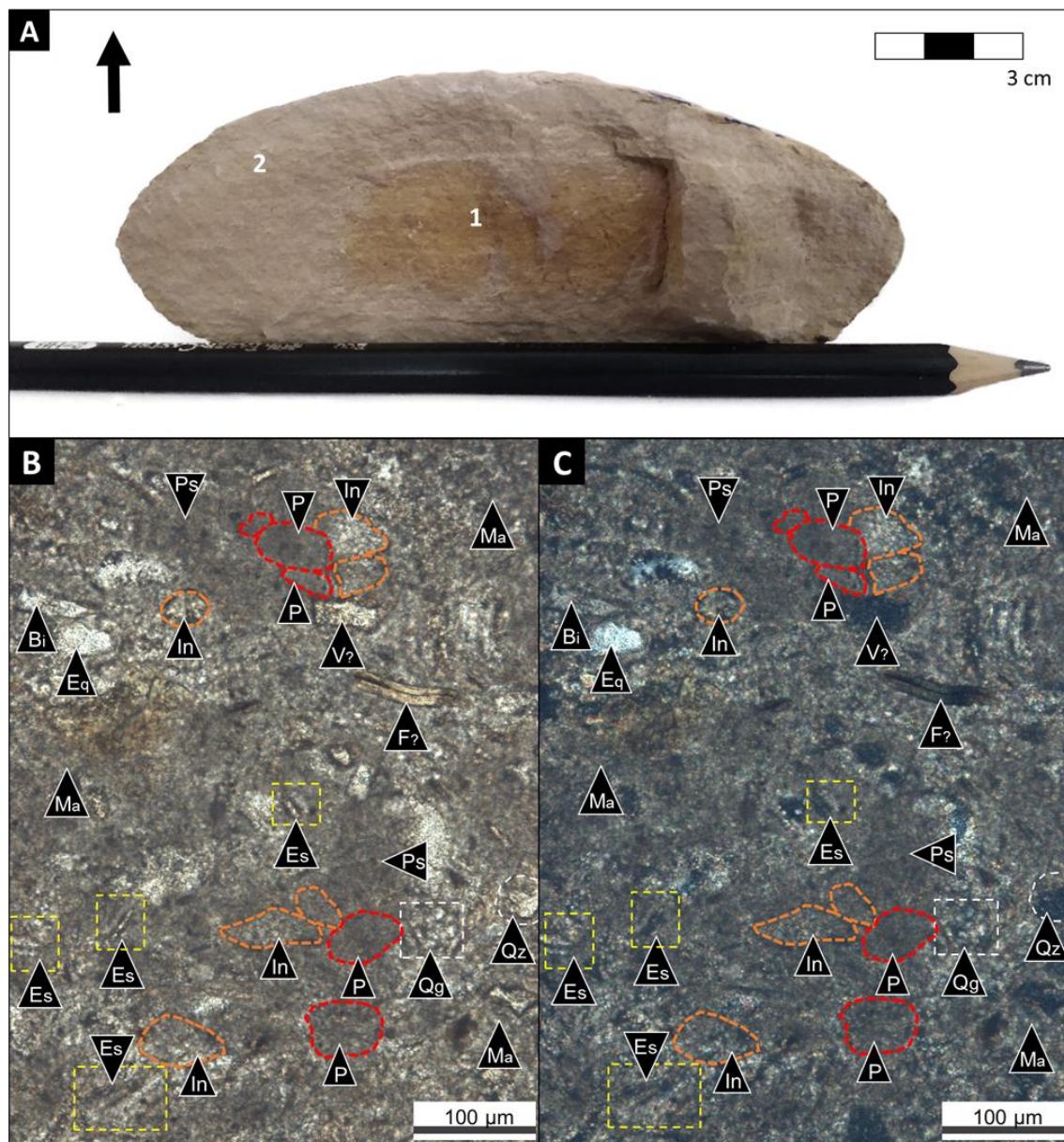


Figura 6.4.48. A) Concreción carbonática elipsoidal (EM-51 b), de color castaño blanquecino con mayor grado de oxidación en la parte central (1) que en la intermedia y externa (2). B) (X10) nicoles paralelos, concreción peloidal intraclástica (EM-51 b), con textura clasto-sostén. Se identifican contactos tangenciales, rectos y cóncavo-convexos. La pseudomatríz (**Ps**) está formada por amalgamamiento de peloídes limo fino ($<8\text{ }\mu\text{m}$). Las partes de composición más arcillosa se señalan con **Ma**. Las partículas no esqueléticas están integradas por abundantes peloídes (**P**, línea roja) e intraclastos (**In**, línea naranja). Los bioclastos están conformados por fragmentos de valvas (**Bi**), espículas de esponjas (**Es**), fragmentos de equinodermos (**Eq**) y restos fosfáticos (**F**). Presencia de cuarzo autigénico como masas irregulares de microcuarzo granular (**Qg**) y cuarzo prismático subhedral (**Qz**). C) (X10) nicoles cruzados (EM-51b).

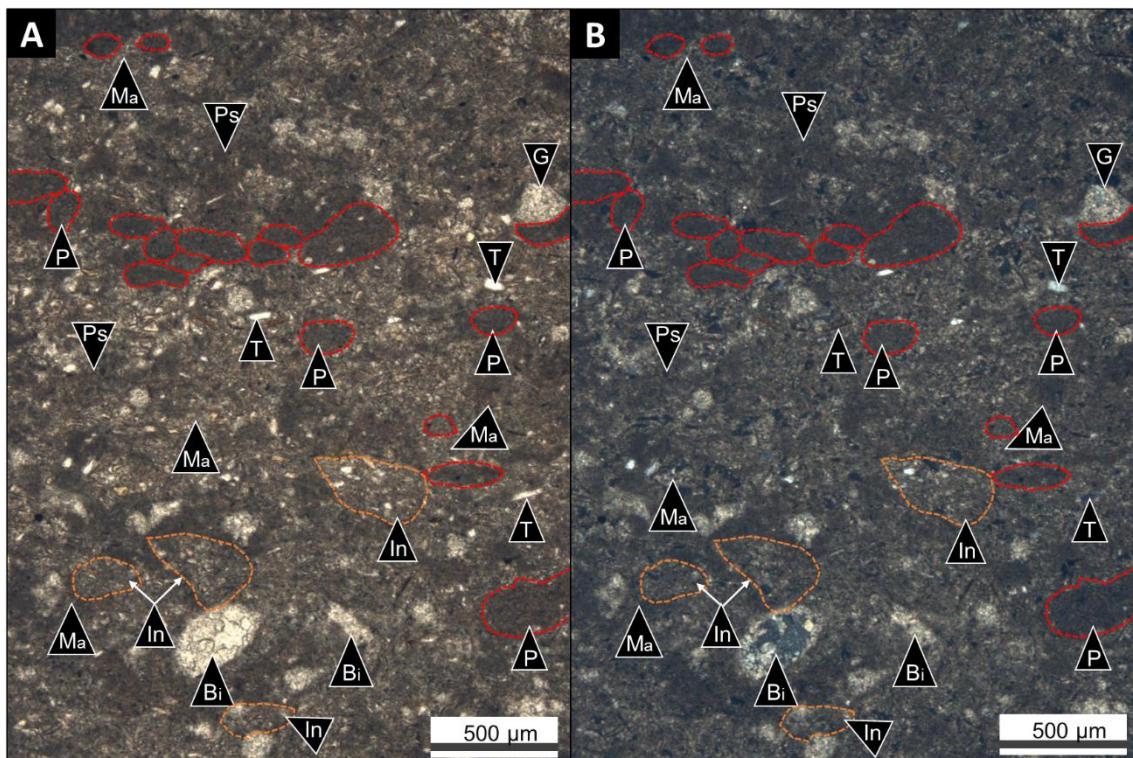


Figura 6.4.49. A) (X4) nicoles paralelos. Concreción peloidal-intraclástica (EM-51 b) por sectores se reconocen contactos tangenciales y rectos. Abundantes partículas no esqueléticas integradas por peloides (P, línea roja) e intraclastos (In, línea naranja). La pseudomatriz (Ps) se conforma de agregados de peloides de tamaños uniformes ($<8\text{ }\mu\text{m}$) y agregados arcilloso-micríticos (Ma). Se observa nivel de peloides (P) en la parte superior de la microfoto. T: clastos terrígenos. B) (X4) nicoles cruzados (EM-51 b).

Los principales productos diagenéticos de las microfacies de concreciones peloidales-intraclásticas (Fig. 6.4.50) con comunes bioclastos son:

- Parches irregulares de microesparita que engloban placas de cocolitos parcialmente disueltas y parches de cemento esparítico, ambos en el espacio interpartícula.
- Cristales de subhedrales a euhedrales de microesparita inmersos en masas de arcillas de la pseudomatriz.
- Mosaicos de microesparita y esparita xenotópicas intrapartícula en bivalvos.
- Cristales prismáticos de cuarzo subhedrales, como individuos o formando grupos. Masas irregulares con cuarzo autigénico de hábito granular (Fig. 6.4.48).

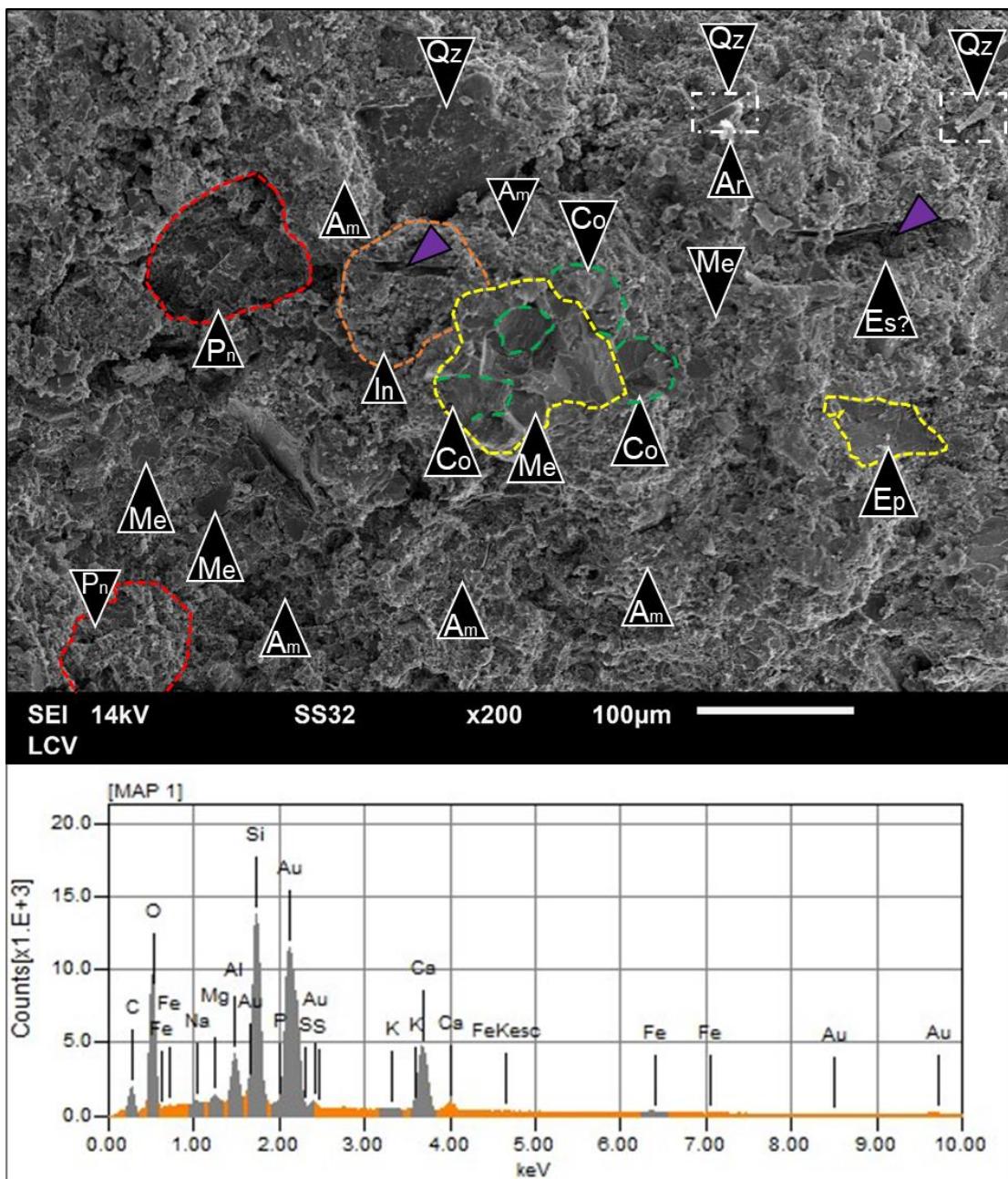


Figura 6.4.50: (X200) imagen de electrones retrodispersados (EM-51 b). La pseudomatriz es arcillosa y arcillosa-micrítica (**Am**). Se observan cristales de micrita y microesparita (**Me**) inmersos en la pseudomatriz arcillosa. Se reconocen parches irregulares de microesparita (**Me** y línea punteada amarilla) que engloban placas de cocolitos parcialmente disueltos (**Co**, línea verde) y parches de esparita xenotópica (**Ep**) ($>50 \mu\text{m}$). Los cristales prismáticos encerrados en cuadros blancos corresponden a cuarzo autigénico (**Qz**). El fragmento de gran dimensión, señalado con **Qz** (sector superior, al centro), es de composición silícea según la composición química EDS puntual (no se muestra en esta figura). El espectro elemental de área total (x200) correspondiente a la imagen de A), tiene picos máximos en Si y O y subordinados en Ca y Al.

6.4.4.3 Catodoluminiscencia

Existe diferente luminiscencia entre partículas no esqueletales como se muestra en la figura 6.4.51. Hay peloídes e intraclastos que presentan luminiscencia parda (C1) y, partículas de ambos tipos, que presentan luminiscencia pardo rojiza (C2). Frecuentemente, se identifican masas de cuarzo o conjuntos de cristales prismáticos de cuarzo dentro de las partículas no esqueletales (Fig. 6.4.51). Se ha reconocido en pequeños sectores dentro de intraclastos, microesparita de morfología irregular y luminiscencia roja anaranjada (C3) (Fig. 6.4.51). Se identifican en la concreción, sectores con concentración de intraclastos blocos de color negro, que presentan luminiscencia Co (pardo negruzca).

Los sectores de la pseudomatríz micrítica-arcillosa, presentan luminiscencias C1 y C2, que es resultado de la distinta proporción entre arcillas y micrita. Dentro de la última, se reconocen pequeños y aislados agregados de microesparita xenotópica de luminiscencia C3 (Fig. 6.4.51).

Los radiolarios generalmente presentan luminiscencias intermedias C2 (Fig. 6.4.51) y algunos individuos contienen prismas de cuarzo autigénico (sin luminiscencia). Pueden presentar mosaicos de esparita idiotópica con luminiscencia C2, o estar reemplazados por microesparita (C2). Frecuentemente, los cristales de microesparita presentan mayor luminiscencia (C3).

Como productos diagenéticos, además de agregados de microesparita xenotópica intra e interpartícula y mosaicos de esparita idiotópica intrapartícula, se identifica presencia común de cuarzo autigénico como cristales subhédrales prismáticos o masas de hábito granular que no tienen respuesta bajo el ensayo de catodoluminiscencia.

Los niveles peloídicos, se destacan por presentar baja luminiscencia parda (C1) que los diferencian del resto de la roca.

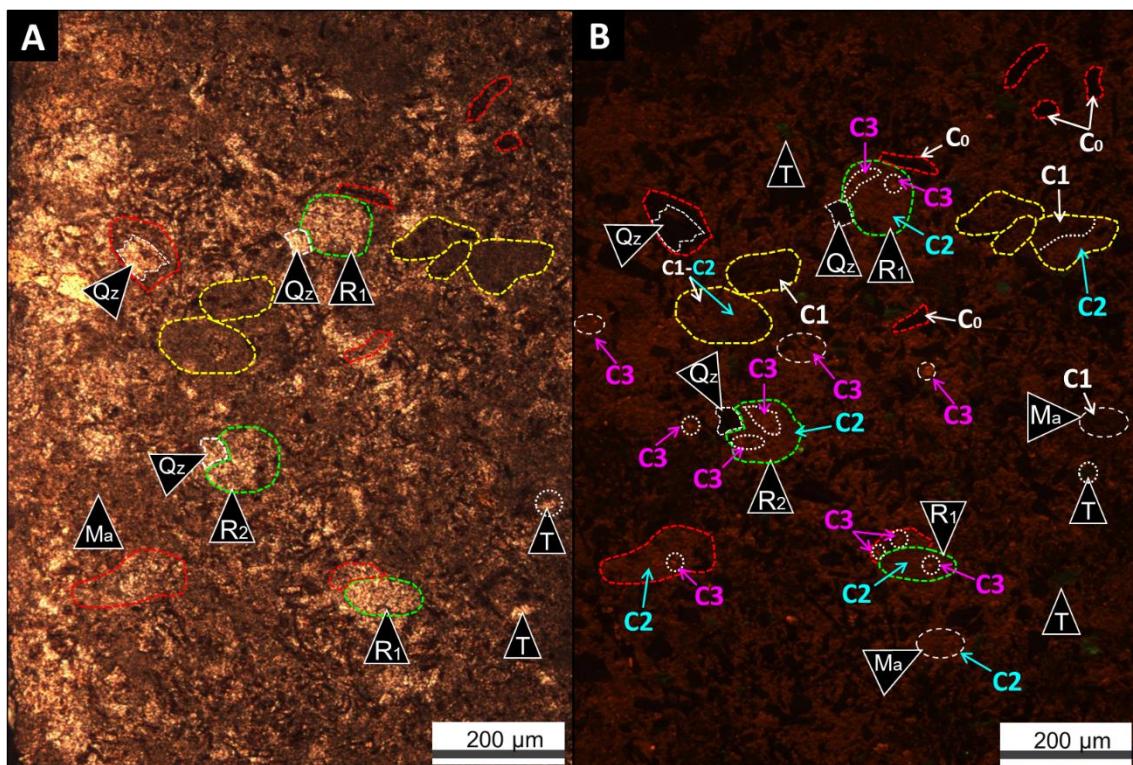


Figura 6.4.51: A) (X10) nicoles paralelos, concreción peloidal-intraclástica (EM-51 b). Se observan peloides (líneas punteadas amarillas), intraclastos negros y castaños blancuzcos (líneas rojas), radiolarios (R, línea verde) y clastos terrígenos (T) en una pseudomatríz arcillosa-micrítica (Ma). Los radiolarios e intraclastos contienen agregados prismáticos de cuarzo (Qz). B) (X10) Catodoluminiscencia. Se señalan las distintas luminiscencias de los elementos texturales descriptos en A). Luminiscencias Co: Parda negruzca, C1: parda, C2: roja parduzca y C3: roja anaranjada. Notar que la pseudomatríz tiene baja luminiscencia, C1 o C2, señaladas con óvalos blancos de líneas punteadas (Ma) y luminiscencia C3 puntual (también con óvalos blancos).

6.4.4.4 Interpretaciones

Existe compactación diferencial, reconocible a nivel de afloramiento, entre las concreciones y sedimentitas hospedantes de grano fino que permite interpretar que las mismas comenzaron a formarse en etapas diagenéticas tempranas pre-compactacionales.

A través del análisis petrográfico, se reconocen agregados de microesparita idiotípica castaña de aspecto sucio con baja luminiscencia. En las imágenes de electrones retrodispersados, se observan secciones de esta microesparita de bordes rectos (Fig. 6.4.50) rodeadas por pseudomatríz arcillosa y arcillosa micrítica. Por su textura granular, características petrográficas y baja luminiscencia se atribuyen a cementación carbonática de la mesogénesis temprana. El potencial de óxido-reducción alto (oxidante), produjo que las concentraciones en solución del elemento supresor

(Fe^{+2}) y el activador (Mn^{+2}) fueran despreciables frente a las especies oxidadas. La calcita roja anaranjada (C3, luminiscencia intermedia) de distribución poco penetrante en distintos elementos texturales, se asocia a la diagénesis por soterramiento.

El cuarzo autigénico, como agregados de cristales prismáticos, incluidos dentro de cemento calcítico de luminiscencia baja a intermedia (C2) en radiolarios y partículas no esqueletales y cristales subhendrados a euhendrados de cuarzo autigénico y masas de cuarzo microgranular inmersas en la pseudomatríz se atribuyen a estadios tempranos de la diagénesis.

La fangolita lítica presenta baja proporción de bioclastos. En comparación a la fangolita hospedante, en la concreción la proporción de bioclastos y detrito bioclástico indiferenciado es significativamente mayor. De esto se deduce que el material disparador del neomorfismo agradacional fue principalmente el detrito bioclástico indiferenciado. El material bioclástico habría generado la diagénesis diferencial entre la fangolita albergante y la concreción carbonática.

Un rasgo característico del neomorfismo, son las placas de cocolitos parcialmente disueltas e inmersas en parches de esparita de gran tamaño (Tucker y Wright 1990). Bajo el MEB, en microfacies de concreciones peloidales-intraclásticas, se reconocen conjuntos de varias placas de cocolitos parcialmente disueltas, “flotando” en parches irregulares de microesparita, resultantes del neomorfismo. Además de la disolución parcial de placas de cocolitos, se observa porosidad móldica por disolución de espículas de esponja (Fig. 6.4.50) que contribuyeron a la reprecipitación de microesparita xenotópica.

En las partículas no esqueletales, los agregados de microesparita xenotópica con luminiscencia roja anaranjada (C3), ocurre en pequeños parches o como cristales dispersos. La pseudomatríz tiene luminiscencia roja anaranjada (C3) localizada muy puntualmente, entre las luminiscencias bajas C1 y C2. El nivel de neomorfismo en las microfacies de concreciones de Los Catutos es relativamente bajo, en comparación al registrado en las microfacies de concreciones carbonáticas de los perfiles del sector Norte (Puerta Curaco y Chacay Melehue), donde los agregados de microesparita xenotópica (C3) pueden llegar a obliterar completamente la textura original.

Los radiolarios presentan mosaicos de esparita y/o agregados de microesparita idiotópica con luminiscencia roja parduzca (C2), que se interpretan como cemento calcítico asociado a la mesogénesis temprana. Los agregados de microesparita xenotópica (C3) se asocia a procesos de neomorfismo agradacional.

CAPITULO 7: ANALISIS MEB - MAPEO QUIMICO

7.1. Introducción y metodología

A través de la microscopía electrónica de barrido (MEB), se analizaron imágenes de electrones retrodispersados (*BSE, Back-Scattered electrons*) y se integraron con la composición de elementos químicos de área total y puntual obtenida por espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (*energy dispersive X-ray spectroscopy, EDS*) sobre partículas, pseudomatriz y cementos. De esta manera, se abordó la caracterización textural y composicional con un mayor nivel de detalle de las principales microfacies de calizas y concreciones carbonáticas. Sobre las mismas se describen, los siguientes elementos:

- I. Fábrica: involucra la orientación de partículas, el grado de empaquetamiento y la porosidad. Tiene en cuenta, si el empaquetamiento es compacto o abierto y los tipos de porosidades asociadas. Se utiliza la clasificación de Choquette y Pray 1970 (Fig. 7.1.1) para la clasificación de porosidad en rocas carbonáticas. En la figura 7.1.1 se complementa la clasificación genética de los autores citados previamente (Fig. 7.1.1 A) con la de clasificación de tamaño de poro de Loucks *et al.*, 2012 (Fig. 7.1.1 B). La clasificación de Loucks *et al.* (2012) (Fig. 7.1.2) se utiliza para la clasificación de tipos de poros en fangolitas. Se combinaron las dos clasificaciones (Fig. 7.1.1 A y 7.1.2) debido a que la pseudomatriz puede ser mixta con predominancia de micrita.
- II. Grado de neomorfismo: a) a través del trabajo de Deville de Periere *et al.* (2011) (Fig. 7.1.3) que clasifica las texturas de las micritas bajo el MEB considerando si es porosa o compacta, la forma de los microcristales y tipos de contactos intercristalinos (rectos, curvilíneos o serrados), se clasificaron las texturas de la matriz micrítica de diferentes muestras carbonáticas. b) abundancia de material planctónico, grado de preservación y tipo de contactos (nítidos o difusos) con la microesparita de la pseudomatriz. c) distribución del tamaño cristalino de la microesparita interpartícula.
- III. Evaluación de la ultraestructura: observación de la superficie de los cristales de calcita. Si existe o no presencia de superficies agujereadas en los cristales de microesparita y esparita (*pitted textures* o textura en agujeros).
- IV. Determinación composicional de la pseudomatriz en micrítica ó micrítica-arcillosa y contraste composicional entre esta y las partículas no esqueletales, y entre las partículas no esqueletales (por ejemplo, entre intraclastos y peloides).

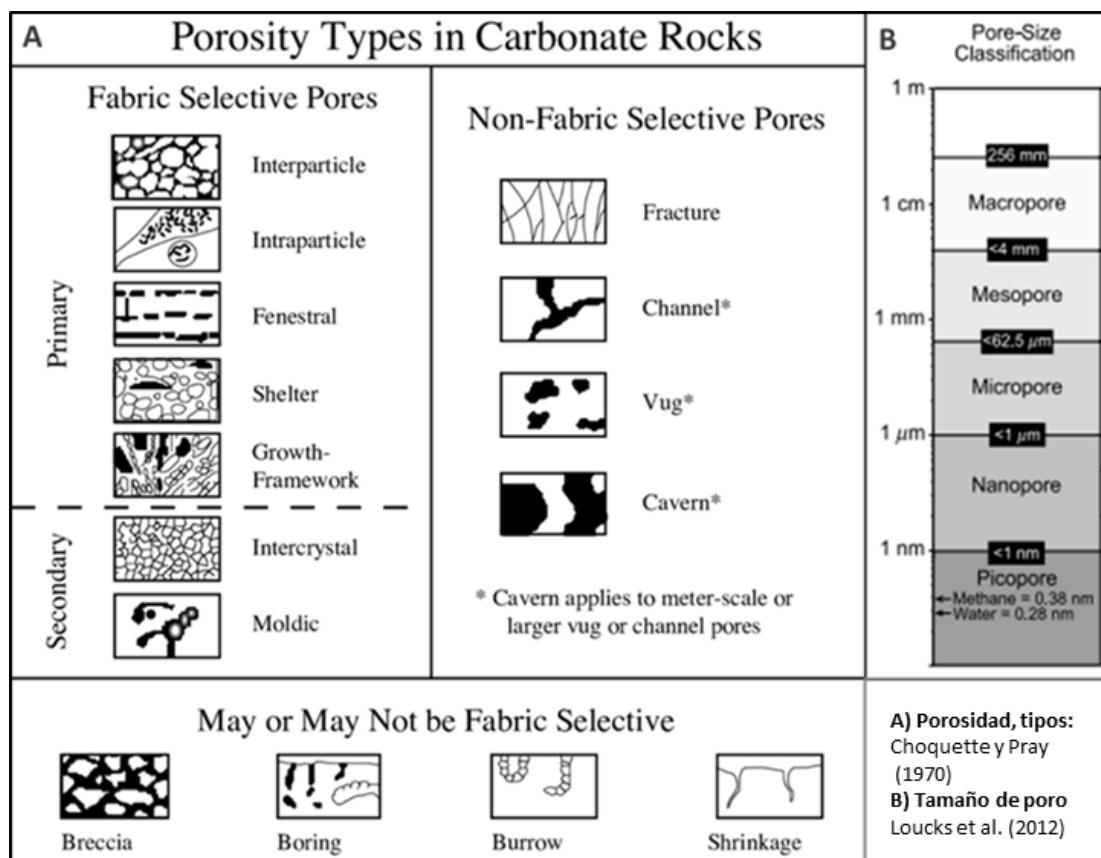


Figura 7.1.1: A) Clasificación genética de tipos de poros para rocas carbonáticas de Choquette y Pray (1970). B) A la derecha clasificación del tamaño poral por Loucks *et al.* (2012).

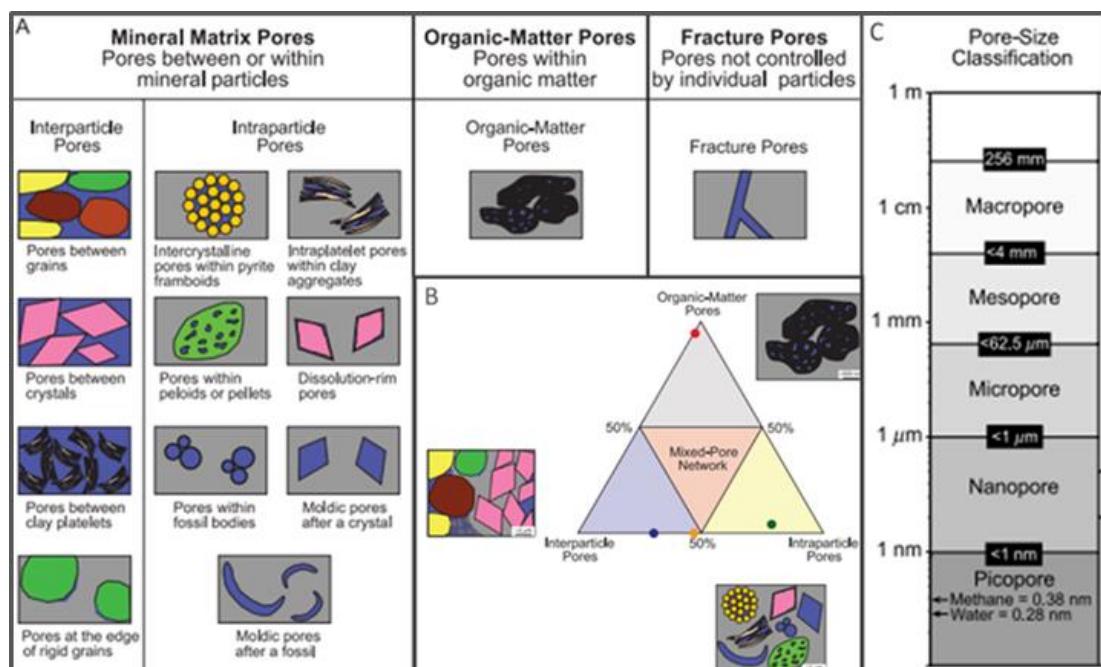
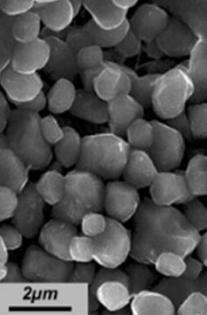
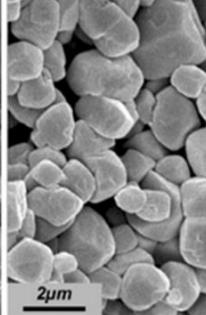
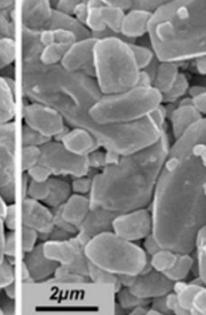
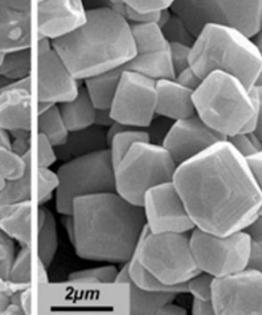


Figura 7.1.2: Clasificación de tipos de poros (A) en pelitas, diagrama ternario de clasificación de poros (B) y clasificación del tamaño de poro para estas rocas sedimentarias de grano fino (C). Modificado de Loucks *et al.* (2012).

Dentro de las micritas apretadas de la clasificación Deville de Periere *et al.* (2011) (Fig. 7.1.3), se agregó la microtextura subhedral compacta, que no figuraba en la misma porque fue identificada en las muestras analizadas.

MICRITAS-MICROESPARITAS POROSAS				
	Redondeadas	Sub-redondeadas	Escaleno-Romboédrica	Microrómica/Poliédrica
Microtexturas carbonáticas de micritas-microesparitas porosas bajo M.E.B				
Deville et al. 2011				
Morfología de cristal	Anhedral/Subhedral/Redondeados	Subhedral	Scalenohedral/Scaleno romboedral	Ehedral/Rómica
Contactos intercristalinos	Puntuales/Parcialmente coalescentes			

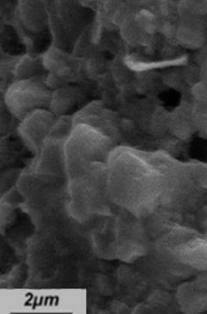
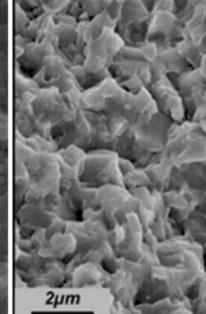
MICRITAS APRETADAS (<i>tights</i>)			
	Subhedral compacta	Anhedral compacta	
M.E.B			
Microtexturas carbonáticas de micritas-microesparitas apretadas (<i>tights</i>)			
Deville et al. 2011			
Morfología de cristal	Subhedral / Euhedral	Subhedral / Anhedral	Anhedral
Contactos intercristalinos	Completamente coalescentes/distintivos	Completamente coalescentes/distintivos	Fusionados mayormente indistinguibles

Figura 7.1.3: La clasificación de microtexturas carbonáticas bajo el MEB Deville de Periere *et al.* (2011), modificada en el presente trabajo. Se basa en la forma de los cristales de micrita/microesparita de la pseudomatriz y los contactos entre los mismos y se dividen en dos grupos: las que tienen porosidad y las apretadas o *tights*.

En los apartados 7.2, 7.3 y 7.4 se presentan mapas de los siguientes elementos químicos: Ca, Si, Al, Mg, K, Na, Fe y P, que contribuyeron a identificar los constituyentes carbonáticos y no carbonáticos, tipos de cementos y composición de la pseudomatriz.

7.2 Análisis MEB y mapeo químico de elementos

Microfacies carbonáticas de Puerta Curaco

A partir del análisis de imágenes MEB de electrones retrodispersados (*BSE*), en el ejemplo de la figura 7.2.1, correspondiente a una microfacies carbonática completamente calcitizada, se reconocen las características microtexturales del

cemento de calcita donde la textura original está completamente obliterada por la distribución penetrante del mismo. Consiste en mosaicos de microesparita y esparita idiotípicas con variación del tamaño de cristal dentro de los mismos. Los agregados de arcillas son comunes y están situados entre los límites de los cristales autigénicos de calcita, resaltando la forma de los mismos y se presentan también como "escamas" sobre la superficie de la esparita y microesparita. Las aisladas partículas no esqueletales que se identifican, si bien están completamente calcitizadas, conservan su forma subcircular y en elipse con bordes delimitados por arcillas de hábito planar, perpendiculares al plano de la imagen de la figura 7.2.1.

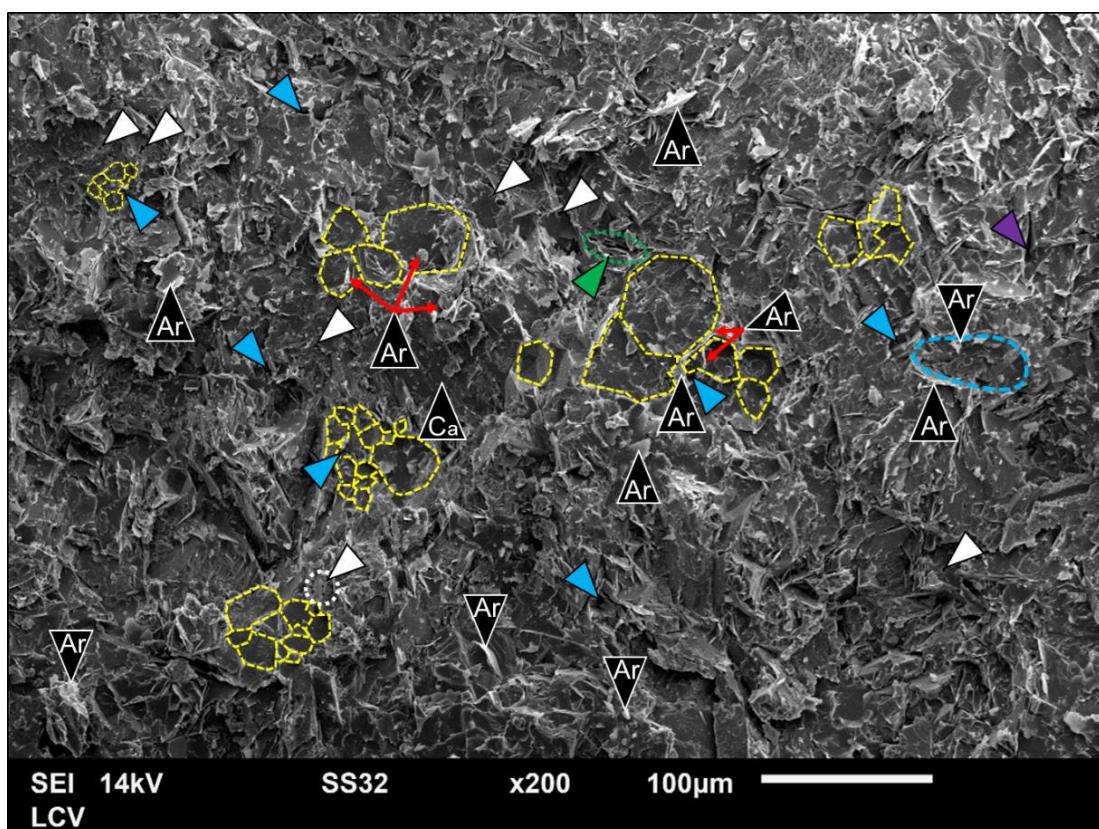


Figura 7.2.1. (X200) Imagen de BSE (PC-57, laboratorio LCV). Cementos, tipos de partículas y porosidades: i) líneas punteadas amarillas: mosaicos de microesparita y esparita idiotípicas con variación del tamaño de cristal dentro de los mismos. ii) Partícula no esqueletal (línea punteada celeste) de forma en elipse, calcitizada y rodeada de agregados de arcillas (Ar) planares. iii) tipos de porosidad: intercristalina (triángulo celeste), móldica (triángulo violeta), intrapartícula en *platelets* arcillosos (triángulo verde) e intracristalina (triángulo blanco).

En los mapas de distribución de elementos (Fig. 7.2.2), en toda el área, predomina el calcio sobre el silicio y aluminio. La presencia de arcillas, reconocidas a través de la combinación de los mapas de Si, Ca y Al (Figs. 7.2.2 A, B y C, respectivamente) permiten delimitar bien los cristales, parches y mosaicos de calcita. Hay una pequeña fracción de cristales de microesparita que están coloreados parcialmente, esto se debe a la contribución de dos factores: el relieve del corte, coincidente con una depresión (que atenúa la señal) y/o láminas de arcillas sobre la superficie de la esparita. Se

observó que, con frecuencia, alrededor de cristales de esparita hay sectores pequeños intensamente coloreados con amarillo (Si), que no tienen respuesta en los mapas de Ca y Al (negro). Los mismos corresponden a agregados irregulares de cuarzo criptocristalino. Los clastos de cuarzo están iluminados en el mapa de Si y los de feldespato en los mapas de Si (con menor intensidad que el cuarzo) y Al.

Existe una buena correlación entre los mapas de Si y Al, pero no existe correlación entre los mapas de Ca y Mg. La correlación es muy buena entre el Al y Mg, ya que se debe a que el magnesio se encuentra principalmente en las arcillas. Las arcillas se encuentran intercrescidas dentro de la esparita, preferentemente en los planos de clivaje, dispuestas entre cristales adyacentes o como láminas o “escamas” sobre la superficie de la esparita.

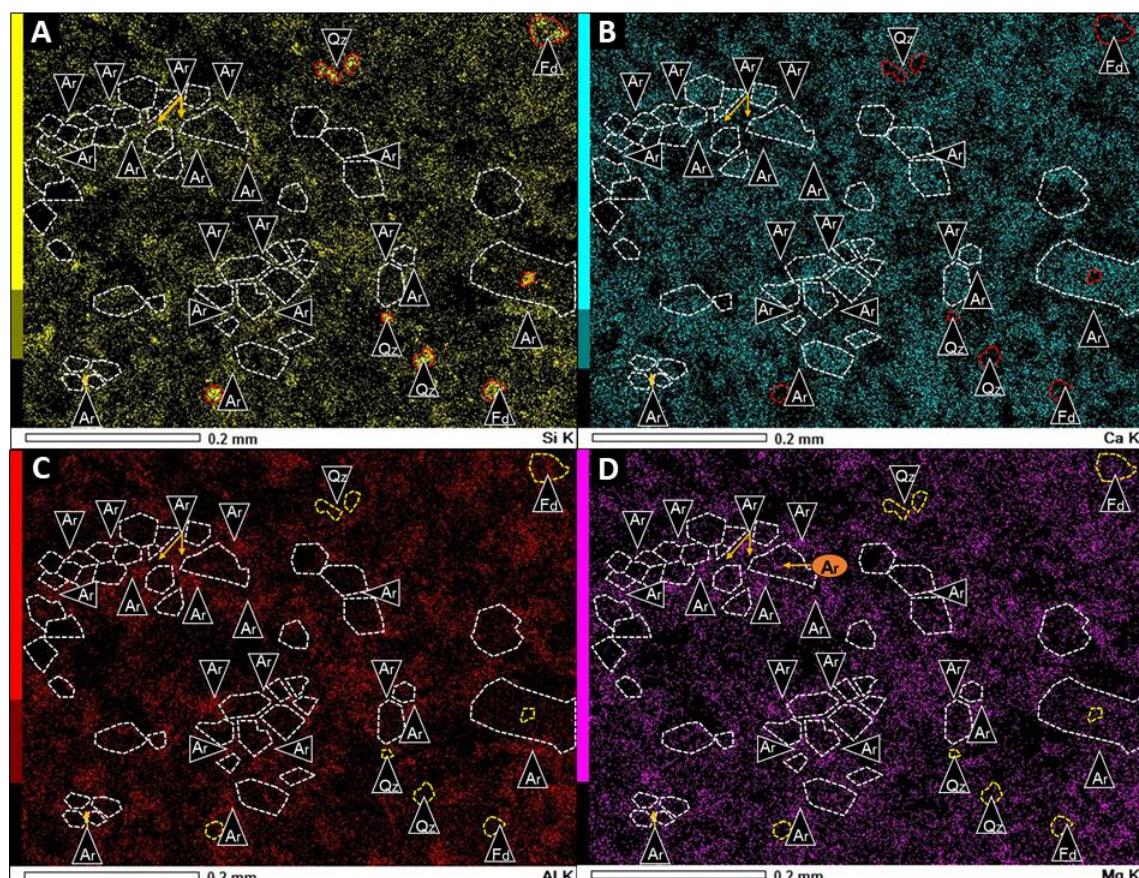


Figura 7.2.2. (X200) Mapas de distribución de elementos químicos en microfacies carbonática completamente calcitizada (PC-57, laboratorio LCV). **A)** silicio (Si), **B)** calcio (Ca), **C)** aluminio (Al) y **D)** magnesio (Mg). Se observa una buena correlación entre los mapas de Si y Al y una mala correlación entre los mapas de Ca y Mg. Entre los mapas de Si y Ca la correlación es inversa (el máximo en A) suele ser mínimo en B) y viceversa). Polígonos de líneas blancas punteadas (cristales de microesparita y esparita), agregados de arcillas (**Ar**, óvalo naranja), arcillas en los planos de clivaje e intercrescidas con la calcita (**Ar**, óvalo naranja), clastos terrígenos línea punteada amarilla (**Qz**: cuarzo y **Fd**: feldespato).

La figura 7.2.3, permite reconocer los tipos de porosidades: i) intercristalina, ii) intraparticular y iii) intracristalina. En la parte inferior, se visualiza el análisis elemental EDS sobre distintos elementos texturales.

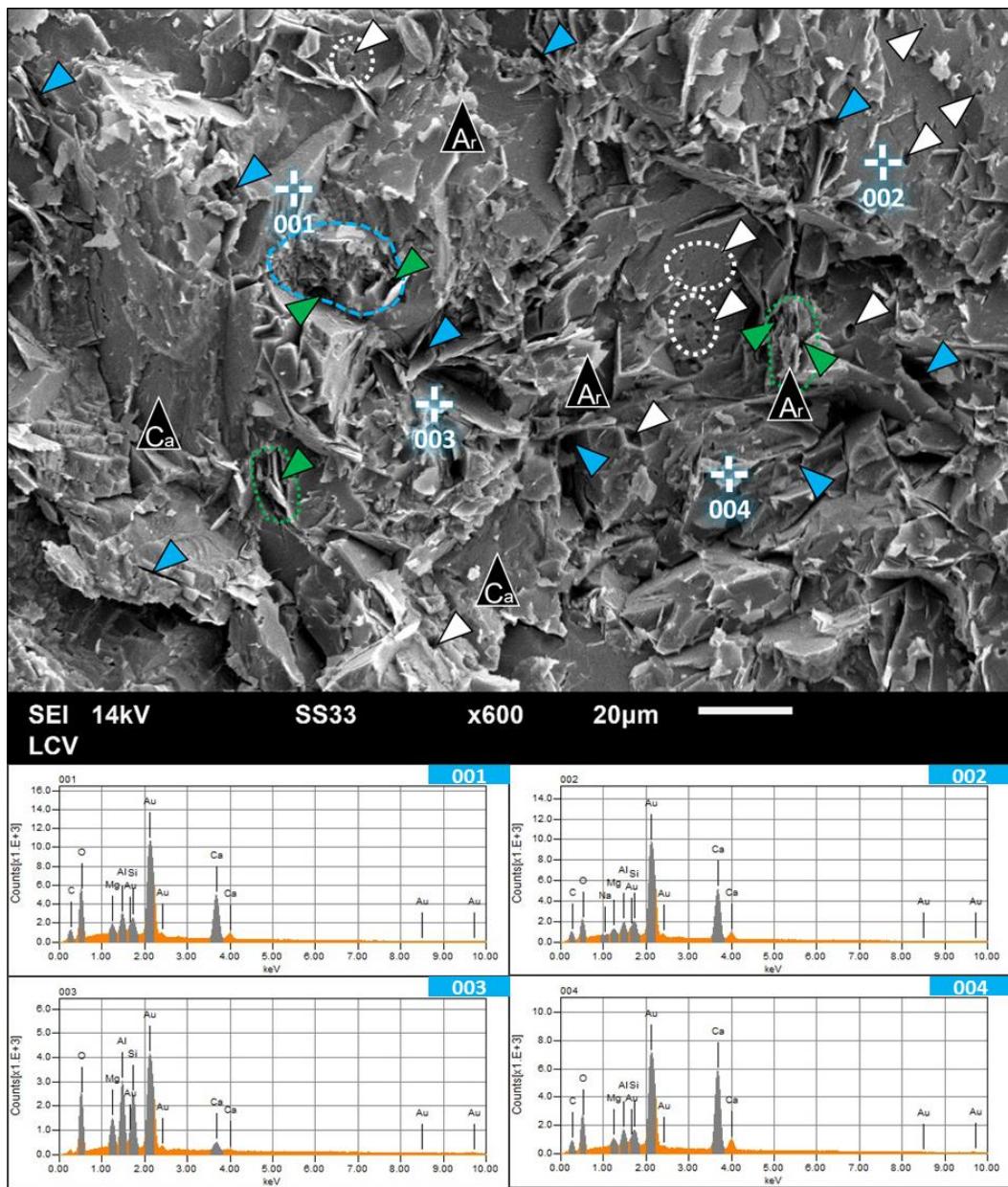


Figura 7.2.3: Arriba) (X600) Imagen BSE de microfacies carbonática calcitizada (PC-57, laboratorio LCV). Dentro de los cristales de calcita (Ca) se observa porosidad intracristalina (triángulo blanco). Son de dos tipos: 1) nanoporos ($<1\mu\text{m}$) agrupados sobre las superficies de Ca (círculo de línea blanca punteada) y 2) Microporos pequeños (entre 4-5 μm) con formas poligonales de 4 y 6 lados. Se reconoce porosidad intraparticular en partículas no esqueletales y en *platelets* arcillosos, integrada por microporos planares e irregulares y levemente elongados (triángulo verde). La porosidad intercristalina (triángulos celestes) está compuesta por microporos irregulares grandes (de hasta 17 μm), regulares o poligonales (promedio 5-6 μm) entre cristales de calcita y planares (de hasta 7 μm), asociados al contacto de la microesparita con láminas de arcillas. Entre láminas de arcillas de distinta orientación se forman microporos triangulares. **Abajo)** Los espectros 001 y 002, tomados sobre cristales de calcita, tienen como pico principal al calcio y como picos subordinados al Si, Al y Mg. El espectro del punto 004 fue tomado sobre un agregado de arcillas intercrecida en la esparita y muestra prácticamente la misma composición de 001 y 002. El espectro 003, tomado sobre la superficie de agregado de arcillas de hábito laminar muestra una composición cuyos principales picos se asocian al Al y Si (en orden de abundancia) y un pico secundario de Mg (con Ca residual relacionado a la calcita adyacente).

La figura 7.2.4 corresponde a una imagen *BSE* de un *packstone* intraclástico-bioclastico con pseudomatríz micrítica-arcillosa. Se identifica microlaminación mal definida y contactos entre intraclastos cóncavo-convexos y puntuales. En los sectores donde domina la pseudomatríz micrítica, se observan “flotando” cristales de microesparita prismáticos y ecuantes.

Los agregados de arcillas intersticiales, se disponen entre los cristales de micrita y en el contacto entre intraclastos adyacentes, o bordeando bioclastos. Se observa cemento micrítico y microesparítico fino ($< 6 \mu\text{m}$) como franjas isopáquicas, que siguen los contornos de los intraclastos. Los cristales son de hábito subhedral a euhedral y se acomodan al límite o forma del intraclasto (Mc en la figura 7.2.7).

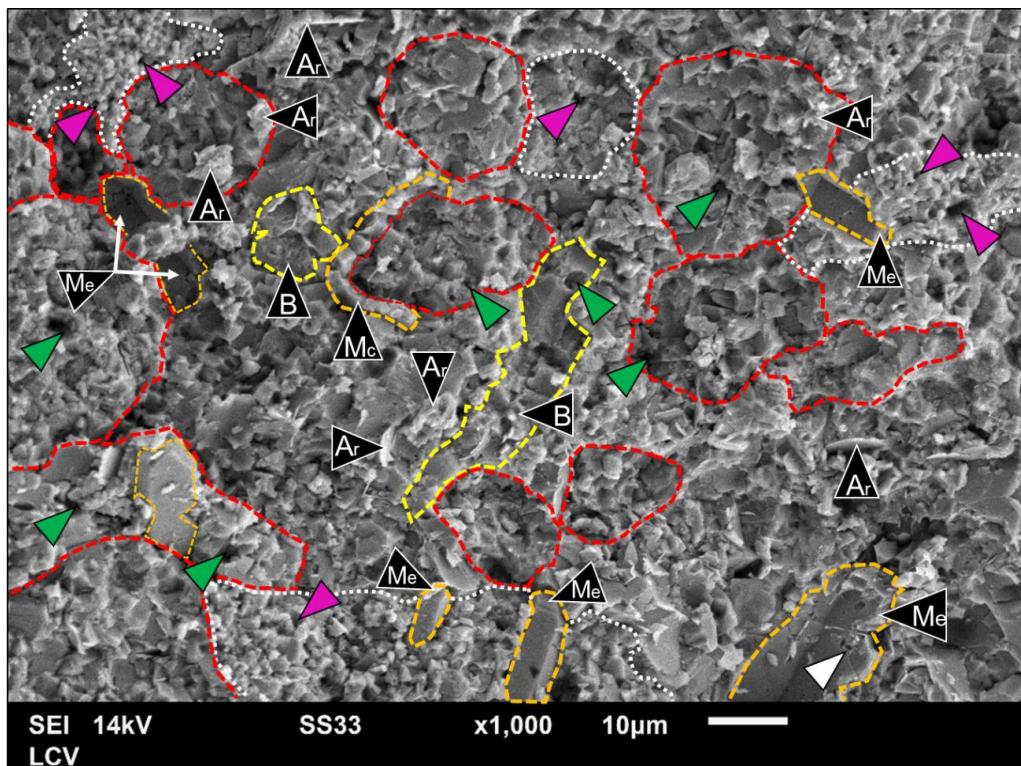


Figura 7.2.4. (X1000) Imagen *BSE* de *packstone* intraclástico-bioclastico (M-8, laboratorio LCV). Los intraclastos compuestos por microesparita y arcillas (línea punteada roja) están en contacto cóncavo-convexo o puntual entre sí, e inmersos en una pseudomatríz micrítica (línea punteada blanca). Dentro de la pseudomatríz micrítica con láminas de arcillas subordinadas (**Ar**) se observan cristales prismáticos euhedrales de microesparita (línea naranja, **Me**). Los intraclastos pueden estar rodeados por franjas isopáquicas de cemento micrítico-microespartico (señalado con línea naranja y triángulo **Mc**). Tipos de porosidades: 1) intraparticula (triángulo verde): en intraclastos, está compuesta por microporos irregulares, subordinados planares y regulares. Los bioclastos (**B**, línea amarilla) presentan nanoporos dispersos y microporos regulares intercristalinos. en bioclastos globosos los microporos tienen forma de cámara; 2) interparticula (triángulo fucsia), compuesta por nanoporos y microporos poligonales por disolución total de cristales de micrita y microesparita de la pseudomatríz y 3) intracristalina: principalmente compuesta por nanoporos en prismas de microesparita, **Me** (triángulo blanco).

La micrita de la pseudomatríz es apretada o cerrada, de textura anhedral compacta, con morfología de cristal subhedral-anhedral y contactos completamente coalescentes

pero distinguibles. Por lo anterior, la microfacies de *packstone* tiene una porosidad interparticular muy baja. Las porosidades (detalladas en la figura 7.2.4) son las siguientes: a) intraparticular en intraclastos y en bioclastos, b) porosidad interparticular, dentro de la pseudomatríz y c) intracristalina, por disolución parcial dentro de cristales de calcita.

En la figura 7.2.5, los mapas de Si y Al permiten reconocer intraclastos que están compuestos en parte por arcillas. A su vez, contienen clastos terrígenos que se identificaron combinando los mapas de Si y Al. Las altas concentraciones relativas de Si indican la presencia de cuarzo y las de Al, feldespatos.

Existe una muy buena correlación entre los mapas de Al y Mg, en ambos las mayores concentraciones de los respectivos elementos coinciden con la distribución de arcillas dentro de los intraclastos y de la pseudomatríz.

En el mapa de Ca los agregados de microesparita están en alta proporción dentro de los intraclastos y la pseudomatríz, también es de naturaleza predominantemente carbonática, por lo cual hay poco contraste de color entre ambos componentes. Los mapas de Si y Ca permiten distinguir una pseudomatríz de composición predominante micrítica, subordinada micrítica-arcillosa y, dentro de la última, zonas formadas únicamente por agregados de arcillas. La ausencia de Si y la presencia de Ca en el espacio entre intraclastos indica material ligante carbonático (micrita y microesparita). Dentro de las arcillas se reconoce cuarzo criptocristalino (Al ausente y Si máximo).

Los bioclastos de composición calcítica, son muy difíciles de reconocer en el mapa de Ca, ya que la roca es principalmente carbonática como expresa el pico de Ca en el espectro elemental (EDS) de área total (Fig. 7.2.5 E).

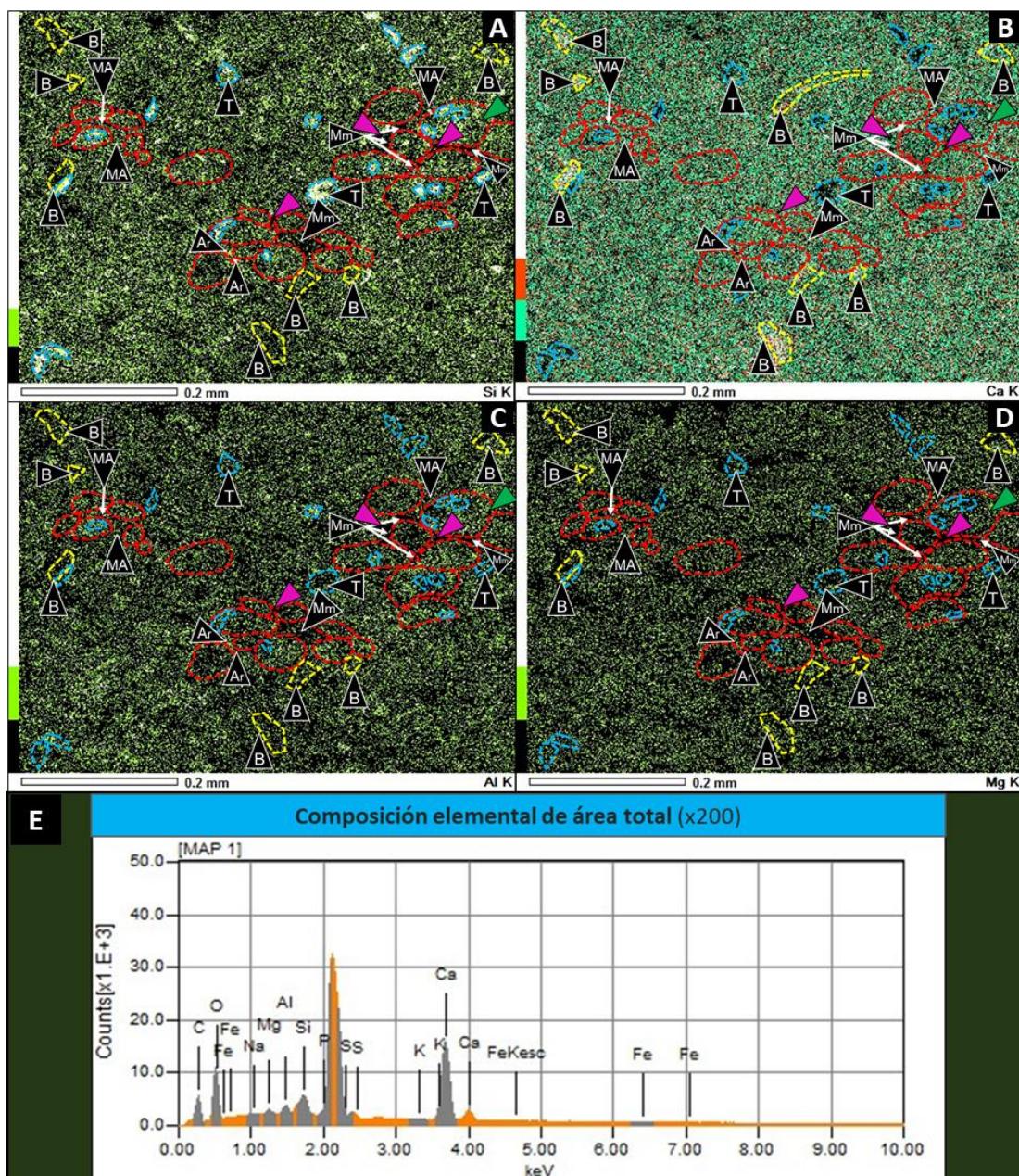


Figura 7.2.5: Mapas de distribución de elementos químicos (X200) en microfacies de *packstone* intraclástico-bioclastico (M-8, laboratorio LCV). **A)** Silicio (Si), **B)** Calcio (Ca), **C)** Aluminio (Al) y **D)** Magnesio (Mg). Se observa una buena correlación entre los mapas de Si y Al, entre los mapas de Al y Mg y una mala correlación entre los mapas de Ca y Mg. Entre los mapas de Si y Ca la correlación es inversa (el máximo en A suele ser mínimo en B) y viceversa). Los elementos Si, Al y Mg se encuentran presentes en los agregados de arcillas. Los intraclastos, presentan colores verdes a blancos (máximos de Si) y en el espacio interparticular que los rodea, la señal se atenúa a un verde muy apagado, casi negro (al igual que en el mapa de Al). Intraclastos: línea punteada roja, clastos terrígenos: línea punteada celeste y letra T, bioclastos con línea punteada amarilla (B), pseudomatríz de composición micrítica (Mm), pseudomatríz arcillosa (MA) y agregados de arcillas (Ar, triángulo). Triángulo fucsia: porosidad interparticular y verde intraparticular. **E)** Espectro elemental (EDS) de área total (X200). El pico principal es el de calcio y los picos secundarios son de Si, Al y Mg. Los clastos terrígenos son escasos y contribuyen poco a la concentración total de Si y Al.

La imagen *BSE* de la figura 7.2.6 corresponde a un *packstone* (por sectores *grainstone*) intraclástico-peloidal con pseudomatríz de composición micrítica-arcillosa.

Son características las agrupaciones de placas de cocolitos inmersas en la pseudomatríz. La misma, presenta poros móldicos asociados a la disolución de placas de cocolitos, microporos irregulares o *vugs* y subordinados nanoporos regulares.

La pseudomatríz está compuesta por micritas y microesparitas apretadas (*tights*). Se caracterizan por presentar una fábrica soldada y entrelazada, con morfología de cristal subhedral a anhedral y límites de cristal coalescentes pero diferenciables.

Es común que la pseudomatríz presente gradación transicional en el tamaño de cristal, en una corta distancia a través de una línea imaginaria de 10 a 20 μm , de micrita anhedral (tamaño $<4 \mu\text{m}$) a microesparita de hábito anhedral y subhedral (tamaño promedio 6 μm).

El cemento calcítico está integrado principalmente por agregados de esparita idiotópica, ecuante y de buen desarrollo (los cristales euhedrales alcanzan los 120 μm) y microesparita idiotópica subordinada al anterior. Los tipos de poros en la esparita son nanoporos de forma regular y microporos con forma triangular y poligonal.

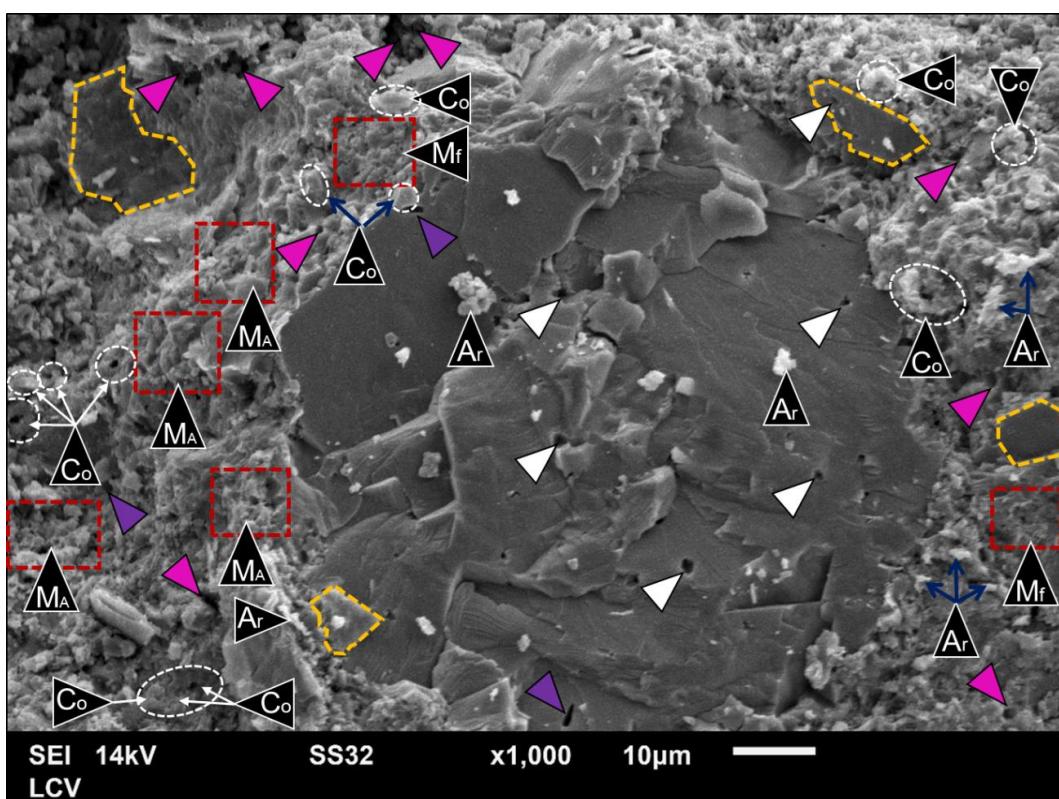


Figura 7.2.6 (X1000) Imagen BSE de packstone/grainstone intraclástico-peloidal (M-105, laboratorio LCV). En el centro se muestra un cristal ecuante de esparita (de aproximadamente 80 μm) con porosidad intracristalina (triángulo blanco) integrada por nanoporos regulares, microporos de 2-3 μm poligonales (4 lados) y microporos móldicos rectangulares (2 a 3 μm). Los cristales de microesparita (línea punteada naranja) también presentan nanoporos regulares. Dentro de la pseudomatríz micrítica con láminas de arcillas subordinadas (**Ar**), se reconocen dos tipos de microtexturas en sectores recuadrados con línea punteada roja: 1) Anhedral compacta (MA) y 2) Fusionada (Mf). La porosidad interpartícula (triángulo fucsia) asociada a la pseudomatríz, contiene microporos grandes irregulares o *vugs* de hasta 10 μm y nanoporos a microporos poligonales (< 1 a 6 μm) y microporos móldicos con forma de cámaras ($< 12 \mu\text{m}$).

En el mapa de Ca (Fig. 7.2.7 B) el cemento calcítico con forma irregular, presenta colores verde claros, por elevada concentración del elemento. Además de estos mosaicos, se reconocen cristales individuales de microesparita y esparita ecuantes y prismáticos con elevada respuesta.

En los mapas de Si, Ca, Al y Mg (Fig. 7.2.7 A-B-C-D, respectivamente), se observa una pseudomatriz de composición mixta integrada, en orden de abundancia, por: micrita, arcillas y cuarzo criptocristalino. En el espacio interpartícula entre intraclastos, existe cuarzo criptocristalino y aislada presencia de microporos.

Los intraclastos se distinguen de los peloídes micríticos porque los primeros suelen ser más angulosos y pueden contener clastos terrígenos, mientras que los segundos son predominantemente subcirculares. Composicionalmente, puede distinguírselos por las diferencias composicionales en los mapas de Ca, Si y Al (Fig. 7.2.7 A-B-C).

Existe buena correlación entre los mapas de Si y Al y mala correlación entre el Ca y Mg (Fig. 7.2.7. A-B-C-D). Existe una buena correlación entre los mapas de Al y Mg (Figs. 7.2.7 C y D), en ambos las mayores concentraciones de los respectivos elementos coinciden con la distribución de arcillas, principalmente dentro de los intraclastos, por lo que ambos mapas permiten identificar muy bien a cada individuo.

En la figura 7.2.7 E, el espectro químico elemental (EDS) de área total de la figura 7.2.7 A a F, tiene como picos principales al Si y Ca y secundarios al Al, Mg y Na. La abundancia de Si y Al se justifica por la alta proporción de intraclastos, que son el principal componente de la roca.

En general, en las distintas microfacies carbonáticas estudiadas de la Formación Vaca Muerta bajo MEB, los espectros químicos elementales (EDS) de área total (x200) tienen como picos principales al Ca y Si y secundarios al Al, Mg y Na. Sin embargo, hay microfacies donde la suma del % en peso de Si y Al es mayor al % en peso de Ca, debido a la abundancia de intraclastos arcillosos que constituyen el principal componente de la roca.

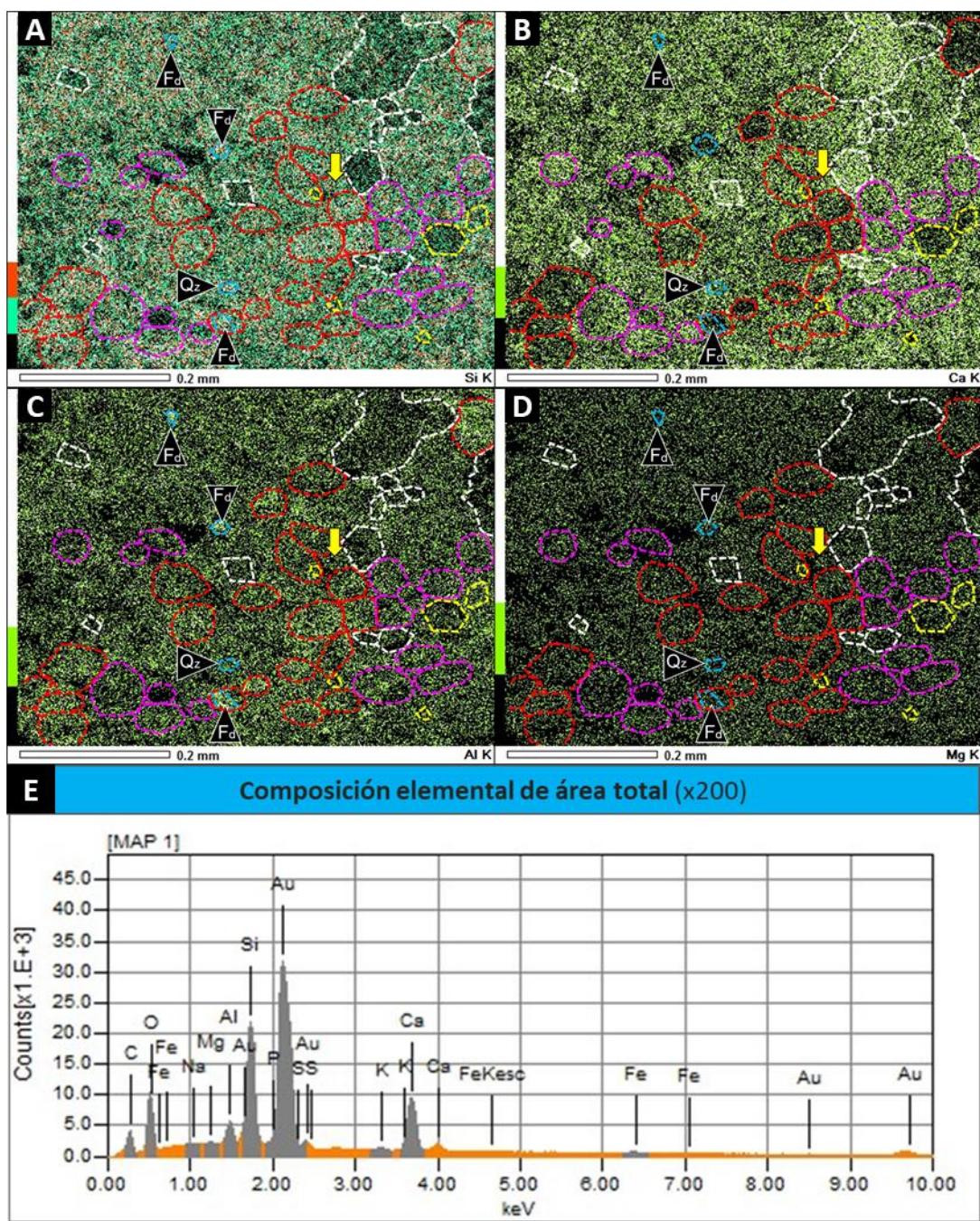


Figura 7.2.7. (X200) Mapas de distribución de elementos químicos en *packstone/grainstone* intraclástico-peloidal (M-105, laboratorio LCV). **A) Silicio (Si), **B)** Calcio (Ca), **C)** Aluminio (Al), **D)** Magnesio (Mg). En **B**), el cemento calcárico se aprecia por los colores verde claro y blanco (valores altos y máximos de Ca, respectivamente). En **A**) y **C**) el Si y Al se ven apagados con predominio de colores verde oscuro y negro (mínimo) en los sectores de cemento calcárico. En el mapa de Ca los peloides micríticos contienen alta proporción de Ca homogéneamente distribuido, con pequeños sectores puntualmente atenuados de color verde oscuro a negro que, están iluminados en el mapa Si por presencia de cuarzo criptocristalino. En el mapa de Al, los peloides micríticos tienen una respuesta atenuada con predominio del negro (mínimo) y verde oscuro disperso (bajas proporciones), que indican baja proporción de arcillas. Los intraclastos en el mapa de Ca presentan una señal atenuada, representada por colores verde oscuro y negro (bajo contenido de calcio). Por el contrario, en el mapa de Si y Al, los intraclastos presentan elevada respuesta con colores rojos y blancos (concentración elevada a máxima) en el mapa de silicio y colores verdes a blancos (concentración elevada a máxima) en el de Al, que indican que los mismos están compuestos principalmente por arcillas y cuarzo cripto/microcristalino. En **D**) el Mg presenta mayor concentración en los intraclastos que en los peloides 1) intraclastos: línea roja; 2) peloides micríticos: línea fucsia; 3) cemento y cristales de microesparita y esparita: línea blanca; 4) clastos terrígenos: línea celeste (Q_z : cuarzo y F_d : feldespato). La flecha amarilla en **A**), **B**), **C**) y **D**) marca un intersticio entre intraclastos con cuarzo criptocristalino. **G)** Espectro químico elemental (EDS) de área total (X200).**

7.2.1 Interpretaciones

Estudio MEB y mapas de elementos químicos

Los mosaicos de cristales de microesparita y esparita de forma ecuante (de hasta 120 μm) y tamaño variable ocupan espacios interpartícula y tapizan partículas no esqueletales. Estas características, sumadas a aquellas descriptas bajo microscopio petrográfico (granular, blanca y de aspecto límpido) permiten interpretarla como de origen mesogenético resultado del neomorfismo agradacional.

