



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana

Sergio Herrera Quijano

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2020

Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana.

Sergio Herrera Quijano

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

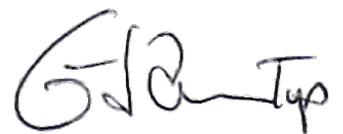
Magister en Ciencias - Geología

Director (a):

Ph.D. Gustavo Adolfo Sarmiento Pérez

Codirector (a):

Ph.D (C). German Eduardo Bonilla Osorio



Línea de Investigación:

Diagénesis

Grupo de Investigación:

LATTICE: Litogeoquímica aplicada

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2020

A mis padres y hermana

Hasta hace muy poco, aceptábamos que la evolución de los organismos se producía según las pautas expuestas por Darwin, y que la evolución del mundo material compuesto por rocas, aire y océanos evolucionaba según decían los libros de geología. Pero la teoría de Gaia ve estas dos evoluciones anteriormente separadas como parte de una única historia de la Tierra, en la que la vida y su medio físico evolucionan como una sola entidad. – James Lovelock.

Agradecimientos

Durante mis estudios universitarios y carrera profesional desarrollé gran interés por la investigación de las rocas sedimentarias, interés que fue apoyado por el profesor PhD Gustavo Sarmiento Pérez, director de la presente tesis, quien siendo profesor desde el pregrado se convirtió en mecenas y amigo en mis proyectos investigativos, como también MSc German Bonilla Osorio, quien me introdujo al mundo de la geoquímica con el que pude abordar desde otro punto de vista la geología, y quien a lo largo de los años se convirtió en un gran amigo.

Adicionalmente, para el desarrollo de este trabajo agradezco la ayuda en los trabajos de campo y la preparación de muestras para la adquisición de los datos litogeoquímicos a Sebastián Hernández Durán, quien significó celeridad en el progreso del proyecto. También, quiero agradecer al Profesor Dr. Luca Caracciolo y al Profesor Dr. Axel Munnecke, quienes fueron de gran apoyo académico en mi estancia en Friedrich Alexander Universität en Erlangen, Alemania, les debo el aprendizaje en rocas calcáreas y su diagénesis, que de no contar con estos conocimientos habría cambiado drásticamente las conclusiones de este trabajo, de igual manera, les agradezco a ellos y al Profesor Dr Michael Joachimski, el acceso y capacitación a los equipos de Microscopia óptica, Microscopia Electrónica de Barrido, y Cátodoluminiscencia, que permitieron dilucidar características claves para el entendimiento de las rocas.

Por otro lado, agradezco la ayuda incondicional de Liz Andrea Zambrano Bonilla, Juan David Pachón Andrade, Tania Catalina Acero, Mónica Alejandra Gómez, Claudia Liliana Martín, MSc Juan Sebastián Hernández González y Hernán Guillermo Cifuentes, quienes aportaron también su amistad y tiempo a lo largo de la maestría, además, quiero agradecer a Roberto Terraza Melo y al Servicio Geológico Colombiano por aportarme conocimientos, experiencia y el tiempo suficiente para llevar a cabo los menesteres que conlleva el presente estudio.

VIII Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia por ser el soporte esencial para lograr sacar adelante mis estudios en la Universidad Nacional de Colombia, alma mater que, gracias a sus laboratorios y personal, apoya siempre la investigación y el desarrollo científico en Colombia del cual ahora hago parte.

Resumen

La silicificación, en el registro litológico del Cretácico superior colombiano se encuentra presente en ciertas unidades litoestratigráficas de las cuencas sedimentarias del valle del río Magdalena y la cordillera oriental, tales como, las formaciones Lidita Superior, Lidita Inferior, Plaeners, Frontera y la Luna. De estas, se tomaron muestras en los niveles con silicificación y posteriormente se analizaron con técnicas petrográficas (microscopía óptica, cátodoluminiscencia y microscopía electrónica de barrido) y litogeoquímicas (difracción de rayos X, fluorescencia de rayos X y espectrometría de energía dispersiva) que permitieron caracterizar sus propiedades geoquímicas y texturales. Para clasificar más asertivamente las muestras recolectadas, se planteó un cuadro que relaciona sus características texturales con su porcentaje de sílice que, a la vez, se vincula directamente con el grado de silicificación. A partir de esta clasificación, las observaciones y los datos adquiridos, se determinó que los *cherts* enmarcados dentro del contexto sedimentario calcáreo somero del Cretácico colombiano, se originaron inmediatamente posterior al depósito del sedimento, bajo un mecanismo diagenético temprano que incluye la interacción de la materia orgánica con las bacterias aeróbicas y anaeróbicas, las cuales, modifican las condiciones termodinámicas de equilibrio en los primeros metros del sedimento facilitando la precipitación de polimorfos de sílice. En ese orden de ideas, se plantea que la fuente más probable de la sílice precipitada en estas rocas es proveniente del medio marino, en donde los polímeros e iones de silicio disueltos, aprovechan la permeabilidad sedimentaria y logran llegar a las zonas microbiales con condiciones geoquímicas idóneas para la nucleación de sílice, y de esta manera, cementar y remplazar los componentes originales del sedimento.

Palabras clave: Silicificación, Cretácico colombiano, Geoquímica, Zona de sulfato-reducción microbial, chert, Materia Orgánica, sílice.

Abstract

Silicification, in the lithological record of the Colombian Upper Cretaceous, is present in certain lithostratigraphic units of the sedimentary basins of the Magdalena river valley and the eastern mountain range, such as the Lidita Superior, Lidita Inferior, Plaeners, Frontera and La Luna formations. From these, samples were taken at the levels with silicification and subsequently analyzed with petrographic techniques (optical microscopy, cathodoluminescence and scanning electron microscopy) and lithogeochemicals (X-ray diffraction, X-ray fluorescence and energy dispersive spectrometry) that allowed to characterize its geochemical and textural properties. To classify the collected samples more assertively, a table was proposed that relates their textural characteristics with their silica percentage, which, in turn, is directly linked to the degree of silicification. From this classification, the observations and the data acquired, it was determined that the cherts framed within the shallow calcareous sedimentary context of the Colombian Cretaceous, originated immediately after the deposit of the sediment, under an early diagenetic mechanism that includes the interaction of organic matter with aerobic and anaerobic bacteria, which modify the thermodynamic conditions of equilibrium in the first few meters of the sediment, facilitating the precipitation of silica polymorphs. In this vein, it is suggested that the most likely source of precipitated silica in these rocks is from the marine environment, where dissolved silicon polymers and ions take advantage of the sedimentary permeability and reach microbial areas with ideal geochemical conditions for the nucleation of silica, and in this way, cement and replace the original components of the sediment.

Keywords: Silicification, colombian Cretaceous, geochemistry, microbial sulfate-reduction zone, chert, organic matter, silica.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
Lista de Figuras	XIII
Lista de tablas	XVIII
Introducción	1
1. Planteamiento	3
1.1 Estado del Arte	3
1.2 Marco Geológico	8
1.2.1 Contexto Geotectónico	8
1.2.2 Estratigrafía General del Cretácico Superior de la Cuenca Cretácica Colombiana	11
1.3 Metodología	15
1.3.1 Trabajos de Campo	16
1.3.2 Petrografía Óptica y Cátodoluminiscencia	18
1.3.3 Metodología de clasificación de grados de silicificación	21
1.3.4 Rayos X	23
1.3.5 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) y Espectroscopía de energía dispersiva (EDX)	24
2. Características de Campo de las Secciones Estratigráficas con Silicificación	25
2.1 Sección Estratigráfica de la Quebrada Aico, Chaparral, Tolima	25
2.2 Sección Estratigráfica de la Quebrada la Sorda, Lebrija, Santander.	31
2.3 Inmediaciones de Ubaté y Tausa, Cundinamarca	33
3. Rasgos Petrogeoquímicos de la Silicificación en las Rocas del Cretácico Superior Colombiano	38
3.1 Petrografía	38
3.1.1 Microscopía Óptica	39
3.1.2 Cátodoluminiscencia	57
3.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido	59
3.2 Litogeoquímica	63
3.2.1 Difracción de Rayos X	63
3.2.2 Fluorescencia de Rayos X	65
3.2.3 EDX-SEM	66
4. Discusión	73
4.1 Temporalidad de los procesos diagenéticos	73
4.2 Proveniencia de la sílice	81
4.1 Mecanismo de precipitación de la sílice	83
4.2 Silicificación en la cuenca cretácica colombiana	86
5. Conclusiones	89
A. Anexo: Composición mineralógica de las muestras por medio de difracción de rayos X	91

XII Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana.

B. Anexo: Composición Química de las Muestras por medio de Fluorescencia de Rayos X.....	95
C. Anexo: Columna Estratigráfica Sección Estratigráfica de la Quebrada Aico..	100
D. Anexo: Columna Estratigráfica Sección Estratigráfica de la Quebrada La Sorda.	102
E. Anexo: Registro Fotográfico.....	104
F. Anexo: Reportes de SEM/EDX	141
Bibliografía	160

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1-1: Balance de aporte y consumo de la sílice en ambientes marinos.	7
Figura 1-2: Distribución y límites de las cuencas sedimentarias colombianas.	9
Figura 1-3: Esquema representativo de la evolución de la apertura y el cierre de la Cuenca Cretácica Colombiana.	12
Figura 1-4: Localización geográfica de los puntos de toma de muestras.	17
Figura 1-5: Esquema de ubicación de depósito de las unidades trabajadas.	17
Figura 1-6: Reconocimiento del cuarzo con respecto al carbonato de calcio con la cuña Lambda (λ).	19
Figura 1-7: Campos comparativos para la estimación del porcentaje de sílice en la matriz micrítica/micro-esparítica (fondo claro) o arcillosa/orgánica (fondo oscuro).	20
Figura 1-8: Clasificación de rocas calcáreas según su grado de silicificación.	23
Figura 2-1: Ubicación de la sección de la Quebrada Aico, modificado de Fuquen <i>et al.</i> (1993).	26
Figura 2-2: Columna generalizada de la sección de la Quebrada Aico.	27
Figura 2-3: Concreción calcárea (rojo) rodeada por chert (azul) y deformando laminación (blanco).	28
Figura 2-4: Nódulos silíceos (azul) contiguos.	30
Figura 2-5: Concreción calcárea (rojo) rodeada por <i>chert</i> (flechas azules).	31
Figura 2-6: Ubicación de la sección estratigráfica de la quebrada La Sorda.	32
Figura 2-7: Columna estratigráfica generalizada de la sección de la quebrada la Sorda.	34
Figura 2-8: Ubicación del muestreo de la Formación Frontera y el Grupo Guadalupe. ...	35
Figura 2-9: Nivel inferior de la Formación Frontera en el alto de los Caballeros, Ubaté. 36	
Figura 2-10: Disposición plano-paralela de las capas en la Formación Plaeners en las inmediaciones de Tausa.	37

XIV Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana.

- Figura 3-1.** Ubicación de las muestras en el cuadro clasificatorio para rocas silicificadas39
- Figura 3-2:** Precipitación concéntrica de cuarzo en las muestras SA-1927 y SA-1933 pertenecientes a la Formación Lidita Superior, además se observa que el remplazamiento en cuarzo de la matriz es superior al 80%, en el interior de algunas cámaras se preserva los remanentes de la materia orgánica original del foraminífero, y su caparazón aún conserva su composición calcárea; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ 42
- Figura 3-3:** Foraminíferos rellenos por dos generaciones de cuarzo en muestras SO-43 (Miembro Pujamana, izquierda) y SA-1906 (Miembro Lidita Inferior, derecha), en medio de una matriz totalmente remplazada por sílice; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ , escala: 100 μ m. 43
- Figura 3-4:** Relleno y remplazamiento por sílice de moluscos en la muestra SO-05 perteneciente a la Formación El Salto. Se logra detallar la diferencia en la textura de los cristales de cuarzo en el interior del bioclasto y en el remplazamiento del caparazón; a) ppl, b) xpl 44
- Figura 3-5:** Foraminíferos rellenos de calcita en muestras SA-1914 (Lidita Inferior, izquierda) y SF-1801 (Formación Frontera, derecha), la matriz en la primera se halla parcialmente remplazada por sílice, mientras que en la segunda se encuentra abundante materia orgánica; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ 45
- Figura 3-6:** Foraminíferos colapsados micritizados (flechas) en las muestras SA-1904 (a) perteneciente a la Formación Loma Gorda, SA-1924 (b) a Aico Shale, SA-1910 (c) a la Formación Lidita inferior y SO-32 (d) al Miembro Pujamana, algunos de ellos conservando vestigios de su geometría original (línea punteada roja) en medio de la matriz laminada..... 46
- Figura 3-7:** Radiolario remplazado en cuarzo en la muestra SA-1922 ubicada en la parte superior de la Formación Lidita Inferior, donde se ve acompañado por foraminíferos y material terrígeno, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ 47
- Figura 3-8:** Fósiles de radiolarios remplazados en pirita en la muestra SA-1905 la cual no presenta laminación (izquierda) y en carbonato de calcio en la muestra SA-1921 (derecha) en donde la matriz si presenta cierta laminación. La primera se ubica en la parte basal de la Formación Lidita Inferior, mientras que la segunda en la parte superior. a) ppl, b) xpl, c) cuña λ 48
- Figura 3-9:** Remplazo total por sílice de fragmento óseo fosfático en la muestra SA-1927 (Formación Lidita Superior, izquierda) y peloide en la muestra SA-1906 (Formación Lidita

Inferior, derecha), mostrando una textura groso-granular en medio de una laminación levemente deformada, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	50
Figura 3-10: Lentes de caolinita en muestra SA-1915A (flechas blancas izquierda) y relleno de caolinita en cavidad de bioclasto fosfático en la muestra SA-1909 (derecha), ambas ubicadas en la Formación Lidita Inferior, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	51
Figura 3-11: Foraminíferos remplazados en sílice (izquierda rojo) y litoclasto (derecha) en la muestra SA-1921 perteneciente a la parte superior de la Formación Lidita Inferior, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	52
Figura 3-12: Pirita euhedral desarrollada en matriz de la muestra SA-1930 (Formación Lidita superior, derecha) y siderita en rombos precipitando en los moldes de foraminíferos y en matriz de la muestra SF-1802 (Formación Frontera, izquierda), a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	53
Figura 3-13: Foraminífero aplastado (flecha blanca) en la muestra SA-1918 y junto a este, granos de cuarzo tamaño limo (títulos rojos), a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	54
Figura 3-14: Deformación de la laminación (rojo) en las muestras SA-1910 (izquierda) y SA-1906 (derecha), ubicadas en la Formación Lidita Inferior, donde el grado de silicificación y el contenido de arcillas se encuentran relacionadas con la magnitud de la deformación, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ	55
Figura 3-15: Relación de corte entre las vetillas de carbonato de calcio, cuarzo con la matriz laminada en la muestra SA-1912 perteneciente a la Formación Lidita Inferior y la muestra SA-1930 perteneciente a la Formación Lidita Superior	56
Figura 3-16: Estilolito cortando vetilla de calcita en muestra SA-1906 (Lidita inferior) en paralelo a la dirección de la laminación	57
Figura 3-17: Colores de la luminiscencia del cuarzo en la muestra SA-1905 (izquierda) y SA-1927 (derecha)	57
Figura 3-18: Colores anaranjados a rojizos en la cátodoluminiscencia del carbonato de calcio en forma de relleno de foraminíferos (b), fracturas (a) y de cemento (c).....	58
Figura 3-19: Fósiles de radiolarios en la muestra SA-1905	59
Figura 3-20: Disposición euhedral en contacto puntual de los cristales de cuarzo en la matriz de la muestra SA- 1910 (izquierda) y porosidad intercristalina en muestra SA-1930 (derecha).....	60
Figura 3-21: Textura empaquetada de la matriz de la muestra SO-43.....	61
Figura 3-22: Arcillas (flechas rojas) en medio de matriz remplazada por cuarzo en muestra SP-01 (izquierda) y SO-32 (derecha).....	61

XVI Procesos de Silicificación de las Unidades del Turoniano – Campaniano en la Cuenca Cretácica Colombiana.

Figura 3-23: Marcas poligonales sobre cristales de cuarzo (rojo).....	62
Figura 3-24: Imágenes de electrones retro dispersados de anillos de precipitación mineral mostrando facetas angulares hacia el interior de la cámara del foraminífero, SA-1933 (izquierda) y SA-1927 (derecha)	63
Figura 3-25. Composición mineralógica resumida de las muestras	64
Figura 3-26. Composición química adquirida por FRX	65
Figura 3-27: Mapas composicionales de aluminio y silicio cámaras de foraminífero de la muestra SA-1904, con espectro composicional tomado en relleno arcilloso.	67
Figura 3-28: Mapas composicionales de aluminio y silicio en bioclasto fosfático de la muestra SA-1909, con espectro composicional tomado en relleno silíceo.	67
Figura 3-29: Mapas composicionales de calcio y silicio de foraminífero con relleno bimodal de la muestra SA-1906, con espectro composicional tomado en relleno calcáreo.	68
Figura 3-30: Espectro composicional de la vetilla en la muestra SA-1933.....	69
Figura 3-31: Espectro composicional del relleno de la cámara de foraminífero en la muestra SA-1927	70
Figura 3-32: Mapas composicionales de calcio y azufre, mostrando fósiles de radiolarios (flecha blanca) remplazados en calcita en la muestra SA-1921 (izquierda) y en pirita en la muestra SA-1905 (derecha) en medio de matriz silicificada. Imágenes de electrones retro-dispersados (BSE).....	70
Figura 3-33: Radiolario remplazado en cuarzo en la muestra SA-1922, en blanco ubicación del espectro composicional.	71
Figura 3-34: Remplazamiento de bioclasto fosfático por sílice conservando impurezas de fosfato original.....	72
Figura 4-1: Modelo de preservación de fósiles por mineralizaciones a partir de zonas microbiales en la diagénesis temprana.	74
Figura 4-2: Esquema de petrogénesis de rocas silicificadas y concreciones.....	75
Figura 4-3: Evidencias de compresión: a) remplazamiento de fosfato por calcita en muestra SA-1909, b) estilolito cortando vetilla calcárea en muestra SA-1930, c) estilolito en packstone totalmente silicificado en muestra SO-05, d) vetilla calcárea y laminación deformadas en muestra SA-1912.....	80
Figura 4-4: Disolución completa de bioclastos en muestra SP-1801 (b en ppl), donde, se observan los moldes, y de cemento y posterior relleno de sílice en la muestra SA-1915 (a en xpl).....	81

Figura 4-5: Distribución de la abundancia en porcentaje de radiolarios en las secciones estratigráficas del VSM y VMM.....	81
Figura 4-6: Lepísferas recristalizadas en superficies de foraminíferos en muestra SA-1936 (izquierda) y S0-05 (derecha).	84
Figura 4-7. Secuencia de precipitación nodular y deformación de laminación.	85
Figura 4-8: Despliegue de muestras en el cuadro clasificatorio de grados de silicificación, mostrando la “Media geométrica” y el agrupamiento de las muestras de las unidades silicificadas.	88

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1-1: Terminología utilizada para la estructura mineralógica de las lepisferas según varios autores.	6
Tabla 3-1: Resumen de la clasificación de las muestras utilizadas durante la investigación.	40
Tabla 4-1. Tabla de correlación de las Unidades con respecto a los eventos axónicos oceánicos.....	87

Introducción

La silicificación y sus procesos asociados en las rocas colombianas, se pueden evidenciar en unidades como el Grupo Olini (De Porta, 1965), Grupo Guadalupe (Pérez y Salazar, 1978) y la Formación La Luna (Morales, 1958), las cuales están enmarcadas en un contexto cordillerano producto de la inversión de un régimen distensivo, siendo anteriormente, una cuenca marina intracontinental (Villamil, 1998), que a lo largo de su evolución, sufrió procesos diagenéticos que modificaron las rocas originales dejando registro en la actual litología.

Con datos provenientes de la caracterización petrogeoquímica enmarcándolos dentro de un contexto tectono-estratigráfico de cuenca epicontinental somera restringida, en cercanías del margen activo al noroeste de la placa suramericana durante el intervalo Turoniano – Campaniano, es posible comprender los procesos de silicificación y su origen. Esto ha sido tema de estudio en las últimas décadas, sin embargo, aún no es clara la dinámica de este fenómeno para el caso colombiano debido a la carencia de datos geoquímicos dirigidos a conocer las condiciones de precipitación de la sílice dentro de sedimentos calcáreas y su evolución en el medio diagenético.

Con el objetivo de obtener datos contundentes, y con ellos poder explicar mejor este fenómeno diagenético, se llevaron a cabo observaciones a detalle por medio de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido (SEM) y catodoluminiscencia (CL), por otro lado, se determinó la composición mineralógica por medio de difracción de rayos X (DRX), la composición química en roca total por medio de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (FRX) y, por último, se determinó la composición química en lugares específicos de las muestras recolectadas utilizando el accesorio de espectrometría de energía dispersiva (EDX) del microscopio electrónico.

El presente trabajo tiene como objeto plantear un origen probable para las rocas silicificadas de la cuenca marina somera del Cretácico superior colombiano, además,

pretende ampliar el conocimiento de rocas silicificadas que actualmente suponen un potencial en explotación de recursos naturales, en donde tener más claridad sobre la reducción y creación de porosidad en las rocas generadoras de hidrocarburos durante su diagénesis, significa restringir la incertidumbre al momento de una eventual explotación. Por otro lado, busca generar apropiación en el entendimiento geológico del territorio a las comunidades y propender su integración como actores importantes en el desarrollo nacional.

1. Planteamiento

Esta investigación profundiza en la historia diagenética de las rocas pertenecientes al Cretácico sedimentario colombiano, tomando como punto de partida los trabajos realizados por autores que prestaron especial interés en aspectos diagenéticos (Bonilla *et al.*, 2011; Herrera Quijano, 2015; R Terraza, 2003; Villamil *et al.*, 1999).

A lo largo del tiempo, las investigaciones en unidades cretácicas blanco de exploración de hidrocarburos en el valle del río Magdalena y la Cordillera Oriental, han arrojado datos concernientes a la petrografía y mineralogía presente en niveles silicificados. Debido a la incertidumbre en cuanto a la fuente de la sílice en dichos niveles y a la temporalidad de su precipitación, se hace necesario, profundizar en la geoquímica y el contexto de formación de este tipo de rocas.

La silicificación a pesar de ser un proceso diagenético común en las sucesiones sedimentarias cretácicas de Colombia, no ha sido ampliamente estudiada por parte de la comunidad científica. La proveniencia y el modo de precipitación de la sílice no han sido bien entendidas probablemente por la complejidad de llegar a una respuesta concluyente, o por la carencia de técnicas analíticas capaces de llegar al detalle necesario para proponer un modelo para la génesis de la sílice enmarcada en litologías en su mayoría calcáreas.

1.1 Estado del Arte

La silicificación se ha identificado como un fenómeno común en el registro litológico sedimentario alrededor del mundo, donde varios autores la han descrito dentro de rocas de diversas composiciones y contextos (Bramlette, 1946; Bustillo, 2001; Bustillo *et al.*, 2017; Cecil, 2015; Gao, G; Land, 1991; Heath y Moberly, 1971; Humphries, 1956; R Terraza, 2003; Young *et al.*, 2012). La sílice como mineral autigénico se encuentra en

evaporitas, arenitas, suelos (silcretas), rocas calcáreas y remplazando tejidos orgánicos como es el caso de los xilópalos; en todos estos, con diversas texturas que responden a condiciones geoquímicas específicas (Carson, 1987; Hesse, 1989)

La terminología referente a las rocas silicificadas ha sido muy variada a lo largo de los estudios realizados, en estos se reconocen términos como *flint*, *novaculita*, *jaspe*, *porcelanita*, *chert*, entre otros; comúnmente referidos a rocas con diferentes características macroscópicas y mecánicas, respondiendo principalmente a impurezas con respecto al contenido de sílice.

Algunos de estos términos se asignan dependiendo de su color o su partición, sin embargo, todos tienen en común que hacen referencia a rocas fino-granulares de composición principalmente silícea. Taliaferro (1934) hace referencia a *cherts* y *porcelanitas* en la Formación Monterrey de California, Estados Unidos, para rocas con altos contenidos de polimorfos de sílice tales como el ópalo, la calcedonia y el cuarzo, a su vez, utilizando el término “*chert verdadero*” para rocas con fractura subconcoidea y lustre ceroso. Al mismo tiempo, hace una diferenciación con una variedad de *chert* que denomina como “*Black flinty chert*”, este lo separa del anterior por su mayor contenido de calcedonia, además de su carácter traslucido en los bordes delgados de la roca; finalmente, utiliza el término *porcelanita* para aquellas rocas que no puede clasificar como *chert* o como *shales* y además, tienen una apariencia similar a la porcelana sin esmaltar.

Por su parte, Bramlette (1946) estudió la misma unidad que Taliaferro (1934), utilizó su misma terminología, adicionando el término de *chert* diatomáceo para referirse a rocas suaves al tacto, principalmente compuestas por fósiles de diatomeas. Hesse (1988) realiza una revisión de los términos utilizados con anterioridad para las rocas silíceas, así mismo, hace referencia al problema de su entendimiento. Boggs (2005), Trewin y Fayers (2005), al igual que Hesse, resumen la terminología usada a lo largo de los diferentes trabajos y le dan al término *chert* la connotación genérica para rocas sedimentarias finas de composición predominantemente silícea.

De manera más específica en el ámbito petrográfico, Milner (1940) (en Humphries, 1956) define los *cherts* como rocas criptocristalinas compuestas principalmente por sílice

calcedónica y cuarzo microcristalino; Wilson (1966) describe y clasifica las texturas de precipitación de la sílice de acuerdo a su carácter remplazante o cementante, más tarde Folk (1980) reconoce cuatro tipos de precipitación dentro de los cherts, los cuales los nombra como 1) cuarzo microcristalino, 2) cuarzo macrocristalino, 3) cuarzo calcedónico 4) ópalo. Por su parte, Carson (1987) caracteriza las texturas de remplazamiento en las rocas calcáreas de Devon, Inglaterra, resaltando las “rosetas de calcedonia”, el “remplazamiento a pequeña escala” donde explica cómo las texturas propias de la silicificación son dependientes de la disposición original de los cristales del bioclasto. Por último Wise y Kelts (1972), hacen referencia a las estructuras iniciales de precipitación de la sílice, las cuales llama como “lepísferas”, cuya morfología característica es esferulítica formada por cristales de cristobalita y tridimita a modo de hojas; su composición se denomina ópalo-CT (Oehler, 1975) utilizando la primera letra del nombre de cada mineral, no obstante, este nombre no ha sido el único para referirse a la composición de las lepísferas. En la Tabla 1-1 se resumen los términos utilizados para estas estructuras.

El origen más inmediato de la sílice dentro de las rocas marinas es biogénico, sin embargo, debido a la fragilidad e inestabilidad cristalina de los bioclastos compuestos por Ópalo-A, se dificulta generalmente su preservación dentro del sedimento calcáreo (DeMaster, 2003; Hesse, 1988) en ausencia de una barrera orgánica que los proteja de las condiciones externas, por ende, los fósiles comúnmente se encuentran remplazados por otro mineral más estable. Los organismos que precipitan sílice en sus estructuras esqueléticas como los radiolarios y diatomeas, disponen de esta en el medio marino en forma de ácido ortosilícico (H_4SiO_4) para formar Ópalo -A (DeMaster, 2003). Este ácido ortosilícico a su vez, provendría de la degradación de minerales silicatados del continente o del vidrio producto de actividad volcánica (Figura 1-1).

Dichos planteamientos están basados principalmente en estudios realizados sobre rocas modernas recolectadas durante las campañas de perforación oceánica (Deep Sea Drilling Project (DSDP), Ocean Drilling Program (ODP), Integrated Ocean Drilling Program (IODP), las cuales, han sido analizadas petrográficamente (microscopía óptica convencional y microscopía electrónica de barrido (SEM)), por técnicas cristaloquímicas y geoquímicas, por lo que se ha logrado aproximar a los distintos posibles orígenes, además de mecanismos de precipitaciones de la sílice para las rocas silíceas en sus

distintos contextos geológicos (Harrison *et al.*, 1982; Heath y Moberly, 1971; Hurd y Theyer, 1977; Wolanski *et al.*, 1989).

Tabla 1-1: Terminología utilizada para la estructura mineralógica de las lepísfemas según varios autores.

Términos utilizados en Wise, (1974)	Términos equivalentes usados en la literatura	Estructura Mineralógica
Cristobalita alfa unidimensionalmente desordenada	Cristobalita, Cristobalita alfa, o Cristobalita baja (reportes de rayos X del DSDP: Reynolds, 1970)	Apilado desordenado de capas de cristobalita "baja" y Tridimita "baja"*
	Cristobalita Desordenada (Lancelot, 1973)	
	Lussatita ++ (Berger y von Rad, 1972)	
	Ópalo-CT (Jones y Segnit, 1971)	
	Ópalo + (Frondel, 1962; Berger y von Rad, 1972)	
	Ópalo-cristobalita (Gibson y Towe, 1971)	
	Cristobalita unidimensionalmente desordenada (Flörke, 1955)	
	Ópalo tipo 2 (Segnit, Anderson y Jones, 1970)	

+ El ópalo descrito por estos autores aparece inmediatamente entre sílice amorfa y cristobalita altamente desordenada.

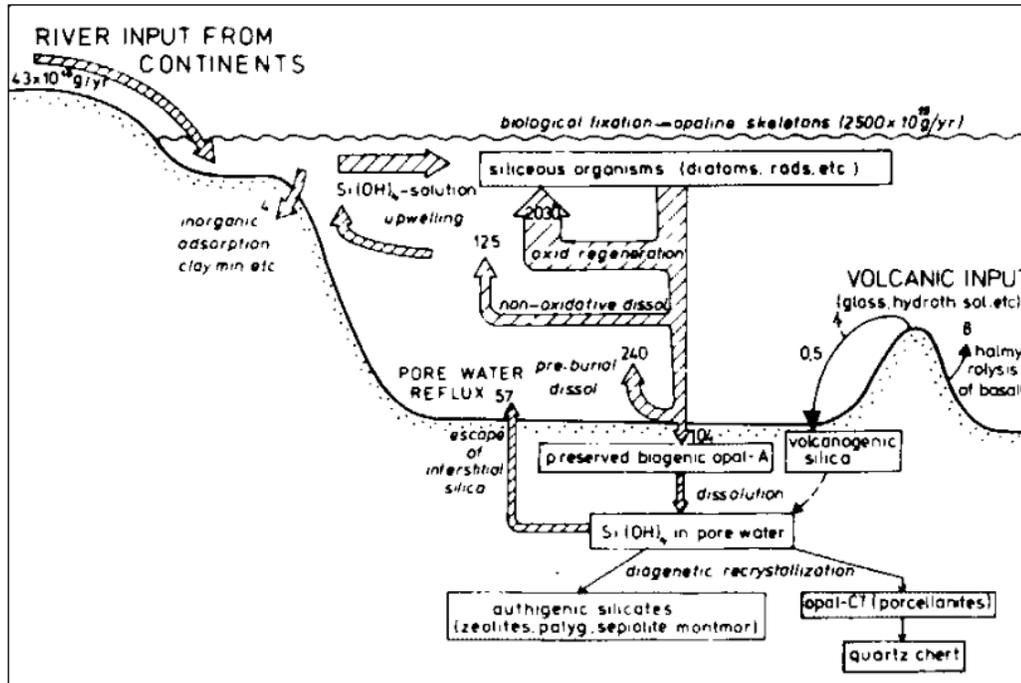
++ Lussatita fue descrita por Mallard (1890) como una variedad fibrosa de cristobalita.

Fuente: Modificada de Wise y Weaver (1974)

Para los casos donde la sílice se encuentra en un contexto calcáreo, Knauth (1979), propone un modelo para la precipitación de la sílice basándose en la solubilidad, el

equilibrio químico tanto del carbonato de calcio, como el de la sílice en la zona de mezcla entre aguas meteóricas y marinas, la cual, según su trabajo, es donde se produce el remplazamiento del carbonato por polimorfos de sílice. Hesse (1988) por su parte, describe la evolución de la sílice desde su disolución en el mar, la asimilación de ésta por organismos, su posterior depósito, su transformación a lo largo de la columna de agua y su diagénesis. Mas adelante, otras investigaciones describen que la nucleación de la sílice dentro de sedimentos calcáreos está controlada por la degradación de la materia orgánica, la cual es disparada por bacterias reductoras de sulfatos en el límite “redox” de los sedimentos marinos (Muscente *et al.*, 2017; Trewin y Fayers, 2005).

Figura 1-1: Balance de aporte y consumo de la sílice en ambientes marinos.



Fuente: (Hesse, 1988).

En el caso de las rocas silíceas colombianas, se ha hablado muy poco, no más allá de su clasificación, descripción y contexto geológico, en este orden de ideas, se tiene registro de algunos *cherts* asociados a rocas básicas de la corteza oceánica, las cuales, pertenecen a las formaciones Volcánica, Cisneros, Ampudia, Espinal y Raposo en el Valle del Cauca (Aspden, 1984). Sin embargo, la mayor cantidad de *cherts* y porcelanitas se reportan en la Cordillera Oriental, que están asociadas a un contexto geotectónico de una

cuenca Trasarco (Guerrero, Sarmiento y Navarrete, 2000); pertenecen al intervalo cronoestratigráfico Turoniano – Campaniano. Unidades tales como el Grupo Olini (De Porta, 1965), el Grupo Guadalupe (Pérez y Salazar, 1978), la Formación la Luna (Morales, 1958) constan principalmente de rocas calcáreas con aportes ocasionales de material terrígeno y fosfático, las cuales contienen nódulos o capas de cherts y porcelanitas.

Pese a todos los estudios realizados alrededor del mundo sobre el origen de la sílice en procesos de silicificación en rocas sedimentarias, en Colombia no existen estudios con el suficiente detalle para definir de manera contundente el comportamiento de la sílice. Pocos han abordado el problema desde un punto de vista eminentemente petrográfico y estratigráfico, han explicado el origen de la sílice asociándolo tanto a fenómenos de corrientes de surgencia por su correlación depositacional con fosforitas (Villamil *et al.*, 1999), como también a procesos diagenéticos post-sedimentarios (R Terraza, 2003). De tal manera que, la carencia de estudios con técnicas más especializadas motiva este trabajo para dar una hipótesis más robusta ante la incertidumbre actual.