En microfacies de *packstone* intraclástico-bioclastico y *packstone/grainstone* intraclástico-peloidal la cementación temprana (de la que no quedan relictos por efectos del neomorfismo) y la composición netamente carbonática de los peloídes subcirculares, reflejada en los mapas elementales (EDS) con colores de máxima concentración de Ca, amortiguaron la deformación por carga litostática desde etapas tempranas de la diagénesis hasta la mesogénesis tardía. Luego, los intraclastos con formas principalmente en elipse, evidencian un comportamiento más dúctil que los anteriores, que se explica por la mayor proporción de arcillas reconocidas en imágenes *BSE* y mediante la combinación de mapas de Si, Al y Mg.

En microfacies de *packstone* intraclástico-bioclastico la existencia de prismas euhedrales de microesparita “flotando” en una matriz micrítica anhedral compacta y la gradación transicional de tamaño cristalino de zonas de micrita a microesparita xenotópica, son resultado del neomorfismo agradacional. Las texturas de la micrita-microesparita de la pseudomatríz anhedral compacta con bordes entre cristales difíciles de diferenciar y fusionada (subordinada) con bordes prácticamente indiferenciables, indican un elevado grado de neomorfismo.

Según Bathurst (1975), los iones provenientes de la calcita disuelta por compactación química, se pueden difundir fuera del punto de contacto y precipitar en superficies de granos no sometidas a esfuerzos. En microfacies de *packstones/grainstones*, en la zona contigua entre partículas no-esqueletales con contactos cóncavo-convexos, se concentran agregados de arcillas lámbricas deformados. La presión-disolución eliminó los microcristales de calcita dejando el material insoluble (arcillas) en la superficie de contacto. Las franjas isopáquicas de microesparita ecuante, que acompañan la forma de la partícula esqueletal, son interpretadas como producto de la reprecipitación asociada a compactación química.

A través de la presión-disolución, se generó porosidad móldica en microfacies de *packstones*, compuesta por microporos móldicos elongados dispersos o agrupados, asociada a la disolución de placas de cocolitos. La compactación química también generó la disolución de cristales de micrita y microesparita que dio lugar a microporos y

nanoporos geométricos o poligonales en los intraclastos y pseudomatríz. En peloides micríticos dio lugar a nanoporos regulares.

La elevada correlación que existe entre los mapas de Al y Mg se debe a que ambos elementos se distribuyen en arcillas de los intraclastos y en sectores de la pseudomatríz. Las arcillas están caracterizadas por contener alta proporción relativa de Mg, reflejada en los espectros (EDS) puntuales sobre las mismas (de 1.6 hasta 7% peso). Los picos secundarios de Mg no son despreciables frente a los picos principales de Al y Si y son mayores al del Ca, evidenciando la presencia de clorita. De acuerdo con Capelli *et al.* (2021), la clorita forma parte de una asociación tardía de arcillas diagenéticas de la Formación Vaca Muerta en la misma localidad de estudio (Puerta Curaco).

A través del estudio MEB, se interpretan dos mecanismos de generación de porosidad en las microfacies carbonáticas: 1) Compactación química (mesogénesis) y 2) diagénesis meteórica (telogénesis).

1) Los poros intercristalinos, entre la micrita y microesparita que compone la pseudomatríz, las partículas esqueletales y no esqueletales y cemento están uniformemente distribuidos en todos los componentes aloquímicos y ortoquímicos. Los nanoporos y microporos no presentan una distribución selectiva o localizada, sino que están distribuidos homogéneamente dentro de los constituyentes carbonáticos de la roca. De la misma manera, la porosidad intracristalina asociada a la esparita y microesparita está aleatoriamente distribuida en la superficie de los cristales. Este tipo de porosidad inter e intracristalina, que en general es geométrica (forma polígonos) y sigue planos de clivaje, se asocia a la compactación química durante la diagénesis por soterramiento. La disolución móldica de placas de cocolitos, también se asocia a compactación química por presión-disolución entre partículas. La porosidad móldica por disolución de placas de cocolitos, no pudo haberse generado por diagénesis meteórica ya que no es penetrativa, es decir, no corta indistintamente al resto de los elementos texturales que conforman la roca. Está localizada en función de la distribución inicial de los cocolitos, que presentan mayor potencial de disolución por presión que otros componentes carbonáticos. Los cristales sobredimensionados por sobrecrecimiento sintaxial en placas de cocolitos se vinculan al neomorfismo.

2) La porosidad compuesta por microporos e irregulares, no es muy frecuente o representativa. En microfacies de *packstones* y *grainstones* solo se reconocen microporos irregulares de hasta 10 μm . Estos *vugs* podrían vincularse a la diagénesis meteórica.

7.3 Análisis MEB y mapeo químico de elementos

Microfacies carbonáticas, Los Catutos

Sobre las imágenes BSE se describen la fábrica, microtextura de la matriz, grado de preservación de material planctónico, distribución del tamaño de los cristales de calcita, ultraestructura y composición de los elementos texturales.

En microfacies de *wackestone/packstone* bioclástico-peloidal (Fig. 7.3.1 A-B) son comunes las espícululas de esponja (*Rhaxella*) y radiolarios concentrados en niveles o

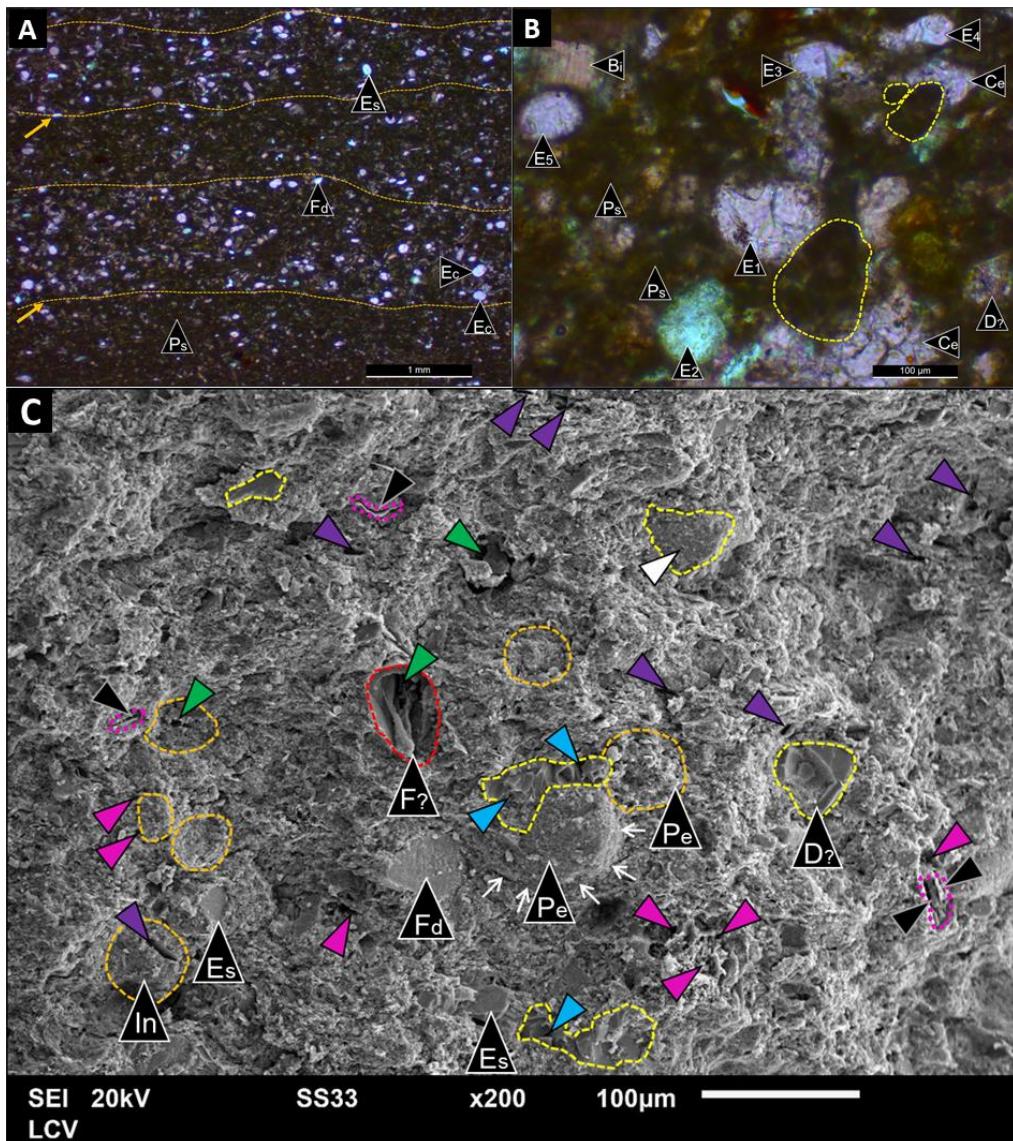


Figura 7.3.1: A) (X2.5) Nícolas cruzados. *wackestone/packstone* bioclástico (espiculítico) peloidal (EM-124) compuesta principalmente por espícululas (*Rhaxella*) silicificadas (**E_s**) y calcitizadas (**E_c**). **F_d**: feldespatos y **P_s**: pseudomatriz. B) (X20) Sector compuesto por espícululas (*Rhaxella*) calcitizadas (**E₁, E₃, E₄ y E₅**) y silicificada (**E₂**), peloídes calcimicríticos (línea amarilla), fragmentos de bivalvos (**Bi**) en una pseudomatriz micrítica-arcillosa (**P_s**) con cemento interpartícula de esparita ecuante (**Ce**). D: dolomita calcitizada C) (X200) imagen BSE (EM-124, laboratorio LCV). Línea roja: foraminífero (**F**), **E_s**: espícululas de esponja, **Pe**: peloide e **In**: intraclastos (naranja) y **F_d**: feldespato. Líneas amarillas: agregados de microesparita con porosidad interpartícula, bloques de esparita con porosidad intracristalina y dolomita (**D**). Porosidad intercristalina: triángulo celeste, móldica: triángulo violeta, intrapartícua: triángulo verde, interpartícua: triángulo fucsia, intrapartícua en *platelets* arcillosos: triángulo negro y líneas punteadas fucsias, intracristalina: triángulo blanco.

inmersos en la pseudomatriz y los peloídes micríticos. Como productos diagenéticos se reconocen, escasos parches de cemento esparítico interpartícula. En la figura 7.3.1 C se señalan los tipos de porosidad (intecristalina, intracristalina, interpartícula y móldica) por componente carbonático.

En la figura 7.3.2 se representa la distribución de Ca, Si, Al y la composición elemental (EDS) de área total de la figura 7.3.2 C. En los mapas de distribución de elementos de la figura 7.3.2, predomina el Ca sobre el Si y Al, y en el análisis elemental de área total el pico principal es el de Ca. Según los mapas de Ca-Si-Al y el análisis textural de la imagen 7.3.2 B y C, se deduce que la matriz es micrítica-arcillosa peloídal, con cuarzo criptocrystalino.

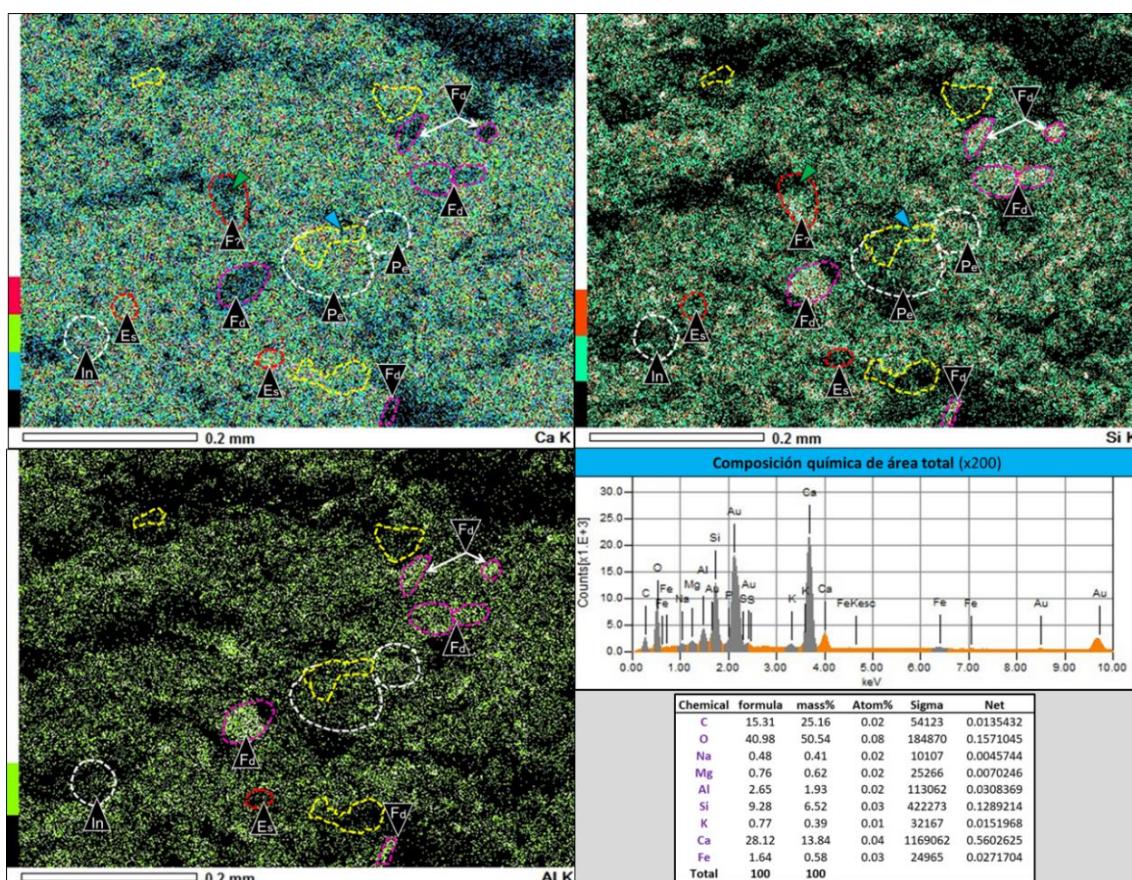


Figura 7.3.2: (X200) wackestone/packstone bioclástico (espiculítico) peloídal (EM-124, laboratorio LCV). Mapas de distribución de **Ca** (arriba izquierda), de **Si** (arriba derecha), **Al** (abajo izquierda) y composición elemental por EDS de área total (X200, abajo derecha). Los parches de microesparita y cristales de esparita aparecen iluminados con colores verdes-rojizos intensos en el mapa de **Ca** y negros en el mapa de **Si**. Los peloídes micríticos, tienen baja proporción de arcillas, ya que presentan colores fuertes verdes y rojos en el mapa de Ca y los intraclastos pueden distinguirse por presencia de porosidad móldica (por disolución de bioclastos elongados) y colores predominantemente celestes (y verde subordinado) en el mapa de Ca, que indica menor proporción de Ca que los peloídes. Las espícululas calcitizadas están iluminadas con colores fuertes, verdes y rojos en el mapa de Ca y son opacas en los mapas de Si y Al. Los clastos terrígenos se reconocen más fácilmente combinando los mapas de Ca-Si-Al. En el mapa de Ca los mismos tienen color verde negruzco a negro. **Fd** y líneas turquesas punteadas: feldespatos. **Pe** e **In** con línea punteada blanca: peloídes e intraclastos respectivamente, bioclastos marcados con línea punteada roja (**F?**: posible foraminífero, **Es**: espícula de esponja y línea punteada amarilla: parches de microesparita y cristales de esparita. Tipos de porosidad: triángulo celeste, intercristalina y triángulo verde, intrapartícula.

Los peloídes micríticos presentan aislada porosidad intrapartícula integrada por nanoporos entre cristales de micrita y los intraclastos presentan porosidad intrapartícula compuesta por nanoporos y microporos entre cristales de micrita y móldica que consiste en microporos rectangulares o globosos (Fig. 7.3.3 A).

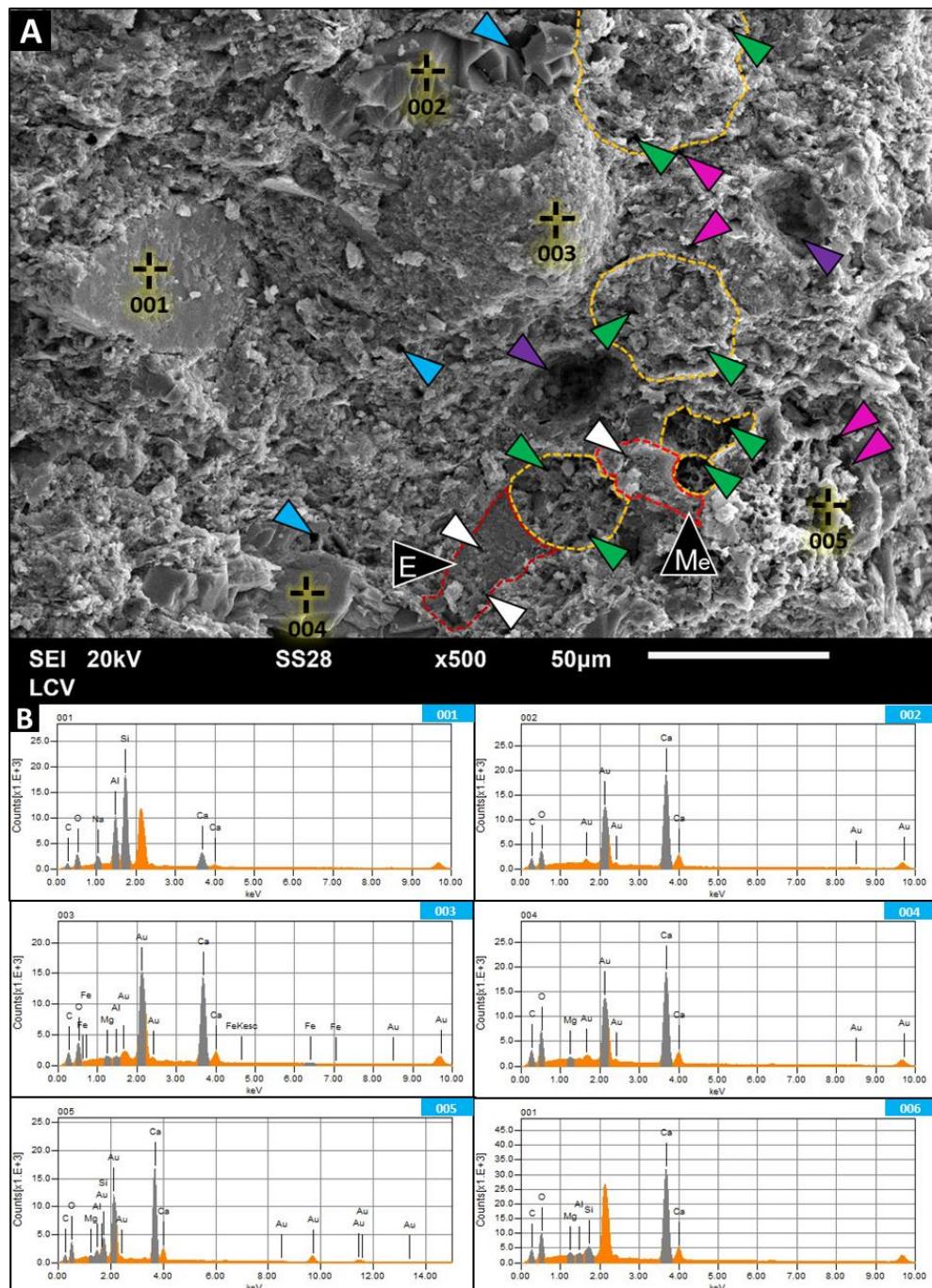


Figura 7.3.3: A) (X500) Imagen BSE de wackestone/packstone biocástico (espiculítico) peloidal (EM-124, laboratorio LCV). i) partículas no esqueletales (peloídes e intraclastos) con líneas punteadas naranjas y ii) esqueletales (espícula *Rhaxella*, 004). iii) cristal de esparita (E) con porosidad intracristalina (triángulo blanco) encerrado por línea bordó y agregado de microesparita (Me) interpartícula con línea roja. iv) Tipos de porosidad. Triángulos verdes: intrapartícula, fucsias: interpartícula, blancos: intracristalinos en la esparita, celestes: intercristalinos entre cristales de micrita o microesparita y violeta: móldico por disolución de foraminíferos. **B)** Espectros químicos puntuales. 001: clasto de feldespato, 002: cemento microesparítico, 003: peloíde micrítico, 004: Espícula de esponja (*Rhaxella*) calcitizada. 005: Pseudomatríz de composición micrítico-arcillosa. 006: Espectro puntual sobre un microcristal de calcita perteneciente al peloíde del punto 003. El punto 006 puede verse en detalle en la figura 7.3.5.

En la matriz micrítica-arcillosa la porosidad interpartícula consiste en microporos irregulares y rectangulares (móldica) y aislada porosidad asociada a *platelets* de arcillas. La figura 7.3.4 A-B, permite reconocer las microtexturas micríticas en peloídes.

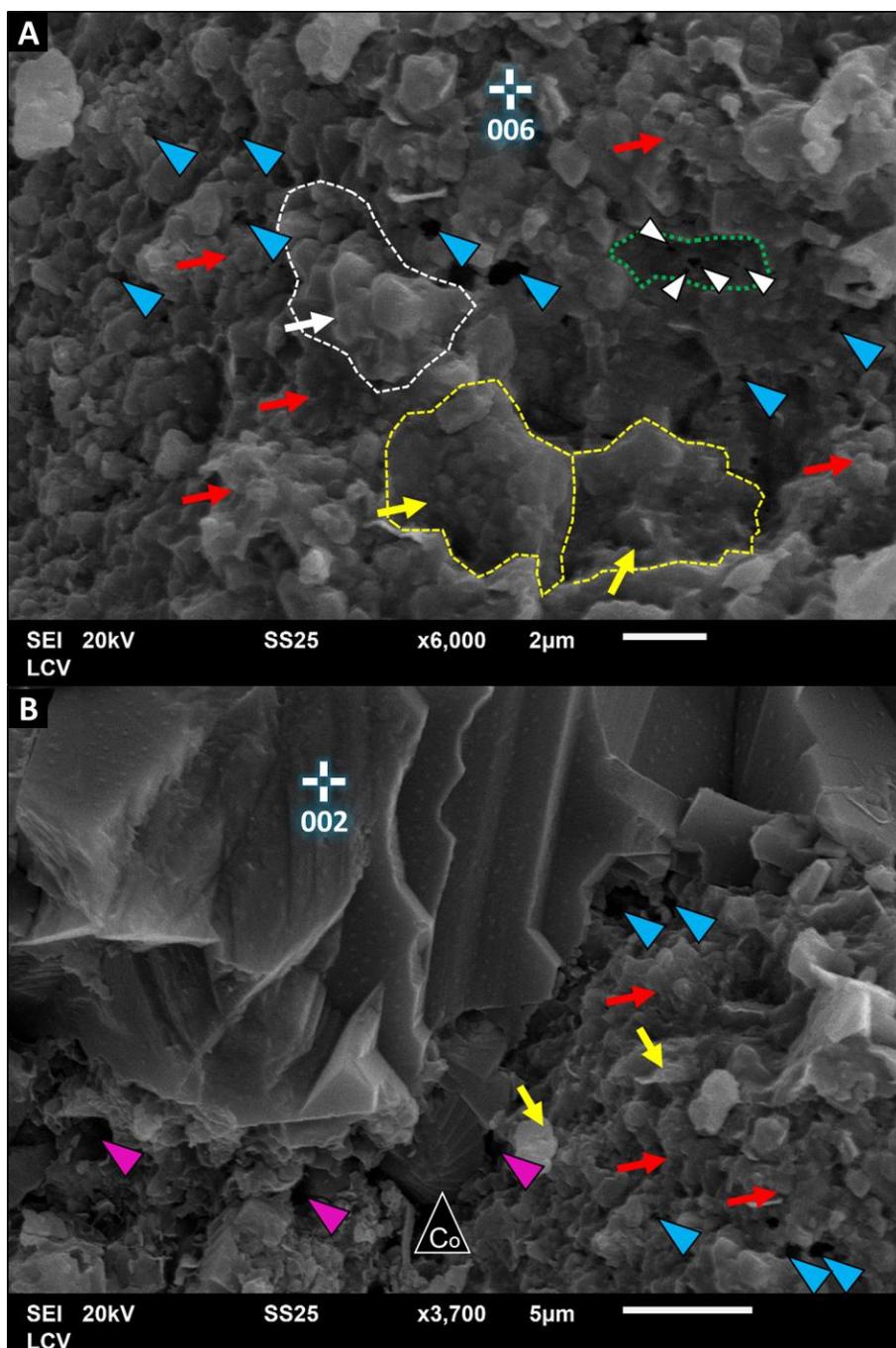


Figura 7.3.4: A) (X6000) Imagen BSE del peloide micrítico (punto EDS 003) de la figura 7.3.4 A (EM-124, laboratorio LCV). El punto **006**, sobre un cristal de micrita de esta figura corresponde al espectro químico elemental **006** de la figura 7.3.4 B donde predomina netamente el Ca. Sobre el peloide se reconoce porosidad intercristalina (triángulo celeste). Las líneas punteadas blancas y flechas blancas, indican microtextura micrítica subhedral compacta, las líneas punteadas y flechas amarillas indican microtextura micrítica fusionada y las flechas rojas indican microtextura anhedral compacta. **B)** (X3700) Imagen BSE que se corresponde con el cemento microesparítico de la figura 7.3.4 A, en ambas nombrado como **002**. En la pseudomatriz adyacente a **002**, se reconocen microtexturas de micritas anhedral y subhedral compactas (flechas rojas). **Co**: cocolito bien preservado, triángulos fucsias: porosidad interpartícula, celestes: intercristalina (entre micrita). Las flechas amarillas señalan arcillas.

La microfacies de wackestone peloidal-bioclastico (Fig 7.3.5 A-B) se caracteriza por la común presencia de espícululas de esponja (*Rhaxella*) calcitizadas y silicificadas y radiolarios, escasos a comunes peloides micríticos, escasos foraminíferos y aisladas calciesferas y clastos terrígenos. La pseudomatríz es abundante y su composición es micrítica-arcillosa peloidal. Como productos diagenéticos se reconocen principalmente escasos parches de cristales de microesparita en el espacio interpartícula (Fig. 7.3.5 C).

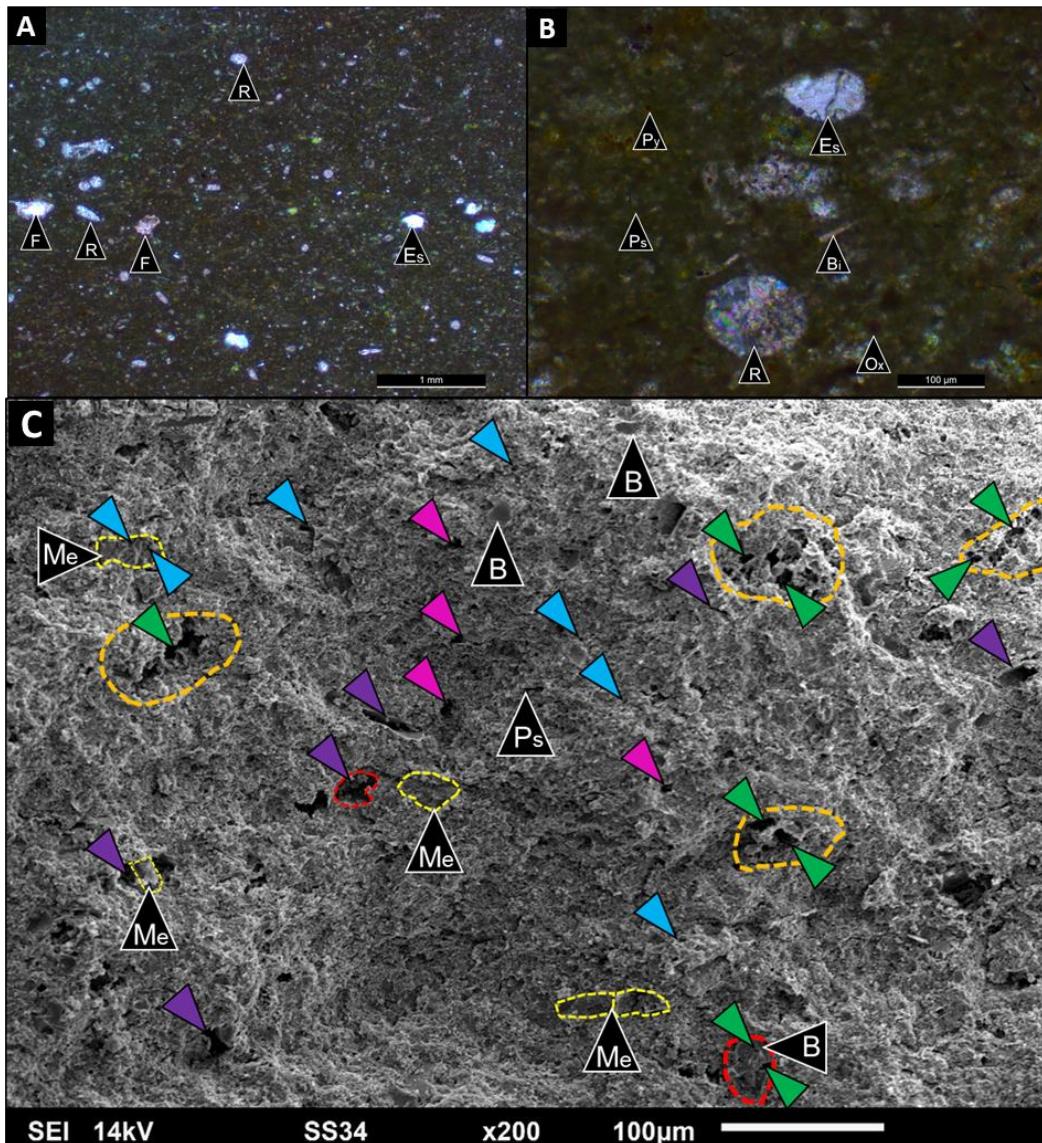


Figura 7.3.5: A) (X2.5) nicoles cruzados, wackestone peloidal-bioclastico (EM-128, laboratorio LCV). B) (X20) nicoles paralelos (EM-128). F: foraminíferos, radiolarios (R), espícululas calcitizadas (*Rhaxella*) (Es) y fragmentos de bivalvos (Bi) inmersos en una pseudomatríz (Ps) peloidal, con óxidos (Ox) y pirita (Py). C) (X200) Imagen BSE (EM-128). La porosidad intrapartícula en intraclastos se compone de microporos por disolución y en bioclastos de nanoporos a microporos. La pseudomatríz presenta poros móldicos, intercristalinos e interpartícula. Los primeros consisten en microporos rectangulares (por disolución de placas de cocolitos) de hasta 10 µm y poros móldicos en forma de cámaras. Los poros interpartícula son de forma irregular y por su tamaño se clasifican como microporos (promedio 2.5 µm). La porosidad intercristalina dentro de la pseudomatríz, está formada por nanoporos de forma regular y en los agregados de microesparita se reconocen microporos de bordes triangulares y poligonales ó geométricos. B: bioclastos indeterminados, partículas no esqueletales (líneas naranjas), pseudomatríz (Ps), agregados de microesparita (líneas amarillas, Me). Tipos de porosidades. triángulos celestes: intercristalina, verde: intrapartícula, violeta: móldica y fucsia: interpartícula.

En la imagen *BSE* (Fig. 7.3.5 C) se reconoce que los intraclastos presentan el mayor tamaño de poro (de todos los elementos texturales). La porosidad de los mismos, está integrada en parte por microporos que consisten en *vugs* de disolución. La pseudomatriz presenta porosidades intercristalina, interpartícula y móldica, mientras que, los parches de microesparita contienen porosidad inter e intercristalina.

En la figura 7.3.6 A y B se presentan los mapas de distribución del Ca y de Si, respectivamente (con la misma paleta de colores). Se identifican dos tipos de partículas no esqueletales mixtas, aquellas de composición micrítica-arcillosa (presentan mayor contenido de Ca respecto al Si y baja proporción de Al), y aquellas de composición arcillosa-micrítica (presentan mayor contenido de Si respecto al Ca y mayor proporción de Al que los anteriores). Se observa en el mapa de Ca mayor cantidad de píxeles coloreados de verde intenso, respecto al de Si. El color verde del Si, es más opaco y tiende más al negro, porque está en proporción más baja que el anterior. Por lo tanto, la pseudomatriz es micrítica-arcillosa con probable cuarzo criptocristalino.

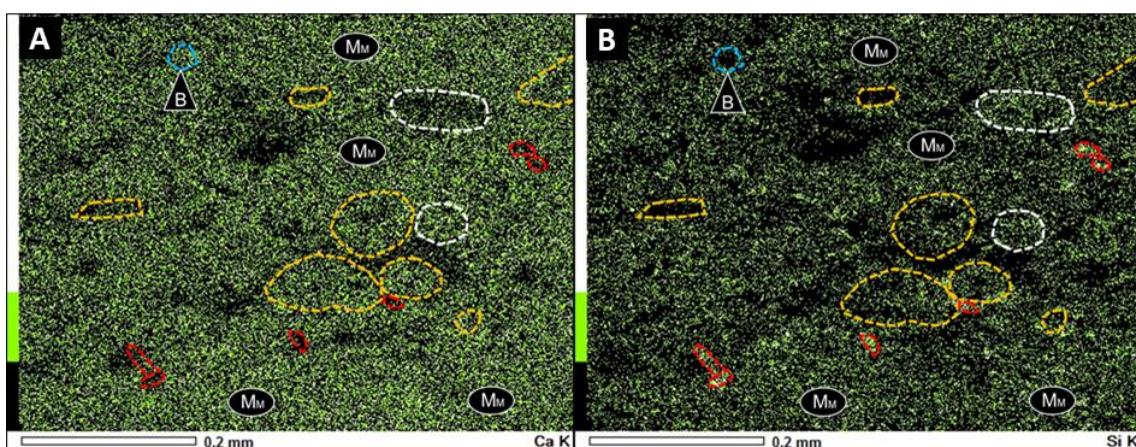


Figura 7.3.6: (X200) mapas de elementos químicos (EM-128, laboratorio LCV). **A)** Distribución de **Ca** y **B)** distribución de **Si**. Las partículas no esqueletales mixtas de borde naranja punteado son de composición principalmente micrítica y las de borde blanco son arcillosa-micríticas. Los clastos terrígenos presentan color verde intenso en el mapa de Si y tienen formas prismáticas. Bioclastos (**B**, celeste), matriz micrítica arcillosa (**Mm**) y clastos terrígenos (línea punteada roja). Todas las partículas no esqueletales presentan porosidad intrapartícula, por eso hay sectores de las mismas negras u opacas (sin Si y Ca), que probablemente correspondan en parte a *vugs* por disolución observados en 7.3.6 C.

A través de la combinación de la imagen *BSE* de la figura 7.3.7 A y los análisis *EDS* puntuales de la figura 7.3.7 B se reconocen en la microfacies de *wackestone* peloidal-bioclastico, clastos de cuarzo (alto Si, sin Ca ni Al), clastos de feldespato (picos de Si y Al, sin Ca), espículas calcitizadas con cuarzo subordinado (pico principal de Ca y secundario de Si) y espículas calcitizadas sin relictos de cuarzo (alto Ca, sin Si). Los agregados de microesparita idiotópica, ecuante son escasos a comunes (Fig. 7.3.7 A).

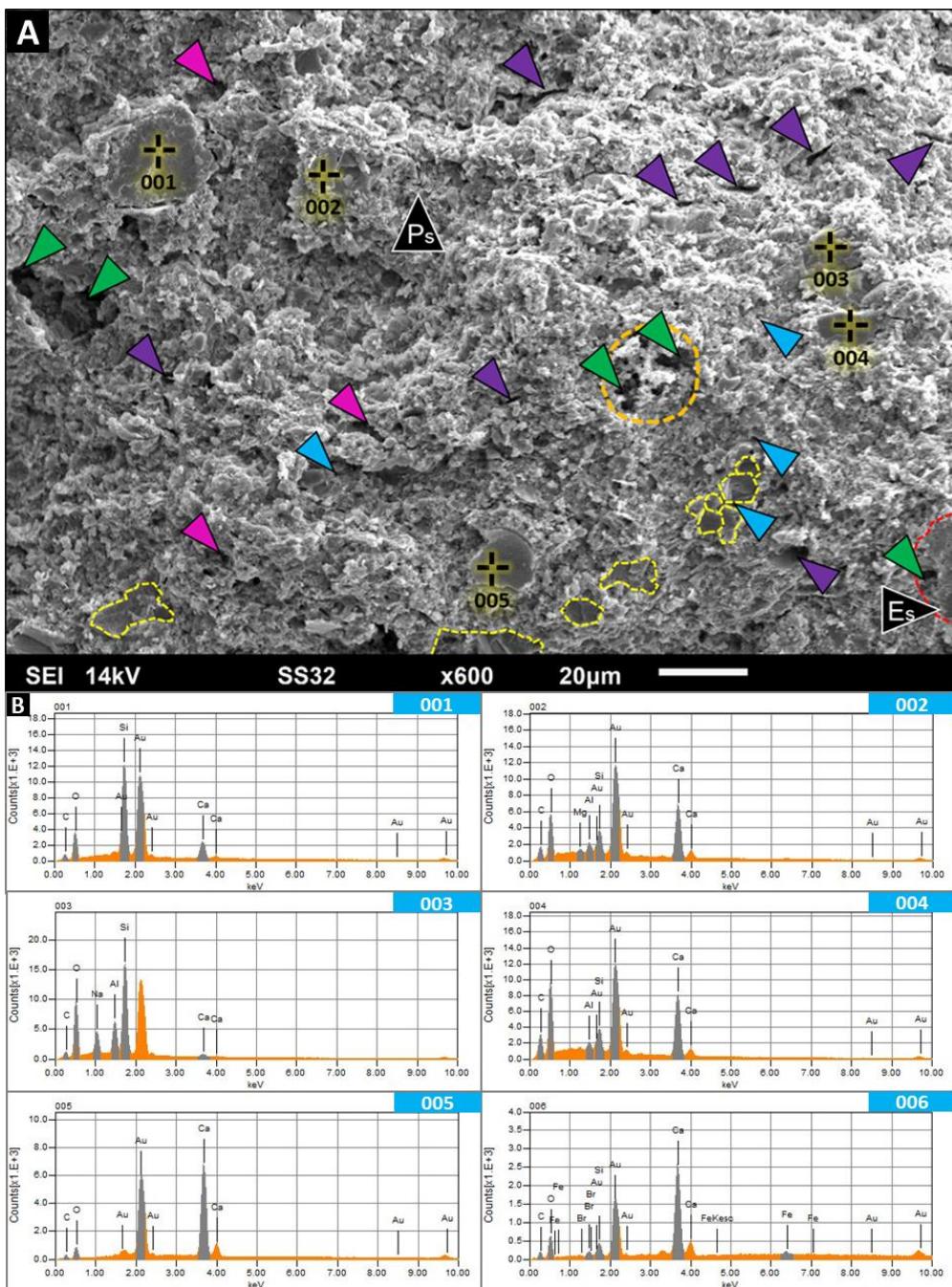


Figura 7.3.7: A) (X600) Imagen BSE de wackestone peloidal-bioclastico (EM-128, laboratorio LCV). Esta microfacies está compuesta por: i) Intraclastos con lineas punteadas naranjas, presentan vugs de disolución que consisten en microporos de 9 μm (tamaño promedio); ii) La partículas esqueletales (Es, espículas Rhaxella), tienen porosidad intrapartícula (triángulos verdes); iii) Mosaicos de microesparita idiotópica, ecuante (amarillo) con porosidad intercristalina (triángulo celeste), iv) pseudomatriz micrítica-arcillosa con las siguientes porosidades: interpartícula (triángulos fucsias), intercristalina entre cristales de micrita-microesparita (triángulos celestes) y móldica (triángulos violetas) con formas principalmente rectangulares (de hasta 10 μm) y subordinadas globosas., **B)** Análisis elemental EDS. **001:** clasto de cuarzo (alto Si, sin Ca ni Al), **003:** clasto de feldespato (picos de Si y Al, sin Ca), **002 y 004:** espículas calcitizadas con algo de cuarzo (pico principal de Ca y secundario de Si) y **005:** espícula calcitizada (alto Ca, sin Si). El punto **006**, corresponde a un bioclasto calcítico.

Los peloides calcimicríticos tienen formas subredondeadas y porosidad compuesta por nanoporos, por lo que son más compactos que los intraclastos (formas irregulares a elipsoides) que presentan microporos irregulares (Fig. 7.3.8 A).

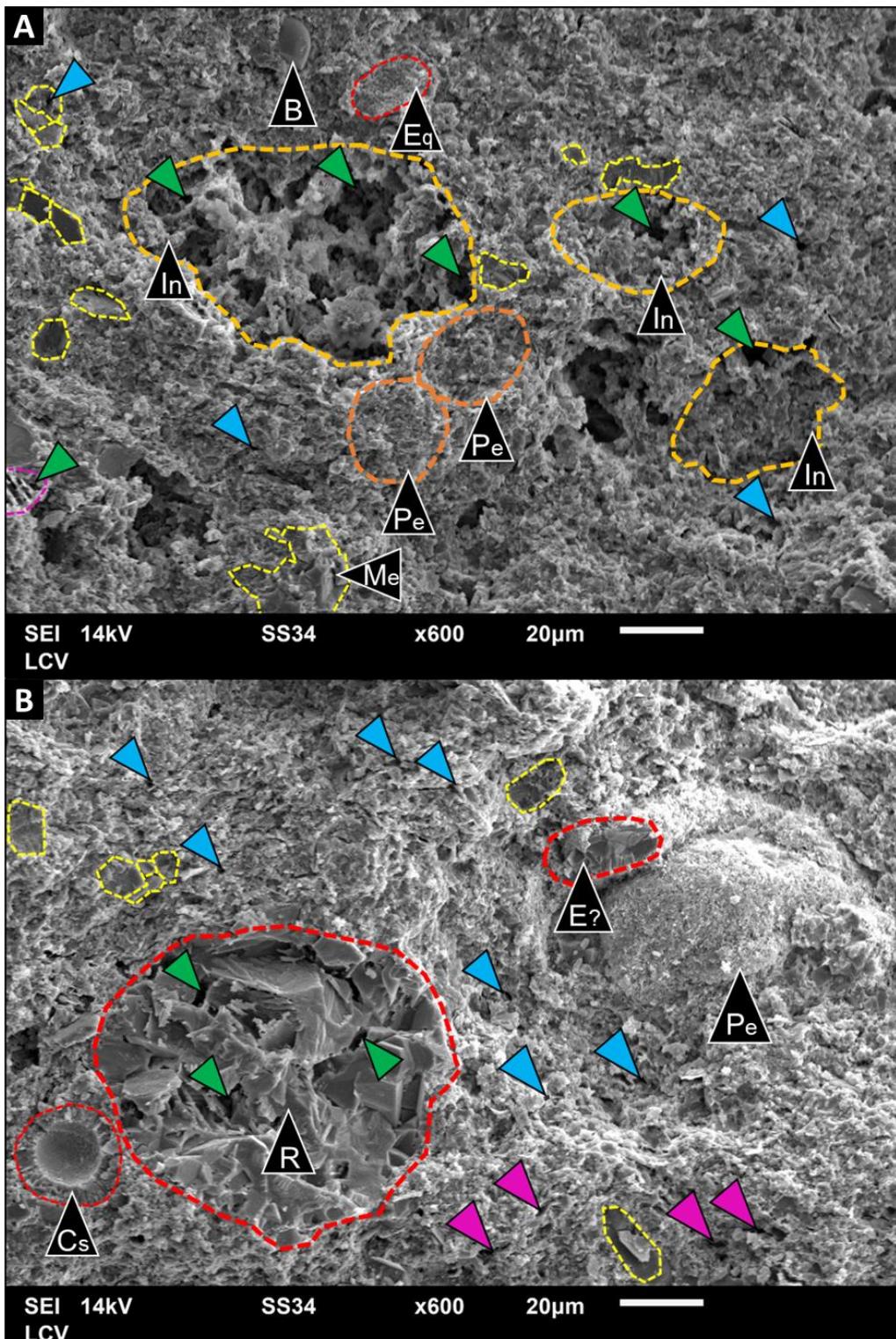


Figura 7.3.8: A) (X600) Imagen BSE de wackestone peloidal-bioclastico (EM-128, laboratorio LCV). Los intraclastos (In) tienen elevada porosidad compuesta por microporos de hasta 20 µm (vugs por disolución). Los peloideos (Pe) son subcirculares y presentan nanoporos. **B)** (X600) Imagen BSE (EM-128). Radiolario espumellárido (R) reemplazado por microesparita y esparita, una calciesfera (Cs) en el sector inferior izquierdo y espícula de esponja (E) (*Rhaxella*) calcitizada con forma reniforme. Pe: peloide micrítico, es compacto, sin deformación y porosidad intercristalina imperceptible bajo este aumento. **A-B)** Son escasos a comunes los mosaicos de microesparita idiotópica (Me), ecuante, con aislada porosidad intercristalina (nanoporos regulares). En la pseudomatriz se reconoce principalmente porosidad entre cristales de micrita (intercristalina), microporos por disolución y subordinada porosidad asociada a platelets de arcilla (en el sector inferior izquierdo A), línea fucsia punteada y triángulo verde). Eq: fragmento de equinodermo, B: bioclasto indeterminado. Porosidades: triángulos celestes: intercristalina, verde: intrapartícula y fucsia: interpartícula (microporos irregulares y rectangulares <10 µm, por disolución de cocolitos).

Los radiolarios espumelláridos (Fig. 7.3.8 B) presentan nano a microporos entre los cristales de esparita y los peloides micríticos de la pseudomatriz tienen una porosidad que cuesta discriminar con aumentos intermedios (X600).

En la figura 7.3.9 A-B-C se reconoce microtextura micrítica anhedral compacta (con arcillas subordinadas), compuesta por cristales de micrita de morfología anhedral a subhedral, y de bordes coalescentes difícilmente distinguibles con baja proporción de nanoporos intercristalinos regulares.

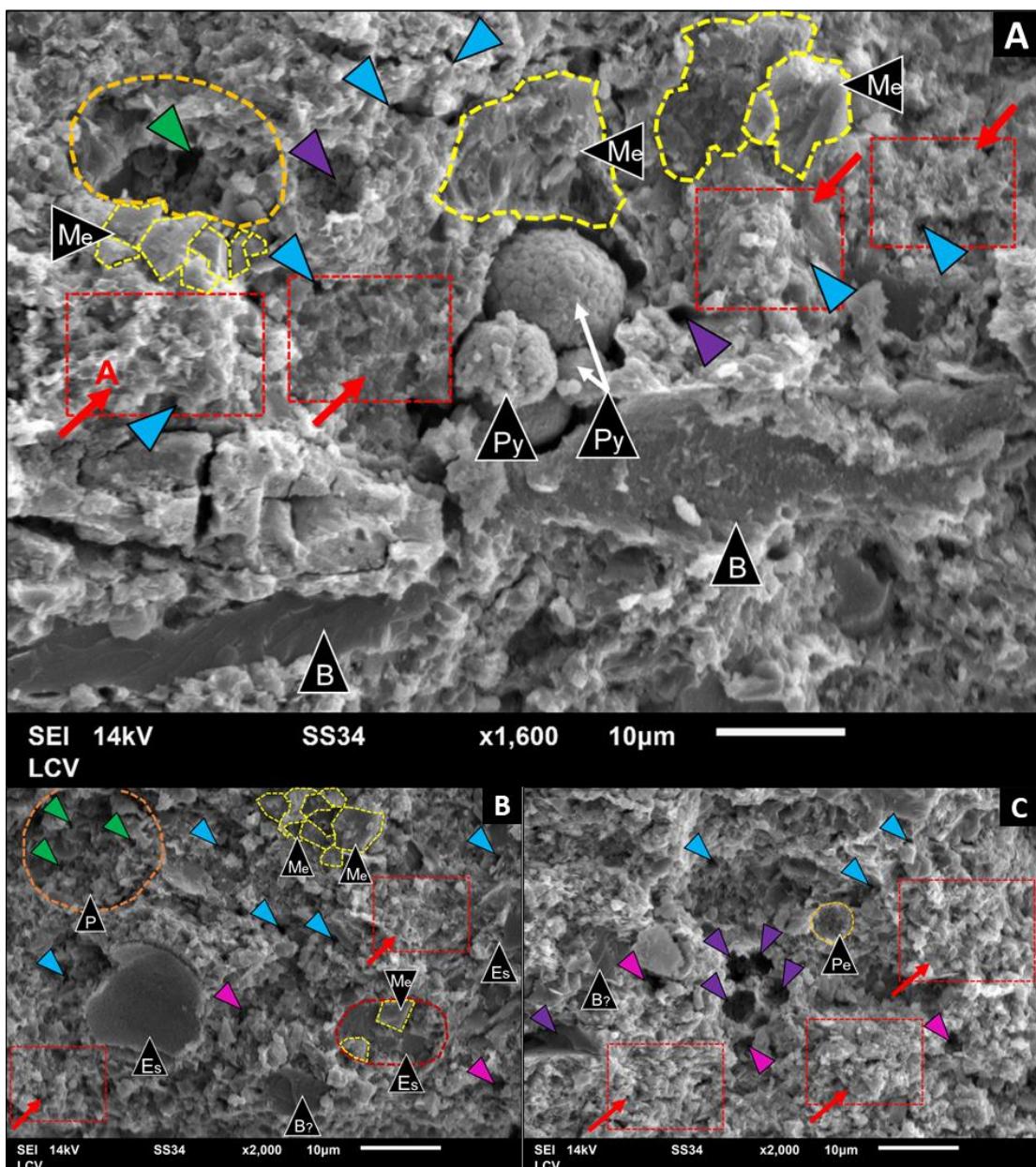


Figura 7.3.9: A-B-C) Imágenes BSE (X1600, X2000 y X2000, respectivamente) de wackestone-peloidal-bioclastico (EM-128, laboratorio LCV). Microtextura anhedral compacta (recuadros y flechas rojas), con baja proporción de nanoporos intercristalinos y bordes coalescentes (poco diferenciables). Hay sectores con arcillas intercrescidas entre los cristales de micrita. **Me** (línea punteada amarilla): microesparita idiotópica, ecuante y cristales euhedrales, **B-B?**: bioclasto indeterminado, **P** (línea naranja): peloide micrítico, **Es**: espícula de esponja (*Rhaxella*), **Py**: pira framboidal, **Ps**: pseudomatriz. Tipos de porosidad: triángulos celestes: intercristalina, verde: intrapartícula, violeta: móldica y fucsia: interpartícula.

Se reconocen agregados de microesparita idiotópica ecuante (Figs. 7.3.9 A-B) y agregados de microesparita xenotópica (Fig. 7.3.9 A). Las espículas calcitizadas contienen cristales de esparita ecuante y prismática. En las figuras 7.3.9 B-C se aprecia que los poros intrapartícula en peloides son nanoporos regulares, muy pequeños ($<2\text{ }\mu\text{m}$), entre cristales de micrita. Se reconoce porosidad móldica de forma globosa que se asemeja a cámaras (Fig. 7.3.9 B). Esta porosidad globosa, por la disposición de las cavidades corresponde a un foraminífero (Fig. 7.3.9 C).

En microfacies de *packstone/grainstone* bioclástico (Fig. 7.3.10) se observan foraminíferos rodeados por cemento esparítico con parches irregulares de cuarzo autigénico y pseudomatriz micrítica arcillosa de acuerdo a la interpretación de la imagen *BSE* y a los mapas de elementos de Si y Ca de figura 7.10 y al análisis petrográfico. En espacios inter e intrapartícula, se identifica cemento con textura *bladed* (Fig. 7.3.11). Este cemento presenta % en masa (Mg) = 5.

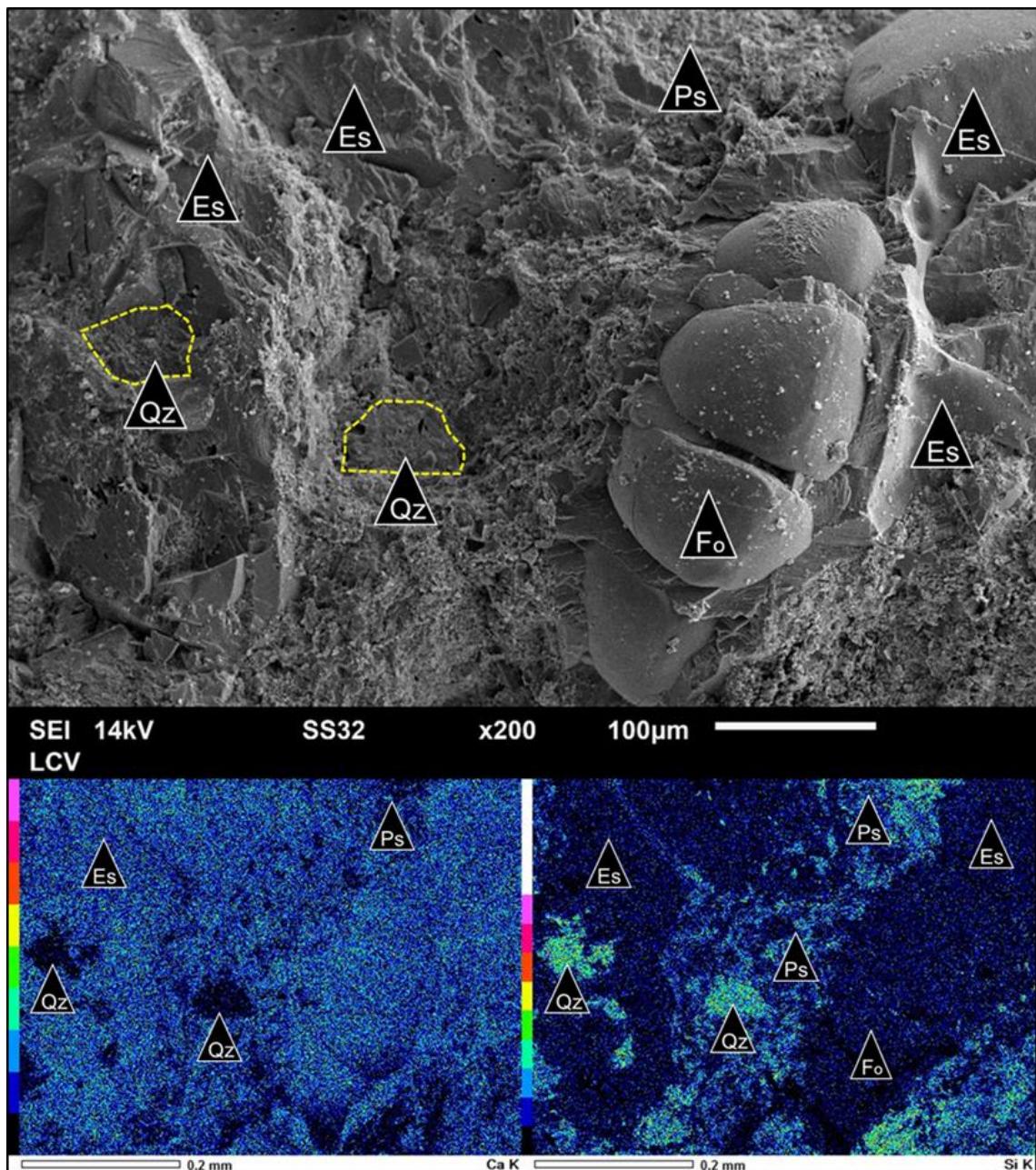


Figura 7.3.10. Sector superior, (X200) imagen BSE (EM-156, laboratorio LCV). *Packstone/grainstone* bioclástico con abundantes foraminíferos (**Fo**). **Es**: cemento esparítico, **Qz**: parches de cuarzo autigénico y **Ps**: pseudomatríz micrítica-arcillosa. Sector inferior, (X200) mapas de elementos químicos de Ca y Si del área de la imagen BSE. El foraminífero (**Fo**) y cemento esparítico, se distingue fácilmente por los colores azules apagados del Si y celeste con píxeles rojos en el mapa de Ca (altas concentraciones). Los parches de cuarzo (**Qz**) se resaltan en el mapa de Si con colores blancuzcos brillantes y azules negruzcos (apagados) en el de Ca. La pseudomatríz presenta colores intermedios de Si y Ca porque además presenta Al.

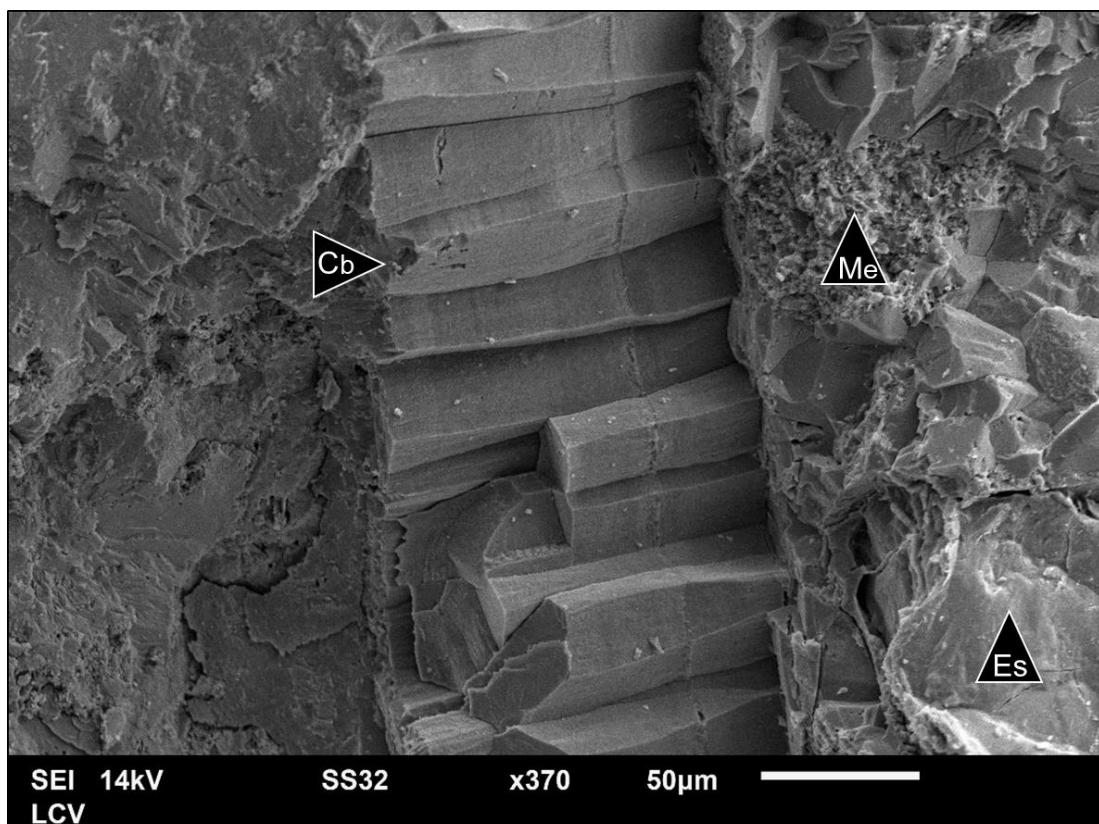


Figura 7.3.11. (X200) imagen BSE (EM-156, laboratorio LCV). *Packstone/grainstone* bioclástico con abundantes foraminíferos. Se observan distintos tipos de cementos interpartícula. **Cb**: franja isopáquica de calcita *bladed* de alto Mg, **Me**: agregados de microesparita con arcillas intercrescidas y **Es**: masas y mosaicos de esparita.

En las microfacies de *packstone-grainstone* intraclástico (Fig. 7.3.12 A-B), se reconoce común a moderada cantidad de partículas no esqueletales integradas principalmente por intraclastos micríticos (subcirculares y rectangulares), comunes bioclastos conformados por espículas de esponja (*Rhaxella*) y placas externas de microcrinoideos (*Saccocoma*), foraminíferos (*Epistomina*) y milliólidos, radiolarios y calciesferas y aislada a escasa cantidad de clastos terrígenos. Se identifica moderado a abundante cemento calcítico que consiste en mosaicos de microesparita y esparita idiotípicas, castañas y de aspecto sucio y mosaicos de microesparita y esparita idiotípicas, blancas y de aspecto límpido.

En la imagen BSE de la figura 7.3.12 C se reconocen parte de los constituyentes descriptos: intraclastos micríticos angulosos, placas externas de microcrinoideos saccocómidos. La pseudomatríz es arcillosa micrítica con mosaicos de microesparita y esparita.

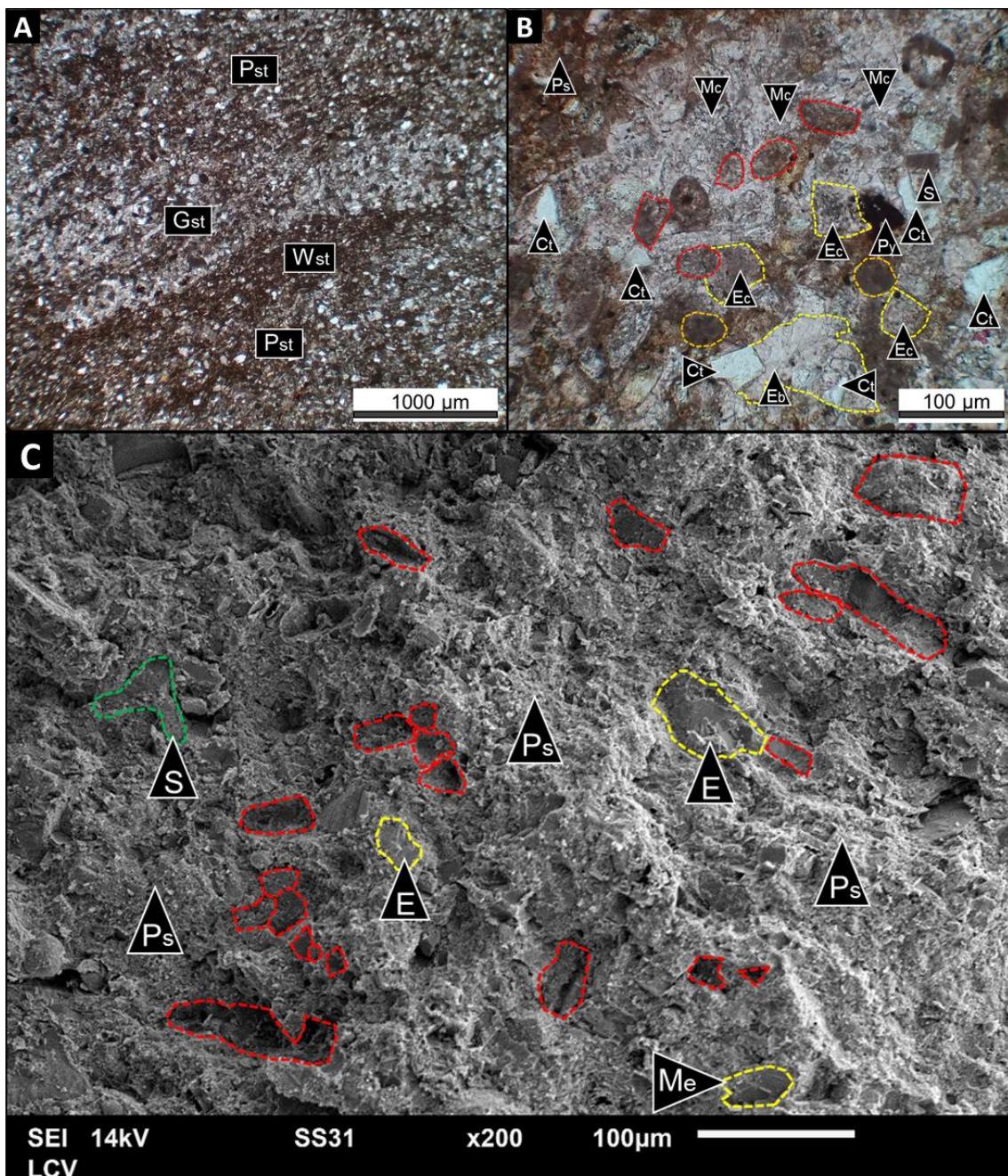


Figura 7.3.12: A) (X2.5) nicoles paralelos (EM-114, laboratorio LCV). Alternancia entre packstones (**Pst**) y grainstones (**Gst**) intraclásticos con intercalación de lentes de wackestones (**Wst**). B) (X20) Grainstone compuesto principalmente por intraclastos rectangulares y subcirculares (línea roja punteada), rodeados por microesparita y esparita castaña de aspecto sucio (**Mc** y **Ec**, respectivamente). El cemento esparítico blanquecino (**Eb**), de aspecto límpido, tapiza parte de la pseudomatriz (**Ps**) y engloba clastos terrígenos. Clastos de cuarzo (**Ct**), placas de *Saccocoma* (**S**). C) (x200) Imagen BSE en sector de *packstone* intraclástico (EM-114), donde se observan principalmente intraclastos rectangulares y angulosos (línea roja punteada), aisladas placas de saccocómidos (**S**) en una pseudomatriz arcillosa-micrítica (**Ps**) con cementos de microesparita (**Me**) y esparita (**E**) idiotópicas y cristales prismáticos o ecuentes de esparita.

En la figura 7.3.13 A través de la combinación de los mapas de Ca y Si, se identifica moderada cantidad de intraclastos de composición mixta, aunque dominantemente micríticos. El cemento carbonático, en el mapa de Ca, tiene mayor respuesta que los anteriores, alcanzando colores celestes verdosos brillantes. La pseudomatríz tiene alta proporción de Si y subordinada de Ca. Hay sectores sólo iluminados por Si, que podrían indicar presencia de cuarzo criptocristalino de origen autigénico.

El espectro de elementos (sector inferior Fig. 7.3.13) confirma que la pseudomatríz es de composición arcillosa-micrítica, con principal pico de Si y secundarios de Ca y Al.

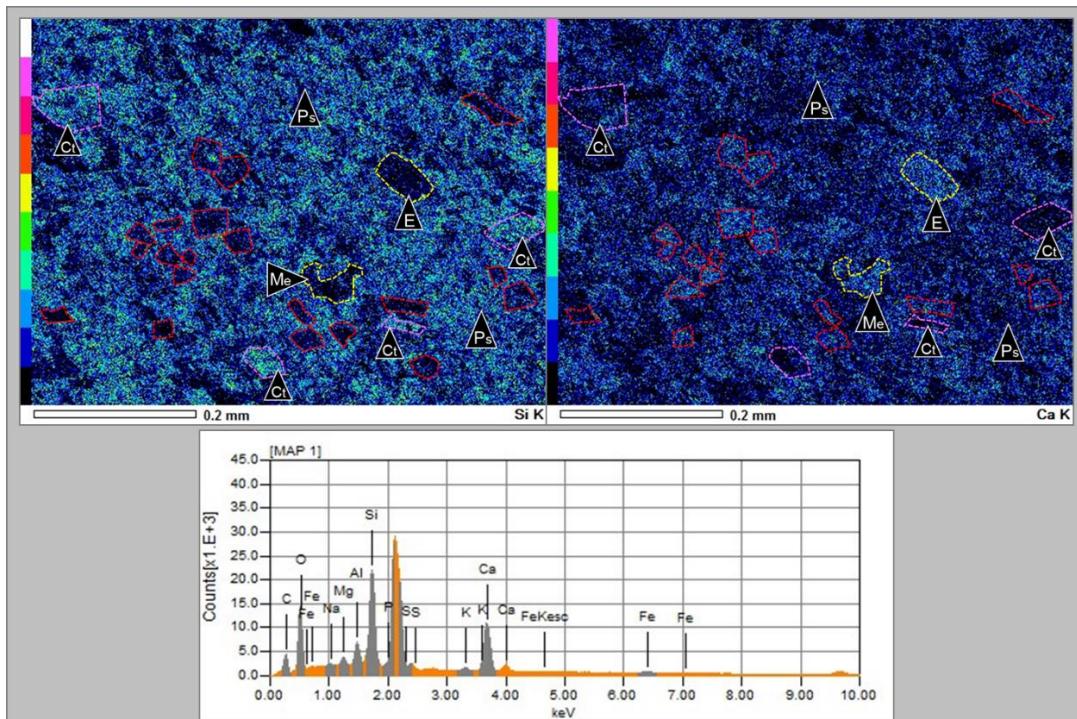


Figura 7.3.13: Mapas de distribución de elementos (X200) correspondientes al sector de packstone intraclástico de la figura 7.3.17 A (EM-114, laboratorio LCV). Arriba izquierda: **Ca**, arriba derecha: **Si**, y composición elemental por EDS de área total (x200) en la parte inferior. La pseudomatríz (**Ps**) arcillosa-micrítica, es celeste a celeste verdosa en el mapa de Si (alta proporción) y azul apagado en el mapa de Ca (baja concentración). La microesparita (**Me**, línea amarilla) y esparita (**E**, línea amarilla), tienen colores celeste-verdosos y verde-amarillentos brillantes en el mapa de Ca y azules muy apagados a negros en el mapa de Si. Los intraclastos (línea roja) tienen colores celeste azulados en el mapa de Ca que reflejan un menor contenido de este elemento respecto a los parches de cemento calcítico y cristales prismáticos de calcita (celeste verdoso). Los clastos terrígenos (**Ct**) presentan color amarillo verdoso brillante en el mapa de Si y no presentan respuesta (o tenue azulada) en el mapa de Ca. La composición elemental por EDS de área total (x200) tiene como pico principal al Si y como picos secundarios al Ca y Al.

En la figura 7.3.14 se reconoce una matriz mixta, con sectores donde predominan las arcillas y sectores con mayor contenido de micrita y, dentro de la última, zonas con intercrecimiento de arcillas entre los cristales de micrita. La composición (EDS) puntual sobre la pseudomatríz (Fig. 7.3.14, espectro químico elemental), muestra que los picos de Si y Ca son de similar altura. Dentro de las microtexturas micríticas está representada

la anhedral compacta, compuesta por cristales de micrita de bordes coalescentes, con baja proporción de nanoporos intercristalinos regulares. Se identifican en la pseudomatríz calcita de alto Mg y hábito romboédrico de dolomita.