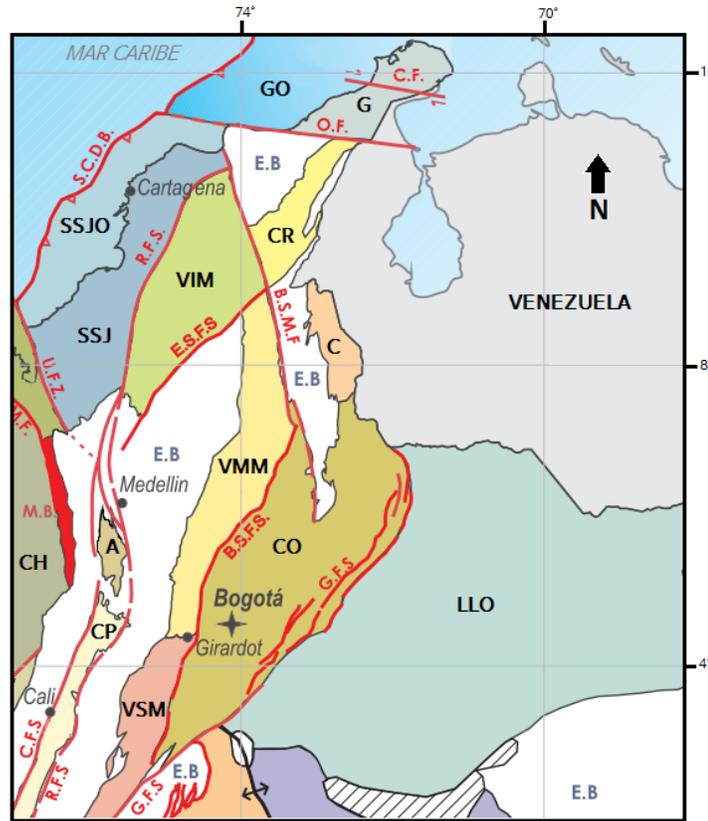
1.2 Marco Geológico

El Cretácico superior de Colombia estuvo dominado en su mayoría por ambientes marinos desarrollados en un contexto tectónico distensivo donde se depositaron rocas con características propias de un mar epi-continental somero. Posteriormente, dicha cuenca tuvo una inversión tectónica que dio como resultado el levantamiento de la Cordillera Oriental, exhumando dichas rocas y exhibiendo en sus características litológicas un claro régimen regresivo (Horton *et al.*, 2010; Mora, 2003).

1.2.1 Contexto Geotectónico

Desde el inicio de las investigaciones en las rocas sedimentarias colombianas, se ha logrado observar claramente un dominio litológico Mesozoico superior y Cenozoico en el territorio colombiano, en donde, la mayoría de estas rocas se ubican en la Cordillera Oriental (CO), el flanco oriental de la Cordillera Central y el Valle del Magdalena (inferior, medio y superior) (Figura 1-2). Es en estas localidades donde se centran la mayoría de las investigaciones gracias a su importancia económica en cuanto a la exploración de recursos naturales.

Figura 1-2: Distribución y límites de las cuencas sedimentarias colombianas¹



Fuente: Modificado de ANH (2007)

Las rocas sedimentarias pertenecientes al Cretácico, Paleógeno y Neógeno en el área de influencia descrita anteriormente, de manera general, comparten una misma historia

1 (GO) Guajira Offshore, (G) Guajira, (CR) Cesar-Rancheria, (SSJO) Sinu-San Jacinto Offshore, (SSJ) Sinu-San Jacinto, (VIM) Valle Inferior del Magdalena, (C) Catatumbo, (VMM) Valle Medio del Magdalena, (A) Amagá, (CH) Chocó, (CP) Cauca-Patia, (CO) Cordillera Oriental, (LLO) Llanos Orientales), (VSM) Valle Superior del Magdalena, (A G.F.S.) Sistema de Fallas Algeciras-Garzón, (B S.F.S.) Sistema de Fallas Bituima y La Salina, (B.S.M F.) Sistema de Fallas de Bucaramanga Santa Marta, (C.F.) Falla de Cuiza, (C.F.S.) Sistema de Fallas del Cauca, (C.P.S.Z.) Zona de Subducción del Pacifico colombiano, (E.S.F.S.) Sistema de Fallas del Espíritu Santo, (G.F.S.) Sistema de Fallas de Guaicáramo, (G.F.Z.) Zona de falla de Garrapatas, (H E.) Escarpe de Hess, (M F.) Falla de Murindó, (N.P.O.B.) Cinturón de Deformación del Norte panameño, (O. F.) Falla de Oca, (R F.S.) Sistema de Fallas de Romeral, (S.C.D.B.) Cinturón de Deformación del Sur del Caribe, Frente de Deformación, (U.F.S.) Sistema de Fallas de Uramita, (E.B) Basamento Economico, (M.B.) Cuarzodiorita de Mandé.

evolutiva, fueron depositadas bajo la configuración geotectónica del Jurásico Temprano (Figura 1-3A), cuando comenzó la ruptura de Pangea (Sarmiento *et al.*, 2006). En el noroeste de lo que hoy en día es Suramérica, el régimen distensivo también fue protagonista generando adelgazamiento litosférico, creando un *rift* (Branquet *et al.*, 2002), el cual, consecuentemente produce vulcanismo, originando las unidades basales de la cuenca Cretácica colombiana durante el Triásico tardío al Jurásico temprano. Estas tienen características volcanoclásticas a subvolcánicas, y sus principales exponentes son la Formación Saldaña (Mojica y Llinas, 1984) en el Valle Superior del Magdalena (VSM), la Formación Noreán (Clavijo, 1995) en el Valle Medio del Magdalena (VMM).

Luego de las litologías basales, se evidencian facies continentales fluviales que se formaron a lo largo de la cuenca durante el Cretácico temprano, con unidades como el Grupo Girón (Cediel, 1968; Langenheim, 1959) del VMM, la Formación Yaví (Mojica y Macia, 1981) del VSM, para luego tener un claro aporte marino alrededor del Albiano, donde, empieza la transgresión marina proveniente del norte depositando al sur facies arenosas, como la Formación Caballos (Corrigan, 1967) del VSM, al norte facies calcáreas como la Formación Tablazo del VMM (Etayo Serna, Renzoni, y Barrero, 1969). La tendencia transgresiva se mantiene en la mayoría del Cretácico, hasta cesar la etapa de *rift*, que es sucedida por una fase de subsidencia termal que se extiende aproximadamente hasta el Maastrichtiano, observándose una agradación granulométrica hasta finalizar con facies continentales representada en el VSM por las formaciones Buscavida (Corrigan, 1967; Guerrero *et al.*, 2000), la Tabla y Seca (De Porta, 1965) o por sus unidades correlativas en otras cuencas como la Formación Guaduas (CO) (Hettner, 1892; Hubach, 1957), o la Formación Umir (VMM) (Morales, 1958), marcando la regresión marina a finales del Cretácico.

A partir de este punto, el espacio de acomodación se reduce y comienzan a predominar ambientes transicionales y continentales, evidenciando un cese de la subsidencia e inversión en los esfuerzos tectónicos, convirtiendo los estilos normales de las fallas que delimitaban los graben durante la fase de *rift*, a inversos en la fase compresiva. Dichos límites corresponden hoy en día a las fallas de Guaicaramo (piedemonte llanero), Soapaga y Bucaramanga al Este, a las fallas de Palestina y la Salina al Oeste. Esta inversión en los esfuerzos tectónicos a finales del Cretácico, se da por la interacción entre

la placa de Nazca y la placa suramericana, la cual, dio como resultado la obducción de corteza oceánica que forma la cordillera Occidental (Branquet *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2010; Sarmiento *et al.*, 2006) (Figura 1-3B, C).

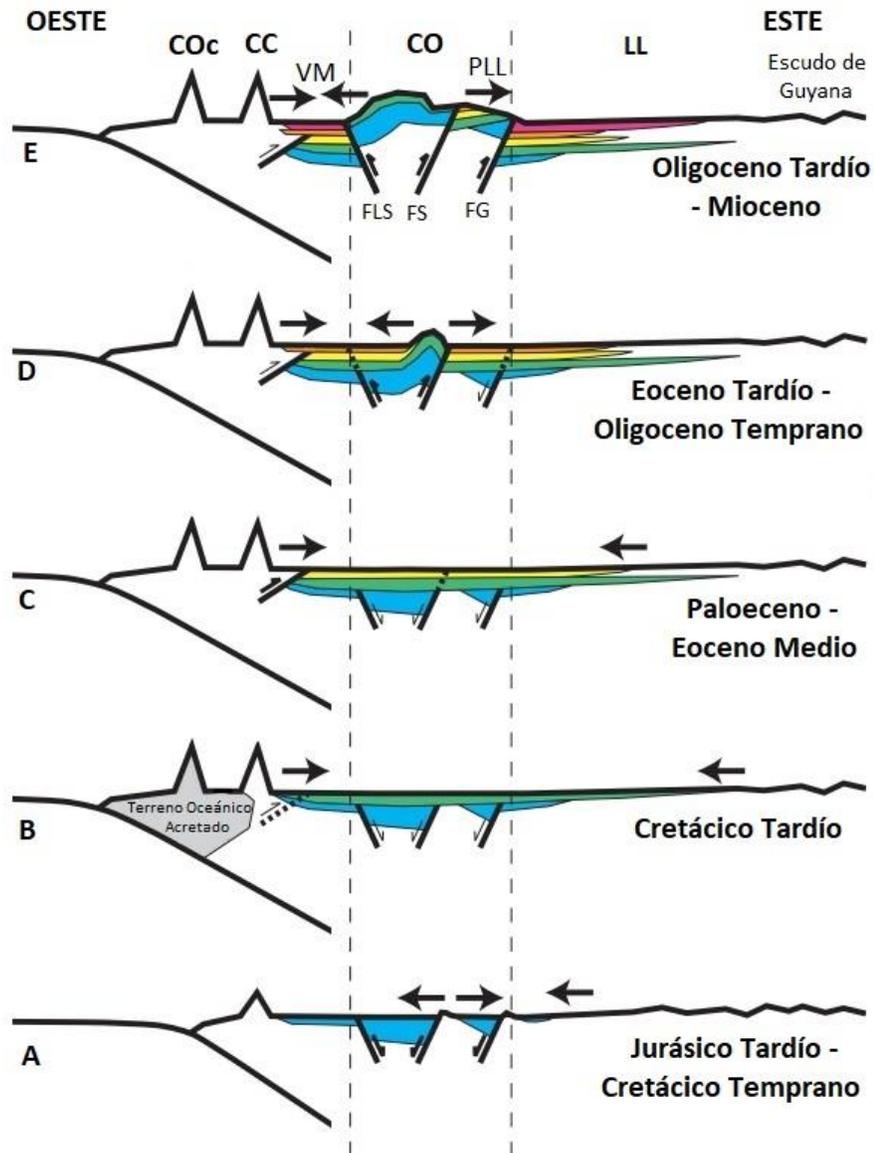
A partir del Eoceno, comenzó a ser más clara la fase compresional con el inicio de facies fluviales de ríos trenzados (Fuquen *et al.*, 1993), con unidades como el Grupo Gualanday (VSM) (Raasveldt *et al.*, 1957) y la Formación la Paz (VMM) (Taborda A. y Geophysicists., 1965), allí se observan cantos retrabajados de litologías del Cretácico (Bayona *et al.*, 2008) (Figura 1-3D). Durante el Mioceno, se registra el principal pulso de levantamiento de la Cordillera Oriental en el marco de la Orogenia Andina (Figura 1-3E), dando como resultado pliegues, exhumaciones de rocas cretácicas que modificaron la paleotopografía, formando un gran valle entre la cordillera Central y la naciente cordillera Oriental, donde, comenzó a ser más claro el paleo-cause del río Magdalena (Branquet *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2010).

Actualmente, estos estilos compresivos persisten, y poco a poco han ido diferenciando la historia depositacional de la cuenca del río Magdalena, por esta razón, es posible separarlo en Valle Superior, Medio e Inferior.

1.2.2 Estratigrafía General del Cretácico Superior de la Cuenca Cretácica Colombiana

La pila sedimentaria acumulada durante los procesos anteriormente mencionados, han sido ampliamente descritos a lo largo de investigaciones realizadas por diversos autores (Clavijo, 1995; De Porta, 1965; Etayo Serna *et al.*, 1969; Fuquen *et al.*, 1993; Guerrero *et al.*, 2000; Hettner, 1892; Julivert, 1968; Morales, 1958; Pérez y Salazar, 1978; Velandia P. *et al.*, 2001; Villamil *et al.*, 1999). Esto ha derivado en nomenclatura de unidades algunas veces confusas debido a homonimias y sinonimias, sin embargo, actualmente se han aceptado nomenclaturas que cumplen con las normas de la Guía Estratigráfica Internacional (International Commission on Stratigraphy, n.d.), ó el Código Estratigráfico Norteamericano (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005), las cuales son usadas por la industria y la academia.

Figura 1-3: Esquema representativo de la evolución de la apertura y el cierre de la Cuenca Cretácica Colombiana.²



Fuente: Modificado de Horton et al., (2010).

A continuación, trataremos los aspectos generales de la estratigrafía del Cretácico superior en el VSM, VMM y CO.

² , (COc) Cordillera Occidental, (CC) Cordillera Central, (CO) Cordillera Oriental, (LL) Llanos Orientales, (VM) Valle del Magdalena, (PLL) Piedemonte Llanero, (FLS) Falla La Salina, (FS) Falla de Soapaga), (FG) Falla de Guaicaramo

Valle Superior del Magdalena:

Para efectos prácticos, este trabajo toma la nomenclatura utilizada en De Porta (1965), a excepción, del nombre de “Nivel de Lutitas y Arenas”, en cambio, se usará el nombre propuesto en Guerrero *et al.* (2000), quienes denominan a este intervalo como Formación Buscavida. Por otro lado, para el “Nivel de Lutitas” se aplicará el nombre “Aico Shale” utilizado por Etayo-Serna (1994).

En el Valle Superior del Magdalena se encuentran las facies que corresponden a la región más meridional de la cuenca cretácica colombiana, allí, el Cretácico Superior generalmente comienza con la Formación Hondita formalmente descrita en De Porta (1965), a la cual, se le asigna Cenomaniano como edad (Fuquen *et al.*, 1993; Guerrero *et al.*, 2000; Villamil, 1998), se compone principalmente de calizas arenosas con ocasionales intercalaciones de lodolitas negras (*shales* y lutitas) y frecuentes concreciones calcáreas.

Sobre esta unidad se encuentra en contacto normal la Formación Loma Gorda, esta inicia con un nivel de calizas con concreciones métricas, particularidad que han llamado a lo largo de la literatura como el nivel de “Ruedas de carreta” (Bürgl, 1961a); sobre este, se distingue un nivel compuesto por intercalaciones de *chert*, lutitas, *shales* y arenitas, a lo que algunos autores llaman como “tercera lidita” (Patarroyo, 2011). Sobre éste, descansa un último paquete principalmente compuesto por “lutitas” con variaciones calcáreas y arenosas que, a su vez, incluyen concreciones calcáreas.

La “Segunda lidita” (Bürgl y Dumit Tobon, 1954) que posteriormente se denominó como Lidita Inferior (Bürgl, 1961b; De Porta, 1965) como parte del Grupo Olini, se caracteriza por la predominancia de niveles con varios grados de silicificación, que generalmente, se describen como “*chert* y porcelanitas” que se encuentran junto con algunos niveles de fosforitas. Seguido de esta, se superpone un intervalo que De Porta (1965) denomina “Nivel de Lutitas”, mientras que, Guerrero *et al.* (2000) la llama Formación Areniscas del Cobre, por su descripción litológica en la localidad en que este la definió. Por otra parte, en la Quebrada Calambe, Etayo Serna (1994) la llama como “Aico Shale” por su carácter fino-granular. Siguiéndola, nuevamente se encuentra otro paquete de rocas silíceas que

corresponden a la “Primera Lidita” (Bürgl y Dumit Tobon, 1954) o “Lidita Superior” (De Porta, 1965), en donde, al igual que la Lidita inferior contiene niveles fosfáticos.

En contacto con la unidad anterior, se halla una sucesión de lodolitas y arenitas de grano fino a muy fino que De Porta (1965) define como “Nivel de Lutitas y Arenas”. Posteriormente, Etayo Serna (1994) la nombra “Buscavida shale” y Guerrero *et al.* (2000) la formalizan como Formación Buscavida. Finalmente, sobre esta inicia la Formación La Tabla (De Porta, 1965) que se compone en su mayoría de arenitas y conglomerados granulares.

Cordillera Oriental:

Las litologías aflorantes en la Sabana de Bogotá pertenecientes al Cretácico superior se pueden dividir en dos tendencias, una con predominancia arenosa, la cual Hettner (1892) denominó como “Piso de Guadalupe”, otra con predominancia lodolítica que denominó “Piso de Villeta”. El Cenomaniano en la estratigrafía de esta zona comienza con la Formación Churuvita (Etayo Serna, 1968), que consta, grosso modo, de intercalaciones entre lodolitas, arenitas y ocasionales calizas arenosas. Supra yaciéndola, está la Formación Simijaca (Ulloa y Rodríguez, 1991) la cual, está compuesta principalmente por lodolitas oscuras con algunas capas de arenitas y calizas con abundantes concreciones. A continuación, la superpone la Formación Frontera (Cáceres y Etayo Serna, 1969) cuya característica es el contenido de *chert* y calizas carbonosas pertenecientes al Turoniano. Sobre esta, se registra la Formación Conejo (Renzoni y Ospina, 1969) que se compone de intercalaciones de lodolitas y arenitas, finalizando con un nivel calcáreo en el tope de la unidad.

A partir de este punto comienza el “Piso de Guadalupe” de Hettner (1892) o el Grupo Guadalupe de Perez y Salazar (1978), iniciando con la Formación Arenisca Dura, compuesta de dos paquetes de arenitas de grano muy fino a fino, separados por una intercalación de limolitas, seguida por la Formación Plaeners que consta de lodolitas, cherts además de algunas capas de arenisca, finalizando con las formaciones Arenisca de Labor y Arenisca Tierna, las cuales, en la cartografía geológica suelen presentarse agrupadas debido a su expresión morfológica (Montoya y Reyes, 2003). La unidad basal

(Formación Arenisca de Labor) consta de una sucesión de arenitas y lodolitas, con un nivel intermedio de “limolitas silíceas”, mientras que la Formación Tierna se compone de paquetes más potentes de arenisca intercalados con niveles de lodolita.

Valle Medio del Magdalena:

El Cretácico superior en esta región, inicia con la Formación la Luna (Morales, 1958) compuesta de tres miembros: Miembro Salada, Miembro Pujamana y Miembro Galembo. Terraza (2020) propone el desuso del nombre “Formación La Luna” debido a que su definición se llevó a cabo en el distrito de Perijá de Venezuela, retoma la nomenclatura de Wheeler (1929), les asigna el rango de Formación a los miembros que la componen. En el sentido de Morales (1958), el Miembro Salada es compuesto principalmente por lodolitas oscuras con partición *shaly*, algunas intercalaciones de calizas, se caracteriza por presentar concreciones calcáreas y nódulos piríticos; el Miembro Pujamana contiene calizas oscuras con partición *shaly*, el Miembro Galembo se caracteriza por la presencia de *chert* y fosforitas dentro de calizas finamente laminadas. Sobre la Formación la Luna descansa la Formación Umir según Morales (1958) o La Formación La Renta seguida de la Formación Umir en el sentido de Terraza (2020). De acuerdo con Morales (1958), esta se compone de lodolitas oscuras intercaladas con arenitas de grano fino y ocasionales niveles de carbón.

1.3 Metodología

El flujo de trabajo que se siguió para realizar la investigación consistió en tres fases generales, una primera de trabajos de campo, recolección y selección de muestras, la segunda correspondiente a la adquisición de datos petrográficos, geoquímicos, mineralógicos, y por último la fase de interpretación.

Antes de cualquier levantamiento geológico fue importante delimitar el alcance de la investigación, por esta razón se escogieron técnicas de caracterización que lograran un conocimiento suficientemente detallado de las rocas silicificadas colombianas, para ir más allá de lo que actualmente se ha realizado, tomando como guía las metodologías y observaciones realizadas en otras rocas silicificadas alrededor del mundo.

Los análisis de cátodoluminiscencia (CL) y de microscopía electrónica de barrido (SEM) se llevaron a cabo en el GeoZentrum Nordbayern de la Friedrich Alexander Universität en Erlangen, Alemania, mientras que la preparación de secciones delgadas, la petrografía, los análisis de rayos X, se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia – sede Bogotá.

1.3.1 Trabajos de Campo

Las observaciones de campo son la piedra angular de cualquier trabajo investigativo, ya que permiten apreciar de manera clara las relaciones de corte, el contexto deposicional o de formación de las rocas que, a su vez, son clave para la reconstrucción de su historia geológica. Por esta razón, la investigación se inició con el levantamiento de una sección estratigráfica en la quebrada Aico, en el municipio de Chaparral, Tolima (Figura 1-4); allí las unidades pertenecientes al Cretácico superior afloran de manera continua y sin importantes alteraciones tectónicas. Se siguió la metodología de levantamiento de columna estratigráfica con bastón de Jacob, con una medida de 1,50 m y luz láser para una mayor precisión al marcar el tope de cada bastón señalado sobre los afloramientos de la quebrada.

Debido a que el objetivo de la investigación es dilucidar el fenómeno de silicificación en las rocas de la cuenca del Cretácico superior colombiano, fue necesario observar este fenómeno en distintos puntos de la antigua cuenca. Se optó por muestrear puntualmente rocas silicificadas de las formaciones Plaeners, Frontera en las inmediaciones de Tausa y Ubaté respectivamente (Figura 1-4). Paralelamente, se utilizaron las muestras de la Formación la Luna tomadas por Sarmiento Pérez, Puentes Ortiz, y Sierra (2015) en la quebrada la Sorda en el municipio de Lebrija, Santander, las cuales, se utilizaron como material accesorio y comparativo para tener claridad en cuanto a los elementos que intervienen en la silicificación de estas rocas que comparten un rango temporal, contexto geotectónico, pero difieren ligeramente en áreas de aporte y ambientes de depósito (Figura 1-5).

Figura 1-4: Localización geográfica de los puntos de toma de muestras.

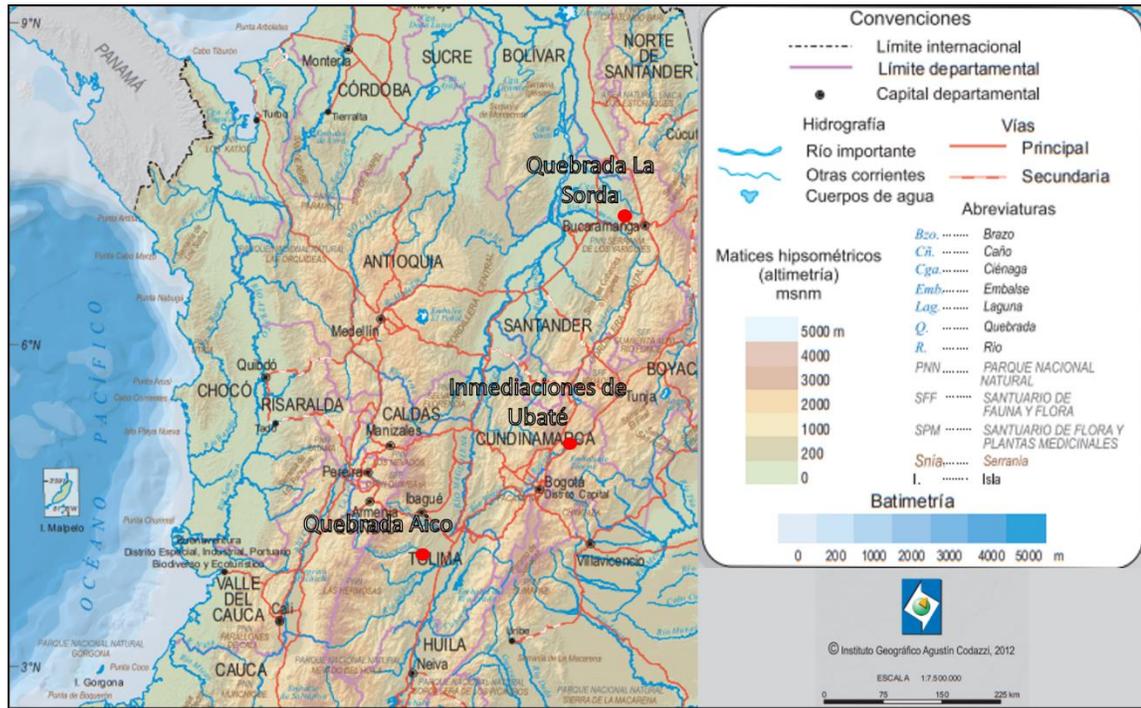
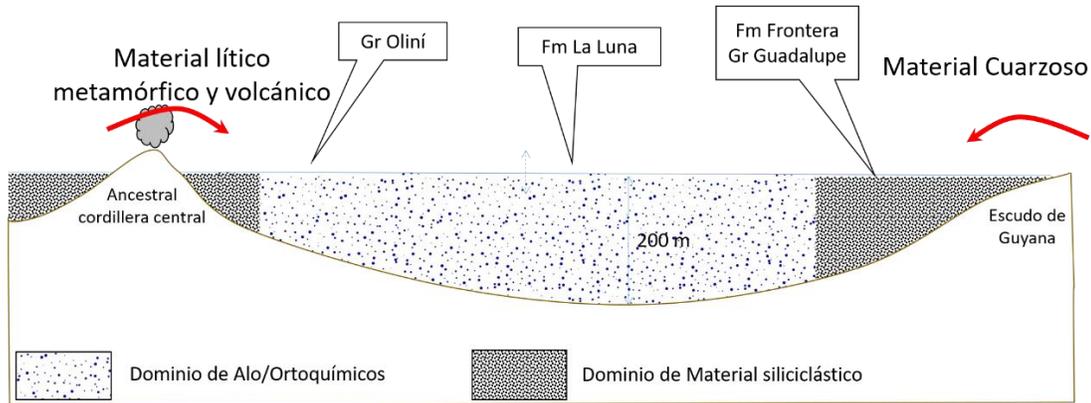


Figura 1-5: Esquema de ubicación de depósito de las unidades trabajadas.



Para efectos prácticos, durante el trabajo de campo se utilizaron los términos “*chert*” y “porcelanita” como descripciones preliminares exclusivas de campo con una connotación de grado de silicificación, utilizando el primero para rocas con lustre vítreo, partición concoidea y dureza inequívocamente superior a la del martillo geológico, el cual suele tener una dureza de 5,5 en la escala de Mohs; el segundo para aquellas rocas con un aparente menor grado de silicificación, el cual, a diferencia del *chert*, su lustre es mate,

partición pseudo-concoidea a prismática y dureza igual o ligeramente mayor a la del martillo geológico (5,5 en la escala de Mohs).

Por otro lado, para la descripción macroscópica de las rocas en afloramiento durante el levantamiento de la información de campo, se utilizaron las tablas descriptivas de tamaño, disposición de capas, láminas de Reineck y Singh (1980), la terminología para la partición de la roca de Mckee y Weir (1953), las clasificaciones de Folk (1980) para rocas siliciclásticas, Dunham (1962) para las rocas calcáreas, Cook y Shergold (1986) para la nomenclatura de fosforitas.

En el inventario de muestras se tuvo en cuenta la clasificación preliminar de campo y posición estratigráfica; 25 muestras fueron seleccionadas de la sección de la quebrada Aico, 8 de la sección de la quebrada La Sorda, 8 más del área de Ubaté y Tausa, todas ellas corresponden principalmente a packstone, wackestone y mudstone, con variable contenido de material terrígeno y fosfático, como también, diferentes grados de silicificación.

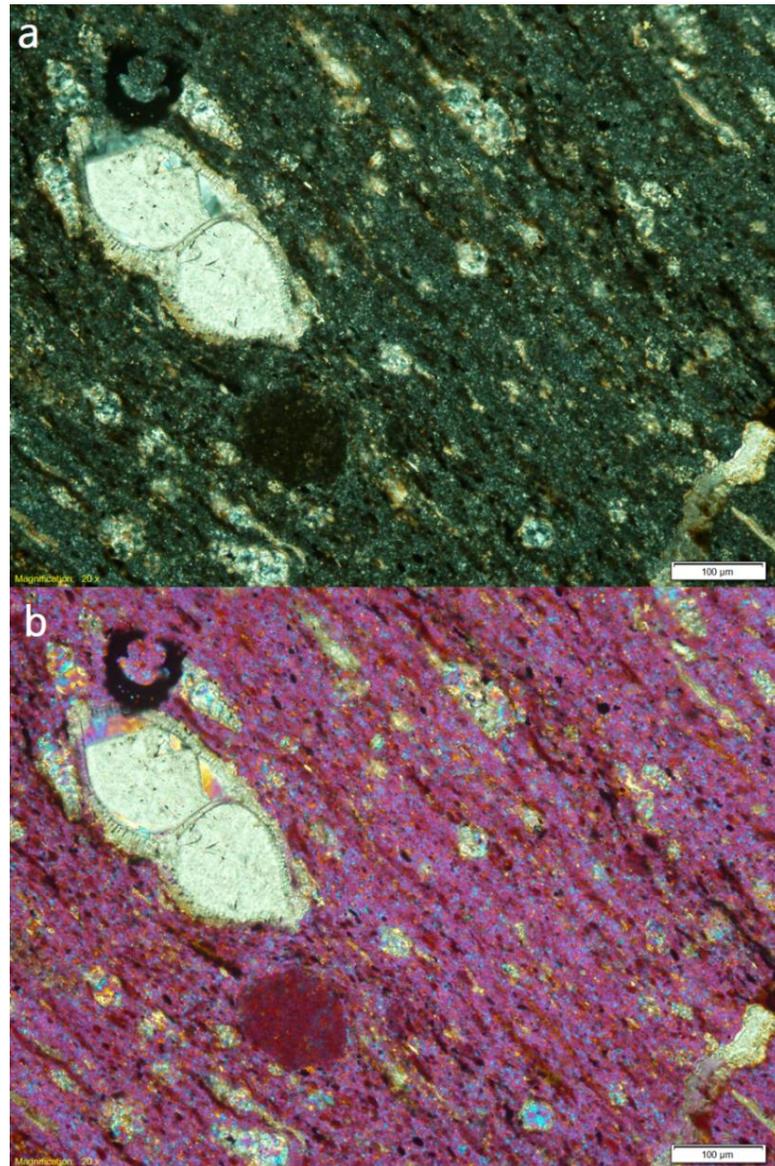
1.3.2 Petrografía Óptica y Cátodoluminiscencia.

La petrografía óptica fue el primer método a utilizar para la caracterización y clasificación litológica, debido a que permite un primer acercamiento a la composición mineralógica, textural, a la relación de corte de los diferentes componentes de las rocas, además, permite diferenciar las distintas formas en que la sílice se puede precipitar y, por lo tanto, tomar en cuenta las posibles condiciones de su formación.

Se realizaron secciones delgadas sin cubreobjetos, con el fin, de utilizar las muestras posteriormente para análisis de mapeo composicional y cátodoluminiscencia, no obstante, para este último análisis, fue necesario hacer un pulido con pasta de diamante para obtener una mejor luminiscencia en los polimorfos de sílice. En las secciones delgadas, fueron diferenciados los componentes silíceos de los calcáreos con ayuda de la cuña lambda (λ), la cual, permitió revelar colores amarillos, violetas/magentas y azules para el

cuarzo según el ángulo de la platina en nicols cruzados, y manteniendo los colores de interferencia del carbonato de calcio sin cambio alguno (Figura 1-6).

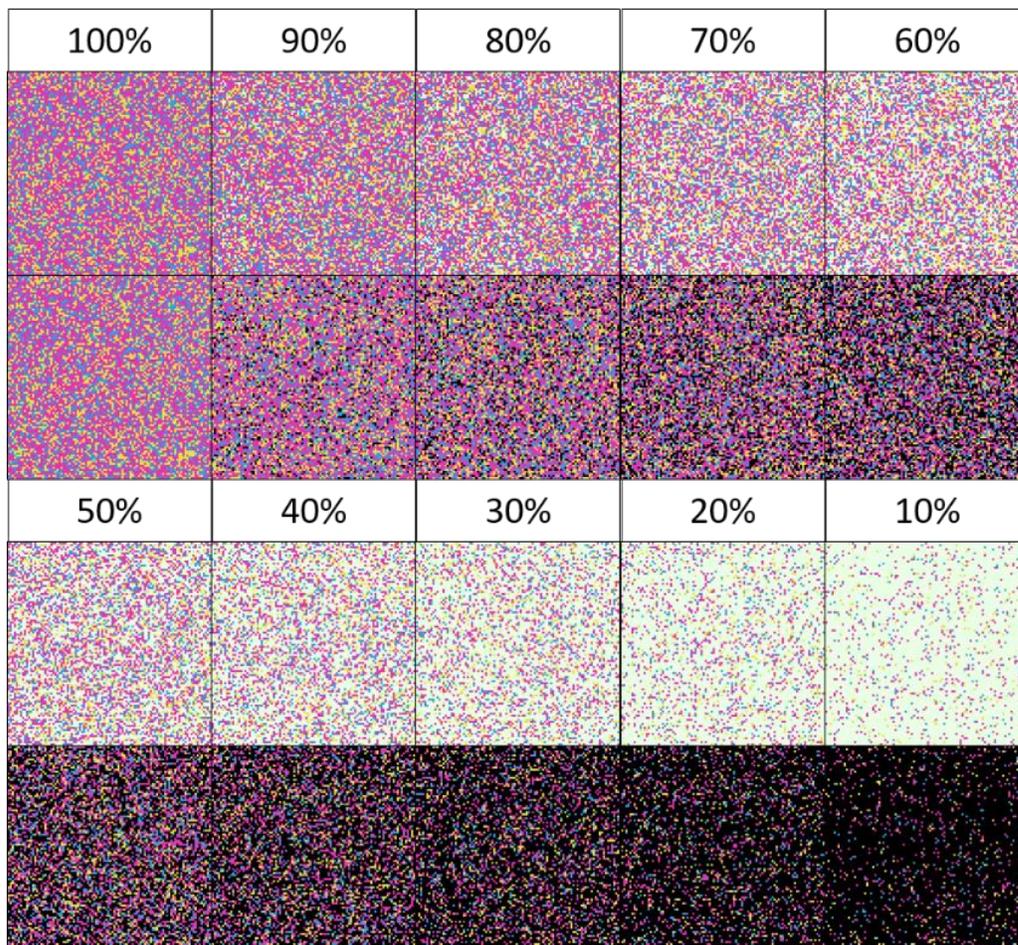
Figura 1-6: Reconocimiento del cuarzo con respecto al carbonato de calcio con la cuña Lambda (λ)³.



3 El cuarzo y los polimorfos de sílice cambian de color con la inserción de la cuña Lambda (λ) en nicols cruzados, pasan de tener colores blancos, grises y negros (a), a tener colores amarillos, violetas y azules; mientras tanto, la calcita y el carbonato de calcio conservan sus colores de interferencia (b).

Una vez identificados los minerales, se realizó el conteo de 300 puntos sobre una grilla de 1 mm por 1 mm, cuantificando de manera separada los aloquímicos sin remplazar, los parcialmente remplazados y los totalmente remplazados. Al mismo tiempo, se estimó el grado aproximado de remplazamiento de la matriz basándose en la predominancia de colores violetas/magentas, azules y amarillos sobre los colores de interferencia propios del carbonato con la cuña lambda insertada. Las estimaciones se realizaron utilizando los campos comparativos de la Figura 1-7, los cuales, logran dar una grossa aproximación al estado de silicificación de la matriz en la roca, adicionalmente, estas estimaciones se cotejan con los demás resultados para determinar de manera más precisa el contenido de sílice en la matriz.

Figura 1-7: Campos comparativos para la estimación del porcentaje de sílice en la matriz micrítica/micro-esparítica (fondo claro) o arcillosa/orgánica (fondo oscuro).



La clasificación litológica propuesta para las rocas silicificadas se basa en la clasificación textural de Dunham (1962), que hace referencia a la disposición de los componentes al momento del depósito, se ajusta a las rocas silicificadas donde es reconocible su precursor calcáreo. A esta clasificación, se le añade un calificativo para señalar abundancia (más del 10%) en cierto componente, por ejemplo, “fosfático”, “arenoso”, “arcilloso”, etcétera; adicionalmente, se incluye un segundo término referente al grado de silicificación de la roca. La terminología que se ha utilizado en esta investigación nace de la imprecisión que hay en la nomenclatura de las rocas con silicificación; términos como *chert*, porcelanita, *flint*, jaspe, entre otros, son insuficientes para una clasificación litológica precisa. La metodología y los nombres que se utilizaron para describir el nivel de silicificación se discutirán más adelante.

La catodoluminiscencia se utilizó para determinar con mayor precisión el orden de los eventos que formaron la roca, ya que esta técnica permite diferenciar entre generaciones de precipitación cristalina así correspondan a la misma especie mineral, variando su color de luminiscencia debido a imperfecciones e impurezas en la estructura cristalina. Sin embargo, el equipo que se usó fue un microscopio con cátodo frío, es decir, el voltaje que se aplica al filamento es bajo y no es suficiente para generar una respuesta clara en minerales como el cuarzo, no obstante, la adquisición de las microfotografías se realizó con un tiempo de exposición prolongado, permitiendo así la visualización de estas características sacrificando la resolución de la imagen

1.3.3 Metodología de clasificación de grados de silicificación

Las muestras trabajadas en esta investigación fueron clasificadas en relación a su grado de silicificación, teniendo en cuenta sus diferencias petrográficas, geoquímicas y físicas, que a la larga, se ven traducidas en su respuesta ante la erosión, su tenacidad o dureza.

A partir de las observaciones petrográficas, se diseñó un sistema de clasificación basado en el contenido de polimorfos de sílice que se encuentran rellenando porosidades, remplazando los componentes originales de la roca. Para su determinación, se utilizó el conteo de puntos sobre placas petrográficas, calibrando estos datos con resultados litogeoquímicos de rayos X.

La silicificación se define como la introducción o remplazamiento por sílice, generalmente en forma de cuarzo microcristalino, calcedonia, ópalo u otros polimorfos, en porosidades o remplazando minerales preexistentes de una roca (Neuendorf y American Geological Institute, 2005), por lo tanto, es lógico pensar que entre mayor sea el porcentaje de sílice autigénica en una roca, mayor será su grado de silicificación. En este orden de ideas, se plantean cuatro grados de silicificación (Figura 1-6), en donde, sus límites se establecen teniendo en cuenta, tanto las características físicas y petrográficas de la roca, como los porcentajes peso a peso reportados en los análisis de difracción y fluorescencia de rayos X.

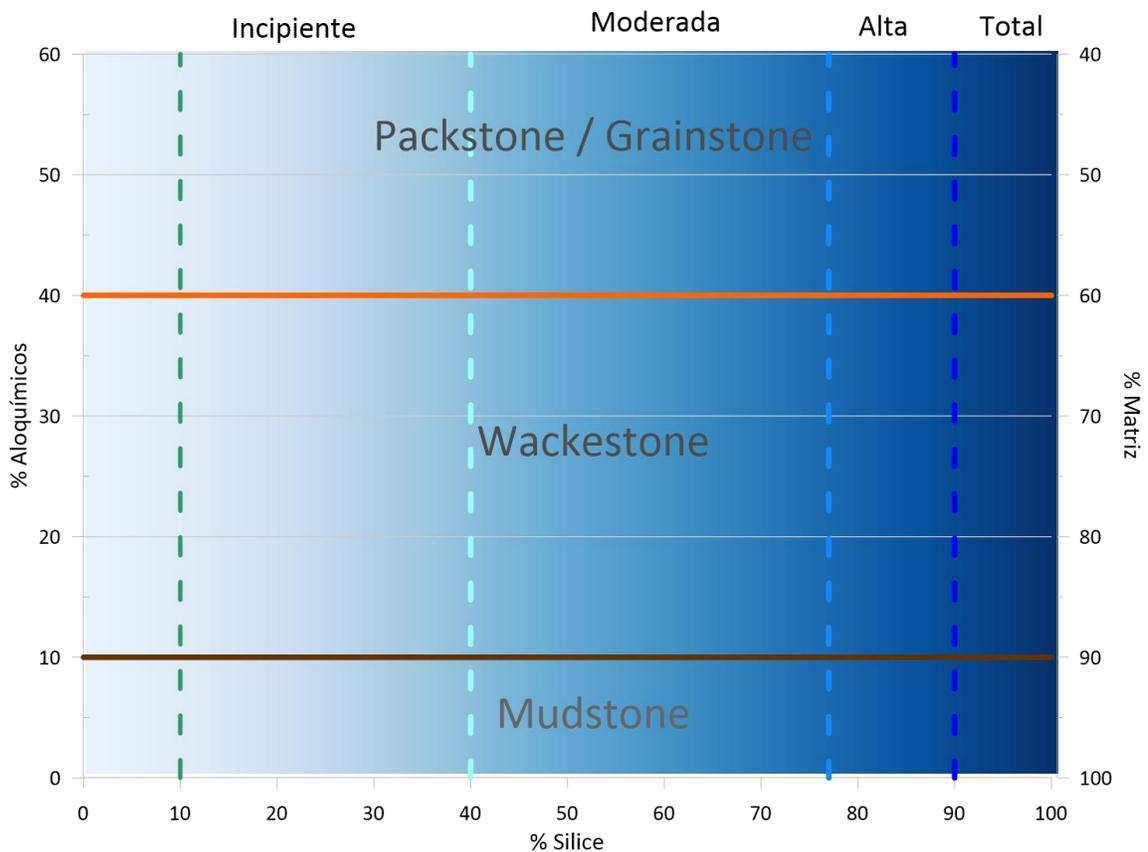
A partir del 10% de sílice se considera que una roca se encuentra silicificada siguiendo el criterio utilizado por Folk (1980) para términos descriptivos de abundancia. Desde este punto hasta el 40% de contenido en sílice se ubica la silicificación incipiente, donde las características físicas de las rocas presentan una dureza alrededor de 3 en la escala de Mohs, que son comúnmente encontradas con particiones tipo *shaly* o *papery*, Desde el 40% hasta el 77% de sílice, se considera que una roca tiene silicificación moderada, en la cual se puede observar una predominancia de la partición *flaggy* con caras redondeadas, lustre terroso, dureza alrededor de 4 en la escala de Mohs. Del 77% hasta el 90% de sílice se define la silicificación alta, donde, las rocas poseen lustre terroso o graso, fractura prismática, dureza entre 5,5 y 7 en la escala de Mohs, permitiéndoles rayar el martillo geológico y el vidrio a modo de rasguños o surcos delgados. Finalmente, del 90% de sílice en adelante se ubica la silicificación total, donde las rocas poseen fractura prismática, lustre vítreo y dureza igual o superior a 7 en la escala de Mohs, rayando el martillo geológico y el vidrio a modo de surcos profundos y más definidos que en el grado anterior de silicificación.

En síntesis, el nombre asignado a las rocas se compone de la clasificación de Dunham (1962) junto a un calificativo de abundancia de ser necesario (p.e. arcilloso, fosfático), seguido del nivel de silicificación de la roca con el sufijo –mente, por ejemplo:

Wackestone fosfático altamente silicificado

En la Figura 1-8, el eje de las ordenadas representa el porcentaje de aloquímicos dentro de las rocas silicificadas con textura bioclástica, mientras que el eje de las abscisas representa el porcentaje de sílice autigénica producto de cementación, y remplazamiento de componentes originales del sedimento. Para obtener los porcentajes tanto de bioclastos como de sílice en la roca, se puede aplicar bien sea las metodologías de conteo de puntos, o por medio de un *software* analizador de imágenes que logre segmentar estas características y las cuantifique.

Figura 1-8: Clasificación de rocas calcáreas según su grado de silicificación.



1.3.4 Rayos X

La Difracción de Rayos X se utilizó con el fin de tener un control mineralógico más preciso que complemente la petrografía, además, de rastrear la posible presencia de fases metaestables de sílice.

La preparación de las muestras se basó en la metodología de Thorez (1975), aunque para fines de la investigación, se le efectuaron modificaciones en los tiempos de homogenización y en el tamizaje de las muestras. Se utilizó un difractómetro Bruker D2 PHASER, en donde, las muestras en polvo desorientado fueron adquiridas de $2,5^\circ 2\theta$ hasta $70^\circ 2\theta$, mientras que las preparaciones en minerales orientados, de $2,5^\circ 2\theta$ hasta $40^\circ 2\theta$. Se realizó el análisis semi-cuantitativo mediante el método de proporción relativa de intensidades (RIR por sus siglas en inglés), usando la aplicación Difract.EVA del paquete de *software* Bruker Difract.Plus. De manera complementaria, se adquirió la composición química por medio de un equipo de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva Bruker Tracer, con el objetivo de cotejarla con las demás técnicas analíticas, y tener mayor certeza y precisión en cuanto a la mineralogía.

1.3.5 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) y Espectroscopia de energía dispersiva (EDX)

La técnica de microscopia electrónica se realizó bajo dos modalidades: la primera se llevó a cabo con un equipo Hitachi de sobremesa TM4000Plus, en donde se estableció la composición química puntual de ciertas características, permitió elaborar mapas composicionales semicuantitativos y así determinar la distribución de elementos en las rocas, de esta manera, identificar ciertas características claves para entender la diagénesis en ellas. La segunda modalidad se desarrolló en un equipo TESCAN Vega 2 xmu, en donde se observaron las texturas y estructuras en superficies rotas (3D), las cuales requirieron ser recubiertas en oro.

2. Características de Campo de las Secciones Estratigráficas con Silicificación

Las características litológicas varían a lo largo de la cuenca a razón de los procesos diagenéticos que sufre el sedimento precursor, sin embargo, este a su vez aporta los ingredientes para que el medio diagenético se establezca, ligando cercanamente el comportamiento de la silicificación a la composición del sedimento y su fuente. A continuación, se mencionarán las características de cada una de las áreas de muestreo, sus particularidades y como estas afectan o no la silicificación en estos puntos de la cuenca cretácica.

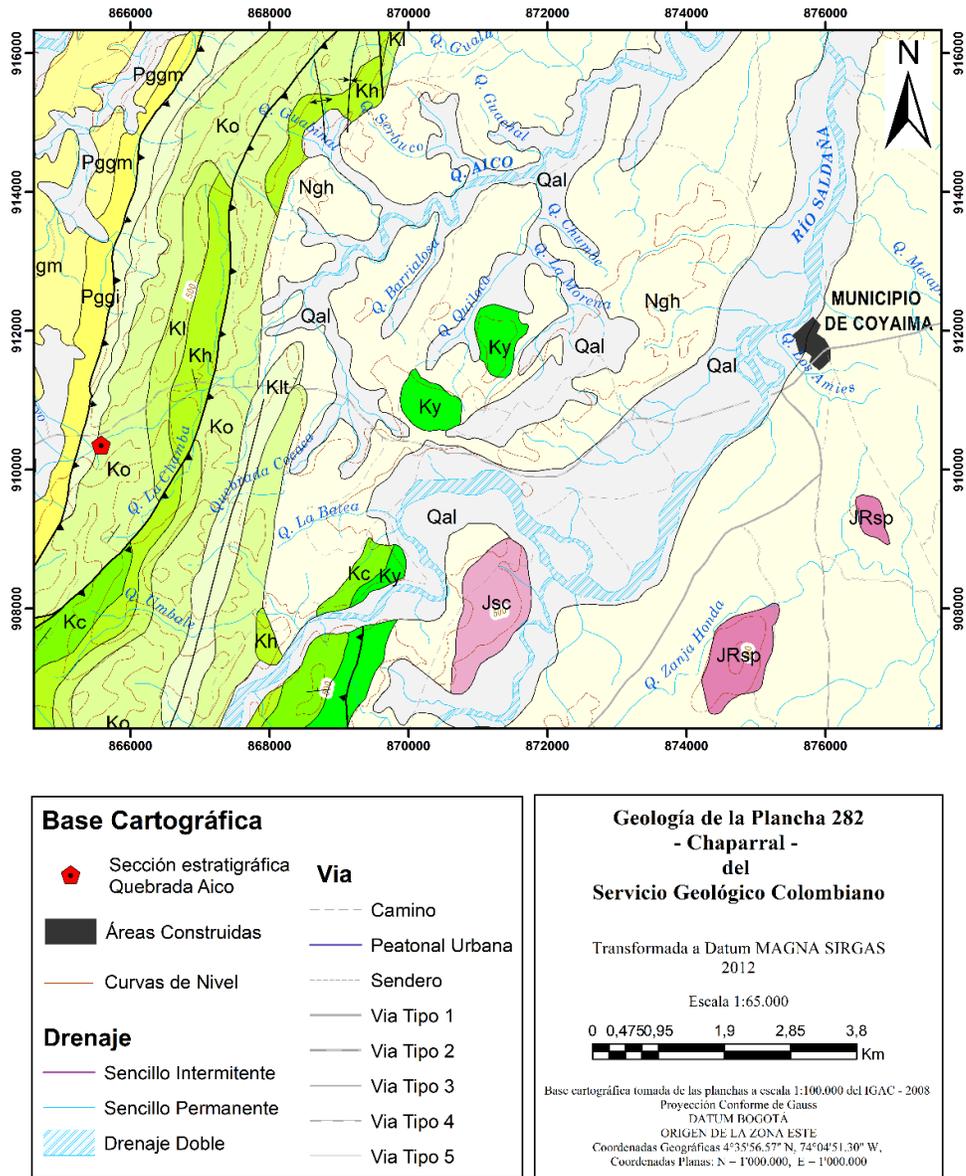
2.1 Sección Estratigráfica de la Quebrada Aico, Chaparral, Tolima.

La Quebrada Aico se extiende entre los municipios de Chaparral y Ortega en el departamento de Tolima, el segmento de la quebrada donde aflora el Cretácico superior se ubica al suroeste del municipio de Ortega en la vereda la Calera. En este punto, la quebrada corre en sentido SW-NE paralela a la carretera terciaria que comunica a los municipios de Coyaima y Chaparral (Figura 2-1). El afloramiento de las unidades cretácicas se encuentra sobre un anticlinal al oeste del sinclinal de la Calera, el cual, sufrió fallamiento inverso, plegamiento y fracturamiento que permitieron el desarrollo de drenajes perpendiculares al rumbo de la pila sedimentaria (Fuquen *et al.*, 1993).

La sección estratigráfica tiene 351 m en total (**Figura 2-2**), e inicia con rocas calcáreas con variaciones menores de material terrígeno, fosfático y finaliza con rocas siliciclásticas arenosas, conglomeráticas. A pesar de su historial de modificaciones tectónicas, las capas no varían significativamente de posición estructural, ni se ven afectadas por fallas que modifiquen espesores o produzcan repeticiones en el lugar donde se levantó la

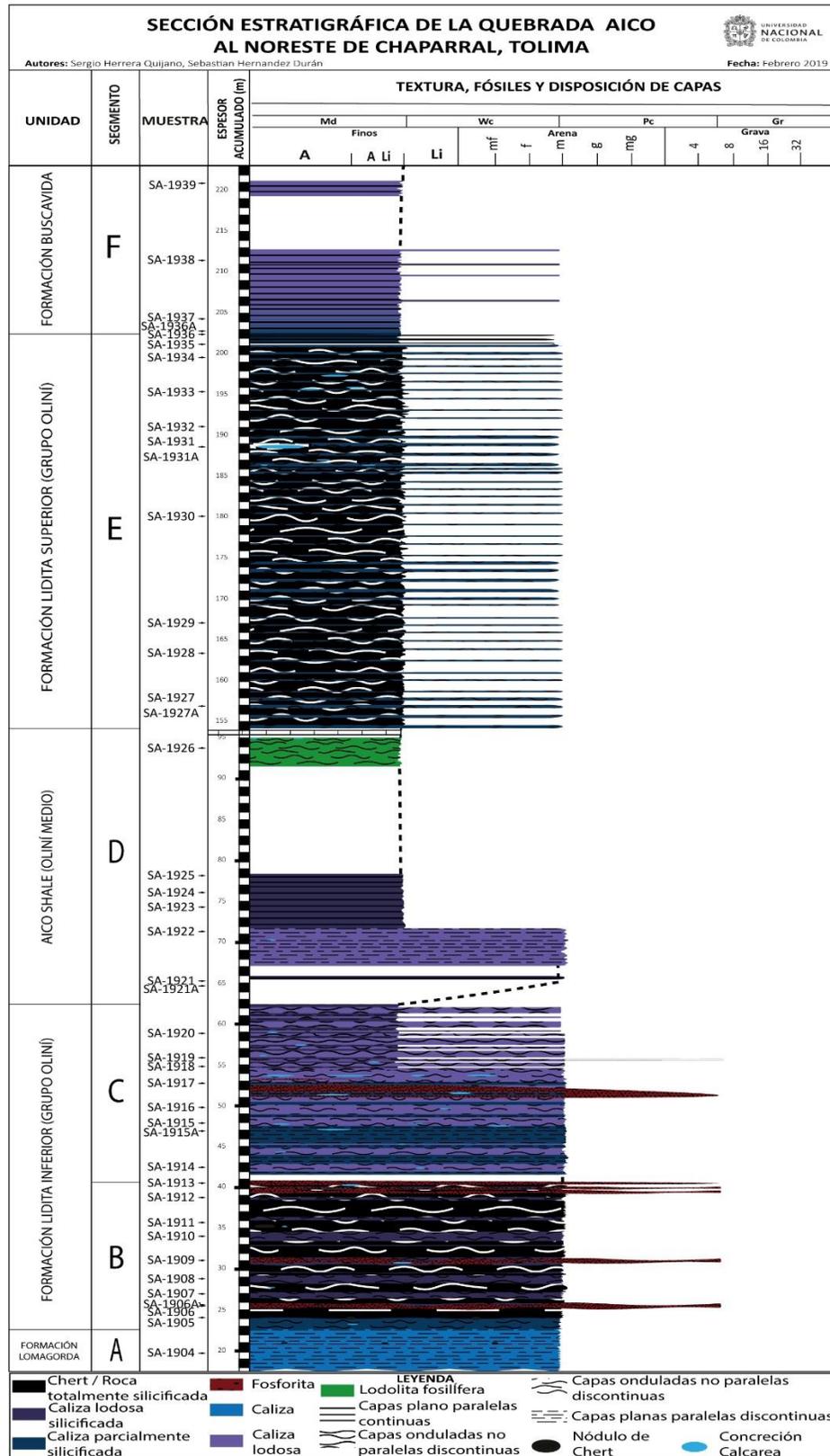
información. Esta sección sirvió de insumo para el presente trabajo y para la investigación de Hernández (2020) con quien se levantó la columna estratigráfica.

Figura 2-1: Ubicación de la sección de la Quebrada Aico, modificado de Fuquen *et al.* (1993)4



4 JRsp: Formación Saldaña, Jsc: Batolito de Ibagué, Ky: Formación Yaví, Kc: Formación Caballos, Kh: Formación Hondita, Kl: Formación Loma Gorda, Ko: Grupo Oliní, Klt: Formación La Tabla, Pggi & Pggm: Grupo Gualanday, Ngh: Grupo Honda, Qal: Depósito Cuaternario.

Figura 2-2: Columna generalizada de la sección de la Quebrada Aico



En este trabajo se describe desde el metro 18 hasta el metro 223, donde se presentan las unidades con silicificación. Dicho segmento inicia con el conjunto A, el cual representa la parte superior de la Formación Loma Gorda, se compone de wackestone lodo-arenoso con láminas packstone delgadas a muy delgadas, dispuestos en capas delgadas a muy delgadas, onduladas paralelas continuas a discontinuas, adicionalmente, son comunes concreciones calcáreas centimétricas en el tope del conjunto finalizando en el metro 22,70. Sobre este, se encuentra en contacto neto el conjunto B correspondiendo a la base de la Formación Lidita Inferior, cuya composición litológica, son intercalaciones de wackestone totalmente silicificados y mudstone altamente silicificados, dispuestos en capas delgadas onduladas paralelas discontinuas que, a su vez, contienen láminas packstone delgadas plano paralelas discontinuas. También, se aprecian capas centimétricas de fosfopackstone, nódulos síliceos y concreciones calcáreas generalmente rodeadas por *chert*; en adición, la laminación observada rodea tanto las concreciones como los nódulos (Figura 2-3), este conjunto se extiende hasta el metro 40,65.

Figura 2-3: Concreción calcárea (rojo) rodeada por chert (azul) y deformando laminación (blanco)



A continuación, en contacto neto aparece el conjunto C, este se define, a partir de la disminución en el grado de silicificación y su contenido de material terrígeno con respecto al anterior. Pertenece a la parte superior de la Formación Lidita Inferior, el cual, se compone por capas de wackestone lodoso que a medida que se asciende estratigráficamente, se intercalan con capas cada vez más espesas de lodolita calcárea, así mismo, la ganancia de material terrígeno coincide con la pérdida gradual del grado de silicificación evidente en su menor dureza y fracturamiento *shaly*. Estas a su vez se disponen en capas delgadas a muy delgadas, planas paralelas discontinuas en la base, en el tope, en capas medias onduladas paralelas discontinuas a continuas. Adicionalmente, se observan lentes centimétricos de fosfopackstone y concreciones calcáreas métricas a modo de “rosario”; algunas de estas, se hallan incorporando lentes de packstone fosfático. El conjunto finaliza en el metro 62,5 con lodolitas que son cubiertas debido a su baja competencia.

Subsecuentemente, con un cambio gradual de rocas mayoritariamente calcáreas a terrígenas, aparece el conjunto D representando al nivel denominado como “Aico shale”, este se compone de cuatro niveles de lodolitas calcáreas con láminas delgadas planas paralelas discontinuas, se encuentran en capas plano paralelas continuas. El primer y tercer nivel tienen una dureza aparentemente mayor que el segundo y el cuarto, en los cuales, es mucho más notorio su carácter terrígeno debido a su carencia de efervescencia ante el HCl y su baja dureza, además, el nivel superior contiene láminas de arenisca fina, indicando un claro cambio en la tasa de aporte de sedimento proveniente del continente. Este intervalo está expuesto aproximadamente hasta el metro 95, donde también, se observan concreciones no mayores a 30 cm, y a partir de allí el afloramiento es cubierto.

Posteriormente, en contacto neto vuelve a aflorar la sección en el metro 154,25 con el conjunto E correspondiendo a la Formación Lidita superior, y consta de intercalaciones de wackestone altamente silicificado y wackestone totalmente silicificado dispuestos en capas onduladas paralelas discontinuas, ambos, con láminas medias a delgadas plano paralelas discontinuas de packstone y mudstone. La litología con aparente mayor grado de silicificación, se observa en nódulos silíceos contiguos (Figura 2-4) que a su vez, producen geometrías onduladas en las capas, que al mismo tiempo, rodean las concreciones calcáreas (Figura 2-5). Por otro lado, se evidencian foraminíferos bentónicos de gran

tamaño pertenecientes al género *siphogenerinoides*. El grado de silicificación aparentemente cambia gradualmente en los últimos tres metros de este conjunto terminando en el metro 202,5, ya que la roca carece de fractura concoidea y su dureza disminuye notablemente.

Figura 2-4: Nódulos silíceos (azul) contiguos.



Por último, se ubica el conjunto F donde se observa el cambio gradual litológico entre rocas silíceas y terrígenas, el cual, marca el inicio de la Formación Buscavida. Este inicia con wackestone lodoso, gradualmente termina con lodolitas calcáreas con láminas de arenisca muy fina a fina en el metro 221,25, tienen partición *shaly* a *papery*, y se encuentran en capas gruesas a muy gruesas plano paralelas continuas.

Figura 2-5: Concreción calcárea (rojo) rodeada por *chert* (flechas azules)

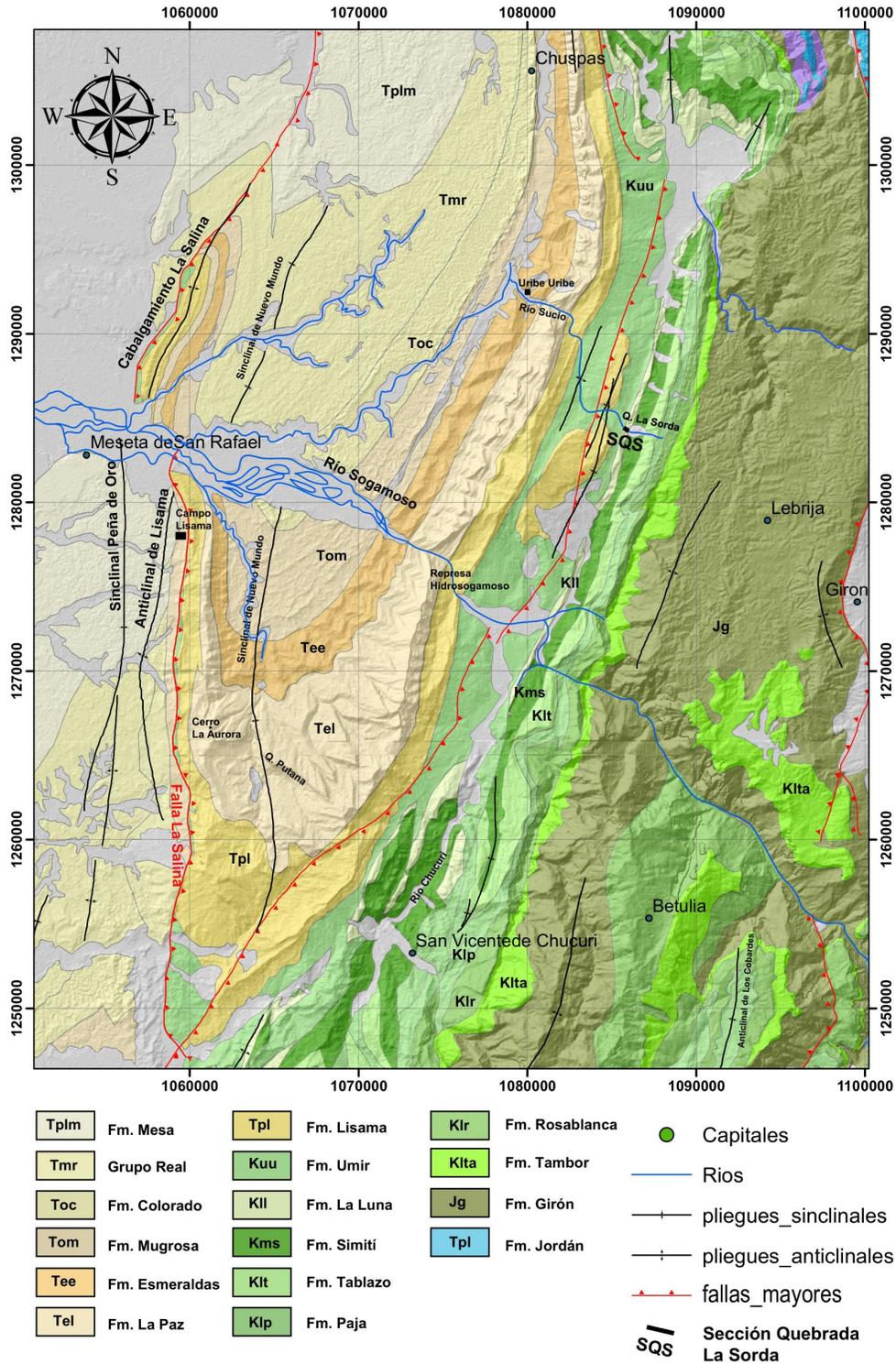


2.2 Sección Estratigráfica de la Quebrada la Sorda, Lebrija, Santander.

A diferencia de la anterior, esta sección no fue levantada en el marco de la presente investigación, la información y las muestras recolectadas corresponden al trabajo de Sarmiento Pérez *et al.* (2015), fueron trabajadas bajo la óptica de la silicificación. En dicho trabajo, se describe la Formación La Luna en la quebrada La Sorda ubicada en el flanco Este del Sinclinal de Nuevo Mundo, en las inmediaciones del municipio de Lebrija, Santander (Figura 2-5).

De las 70 muestras recolectadas en dicho trabajo, se tomaron 10 seleccionándolas a razón de características reportadas en las bitácoras de campo y en las observaciones hechas en la petrografía. De manera general son en su mayoría wackestone y packestone con variable contenido de material terrígeno, fosfático y grado de silicificación.

Figura 2-6: Ubicación de la sección estratigráfica de la quebrada La Sorda



Fuente: Sarmiento Pérez et al., 2015

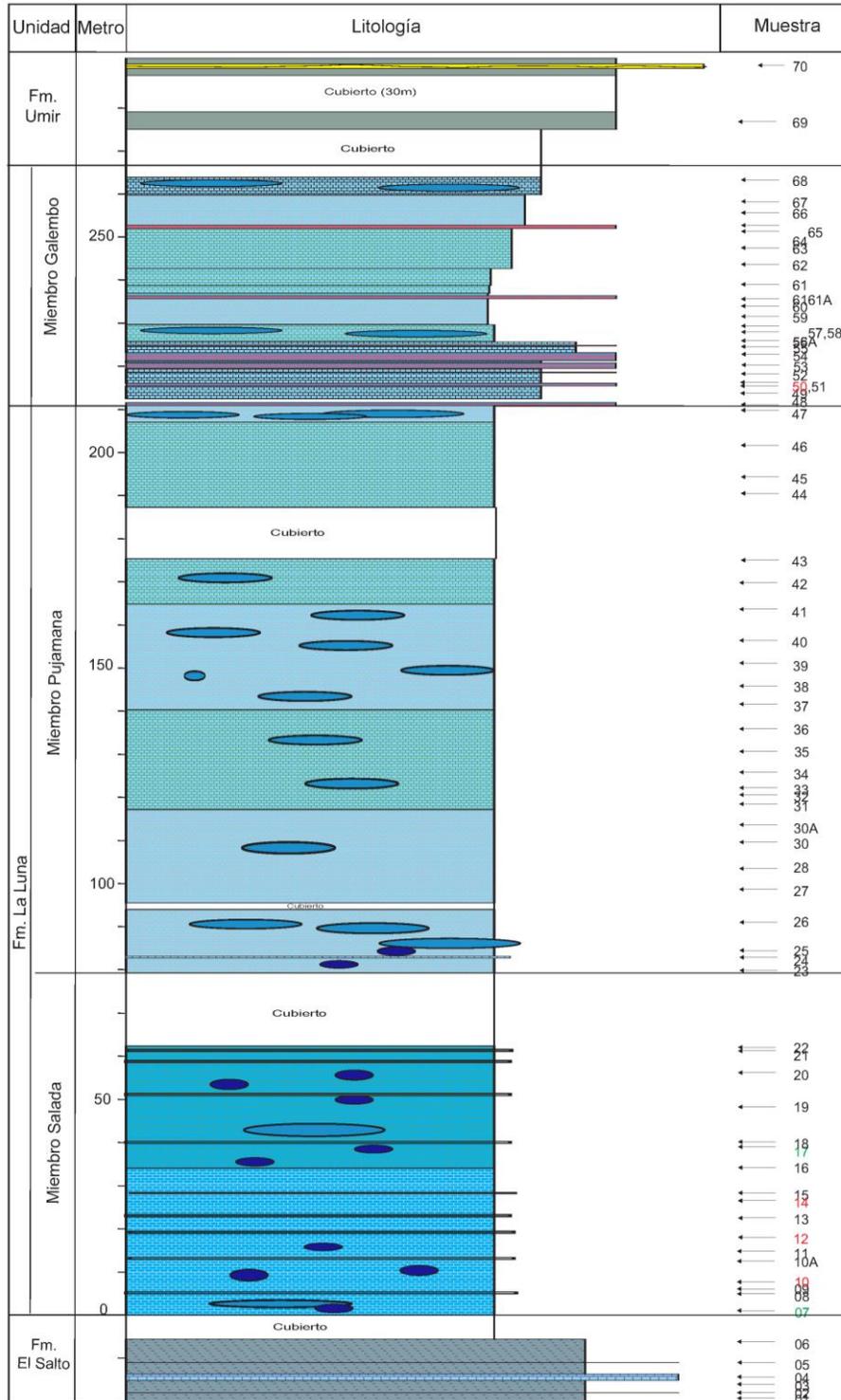
La sección inicia con lo que Sarmiento Pérez *et al.* (2015) (Anexo D) denominan Formación El Salto, la cual consta de lodolitas con partición *shaly*, algunas capas calcáreas y otras silicificadas. Supra yaciendo en contacto cubierto, se encuentra la Formación La Luna, que comienza con el Miembro Salada compuesto principalmente por wackestone y packestone con algunas capas silicificadas y concreciones calcáreas de variables tamaños. El Miembro Pujamana se caracteriza por el contenido de material terrígeno en los primeros metros, lo que le da a la roca aflorante partición tipo *shaly*, adicionalmente se presentan abundantes concreciones en el segmento intermedio y silicificación en los últimos metros, evidente por la presencia cada vez más frecuente de capas de *chert*. La Formación la Luna finaliza con el Miembro Galemo, caracterizado por su abundante contenido de material fosfático dispuesto en capas y en forma de peloides, espinas y vertebras dentro de los wackestone y packstone. De manera paralela, la silicificación se ve disminuida a medida que se asciende estratigráficamente, contrastando con el contenido terrígeno que aumenta hasta llegar a la base de la Formación Umir, la cual, es compuesta principalmente de lodolitas calcáreas con algunos niveles de arenisca. El contacto está cubierto por suelo transportado, pero es claro en el cambio abrupto del paisaje (Figura 2-7).

En términos generales, esta sección no difiere mucho de la quebrada Aico en cuanto a las características litológicas, es decir, los componentes que intervienen en la silicificación en este punto de la cuenca son semejantes con respecto al VSM a pesar de algunas variaciones en abundancia. También, tienen en común el hecho de ser principales fuentes de hidrocarburos, significando un importante contenido de materia orgánica que interviene en procesos diagenéticos, por lo tanto, es posible correlacionar la silicificación como proceso ligado a la química del medio de depósito.

2.3 Inmediaciones de Ubaté y Tausa, Cundinamarca

Las unidades del Cretácico superior en la Sabana de Bogotá, son interpretadas como un punto de la cuenca más próximo al área fuente, en este caso, se trata del escudo guyanés (Vergara y Rodríguez, 1996), debido a que, a diferencia del VSM y VMM, la pila sedimentaria contiene mayor porcentaje de terrígenos, además, las arenitas presentes tienden a estar compuestas principalmente por cuarzo alejándose de una posible fuente volcánica.