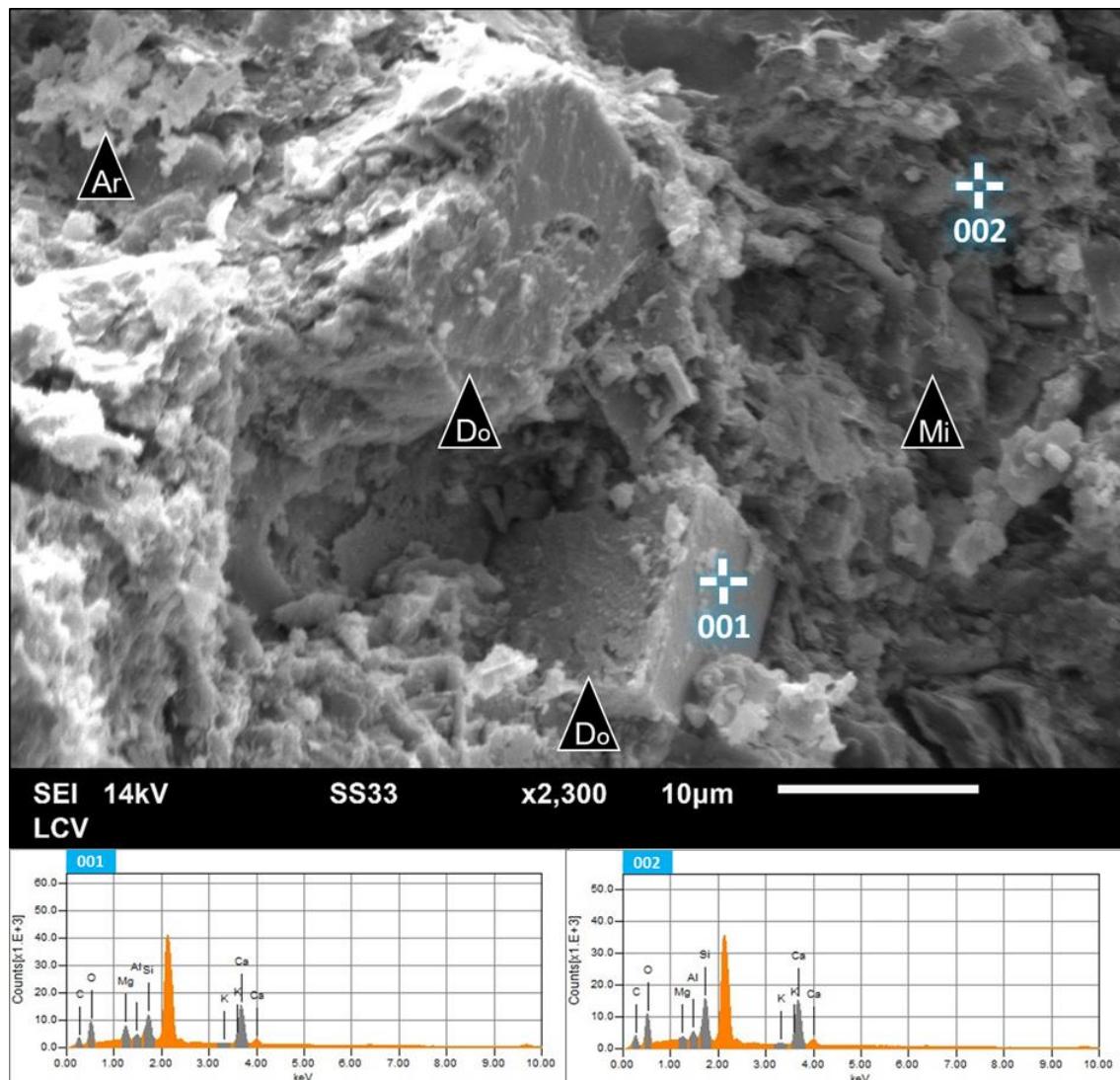


Figura 7.3.14: Sector superior, (X2300) imagen de electrones retrodispersados (EM-114, laboratorio LCV). Sector inferior, espectros químicos puntuales de cristal romboédrico de calcita de alto Mg (001) con hábito de dolomita y pseudomatríz (002). La pseudomatríz arcillosa-micrítica está compuesta por arcillas (Ar), sectores de micrita anhedral (Mi) compacta con bordes coalescentes y sectores con micrita y agregados de arcillas intercruzadas. EDS 001 (cristal romboédrico de calcita con alto magnesio y hábito de dolomita, Do), tiene un pico secundario de magnesio en el espectro elemental con un % en masa (Mg) = 4.9.

La figura 7.3.15 A, permite caracterizar la microtextura de los agregados de micrita de una fangolita bioclástica. Se reconocen sectores dominados por micrita-microesparita con arcillas subordinadas, que presentan microtextura anhedral compacta compuesta por cristales de bordes coalescentes y muy baja porosidad intercristalina.

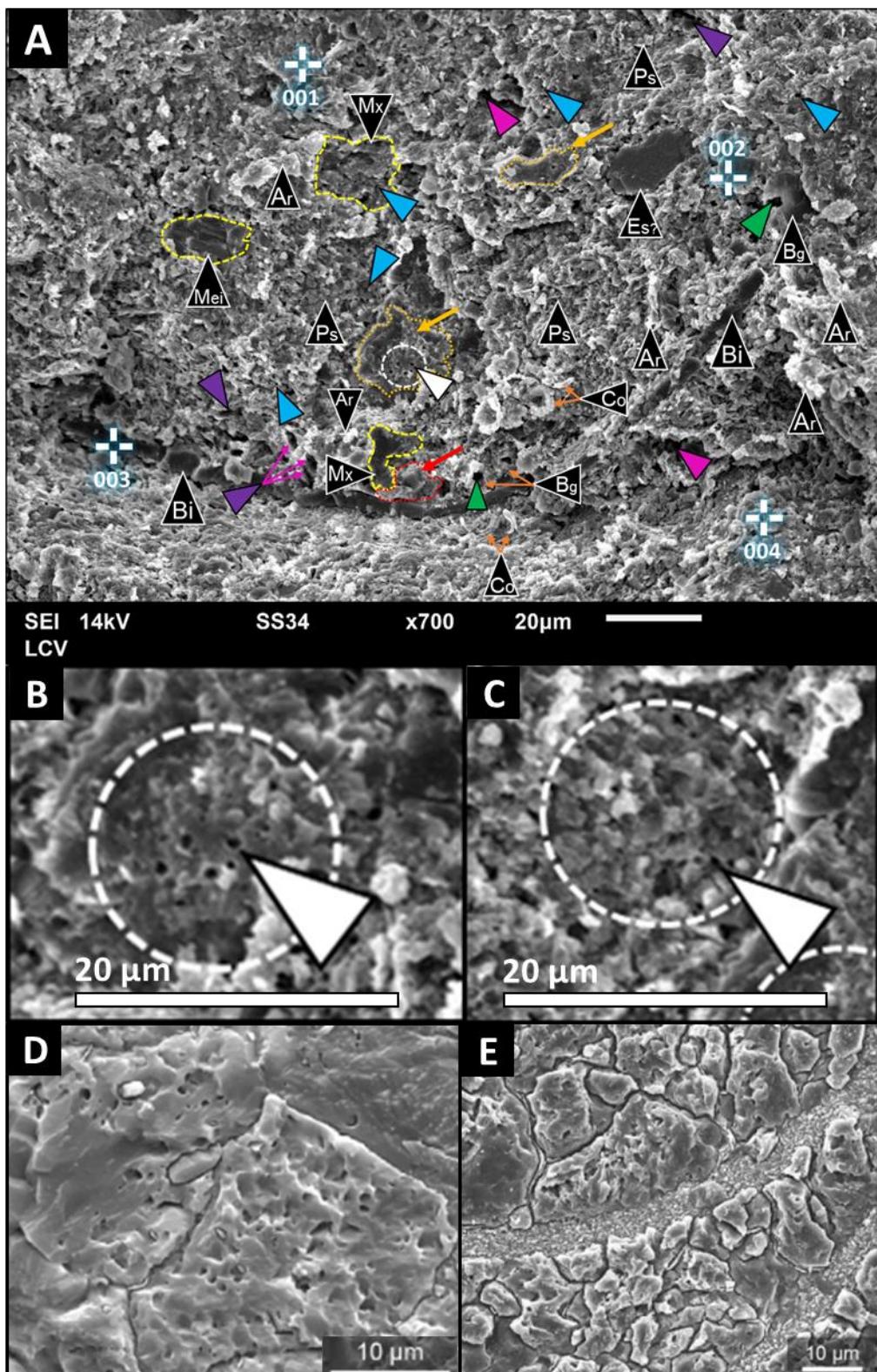


Figura 7.3.15: A) (X700) Imagen BSE de fangolita bioclástica (EM-9, laboratorio LCV), en la que se identifican los elementos texturales y los tipos de porosidad asociadas. i) partículas esqueletales, formadas por bioclastos de aspecto globoso (**Bg**) con porosidad intrapartícula (triángulos verdes), valva de bivalvo (**Bi**), espícula *Rhaxella* de forma reñiforme (**Es**) y cocolitos (**Co**); ii) línea amarilla: cemento compuesto por microesparita xenotípica (**Mx**) y cemento integrado por microesparita idiotípica (**Mei**) con porosidad intercristalina (triángulos celestes); iii) Tipos de poros de la pseudomatriz arcillosa-micrítica: interpartícula (triángulos fucsias), móldicos (triángulos violetas) e intercristalinos (triángulos celestes). En los sectores donde la matriz es más carbonática se identifican microtextura micrítica anhedral compacta (línea punteada y flecha roja). Los agregados de microesparita que presentan nanoporos circulares equidistantes que forman parte de superficies agujereadas o *pitted surfaces* (línea y triángulo blancos) se señalan con línea

punteada naranja. **B y C**) Se ilustra, con mayor detalle, la pseudoesparita señalada con flecha naranja del centro de la figura A) para observar las *pitted surfaces*. La microtextura es anhedral compacta. **E y F**) Ejemplos del trabajo de Munnecke *et al.* (2023), a través de los cuales se puede comparar la similitud de las *pitted surfaces* con las de la muestra EM-9. **001-004**: pseudomatríz arcillosa-micrítica, **002**: partícula terrígena y **003**: valva de bivalvo.

Dentro del espacio interparticular se identifican poros móldicos por disolución de placas de cocolitos ($<10 \mu\text{m}$). En los agregados de microesparita xenotópica, además de reconocerse microporos irregulares y nanoporos regulares, se identifican superficies con nanoporos circulares equidistantes (Fig. 7.3.15 A, B y C). Es importante mencionar que, estas ultraestructuras no corresponden a bioclastos sino a superficies cristalinas de la calcita y se muestran en mayor detalle en la figura 7.3.15 B y C. Los nanofósiles son accesorios y están representados por cocolitos y fragmentos de los mismos (Fig. 7.3.15 A).

7.3.1 Interpretaciones

Estudio MEB y mapas de elementos químicos

A través del análisis de imágenes *BSE* en microfacies carbonáticas, se reconocieron agregados de micrita a microesparita xenotópica que tapizan parte de la pseudomatríz. Las microfacies carbonáticas presentan una fábrica soldada y entrelazada. Siguiendo la clasificación de Deville de Periere *et al.* (2011), la microtextura principal de estos agregados de micrita-microesparita apretadas se clasifica como anhedral compacta con contactos que cuesta diferenciarlos. La proporción de nanoporos regulares intercristalinos es baja y, en sectores, hay intercrecimiento de arcillas entre la micrita. La fábrica soldada y la microtextura anhedral compacta se interpretan como resultado del neomorfismo agradacional. Los mosaicos, bloques y parches integrados por esparita y microesparita idiotópicas y ecuantes que se sobreimponen a la pseudomatríz, también se interpretan como resultado del neomorfismo agradacional.

El grado de conservación de las placas de cocolitos es regular a buena, hay individuos parcialmente disueltos y otros perfectamente preservados. La presencia de cristales sobredimensionados por crecimiento sintaxial y cristales parcialmente disueltos de las placas indican neomorfismo agradacional.

En *wackestones* arcillosos correspondientes al Miembro Vaca Muerta Inferior, la pseudomatríz es de composición mixta, arcillosa-micrítica, con predominio de Si (con Al asociado) sobre el Ca. Por sectores donde es más carbonática, se observa microtextura micrítica anhedral compacta y contactos intercristalinos coalescentes pero distintivos. Las proporciones de clastos terrígenos (feldespatos y cuarzo) y de agregados de arcillas estimadas a través de los mapas de Ca, Si y Al son mayores en los *wackestones* de matriz mixta dominantemente arcillosa, del Miembro Vaca Muerta Inferior, que en los *wackestones* peloidales-bioclasticos y bioclasticos-peloidales del Miembro Los Catutos.

A través del análisis de imágenes *BSE* y mapas elementales en microfacies de *wackestones* peloidales-bioclasticos del Miembro Los Catutos, se reconoció una pseudomatríz composicionalmente heterogénea conformada por:

- fracción carbonática agregados de micrita-microesparita, peloides agusanados y detrito bioclastico indiferenciado.
- fracción clástica compuesta por albita, ortosa y cuarzo. Se identifican agregados de arcillas, agregados de cuarzo criptocristalino a microcristalino y cristales prismáticos y pseudohexagonales autigénicos.

En microfacies carbonáticas, los cementos calcíticos definidos como calcita I y II (apartado 6.3.2) no han podido ser diferenciados texturalmente a través del análisis de

imágenes de electrones retrodispersados (*BSE*), ni tampoco cruzando mapas de elementos de Ca y Mg. Sin embargo, bajo el análisis composicional *EDS* puntual en distintos elementos texturales (Tabla 7.3.1), se identifican concentraciones de Mg características de cada componente textural:

- I. Los valores de % en masa de Mg en agregados de microesparita tienen los valores más bajos (0,52 a 1,1). Como resultado del neomorfismo agradacional, en el pasaje de micrita a microesparita se perdió Mg, dando lugar a microesparita de bajo Mg (1% en peso de Mg se corresponde con aproximadamente 3.5% en peso de $MgCO_3$).
- II. Los valores de % en masa de Mg en la pseudomatriz y peloides son bajos (0,59 a 0,92).
- III. El valor de % en masa de Mg en franjas isopáquicas de calcita *bladed* que crecieron sobre superficies de cemento esparítico, reconocidas bajo el MEB es relativamente alto (%4.9). El % en peso de Mg = 5 se corresponde con % en peso de $MgCO_3 \sim 14$, por lo que se define como calcita de alto Mg de la diagénesis marina temprana. Se han registrado valores de % en masa de Mg en cristales euhedrales de calcita que conforman cementos ecuantes es cercanos al 3%.
- IV. Existen cristales y cementos de esparita que presentan bajos valores de % en masa de Mg bajos (0.58 a 0,76). Tomando en cuenta estos datos (y las relaciones de intersección descriptas en el apartado petrográfico 6.3.2), esta esparita de bajo Mg es producto del neomorfismo sobre la esparita de alto Mg.

% en masa Mg en microfacies carbonáticas - Los Catutos					
	pseudomatriz	microesparita	esparita ecuante, prismática y bladed	bioclastos	peloides
EM-124		0.82			0.59
EM-79		0.65 / 0.68 / 0.57 / 0.52	2.98		
EM-128		0.63			
EM-114		0.89	4.98 / 0.76 / 0.70		
EM-9		0.62 / 0.92			
EM-52	0.75 / 0.87	1.1	0.58	2.83	0.92
EM-111		0.96 / 0.85	2.87		
EM-156		0.62	4.9		

Tabla 7.3.1: % en masa de Mg en microfacies carbonáticas de Los Catutos obtenidas a través de espectroscopía de RX puntual sobre distintos constituyentes de la roca (pseudomatriz, peloides, microesparita, esparita y bioclastos carbonáticos).

En las microfacies carbonáticas y mixtas de la Formación Vaca Muerta en la sección de Los Catutos, bajo el MEB, se reconocen los siguientes tipos de porosidades:

- 1) El primer tipo, de distribución homogénea en toda la roca, consiste en nanoporos regulares y microporos triangulares o poligonales, entre cristales (intercristalina) o

contenidos por los planos de clivaje romboédrico de la calcita (intracristalina) en cemento esparítico y microesparítico, en superficies de partículas no esqueletales y en la pseudomatriz micrítica-microesparítica. Este tipo de porosidad intra e intercristalina, es resultado de la compactación química durante la diagénesis por soterramiento, produciendo texturas de disolución uniformes conformadas por microporos y nanoporos “geométricos”. La presión-disolución sobre cristales HMC que generó la porosidad, dio lugar cristales aislados de dolomita euhedral (tardía). La porosidad móldica con formas rectangulares y globosas ($<10\text{ }\mu\text{m}$) por disolución de placas de cocolitos, como producto de la compactación química, también suele ser extendida y homogénea en las microfacies carbonáticas del Miembro Los Catutos.

2) La porosidad compuesta por microporos grandes e irregulares (*vugs*) puede ser representativa y cortar todos los elementos texturales de la roca. La porosidad móldica por disolución de bioclastos, como por ejemplo microporos con forma de valvas o de cámaras, también suele ser común. Estos tipos de porosidades, se interpretan como resultado de la diagénesis meteórica durante la telogénesis. Los *wackestones* de matriz mixta del Miembro Vaca Muerta inferior, son los más afectados por disolución meteórica y presentan *vugs* de distribución penetrante.

3) Se ha identificado, en fangolitas bioclásticas del Miembro Vaca Muerta inferior, como ultraestructura en las superficies de cristales de microesparita, poros circulares homogéneamente distribuidos (llamadas superficies agujereadas o *pitted surfaces*). Las superficies agujereadas o *pitted surfaces* descriptas aquí, han sido interpretados por Munnecke (1997), Munnecke *et al.* (2008) y Munnecke *et al.* (2023), como relictos de mallas aciculares de aragonita, es decir, son resultado de disolución del fango o cemento aragonítico temprano.

7.4. Análisis MEB y mapeo químico – Concreciones carbonáticas

7.4.1. Microfacies de concreciones carbonáticas - Puerta Curaco

A partir del análisis de imágenes *BSE*, se detallan las características microtexturales y tipos de porosidades de los distintos constituyentes de la roca: partículas no esqueletales, partículas esqueletales, pseudomatríz y cemento calcítico.

Las concreciones analizadas presentan textura flotante a clasto sostén con contactos tangenciales entre partículas no esqueletales y espacios interpartícula llenos por agregados de microesparita xenotópica, arcillas y cuarzo autigénico, figura 7.4.1. En esta figura, se puede observar una pseudomatríz con alto grado de recristalización a microesparita xenotópica.

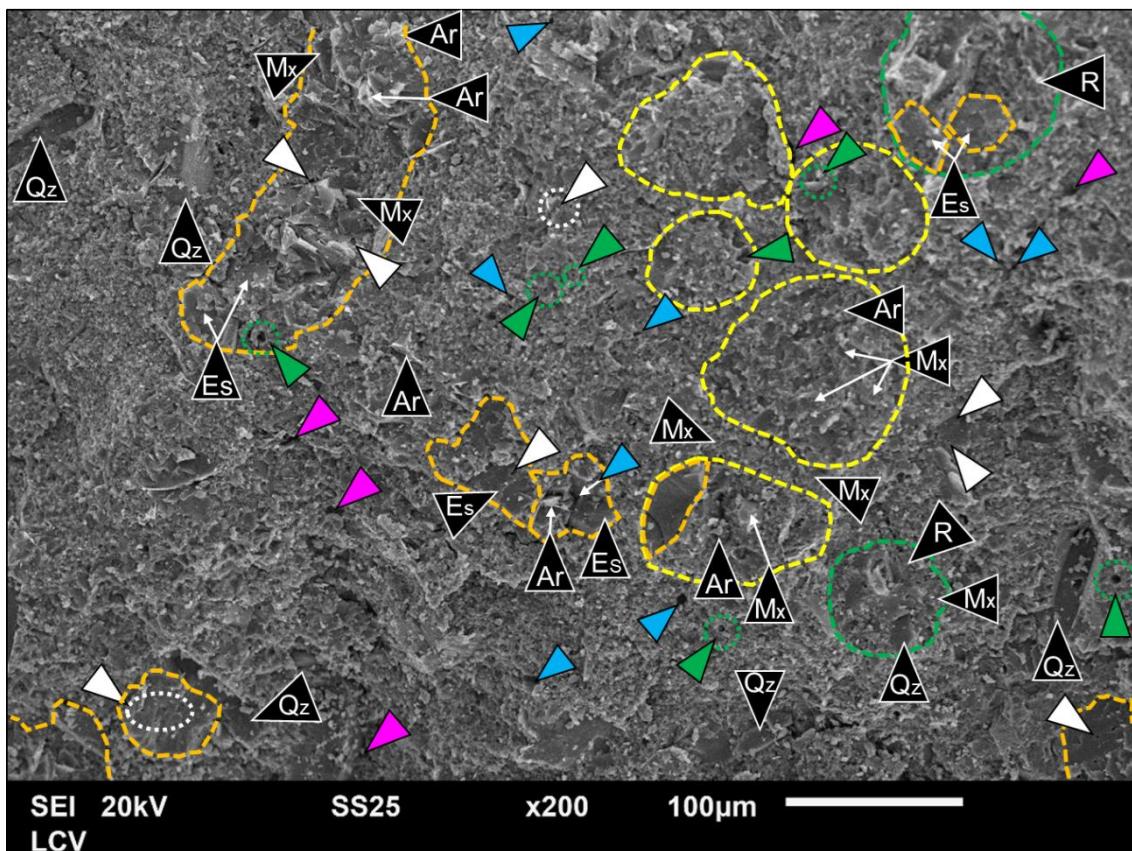


Figura 7.4.1. (X200) Imagen *BSE* de concreción carbonática (CS1, laboratorio LCV) con los elementos texturales y sus porosidades asociadas. La roca presenta textura flotante a clasto sostén. Está compuesta por: i) partículas no esqueletales (línea punteada amarilla) subcirculares e irregulares. Están integradas por agregados de microesparita (Mx), arcillas (Ar) y parches de esparita (Es, línea naranja). ii) Partículas esqueletales y nanoplanton calcáreo: radiolarios (R) y placas de cocolitos con líneas de guiones y puntos verdes respectivamente. Los radiolarios se componen de esparita en mosaicos, agregados de microesparita y cristales de cuarzo (Qz). Las placas de cocolitos (líneas verdes) están recristalizadas y son difíciles de reconocer. iii) El material ligante está compuesto esparita (Es) y microesparita (Mx) (líneas naranjas), arcillas (Ar) y cuarzo (Qz). Tipos de porosidad: intrapartícula (triángulos verdes) mayormente en cocolitos, interpartícula (triángulos fucsia), intercristalina (triángulos celestes) e intracristalina (triángulo blanco y óvalo blanco punteado).

El material ligante, que incluye cemento y pseudomatriz, presenta mayor tamaño cristalino que las partículas no esqueletales, que consisten en intraclastos a través del microscopio petrográfico. Sin embargo, cuesta diferenciar el borde de las últimas porque muy frecuentemente la variación de tamaño cristalino no es marcada. Las partículas no esqueletales, están compuestas por agregados de micrita-microesparita xenotópica y subordinadas arcillas y, en ocasiones, presentan cristales de esparita (Figs. 7.4.1 y 7.4.2). Las mismas, presentan porosidad principalmente intercristalina, integrada por nanoporos regulares entre los microcristales de calcita. Los radiolarios están reemplazados por esparita idiotópica e incluyen cristales autigénicos de cuarzo.

En la Figura 7.4.2, los parches o masas de esparita y agregados de microesparita xenotópica tapizan parcialmente a las partículas no esqueletales y pseudomatriz (puntos EDS 003-004). Dentro de las masas de cemento carbonático y entre las placas de cocolitos, hay arcillas intercrescidas entre los bordes de los cristales de calcita.

Los poros intracristalinos en la esparita, consisten en grupos de nanoporos regulares y equiespaciados. Los poros dentro de los agregados de microesparita xenotópica que más abundan son los intercristalinos compuestos por nanoporos regulares y microporos poligonales de 4 y 6 lados. Subordinadamente, se identifican microporos irregulares y nanoporos a microporos móldicos elongados, con forma de placas de cocolitos. Los poros intrapartícula asociados a la parte central de placas de cocolitos pueden ser fácilmente confundidos con porosidad interpartícula ya que los mismos están “fusionados” con la matriz.

La microesparita xenotópica de la pseudomatriz presenta microtextura anhedral compacta con bordes de cristal coalescentes disntinguibles.

Son comunes los agregados y cristales prismáticos autigénicos de cuarzo (puntos EDS 001-002, Fig. 7.4.2) inmersos en las masas de microesparita xenotópica.

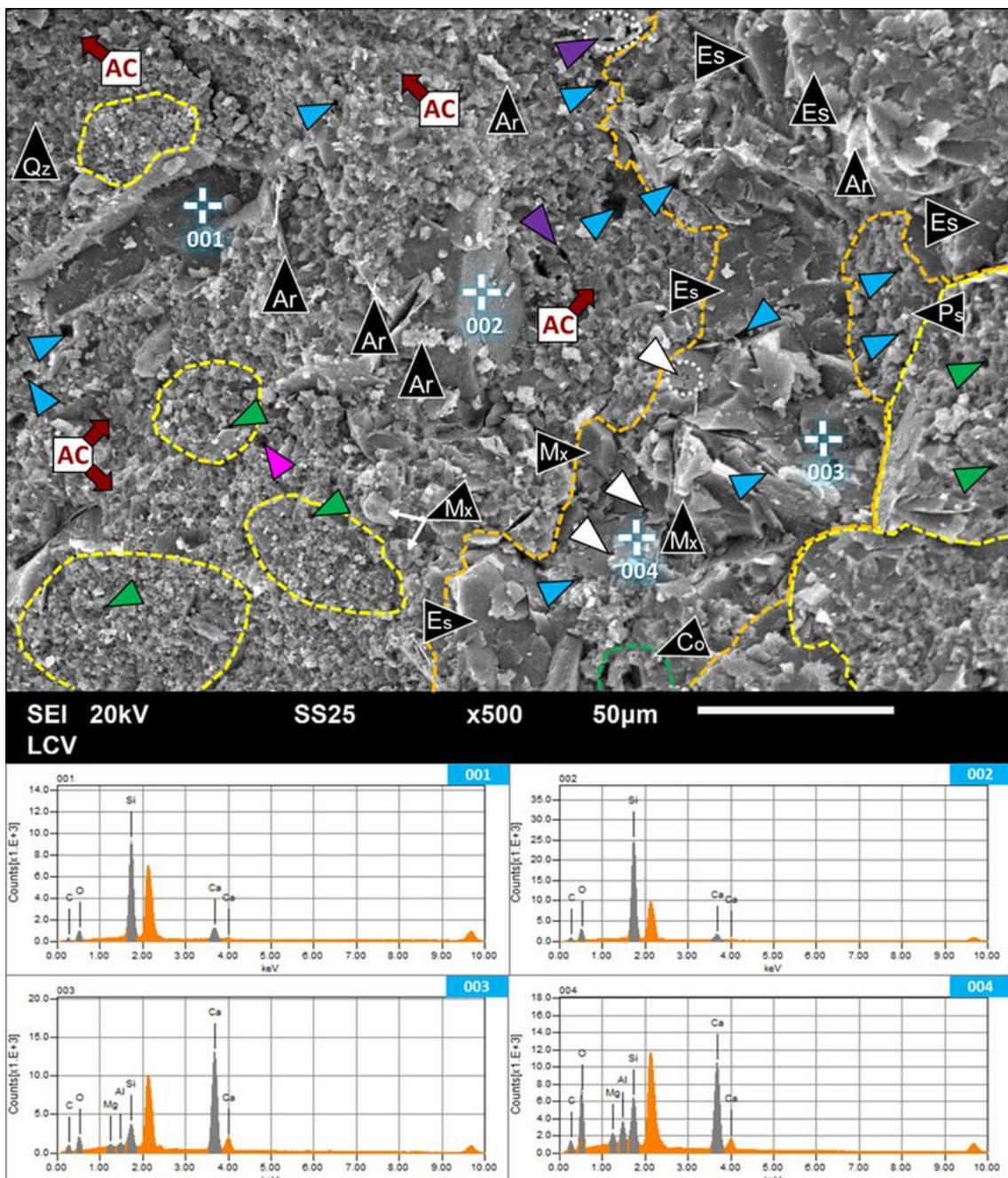


Figura 7.4.2: (X500) Imagen BSE de concreción carbonática (CS1 laboratorio LCV). Composición y tipos de porosidad por constituyentes: **i)** Partículas no esqueletales (línea punteada amarilla) con porosidad intrapartícula e intercristalina compuesta por nanoporos regulares. Están integradas por agregados de microesparita (**Mx**) y arcillas (**Ar**). Dentro de estas, hay placas de cocolitos. **ii)** Placas de cocolitos (líneas de puntos verdes) con alto grado de recristalización, presentan microporos poligonales en su sector central. **iii)** El cemento esparítico y microesparítico (línea punteada naranja) presenta microporos intercristalinos de forma triangular y poligonal (triángulos celestes). Los cristales de esparita también presentan porosidad intracristalina compuesta por grupos de nanoporos regulares muy pequeños (triángulos blancos). **iv)** La pseudomatriz con alto grado de recristalización (**Mx**, microesparita) presenta microtextura anhedral compacta (ver cuadrado **AC** con flechas sólidas bordó). Tiene distintos tipos de porosidad: a) interpartícula (triángulo fucsia) compuesta por microporos irregulares de hasta 9 μm , b) intercristalina (triángulos celestes) integrada principalmente por nanoporos regulares y subordinadamente por microporos geométricos de hasta 10 μm y c) móldicos (triángulo violeta), que consiste en nanoporos y microporos móldicos por disolución de placas de cocolitos (4 a 6 μm). Sector inferior: Espectros EDS puntuales: **001** y **002** sobre cristales prismáticos de cuarzo y **003-004**, sobre cemento carbonático.

En la figura 7.4.3 se aprecian los mapas de elementos de Si, Ca, Al y Mg respectivamente. Los prismas y agregados de cristales de cuarzo se reconocen, porque

presentan una intensa señal representada por el color amarillo (máximo) en el mapa de Si. En el mapa de Ca, resulta difícil diferenciar las partículas no esqueletales de la pseudomatríz y del cemento interpartícula, ya que los tres elementos texturales presentan recristalización a microesparita xenotópica de similar tamaño y ambos presentan turquesa intenso (máximos). Las partículas no esqueletales pueden diferenciarse cuando presentan arcillas en sus contactos (atenúa la señal de Ca en el borde externo) o por presencia de porosidad interpartícula, sustentado en la observación de porosidad en las imágenes BSE.

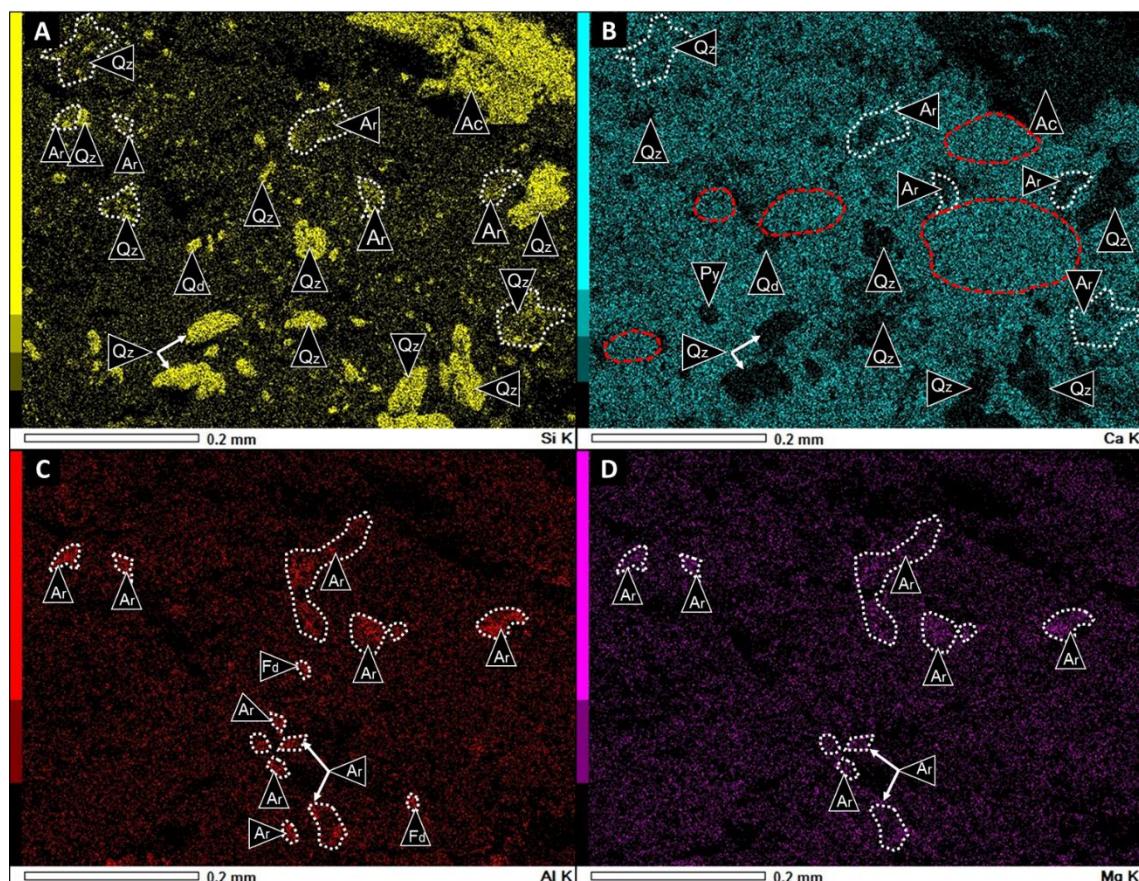


Figura 7.4.3: Mapas de distribución de elementos químicos (X200) en concreción carbonática (CS1, laboratorio LCV). **A)** silicio (Si), **B)** calcio (Ca), **C)** aluminio (Al), **D)** magnesio (Mg). El cuarzo cripto a microcristalino inmerso en una matriz micritica se señala con **Qz** y línea punteada blanca (tiene respuesta en el mapa de Si y Ca por la micrita). Algunas de estas áreas encerradas en línea punteada blanca no representan cuarzo criptocristalino sino arcillas, ya que el color amarillo atenuado del Si, se correlaciona con colores intermedios a altos en el mapa de Al (rojo apagado a intenso) y colores intermedios a altos en el mapa de Mg (violeta apagado a violeta intenso). **1)** partículas no esqueletales con línea punteada roja; **2)** arcillas (**Ar**) con línea punteada blanca; **3)** agregados de cuarzo (**Qz**) cripto a microcristalino, línea punteada blanca; agregados y cristales prismáticos de cuarzo (**Qz**, máximos en amarillo en el mapa de Si), **4)** clastos de feldespatos (**Fd**).

Existe una moderada correlación entre los mapas de Si y Al, su combinación permite discriminar los agregados de arcillas. No existe correlación entre los mapas de Ca y Mg, porque el Mg está principalmente en las arcillas, por esto la correlación entre el mapa de Al y Mg es buena.

En los mapas de distribución de elementos (Fig. 7.4.3 A-B), puede verse que, predomina el calcio sobre el silicio y aluminio en el área total. En un solo mapa combinado de Ca-Si (Fig. 7.4.4 A) y en el espectro EDS de área total (Fig. 7.4.4 B) puede reconocerse más claramente, como el Ca predomina sobre el Si. Esto tiene relación con las imágenes *BSE* de las figuras 7.4.2 y 7.4.5, que evidencian que en la concreción carbonática el constituyente que predomina son los agregados de micrita-microesparita compacta anhedral de bordes coalescentes. El material ligante presenta abundantes cocolitos (de entre 4 a 10 μm aproximadamente) inmersos en los agregados de micrita-microesparita que contribuyen a la elevada señal química de Ca de las figuras 7.4.3 B y 7.4.4 A-B.

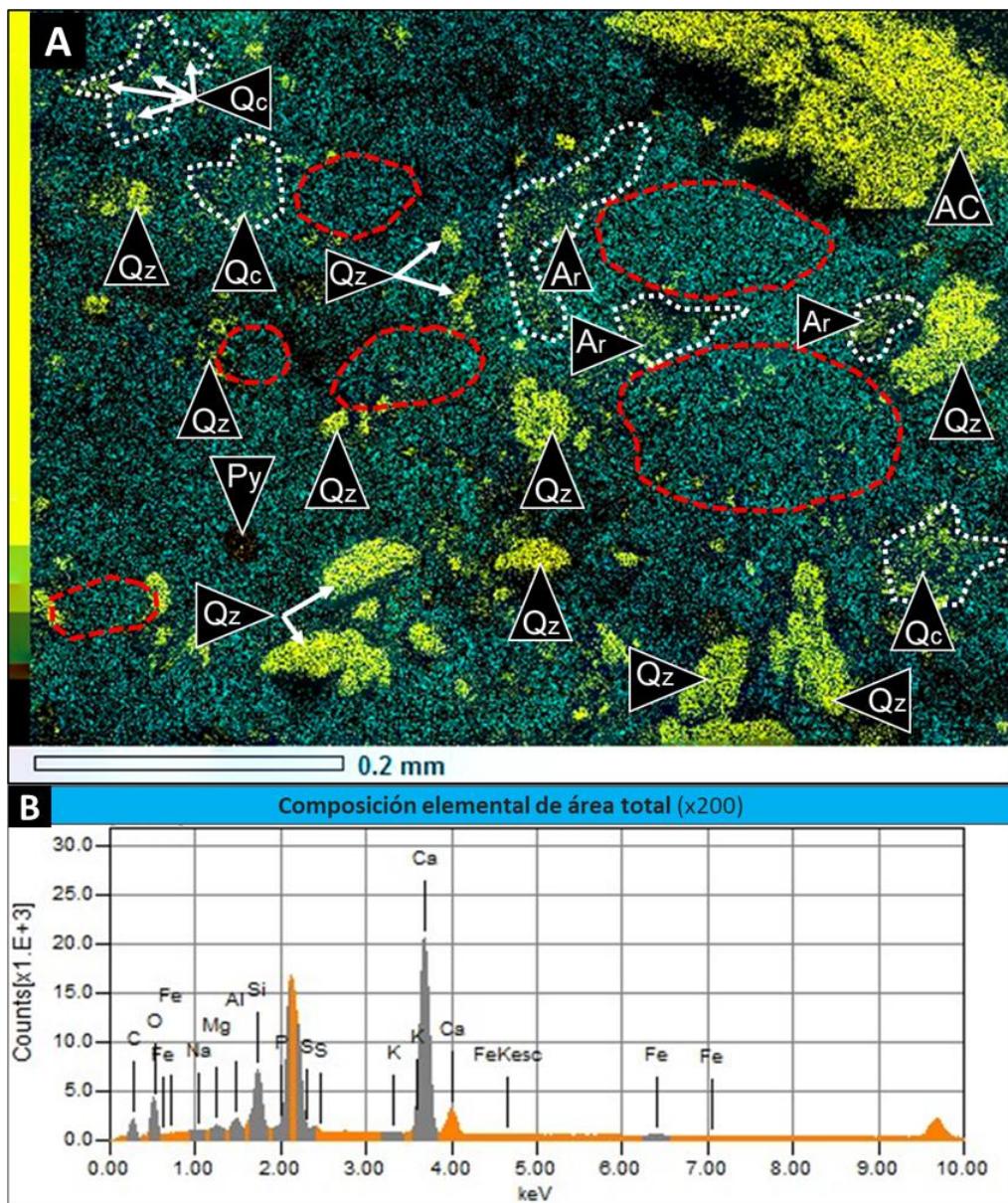


Figura 7.4.4. A) Mapa combinado de Si (amarillo) y Ca (verde) de concreción carbonática (CS1, laboratorio LCV). 1) partículas no esqueletales con línea punteada roja; 2) arcillas con línea punteada blanca (Ar); 3) agregados de cuarzo cripto a microcristalino con línea punteada blanca (Qz); 4) agregados y cristales prismáticos de cuarzo (Qz, máximos en amarillo en el mapa combinado). B) Espectro químico elemental (EDS) de área total con pico principal en Ca y secundarios en Si y Al.

Con el mayor aumento, en la imagen *BSE* de la Fig. 7.4.5, se observan en mayor detalle la microtextura anhedral compacta de morfología de cristal anhedral a subhedral y contactos coalescentes de la microesparita xenotópica, descripta anteriormente en la Fig. 7.4.2., con agregados de arcillas laminares y abundantes cocolitos.

Los sobrecrecimientos sintaxiales en placas de cocolitos, tornan más difícil la identificación de los mismos. Algunas placas de cocolitos presentan disolución parcial y otras presentan disolución total, dando lugar a porosidad móldica. Gran parte de los individuos presentan en sus placas microcristales de calcita sobredimensionados por cementación sintaxial. Esto genera distorsión de la forma original de algunas placas. Dentro de los agregados de micrita-microesparita se identifican, de forma aislada, cristales de dolomita euhedral.

En la porosidad del material intersticial, se reconocen microporos del sector central de las placas de cocolitos que forman parte de la pseudomatriz por su pequeño tamaño. También se identifica porosidad intercristalina compuesta por nanoporos regulares y microporos poligonales de 4 y 6 lados, entre los cristales de micrita y microesparita.

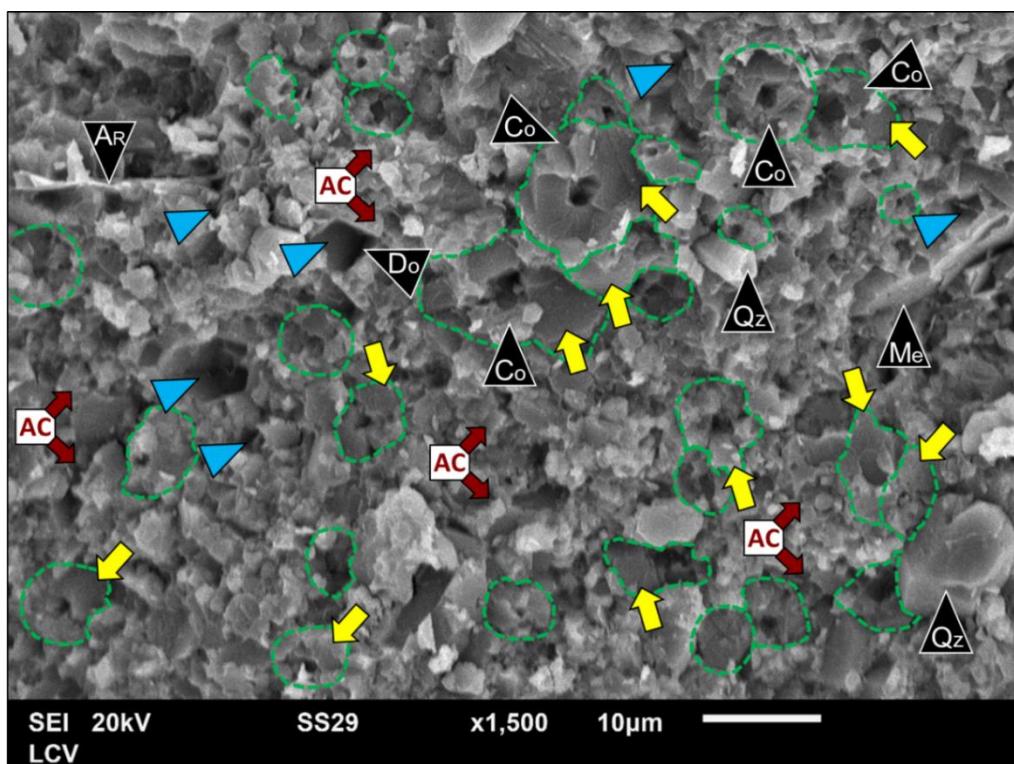


Figura 7.4.5: Imagen de electrones retrodispersados, de gran aumento (X1500) de microfacies de concreción carbonática de Puerta Curaco de las Figuras 7.4.1 a 7.4.4, que muestra en detalle la microtextura de los agregados de micrita-microesparita, los nanofósiles y los tipos de porosidades del material ligante. Dentro de las masas de micrita-microesparita (**Me**) con láminas de arcillas subordinadas (**Ar**), se reconoce microtextura anhedral compacta (**AC** – cuadro blanco y flechas sólidas bordó). Inmersas en los agregados de micrita-microesparita, se reconoce muy aislada dolomita euhedral romboédrica (**Do**); en ocasiones disuelta. Un componente abundante en el material intersticial, son las placas de cocolitos (**Co**, línea punteada verde), que presentan cristales sobredimensionados (flecha sólida amarilla) por sobrecrecimientos de calcita. La porosidad intrapartícula consiste en microporos en la parte central de las placas de cocolitos (dentro del polígono verde de línea punteada) e intercristalina (triángulo celeste) compuesta por nanoporos regulares y microporos poligonales de 4 y 6 lados, entre los cristales de micrita y microesparita. **Qz**: cuarzo autigénico subhedral a euhedral.

7.4.1.1 Interpretaciones – Concreciones Puerta Curaco

Estudio MEB y mapas de elementos químicos

Los cristales y agregados de cuarzo pseudohexagonales que, se visualizan muy fácilmente en el mapa de Si por la elevada respuesta a este elemento, pudieron alcanzar un gran desarrollo (masas de cristales que pueden superar los 100 μm) porque precipitaron en etapas tempranas de la diagénesis, en la porosidad residual que dejó el cemento calcítico eogenético según las relaciones de intersección observadas bajo microscopio petrográfico (apartado 6.4.2.2). Las formas principalmente subcirculares y rectangulares de las partículas no esqueletales, indican baja deformación por cementación micrítica temprana (con posterior recristalización a microesparita xenotópica) y precipitación de cristales y agregados de cuarzo que ocluyeron los intersticios.

El grado de neomorfismo agradacional puede decirse que es maduro o avanzado porque la microtextura de los agregados de micrita-microesparita más representativa es la anhedral compacta, con límites de cristal difícilmente diferenciables. También, porque hay una relativa uniformidad del tamaño de cristal reconocida bajo el MEB de los agregados de microesparita en los constituyentes carbonáticos (por ejemplo, en intraclastos y pseudomatriz), cuyos tamaños oscilan entre 5 μm y 15 μm (micrita-microesparita) con una moda en 12 μm .

En comparación a las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco, las concreciones presentan menor proporción de agregados arcillosos, reconocidos mediante la combinación de las imágenes BSE y los mapas elementales (EDS) de Si, Al y Mg. Tienen mayor proporción de calcita, según la distribución e intensidad de color de Ca en el mapa del respectivo elemento. Asimismo, en los espectros químicos de composición elemental por EDS de área total (X200) de las concreciones carbonáticas, la diferencia de altura del pico de calcio (principal) y el pico de Si (secundario) es mayor con respecto a las microfacies carbonáticas de la misma localidad. Que posean mayor proporción de carbonato se debe principalmente al mayor espaciamiento entre partículas no esqueletales ocupado por agregados de microesparita xenotópica y cemento esparítico. La elevada proporción de microesparita neomórfica afecta a todos los elementos texturales y tampoco se puede despreciar la concentración de nanoplancton calcáreo (cocolitos) en el material ligante y partículas no esqueletales, de las concreciones carbonáticas observadas.

El material intersticial, se compone de moderadas a abundantes placas de cocolitos inmersas en los agregados de calcita xeonotópica de origen neomórfico. Algunas placas de cocolitos presentan disolución total por compactación química (que genera porosidad

móldica) y otras tienen crecimientos sintaxiales con cristales sobredimensionados como resultado del neomorfismo agradacional.

Otro efecto importante de la compactación química, es la generación de porosidad intercristalina compuesta por nanoporos regulares y microporos poligonales de 4 y 6 lados, entre los cristales de micrita y microesparita. En las masas de esparita xenotópica, la porosidad intracristalina, compuesta por nanoporos regulares de distribución homogénea en el cristal, también es resultante de la compactación química.

La presencia de cristales aislados de dolomita de hábito euhedral, inmersos en la pseudomatriz, se asocia a presión-disolución en bioclastos o partículas no esqueletales de composición calcítica de alto Mg (HMC), y reprecipitación en el ámbito de la mesogénesis.

La fábrica apretada (*tight*) de los agregados de micrita-microesparita con muy baja porosidad intercristalina, el tamaño homogéneo de los cristales que los conforman (moda ~ 10 μm), la mala conservación de las placas de cocolitos por disolución parcial a total por compactación química y cristales con sobrecrecimiento sintaxial por neomorfismo agradacional, indican en conjunto que el grado de diagénesis fue alto.

7.4.2. Análisis MEB y mapeo químico de elementos

Microfacies de concreciones carbonáticas – Chacay Melehue

En este apartado se aborda la caracterización textural y composicional a través del análisis de imágenes *BSE* y de composición elemental mediante *EDS* de área total y puntual (sobre partículas, pseudomatriz, y cemento).

En la Figura 7.4.6 se muestra un ejemplo de estudio con tres áreas muestreadas de aproximadamente 600 μm de ancho en una concreción intraclástica-radiolarítica, situados en la roca de caja (concreción) y relleno calcítico de una fractura vertical.

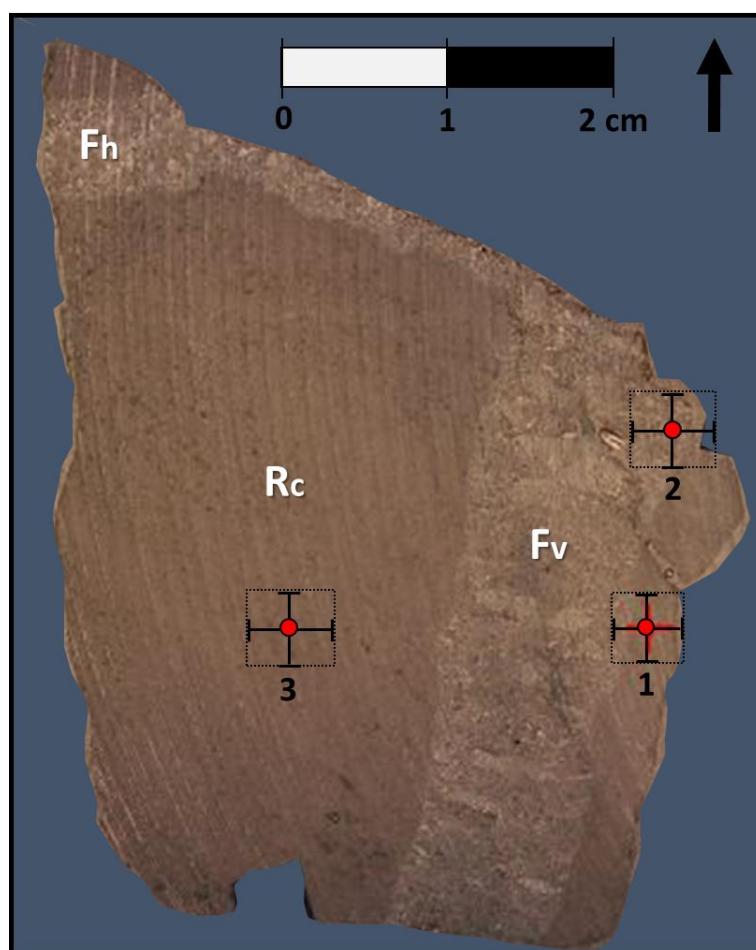


Figura 7.4.6: Fotografía de concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN) pulida, con fracturación vertical (**Fv**) y horizontal (**Fh**). Las áreas 1, 2 y 3 presentan aproximadamente 600 μm de ancho y se corresponden con las imágenes *BSE* y mapas de elementos químicos presentados en las figuras de este apartado. **Rc:** roca de caja (concreción).

Los distintos elementos constituyentes, principalmente peloides y pseudomatríz y radiolarios, de las concreciones intraclásticas-radiolaríticas con diaclasamiento y fracturación vertical presentan un alto grado de recristalización a microesparita xenotópica (apartado 6.4.3). Los intraclastos tienen bajo nivel de recristalización a microesparita xenotópica, por su mayor contenido de arcillas.

Mediante el estudio MEB, que incluye el análisis elemental y mapeo de elementos químicos mediante *EDS*, se reconocen como productos autigénicos: carbonatos, arcillas y cuarzo. Las arcillas, se encuentran intercrescidas entre los agregados de micrita-microesparita y las láminas orientadas en los bordes de las partículas no esqueletales. La pseudomatríz consiste en agregados micrítico-arcillosos, cuya impronta se ve representada por picos máximos de similar altura de Ca y Si y proporción relativamente alta de Al (Fig. 7.4.7, espectro 10). El espectro 11, tomado sobre la pseudomatríz tiene como picos principales al Si y Ca, de similar altura y como picos secundarios al Al y Mg (asociados a arcillas), representando la composición micrítica-arcillosa de la misma. El cuarzo autigénico puede ser criptocristalino o microcristalino en masas irregulares. También son comunes los cristales prismáticos subhexagonales a euhedrales (Fig. 7.4.7, espectros 9 y 12).

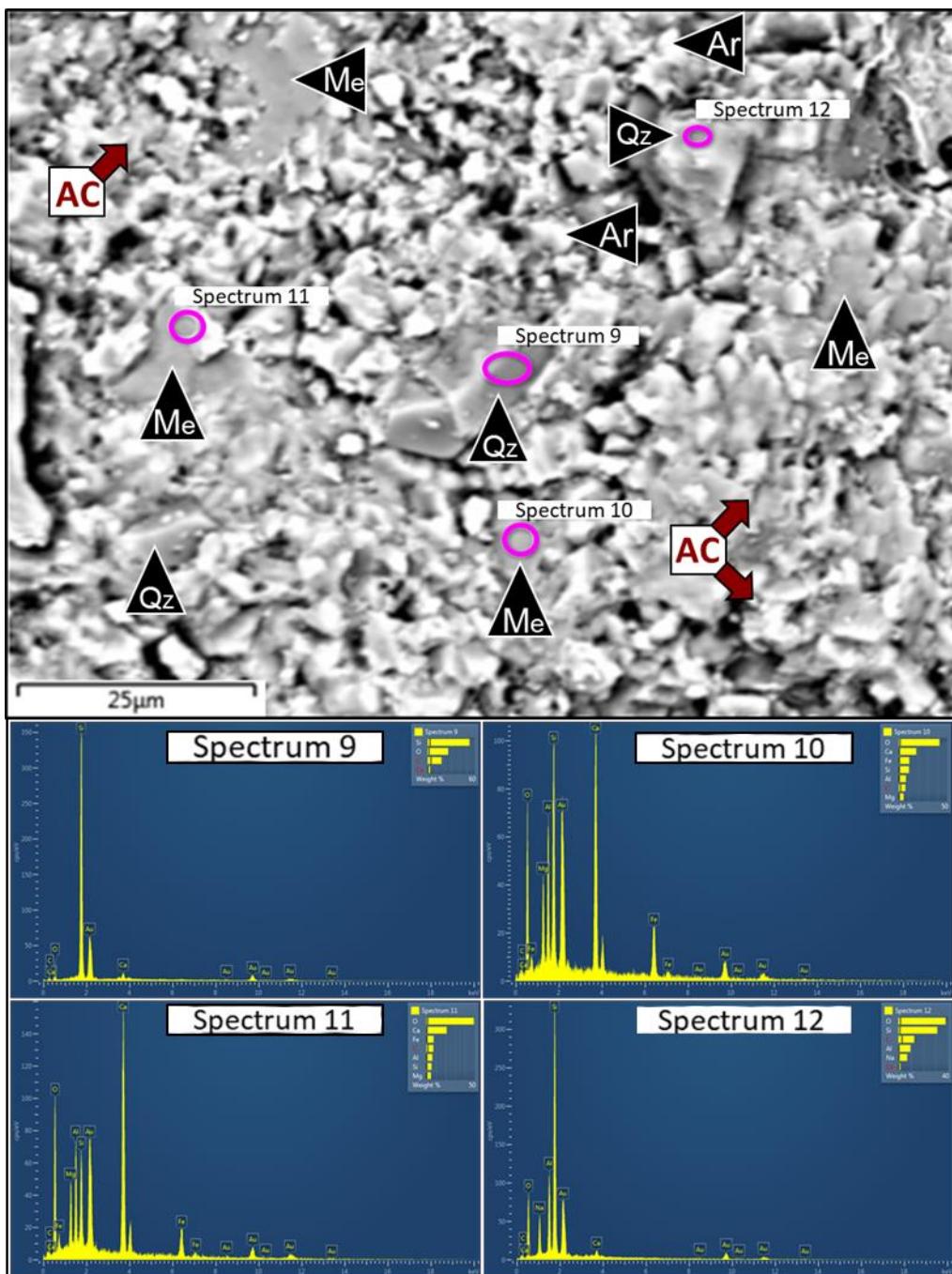


Figura 7.4.7: (X1500) Imagen BSE de concreción intraclástica-radiolarítica (24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN) donde se muestra la microtextura de los agregados de micrita-microesparita (**AC**: anhedral compacta) de la pseudomatriz. Dentro de los agregados de microesparita (**Me**) se reconocen agregados laminares de arcillas (**Ar**) intercrescidas que son más “reflectivas” (color blanco intenso) que los primeros. Son comunes los agregados irregulares y cristales prismáticos de cuarzo autigénico (**Qz**). El espectro **9**, corresponde a un cristal de cuarzo (pico máximo de Si en el **Spectrum 9**). El espectro **10** corresponde a agregados micrítico-arcillosos (**Spectrum 10**: picos de Ca, Si, Al y Mg, en orden de abundancia, con picos de Si y Ca máximos). El espectro **11** corresponde a agregados de microcalcita con influencia de arcillas (**Spectrum 11**: el pico principal es de Ca y los picos de Si y Al secundarios) y el espectro **12** corresponde a un cristal prismático de cuarzo (**Spectrum 12**: pico máximo de Si).

En la Figura 7.4.8 se muestran el mapa químico de elementos combinados (Ca, Si, Na, K y Al) y el espectro químico elemental de área total (área 1 de la Fig. 7.4.6). Los mapas químicos de los elementos individuales (Ca, Si, Na y K ó Mg) del área 1 pueden observarse en la figura 7.4.9.

Las partículas no esqueletales se identifican por el color rojo intenso brillante (alta proporción de Ca), de distribución homogénea, por sus formas subcirculares, rectangulares y en ellipse, por sus tamaños (~ 50 a 200 μm) y porque se encuentran rodeadas por agregados arcillosos (se caracterizan por su color celeste verdoso, de la sumatoria por píxel de las señales del Si y Al) o por masas irregulares de cuarzo criptocristalino (celeste, Si). Las mismas, tienen baja proporción de agregados de arcillas en su interior. Los radiolarios tienen formas entre subcirculares, presentan alta proporción de calcita (coloreados homogéneamente de rojo brillante) y pueden presentar ocasionalmente cuarzo en su centro. Los feldespatos tienen color principalmente celeste verdoso y amarillo subordinado que son reflejo de la suma de Si y Al y Na por píxel y se diferencian de los agregados de arcilla por su forma prismática o cristalina.

El material ligante descripto en la figura anterior, tiene principal respuesta al Ca (rojo, agregados de micrita-microesparita xenotópica) y sectores con presencia de agregados de arcillas (celeste verdoso) y agregados irregulares de cuarzo autigénico (celeste brillante).

En el espectro químico elemental (EDS) de área total (Fig. 7.4.8, sector inferior), el pico principal es el de calcio y los secundarios son de Si y Al, indicando que el componente dominante es la calcita con subordinada arcilla y cuarzo. A través del total de los espectros químicos de área total analizados, los valores promedio del % en peso de los elementos mayoritarios y minoritarios, son los siguientes:

1) Ca: %36.5; 2) Si: %6.25; 3) Al: %1.75; 4) El Mg, Na y K tienen un % en peso $<1\%$ cada uno.

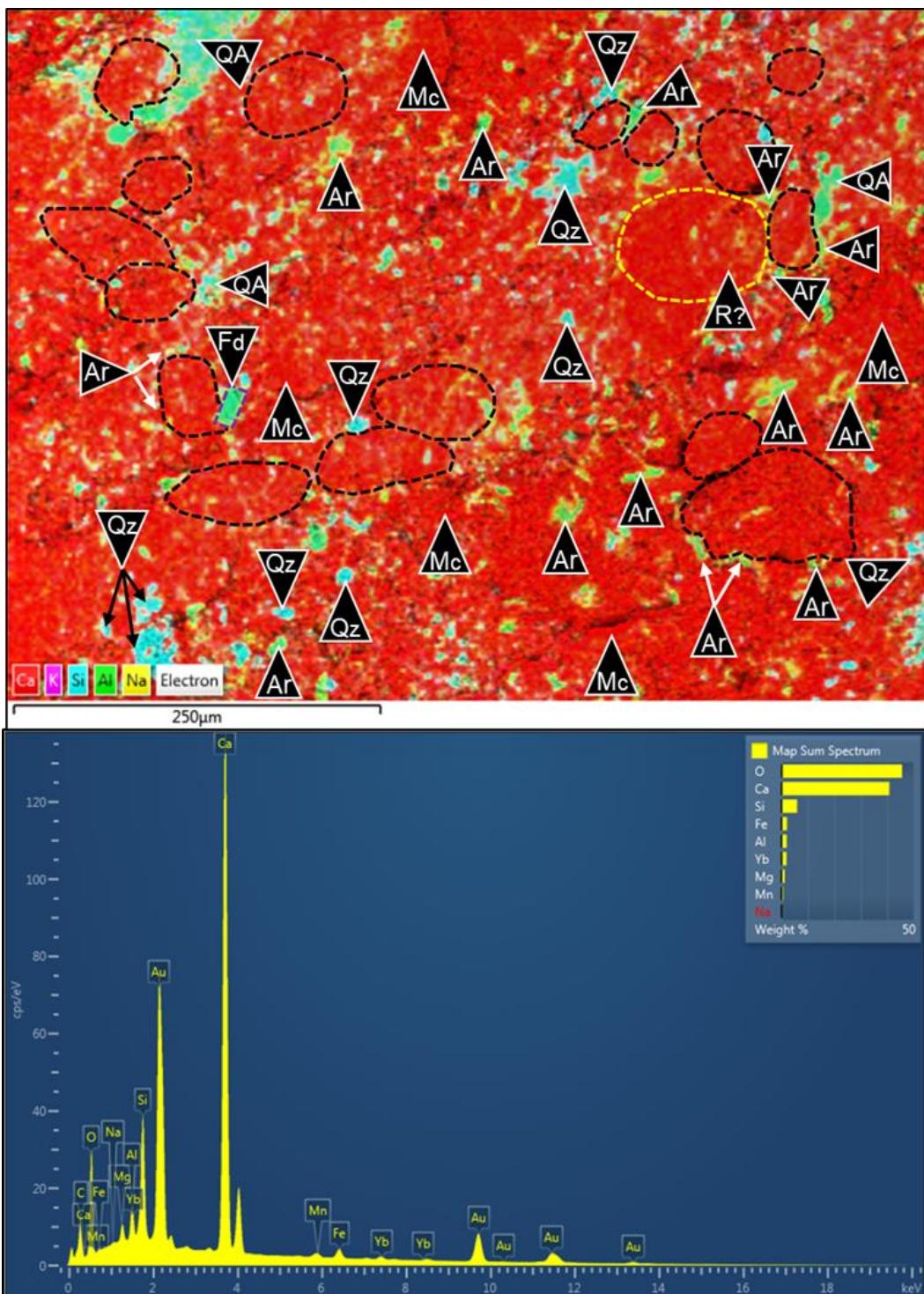


Figura 7.4.8. Arriba) Mapa combinado de elementos químicos (Ca-K-Si-Al-Na) del área 1, concreción intraclástica-radiolarítica (Ch 24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN). Las partículas no esqueletales (línea negra punteada) presentan predominio de color rojo (Ca, calcita). Las mismas contienen prismas coloreados en celeste verdoso, algo amarillento (Si-Al-Na) y sectores irregulares celeste verdoso (Al-Si) que indican feldespato sódico y arcillas, respectivamente. La microesparita xenotópica y cristales de pseudoesparita (Mc) son de color rojo intenso (alto contenido de Ca). En la pseudomatriz, se reconocen agregados de arcillas (Ar) con colores verdes y algo celestes. Los agregados de cuarzo autigénico (Qz), en los espacios interpartícula e intrapartícula son de color turquesa intenso (alto contenido de Si). Hay agregados irregulares de cuarzo (Qz) que presentan en sus bordes color verde por presencia de láminas de arcillas (Ar). Los radiolarios (R) son de color rojo intenso y homogéneo (alto contenido de Ca). Los feldespatos (Fd) tienen formas prismáticas y colores verdes amarillentos (Al-Na). **Abajo)** Espectro EDS elemental del área madre (~600 µm) donde el pico principal es el de calcio y los secundarios son de Si y Al (dominio de calcita con subordinados agregados de arcillas y cuarzo autigénico).

A través del análisis de mapas de elementos químicos individuales y su integración con imágenes *BSE*, se reconocen algunos patrones de correlación que se describen en la figura 7.4.9.

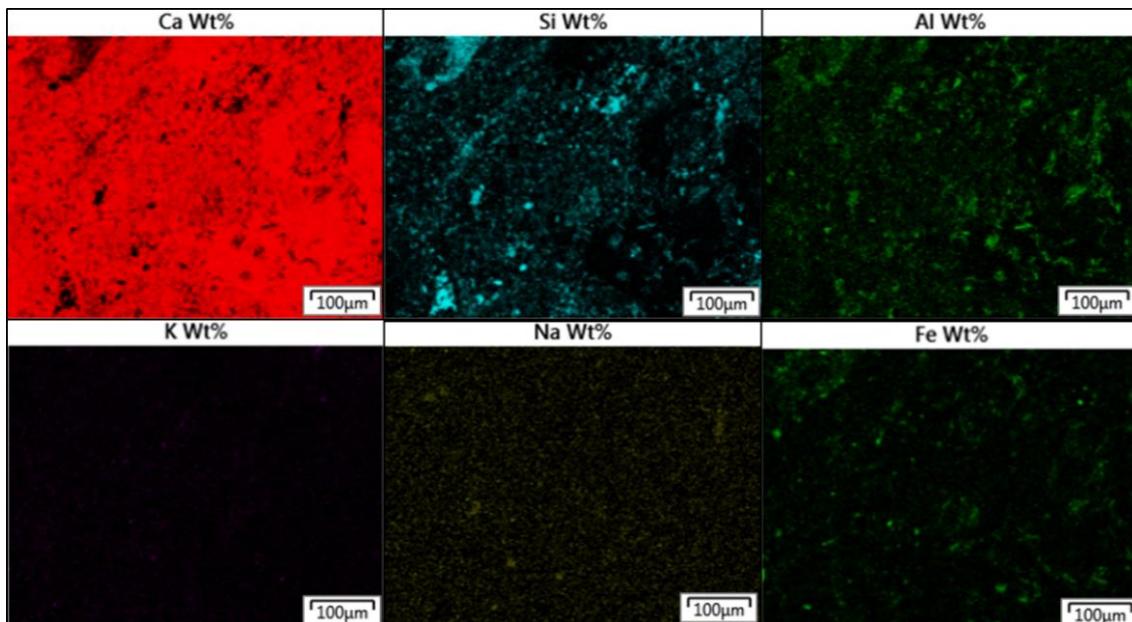


Figura 7.4.9: Mapas de elementos químicos individuales: Ca, Si, Al, K, Na y Fe del área 1 (Fig. 7.4.6), concreción (24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN). Relaciones entre elementos químicos: **A**) Cuando el Si tiene respuesta (turquesa) por presencia de cuarzo autigénico, el Ca no tiene respuesta, . A la inversa, en los sectores sin respuesta de Si y con respuesta intensa del Ca, indica presencia de calcita. **B**) El Al tiene buena correlación con el Si en arcillas y feldespatos. **C**) Si bien la señal del Mg es leve, la distribución del elemento muestra correlación con el Al, en agregados de arcillas. **D**) El K se observa como píxeles o grupos de píxeles de forma irregular junto al Al y Si ya que corresponde a interestratificados de arcillas. El Na y el K cuando están asociados al Al y también al Si, en formas prismáticas corresponde a feldespatos alcalinos (ortosa y albita). **E**) El Fe tiene cierta correlación con el Al, porque las arcillas presentan impregnación en óxidos y agregados de pirita.

En la figura 7.4.10 se muestran el mapa químico de elementos combinados (Ca, Si, Mg, Na y Al) y el espectro químico elemental de área total (área 3, Fig. 7.4.6). Los mapas químicos de los elementos individuales (Ca, Si, Na y K ó Mg) del área 3 pueden observarse en la figura 7.4.11.

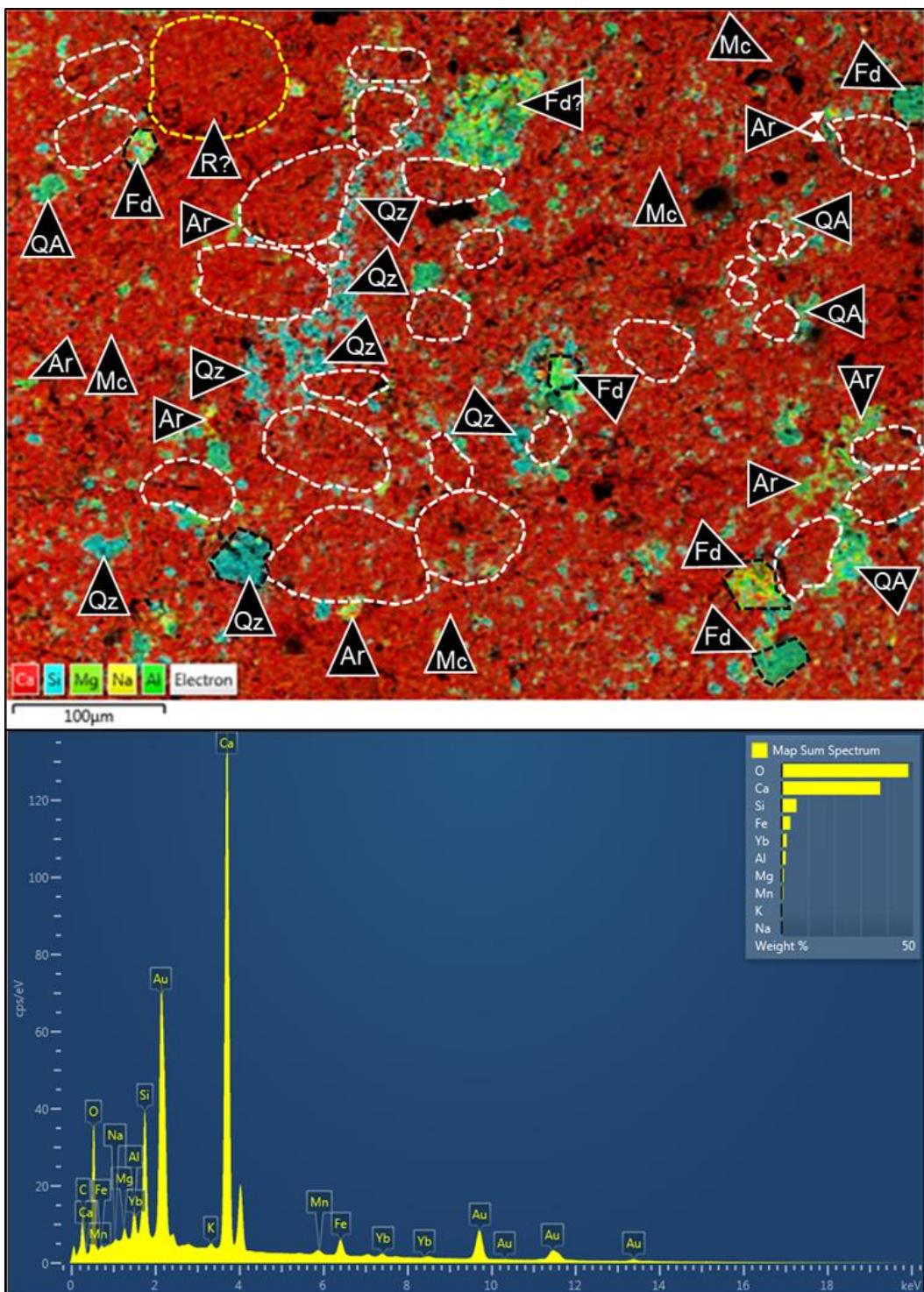


Figura 7.4.10. Arriba) Mapa combinado de elementos químicos (Ca-K-Si-Al-Na) del área 3 (Fig. 7.4.6) correspondiente a la concreción Ch 24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN. Las partículas no esqueletales están señaladas con línea blanca punteada y presentan color intenso homogéneo (alto contenido de Ca). La pseudomatriz, está compuesta principalmente por microesparita (**Mc**), de color predominantemente rojo por alta concentración de Ca. Dentro de la pseudomatriz, se reconocen agregados de arcillas (**Ar**) con colores verdes (Al) y algo celestes (Si). Los agregados de cuarzo criptocrystalino (**Qz**) en los espacios interpartícula e intrapartícula, son de color turquesa intenso (alto contenido de Si). Hay agregados irregulares de cuarzo (**Qz**) que presentan en sus bordes color verde por presencia de láminas de arcillas (**Ar**). Se reconocen cristales subhedrales de cuarzo en secciones pseudo hexagonales (**Qz**, línea punteada negra). Se reconocen posibles radiolarios (**R**), de color rojo (Ca). Los prismas de feldespatos (línea negra, **Fd**) tienen colores verdes a celestes (contenido de Al y Si) y subordinadamente amarillo (Na). **Abajo)** Espectro EDS elemental del área madre (~600 μm), donde el pico principal es el de calcio y los secundarios son de Si y Al, indicando que el componente dominante es la calcita con subordinada arcilla y cuarzo.