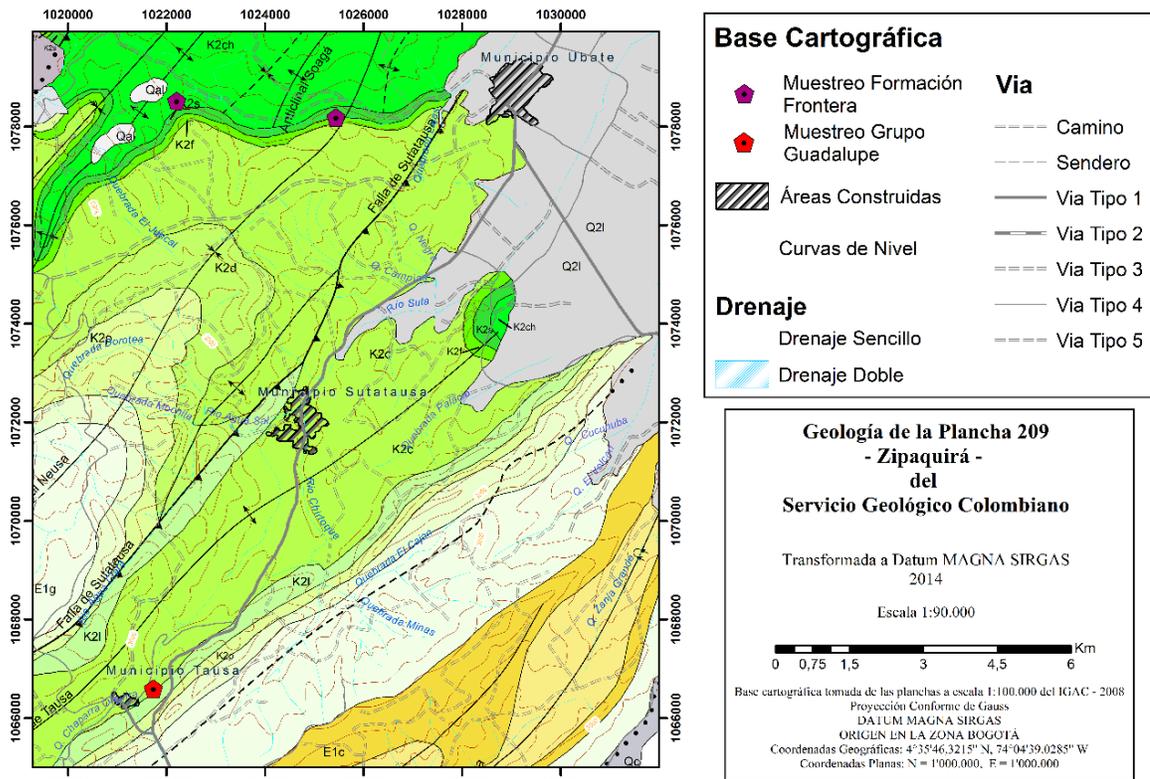
Figura 2-7: Columna estratigráfica generalizada de la sección de la quebrada la Sorda.



Fuente: Modificado de Sarmiento Pérez et al., 2015

En ese contexto, se tomaron muestras de lugares puntuales con la intención de observar como las variaciones en el contenido de terrígenos pueden afectar la silicificación. Se muestreó la Formación Frontera en un afloramiento ubicado en la vereda La Calera en el sector conocido como el alto de los Caballeros, en el municipio de Ubaté, Cundinamarca (Figura 2-9); allí la Formación Frontera se compone principalmente de dos niveles dispuestos en capas delgadas a muy delgadas planas paralelas discontinuas. El nivel basal es compuesto por wackestone carbonoso, mientras que el suprayacente, consta de wackestone silicificado con láminas medias packstone, concreciones calcáreas y algunas intercalaciones de lodolitas (Figura 2-9).

Figura 2-8: Ubicación del muestreo de la Formación Frontera y el Grupo Guadalupe.



Fuente: Modificado de Montoya y Reyes (2003)

Figura 2-9: Nivel inferior de la Formación Frontera en el alto de los Caballeros, Ubaté



El segundo punto de muestreo se ubica en una cantera de materiales de construcción al noreste del casco urbano del municipio de Tausa, Cundinamarca, sobre la carretera que conecta a Zipaquirá con el centro urbano de Tausa (Figura 2-10). Allí aflora la Formación Arenisca Dura hacia la base de la sección, está compuesta de arenita muy fina fosilífera donde solo se pueden apreciar los moldes de los bioclastos. En contacto neto y supra yaciendo, se logra apreciar la Formación Plaeners casi en su totalidad sobre un antiguo frente de explotación (Figura 2-10), se compone de wackestone silicificado intercalado con packstone limo-arenoso silicificado, dispuestos en capas delgadas plano paralelas continuas a discontinuas, con algunas concreciones calcáreas que no superan los 10 cm de diámetro. Lo que más resalta de este punto de muestreo, es el estado de meteorización

de la roca, su color varía entre el naranja amarilloso pálido (10YR 8/6, 10YR 6/6) y rojo pálido (SR 6/2), adicionalmente, los niveles de packstone lodo-arenoso, son friables.

Figura 2-10: Disposición plano-paralela de las capas en la Formación Plaeners en las inmediaciones de Tausa



3. Rasgos Petrogeoquímicos de la Silicificación en las Rocas del Cretácico Superior Colombiano

En este capítulo se encuentran reportados los resultados obtenidos bajo las diversas técnicas analíticas a las que fueron sometidas las muestras recolectadas en los distintos puntos de la cuenca del Cretácico superior colombiano. La forma y el momento en que se utilizaron las técnicas responde a la necesidad de disminución de la escala de observación, a razón de obtener un mayor detalle en la caracterización petrogeoquímica. En otras palabras, la descripción parte de observaciones macro, se reduce la escala, a medida que, tanto las herramientas de caracterización, como los objetivos y alcances de la investigación lo permitan.

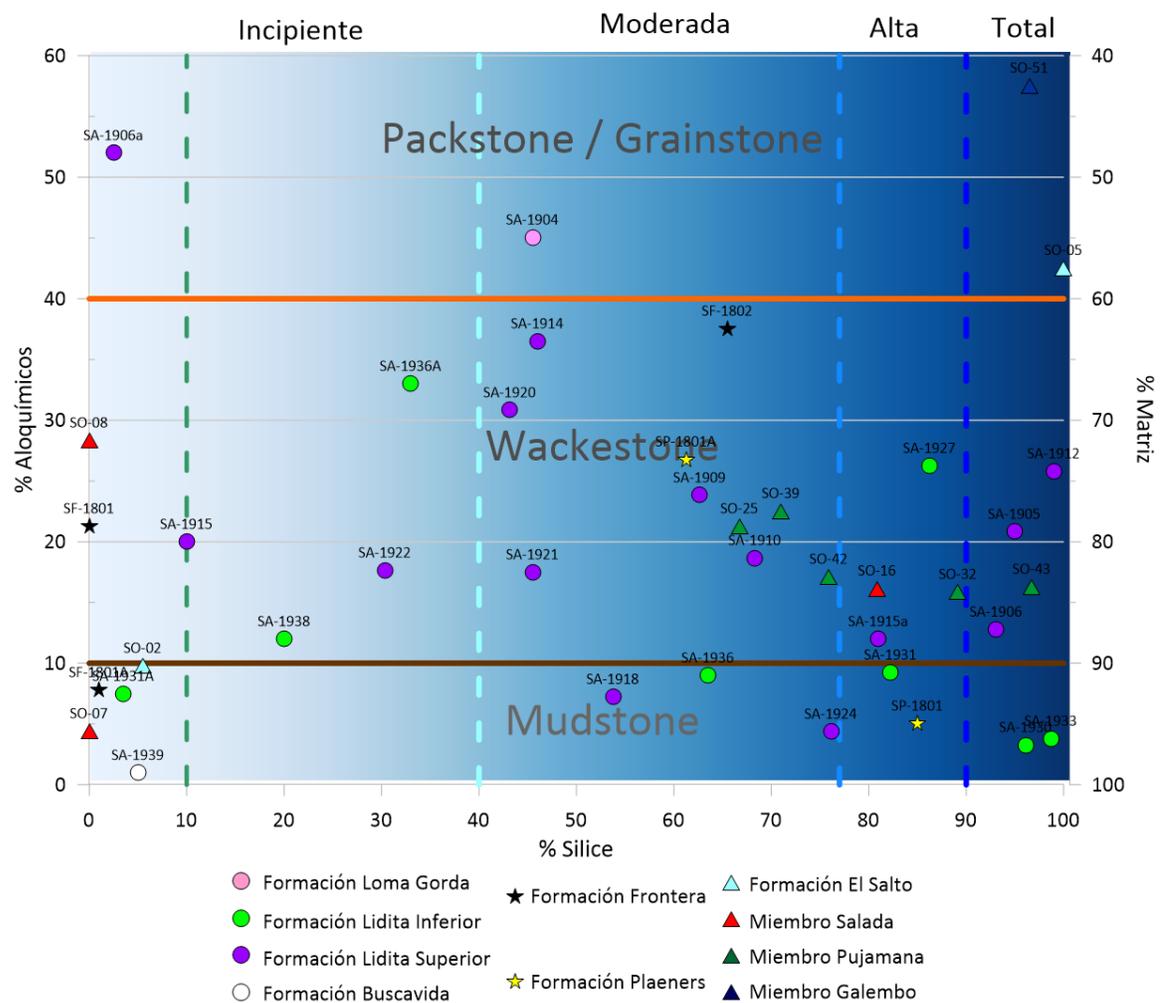
3.1 Petrografía

En ese orden de ideas, se toma como “petrografía” toda técnica que permita la observación del aspecto físico y la identificación de los constituyentes de las rocas a distintas escalas, así pues, dentro de esto se engloba la microscopía óptica, que permite la identificación de texturas y composición mineralógica gracias a la respuesta de los minerales ante la luz visible al combinarse con polarizadores y filtros; la catodoluminiscencia, que permite diferenciar condiciones de formación de los minerales gracias a la estimulación con electrones, y microscopía electrónica de barrido (SEM), cuya principal ventaja es la capacidad de observar los componentes de las rocas a una escala mucho menor, a la que se puede lograr con un microscopio de luz transmitida convencional. El registro microfotográfico se puede encontrar en el Anexo E.

3.1.1 Microscopia Óptica

Se evaluaron 44 muestras en total, donde, 25 de ellas corresponden a la sección de la quebrada Aico, 11 a la sección de la quebrada La Sorda, 8 a los puntos de muestreo en las inmediaciones de Ubaté y Tausa. Según el resultado de la cuantificación y despliegue de los datos sobre la tabla de clasificación propuesta anteriormente (Figura 3-1), las muestras se clasificaron tal como de observa en la Tabla 3-1.

Figura 3-1. Ubicación de las muestras en el cuadro clasificatorio para rocas silicificadas



De esta forma, se tiene una clasificación más precisa y descriptiva para las rocas mayoritariamente aloquímicas con procesos de silicificación, teniendo en cuenta las variaciones composicionales en cuanto al sedimento precursor.

Tabla 3-1: Resumen de la clasificación de las muestras utilizadas durante la investigación.

Sección estratigráfica "Quebrada Aico"					
Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación
SA-1904	Packestone moderadamente silicificado	SA-1915A	Wackestone altamente silicificado	SA-1931	Mudstone altamente silicificado
SA-1905	Wackestone totalmente silicificado	SA-1918	Mudstone arcilloso moderadamente silicificado	SA-1931A	Mudstone incipientemente silicificado
SA-1906	Wackestone totalmente silicificado	SA-1920	Wackestone lodoso moderadamente silicificado	SA-1933	Mudstone totalmente silicificado
SA-1906A	Fosfopackestone con silicificación incipiente	SA-1921	Wackestone lodoso moderadamente silicificado	SA-1936	Mudstone moderadamente silicificado
SA-1909	Wackestone fosfático moderadamente silicificado	SA-1922	Wackestone arcilloso incipientemente silicificado	SA-1936A	Wackestone arcilloso incipientemente silicificado
SA-1910	Wackestone arcilloso moderadamente silicificado	SA-1924	Mudstone lodoso altamente silicificado	SA-1938	Wackestone lodoso incipientemente silicificado
SA-1912	Wackestone totalmente silicificado	SA-1926	Lodolita calcárea incipientemente silicificada	SA-1939	Mudstone lodoso incipientemente silicificado
SA-1914	Wackestone incipientemente silicificado	SA-1927	Wackestone altamente silicificado		
SA-1915	Fosfopackstone incipientemente silicificado	SA-1930	Mudstone totalmente silicificado		

Sección estratigráfica "Quebrada La Sorda"				Inmediaciones Tausa y Ubaté	
Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación
SO-02	Mudstone	SO-32	Wackestone altamente silicificado	SF-1801	Wackestone
SO-05	Wackestone totalmente silicificado	SO-39	Wackestone moderadamente silicificado	SF-1801A	Mudstone

Sección estratigráfica "Quebrada La Sorda"				Inmediaciones Tausa y Ubaté	
Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación
SO-07	Mudstone	SO-42	Wackestone altamente silicificado	SF-1802	Wackestone moderadamente silicificado
SO-08	Wackestone	SO-43	Wackestone totalmente silicificado	SP-1801	Mudstone lodoso altamente silicificado
SO-16	Wackestone altamente silicificado	SO-51	Packstone totalmente silicificado	SP-1801A	Wackestone arenoso moderadamente silicificado
SO-25	Wackestone arcilloso moderadamente silicificado			SP-1801B	Limolita fosilífera moderadamente silicificada
				SP-1802	Arcillolita fosilífera moderadamente silicificada
				SP-1802A	Lodolita incipientemente silicificada

Además de la clasificación de las muestras, se observaron particularidades en los rasgos texturales de la sílice con relación a los demás componentes de la roca, que, a su vez, sirven como pistas para la reconstrucción de la historia diagenética del sedimento. Estas características, se enuncian a continuación:

Relleno silíceo en los bioclastos

Los foraminíferos con relleno silíceo hallados en las muestras recolectadas se encuentran en tres tipologías: 1) totalmente rellenos de cuarzo, 2) rellenos parcialmente por un anillo en el borde interior del caparazón y 3) con dos generaciones de rellenos, el segundo en unos casos calcáreo (Figura 3-2) otros silíceo (Figura 3-3). Ambas características se presentan en las muestras silicificadas del VMM, VSM y con menor frecuencia, en las formaciones Plaeners y Frontera.

Figura 3-2: Precipitación concéntrica de cuarzo en las muestras SA-1927 y SA-1933 pertenecientes a la Formación Lidita Superior, además se observa que el remplazamiento en cuarzo de la matriz es superior al 80%, en el interior de algunas cámaras se preserva los remanentes de la materia orgánica original del foraminífero, y su caparazón aún conserva su composición calcárea; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ

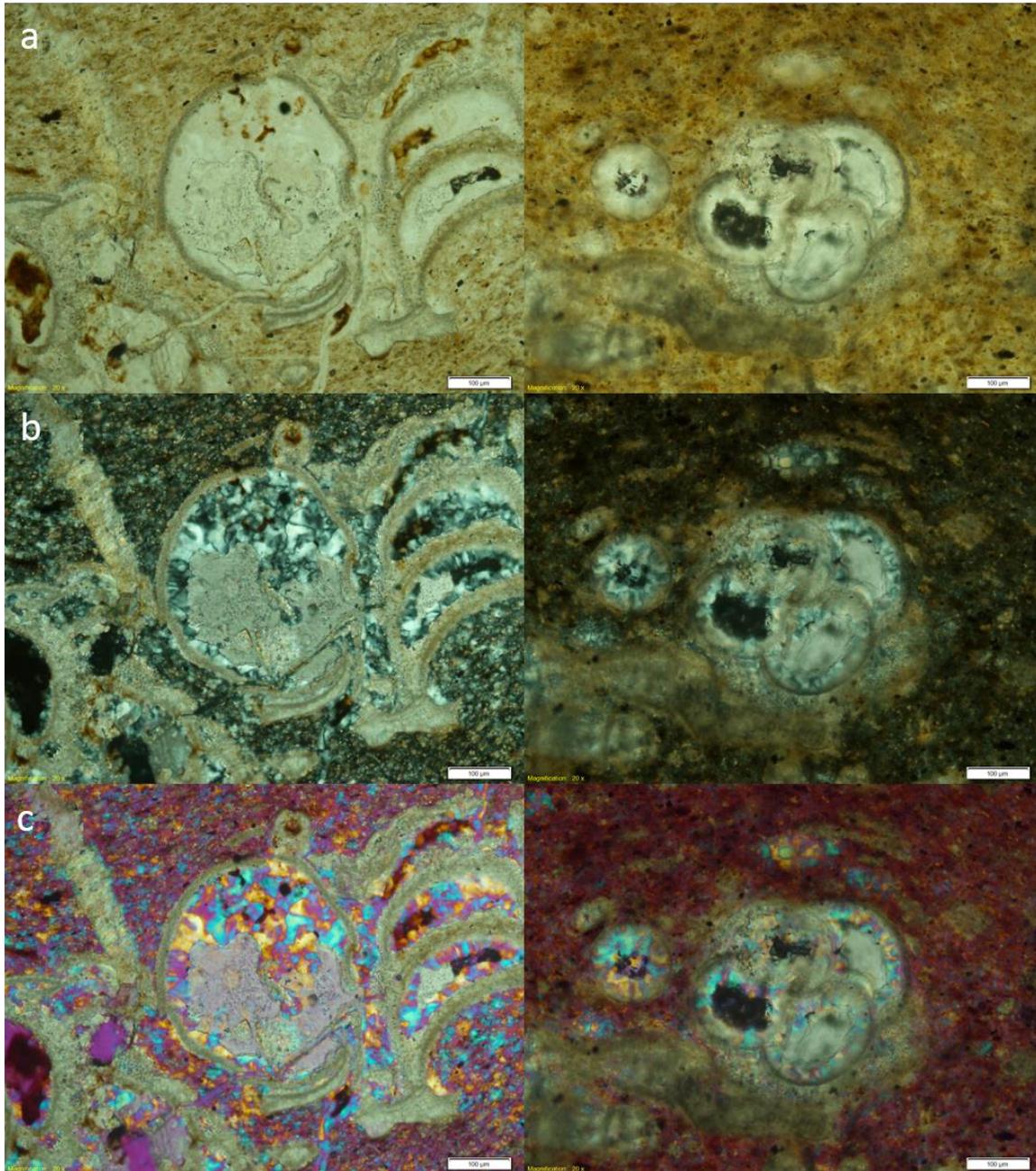
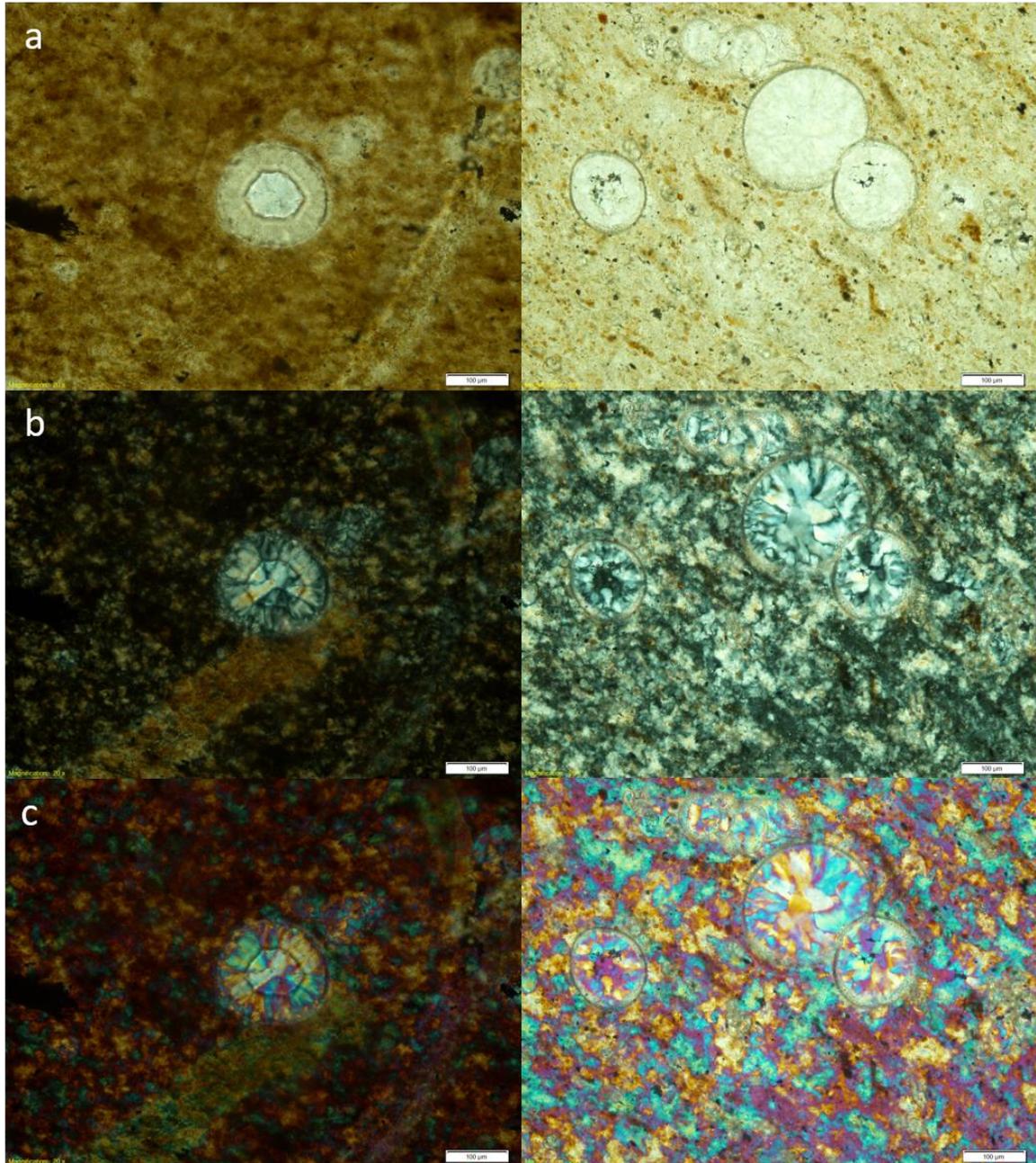


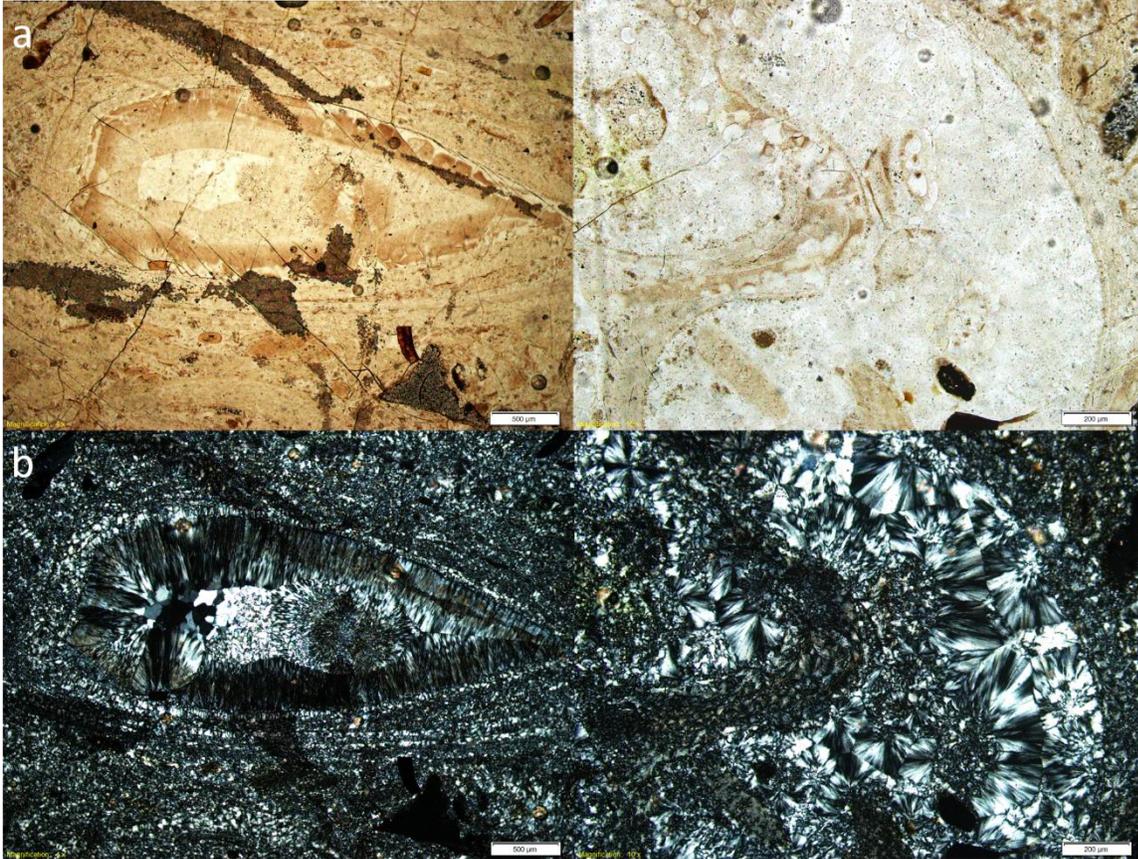
Figura 3-3: Foraminíferos rellenos por dos generaciones de cuarzo en muestras SO-43 (Miembro Pujamana, izquierda) y SA-1906 (Miembro Lidita Inferior, derecha), en medio de una matriz totalmente remplazada por sílice; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ , escala: 100 μm .



Al igual que los foraminíferos, hay otros bioclastos rellenos de polimorfos de sílice exponiendo texturas de relleno más claras. En la Figura 3-4 izquierda, se observa un bivalvo totalmente relleno y remplazado en sílice, en él, se logra apreciar las diferentes

texturas del cuarzo, de manera concéntrica, se reconoce en el borde interno del bivalvo cuarzo calcedónico fibroso, mientras que, en el núcleo se observa cuarzo macrocristalino bien desarrollado. Por otro lado, en la Figura 3-4 derecha, la calcedonia radial se encuentra rellenando la cámara de un gasterópodo. Los caparazones que se hallan, tanto rellenos como remplazados, generalmente corresponden a muestras con un mayor grado de silicificación (Figura 3-4 y Figura 3-3).

Figura 3-4: Relleno y remplazamiento por sílice de moluscos en la muestra SO-05 perteneciente a la Formación El Salto. Se logra detallar la diferencia en la textura de los cristales de cuarzo en el interior del bioclasto y en el remplazamiento del caparazón; a) ppl, b) xpl

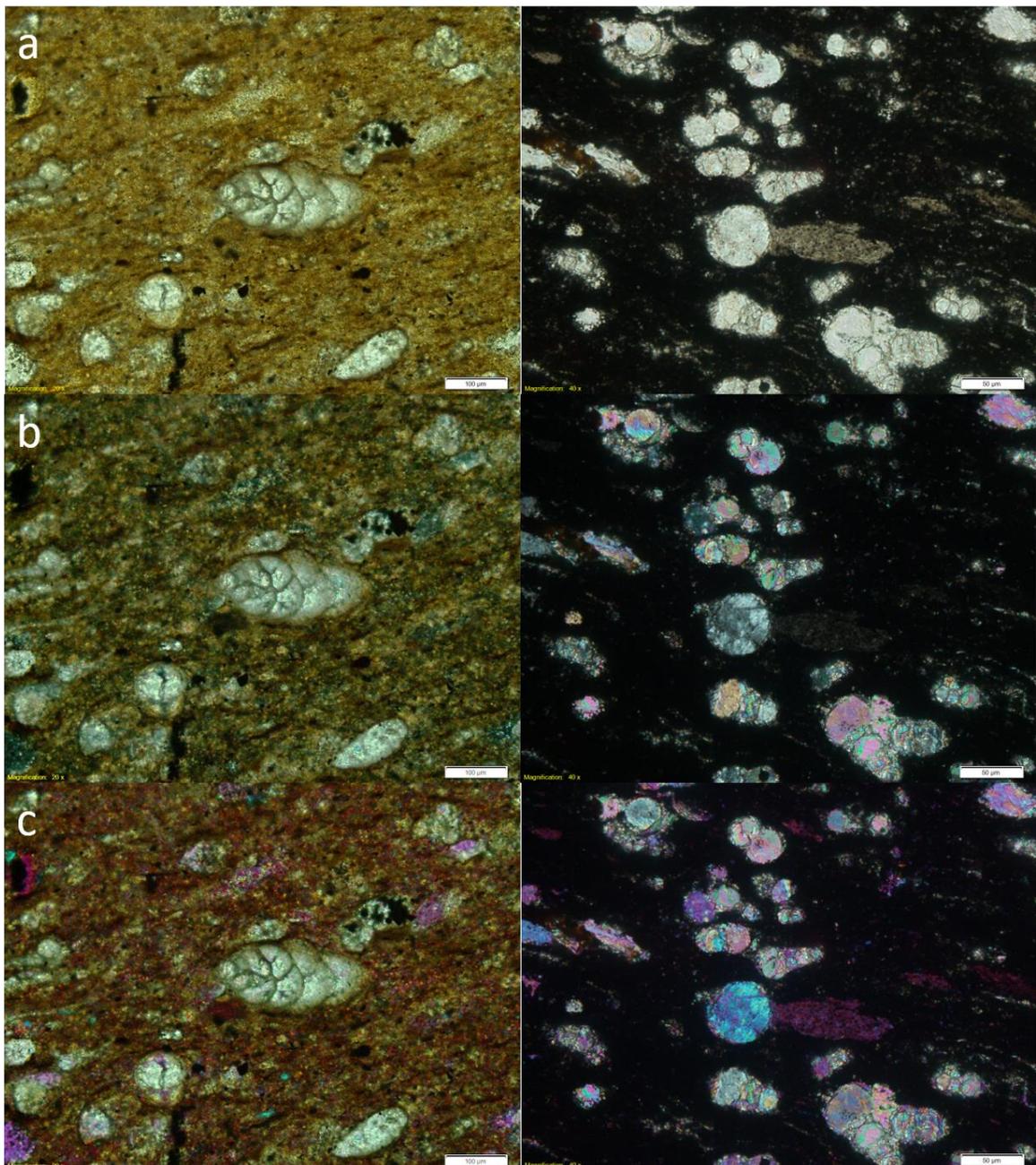


Relleno de carbonato de calcio en bioclastos:

A diferencia de los bioclastos rellenos por sílice, aquellos rellenos por carbonato de calcio se encuentran en los intervalos donde la silicificación no es tan intensa, estas no exhiben

geometrías anulares en el relleno, ni reflejan varias fases de precipitación, únicamente presentan texturas en mosaico (Figura 3-5).

Figura 3-5: Foraminíferos rellenos de calcita en muestras SA-1914 (Lidita Inferior, izquierda) y SF-1801 (Formación Frontera, derecha), la matriz en la primera se halla parcialmente remplazada por sílice, mientras que en la segunda se encuentra abundante materia orgánica; a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .

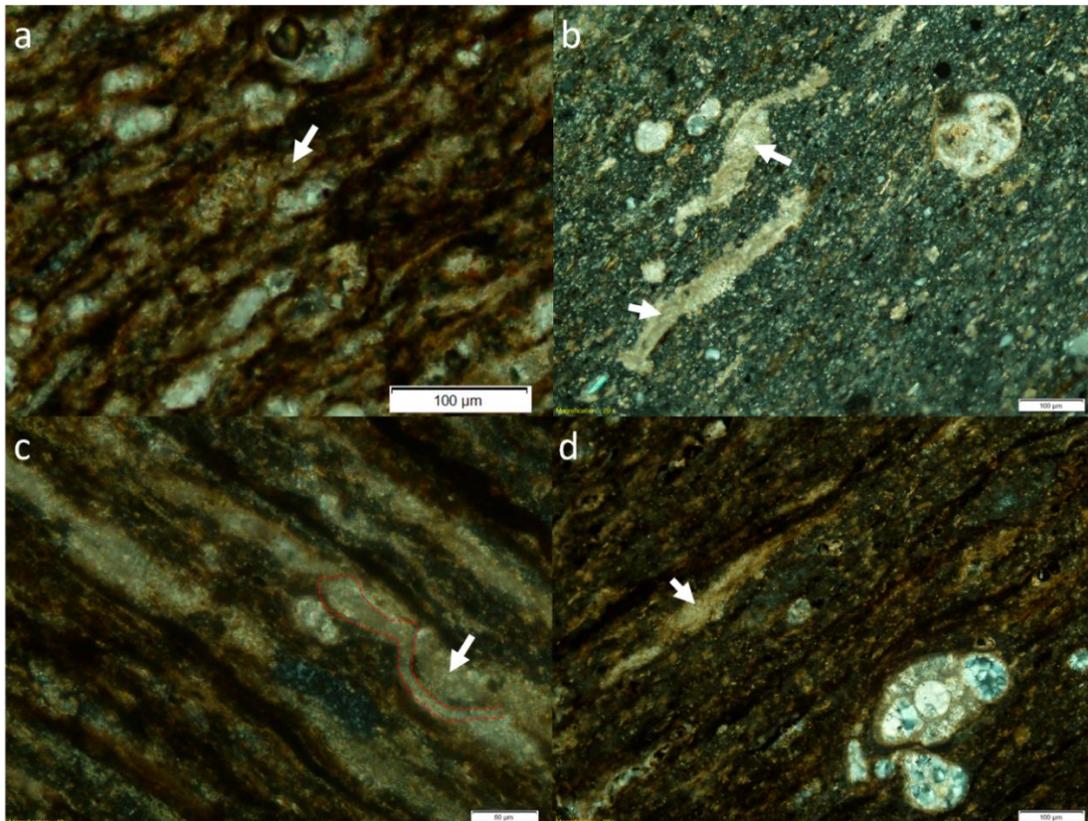


Bioclastos micritizados:

En las muestras analizadas se observaron bioclastos micritizados (Figura 3-6), este proceso generalmente corresponde a foraminíferos colapsados por la compactación a la que fue sometido el sedimento, consiste en la reducción del tamaño de los cristales originales de los cuales estaba compuesto el caparazón calcáreo de los organismos. Una vez el organismo muere, su caparazón queda expuesto a condiciones degradantes como la bioerosión o descomposición química.

Esta característica se encontró en las muestras del VMM y VSM, en las cuales se observó una clara distinción entre la matriz silicificada y la micrita producto de la degradación de los bioclastos.

Figura 3-6: Foraminíferos colapsados micritizados (flechas) en las muestras SA-1904 (a) perteneciente a la Formación Loma Gorda, SA-1924 (b) a Aico Shale, SA-1910 (c) a la Formación Lidita inferior y SO-32 (d) al Miembro Pujamana, algunos de ellos conservando vestigios de su geometría original (línea punteada roja) en medio de la matriz laminada.



Remplazamiento de radiolarios:

En las muestras analizadas se encontraron tres tipos de remplazamientos en restos esqueléticos de radiolarios: 1) unos remplazados totalmente por pirita, encontrados en rocas totalmente silicificadas (Figura 3-8 izquierda), 2) otros remplazados por carbonato de calcio (Figura 3-8 derecha), y 3) otros muy escasos, remplazados por sílice. Los dos últimos hallados en rocas con cierto contenido de material terrígeno (Figura 3-7).