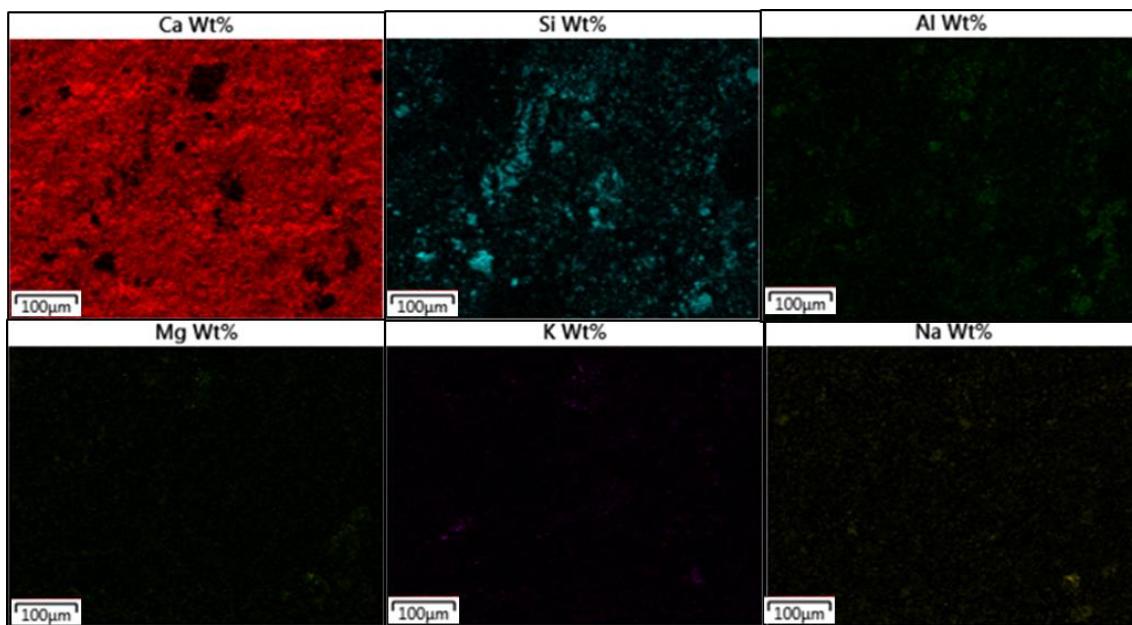


Figura 7.4.11. Mapas de elementos químicos individuales: Ca, Si, Al, K, Na y Fe del área 3 (Fig. 7.4.69 correspondiente a la concreción Ch 24-4, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN. En el mapa de Ca, la totalidad del área presenta respuesta (rojo) por presencia de calcita. Aquellos sectores sin respuesta en el mapa de Ca (negro) y sin respuesta en el mapa de Al (negro), pero con respuesta turquesa intensa en el mapa de Si (elevado contenido de Si) indica cuarzo autigénico. Los sectores sin respuesta en el mapa de Ca o con señal atenuada (negro a rojo débil), con respuesta en el mapa de Si (celeste algo atenuado) y con respuesta en el mapa de Al (verde algo atenuado a débil) indica presencia de arcillas ó agregados de cuarzo autigénico con arcillas. El Fe tiene cierta correlación con el Al, porque las arcillas presentan óxidos y pirita. Si bien la señal del Mg es bastante débil en comparación a los elementos mayoritarios, muestra por sectores correlación con el Al, indicando la presencia de arcillas. El Na está vinculado al Si y coincide con formas cristalinas interpretadas como feldespatos alcalinos.

7.4.2.1 Interpretaciones – Concreciones Chacay Melehue

Estudio MEB y mapas de elementos químicos

Los agregados de microesparita con textura anhedral compacta de cristales con bordes coalescentes y distintivos, baja porosidad intercristalina y una distribución de tamaños de cristales de homogénea (valores entre 12 y 15 μm), refleja un alto grado de neomorfismo agradacional. Además, el nivel de recristalización es alto porque la micrita se transformó casi completamente a microesparita xenotópica.

A través de la combinación entre mapas de elementos químicos, se encontró que el Mg tiene buena correlación con él Al y no con el Ca porque coincide con los agregados de arcillas identificados en las imágenes *BSE*. De acuerdo a Capelli *et al.* (2021a), en las tobas argilitizadas de la Formación Vaca Muerta del perfil de Chacay Melehue, estas asociaciones de arcillas contienen cloritas ricas en Mg (sudoita) y corresponden a la mesogénesis tardía.

Rutman *et al.* (2021) han reconocido en niveles de tobas argilitizadas de la Formación Vaca Muerta, micro-fenocristales de feldespato potásico, albitizados. De acuerdo con esto, el Na asociado al Al y Si en cristales subhendrales a euhedrales se interpretan como albita, producto de la alteración de la plagioclasa en la diagénesis por soterramiento.

El K es un elemento que está presente en los estratificados illita-esmectita, muy comunes en las facies fangolíticas de la Formación Vaca Muerta de esta localidad (Capelli *et al.*, 2021a). En los mapas de elementos combinados, el K se encuentra disperso, asociado al Al y Si. En las áreas netamente dominadas por Ca (asociado a calcita), el K corresponde a los interestratificados de illita-esmectita, intercrescidos entre la micrita-microesparita. Cuando solo tiene respuesta el Si (respuesta nula del Ca y Al), la señal intensa del elemento indica cuarzo autigénico como agregados criptocristalinos o cristales pseudohexagonales autigénicos.

A través de la combinación del análisis de imágenes *BSE*, mapas de elementos químicos y espectros químicos de elementos (EDS) se permitió reconocer la asociación de minerales secundarios y cementos conformada por:

- agregados de micrita-microesparita de textura anhedral compacta con bordes curvilíneos y coalescentes producto del neomorfismo agradacional sobre la micrita;
- agregados de arcillas y cristales de albita;
- cuarzo autigénico como agregados cripto a microcristalinos granulares y cristales prismáticos y pseudohexagonales.

CAPITULO 8 – Geoquímica

Isótopos Estables de C y O

8.1 Introducción

Los estudios de isótopos estables de C y O aquí realizados, corresponden a roca total. La firma isotópica de roca total es el resultado de la mezcla que incluye diferentes proporciones de fases minerales originales y diagenéticas. Los bioclastos carbonáticos de organismos marinos junto con partículas no esqueletales de carbonato, cementos y reemplazos secundarios, contribuyen a la impronta isotópica final de la roca en diferentes proporciones.

Las composiciones isotópicas de oxígeno de la calcita y dolomita del ámbito de la diagénesis por soterramiento, están claramente afectadas por el fraccionamiento de isótopos de oxígeno entre el cemento y el fluido, fuertemente dependiente de la temperatura (Anderson y Arthur 1983; Moore, 1989). A medida que la temperatura aumenta durante el enterramiento, la calcita precipitada debería exhibir valores isotópicos de oxígeno más bajos o negativos (Moore y Druckman 1981; Moore, 1985; Choquette y James, 1987). De la misma manera, Mosley y Burns (1993) expresaron que, los valores isotópicos asociados a bajas concentraciones de ^{18}O son el resultado de una continua precipitación a mayores temperaturas asociadas a profundidades de soterramiento más elevadas. Estos últimos, afirmaron que la mayoría de los cementos carbonáticos tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ demasiado bajos para reflejar un equilibrio con agua marina poral, a profundidades de enterramiento someras, durante la diagénesis temprana.

Desafortunadamente, las relaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de los cementos carbonáticos precipitados, no sólo son función de la temperatura y profundidad de soterramiento, sino también de las relaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las aguas de las cuales precipitan (Scholle y Scholle 2003). Durante la diagénesis, la composición de las aguas de formación, comúnmente se vuelven más pesadas debido al intercambio del oxígeno pesado (^{18}O) entre los minerales y las aguas porales adyacentes (Lundegard *et al.*, 1989; Mosley y Burns, 1996). Un desafío continuo en el estudio de los fluidos de una cuenca marina es que el $\delta^{18}\text{O}$ de los minerales diagenéticos dependen no solo de la temperatura sino del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas porales, que pueden verse enriquecidas en ^{18}O por disolución de minerales isotópicamente pesados en oxígeno (Adam *et al.*, 2020).

En efecto, el enriquecimiento en ^{18}O a través del tiempo se ha establecido como la tendencia de evolución normal para las aguas porales de las cuencas sedimentarias marinas. Sin embargo, en perfiles de sedimentos marinos modernos, comúnmente se

ha observado disminución de ^{18}O con el aumento de la profundidad (Mosley y Burns, 1993). Uno de los mecanismos que han sido invocados como una posible explicación del fenómeno (Irwin *et al.*, 1977) es la precipitación de minerales autigénicos (por ejemplo, carbonatos) que podrían disminuir los valores isotópicos de oxígeno de las aguas porales por la eliminación selectiva del ^{18}O de las mismas. La explicación más común respecto a los valores isotópicos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) anómalamente negativos en concreciones carbonáticas marinas, es la disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante la diagénesis temprana como resultado de un significante influjo de agua meteórica en el ambiente de plataforma, o interacción agua-mineral con precipitación de minerales enriquecidos en ^{18}O (Hudson, 1978; Carpenter *et al.*, 1988; Machemer y Hutcheon, 1988; Thyne y Boles, 1989; Bloch, 1990; Scotchman, 1991; Mozley y Burns, 1993). El decrecimiento en los pares $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{O}$ es pronunciado en el caso que la litificación se asocie a la mezcla de agua meteórica subterránea con bajo contenido de ^{18}O con agua marina poral en ambientes costeros (Frimmel, 2010). De todos modos, algunos casos donde los valores de ^{18}O están disminuidos, ocurren en rocas cuyos sedimentos fueron depositados lejos de la costa, indicando que el mecanismo de introducción de agua meteórica no puede ser empleado siempre para explicar todos los valores anómalos.

Si las concreciones sufren recristalización, sus composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, se pueden reequilibrar con las condiciones ambiente.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran en general un incremento desde -8‰ a 0‰ PDB en el curso del Fanerozoico. Sobreimpuesta a esta tendencia hay oscilaciones de segundo orden de 150 millones de años de duración, los picos de las inflecciones coinciden con intervalos fríos (Veizer *et al.*, 1999).

La variación de la composición isotópica de carbono es independiente de la temperatura, pero depende de los procesos biológicos de fraccionamiento del elemento (C), de la composición isotópica del agua, de la descomposición orgánica e inorgánica de la materia orgánica y de la posible introducción de CO_2 derivado de plantas o suelos (Scholle y Scholle 2003). En condiciones tempranas de la diagénesis, bajo soterramiento somero, la oxidación de la materia orgánica a CO_2 , ya sea mediante bacterias aeróbicas o anaeróbicas, involucra poco fraccionamiento del elemento (C). Entonces el CO_2 producido conservará el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del material fuente (Tucker y Wright 1990). El cemento carbonático precipitado a partir del CO_2 proveniente de la degradación de la materia orgánica (de plantas o animales) será isotópicamente liviano y el $\delta^{13}\text{C}$ puede llegar a -35 ‰ PDB (de acuerdo a Stahl 1979). El C derivado de la oxidación de la materia orgánica está disminuido en ^{13}C y su incorporación al carbonato tiene el potencial de cambiar la impronta isotópica de C en el mismo (Frimmel, 2010). Sin embargo, cuando la formación de metano (CH_4) está involucrada, ocurre un severo

fraccionamiento de C. La reacción de metanogénesis dominante en ambiente marino, produce metano (CH_4) a partir de la reducción del C del dióxido de carbono (CO_2), según: $\text{CO}_2 + 8(\text{H}) \rightarrow \text{CH}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$. El rango de $\delta^{13}\text{C}$ asociado al CH_4 (coexistente con el CO_2), puede alcanzar valores muy negativos en el rango de -110 a -65 ‰ PDB (Tucker y Wright, 1990). A la vez, el CH_4 producido en el sedimento puede ser en la diagénesis óxica bacteriológicamente a CO_2 , de acuerdo a: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$. En esta reacción se enriquece en ^{13}C el CH_4 residual y en ^{12}C el CO_2 producido (el efecto opuesto que se da en la reacción de generación de CH_4).

En la diagénesis por soterramiento o mesogénesis, conforme aumenta el enterramiento de la materia orgánica, se produce la alteración termal que da origen al carbón, hidrocarburos líquidos, CO_2 y CH_4 . Los gases termogénicos (CH_4 y CO_2) son producidos por craqueo del petróleo o querógeno, en dos estadios del soterramiento. El primero es producido con la formación de petróleo, que da lugar al CH_4 . El segundo, a mayores profundidades del enterramiento, afecta tanto al querógeno y petróleo y produce principalmente CO_2 (gas seco). Si el evento de cementación está asociado con la reducción de sulfato por degradación termal de hidrocarburos (o decarboxilación térmica) a temperaturas encima de los 150°C, entonces los cementos carbonáticos de origen tardío pueden presentar composiciones isotópicas de carbono (C) muy livianas (de acuerdo con Heydari *et al.*, 1989).

Tendencias temporales en la composición isotópica, son frecuentemente observadas en las concreciones carbonáticas (Mosley y Burns, 1993). El análisis de estas tendencias en concreciones de calcita revela que la tendencia más común es aquella en la que disminuye el $\delta^{18}\text{O}$ a la vez que aumenta el $\delta^{13}\text{C}$ a través del tiempo (Hudson, 1978; Astin y Scotchman, 1988; Martill y Hudson; 1989, Coniglio y Cameron, 1990 y Scotchman, 1991). Sin embargo, algunas concreciones varían erráticamente (Dix y Mullins, 1987; Siegel *et al.*, 1987; Morad y Eshete, 1990) y las concreciones estudiadas por Thyne y Boles (1989) muestran una tendencia temprana de disminución de $\delta^{13}\text{C}$ sin que disminuya el $\delta^{18}\text{O}$. Por lo tanto, no puede asumirse un simple comportamiento de los valores isotópicos desde el centro al borde de las concreciones carbonáticas (Mosley y Burns, 1993). Según Hasiuk *et al.* (2016), las tendencias en $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en cristales de calcita pertenecientes a distintos reservorios de hidrocarburos en calizas, parecen compartir bajas pendientes cercanas a 0.2 (Fig. 8.1.1). Estas curvas denominadas *CBT* (*calcite burial tendency* ó *Burial-Marine Mixes* de la Fig. 8.1.1), están definidas por la dependencia de la temperatura en el factor de fraccionamiento de los isótopos estables de oxígeno (aumenta la temperatura y aumenta la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en las aguas porales). Es común que la composición isotópica de C permanezca inalterada si $\delta^{18}\text{O}$ es superior a -10 ‰ PDB (Frimmel, 2010). En comparación con el O, la

composición isotópica del C se ve menos afectada por la alteración *post* deposicional porque en las rocas carbonáticas los fluidos diagenéticos acuosos tienen contenidos de C relativamente bajos en comparación al O (Frimmel, 2010). Conforme aumenta el enterramiento, las mayores temperaturas causarían que la cementos con valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (Hasiuk *et al.*, 2016). La CBT implicaría que la mayoría de los cristales se forman durante la diagénesis de soterramiento, y no por diagénesis meteórica o marina-meteórica. Una característica común del carbonato precipitado en ambiente de diagénesis meteórica es una “línea de calcita meteórica” (Lohmann, 1988), un patrón de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente invariante a medida que disminuye el $\delta^{13}\text{C}$. La línea de calcita meteórica (Fig. 8.1.1) y las tendencias hiperbólicas de mezcla de calcita marina-meteórica (Lawrence *et al.*, 1976; Lohmann, 1988; Banner y Hanson 1990 y Bishop *et al.*, 2014) son usadas para interpretar diagénesis meteórica dentro de la distribución de los datos isotópicos de C-O.

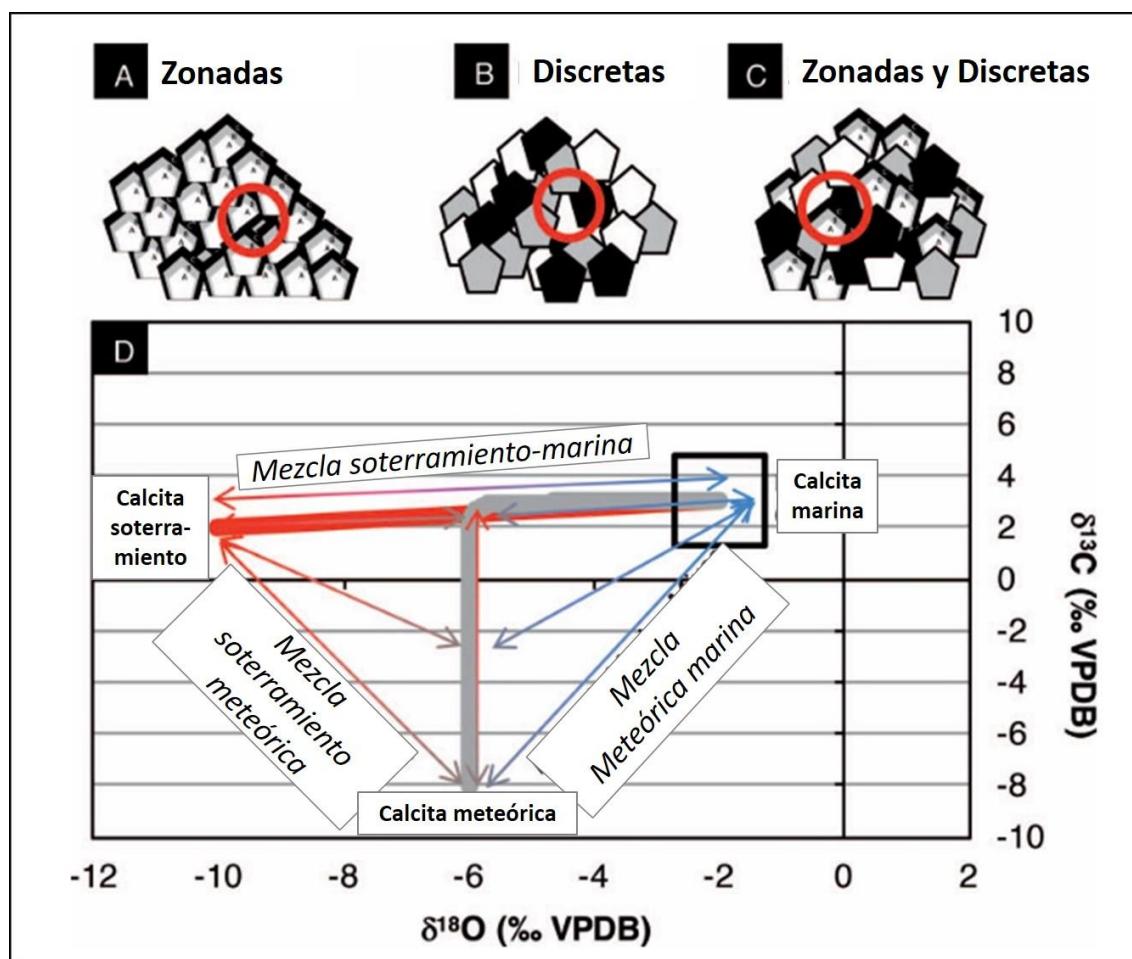


Figura 8.1.1. Datos geoquímicos de mezclas de numerosos cristales de calcita y sus sobrecrecimientos, que representan la impronta isotópica C-O de roca total. Estas mezclas pueden caer en líneas de mezcla entre tendencias diagenéticas en las cuales se forman la calcita y sus sobrecrecimientos. La figura muestra tendencias de mezcla entre los miembros finales representados por calcita de soterramiento profundo, calcita marina y calcita meteórica, que pueden generarse cuando se analiza roca total. La línea sólida roja (*Burial-Marine Mixes*) es la curva CBT (*Calcite Burial Tendence*). Tomado de Hasiuk *et al.* (2016).

Cuando mediciones isotópicas representan la roca total, el valor es un promedio de la composición de los cristales presentes y sus sobrecrecimientos. Los pares de datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$) en muestras de cristales heterogéneos (Fig. 8.1.1) pueden mostrar las siguientes tendencias de mezcla entre las composiciones de calcita primaria y diagenética: a) *Burial-Marine Mixes*, b) *Burial-Meteoric Mixes* y c) *Meteoric-Marine Mixes* (Fig. 8.1.1).

Para las concreciones y *beef veins* de la zona Norte (Puerta Curaco y Chacay Melehue) se documentaron los cambios en la composición isotópica de C y O del centro al borde.

8.2. Resultados: Isótopos estables de C y O

Sector Norte: Puerta Curaco y Chacay Melehue

La firma isotópica de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de roca total en calizas y margas calcáreas de Puerta Curaco oscila entre -10 y -7,5 y entre -0,5 y -4 ‰ PDB, respectivamente (Tabla 8.1 y Fig. 8.2.1). En general, mientras más negativos son los valores de $\delta^{18}\text{O}$, más decrecen los valores de $\delta^{13}\text{C}$. La correlación o tendencia define una recta de baja pendiente denominada CBT (Hasiuk *et al.*, 2016).

Por otra parte, la firma isotópica de las concreciones carbonáticas de la Formación Vaca Muerta del perfil de Puerta Curaco, está definida por valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre (-11,5; -8,6) ‰ PDB y $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,5 y 7 ‰ PDB (Tabla 8.1 y Fig. 8.2.1). En general se observa una tendencia de crecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ y decrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$, desde el interior hacia el exterior de las mismas (por ejemplo, CS1 y CS1 71, Figs. 8.2.1, 8.2.2 y 8.2.3 A-B).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las concreciones de Chacay Melehue están comprendidos entre -10,5 y -5,5 ‰ PDB. La impronta isotópica de C, está entre 1,5 y -15 ‰ PDB. Los sectores de una misma concreción tienen una mayor variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ en comparación con los datos de las concreciones de Puerta Curaco. Por ejemplo, puede verse en la figura 8.2.1, que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes a una misma concreción (por ejemplo, zona externa 24 BIS ó zona externa 23 BIS) pueden diferir considerablemente hasta en más de 4 unidades de $\delta^{18}\text{O}$. Por otra parte, hay una marcada diferencia en $\delta^{13}\text{C}$ de hasta 10 ‰ PDB entre diferentes concreciones como, por ejemplo, entre las concreciones 24 BIS y 13 BIS ó 24 BIS y 16 B (Fig. 8.2.1).

Calizas margas calcáreas Puerta Curaco					
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
PS 122	-8.9	-1.7	PS 572	-8.2	-3.2
PS 126	-9.3	-1.9	PS 573	-8.7	-1.5
PS 127	-8.6	-3.6	PS 574.5	-7.6	-2.8
PS 133	-8.8	-2.3	PS 575.5	-8.8	-1.7
PS 135	-7.8	-2.5	PS 576	-8.6	-1.9
PS 137	-8.3	-1.6	PS 577	-8.2	-2.0
PS 138	-7.6	-0.8	PS 579.5	-7.9	-1.7
PS 140	-7.4	-0.7	PS 580.5	-8.6	-1.9
PS 141	-8.2	-0.2	PS 581	-8.1	-2.2
PS 541	-9.9	-1.9	PS 582	-7.9	-1.8
PS 544	-9.0	-2.5	PS 583	-8.4	-0.5
PS 546	-8.5	-1.7	PS 584	-7.7	-2.0
PS 547	-8.6	-2.4	PS 585	-8.3	-1.1
PS 548	-8.9	-2.6	PS 586.5	-7.9	-1.3
PS 549	-9.8	-2.1	PS 587.5	-8.1	-0.7
PS 554	-8.0	-3.9	PS 588.5	-8.4	-0.7
PS 555	-9.2	-2.2	PS 592	-8.2	-1.5
PS 557	-8.9	-2.9	PS 593	-8.0	-0.7
PS 560	-8.9	-2.2	PS 594.5	-7.9	-0.4
PS 563	-9.0	-2.1	PS 595.5	-8.2	-0.6
PS 565	-9.1	-2.0	PS 596.5	-7.4	-0.7
PS 569	-8.8	-2.4	PS 597.5	-7.9	-0.9
PS 569.5	-8.8	-2.4	PS 599	-8.0	-0.8
PS 571	-8.5	-2.9	PS 600.5	-8.0	-0.6
Concreciones Puerta Curaco			Concreciones Chacay Melehue		
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)
CS1 interna	-11.5	3	16B externa	-8.3	-12.0
CS1 intermedia	-11.3	2.6	13 BIS A interna	-8.9	-12.3
CS1 externa	-10.9	-1.6	13 BIS B externa	-7.7	-14.1
CS1 71 interna	-11.2	6.8	23 BIS externa	-8.5	-2.6
CS1 71 interna	-11.1	6.9	23 BIS externa	-5.4	1.5
CS1 71 intermedia	-10.5	2.2	24 - 24 BIS 3 interna	-5.5	1.4
CS1 71 intermedia	-11.0	1.9	24 - 24 BIS 3 interna	-5.4	1.4
CS1 71 externa	-8.6	-1.4	24 BIS - 24 BIS 1 externa	-5.9	1.3
CS1 71 externa	-8.6	-1.2	24 BIS - 24 BIS 1 externa	-10.4	0.1

Tabla 8.1: Composición de Isótopos estables de C-O correspondientes a calizas, margas calcáreas y concreciones carbonáticas de Puerto Curaco y de Chacay Melehue.

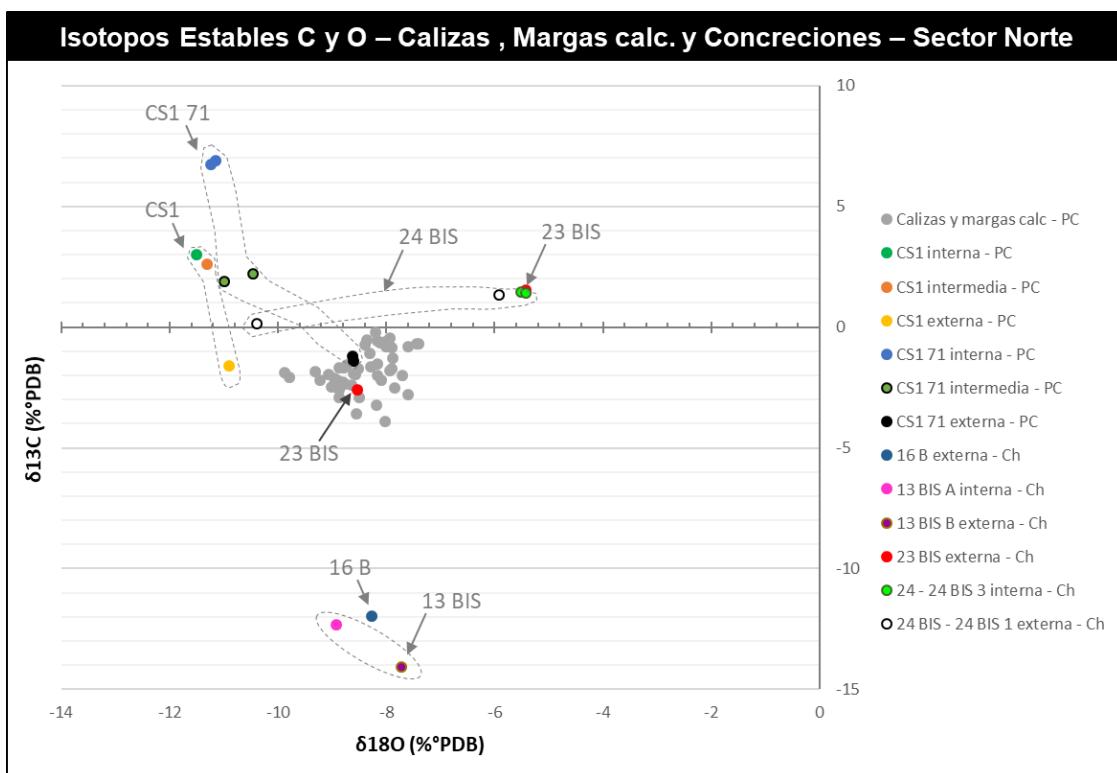


Figura 8.2.1: Composición de Isótopos estables de C-O correspondientes a calizas, margas calcáreas y concreciones de Puerto Curaco y concreciones de Chacay Melehue. Respecto a las concreciones, los datos isotópicos de roca total, están referidos a la zona con la que se corresponde dentro de la misma (zona interna, intermedia ó interna y externa).

8.2.1. Interpretación Sector Norte: Puerta Curaco y Chacay Melehue

Puerta Curaco

Las calizas muestran una composición isotópica de C, que es una mezcla resultante de los componentes carbonáticos primarios originales (bioclastos, peloides, intraclastos y matriz) y autigénicos como cemento esparítico y agregados de microesparita. Los primeros tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a cero, mientras que las fases de carbonato autigénico tienen una firma isotópica negativa proporcionada por oxidación de la materia orgánica asociada durante la diagénesis temprana.

Por otra parte, existen concreciones con una impronta de C positiva en la zona central de las mismas. El CO_2 y CH_4 liberado por las bacterias metanógenas por descomposición de acetato y el CH_4 liberado por reducción de dióxido de carbono (CO_2) con hidrógeno (H_2), pueden generar en la zona de oxidación anaeróbica del metano (AOM), por arriba de la zona de metanogénesis, CO_3 de composición isotópica muy positiva, formando fases autigénicas de calcita con C isotópicamente pesado (Munnecke et al. 2023). La zona de Oxidación Anaeróbica de Metano (OAM; también llamada TSM "Transición Sulfato-Metano") se encuentra típicamente entre uno y varios metros por debajo de la superficie del sedimento (Jorgensen y Kasten, 2006, p. 279).

Es así que las concreciones, de composición isotópica positiva de C en su parte central, mencionadas al principio del párrafo, apunta a una cementación temprana, a escasos metros de la superficie, en la zona de TSM (ver ejemplos en concreciones CS1 y CS1-71 en figuras 8.2.1, 8.2.2 y 8.2.3).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ disminuyen desde valores positivos cercanos a 3 y 7 ‰ PDB graficados en las figuras 8.2.2 (CS1) y 8.2.3 A (CS1-71) respectivamente) a -1.5 ‰ PDB en ambas concreciones (Figs. 8.2.2 y 8.2.3 A), desde la zona interna a la externa, por disminución de la contribución del cemento generado en la zona de metanogénesis y el aumento del peso de la calcita neomórfica formada en condiciones de soterramiento profundo en la impronta isotópica total hacia el exterior de la concreción. La disminución de la proporción del cemento eogenético originado en la zona de metanogénesis desde el núcleo al borde de la concreción, es consistente con un modelo de cementación temprana e incompleta hacia el exterior de la misma. El fraccionamiento de los isótopos de carbono no se ve afectado sustancialmente por el aumento de temperatura con lo cual mantiene la impronta original.

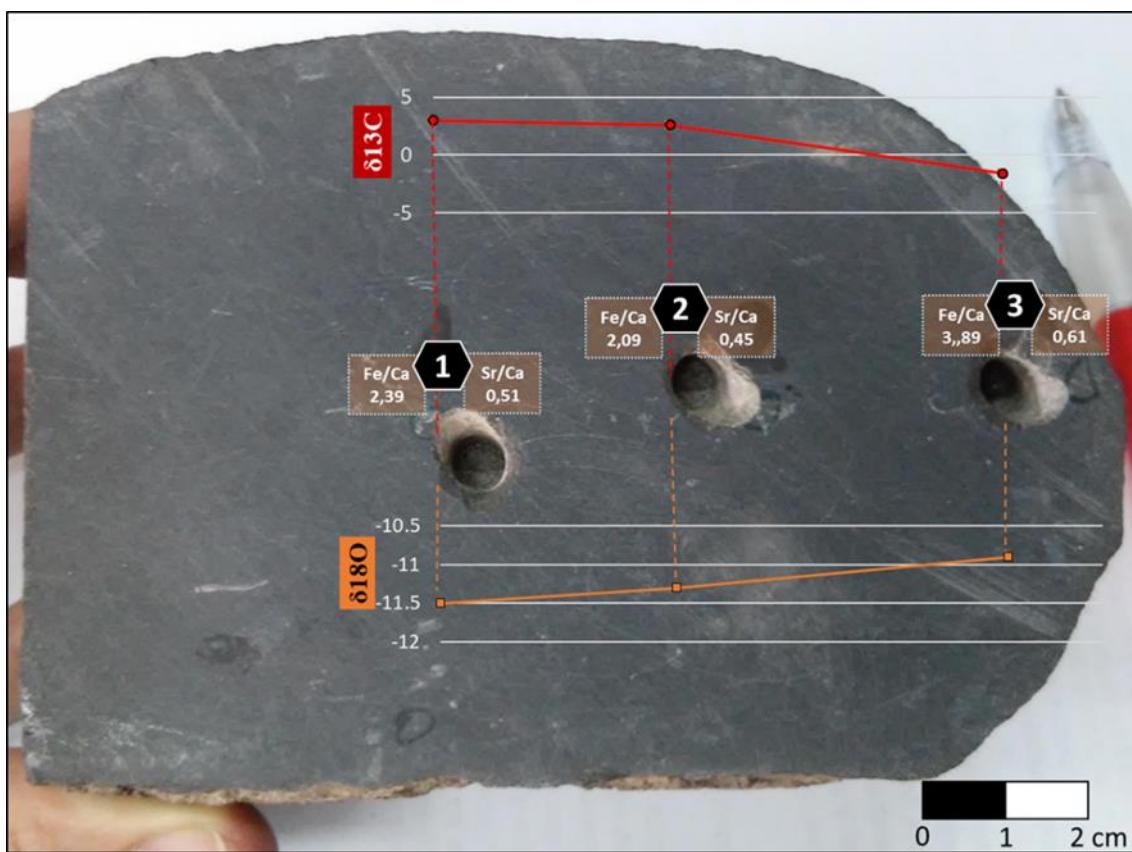


Figura 8.2.2 Composición isotópica de C-O de la concreción CS1 (Puerta Curaco) de la figura 8.2.1, desde el centro al exterior, que representa las tendencias isotópicas temporales de C y O.

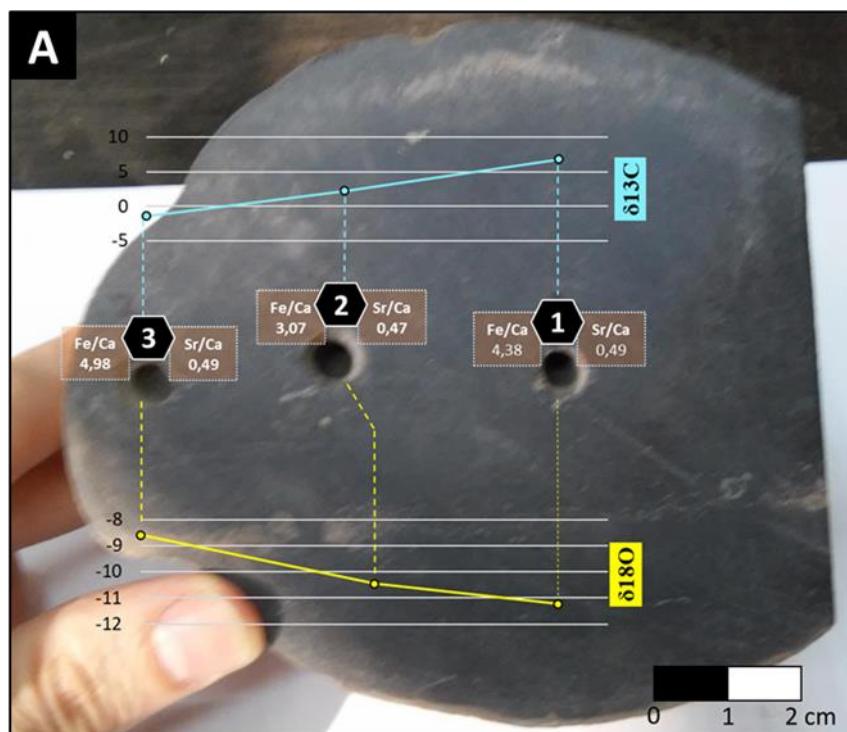


Figura 8.2.3: A) Composición isotópica de C-O, desde el centro a la periferia, de la concreción CS1-71 (Puerta Curaco) de la figura 8.2.1, que representa las tendencias isotópicas temporales que refleja una disminución de $\delta^{13}\text{C}$ del centro a la periferia. La tendencia del $\delta^{18}\text{O}$ es reversa

En el caso de las concreciones carbonáticas de Puerta Curaco, las fases autigénicas de composición carbonática (cementos, cristales neomórficos) son los más abundantes lo que indica una gran contribución diagenética de C. La composición isotópica del O es el resultado de la mezcla de fases primarias y autigénicas carbonáticas. El hecho de que las concreciones carbonáticas muestren fases autigénicas más abundantes y una impronta de $\delta^{18}\text{O}$ más negativa, indica que originalmente tenían una firma de O más baja que las calizas y margas de la misma localidad. Estas condiciones se mantuvieron a través de cambios diagenéticos en los que el reequilibrio de los isótopos de O a mayores temperaturas en concreciones y calizas no borró la diferencia original.

Chacay Melehue

A través del análisis petrográfico y de catodoluminiscencia, se ha reconocido diferente grado de neomorfismo en concreciones de Chacay Melehue. El mayor nivel de recristalización se encuentra principalmente asociado a la presencia de fracturas discordantes a la laminación que actuaron como vías de migración del fluido, más el contenido de radiolarios que favorecieron en conjunto el neomorfismo agradacional durante la mesogénesis tardía. Las microfacies de concreciones con menor nivel de recristalización neomórfica (peloidales-intraclásticas sin fracturación), con textura original reconocible y luminiscencia baja a intermedia parda rojiza (C2) dominante,

asociada a la elevada concentración de partículas no esqueletales (intraclastos y peloides), presentan $\delta^{13}\text{C}$ cercana a cero porque la calcita de estos constituyentes es principalmente de origen primario marino. Las microfacies de concreciones intraclásticas-radiolaríticas diaclasadas, donde es muy difícil reconocer la textura y fábricas originales, por alto nivel de recristalización neomórfica de los componentes primarios originales a agregados de microesparita xenotópica con luminiscencia roja anaranjada (C3) predominante, la impronta de $\delta^{13}\text{C}$ también es cercana a cero (valores de $\delta^{13}\text{C}$ levemente positivos y negativos). Aunque sea predominante la calcita neomórfica de luminiscencia intermedia a alta (C3) los valores isotópicos de C de roca total son levemente positivos porque es producto del neomorfismo agradacional a partir de bioclastos, partículas no esqueletales y matriz que, originalmente tienen una impronta isotópica de C cercana a cero. Sin embargo, las microfacies de concreciones intraclásticas-radiolaríticas diaclasadas tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ de roca total más negativos que aquellas peloidales-intraclásticas sin diaclasamiento, porque los agregados de microesparita xenotópica (C3) penetrantes precipitaron a temperaturas más elevadas que las fases carbonáticas primarias dominantes (C2) de las concreciones no diaclasadas.

De acuerdo a Mosley y Burns (1993), no puede asumirse un simple comportamiento simple de los valores isotópicos desde el centro al borde de las concreciones carbonáticas y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son frecuentemente muy variables. La alta dispersión en los valores de $\delta^{18}\text{O}$, como por ejemplo entre los sectores externo e interno de la concreción 24 BIS (-10,4 y -5,4 ‰ PDB, Fig. 8.2.1), puede ser resultado de distintas proporciones de cristales de calcita neomórfica de la diagénesis por soterramiento (luminiscencia roja anaranjada, C3) y cristales de calcita de origen primario marino en bioclastos, peloides, intraclastos y pseudomatríz (luminiscencias parda y parda-rojiza, C1 y C2).

De acuerdo con Heydari y Moore (1988), si el evento de cementación está asociado con la reducción de sulfato por degradación termal de hidrocarburos a temperaturas por arriba de 150°C, entonces los cementos carbonáticos de origen tardío pueden presentar composiciones isotópicas de carbono (C) muy livianas. Hay muestras de concreciones de Chacay Melehue con valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos, entre -12 a -14 ‰ PDB (16 B y 13 BIS, Fig. 8.2.1), pero con valores similares de $\delta^{18}\text{O}$ al resto de las muestras de concreciones que presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a cero. Particularmente, en la concreción 13 BIS, a través de análisis petrográfico y de catodoluminiscencia, se ha reconocido una “mezcla” de cristales de calcita integrada principalmente por agregados de microesparita xenotópica (calcita neomórfica) de luminiscencia roja anaranjada (C3) y, de forma subordinada, cristales de microesparita y esparita que conforman el cemento

interpartícula, interpretado como tardío, de luminiscencia alta naranja (C4). Es así que, las excursiones muy negativas de los valores isotópicos de C de estas dos concreciones, con valores de $\delta^{13}\text{C} \sim -12$ a -14 ‰ PDB , se vinculan a la contribución de calcita mesogenética asociada a la reducción termoquímica de sulfato por craqueo termal de hidrocarburos livianos (C isotópicamente liviano), a altas temperaturas y no por influencia de calcita meteórica. Si hubiese mezcla de calcita de diagénesis por soterramiento y calcita meteórica (Fig. 8.1.1), entonces la firma isotópica debería sufrir no solo una disminución en $\delta^{13}\text{C}$, sino que también los valores de $\delta^{18}\text{O}$ deberían ser más negativos, que en el resto de las concreciones de esta localidad (Fig. 8.2.1). Los modelos de soterramiento-termales y de madurez que mejor ajustan a los datos de calibración VRE, indican que las condiciones de temperatura pudieron generar craqueo termal de hidrocarburos livianos, proceso que ocurre cuando se superan los 150°C , ya que Formación Vaca Muerta en la localidad de Chacay Melehue habría alcanzado paleotemperaturas máximas cercanas a los 200°C .

A medida que aumenta el soterramiento, las mayores temperaturas deberían causar que la calcita del cemento tenga valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (Hasiuk *et al.*, 2016). La firma isotópica de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de las concreciones de Puerta Curaco oscila entre $-11,5$ y $-8,6 \text{ ‰ PDB}$ (promedio: $-10,5 \text{ ‰ PDB}$) y son más negativos que los correspondientes a las concreciones de Chacay Melehue que oscilan entre $-10,4$ y $-5,4 \text{ ‰ PDB}$ (promedio de $-7,6 \text{ ‰ PDB}$). Dicha diferencia puede explicarse a través de las distintas historias de soterramiento-termales que sufrieron las columnas sedimentarias en las distintas localidades. Según los modelos de soterramiento-termales que mejor ajustan a los datos de VRE para cada localidad, la Formación Vaca Muerta habría alcanzado paleo-profundidades máximas de 3388-3788 m en Puerta Curaco y 2594-2963 m en Chacay Melehue.

La Tabla 8.2., reúne los datos isotópicos de C y O de los *beef veins* de Puerta Curaco. En las zonas internas de textura fibrosa de los *beef veins*, la firma isotópica de C es cercana a cero y oscila entre $0,5$ y $-1,75 \text{ ‰ PDB}$ (Fig. 8.2.4). Las temperaturas mínimas de captura del fluido registradas en la zona interna de BPV en $[82,17^\circ\text{C}; 91,27^\circ\text{C}]$ con una media de $86,72^\circ\text{C}$ (Capítulo 4, Fig. 4.10) y un querógeno predominante tipo II, se vinculan a ventana de petróleos medianos a livianos (Welte y Tissot 1984). La calcita fibrosa se habría formado a partir de gases termogénicos (CO_2) producidos por craqueo del querógeno o petróleo.

<i>Beef veins Puerto Curaco</i>		
	$\delta^{18}\text{O}$ (%o PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (%o PDB)
Beef BVVM - interno	-9.6	-1.7
Beef BVVM - interno	-9.9	-1.6
Beef BVVM - intermedio	-10.0	-1.2
Beef BVVM - intermedio	-9.7	-0.9
Beef BVVM - externo	-9.4	-0.8
Beef BVVM - externo	-9.3	-0.4
Beef BVA - interno	-10.4	-0.2
Beef BVA - externo	-9.1	1.1
Beef BVA - externo	-9.4	1.5
Beef 1001 B - interno	-10.7	0.0
Beef 1001 B - externo	-10.6	1.2
Beef 1001 B - externo	-10.4	-0.9
Beef 1001 A - interno	-10.9	0.5
Beef 1001 A - externo	-10.4	-1.1
Beef 1001 A - externo	-10.9	0.8
Beef 1002 - interno	-10.2	-1.8
Beef 1002 - intermedio	-10.2	-0.9
Beef 1002 - externo	-10.5	-0.5

Tabla 8.2: Isótopos estables de C-O correspondientes a *beef veins* de Puerto Curaco.

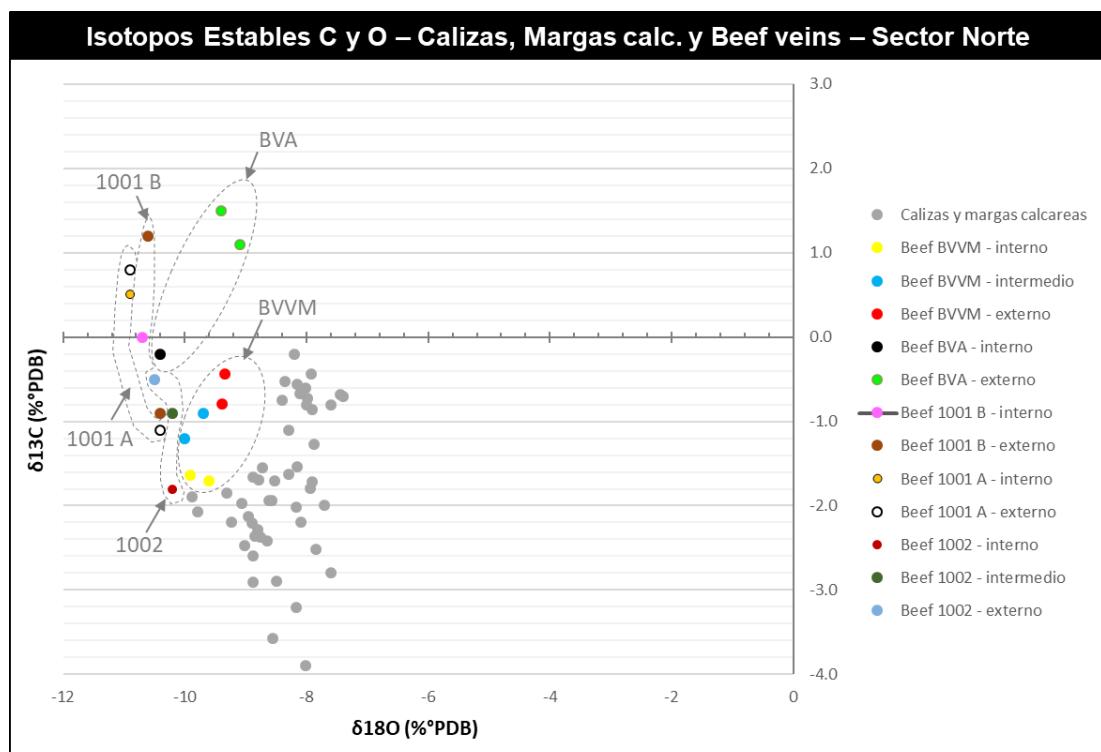


Figura 8.2.4: Composición de isótopos estables de C-O correspondientes a calizas, margas calcáreas y *beef veins* de Puerto Curaco. Para poder analizar las tendencias temporales en los *beef veins* de Puerto Curaco, se separaron los datos en zona interna, intermedia y externa ó interna y externa, para cada individuo.

Los *beef veins* de Puerta Curaco (Fig. 8.2.4) pueden ser de morfología simétrica (Fig. 8.2.5 A) y conformados por zonas de calcita texturalmente distintas: 1) interna de hábito fibroso, 2) intermedia de hábito prismático y 3) externa de hábito prismático elongado. Por otro lado, se encuentran los *beef veins* asimétricos (por ejemplo 1001 B, 1001 A y 1002), con un mayor desarrollo de las zonas intermedias y externas hacia un lado de la línea de sutura.

En el caso de los *beef veins* simétricos, se observa que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son levemente negativos en el sector de sutura, coincidente con la zona de cristales fibrosos. Como tienen crecimiento antitético, del centro al borde, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ligeramente más positivos indican una evolución de los fluidos diagenéticos hacia una impronta isotópica de C más pesada. El leve aumento de $\delta^{13}\text{C}$ hacia el exterior podría deberse a la disolución de bioclastos y cementos calcíticos tempranos por aumento de la profundidad de soterramiento. Respecto a los valores isotópicos de O, se reconoce un leve aumento de $\delta^{18}\text{O}$ hacia afuera, esta reversión en la composición isotópica de O es producto de la compresión y levantamiento. En concordancia con las observaciones bajo microscopio petrográfico, en la zona externa prismática, se registró extinción lamelar producto de esfuerzos de cizalla (apartado 6.2.3). Por otro lado, en esta zona de los *beef veins* se identificaron inclusiones con dislocación por cizalla con pérdida de fluido (apartado 4.3.1). De acuerdo a Cruset *et al.* (2021), los sectores externos se formaron durante la compresión E-O y acortamiento paralelo a la laminación del Cretácico Tardío - Paleoceno tardío, coincidente con la instalación de los Andes.

En el caso de los *beef veins* asimétricos (Fig. 8.2.5 B), se reconoce una variación de $\delta^{13}\text{C}$ creciente desde un borde al otro, atravesando la linea de sutura. Mientras que aumentan los valores isotópicos de C, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se vuelven levemente más negativos como se observa en las muestras 1001 A, 1001 B y 1002 de la figura 8.2.4.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se tornan ligeramente menos negativos, desde la zona media (sutura) de los *beefs* hacia la zona externa, posiblemente por levantamiento geológico. Como ha sido descripto en el apartado 6.2.3, las zonas externas prismáticas tienen microestructuras asociadas a compresión. La calcita de las zonas externas habría precipitado a partir de fluidos diagenéticos de menor temperatura, en comparación a la zona interna, ya que se asocian a menores paleopropundidades. Al igual que en la comparación hecha entre las concreciones y calizas de Puerta Curaco, la impronta de $\delta^{18}\text{O}$ en los *beef veins* es más negativa con respecto a las calizas, porque están compuestos completamente por fases autigénicas carbonáticas.

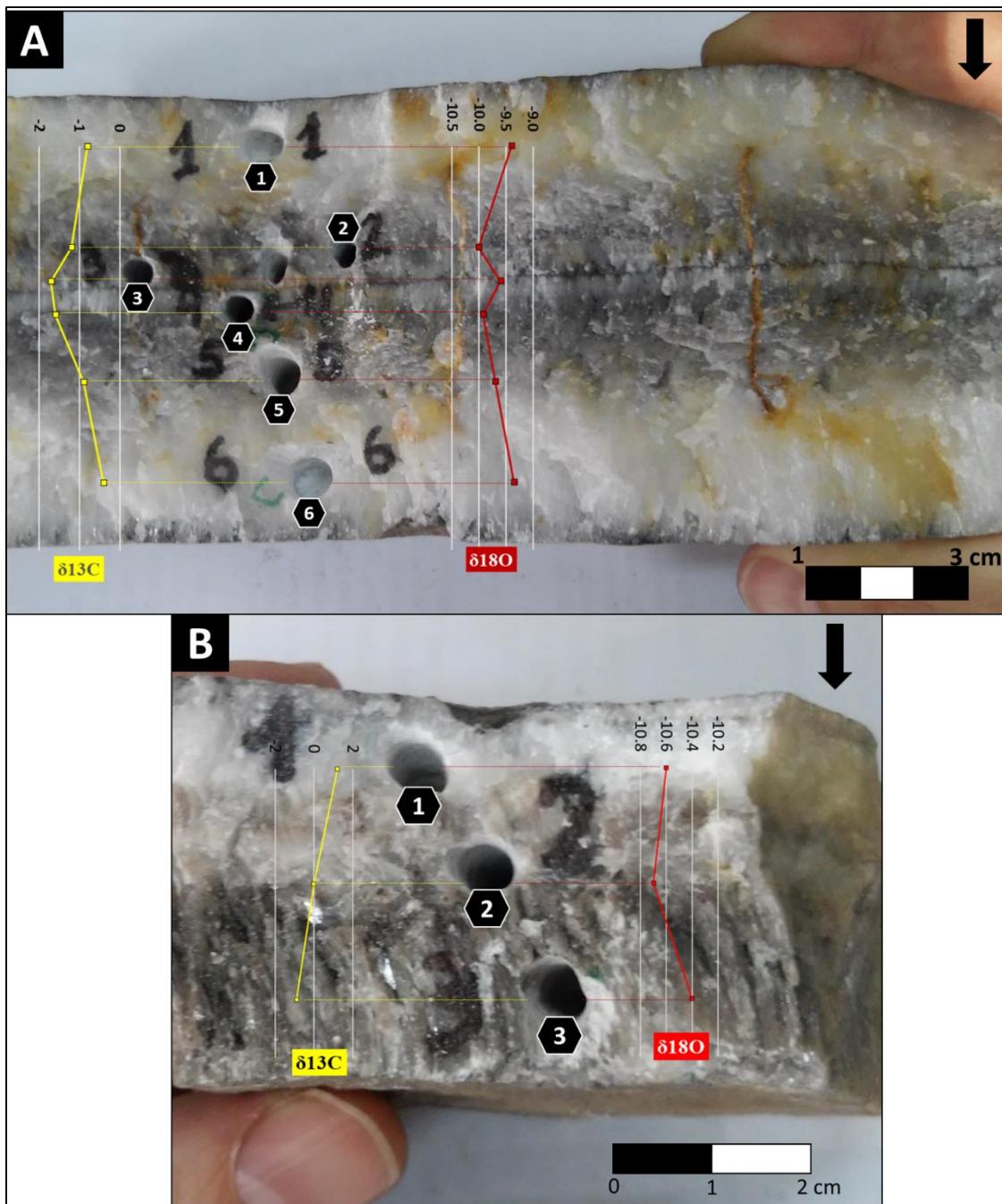


Figura 8.2.5: A) Composición isotópica de C-O del beef BVVM de la figura 8.2.4 desde la línea de sutura hacia los márgenes externos, con patrones simétricos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. **C)** Composición isotópica de C-O del beef vein 1001 B (Puerta Curaco) de la figura 8.2.4 desde el borde inferior al borde superior, con patrones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ asimétricos.

8.3. Resultados: Isótopos estables de C y O

Sector Sur: Los Catutos

En la figura 8.3.1 se observa que el decrecimiento de la variable $\delta^{18}\text{O}$ (hacia valores más negativos), asociado a las calizas y margas calcáreas de los miembros Vaca Muerta inferior y Los Catutos, va acompañado de una disminución en $\delta^{13}\text{C}$.

Calizas, margas (Curaco)		Calizas y margas calcáreas (Los Catutos)					
		Mb. Los Catutos A	δ18O	δ13C	Mb. Los Catutos A	δ18O	δ13C
PS 122	-8.9	B82	-4.4	1.4	B43	-4.0	1.4
PS 126	-9.3	B81	-4.6	1.5	B42	-4.7	1.2
PS 127	-8.6	B80	-5.2	1.3	B41	-3.9	1.3
PS 133	-8.8	B79	-5.5	0.7	B40	-4.6	0.9
PS 135	-7.8	B78	-4.9	1.0	B39	-4.3	1.3
PS 137	-8.3	B77	-5.4	0.9	B38	-5.0	0.2
PS 138	-7.6	B76	-6.0	-0.7	B37	-4.6	1.2
PS 140	-7.4	B75	-5.4	-0.2	B36	-4.3	1.3
PS 141	-8.2	B74	-5.2	0.3	B35	-4.4	0.9
PS 541	-9.9	B73	-5.2	0.2	B34	-4.8	0.8
PS 544	-9.0	B72	-6.5	1.1	B33	-5.2	-0.5
PS 546	-8.5	B71	-5.8	1.4	B32	-5.1	-0.3
PS 547	-8.6	B70	-5.0	-0.1	B31	-5.1	0.2
PS 548	-8.9	B69	-5.3	0.8	E 201	-5.0	1.3
PS 549	-9.8	B68	-6.0	0.3	E 198	-4.6	0.9
PS 554	-8.0	B89-4	-5.2	0.8	E 197	-4.8	1.3
PS 555	-9.2	B89-3	-4.9	1.0	E 191	-5.1	0.5
PS 557	-8.9	B89-2	-4.9	1.0	E 190	-5.5	1.1
PS 560	-8.9	B89	-5.0	0.7	E 187	-4.5	1.4
PS 563	-9.0	B88	-5.1	0.3	E 186	-4.8	1.3
PS 565	-9.1	B87	-4.9	0.1	E 181	-4.6	1.5
PS 569	-8.8	B86	-5.2	-0.2	E 180	-4.4	1.2
PS 569.5	-8.8	B85	-5.1	-0.2	E 179	-4.7	1.4
PS 571	-8.5	B84	-4.9	0.2	E 178	-4.3	1.6
PS 572	-8.2	B83	-5.1	0.3	E 177	-4.3	1.5
PS 573	-8.7	B66	-4.2	1.2	E 176	-4.7	1.6
PS 574.5	-7.6	B65	-5.3	0.9	E 175	-4.2	1.5
PS 575.5	-8.8	B64	-4.6	0.4	E 174	-4.9	1.3
PS 576	-8.6	B63	-4.6	1.3	E 173	-4.9	1.3
PS 577	-8.2	B62	-4.7	0.9	E 172	-5.1	1.3
PS 579.5	-7.9	B61	-3.8	1.5	E 207	-1.2	3.4
PS 580.5	-8.6	B60	-4.6	1.3	E 205	-2.6	0.7
PS 581	-8.1	B59	-3.7	1.3	E 203	-5.6	-0.7
PS 582	-7.9	B58	-4.4	1.4	Mb. Los Catutos B	δ18O	δ13C
PS 583	-8.4	B57	-4.2	1.0	EM-77b	-5.3	0.5
PS 584	-7.7	B56	-4.4	0.6	EM-90	-4.9	0.9
PS 585	-8.3	B55	-4.2	1.5	EM-118	-4.3	1.0
PS 586.5	-7.9	B54	-4.6	1.4	EM-120	-4.6	0.9
PS 587.5	-8.1	B53	-4.6	1.3	EM-124	-4.0	1.3
PS 588.5	-8.4	B52	-4.9	1.3	EM-126	-4.4	1.3
PS 592	-8.2	B51	-4.0	1.2	EM-128	-4.6	1.4
PS 593	-8.0	B50	-4.5	1.4	EM-134	-4.3	0.7
PS 594.5	-7.9	B49	-4.4	1.3	EM-144	-5.1	1.0
PS 595.5	-8.2	B48	-4.7	1.1	EM-145	-4.6	0.1
PS 596.5	-7.4	B47	-4.3	1.4	EM-148	-4.1	0.3
PS 597.5	-7.9	B46	-4.5	1.4	EM-149	-4.5	0.5
PS 599	-8.0	B45	-4.3	1.5	Vaca Muerta inf.	δ18O	δ13C
PS 600.5	-8.0	B44	-4.7	1.4	EM-1	-4.5	0.5
					EM-3	-7.6	-2.2
					EM-16	-8.4	-5.5
					EM-19	-11.1	-8.1
					EM-27	-6.5	-5.2
					EM-57	-4.7	-0.5
					EM-69	-5.4	0.0

Tabla 8.3: Contiene las relaciones isotópicas de C y O para calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta en el perfil de Puerta Curaco y en los miembros Vaca Muerta Inferior y Los Catutos en el perfil Los Catutos, para dos campañas (campaña A y B).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se encuentran entre 1,5 y -0,7 ‰ PDB, mientras que sus pares de $\delta^{18}\text{O}$, oscilan entre -6,5 y -3,7 ‰ PDB. Sin embargo, hay muy aisladas muestras del Miembro Los Catutos que se alejan del *cluster* definido por los rangos anteriores, con valores mayores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y comprendidos aproximadamente entre -3; -1 y 1; 3 ‰ PDB, respectivamente.

En relación a la recta, de pendiente levemente negativa, que surge de correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (CBT-1 de la Figura 8.3.1), pueden observarse excursiones negativas a la misma de muestras con $\delta^{13}\text{C}$ entre -2 y -8 ‰ PDB correspondientes a la sección inferior de la Formación Vaca Muerta que a su vez se vinculan a valores anómalamente negativos de $\delta^{18}\text{O}$ (-12 a -6 ‰ PDB).

8.3.1. Interpretación

Sector Sur: Los Catutos

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas y margas calcáreas del Miembro Los Catutos, presentan un valor promedio cercano a 1 ‰ (PDB), de acuerdo con Scasso *et al.* (2005).

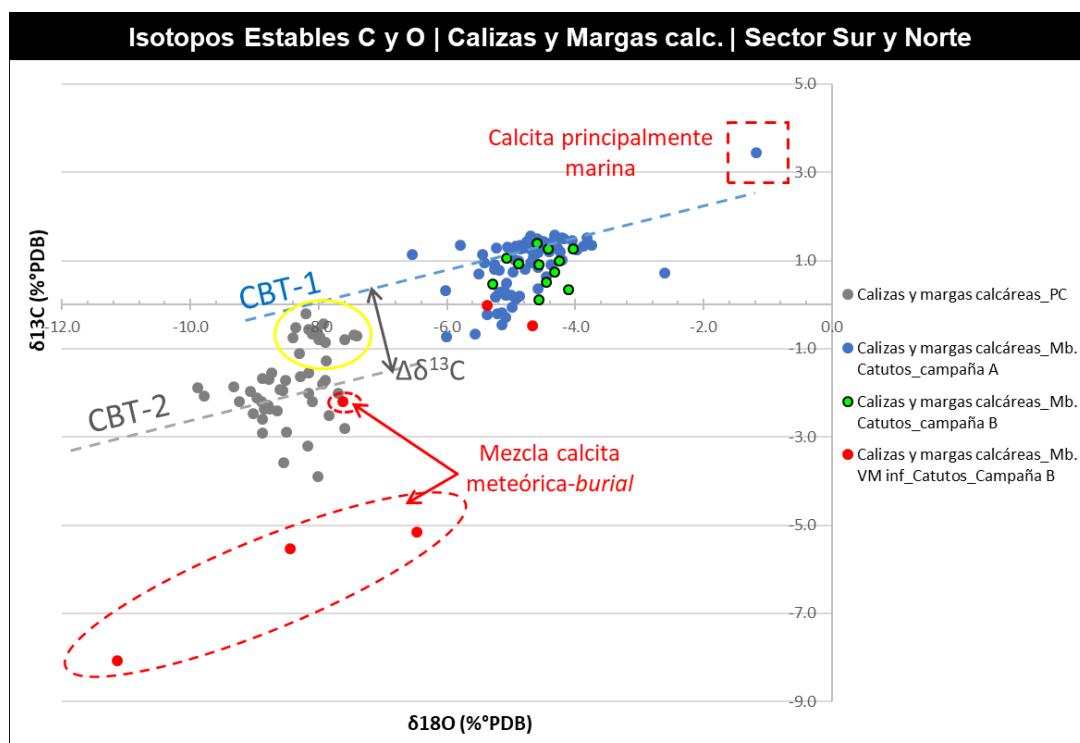


Figura 8.3.1: Isótopos estables de C-O correspondientes a calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco y de los Miembros Vaca Muerta inferior y Los Catutos de la Formación Vaca muerta de la localidad Los Catutos. La curva CBT-2 (*Calcite Burial Trend-2*) es la línea de tendencia que une los pares $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ pertenecientes al primer grupo (Puerta Curaco) y la curva CBT-1 (*Calcite Burial Trend-1*) es la línea de tendencia que une los pares $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ correspondiente al segundo grupo (Los Catutos). La curva CBT-2 presenta un *gap* o salto negativo de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ respecto a la CBT-1, sin embargo, un grupo de muestras de Puerta Curaco se alinea con la CBT-1 (señaladas con elipse amarilla). En el margen superior derecho, la caliza del Miembro Los Catutos con $\delta^{18}\text{O} \sim -1$ y $\delta^{13}\text{C} \sim -3$ (recuadro de línea punteada roja - calcita principalmente marina), representa el extremo de la serie de mezcla calcita *burial* – marina, de la curva CBT-1. Las muestras de Miembro Vaca Muerta inferior que se desvían de la curva CBT-1, señaladas con elipses de líneas punteadas rojas, corresponden a mezclas de calcita *burial*-meteórica.

Este valor es similar a la composición isotópica de C del agua marina de edad tithoniana (Ditchfield *et al.*, 1994). Esto indica que las calizas y margas del Miembro Los Catutos preservaron su impronta original de $\delta^{13}\text{C}$, correspondiente a la fase carbonática primaria compuesta por fango carbonático, cemento micrítico, bioclastos calcíticos, peloides e intraclastos (Fig. 8.2.6).

En las microfacies de *wackestones*, *packstones* y *grainstones* del Miembro Los Catutos las partículas no esqueletales y esqueletales originales, al igual que la matriz/pseudomatriz micrítica y micrítica-arcillosa están bien preservadas a nivel microscópico. Los pares de datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$) de estas muestras de calizas y margas, compuestas por un conjunto heterogéneo de cristales de calcita de alto Mg, de bajo Mg y cristales de calcita zonados (sobrecrecimientos de LMC sobre HMC) caen en una curva que se denominó CBT-1 (*Calcite Burial Trend-1*) en la figura 8.2.6, que es la curva de mezcla entre calcita de la diagénesis de soterramiento y la de origen marino. Como se aprecia en la misma figura, hay muestras con valores isotópicos $\delta^{18}\text{O} \sim -1$ y $\delta^{13}\text{C} \sim -3$ (cuadrado de línea punteada roja) similares al miembro final de esta serie de mezcla (*burial-marina*), hacia el extremo de calcita marina pura (100%). También se aprecia en la figura 8.3.1 cuatro muestras del Miembro Vaca Muerta inferior de Los Catutos que se desvían notoriamente de la curva CBT-1, con valores bastante más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, que los de las calizas y margas del Miembro Los Catutos y del resto de las que pertenecen al Miembro Vaca Muerta inferior que caen cerca de la CBT-1. Este corrimiento en los valores isotópicos de C y O hacia valores más negativos (entre $\delta^{13}\text{C} = -5$ a -8‰ y $\delta^{18}\text{O} = -6$ a -12‰ PDB), corresponden a una impronta isotópica resultante de una mezcla de calcita de soterramiento y meteórica. Según Blanco *et al.* (2022), en el anticlinal de Picún Leufú la Formación Vaca Muerta presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ anómalamente negativos que interpretan como resultado de la influencia de aguas meteóricas por cambios del nivel del mar, lo cual podría indicar que el descenso eustático del nivel del mar y la diagénesis meteórica asociada habrían afectado posiciones más internas de la cuenca.

En la figura 8.3.1 también puede observarse la curva CBT-2, que es la tendencia isotópica C-O de mezcla entre calcita de soterramiento y marina en las calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco. Las muestras, reflejan la mezcla de dos tendencias: 1) asociada a componentes carbonáticos primarios originales con una composición isotópica levemente positiva de C y 2) asociada a la contribución del carbonato precipitado a partir de la degradación anaeróbica de la materia orgánica ($\delta^{13}\text{C} < 0$). Sin embargo, una parte de las muestras presenta datos isotópicos C-O con

poco peso de cristales autigénicos asociados a la mineralización de la materia orgánica y parece seguir la tendencia de mezcla *burial-marina* CBT-1, de Los Catutos.

La firma isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ indica que las calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco y de Los Catutos, sufrieron diagénesis por soterramiento profundo (los valores oscilan entre -7 a -10 y -4 a -6,5 ‰ PDB, respectivamente), figura 8.3.1. Sin embargo, hay muy subordinadas muestras del Miembro Los Catutos con valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -3 y -1 ‰ PDB, que reflejan una mayor preservación de los componentes originales. Según los datos isotópicos C-O, puede decirse que las calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco sufrieron un grado mayor de diagénesis por soterramiento que las muestras de Los Catutos. La reflectancia a la vitrinita medida (Ro: 0,41-0,48) y el carácter inmaduro de la materia orgánica en las calizas de Los Catutos (Scasso *et al.*, 2005), en comparación con la materia orgánica sobremadura de muestras de Puerta Curaco (Ro cerca de 2, tabla 3.11 - Capítulo 3) refleja una historia de soterramiento asociada con temperaturas más altas a través del tiempo, que justifica valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos para las rocas carbonáticas de Puerta Curaco en relación con Los Catutos.

Análisis de Elementos afines al Calcio

8.4. Introducción

Generalmente, la aragonita tiene mayores concentraciones de Sr integrado en el retículo cristalino, que la calcita. El contenido de Sr en rocas diagenéticamente maduras, depende no solo en el contenido mineralógico primario de los sedimentos precursores, sino en la facies depositacionales y la composición química del agua y del sistema diagenético (cerrado vs. abierto). Esta complejidad en el origen del elemento puede obstaculizar la interpretación de los valores (Dodd, 1967; Veizer y Demovic, 1974). Según Flügel (2004), la aragonita de ambiente marino somero, se caracteriza por poseer altos valores de Sr (hasta 10000 ppm). El mismo señala que la incorporación de Sr en carbonatos depende de la mineralogía primaria, temperatura del agua, salinidad, efectos vitales y el contenido promedio de Ca/Sr del agua marina.

Comparado con los contenidos de Sr de los organismos que secretan carbonato de Ca, que comúnmente están entre 1000 y 10000 ppm (Wdepohl 1970), el contenido de Sr en rocas carbonáticas es usualmente menor, por debajo de 1000 ppm (Kinsman 1969). Esta disminución es resultado de la acción de la diagénesis (Muncke *et al.*, 2008) debido a la pérdida de Sr durante los procesos de neomorfismo, tales como la transformación de aragonita a calcita de bajo Mg y recristalización agradacional (Flügel

2004). Es decir, el contenido de Sr disminuye progresivamente con los sucesivos procesos de disolución-recristalización neomórficos.

Bausch (1966) ha mostrado, para calizas del Sur de Alemania, que las concentraciones de Sr correlacionan positivamente con el contenido de arcillas. En sedimentos ricos en arcillas el sistema diagenético es más cerrado que en sedimentos pobres en arcillas, por lo que el bajo contenido en Sr medido en las calizas puras de Solnhöfen podría indicar que el sistema diagenético no fue estrictamente cerrado resultando en una pérdida considerable de Sr. Sin embargo, la permeabilidad extremamente baja en las margas y calizas de las ritmitas de Solnhöfen (Grim 1990, Koch 2007) argumenta en contra de esta hipótesis. Según Muncke *et al.* (2008), otra explicación podría ser el bajo contenido de Sr en la fuente de aragonita original en las calizas.

La diagénesis en un sistema abierto, influenciado por el ingreso de agua dulce, también impacta en las concentraciones de Sr de la calcita precipitada en la diagénesis meteórica, resultando en un decrecimiento del contenido de este elemento. Consideraciones teóricas (es decir, relación agua/roca, química del agua meteórica intersticial) del comportamiento de elementos químicos durante la estabilización diagenética con aguas meteóricas sugiere que conduce a una disminución de Sr, Na y posiblemente Mg y a un aumento de Mn, Fe y Zn en carbonatos progresivamente alterados (Brand y Veizer, 1980). El cemento precipitado en ambiente meteórico es *LMC* en equilibrio con agua meteórica. Estos autores proponen que, el incremento del equilibrio diagenético de los componentes carbonáticos con el agua meteórica, además de generar una modificación en la concentración de elementos traza, se refleja en un cambio textural de la matriz desde micrita a microesparita o pseudoesparita y en la precipitación de carbonato diagenético.

Los cementos en el ámbito de la diagénesis por soterramiento, precipitan a partir de fluidos que están en proceso de evolución, químicamente resultado de una interacción continua roca-agua a elevadas profundidades y durante tiempos prolongados (Moore 1989). La interacción de la roca carbonática de origen sedimentario y las aguas intersticiales en el curso de la diagénesis, dolomitización y metamorfismo típicamente conduce a un aumento en Mn/Sr y Fe/Sr, y a la disminución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Brand y Veizer, 1980; Banner y Hanson, 1990; Frimmel, 2010). Esta interacción fluido-roca resulta en la formación de fluidos salinos progresivamente enriquecidos en metales tales como el Fe, Mn, Pb y Zn (Carpenter 1978, Land y Prezbindowski 1981). Por lo tanto, los cementos de la diagénesis por soterramiento, están comúnmente enriquecidos en Mn y Fe, y las dolomitas barrocas pueden llegar a tener más del 5% en peso de Fe

(Moore 1989). Otros autores, p. ej. Hasiuk *et al.* (2016), también afirman que las calcitas generadas en condiciones de soterramiento profundo están enriquecidas Fe y Mn.

De acuerdo al análisis petrográfico y de catodoluminiscencia, MEB y mapeo de elementos químicos (EDS) (Capítulos 6 y 7), puede decirse que el Ca se encuentra principalmente asociado a la calcita. La contribución del Ca por parte de feldespatos en la impronta geoquímica de roca total, puede despreciarse frente al que está asociado a la calcita. Por otra parte, en los *crossplots* de elementos químicos (roca total), se asume que el Al se vincula principalmente a arcillas y subordinadamente a feldespatos.

Si los contenidos de Sr de las muestras de calizas y margas se asocian a la calcita (*crossplots* de Sr vs. Ca) la concentración de Sr, está por arriba o debajo de las típicas concentraciones de este elemento en carbonatos dominados por precursores de aragonita, propuestos por Lasemi y Sandberg (1993). Tomando como analogía las ritmitas de Solnhöfen, el mayor contenido de Sr en las margas respecto a las calizas (de acuerdo a Muncke *et al.*, 2008) podría estar vinculada a factores paleoambientales que impactaron en el bajo contenido de Sr de la aragonita primaria de las calizas. Diversos autores han discutido esta problemática (Cherns y Wright 2000, Muncke y Westphal 2004 y Wheeley *et al.* 2008).

Es esperable encontrar diferencias entre los índices de correlación entre el Sr y el Ca en las calizas y margas de Los Catutos y las de Puerta Curaco, por el distinto grado de diagénesis que sufrió la unidad de estudio en los sectores Sur y Norte de la FPCN. En margas y calizas de ambos sectores de estudio, los *crossplots* de $\delta^{18}\text{O}$ vs. Sr, se utilizarán como indicadores del grado de diagénesis y del nivel de neomorfismo, al que se asocia la pérdida de Sr por recristalización agradacional de cristales de calcita (por ejemplo, la transformación de micrita a microesparita xenotípica).

Por otra parte, se evaluará a través de los *crossplots* de Fe vs. Ca, si el contenido de Fe se vincula a la concentración de Ca. Si existe correlación positiva entre el Fe y Al, la concentración del primero podría relacionarse con la proporción de arcillas (comparándose con los datos de EDS puntuales sobre arcillas). Como se dijo, el Fe y el Mn como especies reducidas (+2), pueden incorporarse al retículo cristalino de la calcita precipitada en ambiente de diagénesis por soterramiento, por tal motivo, se realizan *crossplots* de Mn vs. Ca para determinar si existe, o no, correlación entre estos elementos.

8.5. Resultados: Relaciones de Elementos afines al Calcio

Sector Norte: Puerta Curaco

La Tabla 8.4 contiene las concentraciones en ppm de los elementos, discriminados por calizas y margas calcáreas que se utilizaron en los *crossplots* de la figuras 8.5.1 y 8.5.2. En la figura 8.5.1, se plotean las concentraciones entre Sr vs. Ca, Sr vs. Al y Ca vs. Al para calizas y margas de la Formación Vaca Muerta de Puerto Curaco. Por otro lado, en la figura 8.5.2, se plotean las concentraciones entre Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de la Formación Vaca Muerta de Puerto Curaco.

CALIZAS Puerto Curaco					MARGAS Calcáreas Puerto Curaco											
	Ca (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Al (ppm)	Ca (ppm)	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Al (ppm)	
8	408300	199	2300	3200	5800	1	356850	278	4204	29729	28232	PS_569,5	134900	291	268	18700 30500
23	213524	320	67689	11615	36188	5	362200	374	5800	4600	15200	PS_570	321462	390	473	6347 17291
32	287700	180	2100	4500	11600	12	59000	107	825	15900	43800	PS_572	322800	359	567	4600 8000
41_b	274200	268	2000	10200	16000	15	290100	247	23400	11500	19600	134	348376	228	1834	9145 14892
43	310600	280	1789	6073	11363	33	321500	250	1700	4000	17400	PS_580	257700	294	497	13584 21400
57	144100	134	0	74500	12800	38	286000	83	2300	3000	66900	PS_581	279100	304	481	15000 26100
59	368400	257	0	10200	9600	43_b	275200	300	1500	11500	13900	136	299251	304	496	19230 17311
68	358300	138	1600	8900	29200	47	48500	60	242	275200	19300	PS_585,5	325797	199	575	9796 17408
71	379806	383	753	5858	8851	49	43900	158	375	31500	35900	PS_594	296352	291	705	13498 35927
78	338037	192	962	18374	37729	52	333000	276	2800	7200	15200	140	351132	309	582	6587 15096
84	381400	289	1300	8000	8400	74	355100	320	911	5200	36700	148	375319	349	1302	5124 20599
89	292100	124	756	25900	47400	76	443999	398	630	3536	5541	156	360943	315	673	6138 19662
90	358310	309	1205	6189	11468	80	415300	315	728	5500	7900	157	361982	379	554	6026 18419
105	299306	261	650	6238	20574	82	379900	231	1200	14200	13800	158_b	321432	339	546	6246 39963
108	272100	254	504	10400	33500	95_25	356671	214	1312	7730	11184	159_b	189100	271	479	18485 34300
115	355119	264	361	4420	5949	100	247360	270	446	14795	18778	165	265100	368	419	14600 17800
127	258592	349	279	3465	7391	103	302352	281	489	7223	20588	167	388428	473	771	5837 6735
138	347494	318	644	7163	18150	110	415866	372	1034	3802	7699	168	357286	447	918	11284 19258
144	327889	355	593	11455	15343	112	386008	263	543	2959	4106	185	224600	187	1700	57700 30900
152	331800	296	897	6100	17400	121	270800	300	671	12885	36506	194	221524	134	1885	59591 24578
162	375900	382	813	10300	8200	123	445901	359	654	2121	6243	197	250500	114	1400	40800 10300
163_b	311400	304	676	10200	24500	PS_546	97800	244	793	7700	33200	200	281900	505	467	6700 37500
181	275984	489	518	15099	31205	PS_554	320700	361	612	6900	15000	207	398533	705	513	3395 11380
191	237590	198	1590	44356	21335	PS_563	160191	354	378	15014	31572	216	301800	352	1800	38400 23600
204	323498	616	443	12848	20337	132	330808	395	527	7321	17653					

Tabla 8.4: Concentraciones en ppm de Ca, Sr, Mn, Fe y Al, en calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Puerto Curaco,

Distribución del Sr y correlación entre Sr y Ca (Tabla 8.5)

Calizas: La correlación entre el Sr y el Ca es baja ($CC_{Sr-Ca} = 0,16$).

Margas: La correlación entre el Sr y el Ca es moderadamente buena ($CC_{Sr-Ca} = 0,54$).

La Tabla 8.5 contiene la estadística descriptiva para la distribución del Sr y factor de correlación entre el Sr y Ca, en margas y calizas. Además, presenta los factores de correlación para los siguientes pares de elementos: Sr vs. Al, Ca vs. Al, Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de Puerto Curaco.

CALIZAS Puerta Curaco (Sr-Ca)						Puerta Curaco			
Distribución de Sr				Correlación Sr-Ca		Correlación Sr-Al		Correlación Ca-Al	
media	mínimo	máximo	$\sigma(SD)$	CC (Sr-Ca)	IC (95%)	CC (Sr-Al)	CC (Sr-Al)	CC (Ca-Al)	CC (Ca-Al)
286.38	124	626	110,2	0.16	[271,09; 301,67]	CALIZAS	MARGAS	CALIZAS	MARGAS
MARGAS Calcáreas Puerta Curaco (Sr-Ca)						Correlación Fe-Ca			
Distribución de Sr				Correlación Sr-Ca		CC (Fe-Ca)	CC (Fe-Ca)	CC (Fe-Al)	CC (Fe-Al)
media	mínimo	máximo	$\sigma(SD)$	CC (Sr-Ca)	IC (95%)	CALIZAS	MARGAS	CALIZAS	MARGAS
300,31	60	705.43	112.27	0.54	[287,12; 313,5]	-0.7	-0.7	0.7	0.5
Correlación Mn-Ca						Correlación Mn-Ca			
CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	CALIZAS	MARGAS	-0.34	0.05	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)

Tabla 8.5. (Izquierda) Parámetros descriptivos estadísticos para el Sr y factores de correlación del Sr vs. Ca para calizas y margas de Puerto Curaco. $\sigma(SD)$: desviación estándar e IC (95%): intervalo de confianza al 95%. **(Derecha)** Correlación entre Sr vs. Al, Ca vs. Al, Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de Puerto Curaco, Estos factores de correlación se encuentran sobre las respectivas curvas de los crossplots de las figuras 8.5.1 y 8.5.2.

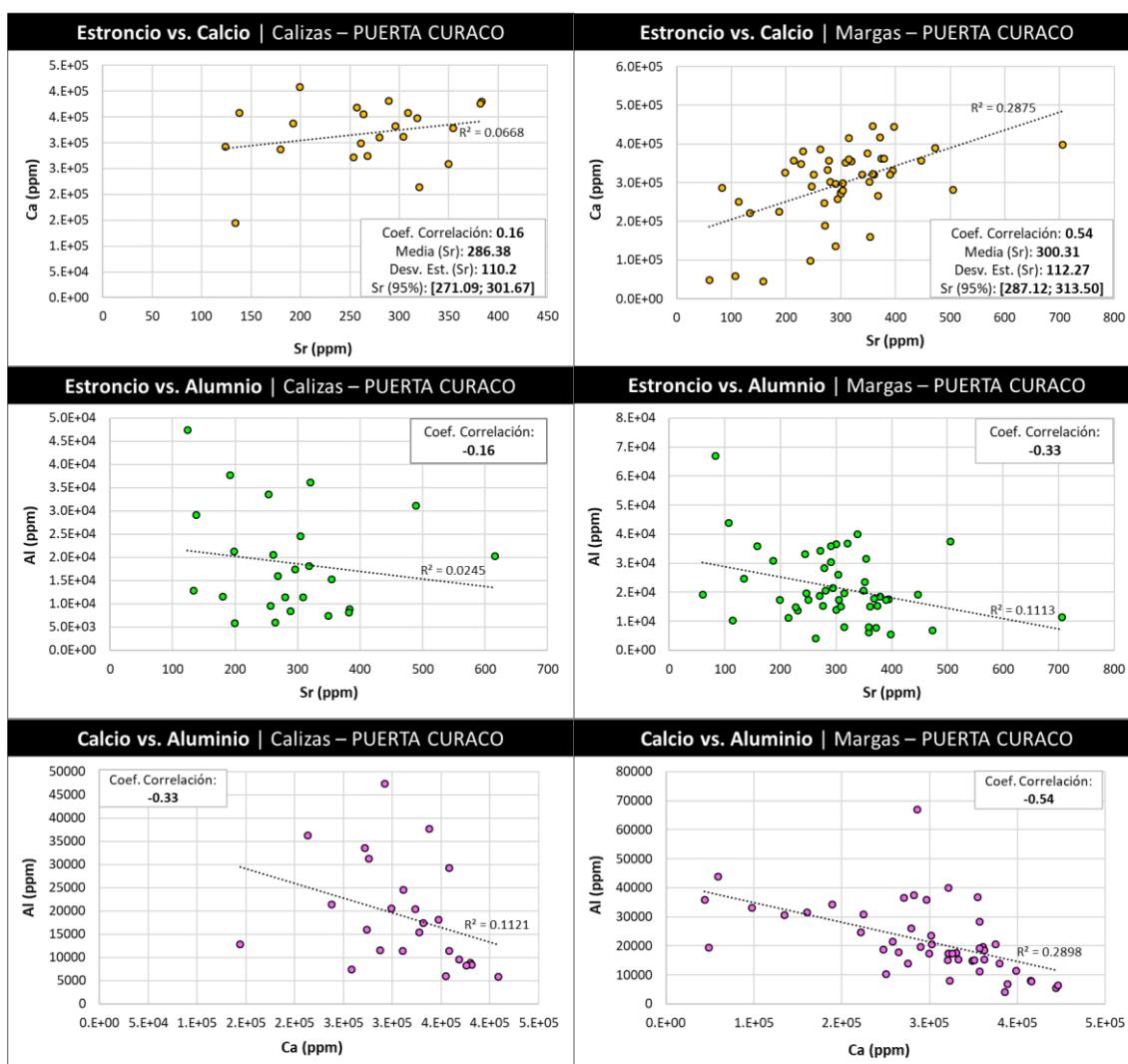


Figura 8.5.1: Crossplots de Sr vs. Ca, Sr vs. Al y Ca vs. Al para calizas (columna izquierda) y margas calcáreas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Puerto Curaco.

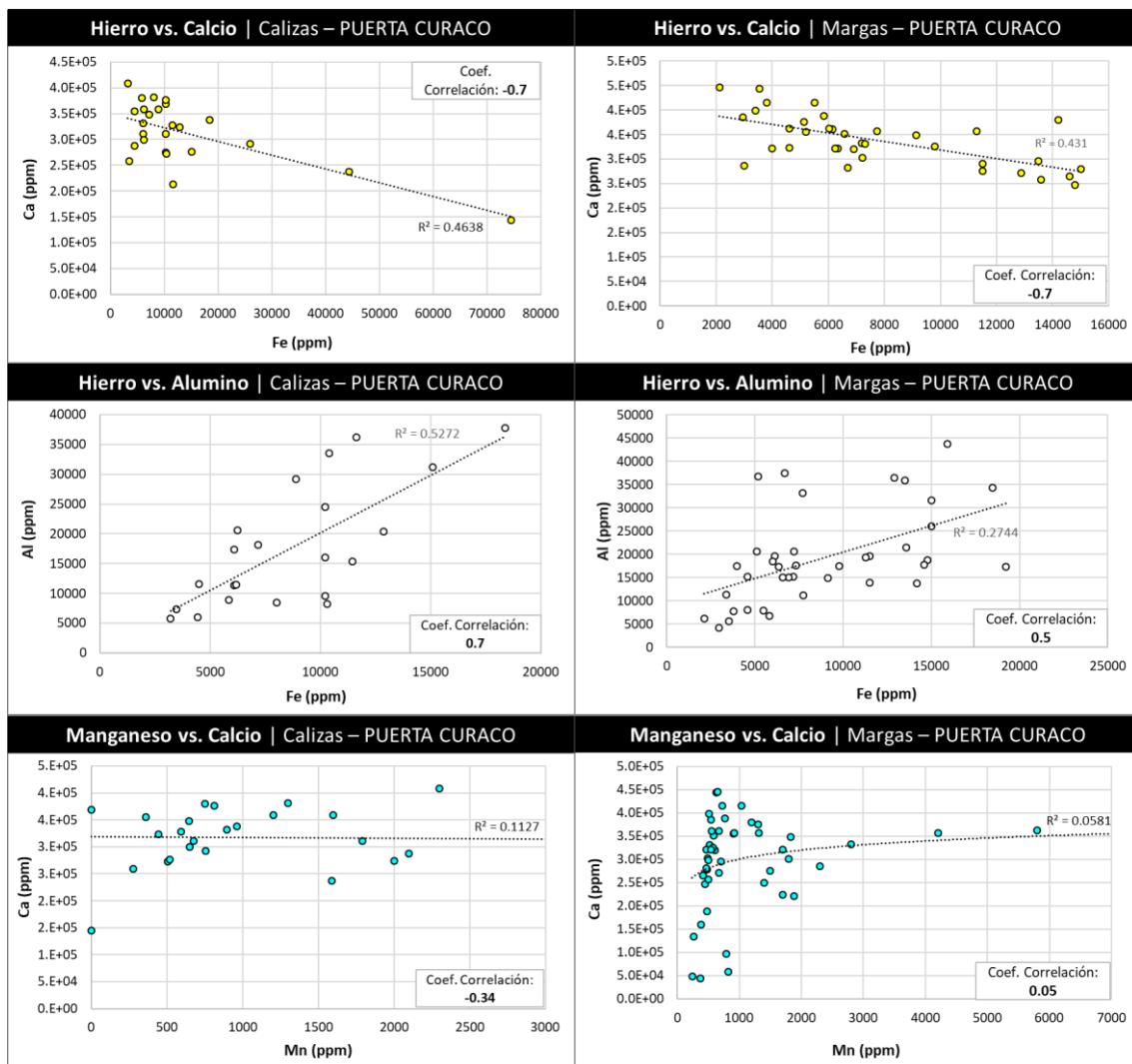


Figura 8.5.2: Crossplots de Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas (columna izquierda) y margas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco.

Sector Sur: Los Catutos

La Tabla 8.6 contiene las concentraciones en ppm de los elementos, discriminados por calizas y margas calcáreas que se utilizaron en los crossplots de la figuras 8.5.3 y 8.5.4. En la figura 8.5.3, se plotean las concentraciones de Sr vs. Ca, Sr vs. Al y Ca vs. Al para calizas (columna izquierda) y margas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos; en la figura 8.5.4, se plotean Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos.

Elementos químicos (ppm) - CALIZAS Catutos					Elementos químicos (ppm) - MARGAS Catutos						
	Ca (ppm) CALIZAS	Sr (ppm) CALIZAS	Mn (ppm) CALIZAS	Fe (ppm) CALIZA	Al (ppm) CALIZAS		Ca (ppm) MARGAS	Sr (ppm) MARGAS	Mn (ppm) MARGAS	Fe (ppm) MARGAS	Al (ppm) MARGAS
EM-2	358763	156	5762	13007	15045	em28	18749	88	0	20341	63696
EM-3	202198	290	839	20079	24199	em24	19204	103	138	20183	52361
EM-5	221020	271	2368	18696	35256	em30	95183	167	492	18629	44954
EM7	144214	202	824	27503	39814	em22	13523	115	207	15061	55439
EM9	154318	179	812	23940	29570	em21	27303	269	121	9495	61142
EM11	144840	419	1251	23922	27035	em26	326799	217	774	13035	19522
EM14	162957	226	988	23865	22717	em47	7740	80	164	29127	56434
EM16	180042	203	966	23776	26246	em42	4995	78	269	44530	48270
EM18	94793	184	58029	27534	20912	em37	133467	118	653	30549	32877
EM23	39198	210	130	13487	47531	em49	11105	119	134	26000	58875
EM25	118866	150	490	23448	33562	em40	40568	101	234	22259	56624
EM27	70266	98	352	22061	44882	em35	75931	154	263	33570	56972
EM29	158124	195	961	25310	32172	em32	6509	67	91	28674	64669
EM31	140878	208	1229	29057	71508	em44	8683	96	75	29759	62501
EM33	57530	154	291	30400	34708	em39	34637	93	277	35129	54185
EM34	194096	219	932	21063	30276	em46nbis	7846	74	756	52779	47165
EM36	71959	169	521	38411	48469	em41	6568	98	127	30563	67258
EM38	65466	99	501	34895	32032	em43	18710	134	0	18180	62892
EM40	17215	87	182	25518	39793	em79	344293	663	259	5309	19495
EM40_1	20247	88	45127	48045	36877	em73	248974	595	245	15601	25094
EM45	28857	107	347	20263	44447	em77	239671	542	140	7088	31024
EM46	30812	77	113	23495	31497	em77b	314318	679	258	5401	22688
EM48	35623	107	246	20069	48869	em71	169320	385	294	24904	49335
EM50	13463	168	157	30631	38592	em75	215743	612	218	13834	36957
EM51	179311	381	2574	13390	29067	em95	374897	779	258	4766	17236
EM55	103481	331	167	13519	33493	em85	336001	877	219	5159	23944
EM57	207464	457	247	6064	20288	em93	390450	912	225	4735	20062
EM64	166768	253	1344	24437	28167	em87	379152	796	285	4741	19633
EM70	155289	327	158	16213	39179	em105	236630	530	216	16681	35716
EM74	338175	663	352	6477	24694	em97	315431	785	221	12933	28466
EM77cuña	380157	555	241	2774	9403	em107	127676	778	111	12707	48660
EM80	426797	563	595	1810	9561	em101	358552	1142	252	5350	23055
EM80_1	341705	421	0	6061	12500	em89	365766	848	213	5193	19627
EM84	341658	623	209	4635	16007	em103	338840	521	0	6834	14564
EM88	367061	940	245	4304	18398	em110	49740	682	0	8825	51114
EM92	383032	717	303	2826	11758	em110	29486	473	0	6496	42714
EM96_1	334952	536	0	7070	16412	em133	0	0	0	16018	0
EM100	359267	923	239	4563	20179	em133	208298	416	192	12252	37079
EM104	352389	611	137	5163	12222	em127	359957	875	203	4817	16833
EM108	206826	652	241	6595	31608	em129	283314	648	160	5746	22027
EM110C	247602	441	235	4093	32645	em125	340101	851	185	5392	19957
EM112	206956	431	519	23136	21649	em52	42871	262	110	17962	49382
EM114	268109	592	249	10127	24887	em54	65007	311	99	14386	52592
EM114	309726	671	244	4746	21719	em56	73387	332	136	18856	41039
EM116	325348	706	286	6423	22249	em69b	198475	510	237	6369	31927
EM118	244371	591	183	4706	19035	em58b	68491	267	72	10988	51353
EM120	285531	606	267	4168	16052	em59b	154611	319	194	16123	45691
EM124	362845	800	269	4935	16908	em61	125849	287	212	19487	44633
EM126	308203	859	412	7318	24224	em65	53883	301	108	20555	47549
EM128	379522	838	261	4388	16988	em63	83250	360	134	13471	45932
EM130	292324	390	0	7645	17227	em65b	90441	307	194	21176	57898
EM132	338908	575	191	3061	15068	em58	204704	335	289	18451	32427
EM134	317752	558	336	6002	19455	em51b	12989	292	65	11306	55593
EM136	234554	359	245	7222	24125	em62	100838	347	168	16235	53843
EM138	330797	494	219	5514	15748	em67	43165	236	500	22626	57665
EM144	328904	530	265	3465	14456	em69	82948	304	152	18953	51366
EM146	312094	479	285	6451	28297	em139	287973	455	251	4823	34575
EM148	331233	672	254	4093	20252	em153	310764	504	224	4795	24378

Elementos químicos (ppm) - CALIZAS Catutos					Elementos químicos (ppm) - MARGAS Catutos						
	Ca (ppm) CALIZAS	Sr (ppm) CALIZAS	Mn (ppm) CALIZAS	Fe (ppm) CALIZA	Al (ppm) CALIZAS		Ca (ppm) MARGAS	Sr (ppm) MARGAS	Mn (ppm) MARGAS	Fe (ppm) MARGAS	Al (ppm) MARGAS
EM150	307376	479	161	5476	20387	em145	301248	674	182	5165	26519
EM152	350884	528	270	5451	21296	em159	344495	615	237	6421	22114
EM156	376018	333	0	6567	28989	em149	321539	553	229	4234	20321
EM156B	116159	455	155	14668	11490	em143	295532	468	186	6667	26188
EM158	130931	493	475	15466	19742	em135	242452	377	199	10440	29168
EM76	362815	660	354	4426	19985	em131	214131	468	208	5792	37687
EM78	365266	651	301	3984	17334	em137	302306	626	249	5171	23444
EM82	325821	714	241	4049	23341	em50	223884	402	259	15812	36978
EM86	380079	911	246	4904	16955	em20	76711	302	90	5774	49864
EM90	369408	831	330	5170	20389	em20	48056	287	92	9040	52082
EM94	364936	853	252	3509	14909	em20	57652	277	0	5818	58561
EM98	355049	860	317	4748	26220	em20	0	670	475	10275	0
EM102	365690	996	224	4046	19014	em20	41890	308	144	9574	62015
EM106	195646	473	232	14681	29522	em13	66811	164	281	25785	50801
EM53	168012	349	316	11731	39414	em15	115024	215	942	26914	65789
EM66	211102	346	511	27214	31351	em4	192727	230	1165	26533	32962
EM72	241897	491	1367	18980	19705	em3	202756	295	836	21928	32315
EM68	209055	261	1031	29458	21172	em6	117372	222	1335	29247	47412
EM76bis	355199	679	286	4385	13709	em1	7217	71	140	18489	68740
						em19	47755	218	141	9975	55904
						em12	18130	107	109	16733	85025
						em8	170258	213	1014	23319	30987
						em17	96012	130	429	17542	50917
						em211	261276	565	250	5168	28631
						em113b	134847	476	196	13123	45405
						em123	230916	635	592	10981	34907
						em117	249186	506	238	11991	43662
						em115	285110	599	280	7106	35018
						em111	165798	459	177	12743	44223
						em119	191574	492	192	6313	34940
						em113	75973	407	119	18324	49811
						em111b	82809	385	188	20568	57131
						em81	295069	642	186	5652	28228
						em50b	247981	446	243	10199	24109
						em83	320596	614	209	4367	23591
						em77b	251454	620	253	7154	37495
						em77c	237006	598	224	12039	34963

Tabla 8.6: Concentraciones en ppm de Ca, Sr, Mn, Fe y Al, en calizas y margas calcáreas de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos.

Distribución del Sr y correlación entre Sr y Ca (Tabla 8.7)

Calizas: La correlación entre el Sr y el Ca es buena ($CC_{Sr-Ca} = 0.82$).

Margas: La correlación entre el Sr y el Ca es buena ($CC_{Sr-Ca} = 0.83$). La Tabla 8.7 contiene la estadística descriptiva para la distribución del Sr y factor de correlación entre el Sr y Ca, en margas y calizas. Además, presenta los factores de correlación para los siguientes pares de elementos: Sr vs. Al, Ca vs. Al, Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de Los Catutos.

CALIZAS Los Catutos (Sr-Ca)					Los Catutos					
Distribución de Sr				Correlación Sr-Ca		Correlación Sr-Al		Correlación Ca-Al		
media	mínimo	máximo	$\sigma(SD)$	CC (Sr-Ca)	IC (95%)	CC (Sr-Al)	CC (Sr-Al)	CC (Ca-Al)	CC (Ca-Al)	
456,8	77	996	248,38	0.82	[417,82; 495,78]	CALIZAS	MARGAS	CALIZAS	MARGAS	
MARGAS Calcáreas Los Catutos (Sr-Ca)					Correlación Fe-Ca					
Distribución de Sr				Correlación Sr-Ca		Correlación Fe-Al		Correlación Fe-Al		
media	mínimo	máximo	$\sigma(SD)$	CC (Sr-Ca)	IC (95%)	CC (Fe-Ca)	CC (Fe-Ca)	CC (Fe-Al)	CC (Fe-Al)	
406,56	67	1142	224,85	0.83	[355,48; 457,64]	CALIZAS	MARGAS	CALIZAS	MARGAS	
MARGAS Calcáreas Los Catutos (Sr-Ca)					Correlación Mn-Ca					
Distribución de Sr				Correlación Sr-Ca		Correlación Mn-Ca		Correlación Mn-Ca		
media	mínimo	máximo	$\sigma(SD)$	CC (Sr-Ca)	IC (95%)	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	CC (Mn-Ca)	
406,56	67	1142	224,85	0.83	[355,48; 457,64]	CALIZAS	MARGAS	CALIZAS	MARGAS	

Tabla 8.7. (Izquierda) Parámetros descriptivos estadísticos para el Sr y factores de correlación del Sr vs. Ca para calizas y margas de Los Catutos. $\sigma(SD)$: desviación estándar e IC (95%): intervalo de confianza al 95%. **(Derecha)** Correlación entre Sr vs. Al, Ca vs. Al, Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas y margas de Los Catutos, Estos factores de correlación se encuentran sobre las respectivas curvas de los crossplots de las figuras 8.4.3 y 8.4.4

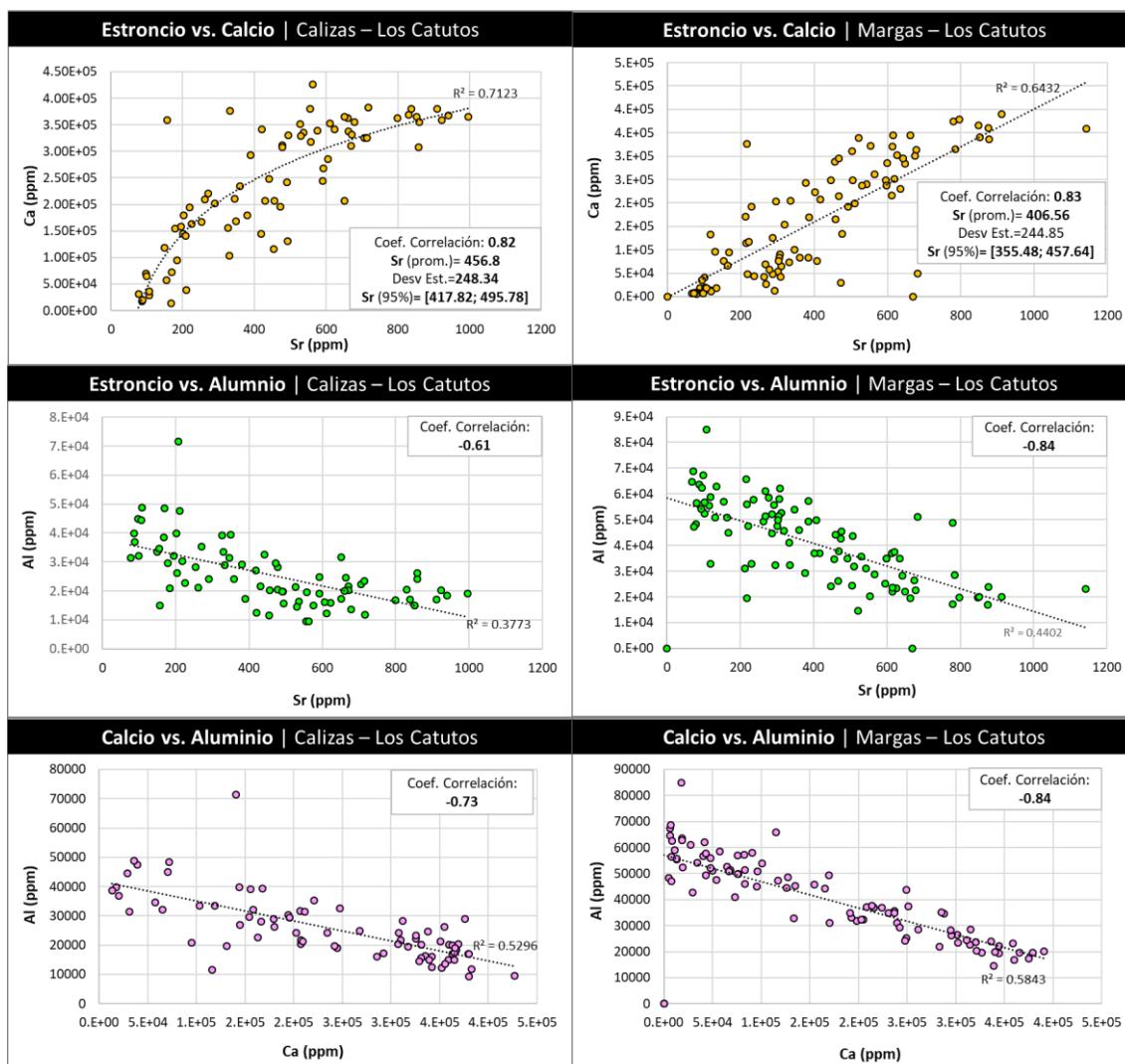


Figura 8.5.3: Crossplots de Sr vs. Ca, Sr vs. Al y Ca vs. Al para calizas (columna izquierda) y margas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos

En la Figura 8.5.4, se plotean las concentraciones Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas (columna izquierda) y margas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos.

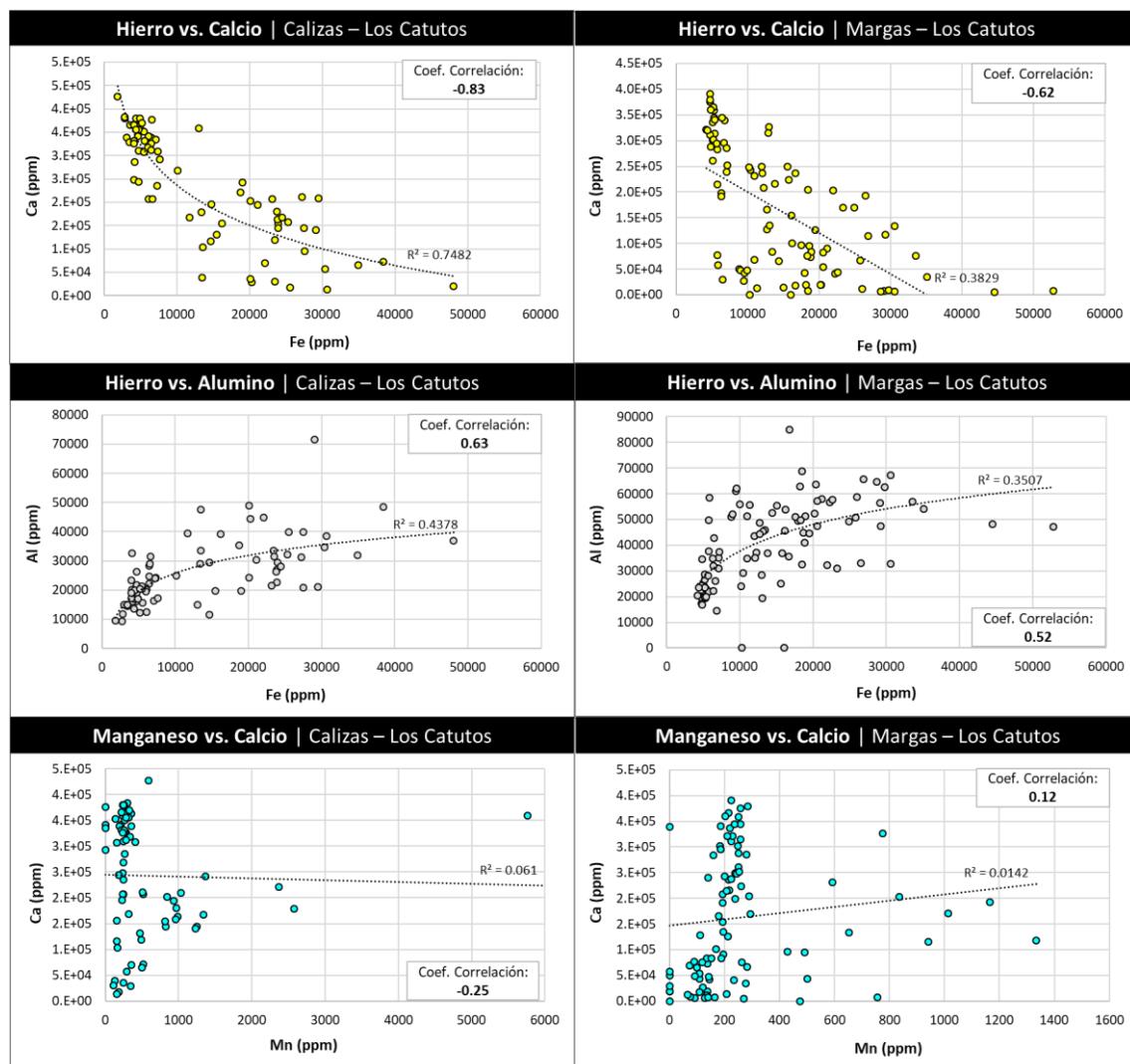


Figura 8.5.4: Crossplots de Fe vs. Ca, Fe vs. Al y Mn vs. Ca para calizas (columna izquierda) y margas (columna derecha) de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos.

En la figura 8.4.5 puede observarse la relación entre Sr (ppm) y $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) para las calizas del sector de Los Catutos. El coeficiente de correlación (CC) es igual a 0,8, que indica que la correlación entre estas variables es alta y positiva. Es decir, cuando el $\delta^{18}\text{O}$ se hace menos negativo, la concentración de Sr aumenta.

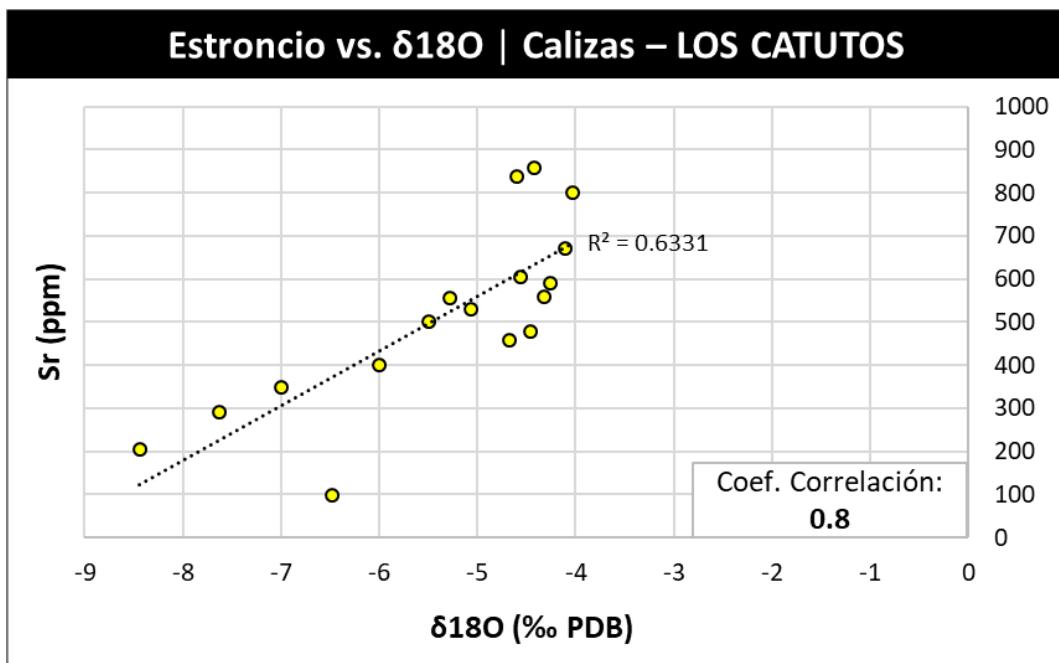


Figura 8.4.5: Relación entre Sr (ppm) y $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) para calizas del sector Sur (Los Catutos). La correlación entre estas variables es alta y positiva (CC: 0,8). Cuando el $\delta^{18}\text{O}$ se hace menos negativo, el contenido de Sr aumenta.

8.5.1 Interpretación

Relaciones entre elementos: Puerta Curaco y Los Catutos

La correlación entre el Ca vs. Al, es negativa en todos los casos. Cuando se comparan un *wackestone* con matriz arcillosa-micrítica e intraclastos arcillosos el contenido porcentual de Al es mayor y el de Ca es menor con respecto a un *wackestone* pelletoidal-bioclastico que presenta una matriz micrítica pelletoidal y partículas no esqueletales carbonáticas.

El Sr y el Ca tienen baja correlación en las calizas (CC= 0,16) y moderada en margas (CC= 0,54) de Puerta Curaco. En Los Catutos, la correlación en calizas es buena (CC= 0,82), como así también en las margas (CC= 0,83). Siempre la correlación es positiva. En Puerta Curaco, la media de Sr en calizas es de 286 ppm y de 300 ppm en margas, con intervalos de confianza (95%) de [271; 302] y [287; 314] respectivamente. En Los Catutos, los valores promedio de Sr en calizas y margas son superiores a los anteriores, de 457 y 407 ppm respectivamente. Los intervalos de confianza (95%) tienen límites inferiores y superiores más elevados en calizas [418; 496] y en margas [355; 458]. Las correlaciones entre Sr y Al para calizas y margas de Puerta Curaco son malas a regulares ($CC_{\text{Sr-Al}}$ (calizas)= -0,16 y $CC_{\text{Sr-Al}}$ (margas)= -0,33). Por el contrario, en Los Catutos, las correlaciones son buenas ($CC_{\text{Sr-Al}}$ (margas)= -0,61 y $CC_{\text{Sr-Al}}$ (calizas)= -0,84). Para ambas localidades, las correlaciones son siempre negativas. Las correlaciones entre el Sr y Ca en calizas y margas de Los Catutos ($CC_{\text{Sr-Ca}}$ = 0,83 y

0,82) indican que cuando aumenta el contenido de calcio se incrementa la concentración de estroncio, sugiere que el elemento está incorporado en el retículo cristalino de la calcita. Los datos isotópicos de O (-7 a -10 ‰ PDB) indican que las calizas y margas calcáreas de Puerta Curaco sufrieron un grado mayor de diagénesis por soterramiento que las muestras de Los Catutos (-4 a -6,5 ‰ PDB). En Puerta Curaco, la mala a regular correlación positiva en calizas y margas ($CC_{Sr-Ca} = 0,16$ y $0,54$ respectivamente), indica que los cristales de calcita de las rocas carbonáticas y mixtas, sufrieron pérdida de Sr que pasaron al fluido diagenético ya que sufrieron un mayor grado de neomorfismo agradacional. Como el grado de diagénesis por soterramiento fue mayor para Puerta Curaco, la pérdida de Sr en el proceso de recristalización neomórfica (p. ej. micrita → microesparita xenotópica) no sólo produjo que disminuyera la correlación Sr-Ca de roca total, en calizas y margas, sino también que los valores promedio de Sr (ppm) decrezcan y que los intervalos de confianza (Sr-95%) tengan límites inferiores y superiores más bajos respecto a las margas y calizas de Los Catutos. Las correlaciones Sr vs. Al tiene coeficientes altos en Los Catutos ($|-0,61| < CC_{Sr-Al} < |-0,84|$) porque cuando aumenta la proporción de arcillas y paralelamente disminuye el contenido de calcita, entonces disminuye el estroncio porque el Sr está incorporado en la calcita. Por el contrario, en Puerta Curaco, la correlación Sr-Al es mala ($|-0,16| < CC_{Sr-Al} < |-0,36|$) porque la precipitación de calcita de bajo Mg (LMC) durante la diagénesis de soterramiento liberó Sr a las aguas porales.

La figura 8.4.5 muestra una muy buena correlación ($CC \sim 0,8$) entre el Sr (ppm) y el $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) en muestras de calizas de Los Catutos. Cuando decrece el $\delta^{18}\text{O}$, disminuye el contenido de Sr, porque la firma isotópica de O refleja una “mezcla” de cristales de calcita con mayor contribución de cristales precipitados en equilibrio con fluidos diagenéticos tardíos, con bajo contenido de Sr y menor peso de cristales primarios de origen marino con mayor contenido de Sr.

En Los Catutos, los valores promedio de Sr en calizas y margas son de 457 y 407 ppm respectivamente. Los intervalos de confianza (95%) para ambos tipos de roca, son: calizas [418; 496] y margas [355; 458]. Los valores promedio de Sr y los intervalos de confianza calculados, moderadamente altos, junto con las estructuras reconocidas bajo estudios MEB, que consisten en superficies agujereadas (*pitted surfaces*) sobre cristales de esparita, permiten inferir que el sedimento precursor de la diagénesis contenía significantes cantidades de constituyentes aragoníticos. La interpretación sobre los precursores carbonáticos en el sedimento original, para el área de Puerta Curaco es más compleja. Según propusieron Morrow y Mayers (1978), si múltiples eventos de recristalización (disolución-precipitación) ocurren, en un sistema relativamente abierto, entonces debería haber valores de Sr progresivamente más bajos con el incremento del

tamaño de cristal. Los valores de Sr promedio, de 286 ppm en calizas y de 300 ppm en margas, con intervalos de confianza (95%) de [271; 302] y [287; 314] respectivamente, son menores en comparación a Los Catutos, y confirman los efectos de la diagénesis de soterramiento. Bajo el microscopio petrográfico se observa que la proporción de agregados de microesparita xenotópica es mayor en las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco respecto a Los Catutos, lo que sugiere que los valores de Sr se volvieron más bajos por el mayor grado de neomorfismo. Es así que el mayor grado de diagénesis sobre las microfacies carbonáticas y mixtas de Puerta Curaco, pudo haber enmascarado la contribución original de aragonita como precursora de la calcita.

El Fe y el Ca tienen una moderada correlación en calizas ($CC = -0,7$) y en margas ($CC = -0,7$) de Puerta Curaco, En Los Catutos la correlación en calizas es aún mayor ($CC = -0,83$ alta) y en margas es moderada ($CC = -0,62$). Siempre la correlación entre estos elementos es negativa. La correlación entre el Fe y el Al es generalmente buena (con CC moderados a altos) y positiva para calizas y margas de ambos sectores. De acuerdo a Capelli *et al.* (2021), las arcillas detríticas de Puerta Curaco y Chacay Melehue contienen clorita con elevada concentración de Fe. La correlación negativa entre Fe y Ca y positiva entre el Fe y Al en margas y calizas de Puerta Curaco indica que la concentración de Fe aumenta con el incremento de la proporción de arcillas que incluyen cloritas ricas en Fe. Por otro lado, con respecto a Los Catutos, si bien no existe clorita en la paragénesis de arcillas (Capelli *et al.*, 2021) las correlaciones descriptas indican que el Fe no aumenta con el incremento del contenido de calcita (representado por Ca) sino con el aumento de material clástico (Al). Por lo tanto, como el Fe se asocia al material terrígeno no puede utilizarse como indicador de grado de diagénesis en carbonatos. Parte que se encontraba en las arcillas pudo haberse empleado en la precipitación de pirita diagenética.

La correlación entre el Mn y el Ca tiene coeficientes cercanos a cero por lo cual no se verificaría que el contenido de Mn esté de algún modo asociado al contenido de Ca. Sin embargo, en el caso de las margas de los Catutos pueden separarse dos grupos de muestras. En uno de ellos se nota muy baja correlación y probablemente la abundancia de Mn esté asociada con los paleoambientes de formación de los estratos y con la abundancia de pirita diagenética, mineral con el cual suele asociarse durante la diagénesis (Capelli *et al.*, 2021). Pero en el segundo grupo la buena correlación positiva indica que el Mn se encuentra asociado con el calcio en los carbonatos, como resultado de la incorporación diagenética de Mn en los carbonatos.

DISCUSIÓN

El marco geológico para comparar las características petrográficas-geoquímicas asociadas a diagénesis de carbonatos de la Formación Vaca Muerta entre los sectores Sur y Norte de la FPC Neuquina, surge de la realización de modelos de soterramiento, térmicos y de madurez de la Formación Vaca Muerta. A través de la microtermometría de inclusiones fluidas y del análisis de isótopos estables de O (capítulos 3, 4 y 8 respectivamente) se obtienen indicadores directos e indirectos de la temperatura a la cual estuvieron sometidas las rocas. Estos estudios dentro del marco de los modelos térmicos, permiten estimar el grado diagenético de la Formación Vaca Muerta en las secciones de las zonas estudiadas.

Luego de definir el contexto geológico regional a través de la historia de soterramiento y tectónica, se aborda el eje central de la tesis que consiste en relacionar los tipos calcita y sus parámetros texturales y geoquímicos, con el grado de diagénesis. Alineado a este eje, el objetivo central se basa en comprender los procesos de generación y transformación de la calcita autigénica a través de la comparación de carbonatos de la Formación Vaca Muerta con distinto grado de diagénesis.

Dentro de los objetivos específicos, se discutirá el origen de los distintos tipos de porosidad en las rocas carbonáticas y mixtas, los minerales precursores del carbonato diagenético y el origen de los distintos tipos de dolomita. Particularmente, para las concreciones carbonáticas, se discutirán los mecanismos de crecimiento y los factores que influyen en el grado de neomorfismo.

Madurez termal y grado de diagénesis de la Formación Vaca Muerta

A través de la reconstrucción de la historia tectónica y evolución del flujo calórico en los perfiles de Puerta Curaco y Chacay Melehue se verifica la hipótesis planteada por Cruz *et al.* (1996) en la fosa de Chos Malal. La misma propone que los elevados niveles de maduración detectados involucran la existencia de una anomalía térmica durante el Cretácico Superior y buena parte del Cenozoico. Estos autores desarrollaron la mencionada hipótesis sin contar con el conocimiento actual que se desarrolla en el presente trabajo y que describe la migración del arco, retroarco y sus flujos calóricos asociados (Fig. 2.2.8) desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad. Cruz *et al.* (1996) tomaron en cuenta dataciones radimétricas sobre distintos tipos de rocas ígneas (Linares y González, 1990) en la fosa de Chos Malal, además del registro del emplazamiento de granitos cretácicos en el sector neuquino de la cordillera. También señalaron que en la zona de trabajo no existen evidencias de un mayor espesor

sedimentario en los niveles asignados al Cretácico Superior, como así tampoco de depósitos de espesor importante asignables al Cenozoico orogénico, que pudieran haber originado un mayor soterramiento de la Formación Vaca Muerta. En esta tesis los modelos térmicos y de madurez de Chacay Melehue y Puerta Curaco que presentan los mayores espesores propuestos para el Grupo Neuquén o Grupos Neuquén y Malargüe (caso Puerta Curaco) y que, a la vez, no consideran flujos calóricos de arco y retroarco durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, subestiman la madurez de la roca madre en forma considerable, confirmando así la hipótesis de Cruz *et al.* (1996).

La diferencia en madurez de la Formación Vaca Muerta entre los afloramientos y el subsuelo en la transecta Norte (Chacay Melehue, Puerta Curaco y El Trapial) se debe principalmente a la diferente evolución del flujo calórico en la base de la corteza. En las secciones de Chacay Melehue y Puerta Curaco, la Formación Vaca Muerta recibió un mayor flujo calórico asociado al arco volcánico entre el Cretácico Tardío y el Eoceno, representado por el Grupo Naunauco y la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina respectivamente, cuando la unidad había alcanzado elevadas paleo-profundidades en la fase de antepaís. En cambio, en El Trapial, la madurez de la unidad es menor porque el flujo calórico de arco afectó a la roca madre solamente durante el Neógeno, cuando estaba a menores paleoprofundidades. Si bien el soterramiento de la unidad fue importante durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (tope en 3300 m) la roca madre recibió flujo calórico correspondiente a cuencas de antepaís, o sea de menor magnitud que el correspondiente a arcos volcánicos.

La Formación Vaca Muerta en el perfil de Puerta Curaco habría alcanzado una máxima paleoprofundidad de 3388-3788 m, con paleotemperaturas máximas 195-215°C. Estas máximas paleotemperaturas, asociadas a flujo de retroarco, explicarían la alteración térmica que sufrieron las inclusiones fluidas (IF) en los *beef veins* de Puerta Curaco. El sistema de IF estudiado fue sometido a altas temperaturas durante un tiempo prolongado que generó modificaciones morfológicas, convirtiendo una fracción grande de las IF monofásicas en bifásicas y generando expansión de burbuja en las bifásicas por pérdida de líquido.

De acuerdo a Capelli *et al.* (2021) la maduración de la materia orgánica en los perfiles de Chacay Melehue y Puerta Curaco sugiere que la sudoita, un mineral del grupo de la clorita, observada mediante análisis mineralógicos, geoquímicos y petrográficos de arcillas en niveles de tobas de la Formación Vaca Muerta, fue formada en condiciones de diagénesis tardía entre los 150 a 200 °C. Este rango de temperaturas, sería coherente con las paleotemperaturas máximas obtenidas de 195-215 °C a través del modelado termal para dichas secciones.

El mayor grado de soterramiento de la Formación Vaca Muerta en los perfiles de Puerta Curaco y Chacay Melehue respecto a Los Catutos, con influencia de elevados flujos calóricos de arco y retroarco en el Norte (Cretácico Tardío y Paleógeno) y flujos calóricos normales de antepaís en el Sur (Cretácico Tardío a Holoceno), generaron diferencias en el grado de compactación mecánica, compactación química y neomorfismo. Los mayores gradientes térmicos en la historia de soterramiento de la roca madre en Puerta Curaco en comparación a Los Catutos, se refleja en la impronta isotópica de O de los carbonatos. Los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}$ en las rocas carbonáticas de Puerta Curaco y Los Catutos son de -9 ‰ y -5 ‰ respectivamente e indican que la temperatura a la cual se equilibró el sistema fluido-calcita fue mayor en el perfil de la zona norte.

A partir de la microtermometría de inclusiones fluidas (IF) en calcita de relleno de diaclasas verticales-subverticales que atraviesan concreciones carbonáticas de Chacay Melehue, la temperatura máxima obtenida es de 160-190°C. Según el modelado térmico, la isoterma de 190°C corresponde a las mayores paleopropundidades que alcanzó la Formación Vaca Muerta en la etapa de antepaís. Por lo tanto, estas temperaturas máximas de formación de cemento pueden utilizarse como indicadoras del grado de diagénesis.

Petrología de las microfacies carbonáticas

Tipos de calcita, asociación de cementos y luminiscencias asociadas

En las microfacies carbonáticas del Miembro Los Catutos, es característica la asociación de cementos calcíticos y calcita neomórfica integrada por:

- I. Cemento micrítico asociado a la diagénesis freática marina. Cementa los peloides tamaño limo muy fino de la pseudomatríz, con formas circulares, subcirculares, rectangulares y elípticas (bajos signos de deformación);
- II. Calcita granular, castaña idiotópica, de aspecto sucio, con inclusiones de micrita oscura, que ocupa espacios interparticulares entre partículas no esqueletales subcirculares casi sin deformación (denominada tipo I);
- III. Calcita granular, idiotópica, blanca, de aspecto límpido, de igual hábito que la anterior, pero de mayor tamaño. Ocupa espacios interpartícula y tapiza partículas en forma de parches (calcita tipo II).

Según la textura del cemento y características ópticas de la calcita I, es interpretada como producto del neomorfismo agradacional sobre el cemento micrítico marino (eogenético) en la diagénesis por soterramiento somero, de acuerdo a los trabajos de

Munnecke (1997); Flügel (2004) y Caron *et al.* (2009). La cementación micrítica marina temprana y la posterior recristalización neomórfica a calcita I, fosilizaron la compactación mecánica de los peloides desde estadios tempranos.

Se han reconocido cristales con zonación que consisten en esparita tipo I en el centro y esparita tipo II en el borde, como relleno de partículas esqueletales (por ejemplo, en foraminíferos). También se han identificado mosaicos de cristales de esparita idiotópica tipo I contenidos dentro de masas de mayor volumen compuestas por esparita idiotópica tipo II. Este neomorfismo agradacional, que transformó la calcita tipo I en tipo II, es resultado de la disolución de algunos cristales y posterior crecimiento sintaxial sobre otros, de acuerdo a Tucker y Wright (1990), durante la diagénesis por soterramiento.

A través de imágenes *BSE* y análisis espectral de elementos químicos no pudieron diferenciarse las calcitas tipo I y tipo II. Sin embargo, puede afirmarse a partir de datos de *EDS* puntuales sobre cristales de esparita, que existen cementos calcíticos de alto Mg de textura prismática y cementos de esparita de bajo Mg mientras que, la microesparita xenotópica siempre es de bajo Mg.

Bajo los ensayos de catodoluminiscencia, en *wackestones* del Miembro Los Catutos, se observan bajas luminiscencias debido a la baja recristalización neomórfica de los elementos texturales. Los peloides y la pseudomatriz presentan luminiscencias de color pardo y pardo rojizo, mientras que los intraclastos exhiben luminiscencia pardo negruzca, atribuida a su mayor contenido de arcillas. Los cementos de la eogénesis (micrita) y diagénesis por soterramiento somero (calcita I) presentan nula a baja luminiscencia porque los mismos incorporaron muy bajas cantidades del elemento activador (Mn^{+2} , en estado reducido). Esto se debe a que el fluido a partir del cual precipitó la calcita tenía un potencial REDOX oxidante. Por otro lado, la calcita II de la diagénesis por soterramiento tiene luminiscencias bajas a intermedias porque, si bien pudo incorporar al supresor y activador, el retículo cristalino tiene una alta relación Fe^{2+}/Mn^{+2} que le confiere mayor peso al supresor sobre el activador.

En Puerta Curaco se han reconocido *rims* de micrita que rodean partículas no esqueletales y posterior esparita ecuante con pirita framboidal hacia el interior de la cavidad. Los *rims* de micrita son producto de la cementación temprana de la freática marina, mediada por acción microbiana (de acuerdo con Tucker y Wright 1990; Scholle y Ulmer-Scholle 2003). En las concreciones carbonáticas de Puerta Curaco, se han observado cristales de esparita con zonación, compuesta por una parte interna de color castaño y aspecto terroso (tipo I) y una franja externa de color blanco y aspecto límpido (tipo II). Por lo tanto, los mosaicos de esparita idiotópica blanca-castaña de gran tamaño (tipo II) en *grainstones* y concreciones, que son composicionalmente de bajo magnesio (LMC) de acuerdo a los análisis EDS, resultan de la recristalización neomórfica total de

esparita mesogenética marina temprana (tipo I) en condiciones de diagénesis por soterramiento.

En las microfacies carbonáticas de las secciones del sector norte (Puerta Curaco y Chacay Melehue) se identifica una asociación de luminiscencias bajas, intermedias y altas. En general, las bajas luminiscencias corresponden a los elementos texturales originales sin recristalización neomórfica. Según las relaciones de intersección entre las fases carbonáticas y sus luminiscencias en fracturas, radiolarios y foraminíferos, el orden de aparición de la calcita mesogenética con el aumento del soterramiento, es la siguiente:

- 1) calcita con luminiscencia intermedia naranja rojiza (C3);
- 2) calcita con luminiscencia roja parduzca (C2);
- 3) calcita con luminiscencia parda negruzca (C1);
- 4) carbonato barroco con luminiscencia naranja y naranja brillante (C4). El carbonato barroco muy luminiscente es producto de la recristalización de las calcitas C2 y C3.

En la pseudomatríz y peloides, los agregados de microesparita xenotópica de origen neomórfico tienen luminiscencias intermedia naranja rojiza (C3) y los parches de calcita asociada a la compactación química y a fracturación vertical luminiscencia alta, naranja (C4).

Las microfacies con megafracturas, tienen la textura depositacional obliterada y predominio de fases carbonáticas autigénicas de la diagénesis por soterramiento profundo. La asociación se integra de calcita neomórfica con luminiscencia intermedia, naranja rojiza (C3) y cemento en parches de la compactación química con luminiscencia alta (C4), naranja.

En el perfil de Los Catutos, los carbonatos se caracterizan por presentar una asociación de calcita eogenética, de la diagénesis por soterramiento somera y profunda, con predominio de cemento de la diagénesis somera (tipo I). En las secciones del norte, existe predominio de calcita neomórfica sobre los cementos con luminiscencias bajas, intermedias y altas correspondientes a la diagénesis por soterramiento profundo. Los cementos eogenéticos y mesogenéticos tempranos son raros y, en general, no se preservan (excepto en algunas concreciones de forma relítica).

Fábricas, estructuras, texturas y tipos de cementos asociados a la diagénesis por soterramiento.

Las elevadas paleo-profundidades alcanzadas por los sedimentos de la Formación Vaca Muerta, con la consecuente sobrecarga y las considerables paleo-temperaturas a las que se sometieron, fueron factores críticos y determinantes para aumentar la

eficiencia de la compactación química. Según el modelado de soterramiento-termal, las temperaturas alcanzadas por la Formación Vaca Muerta en las secciones de Puerta Curaco y Chacay Melehue fueron significativamente mayores respecto a la sección de Los Catutos (202-224°C, 195-215°C y 58-67°C, respectivamente).

En corte delgado, es recurrente observar *seams* de disolución y cementos poiquilotópicos que se asocian a la presión-disolución y posterior reprecipitación. El cemento poiquilotópico es más característico en las microfacies de calizas de Puerta Curaco respecto a Los Catutos, debido a una mayor disponibilidad de cemento proveniente de la compactación química.

En microfacies de *grainstones* de Puerta Curaco, se han reconocido fábricas penetrativas que son resultado de la presión-disolución entre las superficies de contacto de partículas no esqueletales. En *packstones* de la misma localidad, se observa bajo el MEB cemento compuesto por franjas isopáquicas de microesparita ecuante e idiotópica sobre partículas no esqueletales, formado por reprecipitación de calcita disuelta en contactos cercanos (en el orden de la decena del μm) donde solo quedaron los insolubles integrados por agregados de arcillas lámbricas deformadas. Esta observación fue descripta previamente por Bathurst (1975) y se asocia a compactación química.

En las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco se reconoce cemento calcítico de luminiscencia elevada (C4, naranja) conspicuo o poco penetrante, ubicado entre partículas no esqueletales o como parches tapizando sectores reducidos de la pseudomatriz. Según Moore (1989), el volumen de agua disponible para la diagénesis disminuye progresivamente por destrucción de la porosidad por compactación y cementación. A medida que el volumen de agua decrece, el sistema diagenético varía de ser dominante abiertamente a cerrado (Prezbindowski, 1985). De acuerdo a estos autores, como los bloques de esparita y los agregados de microesparita interpartícula (luminiscencia naranja, C4), son de distribución localizada, ocluyen el espacio residual entre partículas no esqueletales y tienen alta luminiscencia, se interpretan como resultado de la cementación a partir de la presión-disolución de calcita, en un sistema poral relativamente cerrado de la diagénesis por soterramiento profundo.

Solo se observó carbonato barroco en radiolarios, foraminíferos y en parches por reprecipitación de calcita en fracturas de concreciones de Chacay Melehue. El carbonato barroco se caracteriza por su luminiscencia naranja brillante, producto de la incorporación de Mn^{+2} durante el proceso de reprecipitación en la diagénesis por soterramiento profundo (Meyers, 1978; Machel *et al.*, 1991). En la sección de Los Catutos el carbonato barroco no está presente porque las paleo-profundidades alcanzadas por la formación no fueron tan elevadas como en el perfil de Chacay Melehue (1412-

1743 m vs. 2594-2963).

En un estadio evolucionado de neomorfismo se espera mayor uniformidad en el tamaño cristalino de microesparita xenotópica y obliteración parcial a completa de los distintos elementos texturales. En los Catutos, el grado de uniformidad del tamaño de cristal en los agregados de microesparita xenotópica en las microfacies carbonáticas es generalmente bajo (por ejemplo, existen niveles de microesparita y pseudoesparita xenotópica con cristales que varían entre 5 a 15 μm) y la textura original de la roca nunca está obliterada; solo están recristalizados parcialmente los distintos constituyentes originales. El pasaje de micrita a microesparita xenotópica se produjo por sectores o se localiza en lentes o niveles, generalmente donde hay acumulación bioclástica. Por el contrario, en las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco, el tamaño uniforme de la microesparita xenotópica (~15-20 μm) y la obliteración parcial a total de las texturas de la roca reflejan un estadio más evolucionado de neomorfismo.

En las microfacies carbonáticas de las zonas de Puerta Curaco y Los Catutos, la matriz corresponde a micritas y microesparitas apretadas según la clasificación de microtexturas carbonáticas de micritas (bajo MEB) de Deville de Periere *et al.* (2011). La compactación mecánica, la compactación química y el neomorfismo, en su conjunto, habrían generado texturas de matriz micrítica-microesparítica anhedral compacta y fusionada anhedral, soldadas con muy baja porosidad intercristalina. En ambas localidades predomina la microtextura carbonática de micritas-microesparitas apretadas (*tights*), subhedral compacta y contactos intercristalinos distintivos. Sin embargo, la diferencia entre ambos sectores es que la textura fusionada anhedral (con bordes casi indistinguibles) es más frecuente en Puerta Curaco que en Los Catutos, producto del mayor grado de neomorfismo en la primera localidad.

Composición de la pseudomatriz y microtexturas de la micrita-microesparita.

En *wackestones* peloidales-bioclasticos del Miembro Los Catutos se reconoce una pseudomatriz conformada por componentes primarios y secundarios. Se identifican principalmente partículas no esqueletales amalgamadas de composición micrítica, tamaño uniforme (promedio 7 μm , limo muy fino a fino) de formas circulares, rectangulares y en elipse, junto con agregados micríticos a microesparíticos.

En microfacies de *wackestones* y *packstones* de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos, la pseudomatriz, por sectores, tiene agregados con gradación cristalina de micrita a microesparita xenotópica, resultado del neomorfismo agradacional. La pseudomatriz y peloides en *wackestones* peloidales y microfacies de *packstones* tienen una alta proporción de placas de cocolitos, típicamente bien conservados.

La fracción no-carbonática de la pseudomatríz está compuesta por cuarzo autigénico cripto a microcristalino, clastos terrígenos y cristales autigénicos tamaño limo muy fino que, según la correlación de mapas de K, Al, Na y Si, corresponden a cuarzo, albita y ortosa. Los agregados de arcillas reconocidas en las imágenes BSE tienen respuesta al Mg y al K en los mapas químicos elementales. Se interpretan como interestratificados de illita-esmectita (en cuya composición participan el Mg y K) de acuerdo a Capelli *et al.* (2021).

En *wackestones* peloidales del Miembro Vaca Muerta Inferior, las imágenes de electrones retrodispersados, los mapas de distribución de elementos y la composición espectral elemental por EDS de área total (pico principal al Si y secundarios al Ca y Al) reflejan en su conjunto, que la composición de la matriz es mixta (arcillosa-micrítica).

El contenido de Si-Al es mayor en los *wackestones* del Miembro Vaca Muerta inferior respecto a los *wackestones* peloidales del Miembro Los Catutos. El contenido de aluminio es un buen indicador del contenido clástico de las rocas de acuerdo con Scasso *et al.* (2005). Estos autores interpretaron que las secuencias de calizas y margas del Miembro Los Catutos recibieron un bajo influjo de material silicoclástico y un alto aporte de material carbonático derivado de una alta producción carbonática. En el caso del Miembro Vaca Muerta inferior el aporte terrígeno habría sido mayor y la producción de la fábrica carbonática menor.

El mayor grado de neomorfismo, reflejado en los agregados de microesparita xenotópica y mosaicos de esparita ecuante (hasta 120 μm) que cortan los constituyentes primarios, dificulta el reconocimiento de partículas no esqueletales y esqueletales en las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco en comparación con las de Los Catutos, según las observaciones realizadas con MEB.

Nuevamente, por el mayor grado de recristalización neomórfica de las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco respecto a las del Miembro Los Catutos, los peloides limo fino (de formas subcirculares y en elipse) y los cocolitos de la pseudomatríz son más difíciles de reconocer. La combinación de los mapas (EDS) de Si, Ca, Al y Mg permiten discriminar los intraclastos de la pseudomatríz por la distinta proporción de arcillas. Los peloides, que presentan una concentración de Ca similar a la pseudomatríz, se distinguen por la presencia de láminas de arcillas en sus bordes.

Las arcillas identificadas en las imágenes BSE están caracterizadas por contener alta proporción relativa de Mg, reflejada en los espectros (EDS) puntuales sobre las mismas (de 1.6 hasta 7% peso). Los picos principales son de Al y Si y el pico secundario es de Mg, que no es despreciable frente a los anteriores, evidencian la existencia de clorita. De acuerdo con Capelli *et al.* (2021), la clorita forma parte de una asociación mesogenética tardía de arcillas de la Formación Vaca Muerta en Puerta Curaco. Dentro

de las arcillas se reconoce cuarzo criptocristalino (sin picos de Al y con picos máximos de Si).

Grado de conservación de partículas esqueletales, no esqueletales y nanoplacton calcáreo.

En rocas carbonáticas del Miembro Los Catutos, los radiolarios calcitizados tienen esparita idiotópica granular castaña sucia, con luminiscencias bajas (pardas rojizas o rojas parduzcas) de la diagénesis por soterramiento somero. En el borde presentan luminiscencia roja levemente anaranjada, que indica un bajo grado de recristalización neomórfica.

En *packstones* bioclásticos del Miembro Los Catutos se reconocen gastrópodos y foraminíferos (*Epistomina*) con las paredes totalmente reemplazadas por microesparita y esparita xenotópica por efecto del neomorfismo. También, son frecuentes aquellos que preservan su pared original sin recristalizar. Algunas placas de saccocómidos tienen una excelente preservación, están inalteradas y extinguen en un solo cristal. Otras, están parcialmente disueltas, flotando en parches de microesparita y esparita xenotópicas, producto del neomorfismo.

En las microfacies de calizas de Los Catutos, el grado de preservación de placas de cocolitos es variable, desde placas parcialmente recristalizadas y/o en parte disueltas hasta placas con excelente preservación. En microfacies de *packstones-wackestones* con laminación bioclástica, se han reconocido placas de cocolitos que mantienen su morfología original formada por el escudo proximal y el distal integrados por cristales de calcita radiales originales.

En las microfacies carbonáticas del perfil de Puerta Curaco y en las concreciones de Chacay Melehue, los radiolarios están reemplazados por asociaciones de cementos de fases de la diagénesis por soterramiento profundo, con luminiscencias intermedias a altas (la mayor luminiscencia es la naranja, correspondiente al carbonato barroco). A diferencia de Los Catutos, es común que los radiolarios y foraminíferos estén completamente reemplazados por microesparita neomórfica con luminiscencia roja anaranjada. En raras ocasiones, presentan en su núcleo calcita de luminiscencia parda negruzca con cuarzo autigénico, ambos de la diagénesis temprana.

Las placas de microcrinoideos (*Saccocoma*) están recristalizadas a microesparita xenotópica, los fragmentos de equinodermos están parcialmente disueltos y los gastrópodos y foraminíferos tienen sus paredes externas completamente neomorfizadas.

Las placas de cocolitos están totalmente recristalizadas y disueltas en parte, en contraste con lo observado en Los Catutos, en donde en general, están mejor conservadas. Se han reconocido placas de cocolitos con cristales de esparita sobredimensionados, es decir, más grandes que el resto de los cristales que conforman la placa, como resultado de la disolución de algunos cristales y sobrecrecimiento sintaxial sobre otros. Cuando los microporos son planares, rectangulares o globosos de tamaño menor a 10 μm la disolución total de las placas de cocolitos genera porosidad móldica, producto de la presión-disolución (compactación química).

En ciertas muestras de Puerta Curaco es difícil reconocer placas de cocolitos bajo MEB (ayuda a reconocerlos su orificio central), ya que se están fusionados con la matriz micrítica anhedral compacta de cristales de bordes coalescentes, como resultado del elevado nivel de neomorfismo.

Las cavidades de los bioclastos (como foraminíferos y gastrópodos) en las microfacies carbonáticas de Los Catutos están llenas por cemento esparítico tipo I y tipo II, lo que indica la coexistencia de cementos calcíticos de la diagénesis por soterramiento somero y soterramiento profundo, respectivamente. Por el contrario, en las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco solo rellena las cavidades de bioclastos calcita tipo II, como resultado de la completa transformación neomórfica de la calcita tipo I en tipo II.

Por lo tanto, el grado de preservación de las partículas esqueletales, no esqueletales y nanoplacton calcáreo, en las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco y Chacay Melehue es más bajo en comparación a Los Catutos, debido a que los procesos de compactación física, neomorfismo y de presión-disolución entre partículas carbonáticas fueron más pronunciados, en un contexto de mayor grado de diagénesis en comparación con la sección de Los Catutos.

Otros elementos petrológicos de relevancia

Condiciones de generación y crecimiento de los beef veins

La temperatura de homogeneización promedio en inclusiones fluidas de la parte interna de textura calcítica fibrosa de los *beef veins* de Puerta Curaco es de 86.72°C. Esta temperatura de cristalización mínima junto con un querógeno predominante tipo II, se vinculan a ventanas de petróleos medianos a livianos (Welte y Tissot, 1984). Los colores de emisión de fluorescencia registrados en inclusiones fluidas correlacionan con petróleos livianos y gas húmedo condensado, según la escala de Goldstein y Reynolds (1994). Según la combinación de las isotermas del modelo térmico que mejor ajusta a los datos de *VRE* y las temperaturas de homogeneización, se habrían formado entre el

Albiano y Cenomaniano, momento en el cual la Formación Vaca Muerta habría estado en condiciones de ventana de petróleos livianos y gas húmedo condensado, y en el cual habría sido sometida a esfuerzos tectónicos compresivos.