Figura 3-7: Radiolario remplazado en cuarzo en la muestra SA-1922 ubicada en la parte superior de la Formación Lidita Inferior, donde se ve acompañado por foraminíferos y material terrígeno, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ

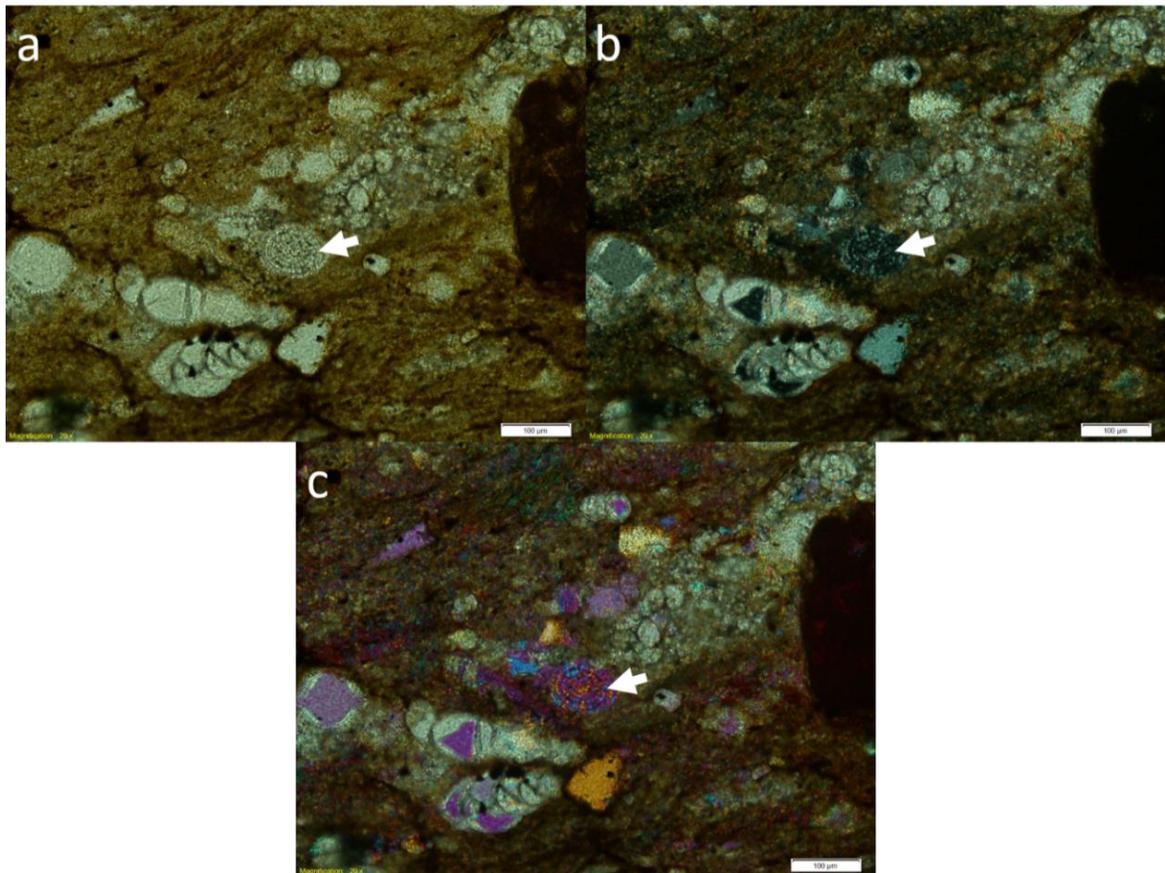
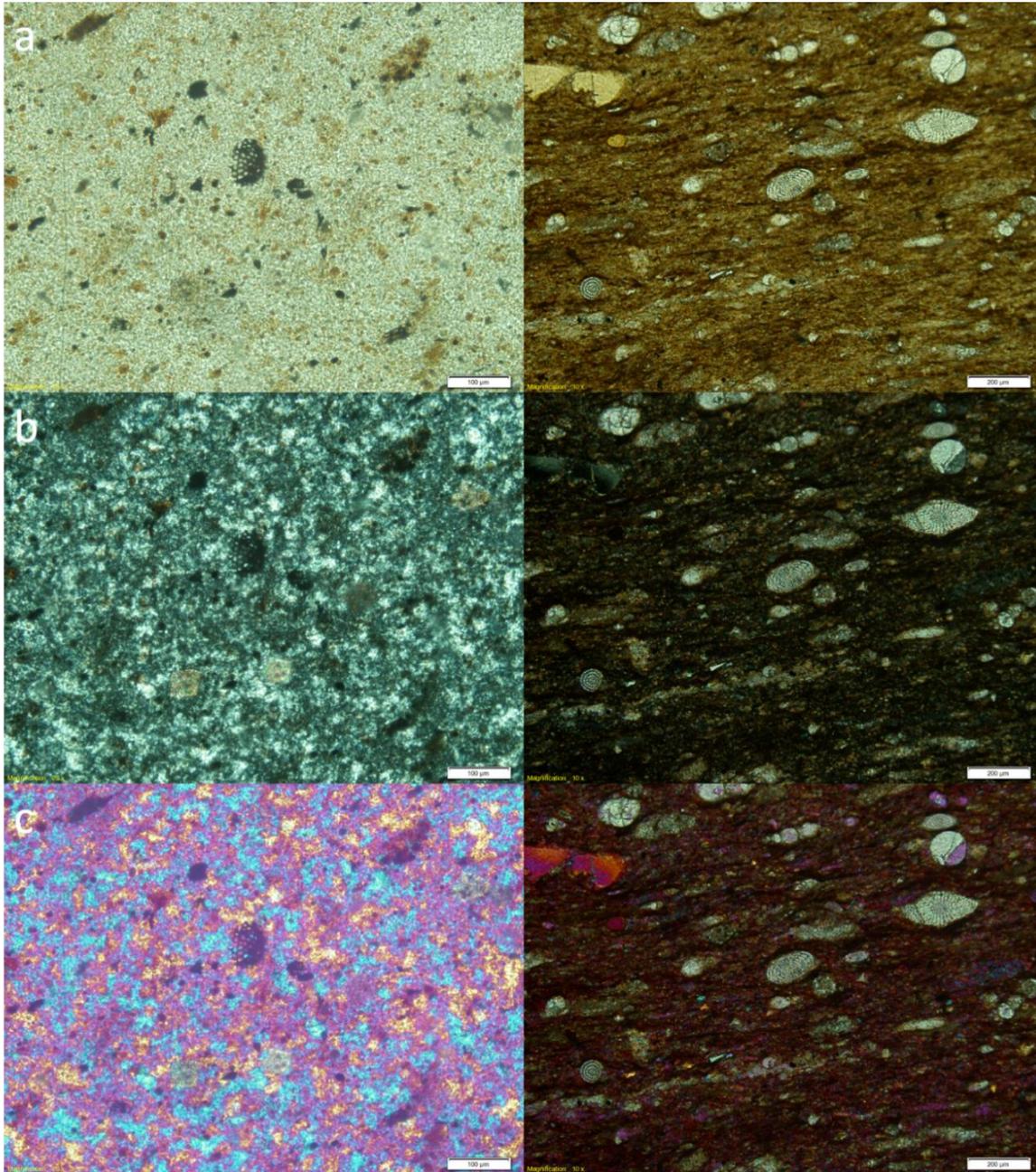


Figura 3-8: Fósiles de radiolarios remplazados en pirita en la muestra SA-1905 la cual no presenta laminación (izquierda) y en carbonato de calcio en la muestra SA-1921 (derecha) en donde la matriz si presenta cierta laminación. La primera se ubica en la parte basal de la Formación Lidita Inferior, mientras que la segunda en la parte superior. a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .



Remplazamiento de bioclastos por sílice:

Además de los foraminíferos remplazados totalmente en alguno de los polimorfos de la sílice, también se identificaron fragmentos óseos fosfáticos totalmente remplazados, en donde, aún se preserva la morfología original de espina o vertebra. En adición, el cuarzo que remplaza estos bioclastos, adquiere un color pardo cuando se cruzan los nicoles, su textura generalmente es a modo de mosaico. Las muestras donde se presenta este remplazamiento corresponden a rocas altamente a totalmente silicificadas (Figura 3-9 izquierda). Otros componentes que presentan remplazamiento por sílice son algunos peloides, en ellos, el cuarzo precipita de modo microcristalino y macrocristalino (mosaico) (Figura 3-9 derecha).

Caolinita y litoclastos:

En ciertas muestras se encontraron algunas formas lenticulares con un mineral de textura granular de colores de interferencia blanco, gris y negro, muy parecido a la respuesta del cuarzo, no obstante, por su apariencia similar a hojas, es más probable que pueda corresponder a caolinita en lugar de cuarzo microcristalino (Figura 3-10 izquierda). También, se identificó caolinita con esta misma apariencia en el interior de un bioclasto fosfático (Figura 3-10 derecha).

Por otro lado, se observaron componentes con apariencia irregular, con colores de interferencia iguales o similares a las del cuarzo, algunos presentan “fantasmas” redondos en nicoles paralelos que podría sugerir un foraminífero como precursor (Figura 3-11 izquierda). Igualmente, otros que tienen formas semi-prismáticas, que podrían pertenecer a litoclastos (Figura 3-11 derecha).

Figura 3-9: Reemplazo total por sílice de fragmento óseo fosfático en la muestra SA-1927 (Formación Lidita Superior, izquierda) y peloide en la muestra SA-1906 (Formación Lidita Inferior, derecha), mostrando una textura groso-granular en medio de una laminación levemente deformada, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .

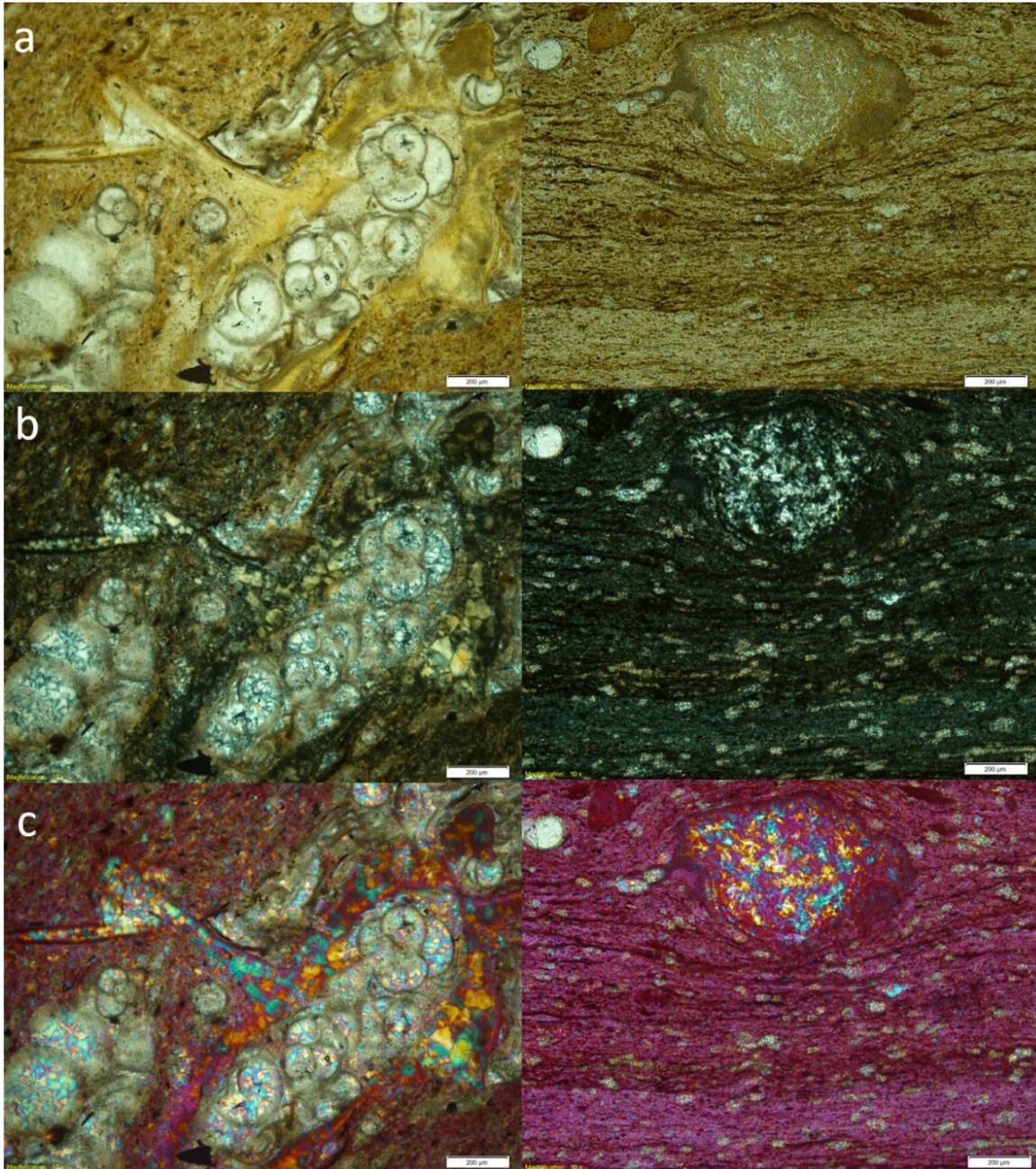


Figura 3-10: Lentes de caolinita en muestra SA-1915A (flechas blancas izquierda) y relleno de caolinita en cavidad de bioclasto fosfático en la muestra SA-1909 (derecha), ambas ubicadas en la Formación Lidita Inferior, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .

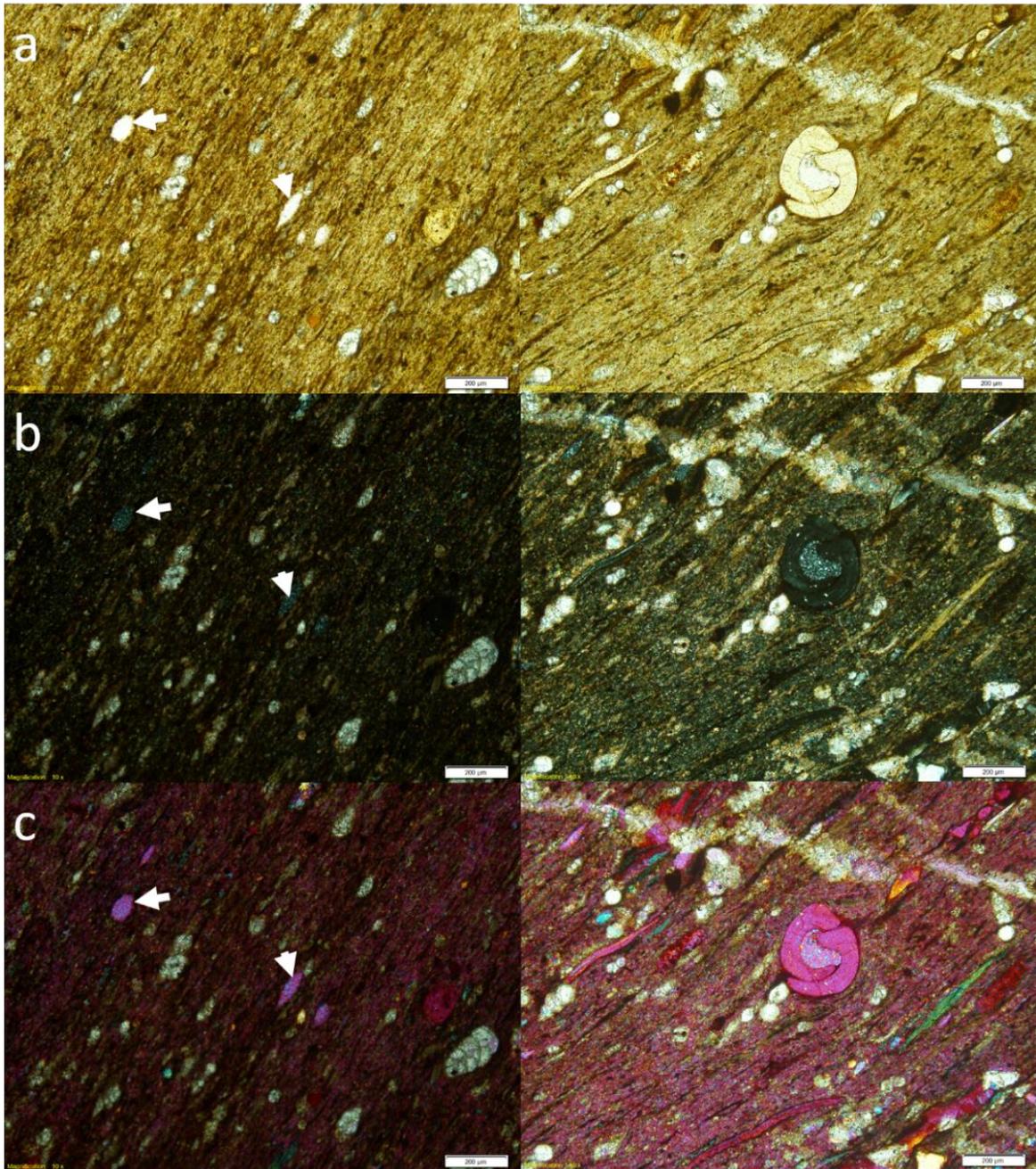
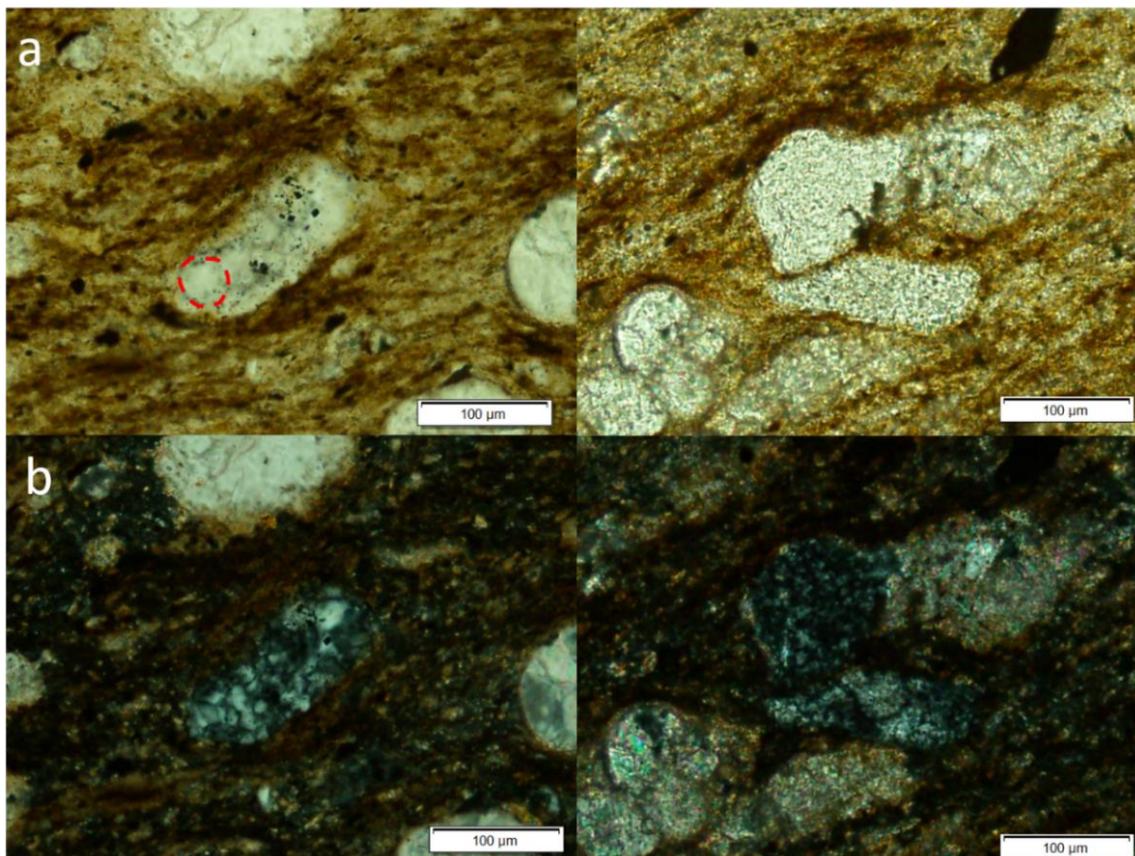


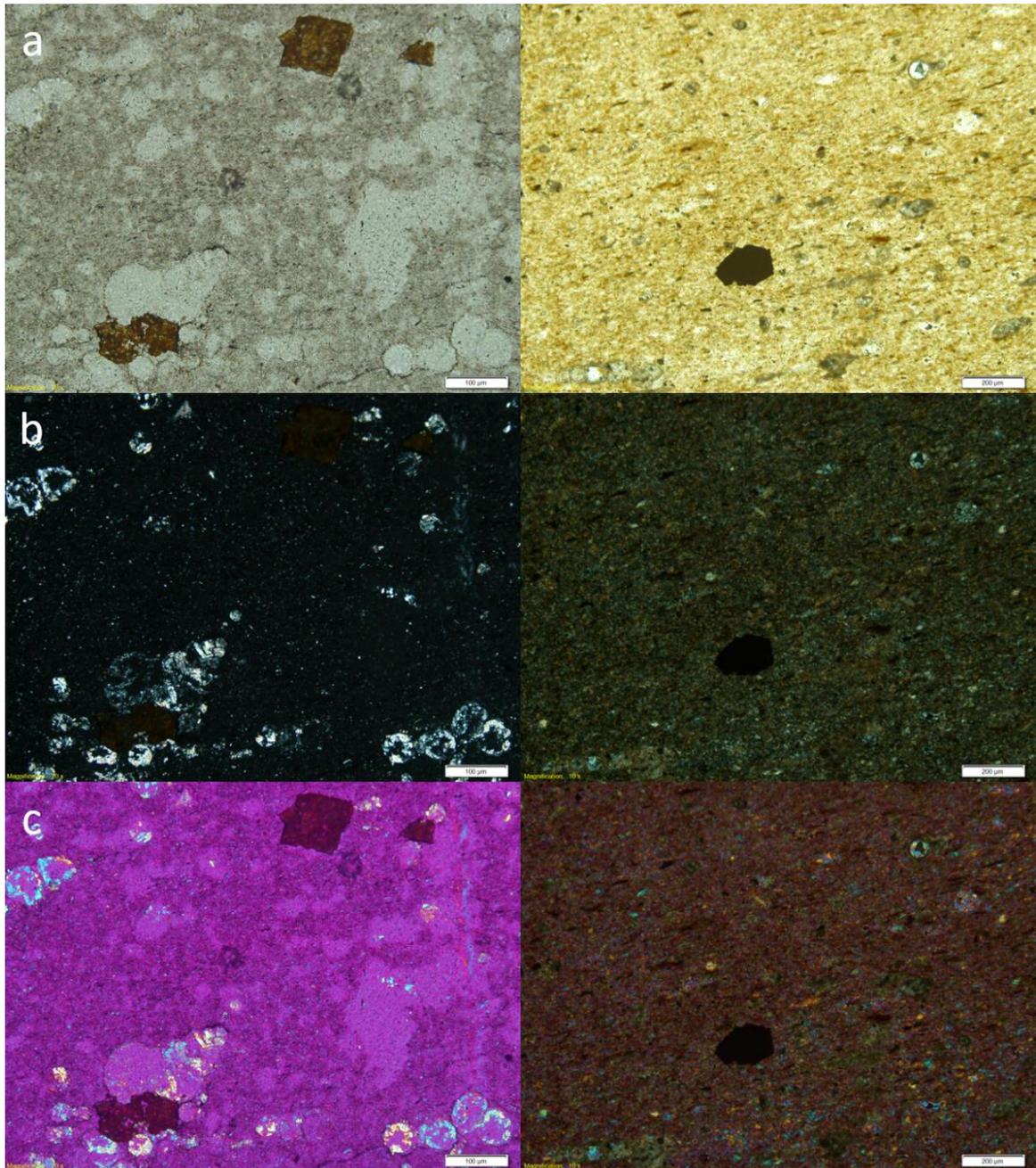
Figura 3-11: Foraminíferos remplazados en sílice (izquierda rojo) y litoclasto (derecha) en la muestra SA-1921 perteneciente a la parte superior de la Formación Lidita Inferior, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .



Minerales neoformados

La pirita no solo se encuentra remplazando bioclastos, también, se puede hallar como cristales euhedrales en medio de la matriz de las rocas (**Figura 3-12 izquierda**), como también, siderita y dolomita desarrollándose en rombos sobre la matriz y moldes de bioclastos (**Figura 3-12 derecha**).

Figura 3-12: Pirita euhedral desarrollada en matriz de la muestra SA-1930 (Formación Lidita superior, derecha) y siderita en rombos precipitando en los moldes de foraminíferos y en matriz de la muestra SF-1802 (Formación Frontera, izquierda), a) ppl, b) xpl, c) cuña λ



Evidencias de compactación:

La compactación en las muestras se logra evidenciar en los foraminíferos colapsados (Figura 3-13) y en la deformación de la laminación alrededor de los componentes más resistentes a la compactación (Figura 3-14). Se observó que la deformación es más notoria en muestras con un grado de silicificación menor y un mayor contenido de arcillas, tal como se observó en la muestra SA-1910, en contraste, la muestra SA-1906 tiene un grado mayor de silicificación, no contiene arcilla y la deformación de la laminación es leve.

Figura 3-13: Foraminífero aplastado (flecha blanca) en la muestra SA-1918 y junto a este, granos de cuarzo tamaño limo (títulos rojos), a) ppl, b) xpl, c) cuña λ

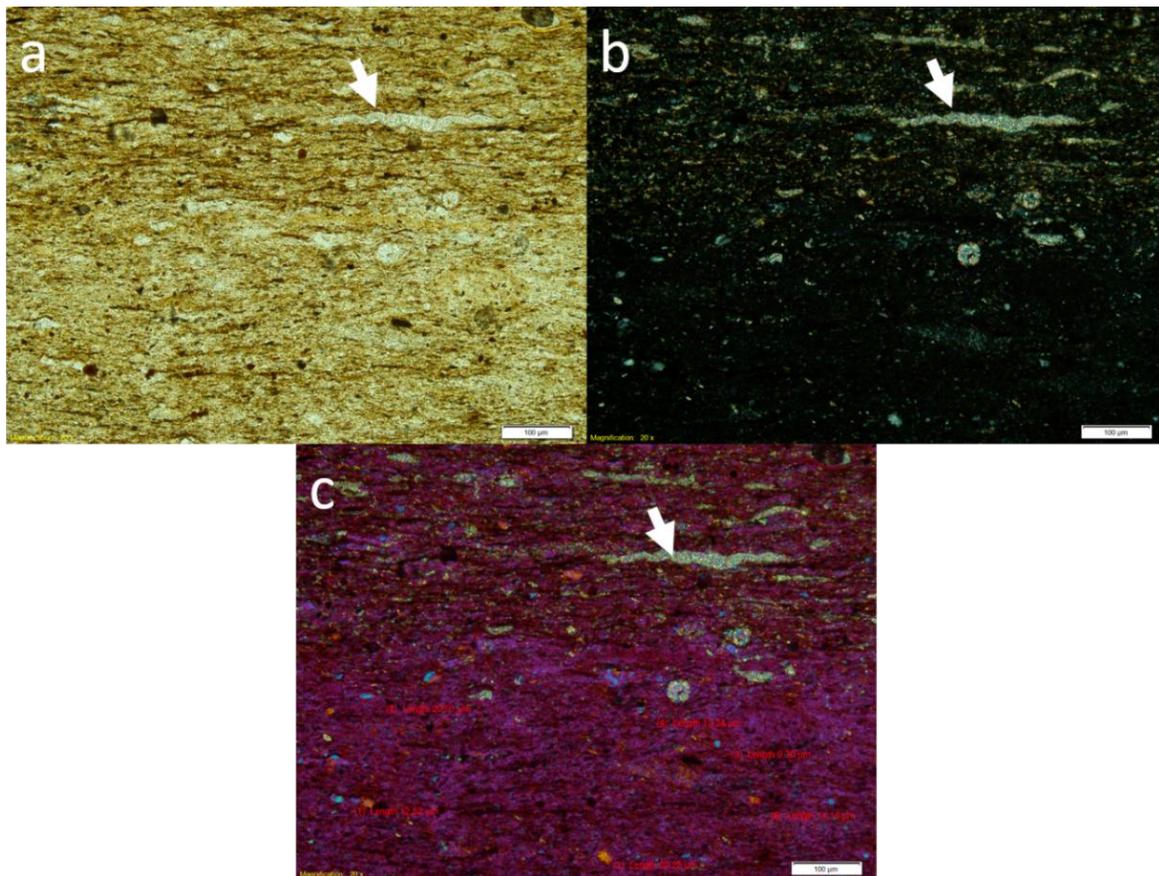
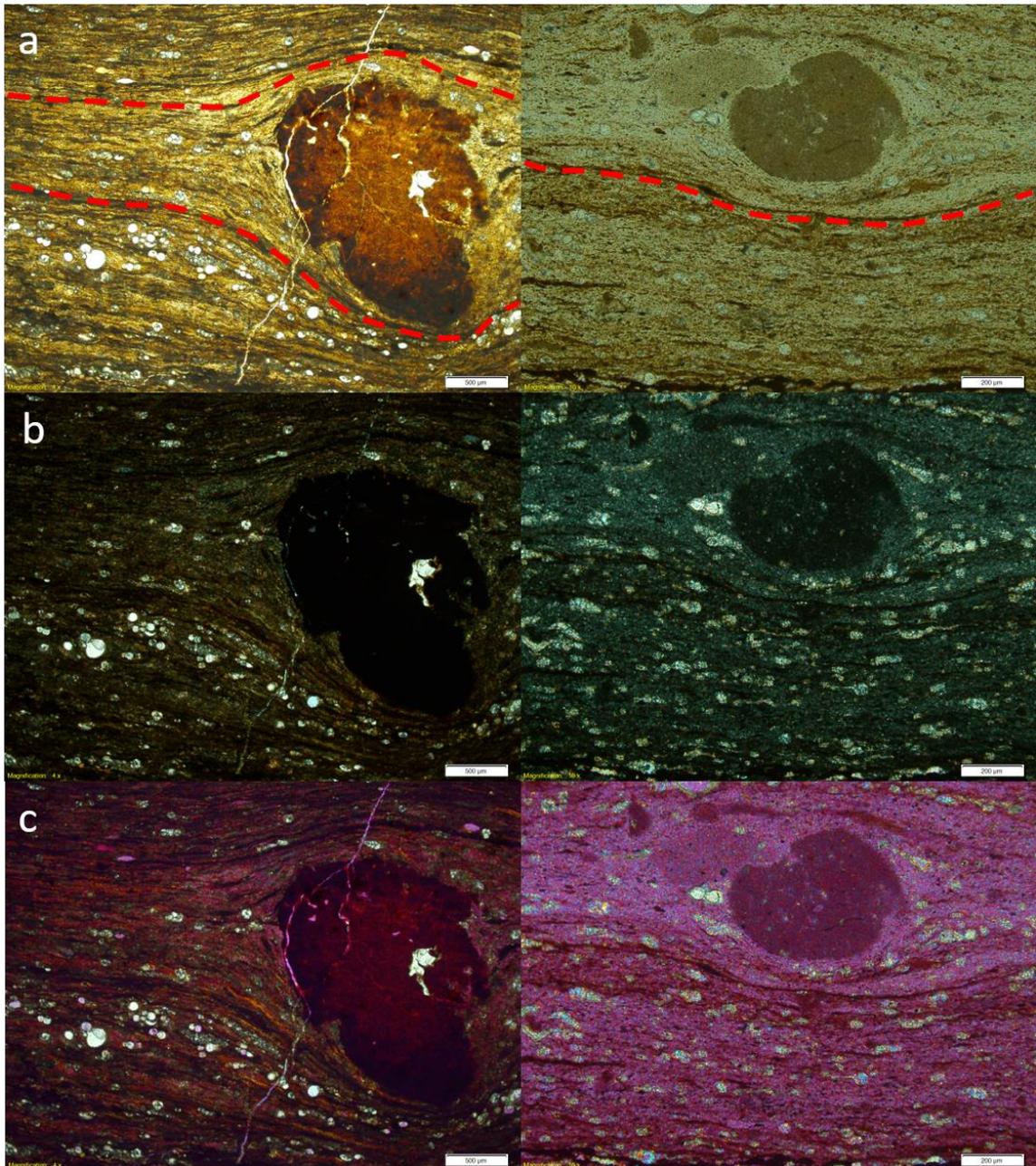


Figura 3-14: Deformación de la laminación (rojo) en las muestras SA-1910 (izquierda) y SA-1906 (derecha), ubicadas en la Formación Lidita Inferior, donde el grado de silicificación y el contenido de arcillas se encuentran relacionadas con la magnitud de la deformación, a) ppl, b) xpl, c) cuña λ .



Vetillas y estilolitos:

En la mayoría de las muestras se encontraron vetillas de cuarzo y calcita, cuyos cristales tienden a ser de mayor tamaño a medida que se acercan al núcleo de la vetilla. Aquellas compuestas por calcita, cortan o generan una segunda fase de precipitación a través de las vetillas de cuarzo (Figura 3-15), por otra parte, se observaron estilolitos que comúnmente las cortan (Figura 3-16).