Mecanismo de crecimiento de concreciones

En la zona central de las concreciones, las partículas no esqueletales están más espaciadas y el volumen de cemento intersticial, recristalizado en microesparita y esparita xenotópicas, es mayor. En las concreciones de Puerta Curaco, los cristales prismáticos que conforman los agregados de cuarzo autigénico en la parte central son más grandes, asociados a etapas pre-compactacionales. Hacia la periferia, el distanciamiento entre partículas y el volumen de cemento disminuyen gradualmente. El menor grado de cementación temprana en los bordes permitió que los fluidos asociados a la diagénesis de soterramiento profundo a altas temperaturas penetraran en el sistema poral residual. Una fase tardía de microesparita y esparita blanca y límpida, caracterizada por una mayor luminiscencia (C4), ocupa los espacios interpartícula remanentes. Esta fase, vinculada a procesos de presión-disolución y reprecipitación, muestra una distribución limitada debido al carácter cerrado del sistema fluido-roca en condiciones de mesogénesis tardía y a la baja disponibilidad de agua.

De acuerdo a Boetius *et al.* (2000) la zona de metanogénesis en posiciones de cuenca profunda generalmente se encuentra a pocos metros por debajo de la interfaz agua marina-sedimento. Ejemplo de esto, son algunas concreciones de Puerta Curaco que sufrieron cementación temprana en la zona de metanogénesis, en las que se observa que el $\delta^{13}\text{C}$ disminuye desde valores positivos cercanos a 7 ‰ PDB en la zona central a -2 ‰ PDB en la zona externa. Esta variación en la impronta isotópica se debe a la reducción del volumen del cemento generado en la zona de metanogénesis en etapas tempranas hacia la parte externa, donde fue mayor la proporción de cemento precipitado en la diagénesis por soterramiento, que se refleja en la impronta isotópica más liviana.

De acuerdo con los modelos de génesis y evolución de las concreciones propuestos por Mozley (1996) y Marshall (2013), por medio de los estudios petrográficos, de catodoluminiscencia e isótopos estables, se determinó que las concreciones de Puerta Curaco y Chacay Melehue tuvieron un mecanismo de crecimiento de cementación temprana incompleta y no por cementación concéntrica episódica.

Principales diferencias entre concreciones de la Formación Vaca Muerta de las secciones del Sur y Norte de la FPC Neuquina.

Las concreciones de la Formación Vaca Muerta de los sectores Sur y Norte de la FPC Neuquina, reflejan claramente un distinto nivel de neomorfismo en el material ligante y las partículas carbonáticas.

Las concreciones carbonáticas del sector Norte (Puerta Curaco y Chacay Melehue) presentan la textura original obliterada casi completamente, debido al neomorfismo agradacional de los componentes originales micríticos transformados a agregados de microesparita y esparita xenotópica de luminiscencias intermedias a altas (naranja rojiza, C3). Por el contrario, en las concreciones de Los Catutos, la pseudomatriz y partículas no esqueletales con luminiscencias bajas, pardas y pardas rojizas, se correlacionan con un muy bajo grado de recristalización neomórfica que se manifiesta en aislados parches y cristales de microesparita xenotópica con luminiscencia roja anaranjada. En las concreciones carbonáticas fracturadas (con presencia de megafracturas) de Chacay Melehue, el alto grado de neomorfismo representado por agregados de microesparita xenotópica de luminiscencia naranja rojiza (C3) de distribución penetrante, obliteran la textura original. En las concreciones carbonáticas fracturadas de Chacay Melehue, caracterizadas por la presencia de megafracturas, el alto grado de neomorfismo, representado por agregados de microesparita xenotópica con luminiscencia naranja rojiza (C3) de distribución penetrante, ha obliterado la textura original.

Precursos de carbonato diagenético

Existe una muy buena correlación entre el Sr y Ca en calizas y margas de los Catutos ($CSr-Ca = 0,83$ y $0,82$, respectivamente) indicando que cuando aumenta el contenido de calcio se incrementa la concentración de estroncio. Esto sugiere que el estroncio está incorporado en la calcita. Los valores promedio de Sr en calizas y margas de Los Catutos son de 457 y 407 ppm respectivamente.

Por otro lado, los coeficientes de correlación entre el Sr y Ca son moderados a bajos en margas ($CSr-Ca = 0,54$, moderado) y en calizas ($CSr-Ca = 0,16$, bajo) en el perfil de Puerta Curaco. En este último, la media de Sr en calizas de 286 ppm y de 300 ppm en margas, está por debajo de las típicas concentraciones de precursores de carbonato dominados por aragonita propuestos por Lasemi y Sandberg (1993). La menor correlación de Sr-Ca y los valores promedio de Sr (ppm) más bajos en el perfil del Norte, están vinculados a condiciones de diagenéticas de mayor soterramiento, donde en los sucesivos procesos de disolución y reprecipitación neomórfica de la calcita, liberaron parte del Sr a los fluidos porales. Esto apunta a que una proporción de Sr en la calcita, se perdió por el alto grado de neomorfismo agradacional.

En las calizas de Los Catutos, los parámetros de correlación entre el Sr-Ca, la concentración moderada a elevada de Sr, la rara presencia de *pitted surfaces* (término usado por Munnecke, 2007, 2023) sobre cristales de pseudoesparita y esparita por disolución de mallas de aragonita, permite presumir que los precursores aragoníticos estuvieron presentes en la sucesión de calizas del Miembro Los Catutos.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las calizas y margas calcáreas del Miembro Los Catutos, presentan un valor promedio cercano a 1‰ (PDB), indicando que preservaron la firma isotópica de C de la fase marina original, de acuerdo con Scasso *et al.* (2005). En las calizas de Los Catutos, el carbonato diagenético tuvo como precursores, calcita de alto Mg (cementos, partículas esqueletales y no esqueletales), calcita de bajo Mg (placas de cocolitos) y aragoníticos (fango carbonático inferido por los valores de Sr, las superficies agujereadas reconocidas en la calcita y bioclastos aragoníticos), resultado que surge de las observaciones bajo microscopio petrográfico, MEB y análisis EDS y relaciones de elementos trazas.

Las margas y calizas de Puerta Curaco presentan valores isotópicos de C y O que se ubican sobre la curva de correlación (CBT-2, Fig. 8.2.6). La misma se aparta de la de Los Catutos debido a que la impronta de C es resultado de una mezcla de los componentes carbonáticos marinos primarios y fases de carbonato autigénico con una firma isotópica negativa, proporcionada por la mineralización de la materia orgánica.

Tipos de porosidades reconocidos bajo el MEB

La porosidad que consiste en nanoporos regulares y microporos triangulares o poligonales (denominada aquí como porosidad “geométrica”) observada en la calcita, tanto en microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta de Los Catutos, como de Puerta Curaco, ha sido interpretada como resultado de la compactación química. Se descarta que sea atribuible a la circulación de fluidos ácidos derivados de la decarboxilación térmica, proceso descripido por Cesaretti *et al.* (2016) en la sección basal de la Formación Vaca Muerta en la sección de Pampa Tril, porque no corta a los distintos componentes carbonáticos de la roca.

En wackestones de matriz mixta correspondientes al Miembro Vaca Muerta inferior de la sección de Los Catutos, bajo MEB, se han reconocido microporos grandes e irregulares (*vugs*) que suelen cortar distintos elementos texturales de la roca. Las muestras que presentan este tipo de porosidad tienen valores anómalos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con excursiones muy negativas de C y O (desviándose de la curva CBT-1, Fig. 8.2.6). Las características morfológicas de la porosidad y el comportamiento geoquímico se corresponden con la diagénesis meteórica.

Microfracturación en rocas carbonáticas (Anexo, Parte 2)

Las fracturas discordantes a la laminación reconocidas en las concreciones de Chacay Melehue, se consideran como parte de un sistema de fracturas de mayor escala visibles en muestra de mano y a escala de afloramiento.

El patrón de luminiscencia característico del cemento calcítico sintaxial en fracturas, descripto frecuentemente en la bibliografía (Tucker y Wright ,1990 y Scholle y Ulmer Scholle, 2003), consiste en calcita no luminiscente que grada a calcita brillante y finalmente a opaca o mate desde el borde hacia el centro de la fractura. Esto generalmente se interpreta como una transición de condiciones oxidantes de la diagénesis temprana con poca o ninguna incorporación de Mn^{2+} o Fe^{2+} en la red reticular de la calcita, a condiciones reductoras con incorporación de Mn^{2+} y Fe^{2+} y finalmente a condiciones reductoras en las que la disponibilidad de Fe^{2+} y su incorporación superan a la del Mn^{2+} .

El patrón de luminiscencia de los cristales prismáticos de calcita de crecimiento sintaxial en fracturas de concreciones de Chacay Melehue, consiste en calcita naranja rojiza (C3) en la zona externa, calcita de luminiscencia roja anaranjada (C2) en la parte intermedia y pardo rojiza (C1) en la parte cuspidal. La calcita luminiscente (C3), en el sector externo, sugiere que la cementación inicialmente se originó en condiciones reductoras de la diagénesis por soterramiento. Hacia el centro, la disminución de la luminiscencia, con transición de luminiscencias intermedias a bajas en la zona terminal es resultado del aumento de Fe^{2+}/Mn^2 en la solución a partir de la cual precipitó la calcita.

La calcita de mayor luminiscencia (naranja, C4) corresponde a carbonato barroco y es producto de la recristalización de las calcitas C2 y C3.

En relación a los resultados de la microtermometría de inclusiones fluidas en calcita de relleno de fracturas verticales de estas concreciones, las temperaturas máximas entre 160 a 190°C confirman que el cemento precipitó en estadios de diagénesis por soterramiento. En el modelo térmico y de madurez que mejor ajusta a los datos de calibración (VRE), la isoterma 190°C corresponde a etapas de soterramiento profundo en etapa de antepaís.

En las microfacies carbonáticas de Los Catutos, las fracturas verticales (microfracturas) discordantes a la laminación, están llenas con cemento calcítico de textura *blocky* y luminiscencia color pardo (Co, parda apagada). La baja a casi nula luminiscencia de la calcita de relleno, resultado de la incorporación del supresor Fe^{2+} en concentraciones mayores a las del activador Mn^{2+} y las relaciones de corte con *seams* de disolución y lentes conformados por agregados de microesparita xenotópica, permite asignar a la fracturación a la diagénesis por soterramiento profundo.

El proceso de fracturación discordante a la laminación, con fracturas verticales de gran espesor, promueve el neomorfismo agradacional porque aumenta la circulación de fluidos calientes (Flügel, 2004). A diferencia de Los Catutos, las microfacies carbonáticas de Puerta Curaco fueron afectadas por fracturas del orden de 100 µm de ancho (megafracturas). La circulación de mayores volúmenes de fluido diagenético a mayores paleotemperaturas produjo que el desarrollo de agregados de microesparita neomórfica oblitere los distintos elementos texturales de la roca.

Dolomitización eogenética y mesogenética

Tanto las fangolitas dolomitizadas identificadas en la sección de Los Catutos como en Puerta Curaco, presentan mosaicos de dolomita anhedral a subhedral y partículas no esqueletales con formas principalmente subcirculares y rectangulares. En ambos sectores, los bajos signos de deformación de las partículas no esqueletales, indican que el proceso de dolomitización temprana “fossilizó” la compactación mecánica de estas. La dolomitización se generó bajo condiciones de bajas temperaturas y aporte constante de fluidos ricos en Mg, en el contexto de la diagénesis freática marina (Rahimi, 2016; Ahmad, 2022).

El segundo tipo de dolomita es de hábito euhedral, con cristales de hasta 100 µm medidos bajo MEB, inmersos en cemento esparítico castaño (HMC). Este tipo de dolomita aparece de forma aislada y se interpreta como el resultado del neomorfismo de precursores calcíticos de alto magnesio, en línea con lo propuesto por Moore (1989) y Munnecke *et al.* (1997). En este estudio, los cristales de dolomita de baja ocurrencia se interpretaron como resultado de la disolución de bioclastos (HMC) y parches de esparita, los cuales presentan nanoporos y microporos de morfología geométrica o poligonal bajo el MEB, seguida de una reprecipitación asociada a procesos de compactación química.

Secuencias diagenéticas

Integración entre el análisis petrográfico, de catodoluminiscencia y MEB

La selección y orientación de granos por acción de corrientes de fondo, cantidad de material fino por decantación de partículas en suspensión, entre otros posibles procesos, dan lugar a la fábrica depositacional. El contenido de carbonato original comprende la proporción de partículas carbonáticas esqueletales, no esqueletales carbonáticas y matriz micrítica. La presencia o no de carbonato autigénico por cementación carbonática temprana, determinará en gran medida la fábrica diagenética resultante de la compactación mecánica y química y el grado de neomorfismo. La

cementación carbonática en el ámbito de la diagénesis temprana, tiene un papel fundamental en la secuencia de eventos o procesos diagenéticos durante la diagénesis por soterramiento.

Puerta Curaco

Las microfacies carbonáticas que sufrieron procesos similares, desde la eogénesis hasta la mesogénesis tardía, se agrupan en las siguientes secuencias de eventos diagenéticos (Fig. 1):

- **Secuencia A:** *Packstones* con pseudomatriz arcillosa-micrítica y *wackestones*;
- **Secuencia B:** *Grainstones* y *packstones*;
- **Secuencia C:** Fangolitas dolomitizadas;

En la Secuencia A, la falta de cementación marina temprana dio lugar a la compactación física desde los primeros metros, generando una laminación bien definida debido a la orientación y aplastamiento de las partículas no esqueletales.

En la Secuencia B, la cementación calcítica temprana en *grainstones* y *packstones* mitigó la compactación mecánica durante el soterramiento inicial, preservando las formas originales de las partículas no esqueletales. Por ejemplo, en los *packstones* peloidales-radiolaríticos, los peloides micríticos mantienen su forma original (subcircular a circular) porque el cemento micrítico marino temprano, transformado completamente a microesparita durante la diagénesis por soterramiento, limitó la compactación física durante el enterramiento.

Los sedimentos que originaron las fangolitas dolomitizadas de la Secuencia C, también experimentaron cementación temprana en un ambiente freático marino de circulación activa, lo que permitió que las partículas no esqueletales conservaran su forma original.

La microesparita xenotópica (C3) se formó como resultado del neomorfismo agradacional sobre la micrita. Por su parte, los mosaicos granulares de esparita idiotópica, de color blanco y aspecto límpido (tipo II), que pueden alcanzar tamaños de hasta 60 μm , son producto del neomorfismo agradacional del cemento previo (microesparita y esparita castaña sucia, tipo I), del cual no quedaron relictos. A través del análisis petrográfico y de catodoluminiscencia, se interpreta que los procesos de neomorfismo (por inversión y agradacional) se iniciaron bajo condiciones de diagénesis de soterramiento somero y continuaron hasta etapas de soterramiento profundo.

La compactación química generó una fuente local de carbonato en condiciones de diagénesis por soterramiento profundo, que se manifiesta en cemento de luminiscencia alta (naranja, C4) localizado en intersticios. En las microfacies de las Secuencias A, B y

C, los *seams* de disolución y cementación poiquilotópica se asocian a compactación química y fracturación vertical, en estadios de mesogénesis tardía. Las texturas de disolución bajo el MEB como la nano y microporosidad intercristalina en agregados de microesparita e intracristalina en esparita y microporosidad por disolución de placas de cocolitos, también se asocian a la compactación química.

Aunque la fracturación vertical (modo I) en carbonatos de la secuencia B, es uno de los procesos más tardíos de la historia diagenética, los procesos de cementación asociados a presión-disolución por compactación química y el neomorfismo agradacional ocurrieron posteriormente, según lo evidencian las relaciones de intersección observadas.

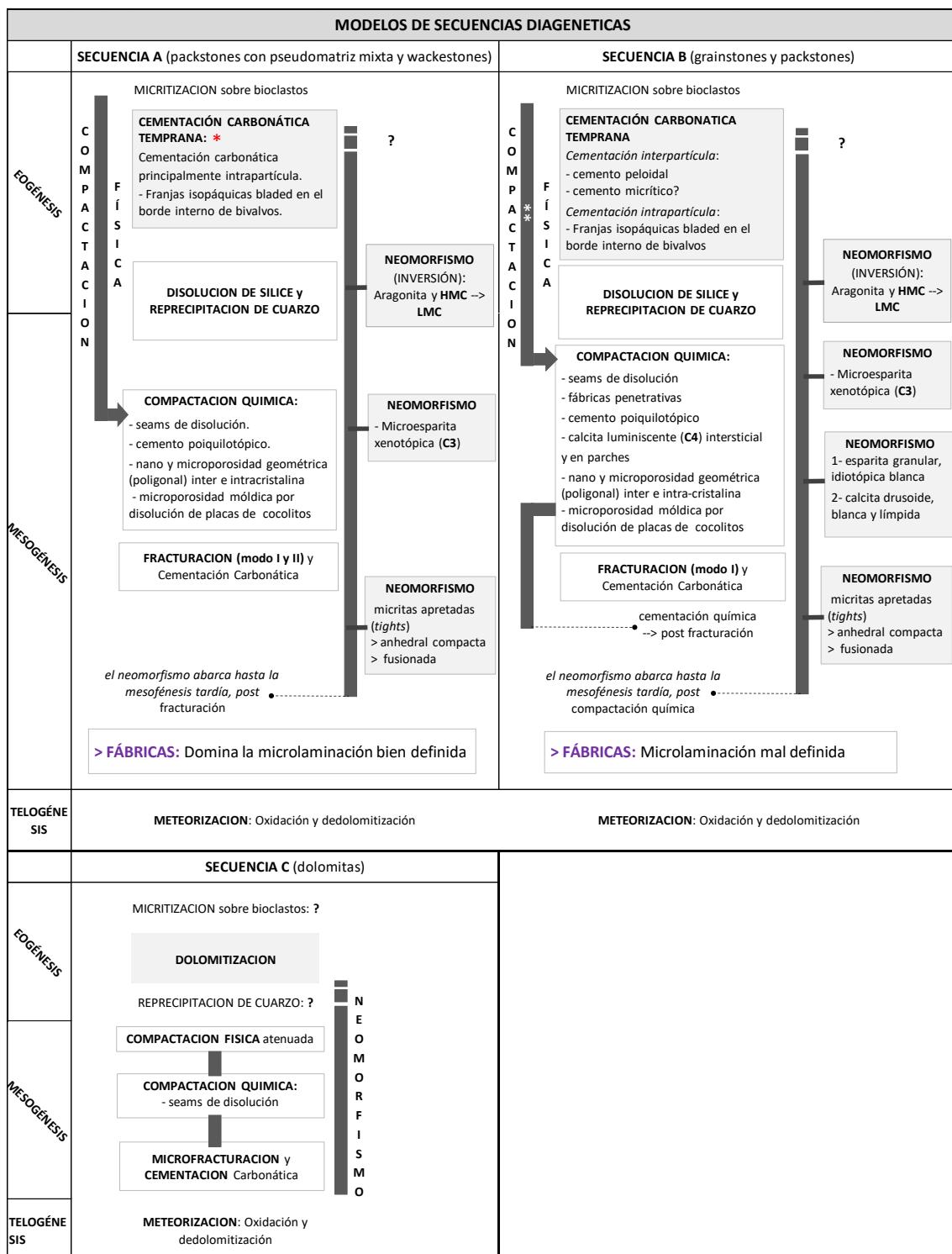


Figura 1. Modelos de secuencias diagenéticas (Secuencias A, B y C). para el perfil de Puerta Curaco

(*) En la secuencia A, el cemento marino temprano consiste en franjas isopáquicas *bladed* en bivalvos o foraminíferos. En la secuencia B, la cementación eogenética vinculada a cemento micrítico marino temprano amortiguó la compactación física (**) de las partículas no esqueletales durante la eogenésis y mesogénesis temprana que permitió que las partículas no esqueletales no se achataran. Durante la mesogénesis el neomorfismo dio lugar a la microesparita xenotípica de luminiscencia roja anaranjada (C3) y esparita granular, idiotípica, blanca y limpida (C4). En la Secuencia B la compactación física estuvo atenuada por la cementación temprana por eso en el esquema la compactación química comienza antes que en la Secuencia A. Las partículas no esqueletales de la secuencia B tienen no presentan signos de deformación o son muy leves.

Los Catutos

Las microfacies carbonáticas de Los Catutos también se agrupan en tres secuencias diagenéticas principales (Secuencias A, B y C):

Secuencia A: Incluye *wackestones* y *packstones* con pseudomatriz arcillosomícrica. La ausencia de cementación temprana en los sedimentos que dieron lugar a estas microfacies, provocó una rápida pérdida de porosidad en los primeros metros de soterramiento, desarrollando una microlaminación bien definida. La fracturación de bajo ángulo (modo II) atravesó partículas no esqueletales con alto grado de deformación, asociándose a etapas avanzadas de compactación mecánica y soterramiento profundo.

Secuencia B: Comprende *wackestones*, *packstones* y *grainstones* del Miembro Los Catutos. El cemento micrítico temprano, amortiguó la compactación de las partículas no esqueletales en las fases iniciales de soterramiento, preservando sus formas subcirculares y rectangulares. El neomorfismo agradacional dio lugar a la microesparita xenotópica y a los mosaicos de calcita tipo II. Al igual que en la sección de Puerta Curaco, la transformación de la micrita y del cemento tipo I a sus formas estables se inició bajo condiciones de diagénesis de soterramiento somero y continuó hasta etapas de soterramiento profundo.

La compactación química generó *seams* de disolución, cemento poiquilotópico y texturas de disolución inter e intracristalina, observables bajo el MEB. Por otro lado, las fracturas verticales (modo I) de alto ángulo se asocian a la sobrecarga litostática. Ambos procesos corresponden a la mesogénesis tardía y actuaron de forma conjunta con el neomorfismo.

Secuencia C: Corresponde a fangolitas dolomitizadas formadas durante la eogénesis. Estas dolomitas, como las de Puerta Curaco, muestran fracturación vertical atribuida al comportamiento frágil bajo carga litostática. Sin embargo, en Los Catutos, el evento más tardío incluye la dedolomitización, vinculada a la telogénesis.

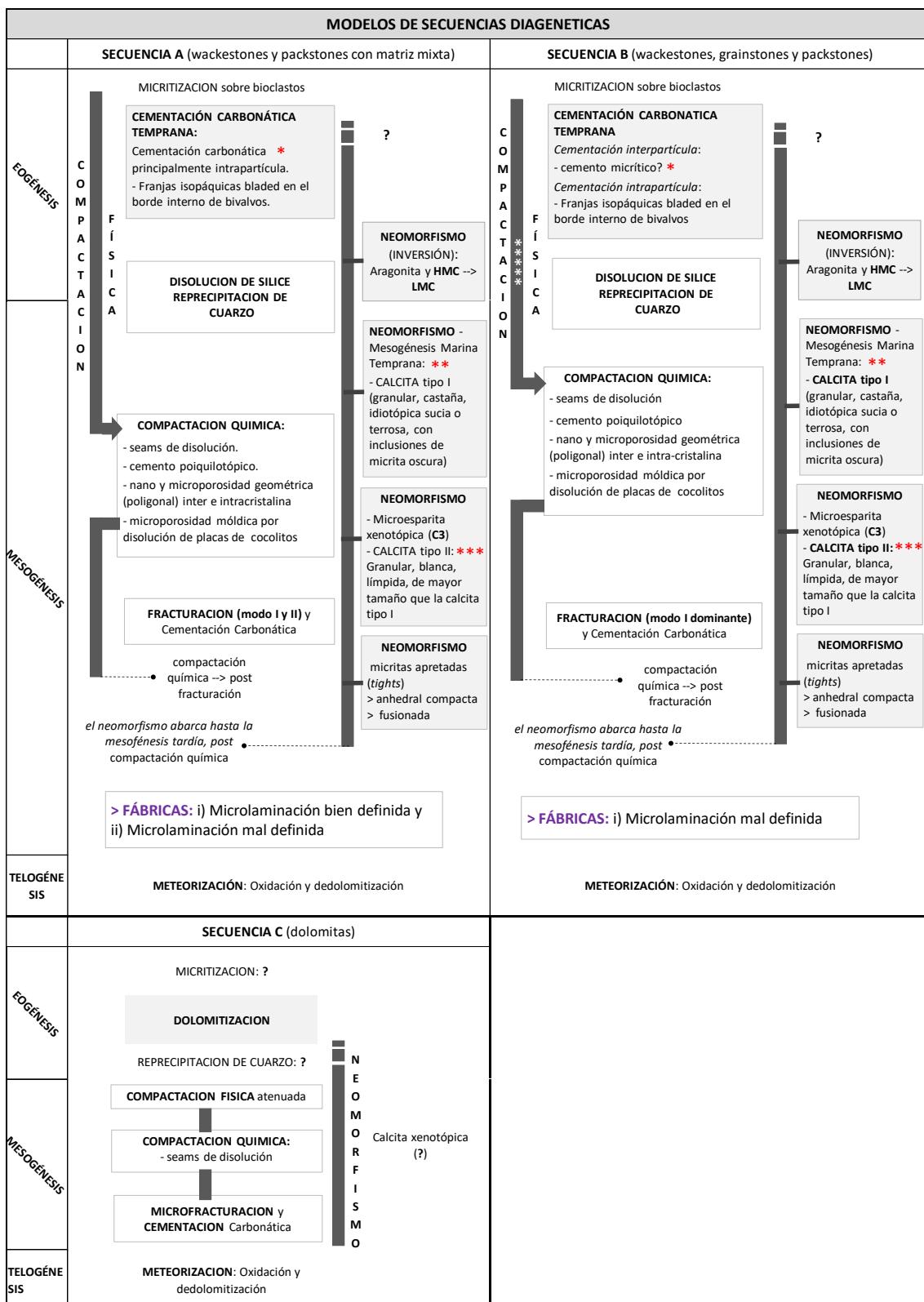


Figura 2. Modelos de secuencias diagenéticas (Secuencias A, B y C) para el perfil de Los Catutos, que se construyeron a partir de la integración de los estudios petrográficos, de catodoluminiscencia y MEB. Secuencia A: I) La calcita tipo I (**), de origen mesogenético marino temprano se generó a partir del neomorfismo sobre el fango micrítico (*). II) La calcita tipo II (***) se generó a partir del neomorfismo sobre la calcita tipo I. Secuencia B: I) La calcita tipo I (**), de origen mesogenético marino temprano es resultado del neomorfismo sobre cemento micrítico eogenético (*) que permitió que las partículas no esueletales no se achataran. II) La calcita tipo II (***) se generó a partir del neomorfismo sobre la calcita tipo I. III) La compactación física (****) habría estado atenuada por la cementación temprana y aloquímicos carbonáticos, por eso la compactación química comienza antes que en la Secuencia A.

Parámetros indicadores de diagénesis

En la tabla integradora de la figura 3, se reúnen los resultados de los diferentes estudios diagenéticos plasmados en los diferentes capítulos de esta tesis. Consiste en parámetros texturales a través del estudio petrográfico y MEB, resultados de catodoluminiscencia, microtermometría (IF) y análisis geoquímicos. En es su conjunto, permiten caracterizar desde el punto de vista diagenético, las microfacies carbonáticas (incluídas las concreciones y *beef veins*) de las distintas localidades a de estudio.

TABLA INTEGRADORA	Microfacies carbonáticas (Puerta Curaco)	Microfacies carbonáticas (Los Catutos)	Beef veins (Puerta Curaco)
Microesparita xenotípica/micrita	► 1 (fracturadas y bioclásticas) ► 1 y 2 (no fracturadas)	► 2 (grainstone/packstone peloidal) ► 3 (wackestones pelletoidales bioclásticos)	N/C
Microtexturas de micrita y microesparita	► Anhedral compacta de bordes coalescentes: 1 ► Anhedral fusionada de bordes casi indistinguibles: 3	► Anhedral compacta de bordes coalescentes: 1 ► Subhedral compacta de bordes coales- centes: 3	N/C
Preservación de nanoplancón calcáreo (placas de cocolitos)	► fusionados con la matriz, bordes difíciles de distinguir de la misma ► porosidad móldica por disolución de placas	► placas bien conservadas ► bordes distinguibles ► sin cristales de las placas sobredimensio- nados por sobrecrecimiento sintaxial	N/C
Luminiscencias más representativas (*I)	C2 y C3	C1 y C2	► C1 y C2 (sector fibroso) ► C3 y C2 (sector prismático)
Relaciones isotópicas de óxigeno $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	(-10; -7,5)	(-6,5; -1) (*II)	(-10,9; -9,1)
Coeficiente de correlación Sr vs. Ca	0.16 (calizas) 0.54 (margas)	0.82 (calizas) 0.83 (margas)	N/C
Temperatura máxima (microtermometría)	N/C	N/C	82-91°C
	Microfacies concreciones (Puerta Curaco)	Microfacies concreciones (Chacay Melehue)	Carbonato de fracturas (Chacay Melehue)
Microesparita xenotípica/micrita	2	► 1 (intraclástica radiolarítica fracturada) ► 2 (peloidal intraclástica, no fracturada)	N/C
Microtexturas de micrita y microesparita	► Anhedral compacta de bordes coalescentes: 1 ► Anhedral fusionada de bordes casi indistinguibles: 2	► Anhedral compacta de bordes coalescentes	N/C
Preservación de nanoplancón calcáreo (placas de cocolitos)	► fusionados con la matriz, bordes difíciles de distinguir de la misma ► porosidad móldica por disolución ► sobrecrecimiento sintaxial	► fusionados con la matriz, bordes difíciles de distinguir de la misma ► porosidad móldica por disolución ► disolución parcial de placas	N/C
luminiscencias más representativas (*I)	C2 y C3	► C3 y C4 ((intraclástica radiolarítica fracturada) ► C2 y C3 (peloidal intraclástica, no fracturada)	► C3 y C4 (zona externa) ► C2 (zona transición) ► C2 y C1 (zona interna) (*III)
Relaciones isotópicas de óxigeno $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	(-11,5; -8,6)	(-10,4; -5,4)	N/C
Temperatura máxima (microtermometría)	N/C	N/C	160-190°C

Figura 3: Tabla integradora que reúne los resultados de los diferentes estudios por microfacies de las localidades a de estudio. 1: alta/o, 2: intermedia/o, 3: baja/o, 4: nula/o. (*I) en pseudomatríz y cemento carbonático, (II*) los valores muy negativos asocian a diagénesis meteórica y se excluyen porque se comparan parámetros asociados a diagénesis por soterramiento y (III*) luminiscencias más representativas por zonas dentro de las megafracturas.

CONCLUSIONES

Se encontró una estrecha correlación entre el grado de madurez termal según el modelado (método de Sweeney y Burnham 1990), el *VRE* calculado a partir de $T_{\text{máx}}$, el Ro medido y el grado de diagénesis. La diferencia en el grado de madurez termal de la roca generadora entre la región Norte y Sur de la FPC Neuquina se debe a una distinta historia térmica y de soterramiento.

La etapa de levantamiento y exhumación del Cretácico Temprano-Tardío del sector Sur fue más importante que en el sector Norte, erosionó mayor espesor de la columna sedimentaria sobre la Formación Vaca Muerta y dejó menor espacio de acomodación para los depósitos de antepaís. Es así que, las paleoprofundidades máximas que alcanzó la unidad en el Sur son bastante menores que en el Norte.

Los altos flujos calóricos de arco y retroarco magmático contribuyeron significativamente a la madurez de la roca madre del sector Norte durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. Como resultado de esto las columnas de Chacay Melehue y Puerta Curaco se encuentran en ventana de generación de gas seco y gas húmedo/gas seco (base y techo respectivamente). Por el contrario, en el sector Sur el frente de arco y retroarco no tuvo ninguna influencia sobre la roca madre durante el Cretácico Tardío-Paleoceno, Oligoceno y Mioceno y la roca se encuentra inmadura.

El mayor grado de diagénesis en el sector Norte de la Faja Plegada y Corrida Neuquina respecto del Sur generó, diferencias entre las características texturales, mineralógicas (relación entre HMC y LMC), asociación de luminiscencias de las fases carbonáticas y parámetros geoquímicos de las rocas carbonáticas de ambos sectores.

En el sector Sur (Los Catutos), el cemento micrítico temprano (eogenético) está presente en todas las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta. La calcita tipo I es característica de las rocas carbonáticas de este sector (microfacies de *wackestones*, *packstones*, *grainstones* y concreciones del Miembro Los Catutos), fue asignada al campo de la diagenésis por soterramiento somero, como resultado del neomorfismo sobre cemento micrítico temprano. La calcita tipo II, corresponde a la diagénesis por soterramiento profundo y es producto del neomorfismo agradacional sobre la calcita tipo I. Esta calcita tipo II es de distribución selectiva, generalmente se encuentra en niveles y relleno de bioclastos, preservando siempre la textura original.

De acuerdo a la composición química elemental de espectros *EDS* puntuales, en *wackestones* peloidales-bioclasticos del Miembro Los Catutos, coexisten cementos calcíticos de alto Mg de textura *bladed* (% en peso de $MgCO_3$ $>>$ 4) y agregados de microesparita y mosaicos de esparita de bajo Mg (% en peso de $MgCO_3$ $<$ 4).

Las luminiscencias más representativas son las apagadas por la abundancia de constituyentes originales con baja recristalización neomórfica y porque el cemento micrítico y cementos de microesparita-esparita tipo I (dominantes), precipitaron a partir de un fluido con alto potencial REDOX de carácter oxidante. Por otro lado, la calcita tipo II de la diagénesis por soterramiento también presenta luminiscencia baja porque la red reticular de la calcita tiene una alta relación Fe^{2+}/Mn^{+2} . En las microfacies carbonáticas de este sector no se ha reconocido carbonato barroco.

En la sección de Los Catutos, la historia de soterramiento y el régimen térmico experimentados por la Formación Vaca Muerta no fueron lo suficientemente eficientes para convertir por completo las fases carbonáticas inestables bajo condiciones de soterramiento profundo en calcita de bajo magnesio (LMC). Como resultado, las microfacies presentan una combinación de cementos calcíticos originados en diferentes etapas diagenéticas: eogénesis, diagénesis de soterramiento somero y diagénesis de soterramiento profundo.

En las microfacies carbonáticas de las secciones de Puerta Curaco y de Chacay Melehue, el cemento micrítico marino es poco frecuente y solo se ha reconocido en microfacies de *grainstones* y concreciones. La calcita tipo I ha sido observada únicamente de forma aislada, en cristales de esparita con zonación (calcita tipo I en el centro y tipo II en los bordes) en algunos cortes petrográficos de concreciones. El elevado grado de neomorfismo provocó que la calcita asociada a la diagénesis por soterramiento somero se transformara completamente en calcita de tipo II, excepto en algunas concreciones. La calcita tipo II es de distribución penetrante y puede llegar a obliterar completamente la textura depositacional, siendo común que esto ocurra en microfacies carbonáticas con fracturación vertical.

En las microfacies carbonáticas (*wackestones*, *packstones*, *grainstones* y concreciones) de las secciones del sector norte existe una asociación de luminiscencias bajas, intermedias y altas. En general, las bajas corresponden a los elementos texturales originales, las intermedias a calcita neomórfica y la combinación de bajas y altas a calcita asociada a la compactación química y a fracturación vertical. Las microfacies fracturadas (específicamente, con megafracturas) presentan la textura depositacional obliterada. Tienen predominio de fases carbonáticas autigénicas de la diagénesis por soterramiento profundo con asociación de calcita neomórfica con luminiscencia intermedia y subordinado cemento calcítico de la compactación química, con luminiscencia elevada. En radiolarios, foraminíferos y como relleno de fracturas, se ha reconocido calcita barroca de luminiscencia naranja brillante correspondiente a la diagénesis por soterramiento profundo.

En contraste con Los Catutos, en las secciones de la región Norte el elevado grado de diagénesis favoreció el predominio de la calcita asociada a procesos de soterramiento profundo. Como resultado, los cementos originados durante la eogénesis y la diagénesis de soterramiento somero, en términos generales, no se preservaron.

Otro elemento petrográfico indicador del grado de diagénesis en carbonatos es el tipo de fábrica. Las fábricas penetrativas por interpenetración de intraclastos-peloides en *packstones* y *grainstones* de la región Norte, indican un mayor grado de compactación química respecto a la región Sur, donde dichas fábricas no han sido identificadas. Asimismo, el cemento poiquilotópico asociado a la diagénesis de soterramiento profundo es característico en las microfacies carbonáticas del sector Norte, consecuencia de la mayor disponibilidad de cemento vinculado a la compactación química.

Las concreciones carbonáticas de los perfiles sedimentológicos de Puerta Curaco y Chacay Melehue se formaron por cementación temprana incompleta durante la eogénesis. Sin embargo, conservan una fuerte impronta de la diagénesis por soterramiento, lo que se refleja tanto en sus características petrográficas como en su composición isotópica promedio, de -10.5 y -8.2 ‰ PDB, respectivamente. La calcita tipo I ha sido completamente neomorfizada a calcita tipo II y la textura clasto sostén original ha sido obliterada (principalmente en las zonas externas) por agregados de microesparita neomórfica de luminiscencia intermedia a alta (C3). En cambio, las concreciones de Los Catutos, mantienen la impronta diagenética original de la eogénesis y de la mesogénesis temprana, conservando el cemento micrítico y el cemento calcítico tipo I, con luminiscencias apagadas a nulas, al igual que los componentes originales con baja recristalización. La microesparita xenotópica (C3) atribuida al nemorfismo solo se identifica puntualmente en los bordes de los radiolarios o como parches.

A través del estudio MEB de microfacies carbonáticas, se reconoce una matriz compuesta por micrita y microesparita apretada (*tight*). En ambas regiones, Norte y Sur, predomina la calcita anhedral compacta con límites de cristal coalescentes pero diferenciables, sobre la textura anhedral fusionada con bordes no diferenciables. Sin embargo, la textura anhedral fusionada es más común en las microfacies de la región Norte, lo que indica un mayor grado de neomorfismo. Además, el mayor tamaño y la mayor homogeneidad de los cristales de calcita que conforman los agregados de microesparita de la pseudomatriz también indican un nivel más elevado de neomorfismo agradacional.

Los elevados valores promedio de Sr de roca total (457 ppm) en las calizas de los miembros Vaca Muerta Inferior y Los Catutos en la región Sur, junto con la buena

correlación entre el Sr y el Ca ($CC_{Sr-Ca}= 0,83$), sugieren que la aragonita, junto con la calcita de alto Mg, participó como precursora del carbonato asociado a la diagénesis por soterramiento. La presencia de superficies agujereadas o *pitted surfaces*, descriptas en *wackestones* de la región Sur, también indica la presencia de precursores aragoníticos. Por lo tanto, a partir del estudio petrográfico y geoquímico, se determinó que los precursores de la calcita de la diagénesis por soterramiento consisten en una mezcla de calcita de alto Mg (partículas esqueletales, no esqueletales y cemento micrítico), calcita de bajo Mg (moderadas a abundantes placas de cocolitos en la matriz y peloides) y aragonita, proveniente de bioclastos aragoníticos y cemento marino temprano.

Los valores de Sr (286 ppm) en las calizas del sector Norte son bajos respecto a las calizas del sector Sur, y el coeficiente de correlación entre el contenido de Sr y Ca es muy bajo ($CC_{Sr-Ca}=0,16$). Esto puede explicarse por el alto grado de neomorfismo que sufrieron las calizas del Norte. El bajo contenido de Sr se atribuye a los sucesivos procesos de disolución y reprecipitación neomórfica de la calcita, que habrían liberado parte del Sr al fluido diagenético.

Los valores de $\delta^{13}C$ de las rocas del sector Sur son cercanos a 1 ‰ (PDB) indican que, a pesar de la recristalización experimentada, conservaron la impronta depositacional del C. La impronta isotópica de C de las calizas del sector Norte, es resultado de la contribución de componentes originales de origen marino junto con cemento calcítico originado por la mineralización de materia orgánica que explica los valores levemente negativos de $\delta^{13}C$ (-4 ‰ PDB). Los valores promedio de $\delta^{18}O$ de las rocas de la región Norte (-9 ‰ PDB) son más negativos que los de la región Sur (-5 ‰ PDB, en promedio), lo que se explica por la mayor profundidad y temperatura a las que estuvieron sometidas. Esto también se refleja en las condiciones de madurez de la roca madre, que en la región Norte se encuentran dentro de la ventana de gas húmedo condensado/gas seco (Ro simulado: 1,72 a 2,29), en contraste con las condiciones de inmadurez de la roca madre en la región Sur (Ro medido: 0,41 a 0,42).

Las temperaturas máximas de entre 160-190 °C, medidas en la calcita de relleno de fracturas discordantes a la laminación en concreciones de la sección de Chacay Melehue, permiten asignarlas a etapas de soterramiento profundo. La fracturación bajo estas condiciones, facilitó la circulación de fluidos diagenéticos calientes, lo que promovió un elevado neomorfismo agradacional. Esto produjo que las partículas no esqueletales y esqueletales y la pseudomatríz estén casi completamente recristalizadas a agregados de microesparita xenotípica de luminiscencias intermedias (naranja rojiza).

Las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta en Los Catutos presentan fracturas delgadas, principalmente discordantes con la laminación, las cuales

están asociadas a diagénesis por soterramiento profundo. A diferencia del sector Norte, las microfacies fracturadas no presentan mayor grado de neomorfismo agradacional respecto a las no fracturadas. Esto se debe a que la calcita de relleno de fracturas precipitó a partir de un fluido diagenético de menor paleotemperatura, el cual no afectó térmicamente a la roca de caja lo suficiente como para inducir la recristalización de la pseudomatriz.

Los tipos de porosidad más común determinada en las rocas de la Formación Vaca Muerta son la nanoporosidad y microporosidad geométrica (o poligonal) intercristalina e intracristalina, y la microporosidad móldica con formas planares, rectangulares y globosas ($<10 \mu\text{m}$) por disolución de placas de cocolitos. Ambas están asociadas a procesos de compactación química, siendo la microporosidad móldica más significativa en la región Norte debido a una mayor disolución de cocolitos en esta área.

Mediante un conjunto de estudios petrográficos, de microtermometría y geoquímicos, se demostró que el grado de diagénesis en carbonatos de la Formación Vaca Muerta correlaciona estrechamente con la madurez termal simulada de la roca madre y los parámetros de pirólisis para cada una de las localidades con distintas historias de soterramiento y térmicas. Procesos como la compactación mecánica, el neomorfismo, la compactación química y la fracturación corresponden a un mayor nivel de diagénesis en las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta del sector Norte de la FPC Neuquina en comparación con sector Sur de la misma.

BIBLIOGRAFIA

- Abd Karim, R., Aguilera, R., Flores Montilla, G. y Biglia, H., 2023. Vaca Muerta: Improved Fracture Width Distribution And Classification Of Natural Fracture Widths Based On Outcrops, Cores, And Micro-resistivity Images Data. Paper presented at the SPE Argentina Exploration and Production of Unconventional Resources Symposium, 20-22 Mar 2023, Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M. B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E. G. y Rawson, P. F., 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs, and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(1-2), 33-47.
- Aguirre-Urreta, M. B., Casadío, S., Cichowski, M., Lazo, D. G., y Rodríguez, D. L., 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana*, 45(3), 591-611.
- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D. G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A. M., C. Cataldo y Carbone, C., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 465-488. Buenos Aires.
- Ahmad, I., Shah, M.M., Janjuhah, H.T., Trave, A., Antonarakou, A. y Kontakiotis, G., 2022. Multiphase Diagenetic Processes and Their Impact on Reservoir Character of the Late Triassic (Rhaetian) Kingriali Formation, Upper Indus Basin, Pakistan. *Minerals* 2022, 12, p. 1049.
- Al-Hajeri, M.M., Al-Saeed, M., Derkks, J., Fuchs, T., Hantschel, T., Kauerauf, A. y Welte, D., 2009. Basin and petroleum system modeling. *Oilfield Review* 21(2): 14-29.
- Anders, M. H., Laubach, S. E., y Scholz, C. H., 2014. Microfractures: A review. *Journal of Structural Geology*, 69, 377-394.
- Anderson, T. F., y M. A. Arthur, 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in M. A. Arthur, ed., *Stable Isotopes. in Sedimentary Geology, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short Course 10, Section 1.1-1.151*.
- Álvarez Cerimedo, J., Orts, D., Rojas Vera, E., Folguera, A., Bottesi, G., Ramos, V.A., 2013. Mecanismos y fases de construcción orogénicos del frente oriental andino (36° S, Argentina). *Andean Geology* 40 (3), 504–520.
- Askenazi, A., Biscayart, P., Caneva, M., Montenegro, S., y Moreno, M., 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas. Oil Plays de EEUU: Primer concurso de jóvenes profesionales de la SPE Argentina, San Miguel de Tucumán, Argentina, 7-11.
- Astin, T. R., y Scotchman, I. C., 1988. The diagenetic history of some septarian concretions from the Kimmeridge Clay. *Sedimentology*, 35(2), 349-368. England.
- Athy, L. F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin*, 14(1), 1-24.
- Banner, J. L., y Hanson, G. N., 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11), 3123-3137.
- Barrio, C. A., 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology*, 66(3-4), 255-275.
- Bathurst, R. G., 1975. Carbonate sediments and their diagenesis: Developments in Sedimentology 12. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, 2nd edition, p. 658.

- Bathurst, R. G., 1993. Microfabrics in carbonate diagenesis: a critical look at forty years in research. *Carbonate Microfabrics*, Springer, New York, 3-14.
- Bausch, W. M., 1966. Strontiumgehalte in süddeutschen Malmkalken. *Geologische Rundschau*, 55, 86-96.
- Bermúdez, A., 1991. Sierra del Nevado. El límite oriental del arco volcánico del Neógeno entre los 35°30' y 36° L.S. Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 318 - 322, Santiago.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extra-andinos. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Asociación Geológica Argentina, 161-172. Buenos Aires.
- Bertotto, G. W., Cingolani, C. A. y Bjerg, E. A., 2009. Geochemical variations in Cenozoic back-arc basalts at the border of La Pampa and Mendoza provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 360-373.
- Bishop, J. W., Osleger, D. A., Montañez, I., y Sumner, D. Y., 2014. Meteoric diagenesis and fluid-rock interaction in the Middle Permian Capitan backreef: Yates Formation, Slaughter Canyon, New Mexico. *Diagenesis, Capitan Backreef, Yates Formation, New Mexico*. American Association Petroleum Geologist, bulletin, 98(8), 1495-1519.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R., 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*, Second Edition: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 782 p.
- Bloch, J., 1990. Stable isotopic composition of authigenic carbonates from the Albian Harmon Member (Peace River Formation): evidence of early diagenetic processes. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 38(1), 39-52.
- Bodnar, R. J., 1990. Petroleum migration in the Miocene Monterey Formation, California, USA: constraints from fluid-inclusion studies. *Mineralogical Magazine*, 54(375), 295-304.
- Boetius, A., Ravenschlag, K., Schubert, C. J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jørgensen, B. B., Witte, U. y Pfannkuche, O., 2000. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407(6804), 623-626.
- Bons, P. D., Elburg, M. A. y Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.
- Bostick, N. H. y Foster, J. N., 1974. Regional distribution of macerals in the Herrin (No. 6) Coal, Illinois: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 6, 662.
- Bramlette, M.N., 1946. The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks: U.S. Geological Survey, Professional Paper 212, p. 57
- Brand, U. y Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements. *Journal of Sedimentary Research*, 50(4), 1219-1236.
- Burley, S. D., Kantorowicz, J. D. y Waugh, B., 1985. Clastic diagenesis. Geological Society London, Special Publications, 18(1), 189-226.
- Burns, W. M., T. E. Jordan, P. Copeland y Kelley Shari, A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura © 2017 American Geophysical Union. All rights reserved. Mallín basin (36°–38°S). In: Kay S. M., Ramos V. A. (eds) *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407, 163–184
- Burruss, R. C., 1981. Analysis of fluid inclusions; phase equilibria at constant volume. *American Journal of Science*, 281(8), 1104-1126.
- Burruss, R.C., 1991. Practical aspects of fluorescence microscopy of petroleum fluid inclusions, in Barker, C.E. and Kopp, O. C., eds., *Luminescence Microscopy and*

- Spectroscopy: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, (25), 1-7.
- Capelli, I., Scasso, R., Kietzmann, D., Cravero, F., Minisini, D. y Catalano, J., 2018. Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco section, Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(2), 210–228.
- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Spangenberg, J.E., Kietzmann, D.A., Cravero, F., Duperron, M. y Adatte, T., 2020. Mineralogy and geochemistry of deeply-buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal South American Earth Science*, 107, 103103.
- Capelli, I.A., 2021. Estudio de la mineralogía y geoquímica del Sistema Vaca Muerta-Quintuco (Tithoniano-Valanginiano) de la Cuenca Neuquina y su implicancia en las reconstrucciones paleoambientales, paleoclimáticas y diagenéticas. PhD. Thesis Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, p. 301.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Cravero, F., Kietzmann, D. A., Vallejo, D. y Adatte, T., 2021a. Late-diagenetic clay mineral assemblages in tuffs of the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): Insights into the diagenetic formation of chlorite. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105207.
- Capelli, I. A., Scasso, R. A., Spangenberg, J. E., Kietzmann, D. A., Cravero, F., Duperron, M. y Adatte, T., 2021b. Mineralogy and geochemistry of deeply-buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103.
- Cardoso, R.R., Hamza, V.M. y Alfaro, C., 2010. Geothermal resource base for South America: A continental perspective. *World Geothermal Congress, Proceedings*: 1618, Bali.
- Caron, V., y Nelson, C. S., 2009. Diversity of neomorphic fabrics in New Zealand Plio-Pleistocene cool-water limestones: insights into aragonite alteration pathways and controls. *Journal of Sedimentary Research*, 79(4), 226-246.
- Carslaw H.S. y Jaeger J.C., 1959. Conduction of heat in solids, Oxford: Clarendon Press.
- Carozzi, A.V., I. Orchuela y M.L. Rodriguez Schelotto, 1993. Depositional models of the Lower Cretaceous Quintuco – Loma Montosa Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, Volume 16(4), 421-450.
- Carpenter, A. B., 1978. Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. In SPE Annual Fall Technical Conference and Exhibition. 1-3 October, Houston, Texas. OnePetro.
- Carpenter, S. J., Erickson, J. M., Lohmann, K. C., y Owen, M. R., 1988. Diagenesis of fossiliferous concretions from the Upper Cretaceous Fox Hills Formation, North Dakota. *Journal of Sedimentary Research*, 58 (4), 706-723.
- Casé, A.M., López-Escobar, L., Danieli, J.C. y Schalamuk, A., 2008. Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina : age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal South American Earth Science*, 26 (2), 188-203.
- Catalano, J.P., Scasso, R.A. y Kietzmann, D.A., 2017. "Microfacies de la Formación Vaca Muerta en el perfil de Puerta Curaco, Cuenca Neuquina". X° Congreso Geológico Argentino, Simposio 5, Geología de la Formación Vaca Muerta, 20-22, San Miguel de Tucumán.
- Catalano, J.P., R.A. Scasso, D.A. Kietzmann, K. Föllmi, Spangenberg J. y Capelli I.,

2018. Carbonate sedimentology and diagenesis of the Vaca Muerta Formation at Puerta Curaco, Neuquén Basin, Argentina. In: Simposio de Recursos No Convencionales. Xº Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1-19.
- Cavalazzi, B., Agangi, A., Barbieri, R., Franchi, F., y Gasparotto, G., 2014. The formation of low-temperature sedimentary pyrite and its relationship with biologically-induced processes. *Geology of Ore Deposits*, 56(5), 395-408.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A., 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163. Buenos Aires
- Cesaretti, N. N., Fortunatti, N. B., Rainoldi, A., Banco, R. y Otharán, G., 2016. Fósildiagénesis y timing de expulsión de hidrocarburos en la sección basal de la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, Neuquén, Argentina. In VI Simposio Argentino del Jurásico, Actas, p. 11. Malargüe.
- Choquette, P. W. y Pray, L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 54(2), 207-250.
- Choquette, P. W. y James, N. P. (1987). Diagenesis# 12. Diagenesis in Limestones-3. The deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14(1), 3-35.
- Choquette, P.W. y James, N.P., 1990. Limestones: the burial diagenetic environment, en I.A. Mc Ireathy and D.W. Morrow, (eds.), *Diagenesis*, *Geoscience Canada*, 75-111.
- Costanzo-Álvarez, V., Rapalini, A. E., Aldana, M., Díaz, M., Kietzmann, D., Iglesia-Llanos, M. P. y Walther, A. M., 2019. A combined rock-magnetic and EPR study about the effects of hydrocarbon-related diagenesis on the magnetic signature of oil shales (Vaca Muerta formation, southwestern Argentina). *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 173, 861-879.
- Crousse, L. C., Cuervo, S. A., Vallejo, D., Mosse, L. E., Fischer, T. y McCarty, D., 2015. Unconventional Shale Pore System Characterization in El Trapial Area, Vaca Muerta, Argentina. In Unconventional Resources Technology Conference, San Antonio, Texas, 20-22 July 2015, Society of Exploration Geophysicists, American Association of Petroleum Geologists, Society of Petroleum Engineers p. 1985-2002.
- Cobbold, P.R. y E.A. Rossello, 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina, *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429-443.
- Cobbold, P. R. y Rodrigues, N. 2007. Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins ('beef' and 'cone-in-cone'). *Geofluids*, 7(3), 313-322.
- Coniglio, M. y Cameron, J. S., 1990. Early diagenesis in a potential oil shale: evidence from calcite concretions in the Upper Devonian Kettle Point Formation, southwestern Ontario. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 38(1), 64-77.
- Cruset, D., Vergés, J., Rodrigues, N., Belenguer, J., Pascual-Cebrian, E., Almar, Y. y Messager, G., 2021. U-Pb dating of carbonate veins constraining timing of beef growth and oil generation within Vaca Muerta Formation and compression history in the Neuquén Basin along the Andean fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105204.
- Cruz, C. E., Villar, H. J., y Muñoz, G. N., 1996. Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. In XIIIº Congreso Geológico Argentino y IIIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, (1), 45-60. Buenos Aires.
- Cruz C.E., Robles, F., Sylwan, C.A. y Villar, H.J., 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Actas 4º Congreso de

- Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 177-195, Instituto Argentino de Petróleo y Gas, Mar del Plata.
- Cruz, C., F. Robles, C. Sylwan y Villar, H. J., 2000. Los sistemas petroleros del Jurásico en la Dorsal de Huínful. Cuenca Neuquina, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Época, año XVII, 61, 131-151.
- Curtis, C.D., 1977. Sedimentary geochemistry: environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. Philosophical Transaction Royal Society, London, A286, 353-372.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodriguez, M., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London, 21–114.
- Cherns, L. y Wright, V. P., 2000. Missing molluscs as evidence of large-scale, early skeletal aragonite dissolution in a Silurian sea. *Geology*, 28(9), 791-794.
- Denny, A. C., Fall, A., Orland, I. J., Valley, J. W., Eichhubl, P. y Laubach, S. E., 2020. A history of pore water oxygen isotope evolution in the Cretaceous Travis Peak Formation in East Texas. *Bulletin*, 132(7-8), 1626-1638.
- Desjardins, P. y Aguirre, H., 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta, Capítulo 7: Sierras Blancas. In *Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta* (González, G.; Vallejo, D.; Desjardins, P.; González Tomassini, F.; Kietzmann, D.; Rivarola, L.; Domínguez, F.; editores). Instituto Argentino del Petróleo y Gas (IAPG), 71-82.
- Deville de Periere, M. D., Durlet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B. y Poli, E., 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1727-1750.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V., 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc foreland basin. *Geology* 40, 559-562.
- Dickson, J. A. D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205(4971), 587-587.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: A.F. Lanza (Ed.): *Geología Regional Argentina. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias* 439-506. Córdoba.
- Ditchfield, P.W., Marshall, J.D. y Pirrie, D., 1994, "High latitude paleotemperature variation: New data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica", *Paleogeography, Paleoceanography, Paleoecology* 107, 79–101.
- Dix, G. R. y Mullins, H. T., 1987. Shallow, subsurface growth and burial alteration of Middle Devonian calcite concretions. *Journal of Sedimentary Research*, 57(1), 140-152.
- Dix, G.R. y Mullins, H.T., 1988. Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates: Exuma Sound, Bahamas. *Geology*, 16, 680-683.
- Dodd, J. R., 1967. Magnesium and strontium in calcareous skeletons: a review. *Journal of Paleontology*, 41, 1313-1329.
- Domínguez, R. F., Di Benedetto, M., Santiago, M., Fantín, M., Vallejo, M. D., Estrada, S. y López, S., 2018. Casos de variabilidad lateral en el sistema Vaca Muerta-Quintuco y su impacto en la distribución de facies ricas en materia orgánica. In: *Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención*, 10º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 91-104. Mendoza.

- Doyle, P., Poire, D. G., Spalletti, L. A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S. D., 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta—Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 252(1), 185-206.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, en W.E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Dyhr, C.T., Holm, P.M. y Llambías, E.J., 2013. Geochemical constraints on the relationship between the Miocene Pliocene volcanism and tectonics in the Palaoco and Fortunoso volcanic fields, Mendoza Region, Argentina: new insights from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating, Sr-Nd-Pb isotopes and trace elements. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 266, 50-68.
- Eberli, G. P., Weger, R., Tenaglia, M., Rueda, L., Rodriguez, L., Zeller, M., McNeill, D.F., Murray, S. y Swart, P., 2017. The Unconventional Play in the Neuquén Basin, Argentina - Insights from the Outcrop for the Subsurface, Unconventional Resources Technology Conference, 2208-2219.
- Fantín, M. A. y González, R. I., 2014. Primeros pasos en la evaluación de la Formación Vaca Muerta como reservorio no convencional en el Bloque El Trapial: 9 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG). In Simposio de Recursos No Convencionales, Ampliando el Horizonte Energético, 3-7.
- Fennell, L. M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E., Bottesi, G. y Ramos, V. A., 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group ($35^{\circ} 30' - 37^{\circ} \text{S}$), *Basin Research* 29(1), 51-72.
- Folguera, A., Ramos, V., Zapata, T. y Spagnuolo, M., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts ($36^{\circ} 30' - 37^{\circ} \text{S}$), *Journal of Geodynamics*, 44, 129-148.
- Folguera, A. y Ramos, V. A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Vera, E. R. y Ramos, V., 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology: *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 381–398.
- Folk, R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 43(1), 1-38.
- Folk, R.L., 1965. Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill Publishing, p. 159.
- Folk, R. L, 1970. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, p. 172, Austin.
- Flügel, E., 2004. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer, p. 921.
- Fortunatti, N. B., Cesaretti, N. N., Banco, R. P. y Otharán, G. A., 2016 Caracterización de la fracturación natural y fluidos asociados para distintas microfacies en la Formación Vaca Muerta, Pampa Tril, Neuquén, Argentina. 1º Reunión sobre fluidos y deformación, Actas, Buenos Aires.
- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I. B. y Meinert, L., 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5), 399-421.

- Freeman-Lynde, R. P., Whitley, K. F. y Lohmann, K. C., 1986. Deep-marine origin of equant spar cements in Bahama Escarpment limestones. *Journal of Sedimentary Research*, 56(6), 799-811.
- Frimmel, H. E., 2010. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation. *Precambrian Research*, 182(4), 239-253.
- Galarza, B. J., Zamora Valcarce, G., Folguera, A. y Bottesi, G. L., 2009. Geología y evolución tectónica del frente cordillerano los 36°30'S: bloques de Vihuín-Huaca y Puntilla de Huincán. Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 170-191.
- Gale, J. F., Laubach, S. E., Olson, J. E., Eichhubl, P. y Fall, A., 2014. Natural fractures in shale: A review and new observations. *Natural Fractures in Shale: A Review and New Observations*. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 98(11), 2165-2216.
- Garrido, A. C., 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. In *Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino*, 1, 231-244.
- Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M., 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina). *Andean Geology*, 39, 482- 510.
- Gasparini, Z., Spalletti, L. y De La Fuente, M., 1997. Tithonian marine reptiles of the Western Neuquén Basin, Argentina. Facies and palaeoenvironments. *Geobios*, 30 (5), 701-712.
- Gianni, G. M., Dávila, F. M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C. y Giménez, M., 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingressions in southern South America. *Earth-Science Reviews*, 185, 437-462.
- Goff, J. C., 1983. Hydrocarbon generation and migration from Jurassic source rocks in the East Shetland Basin and Viking Graben of the Northern North Sea. *Journal Geological Society London*, 140, 445–474.
- Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course* 31, USA, p. 199.
- Goldstein, R. H., 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55(1-4), 159-193.
- Gómez Dacal, A. R., Sial A. N., Gómez Peral, L. E., Spalletti, L.A. y Poiré, D. G., 2014. Isótopos estables de C y O de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en sector mendocino de la Cuenca Neuquina: primeros resultados. *XIVº Reunión Argentina de Sedimentología*, 123-124. Puerto Madryn.
- González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F., 2016a. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 244, 123-124. Buenos Aires.
- González Tomassini, F., Kietzmann, D., Fantín, M. A., Crousse, L. C. y Reijenstein, H. C., 2014. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial, Cuenca Neuquina, Argentina. *IXº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mendoza, Argentina, November 3–7, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 587–611.
- González Tomassini, F., Smith, L., Rodriguez, M. J., Kietzmann, D., Jausoro, I., Floridia, M. A. y Sagasti, G., 2019. Semi-quantitative SEM analysis of the Vaca Muerta Formation and its impact on reservoir characterization, Neuquén Basin, Argentina. In *Unconventional Resources Technology Conference*, Denver, Colorado, 22-24 July

- 2019, 3175-3188. Unconventional Resources Technology Conference (URTeC); Society of Exploration Geophysicists.
- Grabowski, J., Bakhmutov, V., Kdýr, S., Krobicki, M., Pruner, P., Reháková, D., Schnabl, P., Stoykova, K. y Wierzbowski, H., 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). *Palaeogeography Palaeoclimatology and Palaeoecology*. 532, 109216.
- Grimm, W. D., 1990. *Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland*. Lipp. Verlag, München.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1, 178–208.
- Groeber, P., Stipanicic P.N. y Mingramm A., 1953. *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2(1), 143-347, Buenos Aires.
- Giusiano, A. y Bouhier, E., 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén vinculada a la migración de hidrocarburos. Dorso de los Chihuidos, Neuquén, Argentina: *Boletín de Informaciones Petroleras*, 11, 6-18.
- Gudnason, J., Holm, P. M., Søager, N. y Llambías, E. J., 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 191-201.
- Guerberoff, D., Rosemblat, A., Catalano, J.P. y Soldo, J., 2015. A Sequences Characterization workflow in a Core Exploration Area, Vaca Muerta System, Neuquina Basin, Argentina, *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2660-2664, New Orleans, LA.
- Gulisano, C.A., Gutierrez Pleiming, R. y Digregorio, R.E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Titoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino* 1, 221-235. S.C. de Bariloche.
- Gulisano, C.A., 1988. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Doctoral Thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, p. 235.
- Halley, R. B., 1987. Burial diagenesis of carbonate rocks: *Colorado School of Mines Quarterly*, 82, 1-15.
- Hamza, V. M., 1982. Thermal structure of the South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic. *Revista Brasilera Geociencias*, 12, 149-159.
- Hantschel, T. y Kauerauf, A. I., 2009. Petroleum generation. In *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling*, 151-198. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Hasiuk, F.J., Kaczmarek, S. E. y Fullmer, S. M., 2016. Diagenetic origins of the calcite microcrystals that host microporosity in limestone reservoirs, *Journal of Sedimentary Research* 86, 1163-1178.
- Hendry, J. P., Trewin, N. H. y Fallick, A. E., 1996. Low-Mg calcite marine cement in Cretaceous turbidites: origin, spatial distribution and relationship to seawater chemistry. *Sedimentology*, 43(5), 877-900.
- Hernando, I. R., Franzese, J. R., Llambias, E. J. y Petrinovic, I. A., 2014. Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics*, 622, 122-134.
- Heydari, E. y Moore, C. H., 1989. Burial diagenesis and thermochemical sulfate reduction, Smackover Formation, southeastern Mississippi salt basin. *Geology*, 17(12), 1080-1084.

- Holmberg, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152, p. 93. Buenos Aires.
- Horton, B.K. y Fuentes, F., 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology* 44 (8), 647–650.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D., 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 252 (1), 1-14.
- Hudson, J. D., Friedman, I., Cadek, J. y Paces, T., 1974. Carbon and oxygen isotopes in concretions: relationship to pore-water changes during diagenesis. In *Proceedings: Prague, Geological Survey, International Symposium on Water–Rock Interaction*, 331-339.
- Hudson, J. D., 1978. Concretions, isotopes, and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of central England. *Sedimentology*, 25(3), 339-370.
- Hurai, V., Huraiová, M., Slobodník, M. y Thomas, R., 2015. Geofluids: developments in microthermometry, spectroscopy, thermodynamics, and stable isotopes. Elsevier. p. 490.
- Iannelli, S. B., Fennell, L. M., Litvak, V. D., Paz, L. F., Encinas, A. y Folguera, A., 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35-36 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 139-156.
- Irwin, H., Curtis, C. D. y Coleman, M. L., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments, *Nature* 269, p. 209-213.
- Isaacs, C.M., 1981. Field characterization of rocks in the Monterey Formation along the coast west of Santa Barbara, in Isaacs, C.M., ed., *Guide to the Monterey Formation in the California coastal area, Ventura to San Luis Obispo*. American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, 52, 39–54.
- Jarvie, D.M., 2012b. Shale resource systems for oil and gas: part 2—shale–oil resource systems. In: Breyer, J.A. (Ed.), *Shale Reservoirs—Giant Resources for the 21st Century*. American Association Petroleum Geologist, Memoir 97, 89–119.
- Jones, R. E., Kirstein, L. A., Kasemann, S. A., Litvak, V. D., Poma, S., Alonso, R. N. y Hinton, R., 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. *Lithos*, 262, 169-191.
- Katz, M. E., Wright, J. D., Miller, K. G., Cramer, B. S., Fennel, K. y Falkowski, P. G., 2005. Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology*, 217(3-4), 323-338.
- Kastner, M., 1984. Sedimentology: control of dolomite formation. *Nature*, 311, 410-411.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper, 265,13-137
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999, Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°–33°S latitude, in Skinner, B., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes: Society of Economic Geology Special Publication 7*, 27–59.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 1, 39–57.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A., 2005, Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and Miocene to Recent magmatism along the Andean Southern

- Volcanic Zone margin. Geological Society of America Bulletin, 117, 67–88.
- Kay, S.M. y Copeland, P., 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America, in Kay, S.M., and Ramos, V.A., eds., Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat). Geological Society of America, Special Paper, 407, 215-246.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P., 2006a. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S), 19-60. Geological Society of America, Spec. Pap. 407, 19-60.
- Kay, S.M., Mancilla, O. y Copeland, P., 2006b. Evolution of the Backarc Chachahuen volcanic complex at 37°S latitude over a transient Miocene shallow subduction zone under the Neuquén Basin. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquén Basin (36° 39°S). Geological Society of America, Special Paper, 407, 215-246.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorring, M. L. y Ramos, V. A., 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. Journal of Petrology, 48(1), 43-77.
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M. y Bressan, G. S., 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriásiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(4), 696-713.
- Kietzmann, D.A. y Palma, R. M., 2009a. Taifofacies y biofacies de Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. Ameghiniana 46, 321-343.
- Kietzmann, D. A., y Palma, R. M., 2009b. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la Cuenca Neuquina: ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys? Ameghiniana, 46(4), 695-700.
- Kietzmann, D.A., 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta), en el límite Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina surmendocina, Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, p. 582.
- Kietzmann, D. A. y Palma, R. M., 2011. Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 18(2), 121-149.
- Kietzmann, D.A. y Vennari, V. V., 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriásiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. Andean Geology, 40(1): 41-65.
- Kietzmann, D.A., Palma, R. M., Riccardi, A. C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J., 2014a. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian - Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina, Sedimentary Geology 302, p. 64-86.
- Kietzmann, D.A, Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V. V., Aguirre Urreta, M. B., Depine, G. y Repol, D., 2014b. Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina, IXº Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 269-288, Mendoza.

- Kietzmann, D.A., Palma, R.M. y Iglesia Llanos, M.P., 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian-Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Sedimentary Geology*, 315, 29-46.
- Kietzmann, D.A., Ambrosio, A. L., Suriano, J., Alonso, S., González Tomassini, F., Depine, G. y Repol, D., 2016. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian-Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: a view from the outcrops in the ChosMalal fold and thrust belt. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin* 100, 743-771.
- Kietzmann, D.A. y Rodriguez, S., 2016. Capítulo 3: Clasificaciones litológicas, en Gonzalez, G., Vallejo, M. D., Kietzmann, D. A., Marchal, D., Desjardins, P., Tomassini, F. G., Gomezand R. L. y Dominguez, F. R. (eds.), *Transecta regional de la Formación Vaca Muerta-Integración de sísmica, registro de pozos, coronas y afloramientos, Special Publication from Instituto Argentino de Petróleo y el Gas (IAPG)*, 23-31.
- Kietzmann, D. A., Tomassini, F. G., Smith, T., Minisini, D., Fantin, M., Lanusse, I. y Leanza, H., 2019. Lithofacies and microfacies of the Vaca Muerta Formation based on subsurface and outcrop data. *Integrate d Geology of Unconventionals: The Case of the Vaca Muerta Play, Argentina*, 120.
- Kinsman, D. J., 1969. Interpretation of Sr (super+ 2) concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 39(2), 486-508.
- Koch, R., 2007. Sedimentological and petrophysical characteristics of Solnhofen monument stones lithographic limestone: A key to diagenesis and fossil preservation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 103-115.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. In: 13º Congreso Geológico Argentino and 3º Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas, vol. 1, 15- 26.
- Kozlowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C., 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 55 (3ra. serie), 4-23.
- Krim, N., Bonnel, C., Tribouillard, N., Imbert, P., Aubourg, C., Riboulleau, A y Fasentieux, B., 2017. Paleoenvironmental evolution of the southern Neuquén basin (Argentina) during the Tithonian-Berriasian (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 188(5), 34.
- Land, L. S. y Prezbindowski, D., 1981. Origin and evolution of saline formation waters, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin*, 65(5), 947-947.
- Lanz, M.R., Cesaretti, N. N. y Fortunatti, N. B., 2018. Fosildiagénesis y microscopía de fluorescencia asociada a mineralización de carbonatos y a migración de hidrocarburos para la Formación Vaca Muerta en Pampa Tril, Neuquén. XVIº Reunión Argentina de Sedimentología, Simposio 5, Petrología de Rocas Clásicas y Carbonáticas, p. 55.
- Lanz, M.R., Azmy, K., Cesaretti, N. N. y Fortunatti, N. B., 2021. Diagenesis of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin: Evidence from petrography, microthermometry and geochemistry. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104769.
- Lanusse Noguera I. L., Fantin, M., Crespo, P. A., Crousse, L., Reijenstein, H., Varela, R. y Morales, F., 2017, July. Multi-Disciplinary Approach for a Landing Point Criteria in Vaca Muerta Formation. In *SPE/American Association Petroleum Geologist/SEG Unconventional Resources Technology Conference*. URTEC, 2017. p. URTEC-2670565-MS.