Figura 3-15: Relación de corte entre las vetillas de carbonato de calcio, cuarzo con la matriz laminada en la muestra SA-1912 perteneciente a la Formación Lidita Inferior y la muestra SA-1930 perteneciente a la Formación Lidita Superior

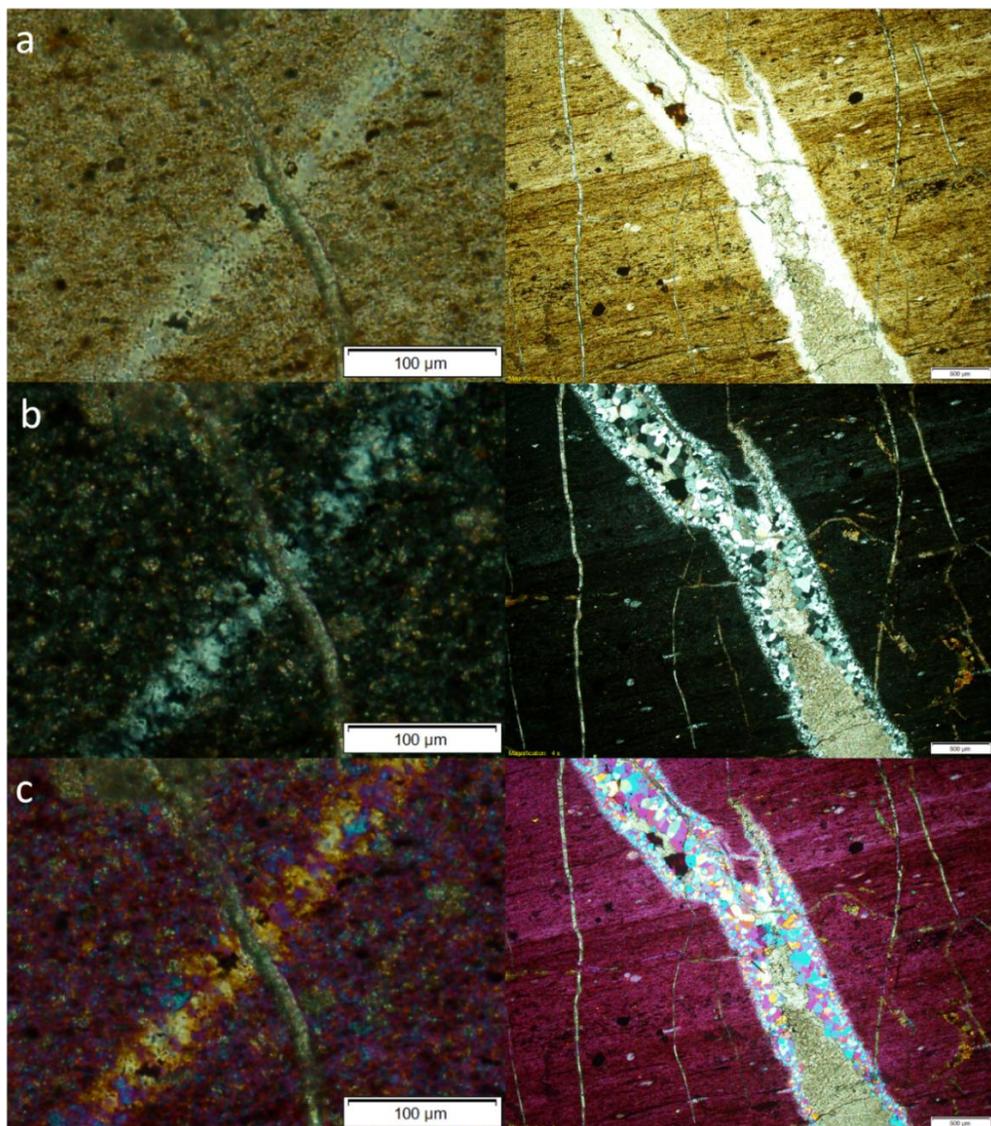
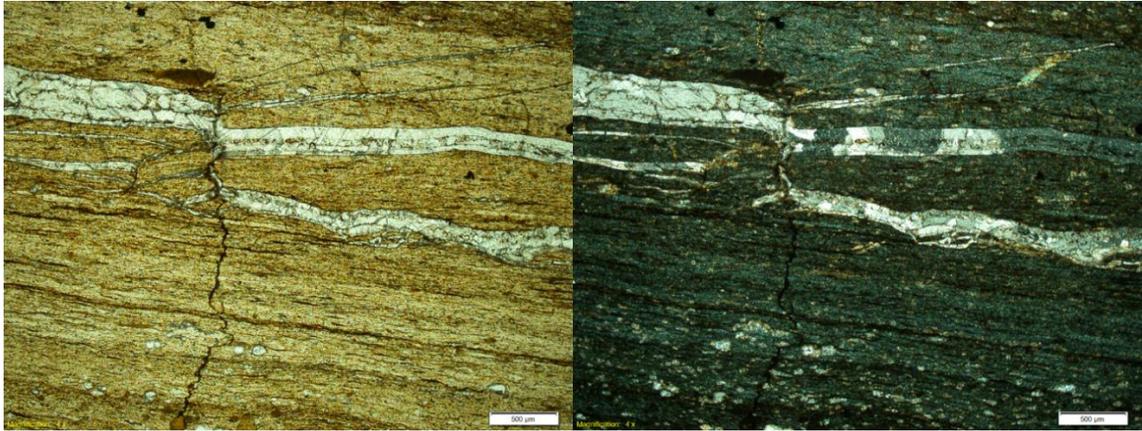


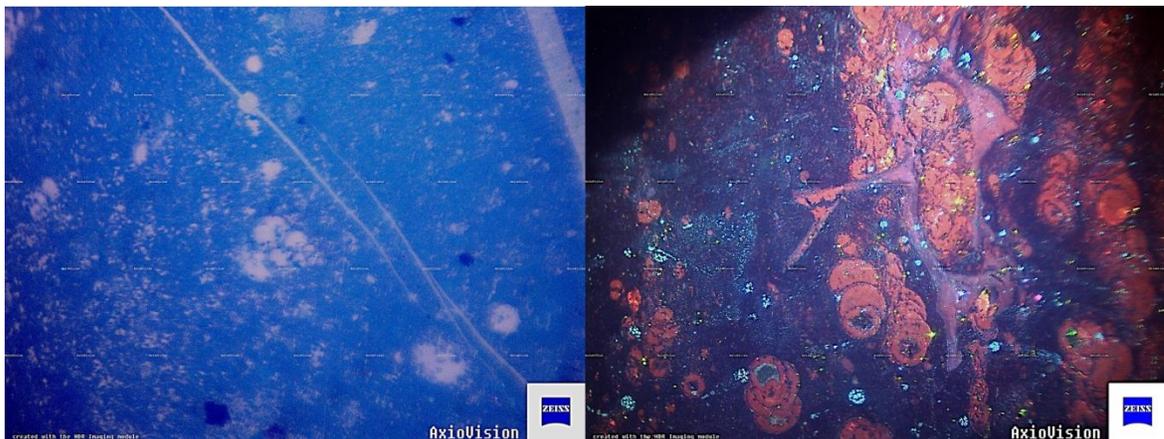
Figura 3-16: Estilolito cortando vetilla de calcita en muestra SA-1906 (Lidita inferior) en paralelo a la dirección de la laminación



3.1.2 Cátodoluminiscencia

En las observaciones realizadas con esta técnica, se lograron identificar diferencias en los colores del cuarzo como respuesta a la estimulación del as de electrones, estos difieren si se encuentra en la matriz, o rellenando cámaras de foraminíferos y fracturas. El primero, tiene color azul profundo, mientras que, en el segundo caso, el cuarzo tiene un color amarillo pálido a naranja pálido como se logra observar en la Figura 3-17, esto indica que la precipitación de ambos se llevó a cabo en momentos o condiciones distintas.

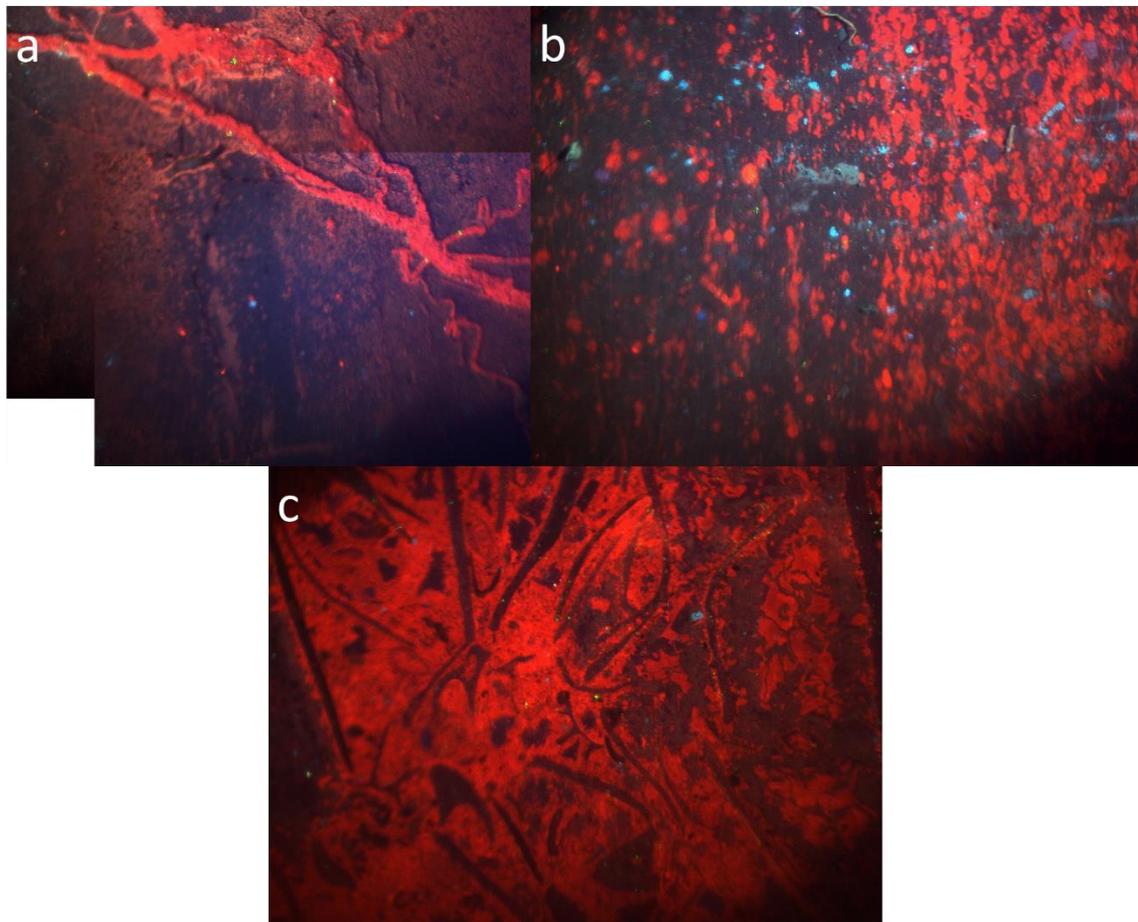
Figura 3-17: Colores de la luminiscencia del cuarzo en la muestra SA-1905 (izquierda) y SA-1927 (derecha)



En el caso del carbonato de calcio, su luminiscencia es roja a naranja intenso, lo que hace fácil diferenciarlo del cuarzo, este se halla al igual que el cuarzo, comúnmente en vetillas, rellenando cámaras de foraminíferos y en forma de cemento en las rocas esparíticas (Figura 3-18).

Teniendo en cuenta las diferencias de color del cuarzo bajo la cátodoluminiscencia, y basándose en las bases conceptuales de la técnica, es evidente una diferencia en las condiciones de cristalización del cuarzo en los componentes de la roca, añadiendo a su estructura cristalina impurezas o defectos.

Figura 3-18: Colores anaranjados a rojizos en la cátodoluminiscencia del carbonato de calcio en forma de relleno de foraminíferos (b), fracturas (a) y de cemento (c).



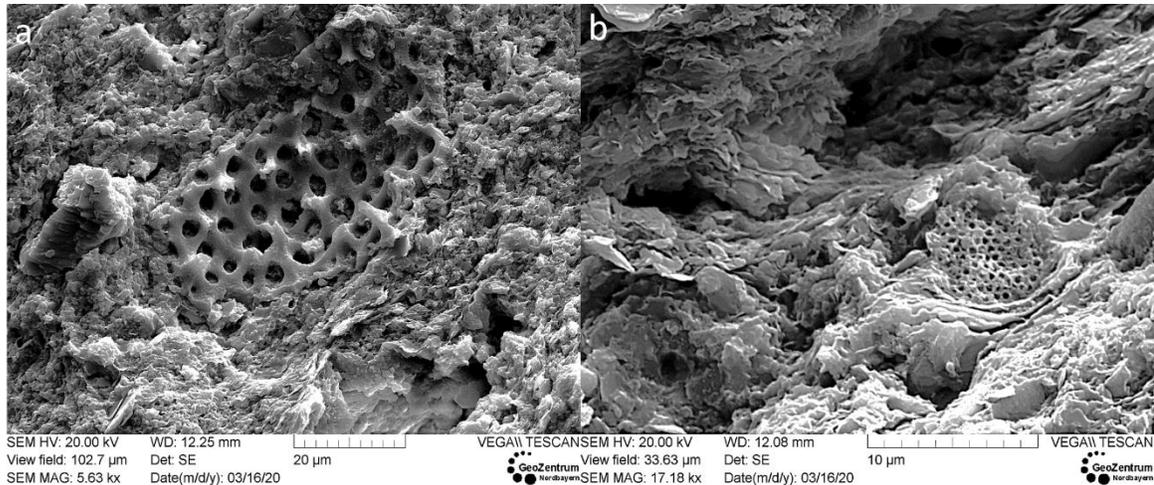
3.1.3 Microscopia Electrónica de Barrido

Esta técnica permitió detallar la disposición tridimensional de los componentes de las rocas síliceas sobre sus caras fracturadas. En ellas se lograron confirmar características previamente observadas en las otras técnicas, como también, observar nuevas particularidades en cuanto a la precipitación de la sílice.

Radiolarios

Los fósiles de estos organismos fueron también reconocidos bajo el microscopio electrónico, y además, se lograron observar de manera más detallada pese a que se encontraron fracturados e incompletos (Figura 3-19).

Figura 3-19: Fósiles de radiolarios en la muestra SA-1905



Textura y forma cristalina:

El arreglo de los cristales de cuarzo en la matriz de las muestras analizadas condiciona la porosidad intercristalina resultante, al mismo tiempo, refleja las condiciones en que la sílice se precipitó. La porosidad intercristalina de algunas rocas silicificadas es considerablemente alta y la disposición de los cristales de cuarzo es euédral bipirámidal en contacto puntual (Figura 3-20 izquierda). En otras, los cristales de cuarzo no están bien desarrollados y el contacto entre estos es mínimo, dejando una porosidad intercristalina alta (Figura 3-20 derecha).

Por otro lado, se encontró que la disposición de los cristales de cuarzo en otras muestras es empaquetada, por lo tanto, la porosidad intercrystalina es reducida, no se evidencian espacios entre los cristales, tal como se logra apreciar en la Figura 3-21, en donde, no se diferencian cristales individuales y solo se observan huellas de las cúspides de los cristales de cuarzo previamente adyacentes (Figura 3-21 izquierda).

Arcillas

Fue posible identificar fácilmente minerales de arcilla gracias a su estructura cristalina laminar y su disposición en relación con los demás componentes de la roca, en la Figura 3-22 se observa esta característica propia de los filosilicatos, por otro lado, es evidente que dichas laminas se encuentran levemente separadas (derecha), tal vez, producto del deterioro de su cristalinidad por procesos diagenéticos o de meteorización. Así mismo, se aprecian estructuras laminadas en tonalidades claras y otras oscuras indicando composiciones químicas diferentes, por lo tanto, es probable que correspondan a tipos diferentes de minerales de arcilla. Por otra parte, es destacable que estas estructuras son de mayor tamaño que los cristales circundantes de cuarzo bipirámidal, sugiriendo que tienen un origen diferente.

Figura 3-20: Disposición euhedral en contacto puntual de los cristales de cuarzo en la matriz de la muestra SA- 1910 (izquierda) y porosidad intercrystalina en muestra SA-1930 (derecha)

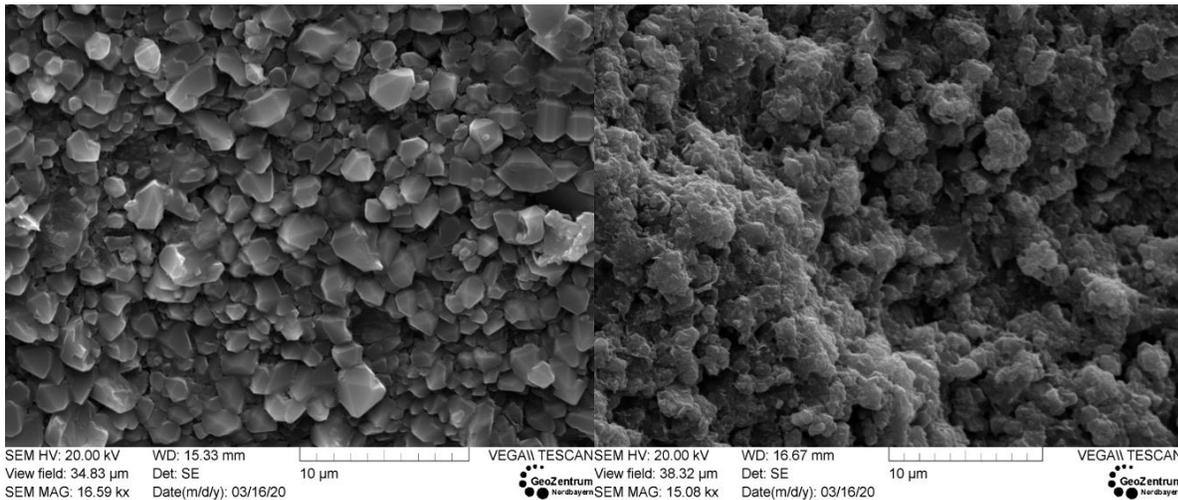


Figura 3-21: Textura empaquetada de la matriz de la muestra SO-43.

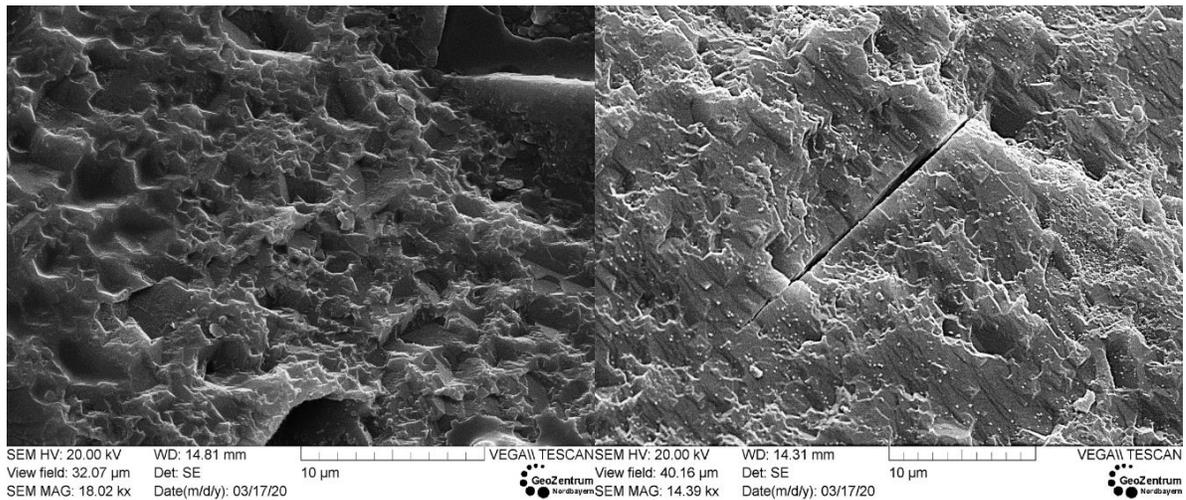
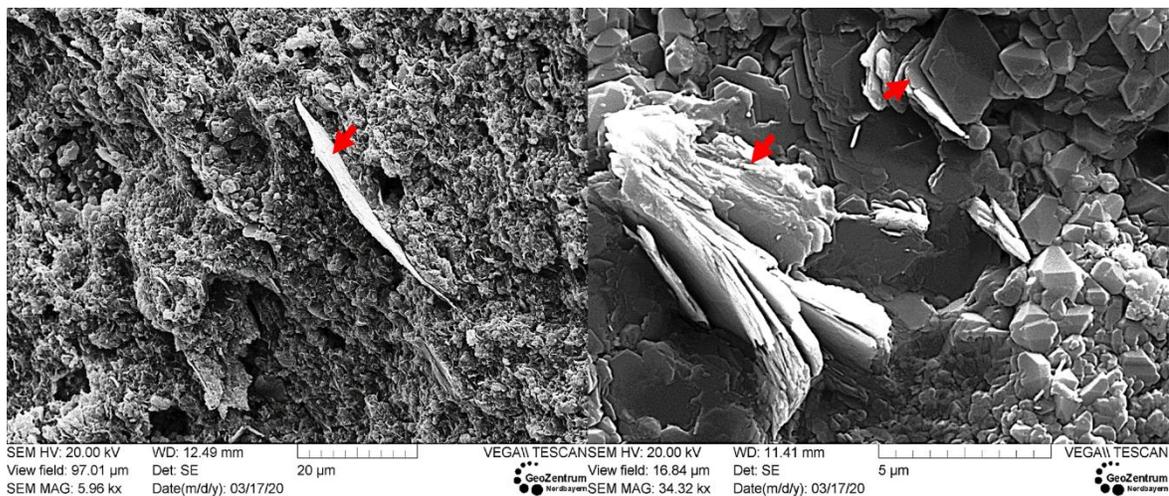


Figura 3-22: Arcillas (flechas rojas) en medio de matriz remplazada por cuarzo en muestra SP-01 (izquierda) y SO-32 (derecha)



Marcas en cuarzo

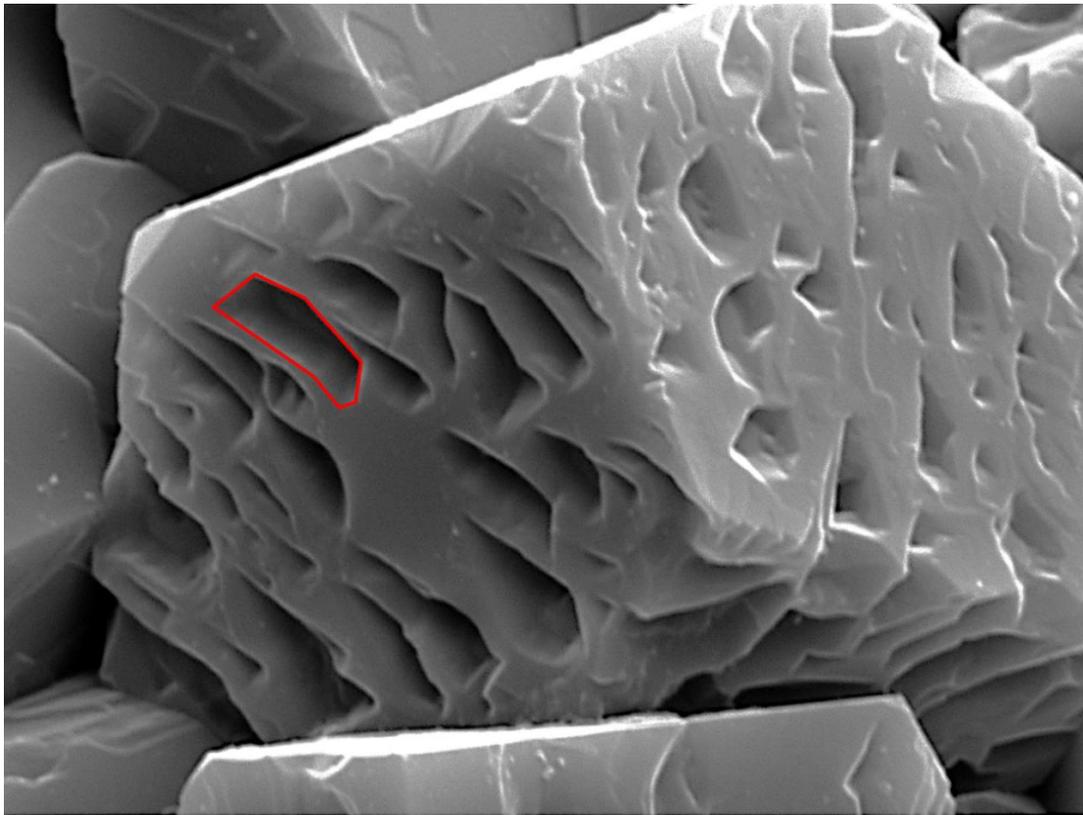
Una de las características que resaltan a la vista en las muestras, son unas marcas sobre cristales euhedrales (Figura 3-23), estas tienden a tener forma poligonal, lo que sugiere que puedan pertenecer a moldes de minerales disueltos, donde los cristales euhedrales de gran tamaño que tienen estas marcas, precipitaron a manera de cemento poiquilotópico incorporando los cristales de calcita que componían la matriz. Por lo tanto, la composición más probable para estos cristales es cuarcítica, de otra manera, serían igualmente

susceptibles a la disolución si tuvieran una composición calcárea al igual que los cristales que generan los moldes; así mismo, su hábito columnar y cúspides pseudo-piramidales son más comunes en el cuarzo que en la calcita.

Anillos de cuarzo en cámaras de foraminíferos:

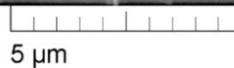
Las secciones delgadas también fueron observadas bajo el microscopio electrónico de barrido, y en ellas se logró observar el hábito que tienen los anillos de cuarzo en el interior de las cámaras de los foraminíferos. En la **Figura 3-24** se observa que la cámara tiene dos tipos de relleno tal como se mencionó anteriormente en la microscopía óptica. Aquel que se encuentra en el borde interno de la cámara tiene aristas angulares apuntando hacia el núcleo de la cámara.

Figura 3-23: Marcas poligonales sobre cristales de cuarzo (rojo)



SEM HV: 20.00 kV
View field: 23.47 μm
SEM MAG: 24.62 kx

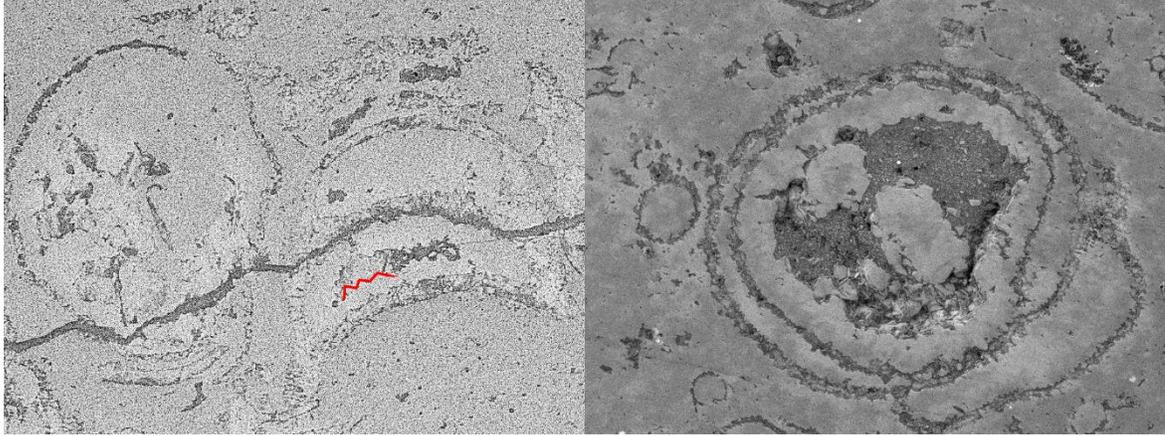
WD: 16.04 mm
Det: SE
Date(m/d/y): 03/16/20



VEGA\\ TESCAN



Figura 3-24: Imágenes de electrones retro dispersados de anillos de precipitación mineral mostrando facetas angulares hacia el interior de la cámara del foraminífero, SA-1933 (izquierda) y SA-1927 (derecha)



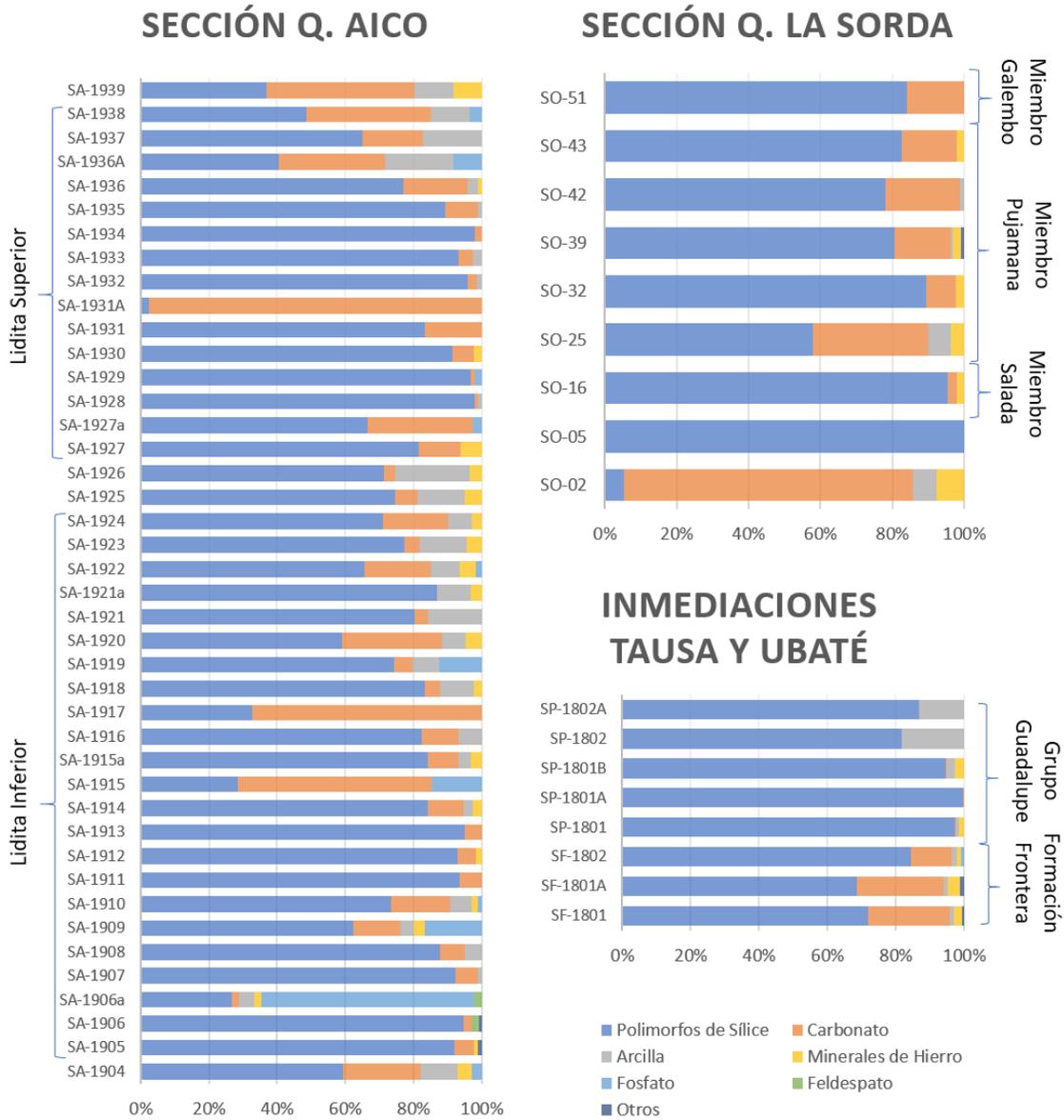
3.2 Litogeoquímica

En esta sección se reportan resultados producto de técnicas espectrales, las cuales determinan la composición química y mineralógica de las muestras, esto complementa las observaciones petrográficas previamente reportadas, además, dan el contexto de la precipitación de los minerales formados durante el enterramiento, como también, ofrecen una aproximación a las condiciones ambientales de la cuenca en donde vivieron los organismos que constituyen las rocas. Cabe anotar que en términos diagenéticos, conocer estas condiciones ayudan al entendimiento de los posibles procesos que generan cambios en las rocas.

3.2.1 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X permitió determinar con mayor precisión los componentes minerales que conformaron la roca al momento de su génesis. En la Figura 3-25, se reportan los resultados resumidos de los análisis mineralógicos semi-cuantitativos de la totalidad de muestras pertenecientes a la sección de la quebrada Aico; el detalle de los minerales presentes en las muestras y sus respectivos porcentajes se pueden consultar en el Anexo A.

Figura 3-25. Composición mineralógica resumida de las muestras

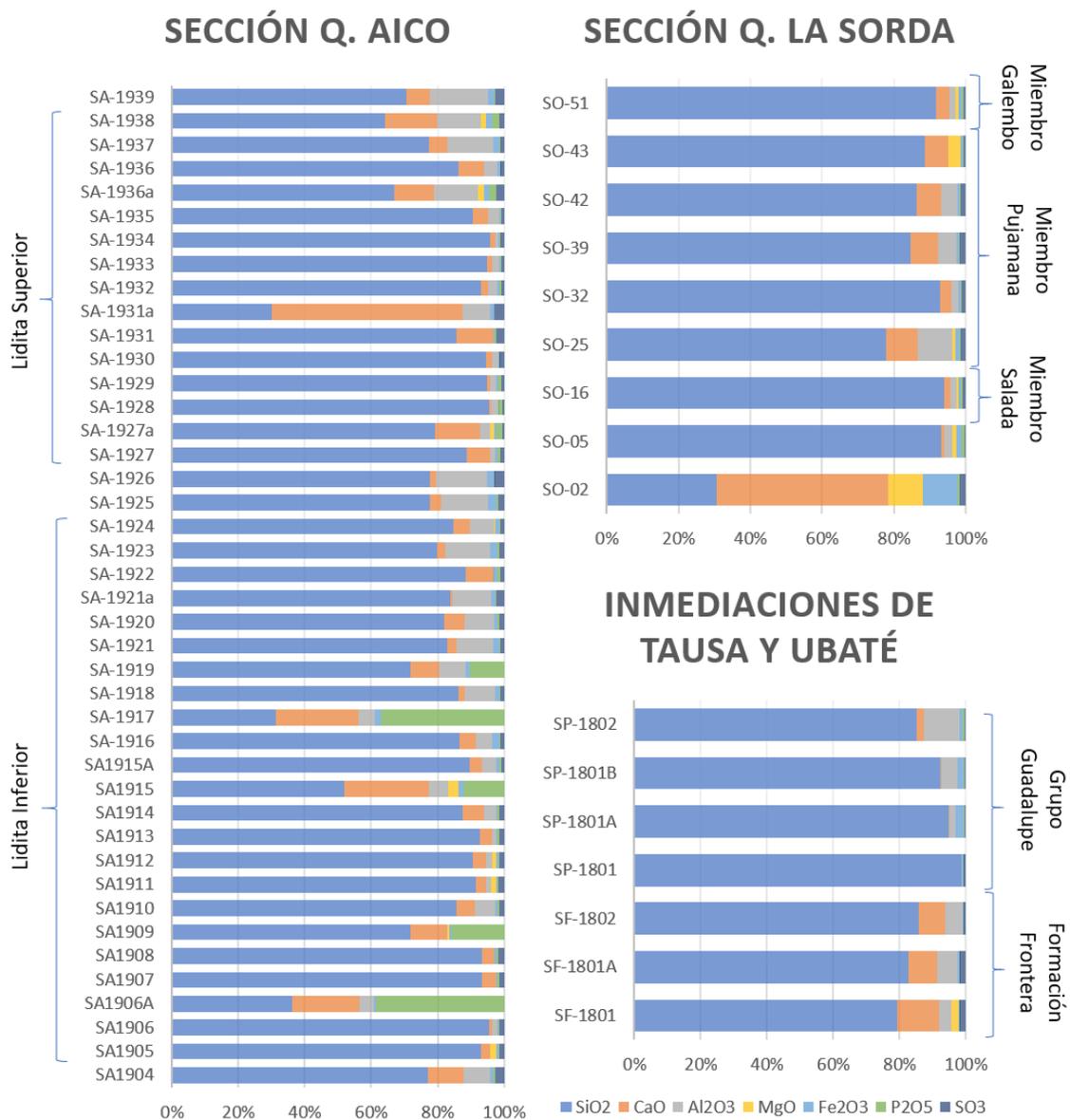


Como se pudo confirmar en los resultados de difracción de rayos X, los componentes mineralógicos se mantienen presentes en la mayoría de las muestras con algunas variaciones, siempre mostrando una predominancia marcada de los polimorfos de sílice, en este caso es el cuarzo. En cuanto a los demás polimorfos de la sílice como la tridimita o cristobalita, los cuales, marcarían la presencia de Ópalo-CT en forma de lepísferas, solo se registraron en porcentaje menores al 1% en las muestras SA-1905, SA-1927^a, SO-16 y SO-32.

3.2.2 Fluorescencia de Rayos X

Los resultados químicos producto de los análisis de fluorescencia de rayos X (Anexo B), sirvieron de amarre químico para el control en la identificación y cuantificación adelantada con la difracción de rayos X. En la Figura 3-26 se reportan los óxidos de los elementos principales que componen los minerales presentes en las muestras, al igual que en la DRX, se analizó la totalidad del muestreo de la sección de la quebrada Aico.

Figura 3-26. Composición química adquirida por FRX



Como resultado de la cuantificación de la composición química de las muestras, se pudo observar que efectivamente concuerda con la composición mineralógica, teniendo similar tendencia en cuanto a los elementos principales de los minerales mayoritarios. Como era de esperarse, el silicio es el elemento predominante en la mayoría de las muestras, a excepción, de algunas muestras donde predominan ya sea el calcio o el fósforo, estas, corresponden a fosforitas y calizas con nulo o grado bajo de silicificación.

3.2.3 EDX-SEM

Se adquirieron mapas composicionales semicuantitativos y espectros composicionales que permitieron distinguir características que no eran fácilmente reconocibles con otras técnicas, las cuales, se mencionan a continuación. Los informes de la adquisición de los mapas composicionales y los espectros químicos se encuentran en el Anexo F.

Relleno parcial de arcillas en bioclastos

En los mapas composicionales de las muestras SA-1904 (Figura 3-27) y SA-1909 (Figura 3-28), se observó que no todos los bioclastos están rellenos de carbonato de calcio o de algún polimorfo de sílice, algunos, tienen rellenos bimodales de minerales de arcilla y cuarzo. Esto se logró identificar en los mapas composicionales que se realizaron en el microscopio electrónico de barrido con sensor EDX, donde, se evidenciaron zonas enriquecidas en aluminio en el relleno de cavidades de algunos bioclastos.

El aluminio se interpreta como proxy para los minerales de arcilla, debido a que este elemento es componente principal en la estructura laminar de la mayoría de estos minerales, además, el espectro composicional muestra una abundancia de silicio casi del doble con relación al aluminio, sugiriendo un filosilicato tipo 2:1, y sumado a esto, la presencia de calcio y sodio definiría que el mineral de arcilla en cuestión es montmorillonita. Con respecto a la parte silíceo del relleno, se puede observar que su contacto con la parte arcillosa es irregular, lo que podría significar que la sílice pudo sufrir procesos de desvitrificación y posterior precipitación como montmorillonita.

Figura 3-27: Mapas composicionales de aluminio y silicio cámaras de foraminífero de la muestra SA-1904, con espectro composicional tomado en relleno arcilloso.

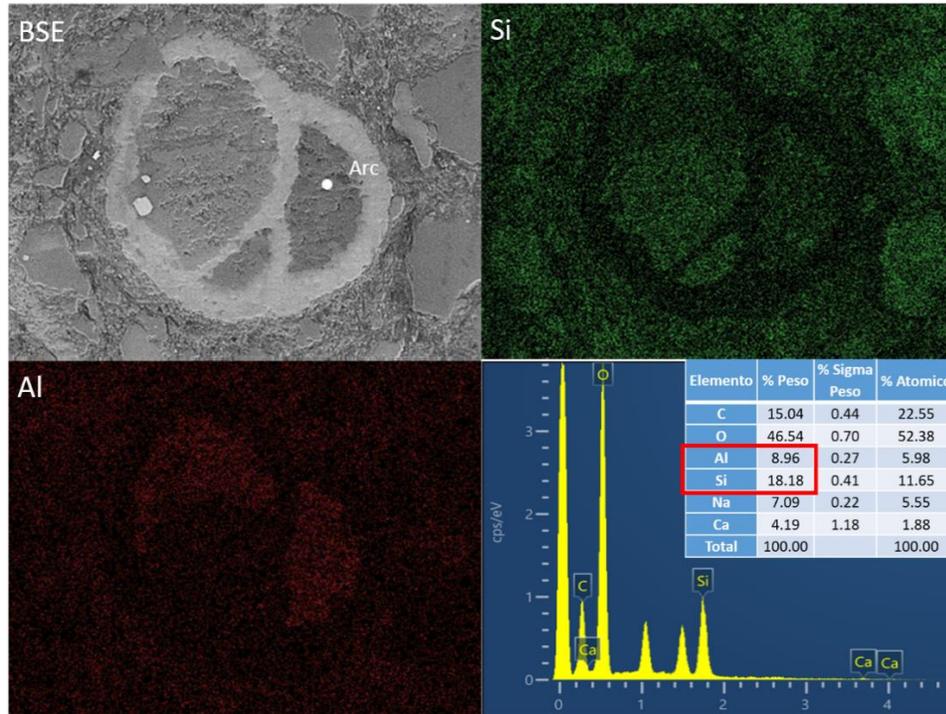
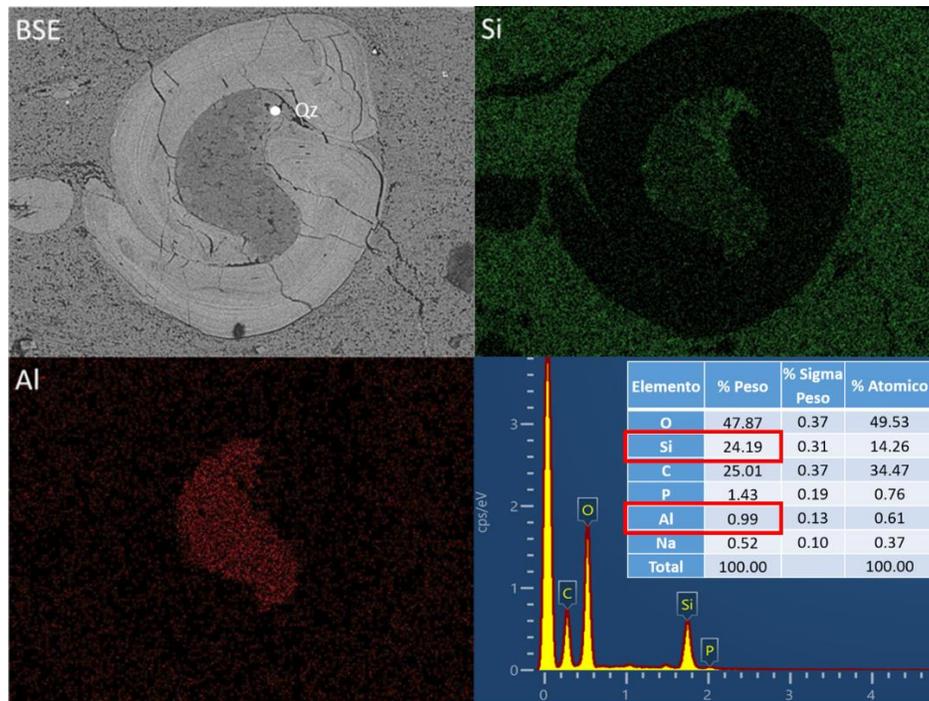


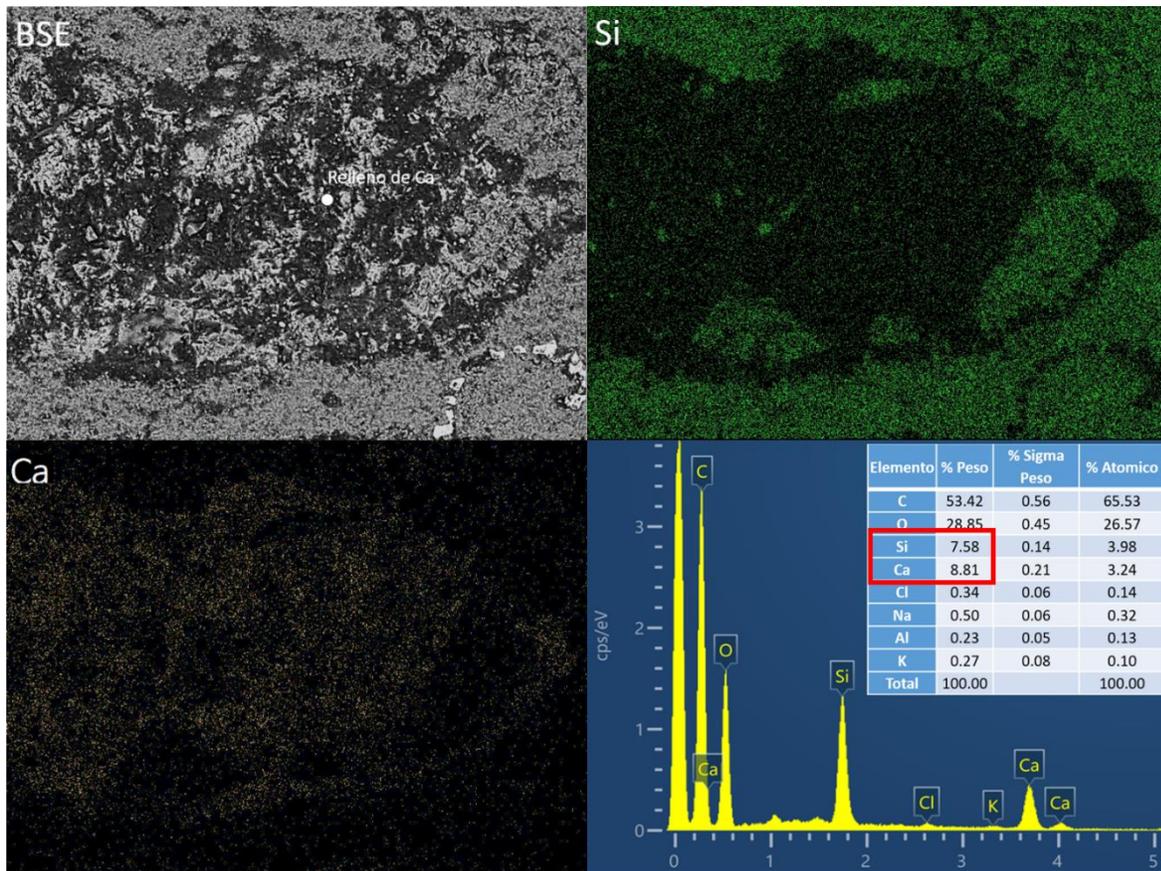
Figura 3-28: Mapas composicionales de aluminio y silicio en bioclasto fosfático de la muestra SA-1909, con espectro composicional tomado en relleno silíceo.



Composición del relleno de cavidades (carbonato de calcio y sílice)

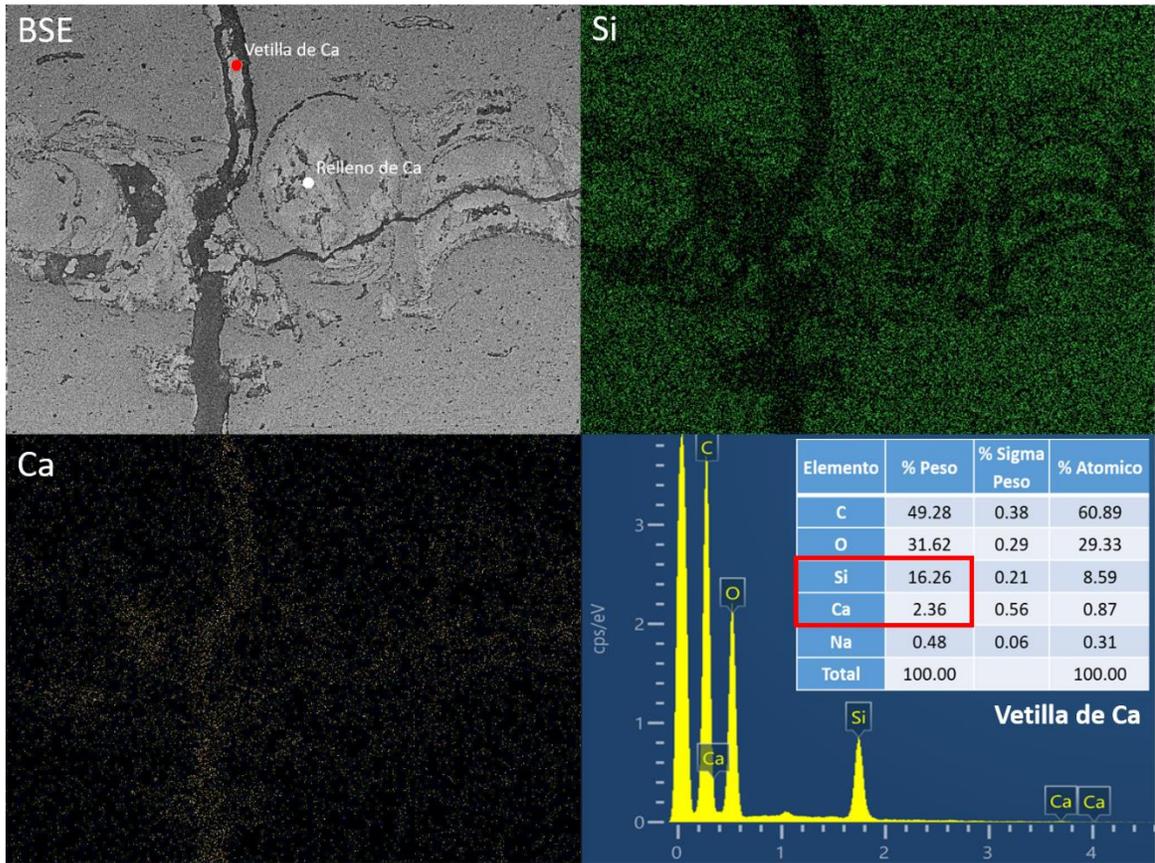
Como ya se mencionó anteriormente, las cámaras de foraminíferos y fracturas en las rocas fueron rellenas con calcita y/o cuarzo, sin embargo, la calcita a menudo muestra composiciones químicas ricas en silicio, tal como lo muestra la Figura 3-29.

Figura 3-29: Mapas composicionales de calcio y silicio de foraminífero con relleno bimodal de la muestra SA-1906, con espectro composicional tomado en relleno calcáreo.



Lo mismo ocurre en la muestra SA-1933, donde se adquirió el espectro composicional en las vetillas calcáreas mostrando que su contenido de silicio es considerablemente alto con respecto al calcio (Figura 3-30).

Figura 3-30: Espectro composicional de la vetilla en la muestra SA-1933



Además de porcentajes anómalos de sílice dentro de la estructura cristalina de la calcita, también es común encontrar porcentajes de sodio y cloro dentro de los rellenos de las cámaras de foraminíferos (Figura 3-29 y Figura 3-31), lo que mostraría una posible proveniencia marina del fluido a partir del cual se precipito el cristal.

Radiolarios remplazados:

Es poco probable que se logre preservar la composición original de los restos esqueléticos de los radiolarios debido a la inestabilidad cristalina del Ópalo-A, sin embargo, en las muestras se reconocieron los moldes de estos organismos compuestos de pirita (Figura 3-32 derecha), calcita (Figura 3-32 izquierda) y cuarzo (Figura 3-33). Los radiolarios remplazados en pirita se encuentran en rocas con alto grado de silicificación, mientras que los remplazados en carbonato de calcio y cuarzo, se hallan en rocas con contenido importante de material terrígeno.

Figura 3-31: Espectro composicional del relleno de la cámara de foraminífero en la muestra SA-1927

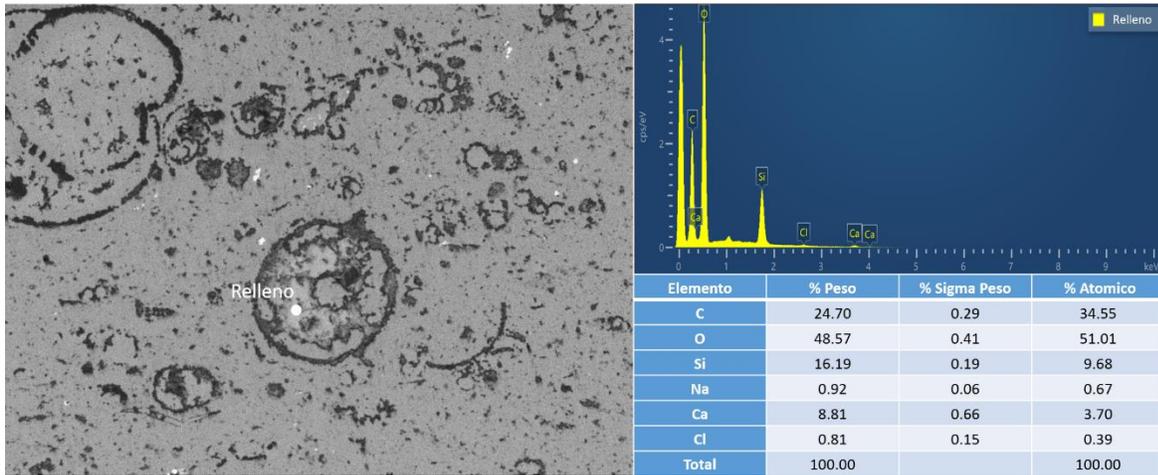
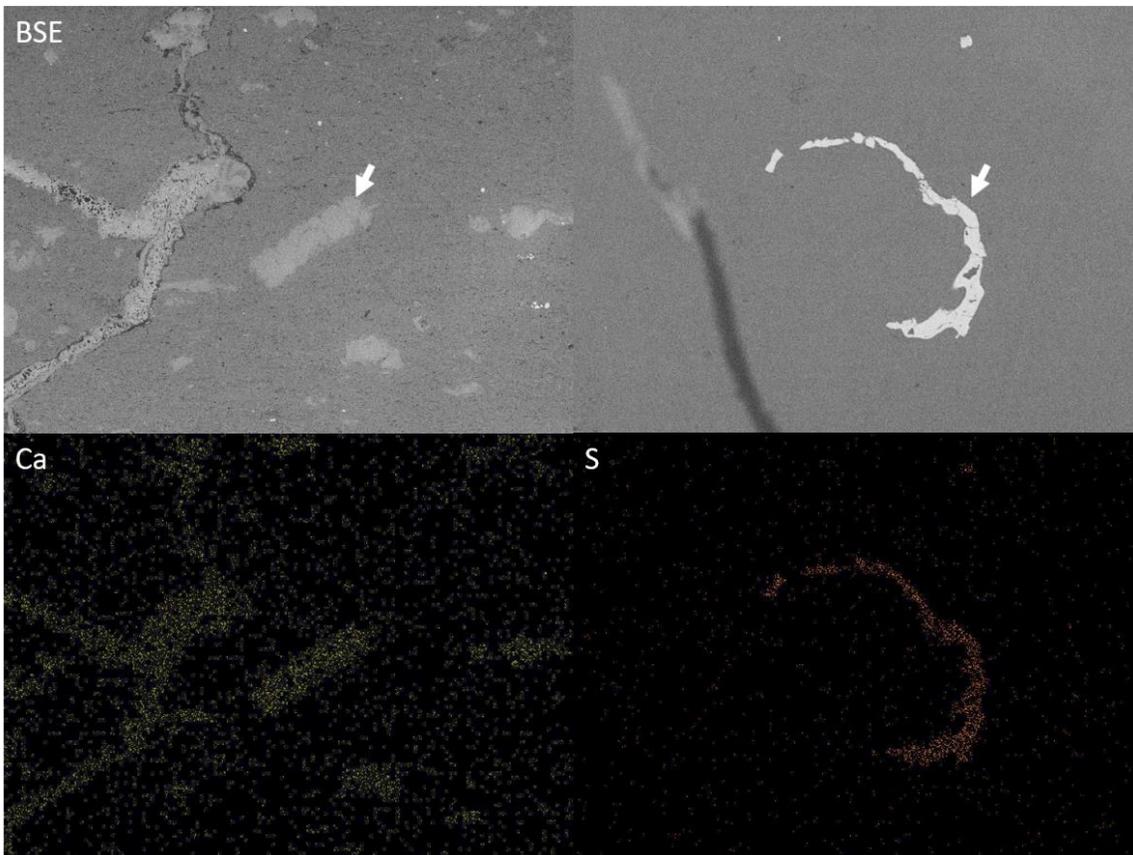


Figura 3-32: Mapas composicionales de calcio y azufre, mostrando fósiles de radiolarios (flecha blanca) remplazados en calcita en la muestra SA-1921 (izquierda) y en pirita en la muestra SA-1905 (derecha) en medio de matriz silicificada. Imágenes de electrones retro-dispersados (BSE).



Trazas de fósforo en espinas y vértebras silicificadas

Como se mencionó en la sección de petrografía, los bioclastos fosfáticos remplazados en sílice tienen un color marrón a diferencia de los demás componentes silicificados; esto efectivamente responde a trazas de fósforo dentro de la estructura cristalina del cuarzo remplazante como se pudo confirmar con la adquisición del espectro composicional de estos componentes (Figura 3-34).

Figura 3-33: Radiolario remplazado en cuarzo en la muestra SA-1922, en blanco ubicación del espectro composicional.

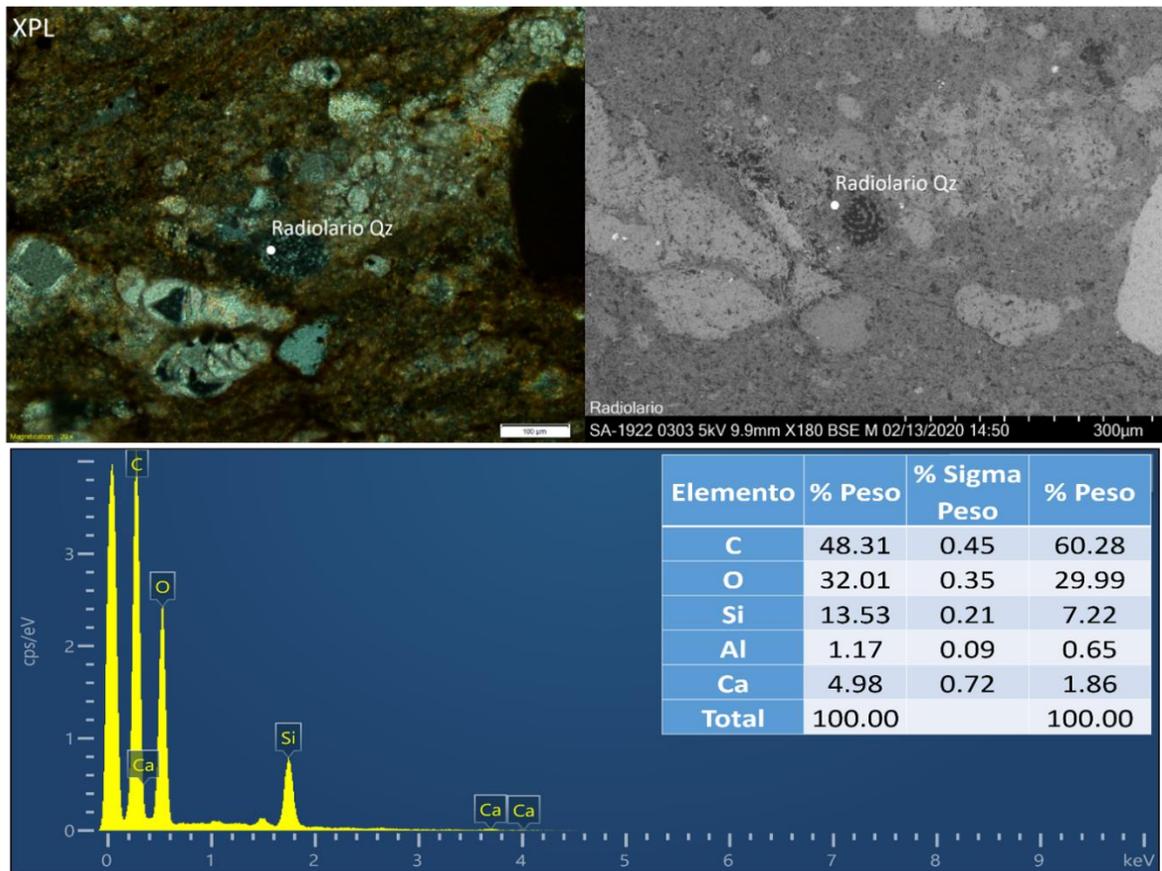
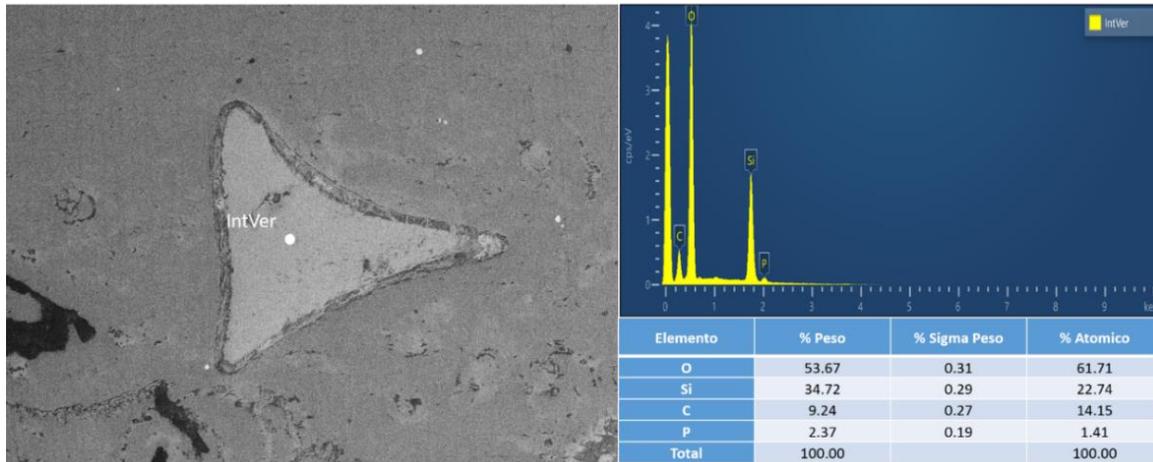


Figura 3-34: Remplazamiento de bioclasto fosfático por sílice conservando impurezas de fosfato original.



4. Discusión

Una vez reportados los datos petrogeoquímicos adquiridos en las muestras recolectadas, se integraron para explicar el desarrollo de la silicificación en las unidades de la sucesión sedimentaria del Turoniano al Campaniano colombiano, subdividiéndose en cuatro conceptos:

4.1 Temporalidad de los procesos diagenéticos

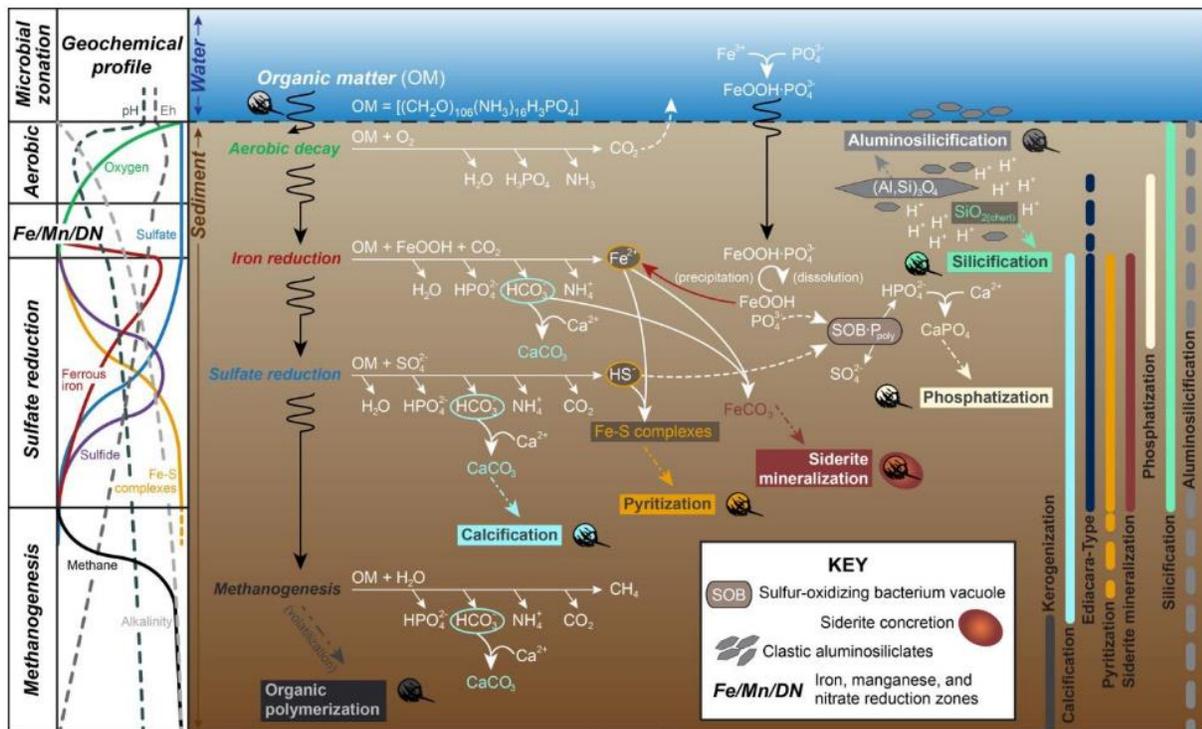
La silicificación ocurre en un momento específico del enterramiento de la pila sedimentaria, y para determinar en cual, se tuvo en cuenta la relación de corte de los componentes de las rocas estudiadas, asociándola con los datos provenientes de la geoquímica, en ese sentido, fue posible determinar la temporalidad de precipitaciones y disoluciones de minerales a lo largo de la diagenesis.

Precipitación de calcita y cuarzo

Como se observó en el capítulo 3, la sílice se encuentra en forma de polimorfos rellenando y “reemplazando” los componentes originales del sedimento. Esta precipita a partir de agua saturada en iones y polímeros de sílice presentes en las cámaras de los bioclastos de foraminíferos, donde, nuclea en forma de lepísféricas a partir de la floculación de partículas de sílice (iones y/o polímeros), facilitado por compuestos hidratados de magnesio o partículas de menor tamaño cargadas positivamente (Williams y Crerar, 1985). El cuarzo, a partir de las lepísféricas, comienza a cristalizar y crecer desde las paredes internas hacia el interior de las cámaras, formando anillos a modo de “geoda” (Figura 3-2, Figura 3-3 y Figura 3-24). Esta precipitación probablemente fue disparada por la degradación de la materia orgánica en los primeros centímetros del sedimento por parte de las bacterias aeróbicas presentes al interior de las cámaras de los foraminíferos.

Producto de esta interacción, se forman ácidos orgánicos que disminuyen el pH favoreciendo la precipitación de cuarzo sobre la de calcita (Figura 4-2 caso A-2) (Sagemann et al., 1999). Justo cuando el sedimento entra a la zona de sulfato-reducción microbiana algunos centímetros más profundo (Figura 4-1) y las condiciones termodinámicas de equilibrio cambian incrementando el pH y disminuyendo la saturación de sílice, se detendrá el crecimiento de los cristales de cuarzo, y se precipitará rápidamente calcita en el espacio remanente de la cámara (Figura 4-2 caso A-3).

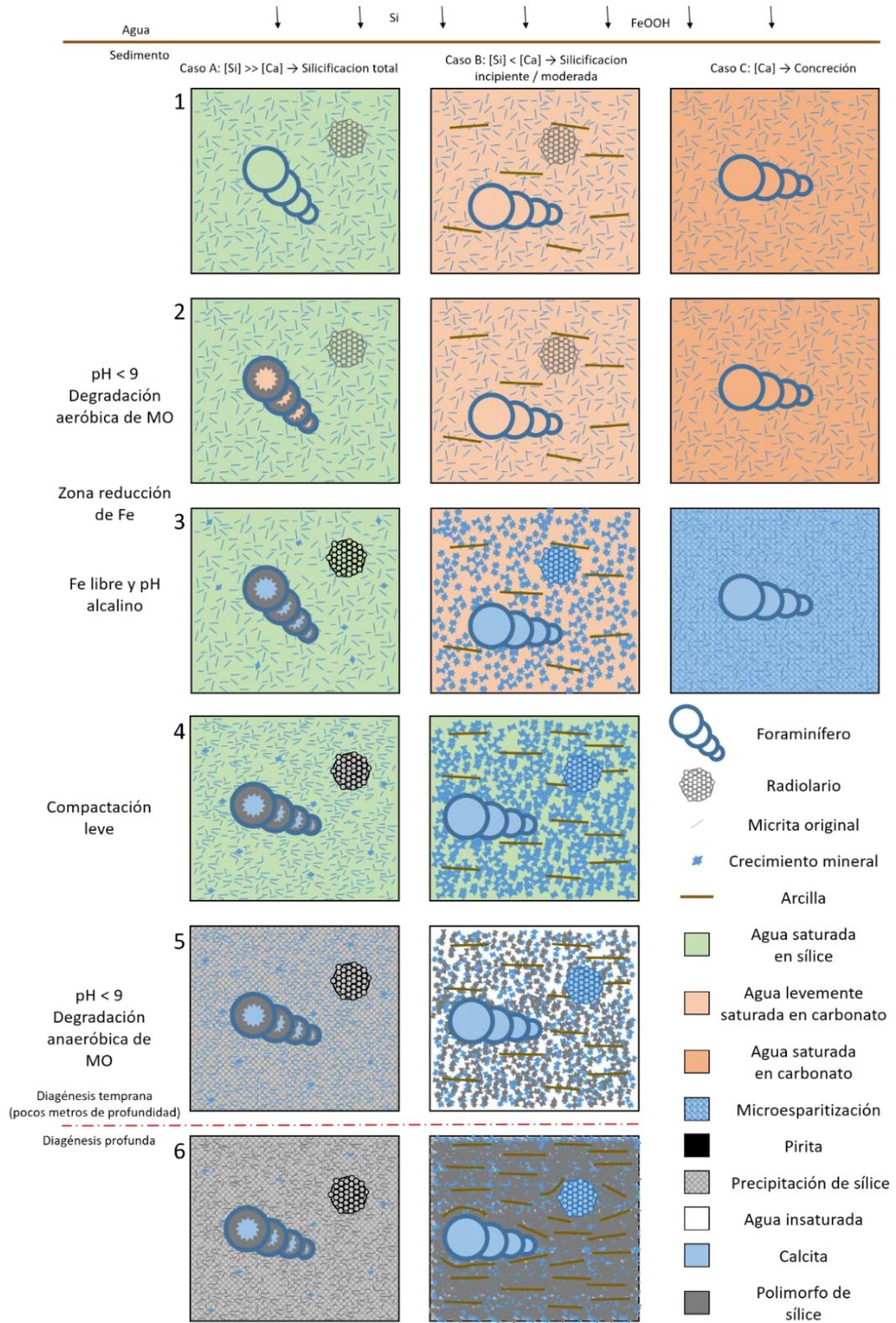
Figura 4-1: Modelo de preservación de fósiles por mineralizaciones a partir de zonas microbiales en la diagénesis temprana.