- Larmier, S., Zanella, A., Lejay, A., Mourgues, R. y Gelin, F., 2021. Geological parameters controlling the bedding-parallel vein distribution in Vaca Muerta Formation core data, Neuquén Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin*, 105(11), 2221-2243.
- Lasemi, Z. y Sandberg, P., 1993. Microfabric and compositional clues to dominant mud mineralogy of micrite precursors. *Carbonate Microfabrics*, 173-185.
- Lawrence, J. R. y TF, A., 1976. Oxygen isotope material balance calculations, Leg 35.
- Lazar, O.R., Bohacs, K.M., Macquaker, J.H.S. y Schieber, J., 2010. Fine-grained rocks in outcrops: classification and description guidelines, in Schieber, J., Lazar, O.R., and Bohacs, K.M., eds., *Sedimentology and Stratigraphy of Shales: Expressions and Correlation of Depositional Sequences in the Devonian of Tennessee, Kentucky, and Indiana*: American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Field Guide for SEPM Field Trip 10, 3-14.
- Lazar, O. R., Bohacs, K. M., Macquaker, J. H., Schieber, J. y Demko, T. M., 2015. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, 85(3), 230-246.
- Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(2), 97-132.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1977, Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los Paralelos 35º y 40º L.S. Cuenca Neuquina-Mendocina, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32, 248-264.
- Leanza, H., Marchese, H. y Riggi, J., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta, entre los paralelos 35 y 40 de latitud sur, cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3), 190-208. Buenos Aires.
- Leanza, H., 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neu Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161, 62-92, Stuttgart.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D., González, R., Danieli, J. C., y Lizuaín, A., 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala. Servicio Geológico Nacional, Boletín 275: 1-128. Buenos Aires.
- Leanza, H., y Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and fossils. *Facies*, 22(1), 169-185.
- Leanza, H. A., 2003. Las sedimentitas huintrianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología* 2: 1-31. Buenos Aires.
- Leanza, H. A., Sattler, F., Martínez, R. S., y Carbone, O., 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Neuquén. Buenos Aires: *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 113-129.
- Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huintrín (Cretácico Inferior), Provincia de Neuquén. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Buenos Aires, p. 247.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica* 6: 221-244.

- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 120, 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (16): 399-432, Buenos Aires
- Legarreta, L. y Villar, H. J., 2011. Geological and geochemical keys of the potential shale resources, Argentina basins. *Search and Discovery Article*, 80196.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. V., 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(3), 299-313.
- Lewan, M.D., 1992. Reconnaissance Study of Source Rock Potential of the Vaca Muerta Formation of the Zapala and Loncopue Areas, Argentina. Inédito.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, años 1957-1987. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Publicación Especial 19, 1-627.
- Litvak, V. D., Poma, S. y Kay, S. M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: new perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(2-4), 117-137.
- Litvak, V. D., Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Poma, S., Jones, R. E. y Ramos, V. A., 2015. Late Cenozoic calc-alkaline volcanism over the Payenia shallow subduction one, South-Central Andean back-arc (34°30'-37° L.S.), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 365-380.
- Litvak, V. D., Poma, S., Jones, R. E., Fernández Paz, L., Iannelli, S. B., Spagnuolo, M. y Ramos, V. A., 2018. The late Paleogene to Neogene volcanic arc in the southern Central Andes (28°-37° S). *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 503-536.
- Lohmann, K. C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. *Paleokarst*, 58-80.
- Loucks, R. G., Reed, R. M., Ruppel, S. C. y Hammes, U., 2012. Spectrum of pore types and networks in mudrocks and a descriptive classification for matrix-related mudrock pores. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 96(6), 1071-1098.
- Lonoy, A., 2006. Making sense of carbonate pore systems. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 90(9), 1381-1405.
- Llambías, E. J. y Rapela, C. W., 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37° S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 224-236.
- Llambías, E. J. y Aragón, E., 2011. Volcanismo paleógeno. *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*, 265-274.
- Lundegard, P. D. y Hutzell, I. E., 1989. Temporal reconstruction of sandstone diagenetic histories. In *Burial Diagenesis*, 15, 61-200. Mineralogical Association of Canada.
- Machel, H. G., Mason, R. A., Mariano, A. N. y Mucci, A., 1991. Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. In: Barker, C.E., Kopp, O.C. (Eds.). *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and quantitative applications*, SEPM Short Course 25, 9-25.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L. y Paton, D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional

- hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20(3-4), 287-308.
- Machel, H.G. y Burton, E.A., 1991. Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. *SEPM Special Publication*, 43, 37-57.
- Machemer, S. D. y Hutcheon, I. D., 1988. Geochemistry of early carbonate cements in the Cardium Formation, central Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, 58(1), 136-147.
- Macquaker, J.H.S. y Addams, A.E., 2003. Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: an inclusive nomenclature for mudstones: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 735-744.
- Maliva, R. G., 1995. Recurrent neomorphic and cement microtextures from different diagenetic environments, Quaternary to Late Neogene carbonates, Great Bahama Bank. *Sedimentary Geology*, 97(1-2), 1-7.
- Maretto, H. y Pangaro, F., 2005, November. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: actividad tectónica durante la deposición de la Fm. In Quintuco. 6º Congreso de exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), CD-ROM.
- Marshall, J. D. y Pirrie, D., 2013. Carbonate concretions—explained. *Geology Today*, 29(2), 53-62.
- Martill, D. M. y Hudson, J. D., 1989. Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of central England: relationship to compaction and concretion formation. *Sedimentology*, 36(6), 1127-1133.
- McLimans, R. K., 1987. The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, 2(5-6), 585-603.
- Meissinger, V. y Lo Forte, G., 2014. El shale desde el punto de vista diagenético: el aporte volcánico en la diagénesis temprana de la Formación Vaca Muerta. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio de Recursos No Convencionales: Ampliando el Horizonte Energético. Actas 403-426. Mendoza, Argentina.
- Melim, L. A., Swart, P. K. y Maliva, R. G., 1995. Meteoric-like fabrics forming in marine waters: Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments. *Geology*, 23(8), 755-758.
- Meyers, W.J., 1978. Carbonate cements: Their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(3), 1257-1275.
- Milliken, K. L., Reed, R. M., McCarty, D. K., Bishop, J., Lipinski, C. J., Fischer, T. B. y Reijenstein, H., 2019. Grain assemblages and diagenesis in the Vaca Muerta Formation (Jurassic-Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 380, 45-64.
- Minisini, D., Fantín, M., Noguera, I. L. y Lanza, H. A., 2020. Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. *American Association Petroleum Geology Memoir* 121, p. 554.
- Mitchum, R. M. y Ulliana, M. A., 1982. Estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina, República Argentina. 1º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas. Conferencias. (1), 439-484.
- Mitchum, R.M. y Ulliana, A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina, en R.B. Berg and G. Woolverton (eds.), *Seismic stratigraphy: an integrated approach to*

- hydrocarbon exploration, American Association Petroleum Geologist, Memoir 39, p. 255-274.
- Morrow, D. W. y Mayers, I. R., 1978. Simulation of limestone diagenesis—a model based on strontium depletion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(3), 376-396.
- Morrow, D. W., 1982. Diagenesis 1. Dolomite-Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, 9(1), 5-13.
- Moore, C. H. y Druckman, Y., 1981. Burial diagenesis and porosity evolution, upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 65(4), 597-628.
- Moore, C. H., 1985. Upper Jurassic subsurface cements: a case history. in N. Schneidermann, and P. M. Harris, eds., *Carbonate Cements*, SEPM Special Publication, 36, 291-308. Tulsa.
- Moore, C. H., 1989. *Carbonate diagenesis and porosity*. Elsevier. First Edition, 46, p.1-338.
- Moore, T. S., Murray, R. W., Kurtz, A. C. y Schrag, D. P., 2004. Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth and Planetary Science Letters*, 229(1-2), 141-154.
- Morad, S. y Eshete, M., 1990. Petrology, chemistry and diagenesis of calcite concretions in Silurian shales from central Sweden. *Sedimentary Geology*, 66(1-2), 113-134.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V. A., Alarcón, M. y Zubiri, M., 2011, La estructura de la Dorsal de Huincul. XVIII° Congreso Geológico Argentino, 8, 385-397.
- Mozley, P. S. y Burns, S. J., 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions; an overview. *Journal of Sedimentary Research*, 63(1), 73-83.
- Mozley, P. S., 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.
- Munnecke, A., Westphal, H., Reijmer, J. J. y Samtleben, C., 1997. Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology*, 44(6), 977-990.
- Munnecke, A. y Westphal, H., 2004. Shallow-water aragonite recorded in bundles of limestone–marl alternations—the Upper Jurassic of SW Germany. *Sedimentary Geology*, 164(3-4), 191-202.
- Munnecke, A., Wright, V. P. y Nohl, T., 2023. The origins and transformation of carbonate mud during early marine burial diagenesis and the fate of aragonite: A stratigraphic sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews*, 104366.
- Musacchio, E., 1970. Ostrácodos de la Superfamilias Cytheraceae y Darwinulaceae de la Formación La Amarga, (Cretácico Inferior), Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 7, 301-318.
- Notta, R. C., 2008. Estudio sedimentológico y estratigráfico de los Miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio en la región de Puerta Curaco, Neuquén. Unpublished MSc thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, p. 116.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (2), 119-132.
- O'Brien, N. R. y Slatt, R. M., 1990. Case Studies of Specific Distinctive Features. *Argillaceous Rock Atlas*, 39-55.

- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Meglio, M. D., Zorzano, A., Marchal, D. y Köhler, G., 2020. Análisis de facies en depósitos de grano fino asociados a flujos de fango. Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano), Cuenca Neuquina central, Argentina. *Andean Geology*, 47(2), 384-417.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. y Ohnenstetter, D., 2000. *Cathodoluminescence in geosciences: an introduction*, 1-21. Springer Berlin Heidelberg.
- Parras, A. M., Casadío, S. y Pires, M., 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 5(1).
- Passier, H. F., Middelburg, J. J., de Lange, G. J. y Böttcher, M. E., 1997. Pyrite contents, microtextures, and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel. *Geology*, 25(6), 519-522.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., 1996. *Microtectonics*: Springer Verlag. Berlin, Germany, p. 289.
- Paz, M., Ponce, J. J., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Carmona, N. B., Pereira, E. y Desjardins, P. R., 2019. Bottomset and foreset sedimentary processes in the mixed carbonate-siliciclastic Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Picún Leufú Area, Argentina. *Sedimentary Geology*, 389, 161-185.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1973. *Sands and Sandstone*. Berlin-Heidelberg-New York, p. 583.
- Pirlet, H., Wehrmann, L. M., Brunner, B., Frank, N., Dewanckele, J. A. N., Van Rooij, D. y Henriet, J. P., 2010. Diagenetic formation of gypsum and dolomite in a cold-water coral mound in the Porcupine Seabight, off Ireland. *Sedimentology*, 57(3), 786-805.
- Ponce, J. J., Zavala, C., Marteau, V. y Drittanti, D., 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. XVº Congreso Geológico Argentino. Actas 1, 716-721.
- Porfiri, G., 2009. Estudio Paleoambiental, Sedimentológico y Estratigráfico de los Miembros Agua de la Mula (F. Agrio), Troncoso Inferior y Superior (F. Huitrín), en el área de Pampa Tril, Provincia de Neuquén. Unpublished MSc thesis Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencia Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas.
- Potter, R. W., 1977. Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. *Journal of Research of the United States of the Geological Survey*, 5(5), 603-607.
- Prámparo, M. B. y Volkheimer, W., 1999. Palinología del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico Inferior) en el cerro de la Parva, Neuquén. *Ameghiniana*, 36(2), 217-227.
- Prezbindowski, D. R., 1985. Burial cementation-is it important? A case study, Stuart City Trend, south central Texas. N. Schneidermann and P.M. Harris, eds., *Carbonate Cements: SEPM Special Publication No. 36*, 241 -264.
- Rahimi, A., Adabi, M., Aghanabati, A., Majidifard, M. y Jamali, A., 2016. Dolomitization mechanism based on petrography and geochemistry in the Shotori Formation (Middle Triassic), Central Iran. *Open Journal Geology*, 6, 1149-1168.
- Raiswell, R., 1988. Chemical model for the origin of minor limestone-shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology* 16, 641-644.
- Ramos, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 1-103 Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Kay, S.M., 2006. Overview of the evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude), In: Kay SM, Ramos VA (eds) *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén*

- Basin (35°-39°S Latitude), Geological Society of America, Special Paper, vol 407, 1-17.
- Ramos, V.A. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. 252. Geological Society. London, Special Publications, 15–35.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39° S latitude). Geological Society of America Special Paper 407, 1–18.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M., 2014. An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37°SL). *Geo- science Frontiers* vol. 5, 351-367.
- Reid, C. M., James, N. P., Kyser, T. K., y Beauchamp, B., 2008. Diagenetic cycling of nutrients in seafloor sediments and the carbonate–silica balance in a Paleozoic cool-water carbonate system, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Sedimentary Research*, 78(8), 562-578.
- Reijenstein, H. M., Christopher, L., Manuel, F., Sergio, C., Dolores, V., Luisa, C. y Diego, K., 2015, July. Where is the Vaca Muerta sweet spot? the importance of regional facies trends, thickness, and maturity in generating play concepts. In SPE/ American Association Petroleum Geologist/SEG Unconventional Resources Technology Conference. (URTEC-2174109). URTEC.
- Reijenstein, H. M., Posamentier, H. W., Bande, A., Lozano, F. A., Domínguez, R. F., Wilson, R. y Galeazzi, S., 2020. Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir prediction. D. Minisini, M. Fantin, I. Lanusse Noguera y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated Geology of Unconventionals: The Case of the Vaca Muerta Play*, American Association Petroleum Geology, Memoir 121, 237-266
- Riecker, R. E., 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin*, 46(1), 60-75.
- Rodrigues, N., Cobbold, P. R. Loseth, H. y Ruffet, G., 2009. Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina): Evidence for overpressure and horizontal compression, *Journal of the Geological Society*, 166 (4), p. 695–709.
- Rodríguez, M. F., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J., 2011. El Grupo Malargüe (cretácico tardío-paleógeno temprano) en la cuenca neuquina. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, 245-264.
- Rodriguez Blanco, L., 2016. Distribution and source of carbonate-rich intervals within the Vaca Muerta-Quintuco mixed system, Neuquén Basin, Argentina (Doctoral dissertation, Master's thesis, University of Miami, Florida).
- Rodriguez Blanco, L., Eberli, G., Weger, R. J., Tenaglia, M., y Rueda, L., 2018. Periplatform Ooze Within the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. En *American Association Petroleum Geologist, ACE 2018.ACE*.
- Rodriguez Blanco, L., Eberli, G. P., Weger, R. J., McNeill, D. F., y Swart, P. K., 2022. Quantifying concretion distribution in shales of the Vaca Muerta-Quintuco system, Neuquén Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 106(2), 409-436.
- Rodriguez Blanco, L., Swart, P. K., Eberli, G. P. y Weger, R. J., 2022. Negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values at the Jurassic-Cretaceous boundary–Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 603, 111208.

- Roedder, E., 1962. Studies of fluid inclusions; Part 1, Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57(7), 1045-1061.
- Roedder, E. y Bodnar, R. J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1), 263-301.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America. Rev. in Mineral*, 12, p. 664.
- Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T. P., Sagripanti, L., Fenell, L., Orts, D. y Ramos, V. A., 2015, Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of 2017 American Geophysical Union. All rights reserved. Neuquén: insights from structural analysis and apatite fission track dating, *Journal of South American Earth Sciences* 64(2), 418-433.
- Romero-Sarmiento, M. F., Ramiro-Ramirez, S., Berthe, G., Fleury, M. y Littke, R., 2017. Geochemical and petrophysical source rock characterization of the Vaca Muerta Formation, Argentina: Implications for unconventional petroleum resource estimations. *International Journal of Coal Geology*, 184, 27-41.
- Rutman, P., Hoareau, G., Kluska, J. M., Lejay, A., Fialips, C., Gelin, F., Aubourg, C. y Bilbao, E. H., 2021. Diagenesis and alteration of subsurface volcanic ash beds of the Vaca Muerta Formation, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105220.
- Sagripanti, L., Folguera, A., Fennell, L., Rojas Vera, E. y Ramos, V. A., 2016. Progression of the deformation in the Southern Central Andes, In Folguera *et al.* (Eds.): *Growth of the Southern Andes*, Springer, Chapter 5, 205-236.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L., 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick-and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 399-417.
- Sánchez, N., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V. y Dimieri, L., 2017. Retraction: Middle Miocene to Early Pliocene Contraction in the Chos Malal Fold-and-Thrust Belt (Neuquén Basin, Argentina): Insights from Structural Analysis and Apatite Fission-Tracks thermochronology. *Tectonics*, 36, 1966–1987.
- Scasso, R. A. y Limarino, C. O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, Publicación Especial Nro: 1, p. 257.
- Scasso, R. A. y Concheyro, A., 1999. Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3), 289-296.
- Scasso, R. A. y Kiessling, W., 2001. Diagenesis of Upper Jurassic concretions from the Antarctic Peninsula, *Journal of Sedimentary Research*, 71, 88–100.
- Scasso, R. A., Alonso, M. S., Lanés, S., Villar, H. J. y Lippai, H., 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithonian medio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 143-159.
- Scasso, R.A., Alonso, M. S., Lánes, S., Villar, H. J. y Laffitte, G., 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history, *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), p. 207-229.
- Scotchman, I. C., 1989. Diagenesis of the Kimmeridge Clay formation, onshore UK. *Journal of the Geological Society*, 146(2), 285-303.
- Scotchman, I. C., 1991. The geochemistry of concretions from the Kimmeridge Clay Formation of southern and eastern England. *Sedimentology*, 38(1), 79-106.

- Schmidt, V. y McDonald, D. A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis, in P. A. Scholle, and P. Schluger, eds., *Aspects of Diagenesis*, SEPM Special Publication No. 26, 175-207. Tulsa, OK,
- Scholle, P. A. y Halley, R.B., 1985. Burial diagenesis: out of sight, out of mind! in N. Schneidermann, and P. M. Harris, eds., *Carbonate Cements*, SEPM Special Publication No. 36, 309-334. Tulsa, OK
- Scholle, P. A., y Ulmer-Scholle, D. S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis, American Association Petroleum Geologist, Memoir 77 (Vol. 77).
- Secor, D.T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science* 263, 633-646.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie and Son Ltd., Glasgow, London, p. 237.
- Shinn, E. A. y Robbin, D. M., 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Research*, 53(2), 595-618.
- Shipboard Scientific Party, 1984. Introduction and explanatory notes, in Hay, W.W., Sibuet, J.-C., etc., *Initial Reports Deep Sea Drilling Project, Leg 75*, 3-25.
- Siegel, D. I., Chamberlain, S. C. y Dossert, W. P., 1987. The isotopic and chemical evolution of mineralization in septarian concretions: Evidence for episodic paleohydrogeologic methanogenesis. *Geological Society of America, Bulletin*, 99(3), 385-394.
- Sigismondi, M.E., 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 170-195, Buenos Aires.
- Soager, N., Holm, P. M. y Llambías, E. J., 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology*, 349, 36-53.
- Sorby, H. C., 1858. On the microscopical, structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 14(1-2), 453-500.
- Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Litvak, V., Vera, E. A. R. y Ramos, V. A., 2012. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36.5 S: Evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 44-56.
- Spalletti, L. A., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernandez, M. y Matheos, S., 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriásiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista geológica de Chile*, 26(1), 109-123.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R. Matheos, S.D. y Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early berriásian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 433-446.
- Spalletti, L. A., Poire, D. G., Pirrie, D., Matheos, S. D. y Doyle, P., 2001. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base de una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 57-74.
- Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Schwarz, E., Leanza, H. A. y Arregui, C., 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina Buenos Aires, 145-160.
- Spalletti, L. A., Schwarz, E. y Veiga, G. D., 2014. Geoquímica inorgánica como indicador

- de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology*, 41(2), 401-435.
- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J., y Naden, J., 2010. Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(1), 21-40.
- Stinco, L. y Mosquera, A., 2003. Estimación del contenido total de carbono orgánico a partir de registros de pozo para las formaciones Vaca Muerta y los Molles, Cuenca Neuquina, Argentina. II° Congreso de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo y Gas, Actas-CD-ROM, p.17.
- Stoessell, R. K. y Moore, C. H., 1983. Chemical constraints and origins of four groups of Gulf Coast reservoir fluids. *American Association Petroleum Geologist, bulletin*, 67(6), 896-906.
- Stow, D.A.V., 2012. *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*: New York, Academic Press, p. 320.
- Schwarz, E., 1999. Facies sedimentarias y modelo deposicional de la Formación Mulichinco (Valanginiano), cuenca Neuquina septentrional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 6(1-2), 37-59.
- Schwarz, E., Spalletti, L. A., Veiga, G. D., Leanza, H. y Arregui, C., 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII° Congreso Geológico Argentino*, 18, 131-144.
- Stahl, W. J., 1979. Carbon isotopes in petroleum geochemistry. In *Lectures in isotope geology*, 274-282. Springer Berlin Heidelberg.
- Sweeney, J.J. y Burnham, A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association Petroleum Geologist, bulletin* 74(10): 1559-1570.
- Sylwan, C., 2014. Source rock properties of Vaca Muerta formation, Neuquina basin, Argentina. IX° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Vol. 9, p. 365-386.
- Taylor, K. G. y Macquaker, J. H., 2011. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. *Elements*, 7(2), 113-118.
- Thyne, G. D. y Boles, J. R., 1989. Isotopic evidence for origin of the Moeraki septarian concretions, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 59(2), 272-279.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P., 1990. *Carbonate sedimentology*. Black well Scientific, Oxford.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4), 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F., y Araujo, V., 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 1-19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F. y Dimieri, L., 2015. Consideraciones estructurales sobre la interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria en la región de Pampa Tril – Filo Morado, Cuenca Neuquina. 15º Reunión de Tectónica, , Acta de Resúmenes, 150-151. General Roca.
- Ukar, E., Lopez, R. G., Gale, J. F., Laubach, S. E. y Manceda, R., 2017. New type of kinematic indicator in bed-parallel veins, Late Jurassic–Early Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: EW shortening during Late Cretaceous vein opening. *Journal of Structural Geology*, 104, 31-47.

- Ukar, E., 2020, February. Importance of diagenesis in naturally fractured reservoirs. In Fourth Naturally Fractured Reservoir Workshop (Vol. 2020, No. 1, pp. 1-7). EAGE Publications BV.
- Uliana, M. A. y Dellapé, D. A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maastrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). In VIIIº Congreso Geológico Argentino, 8, 673-711.
- Valdenegro, P., Muñoz, M., Yáñez, G., Parada, M. A. y Morata, D., 2019. A model for thermal gradient and heat flow in central Chile: The role of thermal properties. *Journal of South American Earth Sciences*, 91, 88-101.
- Valenzuela, M. E., Cómeron, R., Masarik, M. C., Vallejo, M. D. y Leanza., 2011. Yacimientos Chihuido de la Sierra Negra-Lomita-Lomita Norte y El Trapial. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 677-687.
- Veiga, G. D., Vergani, G. D., Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. C. y Vallés, J. M., 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, 181-188.
- Veizer, J., y Demovic, R., 1974. Strontium as a tool in facies analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 93-115.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F. y Strauss, H., 1999. $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical geology*, 161(1-3), 59-88.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. vol. 62. American Association Petroleum Geology, Memoirs, p. 383–402.
- Vieira, F. y Hamza, V, 2019. Assessment of geothermal resources of South America-a new look. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics*, 2(1), 46-57.
- Volkheimer, W., Quattroccchio, M., Cabaleri, N. y García, V. 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut province, central Patagonia, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 40(1-2): 77-96.
- Wang, Q. y Morse, J. W., 1996. Pyrite formation under conditions approximating those in anoxic sediments I. Pathway and morphology. *Marine Chemistry*, 52(2), 99-121.
- Waples, D. W., 1980. Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64, 916-926.
- Weaver, C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina (Vol. 1). University of Washington press.
- Wedepohl, K.H., 1970. Primäre und diagenetische Strontiumgehalte von Karbonatgesteinen. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B Miner. Lagerstättenf.*, 14, 17-23.
- Weger, R. J., Murray S. T., Mc Neill, D. F., Swart, P. K., Eberli, G. P., Rodriguez Blanco L., Tenaglia M. y Rueda, L. E., 2019. Paleothermometry and distribution of calcite beef in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V. 103, N°4, p. 931-950.
- Weissert, H. y Erba, E., 2004. Volcanism, CO_2 and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 695-702.
- Welte, D. H. y Tissot, P., 1984. Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag.

- Wheeley, J. R., Cherns, L. y Wright, V. P., 2008. Provenance of microcrystalline carbonate cement in limestone–marl alternations (LMA): aragonite mud or molluscs?. *Journal of the Geological Society*, 165(1), 395–403.
- Williams, L.A., 1982. Lithology of the Monterey Formation (Miocene) in the San Joaquin Valley of California, in Williams, L.A., and Graham, S.A., eds., *Monterey Formation and Associated Coarse Clastic Rocks, Central San Joaquin basin, California*: SEPM, Pacific Section, Publication 25, p. 17–36.
- Woronick, R. E. y Land, L. S., 1985. Late burial diagenesis, lower Cretaceous Pearsall and lower Glen Rose formations, south Texas. *SEPM Special Publication*, 36, 265–298.
- Wygrala, B.P., 1989. Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, northern Italy. *Ber. Kernforsch. Julich* 2313, 217 ISSN 0366–0885.
- Zamora Valcarce, G., Rapalini, A.E., y Spagnuolo, C.M., 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada del Agrio, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2), 299–308.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F. y Bernardo, L. M., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 65(1), 192–203.
- Zanella, A., Cobbold, P. R. y Boassen, T., 2015. Natural hydraulic fractures in the Wessex Basin, SW England: Widespread distribution, composition and history. *Marine and Petroleum Geology*, 68, 438–448.
- Zavala, C., 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 63, 40–54.
- Zeller, M., 2013. Facies, Geometries and Sequence Stratigraphy of the Mixed Carbonate – Siliciclastic Quintuco – Vaca Muerta System in the Neuquén Basin, Argentina: An Integrated Approach. University of Miami, Coral Gables, P. 206.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G. P., Massaferro, J. L., Schwarz, E. y Spalletti, L., 2015. Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. *Sedimentology*, 62(7), 2009–2037.
- Ziegler, A. M., 1990. Phytophotographic patterns and continental configurations during the Permian period. In *Palaeozoic palaeogeography and biogeography* (ed. W. S. McKerrow y C. R. Scotese). Geological Society of London, Memoir, Vol. 12, 363–379.
- Zöllner, W. y Amos, A. J., 1973. Descripción geológica de la hoja 32b, Chos Malal. Provincia del Neuquén: *Boletín del Servicio Nacional de Minería y Geología*, v. 143, p. 1–91.
- Zwart, E. W. y Touret, J. L., 1994. Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system H₂O-CaCl₂-NaCl. *European Journal of Mineralogy*, 773–786.

ANEXO**PARTE 1****Análisis petrográfico y de catodoluminiscencia en beef veins (Puerta Curaco)**

Las venas concordantes a la laminación (*beef veins*) presentan crecimiento de carbonato antiaxial, variación textural y de luminiscencias del centro al borde externo y, en general, son simétricos respecto a la línea media. En el ejemplo de la figura 1.1 A, los cristales prismáticos de gran desarrollo alcanzan los mismos valores de inclinación a un lado y otro de la misma (de aproximadamente 70°). La mayoría de los *beef veins* estudiados tienen una delgada capa a lo largo del centro (Fig. 1.1 A-B-C) que contiene fragmentos de la pelita, denominada línea media o de sutura (Passchier y Trouw, 1996). Además de los pequeños fragmentos de la roca albergante, esta capa media presenta masas de pirita, bitumen y óxidos. En la figura 1.1 A, se reconocen dos zonas dentro del *beef vein*: La zona interna (1, rectángulo naranja) es de color gris blanquecino, presenta cristales de calcita de hábito fibroso con inclusiones fluidas (Fig. 1.1 B-C) que son ortogonales a la línea media. La zona intermedia a externa (2) está comprendida por dos sectores: uno intermedio de color negro grisáceo (Fig. 1.1 A, sector 2a, zona inferior del rectángulo amarillo) y otro externo de color blanco (Fig. 1.1 A, sector 2b, zona superior del rectángulo amarillo). El sector 2a presenta cristales ecuentes a prismáticos y el sector 2b tiene cristales prismáticos de calcita de mayor tamaño e inclinación (Fig. 1.1 B). En las figuras 1.1 B y C, se muestra la variación de orientación de los cristales de calcita que son ortogonales a la línea de sutura en la zona interna (1) y oblicuos hacia la zona externa (2b).

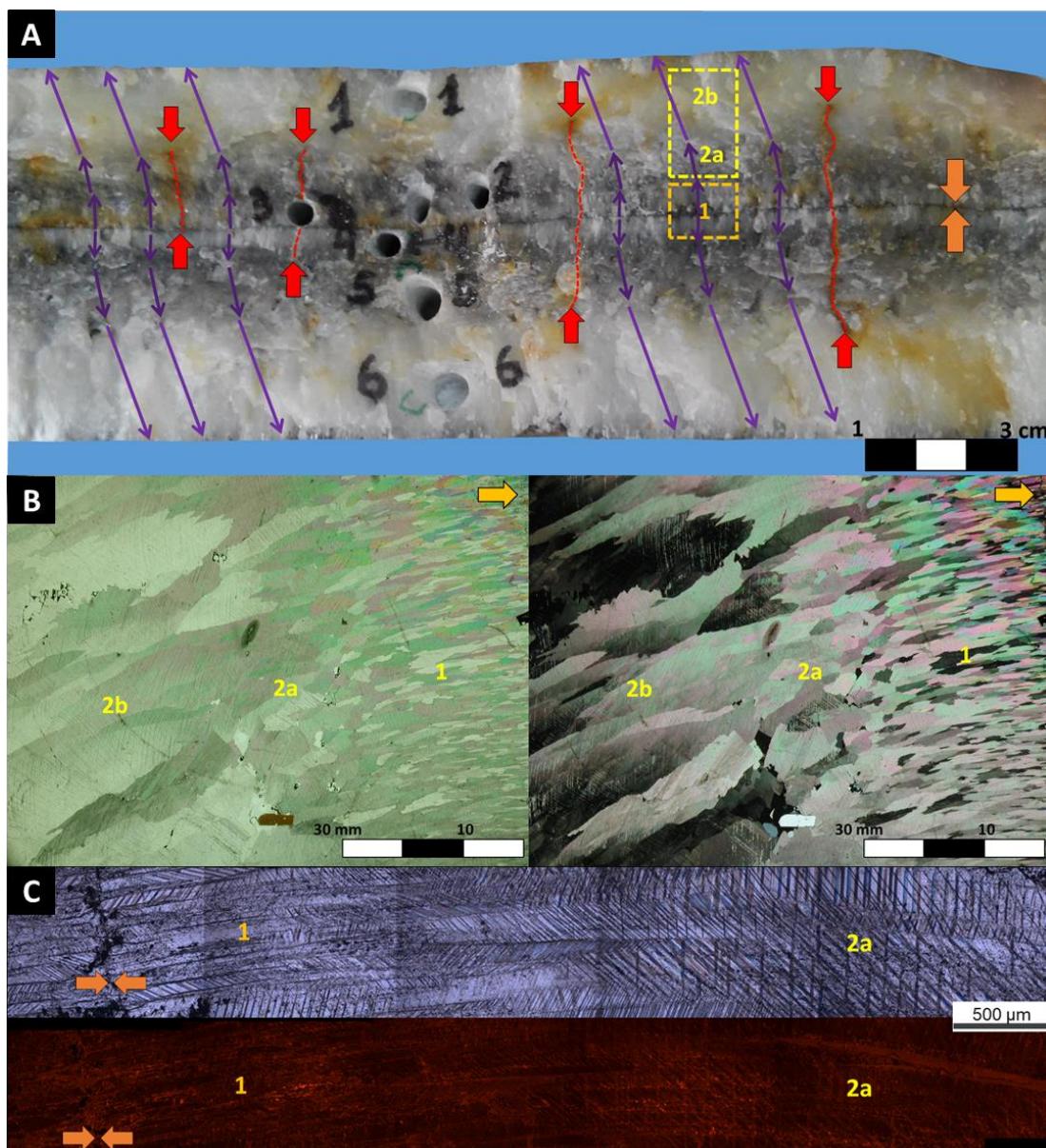


Figura 1.1: A) Fotografía de muestra de mano de *beef vein* (BV-VM, Puerta Curaco). El área 1 (sector interno) de color gris blanquecino con cristales pequeños, fibrosos y ortogonales a la línea central (flecha naranja) y el área 2 de color gris oscuro (sector intermedio) y blanco (sector externo) con cristales prismáticos oblicuos a la línea central. Las flechas violetas indican la inclinación de los cristales respecto a la línea de sutura. Las flechas rojas indican fracturas verticales, que atraviesan al *beef vein*. B) Foto tomada con lupa, a la izquierda nicoles paralelos y a la derecha nicoles cruzados (BV-VM, Puerta Curaco). Se observa la línea de sutura (flecha naranja) y las zonas 1, 2A y 2B con morfologías de cristal fibroso, ecuante a prismática y prismática elongada, respectivamente. C) Transecta de microfotos (arriba: luz transmitida y abajo: imágenes de catodoluminiscencia) de la zona interna 1 (izquierda) a la intermedia 2a (derecha) del *beef vein* BV-VM. Hacia la derecha, se aprecia la variación de textura fibrosa a prismática. Las flechas naranjas representan la línea de sutura señalada en A) y B).

Generalmente, los *beef veins* presentan fracturas verticales que cortan perpendicularmente a la línea media como muestra la figura 1.1 A.

Se reconocen distintas microestructuras que se asocian a sus diferentes sectores y estadios de crecimiento. En la zona interna (1) de cristales de calcita de hábito fibroso, se reconocen fragmentos de fangolita. Estos conforman estructuras que fueron

denominadas por Rodrigues *et al.* (2009) como valvas en forma de “V” o de “U” cuyo ápice mayormente está en contacto o cerca de la línea de sutura (Fig. 1.2 A-B).

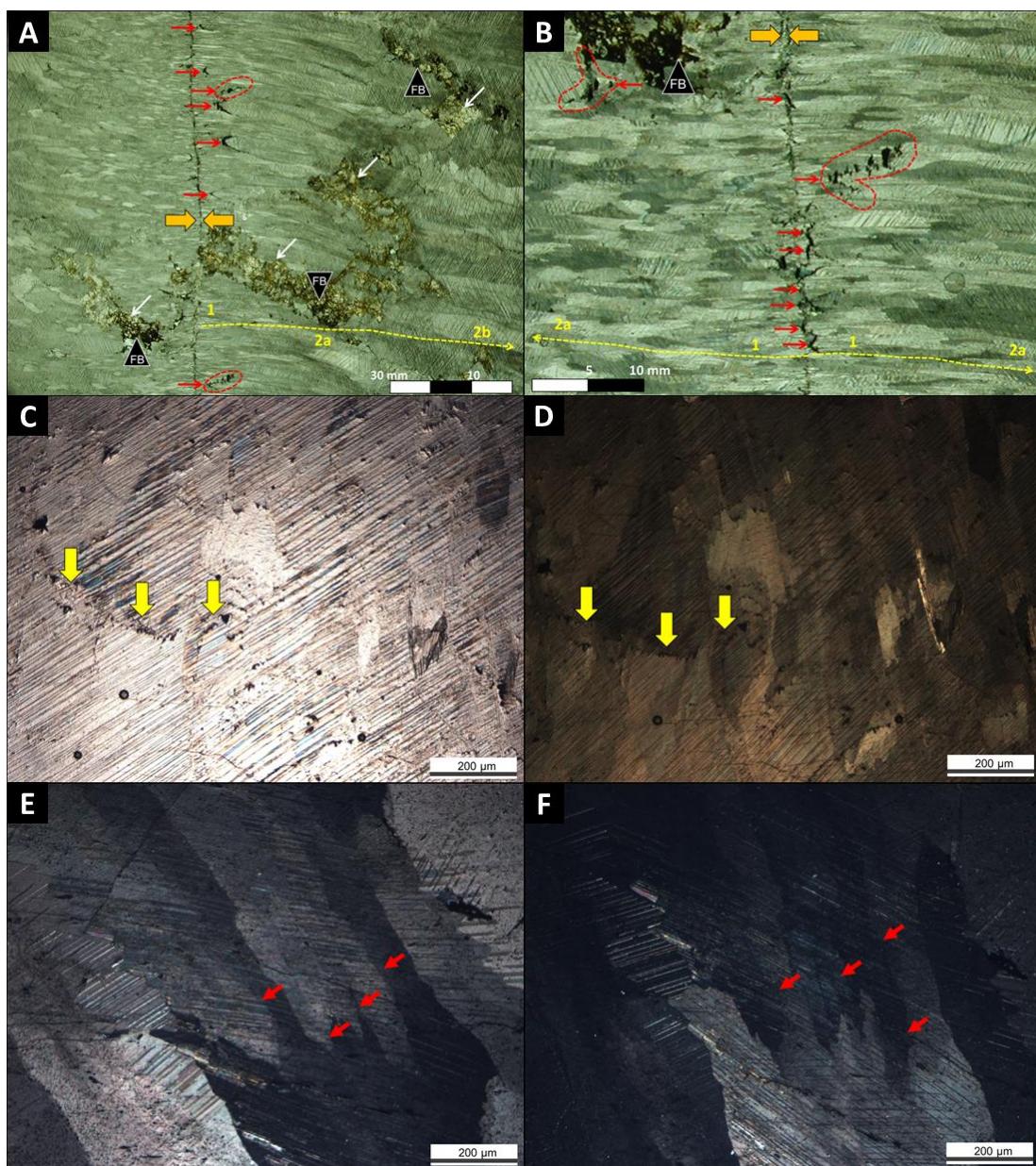


Figura 1.2. A y B) Fotos tomadas con lupa con polarizador (*beef vein* BV-VM, Puerta Curaco). Principalmente en la zona interna (1) se observan inclusiones de fangolita que se asemejan a valvas en forma de “V” y “U” (flechas rojas). El ápice de las estructuras en forma de “V” y “U” (flechas rojas) intersecta generalmente la línea de sutura (flechas naranjas). Puede observarse, discontinuidad sobre los flancos de algunas formas en “V” (encerradas por líneas punteadas rojas) porque los fragmentos de fangolita están espaciados entre sí en dirección orthogonal a la línea media. En **A**) Las flechas blancas señalan masas de calcita, con pobre desarrollo de clivaje que contienen pirita y bitumen (**FB**). **C-D)** (X4) nicoles paralelos y cruzados respectivamente (BV-VM, Puerta Curaco). Las flechas amarillas indican superficies estirolíticas entre cristales prismáticos en la zona de transición (zona 2a). **E-F)** (X4) nicoles cruzados (BV-VM, Puerta Curaco). Al girar la platina con nicoles cruzados se observa extinción lamelar en los cristales de textura prismática de la zona externa (2b). Las flechas de color rojo se indican las lamelas.

En el sector intermedio (2a), donde predominan los cristales de calcita de forma ecuante a prismática, se identifican superficies estitolíticas intercristalinas (Fig. 1.2 C-D). Hacia la parte externa (2b), en los cristales prismáticos de gran desarrollo y con mayor inclinación respecto a la línea media, se observa extinción lamelar o en lamelas (Fig. 1.2 E-F).

En las imágenes de catodoluminiscencia, las masas de calcita con pobre clivaje de geometría irregular que contienen pirita euhedral y bitumen identificadas en las figuras 1.2 A-B, zonas 1 y 2a, se diferencian de los cristales de calcita de hábito fibroso y prismático porque tienen baja luminiscencia parda oscura (cristal 1 de la Fig. 1.3).

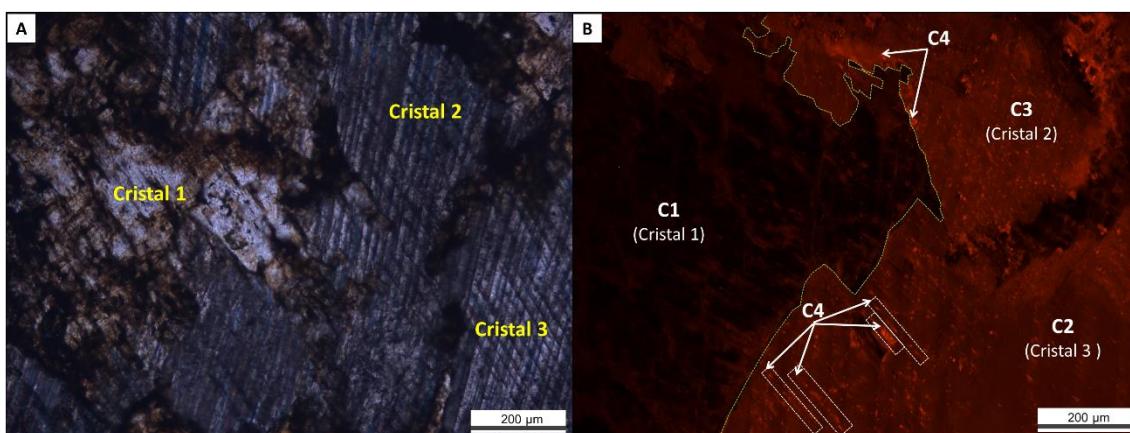


Figura 1.3. A) (X10) luz transmitida del sector externo 2b (*beef vein* BV-VM, Puerta Curaco), donde se señalan: Cristal 1 con pobre definición del clivaje y cristales 2 y 3 con buena definición de los planos de clivaje. B) (X10) Ensayo de catodoluminiscencia, sector externo 2b. Los cristales que tienen bien definidos los planos de clivaje presentan luminiscencia roja parduzca (C2, cristal 3) y roja anaranjada (C3, cristal 2) con relleno calcítico de los planos de clivaje con luminiscencia naranja (C4). El cristal 1, con pobre clivaje, presenta la luminiscencia parda rojiza (C1).

En la zona interna de los *beef veins* de la figura 1.4 A y B (que se corresponde con la zona 1 de la Fig. 1.1), los cristales de hábito fibroso, crecen de forma ortogonal y simétrica con respecto a la línea media. En la figura 1.4 B, se identifican cristales de calcita con luminiscencia roja parduzca (C2) que, a su vez, presentan sectores con luminiscencia naranja rojiza (C3) y alternan con cristales prismáticos de luminiscencia C3. Entre los cristales de luminiscencia C2 se reconoce luminiscencia naranja intensa (C4), asociada a impurezas (óxidos de Mn). También se identifican cristales de esparita aislados luminiscentes (C4). Desde la zona intermedia a la externa, los cristales prismáticos aumentan su inclinación tornándose oblicuos, respecto a la línea media (Fig. 1.4 C). Hay alternancia de cristales prismáticos de calcita con luminiscencia roja parduzca C2 y con luminiscencia naranja rojiza C3 (Fig. 1.4 D) además de sectores con luminiscencia naranja (C4), que se asocian a los planos de clivaje de los cristales con luminiscencia C3. Se identifican cristales de esparita euhedrales aislados luminiscentes (C4) dentro los cristales prismáticos de luminiscencias C2 y C3.

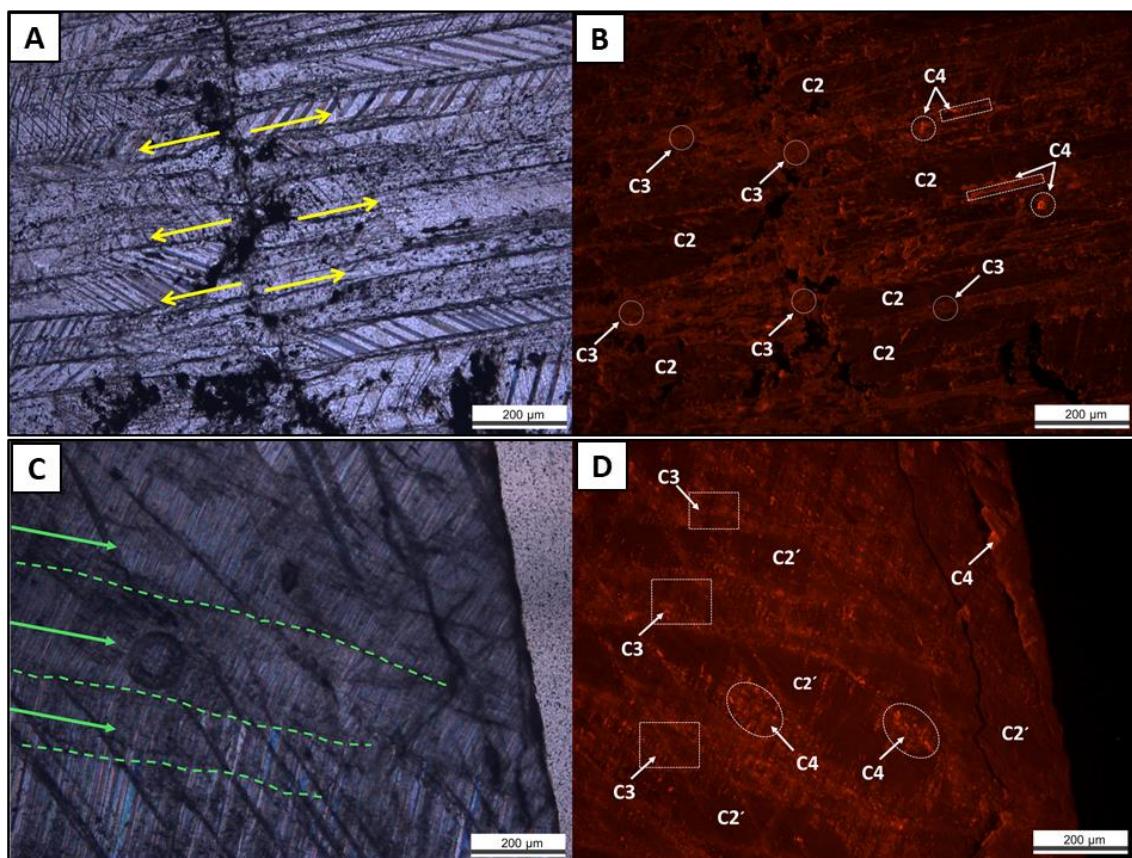


Figura 1.4. **A)** (X10) luz transmitida del sector interno (1) de un *beef vein* (BVA, Puerta Curaco), donde se señala con flechas amarillas la dirección de crecimiento de los cristales fibrosos antitéticos, ortogonales a la línea media. **B)** (X10) ensayo de catodoluminiscencia. Cristales fibrosos de calcita con luminiscencia roja parduzca (C2), con sectores internos de luminiscencia naranja rojiza (C3) que, a su vez, alternan con cristales de luminiscencia naranja (C4) señalada con rectángulos blancos punteados. Se reconocen cristales de microesparita muy luminiscentes (C4). **C)** (X10) luz transmitida del sector externo 2b (BVA, Puerta Curaco). Se señala con flechas verdes la dirección de crecimiento de los cristales prismáticos. **D)** (X10) ensayo de cátodoluminiscencia. Se reconoce alternancia de individuos con luminiscencia C2 y cristales con luminiscencia C3, estos últimos con sectores de luminiscencia C4 asociados principalmente al clivaje.

En las imágenes de las figuras 1.5 y 1.6, la calcita de luminiscencia C3 corresponde a cemento calcítico de relleno, ya que su ancho es variable, presenta bordes irregulares y se acomoda en los espacios intercristalinos.

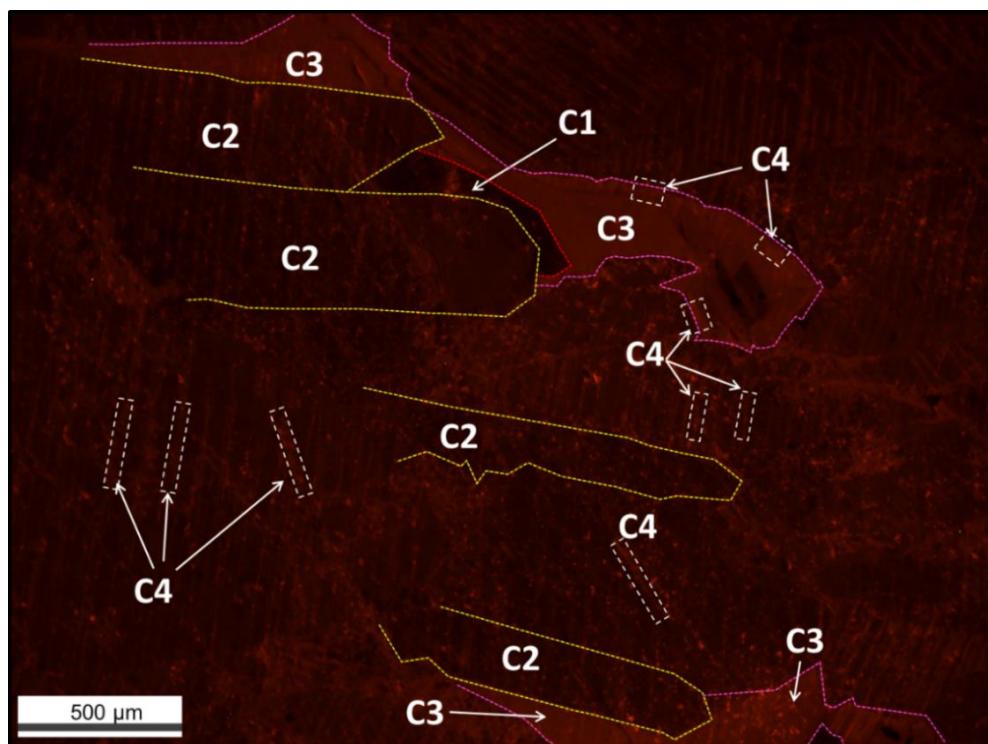


Figura 1.5. (X10) imagen de catodoluminiscencia del sector intermedio de un *beef vein* (1001B, Puerta Curaco). Se identifican cristales prismáticos sin clivaje con luminiscencia muy tenue parda a parda rojiza (C1, linea punteada roja), con desarrollo de clivaje y luminiscencia (C2, linea amarilla) y calcita de relleno naranja rojiza (C3, linea fucsia) sin o con pobre definición de clivaje y bordes irregulares. La luminiscencia naranja (C4) se asocia principalmente a los planos de clivaje de los cristales prismáticos con C2, y a la calcita irregular intercristalina.

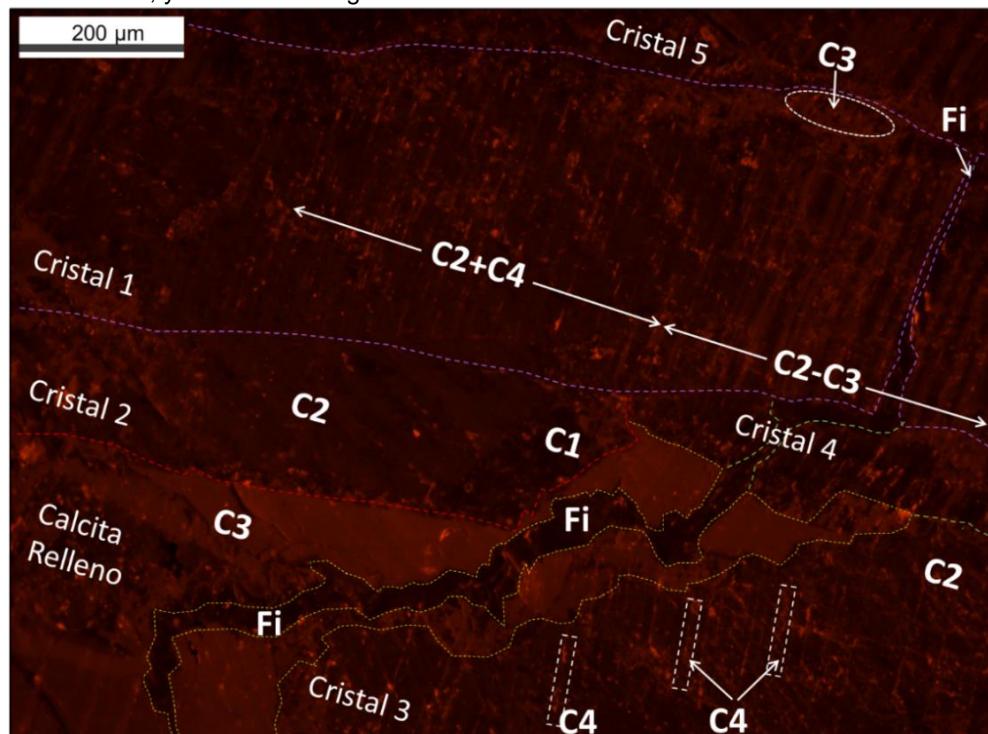


Figura 1.6. (X10) Catodoluminiscencia. Sector externo de un *beef vein* (1001B, Puerta Curaco). Cristales prismáticos con mala definición de clivaje (**cristales 2 y 4**) de luminiscencias tenues parda (**C1**) y roja parduzca (**C2**). Aquellos con desarrollo de clivaje (**cristales 1 y 3**) tienen luminiscencias C2 y la **calcita de relleno**, sin clivaje y bordes irregulares entre el cristal 2 y 3, tiene la mayor luminiscencia (naranja rojiza, C3). La luminiscencia naranja (C4) se asocia a los planos de clivaje. En el cristal 1 se observan dos zonas: 1) zona de luminescencia C2 con luminiscencia C4 en los planos de clivaje y 2) zona bandeadada con alternancia de luminiscencias C2-C3. **Fi**: fractura inducida.

Interpretación

El proceso de generación y evolución de los *beef veins* ha sido explicado por diversos autores, tales como Rodrigues *et al.* (2009), Ukar (2017, 2020), Larmier *et al.* (2021) y Cruset *et al.* (2021). Las fibras de la zona interna se formaron por apertura vertical en contra de la fuerza de gravedad bajo condiciones de sobrepresión de fluido, al tiempo que la roca madre estaba madurando en ventana de petróleo (Rodrigues *et al.*, 2009). Respecto a las inclusiones de roca de caja que se asemejan a valvas en formas de “V” y “U” en la zona interna del *beef vein*, han sido interpretadas por Rodrigues *et al.* (2009), como resultado de la deformación de la pelita entre fracturas horizontales con desplazamiento vertical, que fueron abiertas progresivamente, mientras que las fibras de calcita crecían llenando dichos espacios. La fracturación horizontal y el posterior estiramiento vertical son los factores responsables de la génesis de las estructuras en formas de valva en “V” y “U”. Se observa que las estructuras que presentan flancos más empinados presentan mayor separación (*gaps*) entre los fragmentos de fangolita indicando mayor estiramiento y fragmentación en dirección ortogonal a la línea de sutura.

En la zona de transición, se observan entre los cristales de calcita superficies estirolíticas intercristalinas. Estos planos de disolución, que contienen minerales insolubles como sulfuros y óxidos, se formaron por compactación química en un ámbito de diagénesis por soterramiento profundo. Los cristales prismáticos de mayor desarrollo de la zona externa, se formaron durante una etapa posterior de la cuenca bajo compresión y acortamiento horizontal. La evidencia petrográfica en la zona externa, que refleja deformación por cizalla intracristalina es la extinción lamelar.

A través de los ensayos de catodoluminiscencia, se observa que la calcita prismática de gran desarrollo correspondiente a las zonas externas, es de luminiscencia mayor (principalmente naranja rojiza, C3) a la calcita de cristales fibrosos de las zonas internas (principalmente roja parduzca, C2). La mayor luminiscencia de la calcita externa respecto a la parte fibrosa y la presencia de extinción lamelar indican que la misma precipitó a partir de fluido diagenético más evolucionado, con menor relación de $\text{Fe}^{+2}/\text{Mn}^{+2}$, durante un estadio de compresión.

En cristales prismáticos de las zonas externas de los *beef veins* existen sectores dentro de los mismos con alternancia de luminiscencias (C2 y C1) en la dirección de crecimiento. Siendo que la variación de luminiscencias es gradual (no neta), se interpreta que, durante el crecimiento del cristal prismático, el sólido no llegó a reequilibrarse con la solución en función del tiempo y la concentración de los elementos traza (fundamentalmente Fe^{+2} y Mn^{+2}) en el mismo varió continuamente mientras que la

concentración de la solución cambiaba conforme se desarrollaba el cristal. Esta situación es esperable en “sistemas cerrados”.

La calcita de luminiscencia homogénea naranja rojiza (C3), sin clivaje, de bordes principalmente irregulares, se dispone entre los cristales prismáticos de calcita con clivaje de la zona externa de los *beef veins*. Dicha calcita luminiscente se interpreta como resultado de presión y disolución parcial de estos cristales (de menor luminiscencia C1 y C2) con posterior precipitación dentro el espacio generado. Cuando la disolución es mayor, se observan más claramente los bordes irregulares de la calcita luminiscente (C3) que puede alcanzar un ancho entre 200 y 600 μm (en el orden del espesor de cristales prismáticos). Luego, dentro de la calcita de morfología irregular y luminiscencia naranja rojiza (C3) se identifica calcita más luminiscente naranja (C4). Esta calcita de elevada luminiscencia (C4), al igual que la de luminiscencia C3, se vincula a la presión-disolución de los cristales prismáticos. Es decir, son producto de la compactación química en una etapa avanzada de la mesogénesis.

Mediante la observación macroscópica y análisis petrográfico de los *beef veins* de Puerta Curaco, se observa que la fracturación y microfracturación vertical cruza a los mismos, es decir, las *fracturas post* datan a los *beef veins*. La microfracturación vertical extensiva (modo I) que afecta a los *beef veins* es muy probable que sea sincrónica a las que afectan el resto de las microfacies carbonáticas. La calcita de relleno de estas microfracturas perpendiculares a la línea media de los *beef veins*, tiene luminiscencia naranja rojiza (C3) y naranja (C4) al igual que la que rellena las microfracturas del resto de las microfacies carbonáticas y mixtas.

PARTE 2

Análisis petrográfico de fracturas en concreciones carbonáticas de Chacay Melehue

En las concreciones carbonáticas de Chacay Melehue, es común observar diaclasamiento vertical y subvertical, visible tanto a escala de afloramiento (Fig. 6.4.12 A-B) como en muestras de mano, donde se identifican fracturas de las mismas orientaciones (Fig. 6.4.12 C-D). A nivel petrográfico, las microfracturas se disponen principalmente de manera discordante respecto a la laminación (Figs. 2.1 y 2.1). Con respecto a los modos de fractura, que relacionan el desplazamiento de la pared de la caja en relación al plano de fractura, se reconocieron y clasificaron, según Bons *et al.* (2012) (Metodologías), los modos:

Discordantes a la laminación:

- Fracturas verticales y subverticales modo I extensionales (Figs. 2.1 y 2.3).
- Fracturas por cizalla modo II (con tracción de componente extensional y de cizalla), de alto ángulo (Figs. 2.1 y 2.4 A-B).

Concordantes a la laminación:

- Fracturas subhorizontales y horizontales extensionales (Figs. 2.1 y 2.4 C).

De acuerdo a la clasificación de Abd Karim *et al.* (2023), en las concreciones de Chacay Melehue, se observa un amplio rango de apertura de fractura que incluye megafracturas, macrofracturas, mesofracturas, microfracturas y nanofracturas.

En la figura 2.1 A-B, las microfracturas verticales tienen una franja de microesparita muy fina ($\sim 5-8 \mu\text{m}$) en contacto con la caja y el interior relleno con calcita ecuante y prismática. En el caso de la fractura de mayor espesor (macrofractura, mayor a 1 mm de espesor) los cristales prismáticos pueden alcanzar los 800 μm . El cemento de calcita de relleno de las fracturas verticales identificadas en las microfacies de concreciones de Chacay Melehue, es de crecimiento sintaxial con textura granular y *bladed* y se asocia a un solo evento de fracturación-sellado. Según las relaciones encontradas en corte delgado, las fracturas discordantes verticales y subverticales atraviesan planos de planos de disolución y niveles o sectores recristalizados a agregados de microesparita xenotópica.

Las fracturas oblicuas (Figs. 2.1 y 2.4 A-B) son de alto ángulo con respecto a la laminación, comúnmente se presentan conjugadas y comprenden desde los 100 μm a 10 mm (meso a macrofracturas, Fig. 2.1 A-B), 10-100 μm (microfracturas, Fig. 2.4 A-B) y 7-50 μm (nano a microfracturas, Fig. 2.4 A-B). Las discordantes oblicuas, son de crecimiento sintaxial con textura granular y *bladed* y se asocian a un solo evento de

fracturación-sellado. Las fracturas oblicuas cortan niveles intraclásticos completamente recristalizados a microesparita xenotópica (Fig. 2.1 B).

Las microfracturas concordantes a la laminación, siguen los planos de disolución y los sigmoides discontinuos formados por material insoluble (Fig. 2.1 A-B).

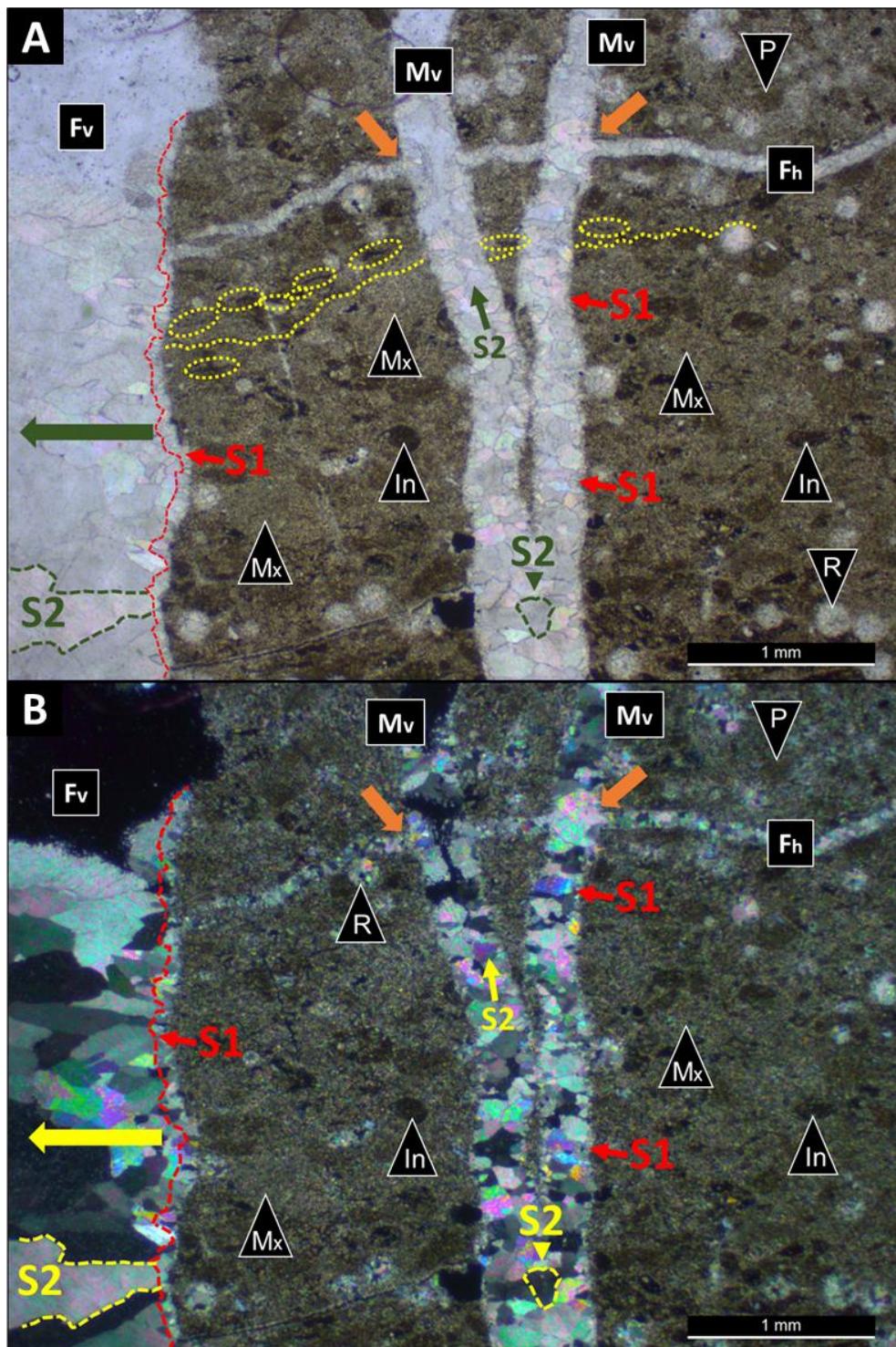


Figura 2.1. A) (X2.5) nicoles paralelos (Ch 24-3). A) Macrofractura vertical sintaxial (Fv) con dos morfologías de relleno que consisten en textura granular muy fina (S1, micrita a microesparita de tamaño promedio 7 μm) y textura *bladed* (S2, cristales prismáticos hasta 800 μm). La flecha verde indica la dirección de crecimiento. Macrofractura vertical en el centro (Mv), compuesta por un sector externo con textura granular muy fina (S1, micrita a microesparita de tamaño promedio 7 μm) y un sector interno compuesto por microesparita/esparita ecuante equigranular de textura granular (S2). La microfractura horizontal (Fh)

está rellena de microcalcita granular. Línea punteada amarilla (plano de disolución), elipsoides amarillos (sigmoides con restos insolubles), agregados de micrita-microesparita xenotópica (**Mx**), intraclastos (**In**), peloides (**P**) y radiolarios (**R**). **Flecha naranja**: intersección entre **Fh** y **Mv** que se ve ampliada en la Figura 6.4.29. **B**) (X2.5) nicoles cruzados (Ch 24-3) de A).

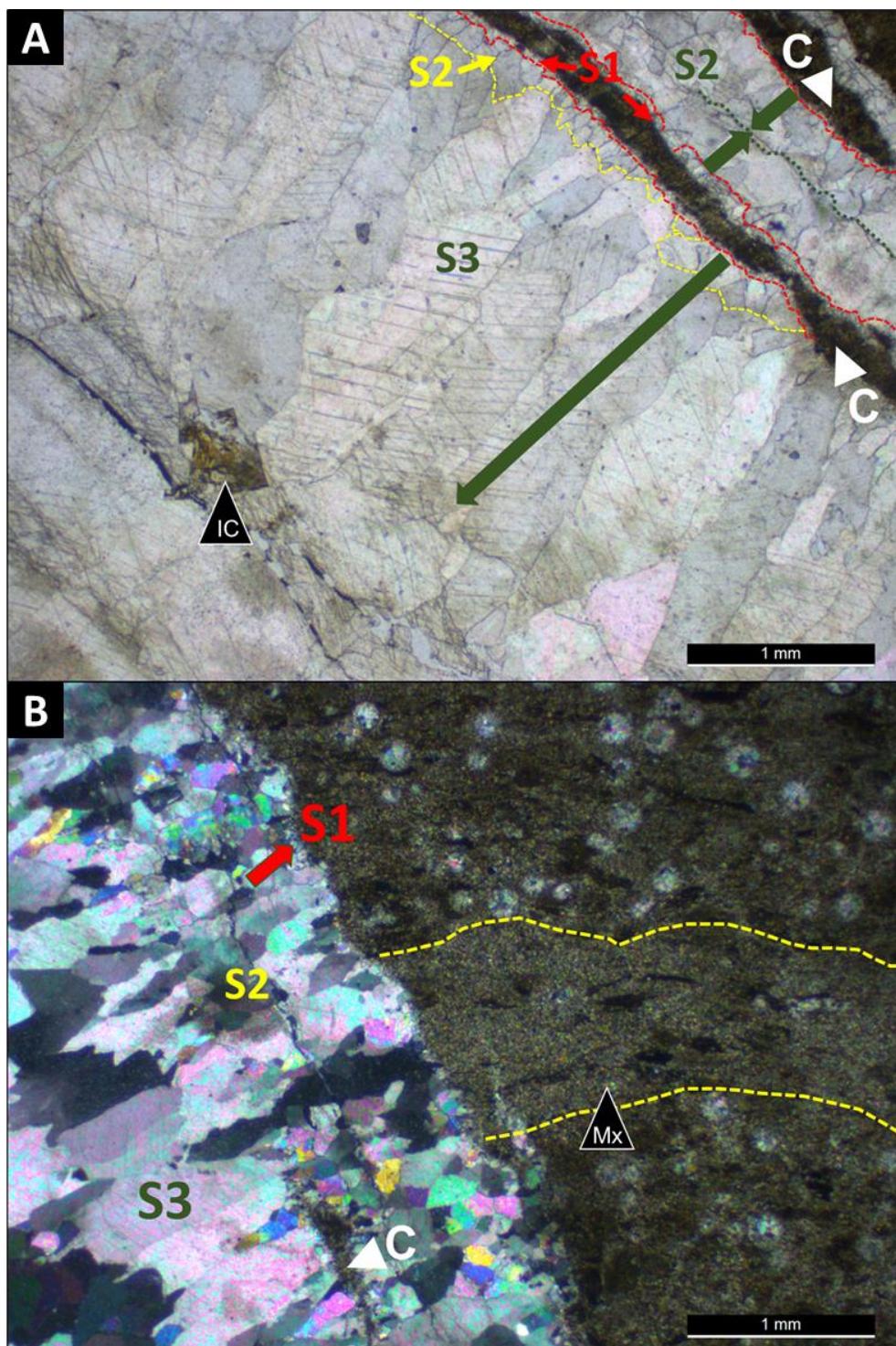


Figura 2.2: A) (X2.5) nicoles paralelos (Ch 24-4). Macrofractura discordante oblicua de alto ángulo con respecto a la laminación, rellena por microcristales de calcita de crecimiento sintaxis. Se observan tres morfologías de relleno que consisten en textura granular muy fina en el borde en contacto con la caja (**S1**, micrita a microesparita fina de tamaño promedio 8 μm), textura granular en el sector intermedio (**S2**, microesparita a esparita ecuante) y textura *bladed* en el sector interno (**S3**, esparita prismática). B) (X2.5) nicoles cruzados. La misma fractura oblicua atraviesa un nivel de intraclastos blocos negros con alto nivel de recristalización a microesparita xenotópica. **IC** y **C**: clastos de la caja y **Mx**: agregados de microesparita xenotópica.

Las microfracturas muy delgadas de espesor comprendido entre 0.005 a 0.02 mm (nano a microfracturas) de alta frecuencia (Fig. 2.3), llenas por calcita granular muy fina, se han observado principalmente en las zonas internas de las concreciones.

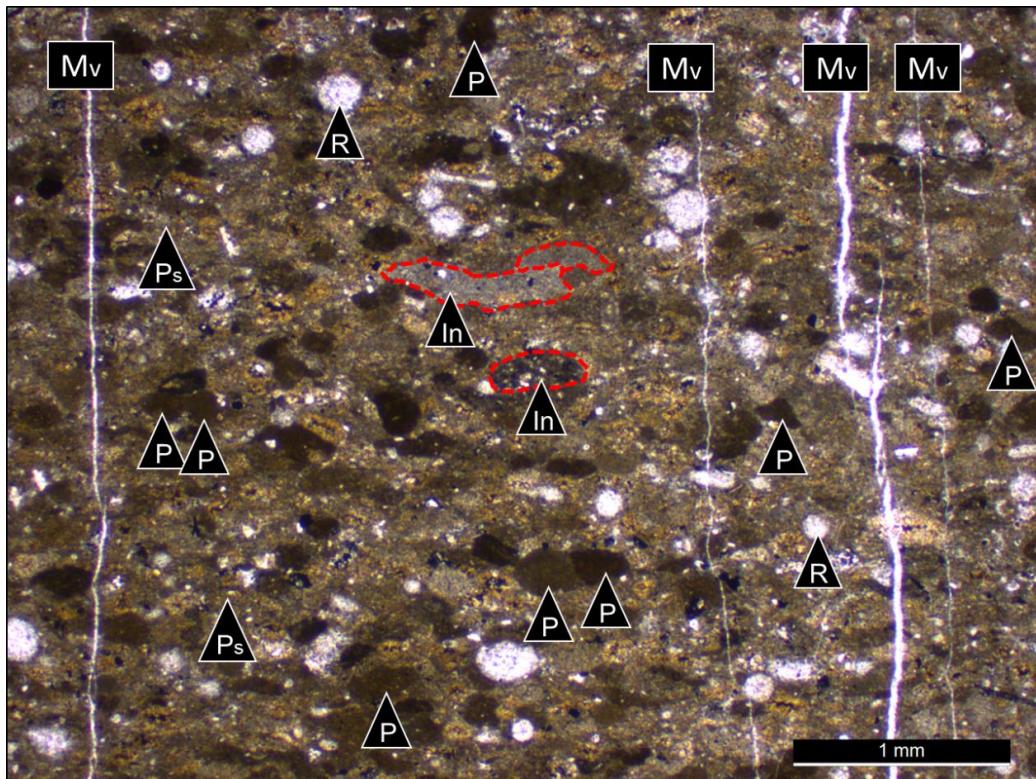


Figura 2.3. (X2.5) nicoles paralelos (Ch 13 A). Nano a microfracturas discordantes verticales delgadas de alta frecuencia (**Mv**). Están llenas por microesparita granular muy fina de tamaño promedio 6 μm . **R**: radiolarios, **In**: intraclastos (línea roja), **P**: peleoides y **Ps**: pseudomatriz.

Es común que en la intersección entre las microfracturas verticales y horizontales, existan cristales de esparita de gran tamaño, que llenan espacio en ambas, es decir, los mismos están compartidos por la microfractura discordante y concordante (Fig. 2.4 C). Se reconoce recristalización en la zona de nexo integrada por estos cristales de esparita de gran desarrollo.

Las fracturas concordantes a la laminación (horizontales y subhorizontales), tienen espesores menores a 10 μm hasta 1.1 mm (macrofracturas, Fig. 2.4 C), están llenas por calcita ecuante ó prismática de crecimiento sintaxial y se asocian a un solo evento de fracturación-sellado.

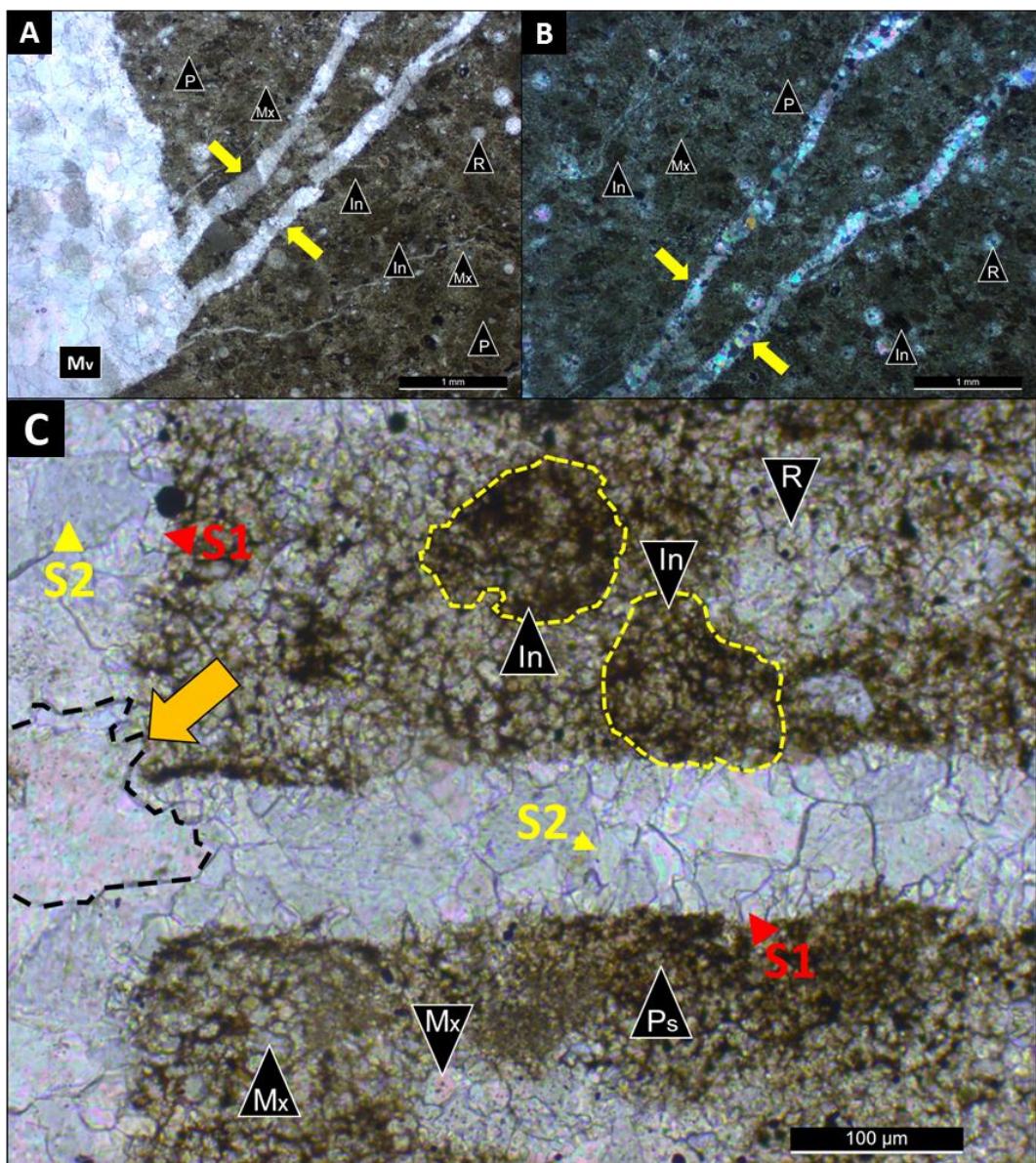


Figura 2.4: A y B) (X2.5) nicoles paralelos y cruzados, respectivamente (Ch 24-4). Microfracturas oblicuas de alto ángulo (flechas amarillas) de espesores entre 10-100 µm. C) (X20) nicoles paralelos (Ch 24-3). Mesofracturas concordante (horizontal) y discordante (vertical) a la laminación. Presentan cemento sintaxial, que consiste en un sector externo **S1** formado por microesparita granular y un sector interno (**S2**) formado por esparita ecuante y prismática. El cristal de esparita de contorno azul oscuro, señalado con flecha sólida naranja, está compartido por la microfractura vertical y horizontal. In: intraclastos, P: peloides, R: radiolarios, Ps: pseudomatriz, Mx: agregados de microesparita xenotópica.

Análisis de catodoluminiscencia en fracturas de concreciones (Chacay Melehue)

En las fracturas de concreciones peloidales-intraclásticas e intraclásticas-radiolaríticas de esta localidad, se identificaron cuatro luminiscencias asociadas a cementos carbonáticos, denominadas C1 a C4 en orden creciente de intensidad de respuesta (C1<C2<C3<C4): C1 parda, C2 pardo rojiza, C3 roja anaranjada y C4 naranja o naranja brillante.

Las fracturas verticales, subverticales y oblicuas a la laminación de las concreciones, en las que su espesor (0.1 a > 10 mm) permite evaluar el patrón de luminiscencias, tienen relleno calcítico de crecimiento sintaxial, con el siguiente patrón de luminiscencias, desde el borde al centro (Fig. 2.5):

- 1) Parte externa (brillante): roja anaranjada (C3) y naranja (C4);
- 2) Parte intermedia (brillante a apagada): roja anaranjada (C3) que varía gradualmente a roja parduzca (C2).
- 3) Parte interna (apagada): roja parduzca (C2) predominante y pardo rojiza (C1).

El patrón descripto es distinto al típico patrón detallado en la bibliografía, que consiste (desde el borde al centro) en calcita no luminiscente a calcita brillante a opaca o mate (Tucker *et al.* 1990 y Scholle y Ulmer-Scholle, 2003) ya que la calcita de relleno de las fracturas en la zona externa, no es inactiva (no luminiscente).

Las mesofracturas (0.1 to 1 mm) de relleno calcítico sintaxial, suelen estar compuestas por dos sectores, como se observa en la figura 2.6 (corresponde al sector 1 de la Figura 2.5). En las mismas, dentro del sector externo, se reconocen textura granular fina en el borde (microcristales pequeños de tamaños entre 5 y 8 μm) y granular (tamaño promedio de cristal \sim 20-25 μm). En el sector interno, el cemento calcítico es de textura *bladed*, con cristales prismáticos de hasta de hasta 300 μm . En el sector externo, predominan los cristales ecuantes de calcita con luminiscencia C3 y, de forma subordinada, cristales de calcita de luminiscencia C4. Dentro del sector 1, los cristales de microcalcita prismáticos son heterogéneos porque presentan más de una luminiscencia, integradas por C3 y C4. Dentro de cada individuo las diferentes luminiscencias varían de forma gradual, es decir, no hay un límite neto entre la luminiscencia roja anaranjada (C3) y naranja (C4).

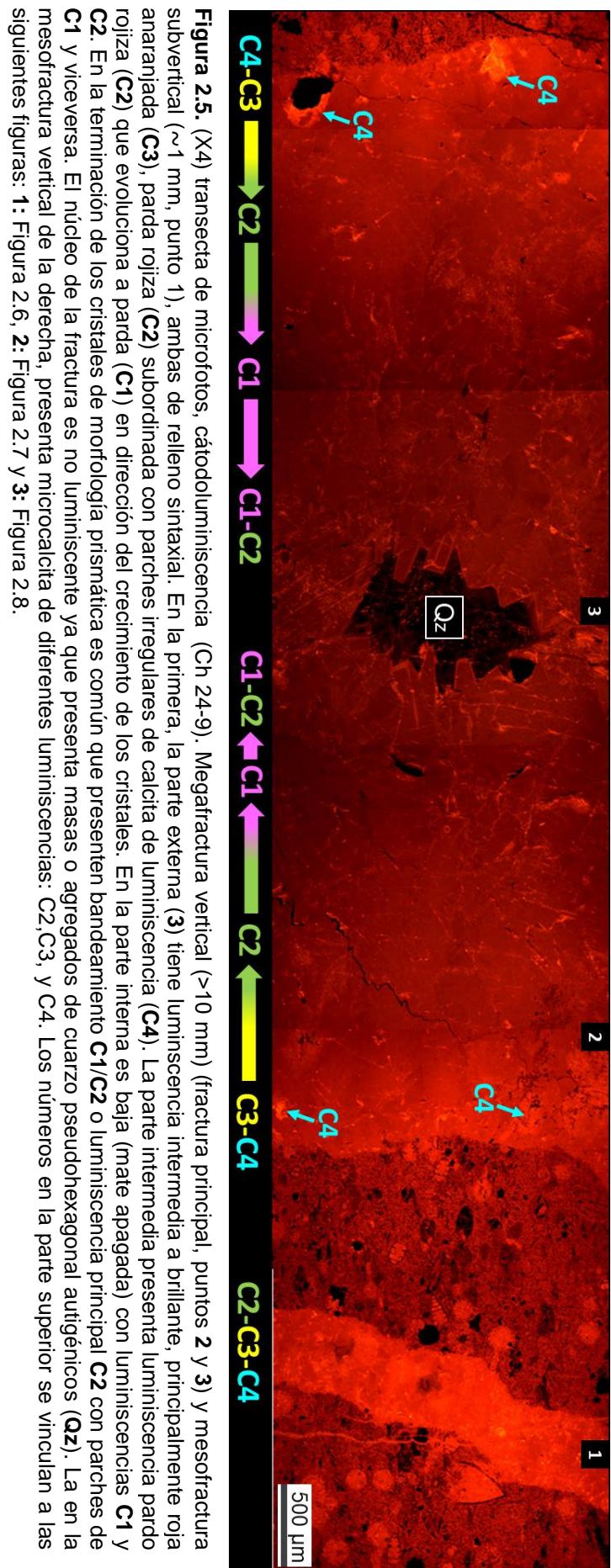


Figura 2.5. (X4) transsecta de microfotos, cátodoluminiscencia (Ch 24-9). Megafractura vertical (>10 mm) (fractura principal, puntos 2 y 3) y mesofractura subvertical (~ 1 mm, punto 1), ambas de relleno sintaxis. En la primera, la parte externa (3) tiene luminiscencia intermedia a brillante, principalmente roja anaranjada (C3), parda rojiza (C2) subordinada con parches irregulares de calcita de luminiscencia (C4). La parte intermedia presenta luminiscencia pardo rojiza (C2) que evoluciona a parda (C1) en dirección del crecimiento de los cristales. En la parte interna es baja (mate apagada) con luminiscencias C1 y C2. En la terminación de los cristales de morfología prismática es común que presenten bandeamiento C1/C2 o luminiscencia principal C2 con parches de C1 y viceversa. El núcleo de la fractura es no luminiscente ya que presenta masas o agregados de cuarzo pseudohexagonal autigénicos (Qz). La en la mesofractura vertical de la derecha, presenta microcalcita de diferentes luminiscencias: C2,C3, y C4. Los números en la parte superior se vinculan a las siguientes figuras: 1: Figura 2.6, 2: Figura 2.7 y 3: Figura 2.8.

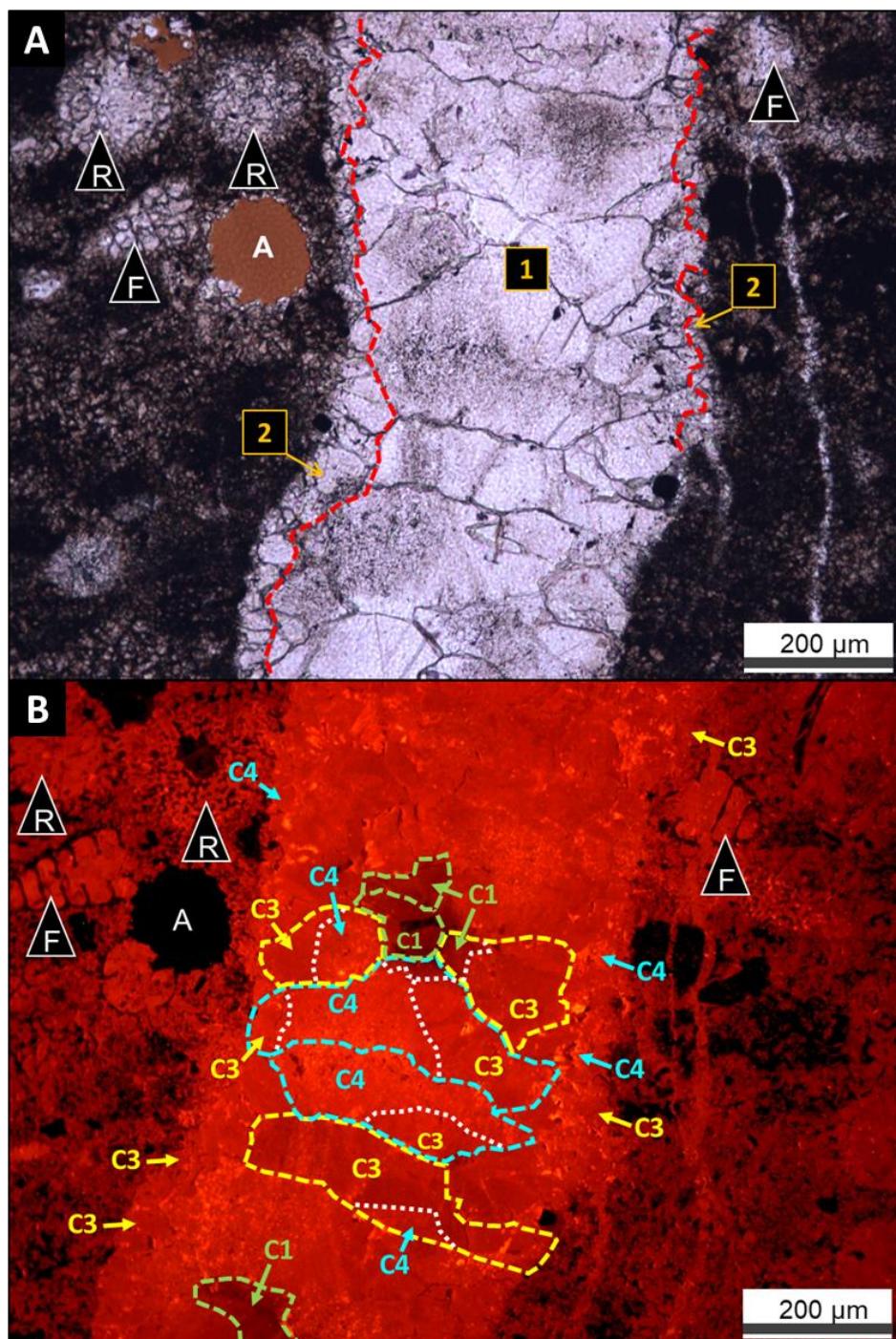


Figura 2.6: A) (X10) nicoles paralelos, correspondiente al punto 1 de la Figura 2.5 (Ch 24-9). El relleno de la microfractura es de crecimiento syntaxial. La calcita del sector externo (2) tiene textura granular con aumento de tamaño de cristal hacia el centro (desde 5 a 50 µm aproximadamente). En el sector 1, los cristales de calcita son de morfología prismática. Hay zonas dentro de los mismos, blancas de aspecto límpido y zonas más oscuras de aspecto sucio. **B)** (X10) cátodoluminiscencia. En la zona 2 (marcada en A) se observa microesparita y esparita ecuentes con luminiscencia C3 y, en menor proporción, con luminiscencia C4. Dentro de la zona 1, los cristales prismáticos contienen luminiscencia roja anaranjada (C3) y naranja (C4), con pasaje transicional de C3 a C4 (separadas por línea punteada blanca). Ciertos cristales de esparita prismáticos varían gradualmente su luminiscencia de C3 a C1 hacia el centro de la microfractura. La calcita de luminiscencia apagada C1, en el centro de la fractura, corresponde a la zona blanca limpida de un cristal prismático. R: radiolarios, F: foraminíferos, A: artefacto.

En las fracturas de mayor espesor (>10 mm, megafracturas) se observa que el sector periférico está integrado por microesparita granular fina (de hasta 8 μm , aproximadamente). En el sector adyacente, la morfología de los cristales de microesparita y esparita es ecuante a prismática (promedio 100 μm). Hacia el interior de la fractura, los cristales de esparita son prismáticos de gran desarrollo (de algunos milímetros), figura 2.7 A. En las imágenes de catodoluminiscencia se observa que, en los sectores externos, predominan las luminiscencias C2 y C3 con subordinada calcita de morfología irregular, aspecto sucio y luminiscencia C4, que se dispone como relleno entre la esparita blanca limpida (C2 y C3). En el sector de textura *bladed*, los cristales prismáticos varían gradualmente de luminiscencia roja anaranjada (C3) a pardo rojiza (C2) hacia el centro (Fig. 2.7 B).

En el centro de las fracturas verticales de mayor espesor (>10 mm), se observan entre los cristales de calcita de morfología prismática, masas o agregados de cristales pseudohexagonales, con una composición espectral EDS donde los principales elementos son el Si y O (Fig. 2.8 A), que corresponden a cuarzo autigénico. Los cristales de cuarzo también se encuentran en la pseudomatríz micrítica-arcillosa de la concreción que contiene la fractura (Fig. 2.8 A, imagen MEB).

Bajo ensayo de catodoluminiscencia, los cristales de cuarzo pueden discriminarse porque, aunque no tengan luminiscencia, los óxidos de manganeso de luminiscencia naranja brillante (C4) se disponen entre sus límites, revelando su morfología prismática o pseudohexagonal. Los óxidos luminiscentes tienen el típico hábito de las “dendritas de manganeso”. Los cristales prismáticos, en su zona terminal hacia el cuarzo, son de luminiscencia principalmente C2, con parches de luminiscencia C1 (Fig. 2.8 B). Se observa en la terminación de los cristales prismáticos bandeadamiento, resultado de la presencia de líneas de crecimiento y calcita con luminiscencia C3 dentro de calcita C2 (Fig. 2.8 B). En los cristales de esparita prismática se reconocen óxidos de Mn que siguen los planos de clivaje con luminiscencia naranja brillante C4.

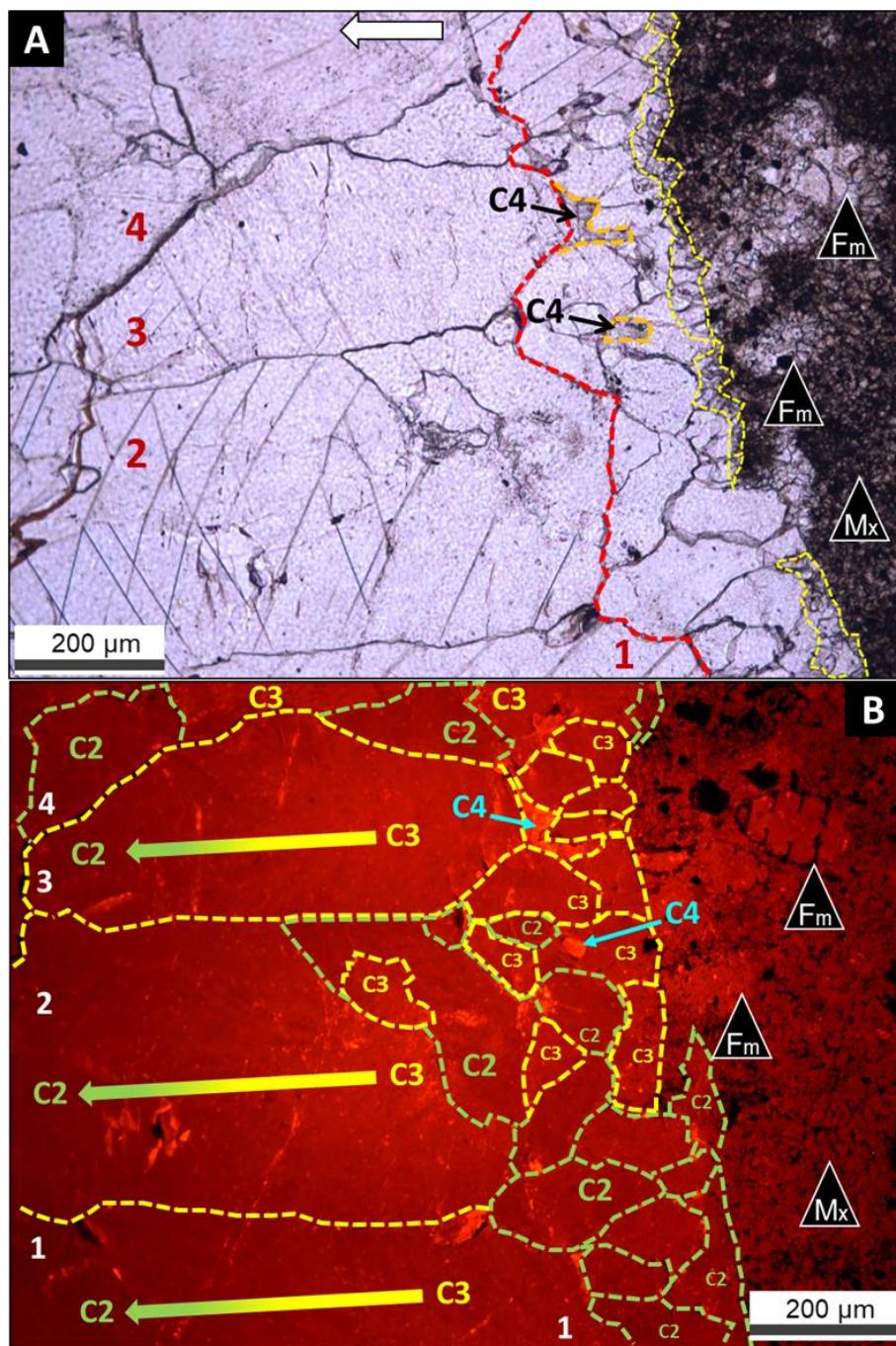


Figura 2.7: A) (X10) nícolas paralelos (Ch 24-9). Imagen correspondiente al punto 2 de la figura 2.5. El sector externo (línea punteada amarilla), se integra de microesparita granular muy fina ($\sim 5-8 \mu\text{m}$). La zona entre el borde externo y la línea roja se compone de esparita blanca, limpida y ecuante a prismática (tamaño promedio $100 \mu\text{m}$). Entre los anteriores se reconoce microesparita y esparita de forma irregular, oscura y aspecto sucio (línea naranja). La zona entre la línea roja punteada y el margen izquierdo de la imagen, tiene cristales de calcita prismáticos de gran desarrollo (de algunos mm). Flecha blanca sólida: dirección de crecimiento de cristales. B) (X10) cátodoluminiscencia (Ch 24-9). En la zona externa de calcita granular muy fina y calcita granular a prismática son dominantes las luminiscencias **C2** y **C3**, con aislada calcita de morfología irregular, aspecto sucio y luminiscencia **C4** en el espacio intercristalino (línea naranja). Los cristales prismáticos grandes (promedio $650 \mu\text{m}$), tienen luminiscencia roja anaranjada (**C3**) a pardo rojiza (**C2**) con transición gradual de la primera a la segunda (cristales 1, 2 y 3 en A y B). **Fm**: radiolaria nassellárido y **Mx**: microesparita xenotópica.

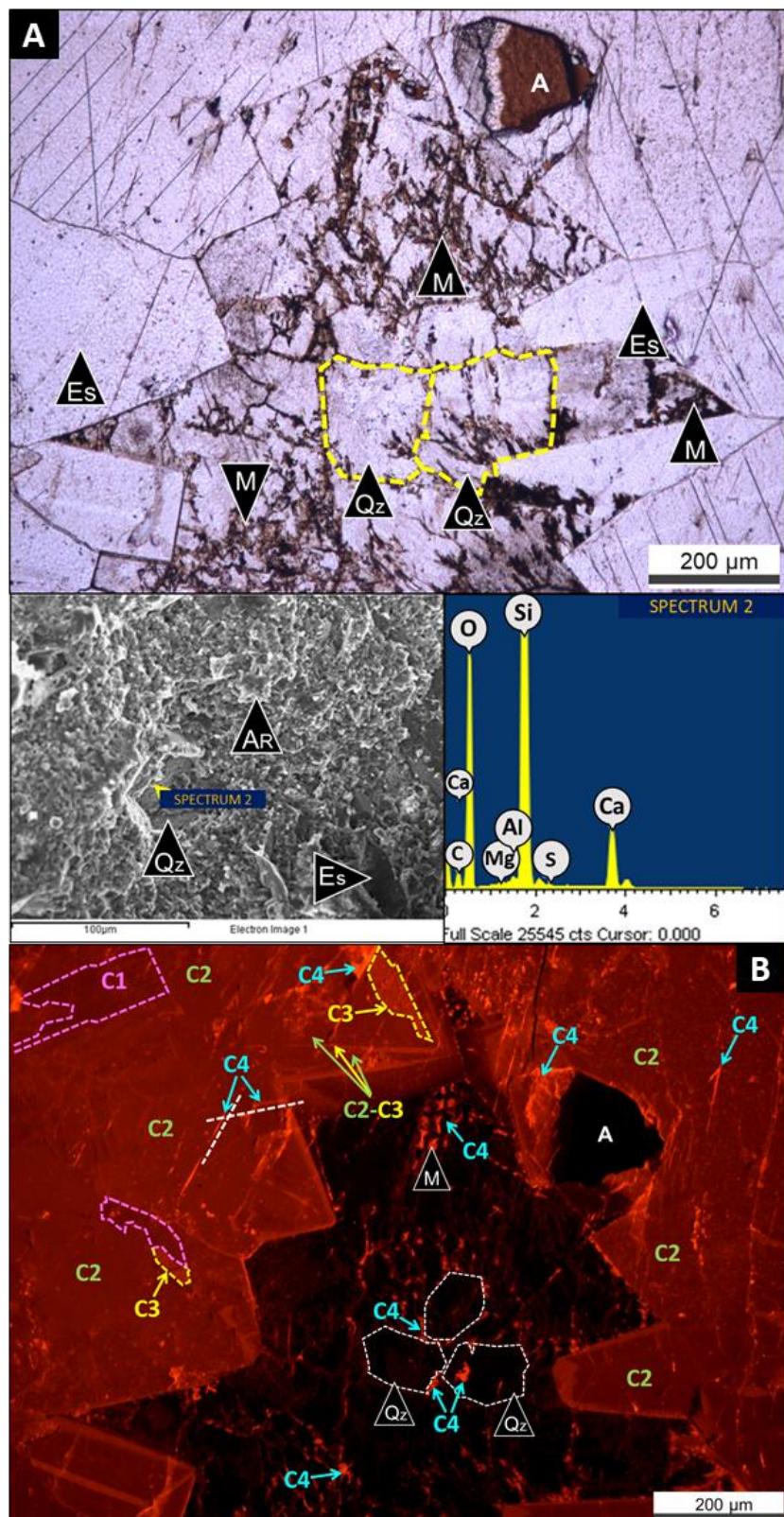


Figura 2.8: A) (X10) nícolas paralelos (Ch 24-9), zona coincidente con el punto 3 de la figura 2.5. En el centro, se observa cuarzo autigénico (Qz) de hábito pseudohexagonal con dendritas de manganeso (M). En la imagen de electrones retrodispersados (MEB) se identifican cristales autigénicos de cuarzo (Qz, Spectrum 2) inmersos en la pseudomatriz micrítica arcillosa (Ar: arcillas, Es: esparita) de la concreción. **B)** (X10) cátodoluminiscencia (Ch 24-9). Cristales de cuarzo (Qz y línea punteada blanca) con óxidos de Mn luminiscentes (naranja C4) en el espacio intercristalino. En la zona cuspidal de la esparita prismática predomina la luminiscencia pardo rojiza C2, con parches de calcita de luminiscencia parda (C1, línea fucsia) y roja anaranjada (C3, línea amarilla) y subordinados parches de luminiscencia naranja (C4). Se observa bandeoamiento por alternancia de luminiscencias C2 y C3.

En algunas fracturas, en la parte cuspidal de la esparita prismática, en adyacencia con los cristales de cuarzo de la parte central, predomina la luminiscencia parda (C1) sobre la pardo rojiza (C2), figura 2.9 A-B.

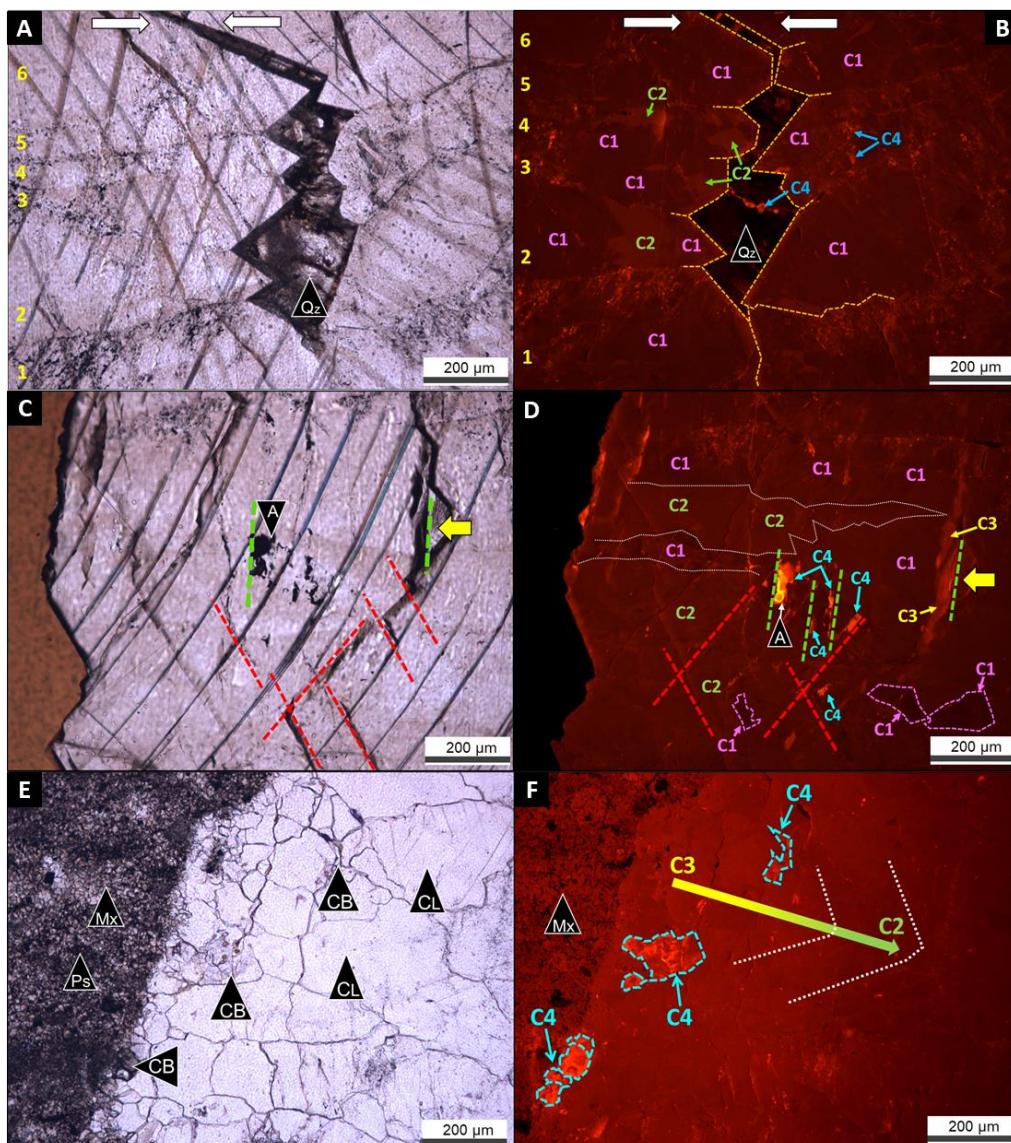


Figura 2.9: A) (X10) nicoles paralelos (Ch 24-11). Los cristales 1 a 6 son de morfología prismática. El núcleo, se integra de agregados de cuarzo (Qz) autigénico. B) (X10) cátodoluminiscencia. Se observan parches de calcita con luminiscencia C2 dentro de la calcita C1 (cristales 3 y 4) y alternancia entre luminiscencia C1 y C2 (cristal 2). Los óxidos de Mn presentan luminiscencia naranja (C4). C) y D) (X10) nicoles paralelos y cátodoluminiscencia (Ch 24-3), respectivamente. Sector externo de una fractura discordante (de más de 1.5 cm de espesor) rellena por calcita con planos de disolución (línea verde y flecha amarilla sólida) y de clivaje de simetría rómbica (líneas punteadas rojas) que contienen impurezas (A, óxidos de Mn con luminiscencia C4). La esparita presenta luminiscencia parda (C1) o pardo rojiza (C2). E) (X10) nicoles paralelos (Ch 24-4). Sector externo de una fractura discordante rellena por cemento calcítico syntaxial que consiste en esparita ecuante y prismática blanca, limpida (CL) y microesparita/esparita castaña terrosa (CB). F) (X10) cátodoluminiscencia. La esparita ecuante y prismática blanca, de aspecto límpido, es de luminiscencia roja anaranjada (C3) y pardo rojiza (C2). La microcalcita opaca de aspecto sucio, tiene luminiscencia naranja brillante (C4), con “inclusiones” de calcita con luminiscencia roja anaranjada (C3). Hacia el centro de la fractura (flecha amarilla y verde) se identifica variación gradual de luminiscencia roja anaranjada (C3) a pardo rojiza (C2). Ps: Pseudomatriz y Mx: Agregados de microesparita xenotípica.

En las fracturas verticales, es frecuente identificar planos de disolución llenos por óxidos muy luminiscentes (óxidos de Mn con luminiscencia C4), que difieren en su orientación de los planos de clivaje de simetría rómbica en la calcita (Fig. 2.9 C-D).

En las partes externas, se observa calcita irregular opaca, de aspecto sucio y luminiscencia brillante (C4) que se dispone entre cristales de esparita blanca límpida con luminiscencias intermedias (C2 y C3).

Interpretación

Respecto a la calcita de crecimiento syntaxial en las fracturas discordantes, la misma se generó a partir de un solo evento apertura y sellado (comúnmente conocido como “*crack and sealing*”). La textura granular fue desarrollada en un espacio abierto, como consecuencia del desarrollo de nuevos frentes de cristalización sobre las facetas de aquellos que previamente crecían hacia el centro del espacio abierto. La textura prismática fue producto del crecimiento, en un espacio abierto, de cristales de calcita que se desarrollaron hacia el centro de la fractura con ausencia de nucleación de nuevos cristales sobre las facetas de los mismos, siendo que algunos lograron mayor desarrollo cristalográfico que otros.

Las microfacies carbonáticas y fangolíticas tienen distintas propiedades de fractura (distinta cohesión y ángulo de fricción) como también propiedades mecánicas y elásticas (Bons *et al.*, 2012). Estos autores señalan que los sedimentos soterrados experimentan extensión paralela a la estratificación durante la formación de la cuenca y los estratos o láminas competentes carbonáticas experimentan un *stress* diferencial mayor que las incompetentes tales como fangolitas. Las fracturas y microfracturas verticales extensionales (modo I) en las concreciones carbonáticas, de comportamiento competente, se generaron como consecuencia del soterramiento de los sedimentos de la Formación Vaca Muerta a elevadas paleo-profundidades con esfuerzos verticales imperantes por carga litostática y esfuerzos compresivos atenuados.

Según las relaciones encontradas en corte delgado, las fracturas discordantes verticales y subverticales atraviesan *seams* de disolución y niveles recristalizados a agregados de microesparita xenotópica. Por lo tanto, las fracturas discordantes a la laminación son posteriores a los procesos de neomorfismo agradacional y compactación química, en estadios de diagénesis por soterramiento profundo.

En microfacies de concreciones, es común observar fracturación vertical de alta frecuencia, con nanofracturas muy delgadas ($<10\ \mu\text{m}$) rellenas de calcita y extendidas en toda la muestra (Fig. 6.4.28). La orientación vertical, naturaleza paralela, bajo espaciamiento y ausencia de *off-sets* por cizalla puede ser indicativo de un origen por hidrofracturación (Flügel 2004) y también se asocian a diagénesis por soterramiento profundo.

Las microfracturas concordantes a la laminación, siguen los planos de los *seams* de disolución y los sigmoides discontinuos formados por material insoluble (arcillas,

opacos y probable bitumen). Entonces, puede asumirse que las mismas *post* datan a los *seams* de disolución formados por compactación química y crecen a expensas de los planos de debilidad previos. Tanto la fracturación vertical como horizontal, corresponden a la diagénesis por soterramiento profundo. Según las relaciones de intersección bajo microscopio petrográfico, se interpreta que las verticales y horizontales son sincrónicas. La esparita se nucleó y desarrolló en un espacio relleno de fluido diagenético que conectaba las mismas.

El orden de aparición de luminiscencias en la calcita de relleno de fracturas discordantes no sigue el típico patrón de luminiscencia de relleno de fracturas del borde al centro descripto en la bibliografía (Tucker y Wright 1990 y Scholle y Scholle 2003) que consiste en: i) calcita no luminiscente a ii) calcita brillante a iii) opaca o mate.

En la diagénesis por soterramiento temprano, como los fluidos son todavía oxidantes la calcita tiene un color apagado (por ejemplo, pardo negruzco) porque en solución el hierro tiene estado (+3) y el manganeso (+4). El activador Mn^{+2} está en concentraciones despreciables frente al Mn^{+4} . En la diagénesis por soterramiento profundo la calcita autigénica también puede tener luminiscencia pardo negruzca en el caso que la proporción de Fe^{+2}/Mn^{+2} (supresor/activador) sea elevada.

Teniendo en cuenta que la calcita de crecimiento sintaxial, no presenta luminiscencias apagadas (característica de la eogénesis y mesogénesis temprana) en la zona externa y en su lugar está compuesta por calcita de luminiscencias intermedias y, además las fracturas *post* datan a los *seams* de disolución, se afirma que las fracturas discordantes se formaron en la diagénesis por soterramiento.

La calcita irregular, castaña oscura, de aspecto sucio y de luminiscencia naranja brillante rellena la porosidad intercristalina de las calcitas de luminiscencias intermedias (roja anaranjada y pardo rojiza). Es interpretada como la fase carbonática más tardía, producto de la compactación química vinculada a planos de presión-disolución presentes en los cristales de calcita de luminiscencias intermedias.

La transición gradual de luminiscencias intermedias a opacas, desde el borde al centro de las fracturas, indica un aumento en la relación Fe^{+2}/Mn^{+2} en el carbonato durante la precipitación, en un sistema cerrado en el ámbito de la diagénesis por soterramiento. A medida que aumentaba el soterramiento, los cristales de esparita prismáticos (de varios mm de longitud) incorporaban más hierro que manganeso, aumentando la relación Fe^{+2}/Mn^{+2} hacia la parte cuspidal.

Las fracturas discordantes más tardías son aquellas microfracturas rellenas únicamente por calcita de luminiscencia muy apagada, casi sin respuesta, de color pardo negruzca a parda (Co a C1), figura 6.4.32 C-D.

PARTE 3

Análisis de mapas químicos sobre la única muestra preparada con pulido iónico*Wackestone* típico del Miembro Los Catutos

Las figuras 3.1 a 3.4 de mapas de elementos químicos, están referidas a un *wackestone/packstone* peloidal-bioclastico característico del Miembro Los Catutos.

En el mapa de Si (Fig. 3.1 A), se observa en color turquesa fuerte, clastos de cuarzo tamaño limo y parte de la pseudomatríz, que consiste en masas irregulares de cuarzo autigénico criptocristalino y agregados de cuarzo prismático pseudohexagonal. Los clastos tamaño limo de feldespato potásico y plagioclásas presentan un color turquesa más débil que el cuarzo, porque además de Si, presentan otros cationes (Na, K, Al y Ca) que ocupan el mismo pixel. Es difícil diferenciar los clastos de cuarzo de los feldespatos sólo con el mapa de Si, para hacerlo, se combinaron los mapas de Si, Al, Na y K. Del mismo modo, los sectores de la pseudomatríz que presentan color turquesa débil o apagado indican minerales que tienen Si, pero además contienen otros cationes (Al, Na, K, Ca), que pueden corresponder a arcillas, feldespatos u otros silicatos.

En el mapa de Ca de la figura 3.1 B las partículas esqueletales, peloides y cementos integrados por calcita tienen color rojo intenso que indica alta proporción de Ca. Los peloides micríticos son de dos tipos, aquellos de formas subcirculares y tamaños entre limo mediano a arena muy fina y los que corresponden a la pseudomatríz, de formas principalmente vermiformes y tamaño limo muy fino a mediano. Los sectores con color rojo de intensidad moderada a apagada, se corresponden con partículas no esqueletales mixtas (intraclastos) y pseudomatríz, de composición micrítica-arcillosa, donde cada píxel además de presentar Ca contiene otros cationes de arcillas (Si, Al, Na, K y Mg). Al ser de composición mixta (carbonática-arcillosa) son de aspecto heterogéneo porque presentan colores desde rojo intenso a apagado y sectores negros por presencia de clastos terrígenos y arcillas. Los radiolarios espumelláridos están completamente reemplazados por calcita y los foraminíferos (*Epistomina*) presentan sus cámaras llenas por cemento calcítico, ambos presentan color rojo intenso. Se reconocen cristales de microesparita y esparita interpartícula, subhendrales a euhendrales y mosaicos de microesparita y esparita que presentan color rojo intenso homogéneo.

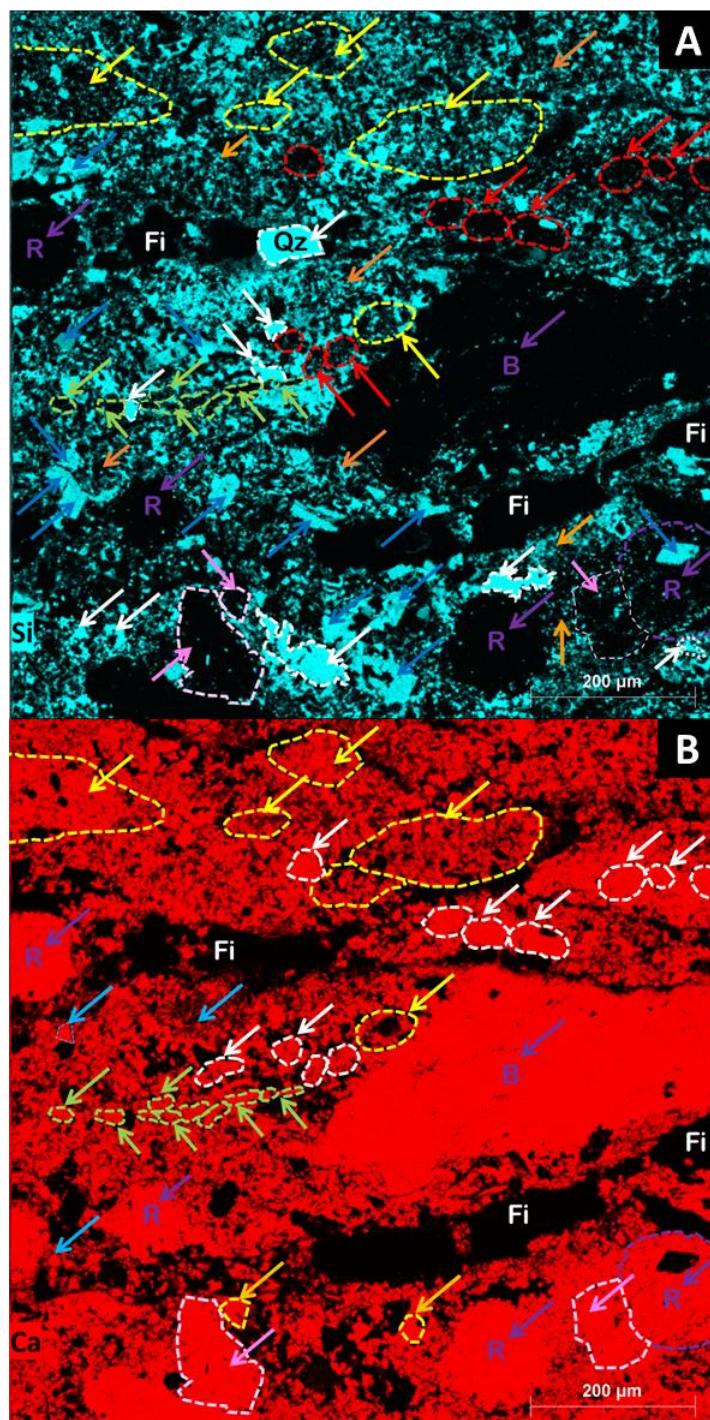


Figura 3.1: A) (X200). Mapa de Si (EM-136, laboratorio Y-TEC). Se señalan masas/agregados de cuarzo criptocristalino, cristales autigénicos y detriticos de cuarzo (línea y flecha blanca) con color turquesa fuerte. Las flechas naranjas indican sectores con menor proporción de Si, de color turquesa débil y sin respuesta (pseudomatriz mixta, arcillosa micrítica). Los peloídes subcirculares (línea y flecha rojas) y vermiformes de la pseudomatriz (línea y flecha verde) no tienen respuesta. Los intraclastos (flechas amarillas) se diferencian de los peloídes (flechas rojas), porque los primeros están iluminados de turquesa de forma heterogénea y los segundos no tienen respuesta al Si. Los cristales y parches de esparita (flecha rosa) están apagados (negro) en el mapa de Si. Las líneas celestes indican cristales de feldespato. **B)** (X200) mapa de Ca de wackestone peloidal-boclástico (EM-136, laboratorio Y-TEC). Los peloídes de composición micrítica, color rojo fuerte homogéneo (líneas y flechas blancas), tienen tamaños entre 22 y 100 μm y formas principalmente subcirculares. Los peloídes de la pseudomatriz, rojo fuerte homogéneo (líneas y flechas verdes), tienen formas vermiformes y tamaños entre 4 y 27 μm. Los intraclastos, color rojo con sectores sin respuesta (líneas y flechas amarillas), son de mayor tamaño que los peloídes y su rango granulométrico está entre 61 y 225 μm. Líneas y flechas naranjas: cristales de pseudoesparita-esparita (~20-35 μm) y flechas celestes: cristales de microesparita (entre 4μm y 10μm); líneas y flechas rosas: parches de calcita (26-245 μm). Flechas violetas: **B**: *Epistomina* (~500 μm) y **R**: radiolarios. **Fi**: fractura inducida.

Se reconocen clastos de plagioclasa sódica (albita) en el mapa de Na de la figura 3.2 A, tamaño limo muy fino a grueso, subhédrales a euhédrales y de hábito prismático. Se identifican acumulaciones de detrito feldespático (Na, sódico) con individuos desde limo muy fino a fino en el espacio interpartícula. Dentro de los radiolarios se reconoce albita autigénica euhédral.

En la figura 3.2 B, se identifican clastos de feldespato potásico (ortosa) con hábito principalmente anhedral y aislados subhédrales. El K también se halla diseminado en el material intersticial, más precisamente en las arcillas (agregados de illita-esmectita), que presentan un color violeta más tenue (hasta apagado) que los clastos de feldespato (K) que son de color violeta brillante. El mapa de K ayuda a discriminar los distintos tipos de partículas no esqueletales porque, los intraclastos presentan baja proporción de K y los peloides nulo contenido de este elemento. Los mosaicos o parches de calcita se reconocen también por no tener respuesta al K.

Si bien el Mg (Fig. 3.2 C) se encuentra diseminado en el mapa en bajas proporciones, en sectores de la pseudomatríz tiene color rosa con mayor respuesta porque el K está presente en los interestratificados de illita-esmectita. En zonas muy localizadas de la pseudomatríz se observan cristales euhédrales, ecuentes, con color violeta intenso y homogéneo (alto Mg), que representan cristales de dolomita. Los parches de cemento calcítico tienen muy baja concentración de este elemento.

El mapa de Al (Fig. 3.2 D) tiene mayor respuesta (verde) en los grupos de píxeles que coinciden con feldespatos (albita y ortosa) y menor respuesta (verde apagado) en los sectores que coinciden con arcillas. En los bioclastos (radiolarios y foraminíferos *Epistomina*) y en parches de cemento calcítico, este elemento no tiene respuesta (color negro).

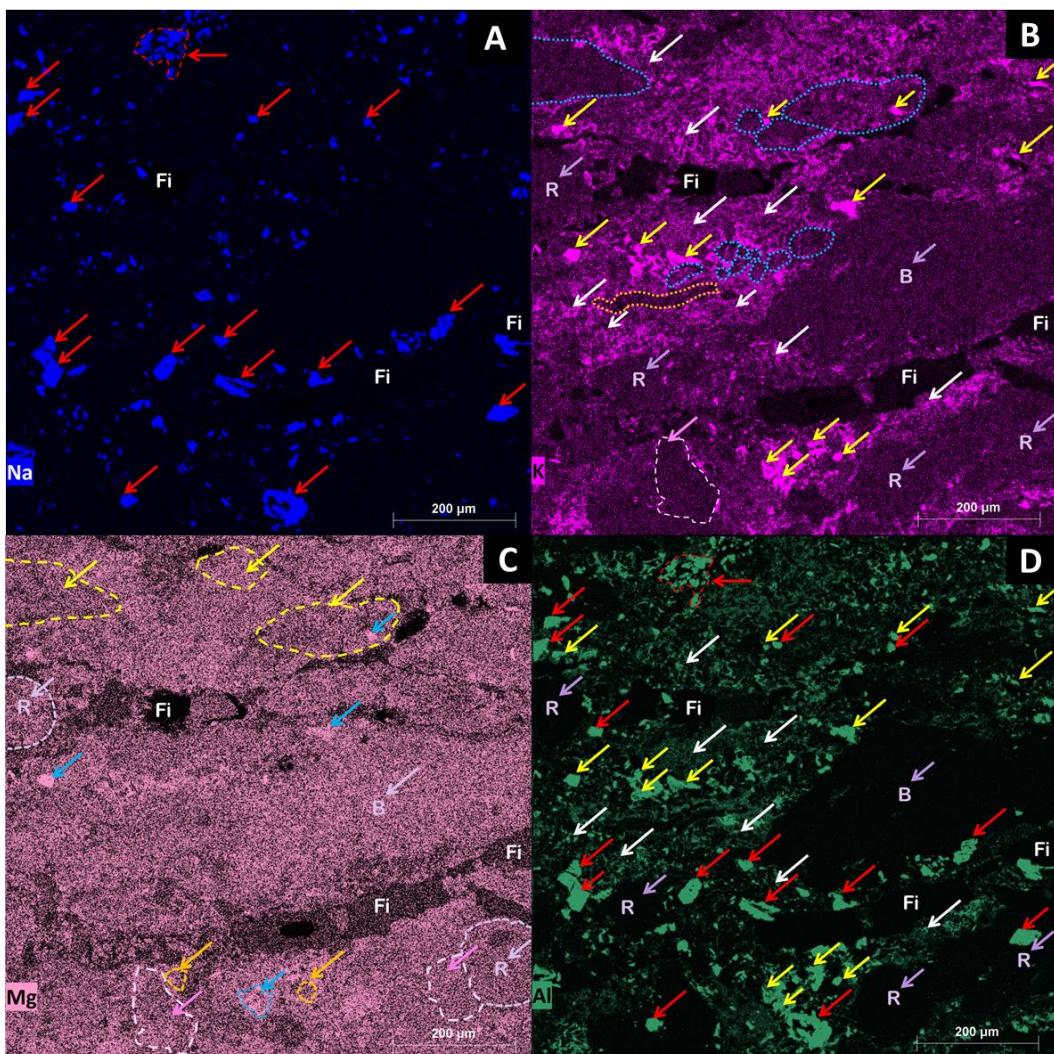


Figura 3.2: A) (X200) Mapa de Na en microfacies de wackestone peloidal-biocástico (EM-136, laboratorio Y-TEC). Las flechas rojas indican clastos de plagioclasa sódica (albita) tamaño limo muy fino a grueso, subhendrados y aislados euhedrales. La línea punteada roja, en la parte superior, engloba detrito de feldespático sódico. B) (X200) Mapa de K (EM-136, laboratorio Y-TEC). Los clastos de feldespato potásico (ortosa, línea amarilla), presentan color violeta brillante (elevada concentración de K). El K está diseminado en la pseudomatríz con interestratificados de illita-esmectita (violeta tenue con píxeles negros, flechas blancas). Intraclastos: líneas punteadas celeste azulado. Conjunto de peloídes limo muy fino amalgamados, línea naranja punteada. B: foraminífero (*Epistomina*) y radiolarios (R), ambos con flechas violetas. Fi: fractura inducida. C) (X200) mapa de Mg (EM-136, laboratorio Y-TEC). El Mg se encuentra diseminado en el área de la muestra, tanto en las partículas no carbonáticas y mixtas como en el espacio interpartícula excepto, en sectores de la pseudomatríz que coinciden con arcillas y cristales autigénicos de dolomita, donde la respuesta es mayor. Flechas y líneas punteadas celestes: dolomita y sectores con concentración de arcillas. Líneas y flechas violetas: B: foraminífero (*Epistomina*) y radiolarios espumelláridos (R). Fi: fractura inducida. D) (X200) mapa de Al (EM-136, laboratorio Y-TEC). Feldespatos: ortosa (flecha amarilla) y albita (flecha roja). Arcillas: flecha blanca.

Combinando los mapas de Fe y S (Fig. 3.3 A-B), se revela la presencia de agregados de pirita framboidal. A partir del mapa de P (Fig. 3.3 C) se observan aisladas partículas fosfáticas. En mapa de C (Fig. 3.3 D), se aprecia que la materia orgánica está en baja proporción.

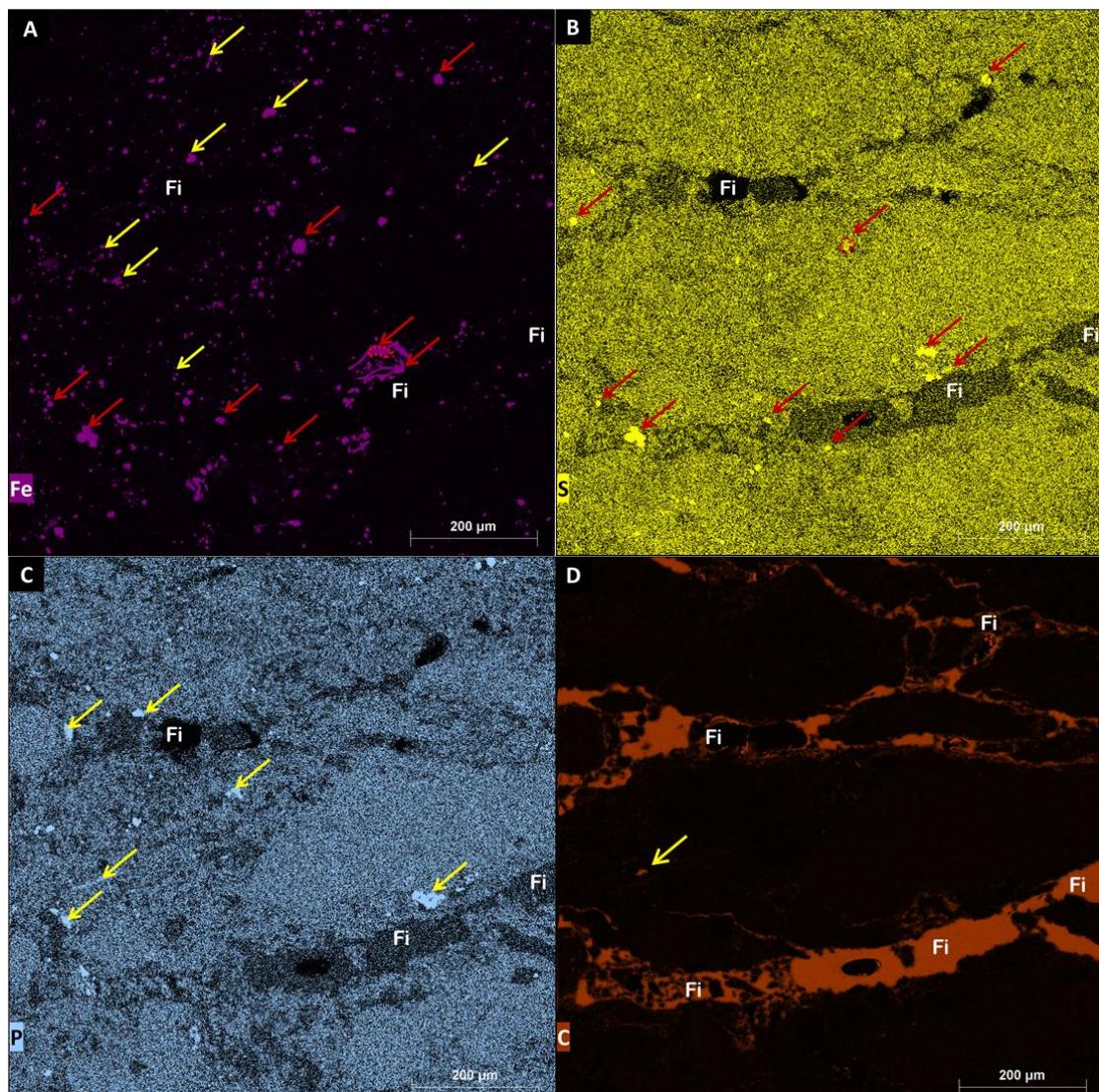


Figura 3.3: A-B-C-D) Mapas de Fe, S, P y C respectivamente (EM-136, laboratorio Y-TEC). **A-B)** Con flechas rojas se señalan los agregados de pirita que presentan colores violeta y amarillo intenso (Fe y S respectivamente) y formas irregulares (agregados framboideos) o cristalinas (pirita cúbica). **C)** Los sectores iluminados en el mapa de P indican la presencia aislada de partículas fosfáticas (flechas amarillas). **D)** La materia orgánica es aislada (flecha amarilla). Las fracturas inducidas (**Fi**) como tienen resina se ven resaltadas en marrón.

En el mapa combinado (Ca-Si-Na) de la figura 3.4 se pueden discriminar mejor los clastos terrígenos (cuarzo, albita y ortosa). Se señalan las partículas no esqueletales carbonáticas y mixtas, clastos terrígenos, pseudomatríz y cemento carbonático, a partir de la interpretación de las figuras anteriores (Figs. 3.1 a 3.3). Relacionando el mapa de K (Fig. 3.2 B) con el que contiene la combinación Si-Ca-Na (Fig. 3.4) se pueden reconocer los agregados irregulares de cuarzo autigénico, porque son turquesa intenso y no poseen respuesta al Ca, Al, Na y K. Por otro lado, cruzando el mapa de K y Al (Fig. 3.2 B y D), con el combinado de Si-Ca-Na (Fig. 3.4) se reconocen las arcillas en este último, porque tienen respuesta al Si (tenue), Al (tenue), y K (variable). Los radiolarios, si bien presentan fuerte reemplazo calcítico, pueden preservar el borde con

microcuarzo, y cristales autigénicos de albita euhedral en su interior (Fig. 3.4). En el mapa combinado, se observa de forma muy dispersa color violáceo dentro de sectores de pseudomatríz de color rojo intenso (calcita). El color rojo-violáceo es resultante de combinar el rojo (Ca) con el turquesa (Si) en el mismo pixel o conjunto de píxeles lo que indica que, en estas situaciones, la pseudomatríz de composición principalmente carbonática-micrítica con cuarzo criptocristalino y arcillas intercrecidas. Del mismo modo, en sectores interpartícula donde predomina el color turquesa (Si) sobre el rojo (Ca), también se observan píxeles o conjuntos de píxeles violáceos como respuesta a la presencia de micrita y cuarzo, feldespato o arcillas.

A través de la combinación del análisis petrográfico, análisis de imágenes *BSE* y mapas de elementos, en *wackestones* peloidales-bioclasticos característicos del Miembro Los Catutos, se pudo reconocer que el material ligante es heterogéneo y está compuesto por: 1) fracción carbonática integrada por peloides limo fino a muy fino, detrito bioclastico limo muy fino, micrita y agregados de microesparita xenotópicas, cristales prismáticos y ecuantes de esparita interpartícula, mosaicos de microesparita y esparita xenotópicas e idiotópicas y 2) fracción silicoclástica compuesta por clastos terrígenos limo fino (cuarzo, albita y ortosa), agregados de arcillas y cuarzo autigénico como agregados irregulares criptocristalinos y como cristales prismáticos bien desarrollados.

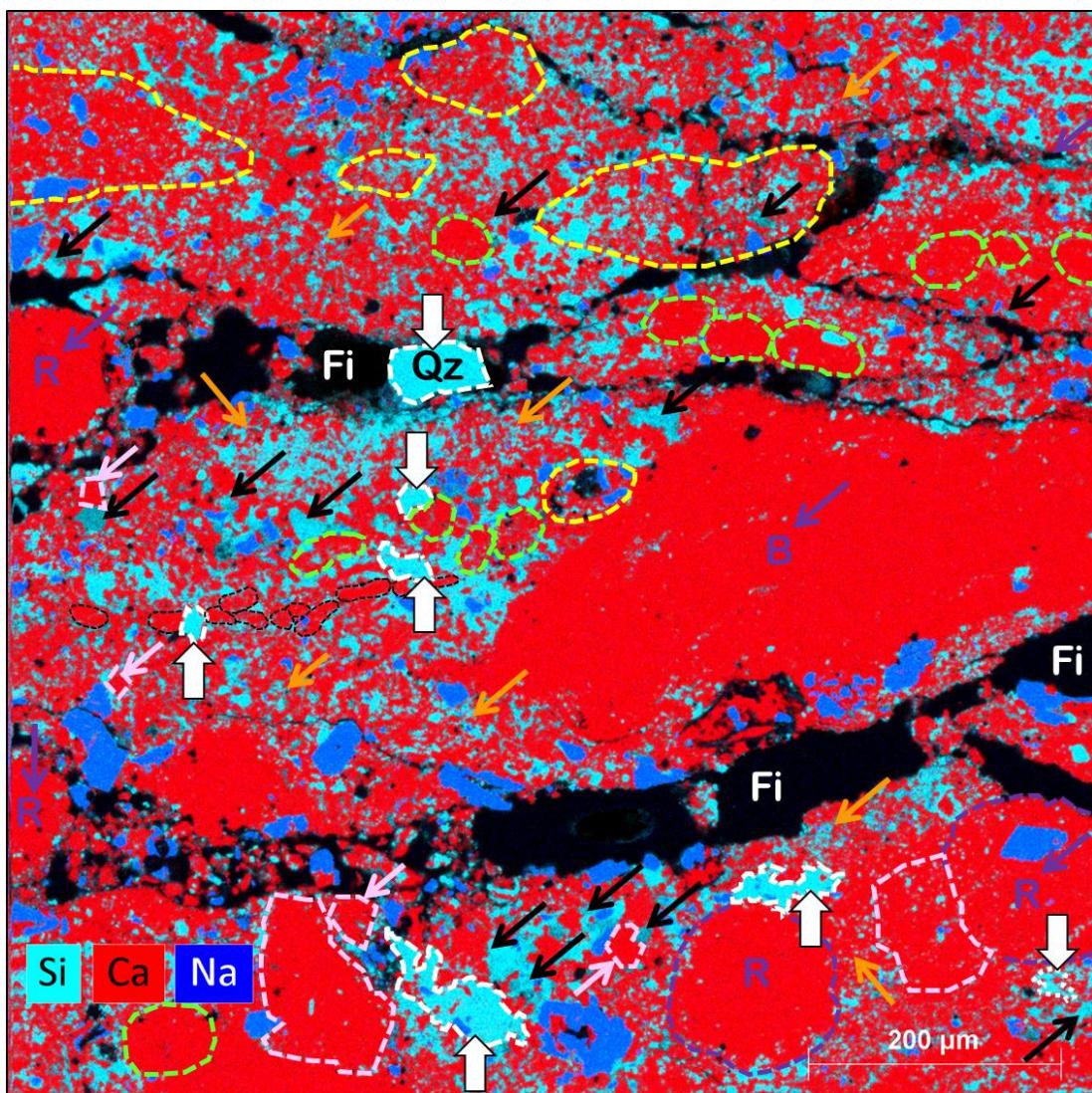


Figura 3.4: Mapa combinado de Si-Ca-Na (EM-136, laboratorio Y-TEC). 1) Las flechas blancas gruesas y líneas punteadas blancas representan cristales de cuarzo prismáticos e irregulares (Qz) y masas de cuarzo criptocristalino, ambos con colores turquesa (Si) intenso, sin respuesta al Ca y Na. 2) Las flechas naranjas indican la pseudomatríz micrítica-arcillosa. Las áreas de pseudomatríz están coloreadas por rojo (Ca), turquesa (Si) y azul énfasis (Na), este último subordinado a los anteriores y en proporción variable de Ca y Si. 3) Tomando en cuenta el mapa de K, las flechas negras indican los clastos de feldespato K (el turquesa del Si, está atenuado). 4) El color azul énfasis del Na intenso, y el hábito prismático y/o euhedral de cristales permite identificar clastos de albita autigénica. 5) Las partículas no esqueletales con contornos de líneas discontinuas amarillas indican los intraclastos. 6) Las partículas no esqueletales con contornos de líneas discontinuas verde fosforescente engloban a los peloides micríticos. 7) Los contornos de líneas discontinuas delgadas color negro encierran a los peloides agusanados (sector centro-izquierda) de la pseudomatríz. 8) Las líneas punteadas rosas indican parches de esparita y cristales de microesparita y esparita. 9) Flechas violetas: radiolarios (R) y foraminífero (*Epistomina*), B). Notar que los radiolarios están completamente reemplazados por calcita (Ca, rojo) pero presentan bordes con microcristales de cuarzo (Si, turquesa) y albita euhedral en el interior. 10) Fi: Fractura inducida (artificial).

PARTE 4

Análisis de Elementos: Mn vs. Sr (Puerta Curaco y Los Catutos)

La primera observación que surge de comparar las figuras 4.1 (Puerta Curaco) y 4.2 (Los Catutos) es que el módulo de los factores de correlación (Sr-Mn) es más grande para las calizas y margas de Puerto Curaco. El segundo hecho es que, para los cuatro *crossplots* de las dos figuras, para bajas concentraciones de Mn^{+2} , hay mucha dispersión en la vertical del Sr (ppm). La correlación aparece con el crecimiento de la concentración de Mn^{+2} , es decir con el aumento del soterramiento y grado de diagénesis.

El Mn^{+2} se incorpora en la calcita durante la diagénesis por soterramiento, mientras que durante la eogénesis y mesogénesis temprana marina las condiciones son oxidantes y no está presente en solución. Entonces, para valores muy bajos de Mn^{+2} , los elevados valores de Sr (hasta 1000 ppm) indican presencia de aragonita y los valores bajos de Sr indican dominio de calcita de alto Mg. En las situaciones intermedias, hay mezcla de aragonita y HMC.

Luego, con el aumento de Mn^{+2} , en las sucesivas recristalizaciones de calcita por neomorfismo durante la mesogénesis (que da lugar a LMC), el Sr se pierde en el fluido poral. Esta tendencia se refleja en mayores módulos de los factores de correlación (margas y calizas) para Puerta Curaco que para Los Catutos porque las microfacies carbonáticas de la Formación Vaca Muerta de Puerta Curaco sufrieron más alto grado de neomorfismo que en el caso de Los Catutos.

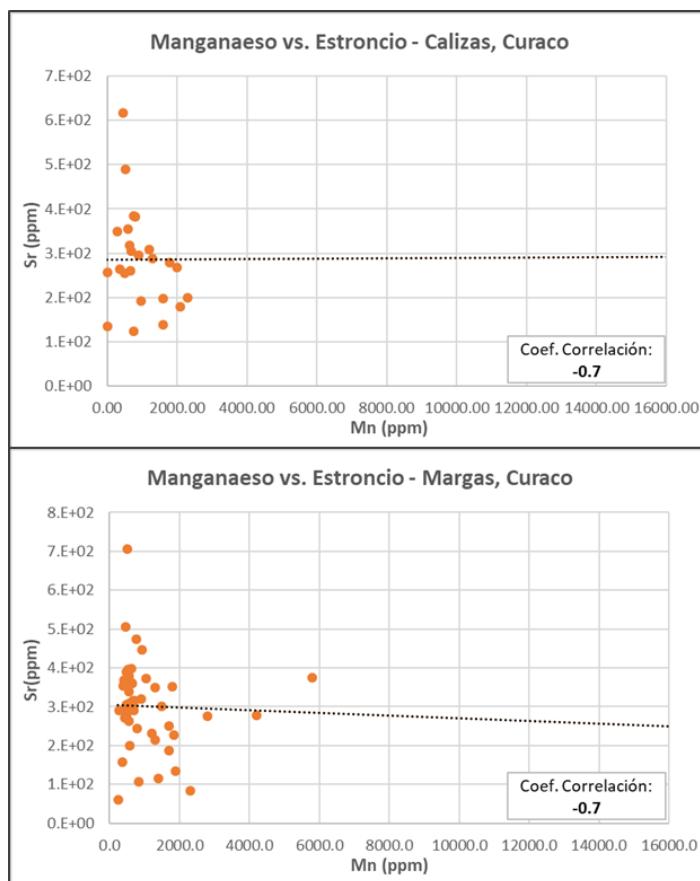


Figura 4.1. Cross plots: Mn (ppm) y Sr (ppm) en calizas y margas – Puerto Curacao

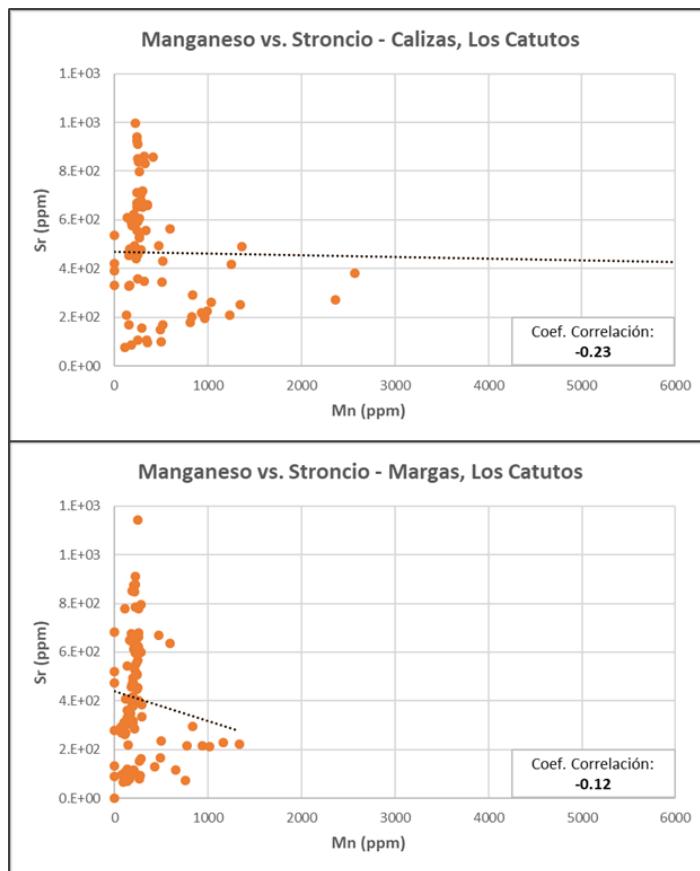


Figura 4.2. Cross plots: Mn (ppm) y Sr (ppm) en calizas y margas – Los Catutos