Fuente: Muscente et al., 2017

Prueba de la cristalización repentina de la calcita como relleno del espacio sobrante en las cámaras de los foraminíferos, es el alto porcentaje de sílice en su composición química; evidenciando que la sílice remanente en la solución que no alcanzó a precipitar durante la primera fase de silicificación, quedó atrapada en la estructura cristalina de la calcita (Figura 3-29 y Figura 3-30).

Figura 4-2: Esquema de petrogénesis de rocas silicificadas y concreciones



No todas las muestras a lo largo de las secciones estratigráficas se encontraron con fósiles de foraminíferos rellenos de cuarzo, lo que significa, que la ocurrencia de sílice no fue estable a lo largo del depósito del sedimento, debiéndose probablemente a cambios en el nivel eustático o simplemente a la disminución de la concentración de sílice en el medio marino (Figura 4-2 caso B). Por otro lado, si las condiciones termodinámicas de equilibrio no fueron óptimas al interior de las cámaras (eH, pH, solubilidad de sílice), tampoco es posible la precipitación temprana de cuarzo como relleno de cavidades.

Para el caso de la formación de concreciones calcáreas, se considera que fue simultáneo al relleno de fósiles por calcita (Figura 4-2 caso C-3). Estas se generan a partir de la nucleación de carbonato de calcio en algún lugar del sedimento donde su concentración es suficientemente alta en donde pueda iniciarse la cementación calcárea del sedimento de manera concéntrica. Se interpreta que las concreciones se generaron en un momento de pH alcalino, ya sea en la zona de reducción de Hierro, Manganeseo y Zinc, ó en la parte superior de la zona de sulfato-reducción, teniendo en cuenta, que su cristalización se debió dar en un sedimento aún sin compactación (Figura 2-5).

De igual forma, el remplazamiento de los radiolarios por calcita (Figura 3-8 derecha) tuvo lugar en estas condiciones gracias al incremento del pH, favoreciendo la disolución de sílice inestable (ópalo-A) y la precipitación de calcita en zonas de alta disponibilidad de calcio (Figura 4-2 caso B-3).

Piritización de bioclastos

El remplazamiento en pirita en los radiolarios y en algunos foraminíferos, depende de la disponibilidad de hierro reactivo en el medio diagenético (Briggs et al., 1996; Guan et al., 2017; Wilkin y Barnes, 1996), y esto a su vez, puede estar relacionado con la conectividad que pueda tener con el medio marino, por lo tanto si la permeabilidad se ve inhibida de alguna manera, es probable que el remplazamiento por pirita no se genere y en su lugar se precipite calcita (Figura 4-2 caso B-3).

En la zona de sulfato-reducción se llevó a cabo el remplazamiento de radiolarios y algunos foraminíferos por pirita (Figura 4-2 caso A-3). La estructura original de estos bioclastos se logró preservar sin deformaciones significativas, a excepción de la sustitución total de su composición química. Para que este proceso haya podido suceder de manera local, la materia orgánica debió haber estado rodeando el esqueleto del radiolario o del foraminífero, es decir, que probablemente estos preservaron su recubrimiento orgánico (endoplasmático y ectoplasmático) al momento de llegar al fondo marino, para luego, servir de insumo en la piritización temprana y localizada, además, este recubrimiento habría aislado su esqueleto del medio marino que seguramente lo habría disuelto antes de ser depositado (DeMaster, 2003; Hesse, 1988)

La degradación de la materia orgánica por parte de los microorganismos sulfato-reductores (Muscente *et al.*, 2017), forma ácido sulfhídrico que reacciona con el hierro disponible proveniente de la zona de reducción del Hierro, Manganeso y Zinc, precipitándose como pirita en el molde de los radiolarios y foraminíferos (Briggs *et al.*, 1996). Por lo tanto, la disolución del carbonato de calcio de los foraminíferos y del Ópalo-A de los radiolarios, tuvo lugar en momentos distintos antes de que el sedimento llegara a la zona de sulfato reducción, ya que la estabilidad cristaloquímica del carbonato de calcio y del Ópalo-A es diferente y es disparada por factores que difícilmente se dan en el mismo lugar o momento.

Por otro lado, la fragilidad de estos bioclastos ante la presión litostática no permite extender su preservación más allá de que el enterramiento comience y esta los colapse, por lo tanto, el mecanismo para que los bioclastos se conserven, es un remplazamiento lo suficientemente temprano para soportar carga litostática y no colapsar fácilmente (Figura 3-8 y Figura 3-19).

Silicificación de micrita y componentes de las rocas

El espesor de la zona de sulfato-reducción microbial depende fuertemente de la cantidad de materia orgánica dentro del sedimento, en vista de esto, el proceso de piritización tiene lugar en la parte más superior de esta, donde hay mayor concentración de materia orgánica, por lo tanto, mayor disponibilidad de ácido sulfídrico y hierro tras procesos de reducción.

A pesar de que el ácido sulfhídrico es utilizado en la piritización, este no es completamente consumido considerando la poca abundancia de hierro en sedimentos calcáreos, lo que supone disponibilidad remanente en el medio. El ácido sulfhídrico como producto de la sulfato-reducción bacteriana, puede ser nuevamente difundido a niveles más oxidantes donde es transformado a sulfato y radicales libres de hidrogeno siguiendo la siguiente reacción.



Por otro lado, el ácido sulfhídrico en la zona de sulfato-reducción, también puede reaccionar con el agua y producir ácido sulfúrico e hidrogeno, lo cual, disminuye el pH a valores inferiores a 9, favoreciendo la precipitación de sílice.

El fosfato presente en espinas de peces y peloides fosfatizados, es difícilmente soluble en condiciones cercanas a la neutralidad (Figura 3-9 y Figura 3-34) y para lograr disolverse, requiere un catalizador o un medio ácido. En las formaciones La Luna, Lidita Inferior y Lidita Superior el fosfato es un componente común y en algunas de las muestras recolectadas se identificó que presentaba remplazamiento por cuarzo. Esto sugiere, que el pH del medio post-sedimentario en la zona sulfato-reductora llegó a valores suficientemente bajos para disolver parte de los bioclastos fosfáticos presentes en el sedimento (Figura 3-9).

Una vez el sedimento parcialmente litificado sale de la zona de sulfato-reducción, la silicificación continúa actuando en distintos estadios de la diagénesis más profunda, rellenando el espacio remanente ayudado por la compactación paulatina que deforma la laminación (Figura 4-2 caso B-6) en los casos donde la silicificación o la cementación con calcita no se desarrolló de manera completa, tal vez, por la acción impermeable de las arcillas (Figura 3-14 y Figura 3-22).

Micritización

La micritización actúa principalmente sobre restos esqueléticos de organismos marinos compuestos de aragonito o calcita, los cuales, son sometidos a las condiciones químicas del medio o a la bioerosión de bacterias, algas, hongos, u organismos parásitos (Bathurst, 1966). Por lo tanto, una vez el organismo muere, la reparación constante de su esqueleto cesa siendo susceptible al desgaste constante de dichas condiciones, y la estabilidad de los cristales que componen los bioclastos es comprometida a medida que atraviesan condiciones diagenéticas adversas.

Este fenómeno puede ser observado frecuentemente en la Cuenca Cretácica Colombiana en rocas con bioclastos colapsados por cuenta de la compactación (Figura 3-13). Una vez han sido aplastados, la superficie de sus fragmentos capaz de interactuar con el medio aumenta quedando expuestos a ser micritizados ya sea por factores bióticos o abióticos (Figura 3-6). En aquellas muestras donde la micritización está presente, la mayoría de los bioclastos con esta condición se encuentran sin ser remplazados por sílice, por lo tanto, el proceso de micritización debió ser posterior a la silicificación de la matriz, no obstante, se identificaron pocos casos en donde, al parecer, la micritización ocurrió de manera temprana (Figura 3-11), siendo identificable en componentes con formas irregulares, donde se distinguen vagamente geometrías de cámaras de foraminíferos, estos probablemente hayan sufrido el proceso de micritización por cuenta de factores bióticos (hongos, algas, etcétera.).

Descompresión y plegamiento

Una característica bastante común en las unidades sedimentarias cretácicas colombianas es la presencia de vetillas silíceas y calcáreas, cuya formación se da en una etapa posterior a la silicificación evidente en la relación de corte de estas con respecto a la roca encajante. Las vetillas de cuarzo se desarrollaron más temprano que las de calcita, ya que las calcáreas cortan las silíceas. En adición, se observan vetillas de composición bimodal, siendo el carbonato de calcio la composición del núcleo y el cuarzo la del margen exterior (Figura 3-15). Esto indica que hubo fracturamiento y precipitación de cuarzo a partir de fluidos saturados en sílice, seguida de la generación de nuevas fracturas y reapertura de otras antiguas, esta vez siendo rellenas por carbonato de calcio.

Las rocas sufren un episodio de compresión, el cual generó los estilolitos (Figura 3-16 y Figura 4-3 b,c), los micro-plegamientos que modificaron la laminación y el trazo de las vetillas (Figura 4-3d). Además, a medida que las rocas se exhumaron y fueron expuestas a condiciones vadasas, generando porosidades secundarias por acción de aguas meteóricas insaturadas en carbonato de calcio, que diluyeron los bioclastos y cementos calcáreos aun presentes (Choquette y Pray, 1970) (Figura 4-4). En algunas porosidades secundarias se desarrollaron rellenos silíceos por procesos telogenéticos, tal como se observa en la Figura 4-4a. También, se pudo haber generado desvitrificación de algunos rellenos silíceos previos y precipitado minerales de arcilla en su lugar, tal como se observa en las Figura 3-10 y Figura 3-27.

Figura 4-3: Evidencias de compresión: a) remplazamiento de fosfato por calcita en muestra SA-1909, b) estilolito cortando vetilla calcárea en muestra SA-1930, c) estilolito en packstone totalmente silicificado en muestra SO-05, d) vetilla calcárea y laminación deformadas en muestra SA-1912.

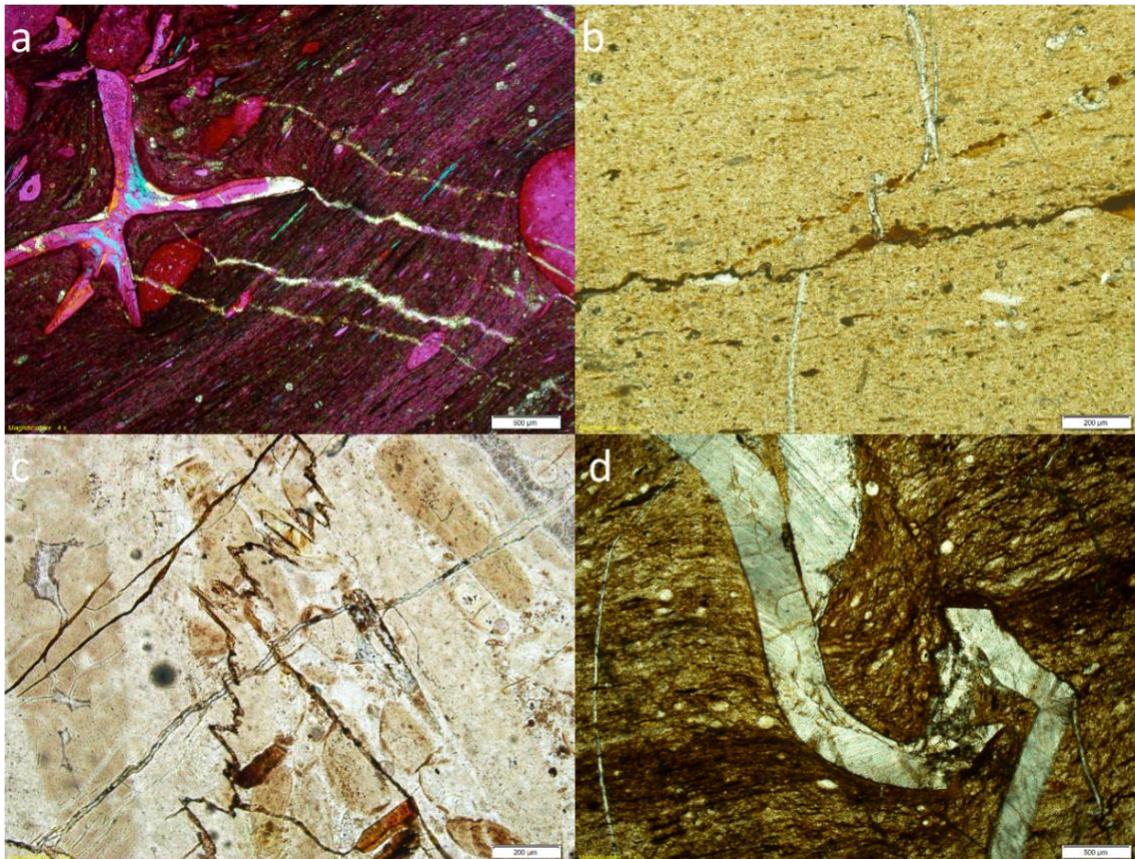


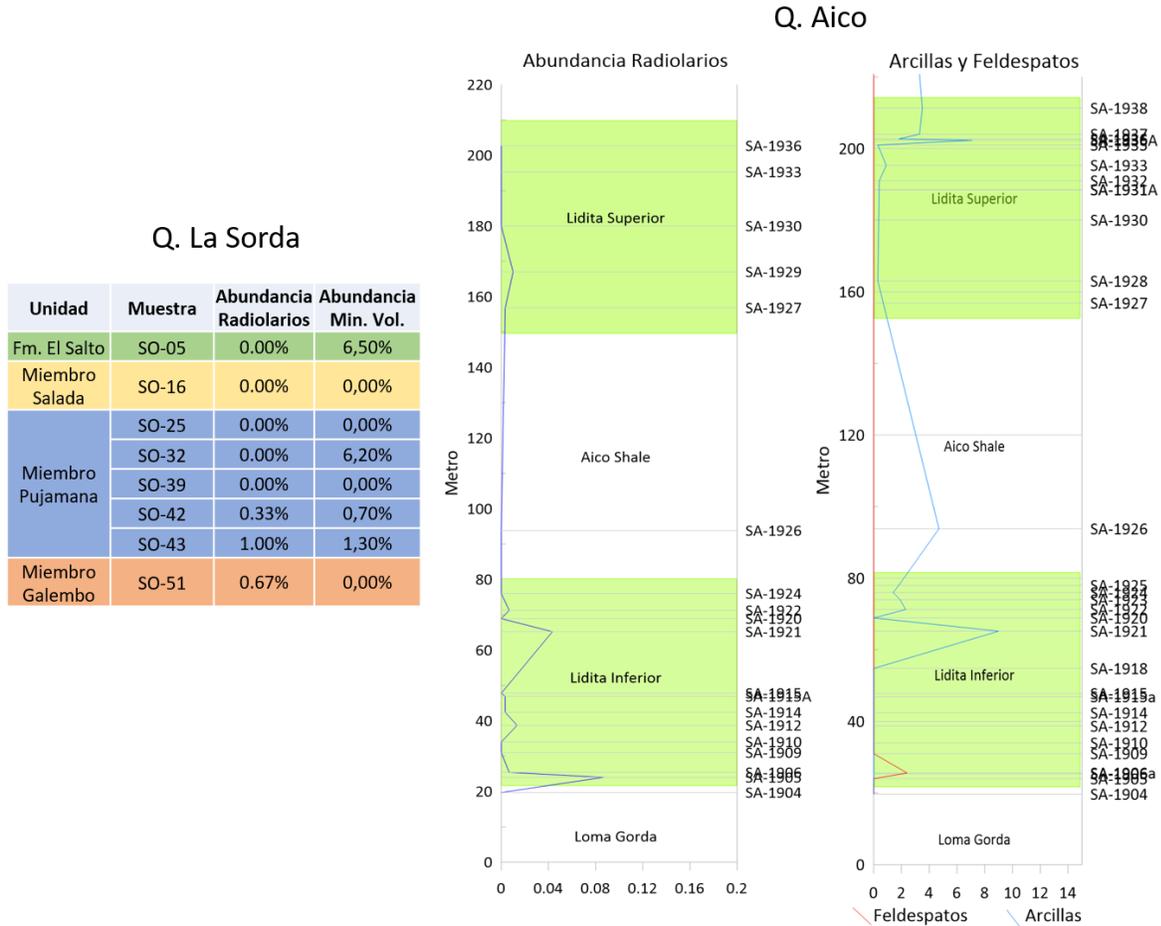
Figura 4-4: Disolución completa de bioclastos en muestra SP-1801 (b en ppl), donde, se observan los moldes de cemento y posterior relleno de sílice en la muestra SA-1915 (a en xpl)



4.2 Proveniencia de la sílice

La proveniencia de la sílice es un problema que siempre ha generado gran incertidumbre en la interpretación del origen de las rocas silicificadas, sin embargo, cada caso depende del contexto geotectónico y paleo-ambiental del depósito de las rocas en los que se genera la silicificación. En ese orden de ideas, para el caso del Cretácico superior colombiano la fuente de la sílice no es evidente que tenga un carácter exclusivamente biogénico o volcánico, debido a la poca abundancia tanto de restos fósiles de organismos con esqueletos silíceos, como de minerales vulcanogénicos dentro de las rocas silicificadas (Figura 4-5). No obstante, el entendimiento de la temporalidad de los fenómenos diagenéticos permitió evidenciar que la proveniencia de la sílice dentro de los *chert* en el registro litológico, debe tener un mecanismo alternativo para hacer llegar la sílice al sedimento y a la zona en donde se desarrolla la silicificación.

Figura 4-5: Distribución de la abundancia en porcentaje de radiolarios en las secciones estratigráficas del VSM y VMM.



Si tenemos en cuenta que:

- La silicificación ocurrió de manera muy temprana como se evidenció en la petrografía y la litogeoquímica.
- La presencia de radiolarios en la cuenca al momento del depósito del sedimento implica una concentración de sílice en el medio marino suficiente para que estos organismos secreten su esqueleto.
- La cuenca Cretácica colombiana fue una cuenca relativamente restringida (Guerrero *et al.*, 2000) en un momento en el que el clima global era cálido (Scotese, 2015), y por ende, con una tasa de evaporación marina mayor a la actual y una concentración mayor de iones de elementos como el silicio y el calcio.

Sería posible que la fuente de sílice sea el mismo medio marino y que por procesos de intercambio de iones de sílice a través de la interfase agua-sedimento, es posible un

constante suministro de iones y polímeros de silicio a los niveles en que se generan las condiciones geoquímicas adecuadas para la precipitación de cuarzo o polimorfos de sílice.

4.1 Mecanismo de precipitación de la sílice

Una vez el medio diagenético tenga la saturación de sílice suficiente y las condiciones geoquímicas apropiadas para su precipitación, es necesario que existan núcleos en donde se puedan formar lepisferas a partir de las cuales, el cuarzo que reemplaza la matriz se logre desarrollar.

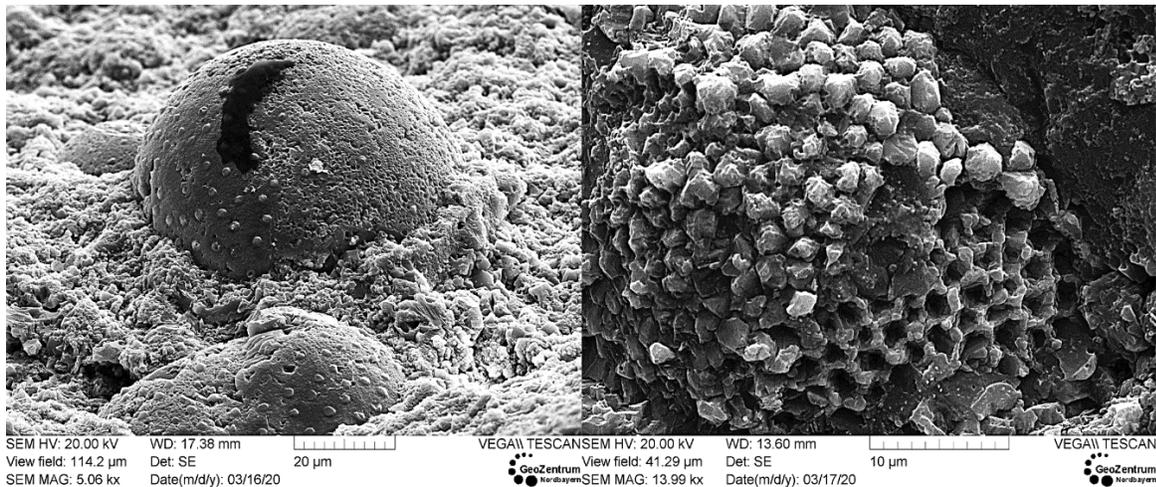
Estas se originan comúnmente a partir de hidróxidos y iones de magnesio (Kastner *et al.*, 1977), los cuales, atraen polímeros de silicio disueltos en el agua cuyas cargas negativas, tienden a repelerse entre sí en ausencia de estas sales metálicas (Hesse, 1988; Parks, 1965). El magnesio es uno de los elementos más abundantes en el mar en forma de sales y iones disueltos, proveniente de fuentes hidrotermales o de la alteración de minerales ferromagnesianos que componen las rocas básicas y ultramáficas en las dorsales oceánicas. A lo largo del tiempo, este ha tenido variaciones en respuesta a cambios en la tectónica global y el clima (Balthasar y Cusack, 2015; Hardie, 1996; Holland, 2005; Spencer y Hardie, 1990), sin embargo, siempre ha sido un factor constante en la composición del agua de mar, por lo tanto, es más que probable que este elemento haya sido uno de los facilitadores para la precipitación de la sílice en los primeros metros del enterramiento.

Además del magnesio como aglutinante de la sílice, esta función la puede desempeñar cualquier superficie que tenga cargas positivas capaces de atraer suficientes polímeros silícicos. En las imágenes de SEM tomadas a las muestras, no fueron reconocibles las lepisferas, debido a que, al ser fases metaestables de sílice, son fácilmente recristalizables con el paso del tiempo y ser convertidas a cuarzo, como resultado del crecimiento cristalino constante. No obstante, se pudieron observar algunas formas pseudo-esféricas en las superficies y moldes externos de fósiles de foraminíferos, probablemente correspondientes a lepisferas con un grado de cristalización más avanzado (Figura 4-6).

Por otro lado, en los análisis de DRX no se identificaron los picos principales de la cristobalita (4,1 Å) o tridimita (4,3 Å) que podrían marcar la presencia de lepisferas, en su lugar, solo fue observable el patrón característico del cuarzo con su pico principal de 3,4

Á. Lo que evidencia, que la silicificación se desarrolló de manera temprana, que a lo largo del enterramiento, las lepísfemas formadas inicialmente fueron recristalizadas y sirvieron como embriones para el cuarzo que se observa remplazando la matriz (Gao, G; Land, 1991).

Figura 4-6: Lepísfemas recristalizadas en superficies de foraminíferos en muestra SA-1936 (izquierda) y S0-05 (derecha).



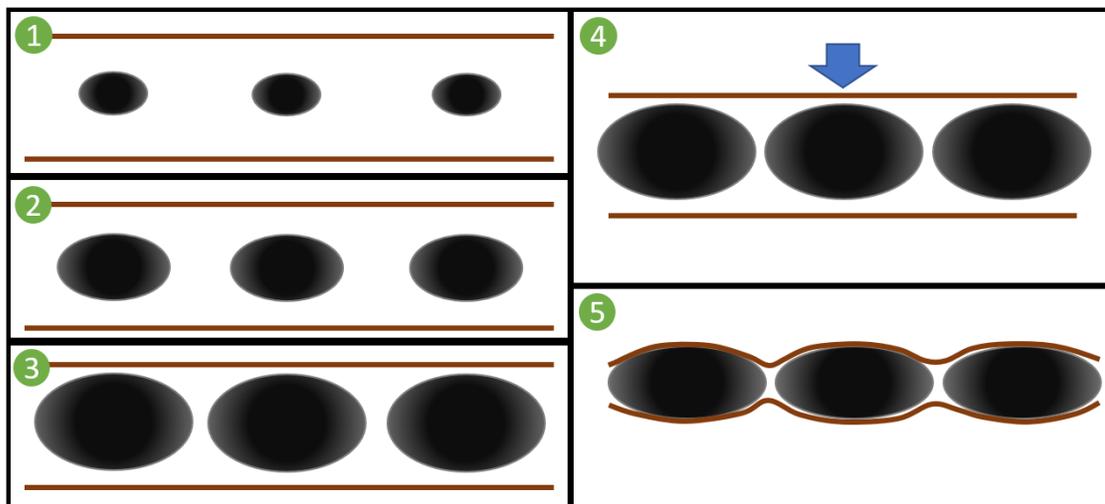
Una vez se da la nucleación de la sílice, los cristales precipitan concéntricamente hasta agotar la disponibilidad del soluto en la solución, que en este caso son los polímeros de sílice en el agua del medio diagenético. Este proceso ocurre ya sea de manera alternante con la disolución de micrita (Gao, G; Land, 1991; Maliva y Siever, 1989), o simplemente precipitando a través de la porosidad a manera poiquilotópica, en donde la porosidad es suficiente para no coartar la precipitación y asimilar cristales más pequeños (Figura 3-23).

En el primero de los casos, por una determinada cantidad de carbonato de calcio que se disuelve, se precipita casi inmediatamente sílice en el espacio que deja la disolución, sin embargo, hay variaciones en la velocidad de disolución frente a la velocidad de precipitación, dependiendo de factores termodinámicos de equilibrio presentes en las soluciones dentro de las rocas. En el segundo, el cuarzo o los polimorfos de sílice precipitan libremente aprovechando la alta porosidad del sedimento siendo solo coartada por la disponibilidad de polímeros de silicio.

Las texturas que se generan a partir de esto pueden ser con cristales euhedrales en contactos puntuales, o con cristales muy juntos dispuestos de manera empaquetada, tal como se observó en la Figura 3-20. Esta distinción en las texturas responde a que tan rápido se desarrolla la precipitación versus la disolución, cuando la tasa de precipitación es más alta que la tasa de disolución, el espacio de cristalización es limitado y los minerales cristalizan de forma empaquetada, similar a la textura hypidotópica de las dolomitas (Warren, 2000), por el contrario, cuando la tasa de disolución es mayor que la tasa de precipitación, los cristales tienen suficiente espacio para desarrollarse (Maliva y Siever, 1989) y generan texturas con mayor espacio intercristalino con formas euhedrales similares a la textura idiotópica de la dolomita (Warren, 2000).

Como resultado de la precipitación concéntrica gradual de cuarzo, se generan nódulos que preservan la disposición original del sedimento, algunos de estos crecen cerca a otros llegando al punto de unirse, y en algunos casos, se puede silicificar toda una capa en donde la disponibilidad de sílice es alta y los nódulos están muy cercanos. Posteriormente la compactación actúa sobre el sedimento que no fue silicificado, generando deformaciones en la laminación original (Figura 4-7) y dando la apariencia de que esta rodea los nódulos, tal como se observó en las características de campo (Figura 2-4).

Figura 4-7. Secuencia de precipitación nodular y deformación de laminación.



4.2 Silicificación en la cuenca cretácica colombiana

La cuenca cretácica colombiana se caracteriza por tener una composición litológica variable como resultado de su evolución tectónica, la cual, se refleja en el aporte de sedimento y en los procesos diagenéticos a los que estos se vieron sometidos en los diferentes puntos de la cuenca. En este sentido, la silicificación como fenómeno petrogenético, se puede hallar en distintas magnitudes dentro de las unidades cretácicas.

El Grupo Olini tiene un rango temporal que varía desde el Coniaciano (De Porta, 1965) hasta el Campaniano (Bürgl y Dumit Tobon, 1954), la Formación la Luna comprende desde el Turoniano hasta el Santoniano (Morales, 1958), la Formación Frontera se encuentra en el Turoniano (Patarroyo y Rojas, 2007) y la Formación Plaeners se ubica en el Campaniano superior (Pérez y Salazar, 1978). En el rango temporal que comparten estas unidades, se encuentran circunscritos dos eventos anóxicos oceánicos globales (OAE) (Sageman, 2009), el primero de ellos se dio en el límite Cenomaniano-Turoniano, el cual se denomina evento Bonarelli (OAE2) (Arthur et al., 1987; Sageman, 2009), el segundo, en el límite Coniaciano-Santoniano, el cual, es de menor magnitud que el anterior (OA3) (Prauss, 2015). Si tenemos en cuenta, el modelo propuesto en esta investigación donde se relaciona la silicificación con la materia orgánica, y que los ambientes anóxicos enmarcados en los OAE favorecieron la preservación de la materia orgánica durante el Cretácico superior, se puede pensar que la silicificación probablemente sea una consecuencia secundaria de las condiciones anóxicas reinantes durante el depósito de estas unidades.

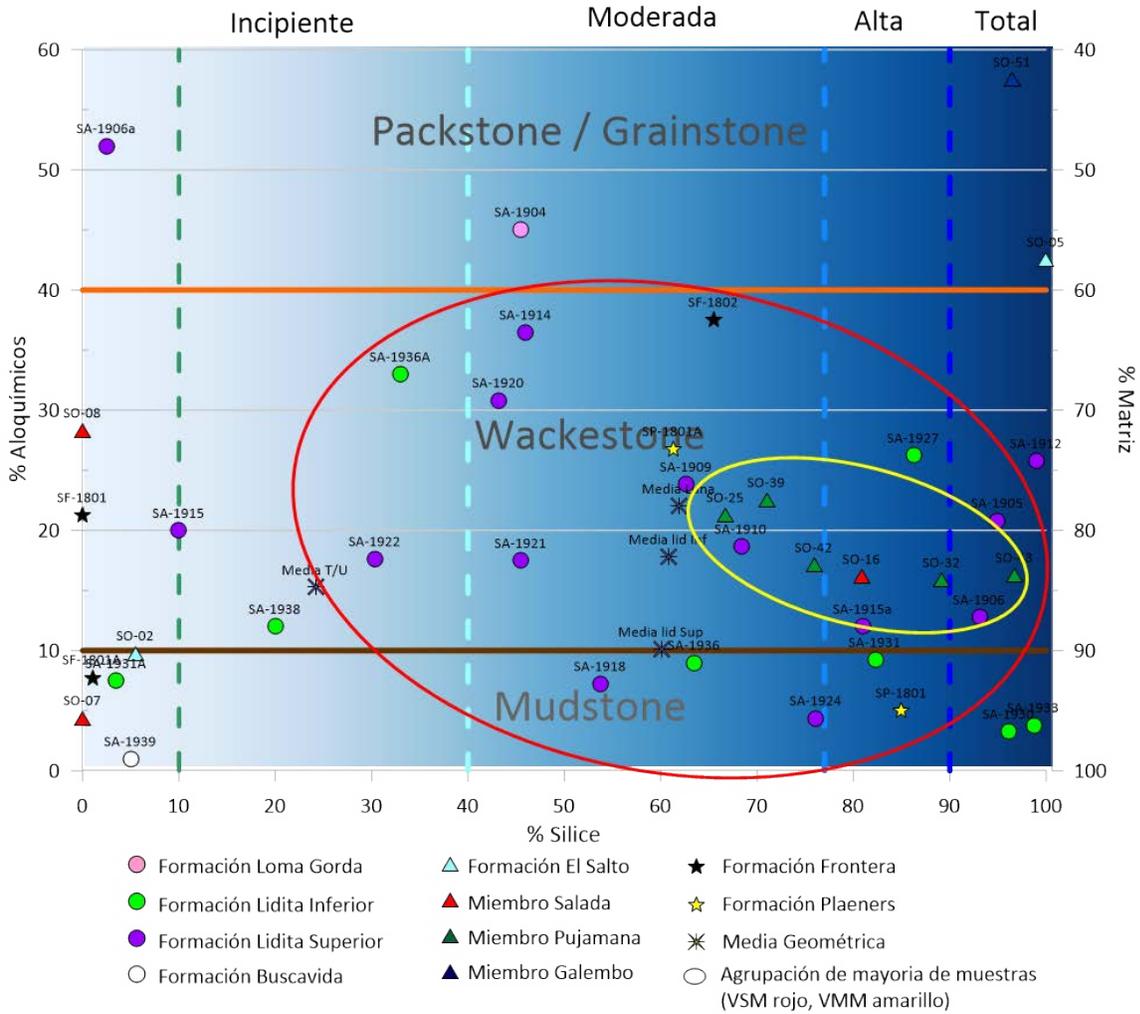
Por otro lado, aunque no es correcto correlacionar los niveles silíceos a lo largo de la cuenca y sugerir una extensión regional de las unidades (Julivert, 1968), si se puede decir que las condiciones de formación de estos niveles silíceos fueron similares, ya sea de manera sincrónica o diacrónica. Si bien existe una correlación en el desarrollo de la silicificación con los eventos anóxicos globales, estos no empatan perfectamente con los niveles silicificados, no obstante, al ser la cuenca cretácica colombiana de carácter intracontinental restringida, las condiciones anóxicas pudieron haber tenido comportamientos ligeramente diferentes en tiempo y en magnitud.

Tabla 4-1. Tabla de correlación de las Unidades con respecto a los eventos axónicos oceánicos.

Edad		VMM	VSM	CO	OAE
Cretácico superior	Maastrichtiano			FM Plaeners (Pérez y Salazar, 1978)	OAE3
	Campaniano			Gr Olini (Bürgl y Dumit Tobon, 1954)	
	Santoniano	FM La luna (Morales, 1958; Terraza, 2020)			
	Coniaciano				OAE2
	Turoniano				
	Cenomaniano				

El cuarzo autigénico en los tres puntos de la cuenca cretácica colombiana, tiene la misma disposición y relación de corte con respecto a los demás componentes de la roca, esto sugiere que la silicificación como fenómeno diagenético se desarrolló de manera similar a lo largo de la cuenca, no obstante, la variación en el contenido de material terrígeno afecta la magnitud con que se forman las rocas silicificadas. Al momento de desplegar la clasificación de las muestras, se puede apreciar que la dispersión de aquellas pertenecientes a la CO es mayor que a las pertenecientes a las otras dos cuencas y no es claro una tendencia, mientras que, las rocas pertenecientes al VMM y VSM, aproximadamente se concentran en un lugar, lo que podría significar que comparten un sedimento precursor similar, además, las medias geométricas en las muestras del valle del magdalena son cercanas, mientras que la media de la CO no se acerca en lo más mínimo a las otras. No obstante, vale mencionar que las muestras correspondientes a la CO no reflejan una tendencia clara debido a los procesos de meteorización intensa en la Formación Plaeners y a la abundancia de materia orgánica en la Formación Frontera, estas tienden a enmascaran petrográficamente las características originales de las rocas dificultando la estimación del grado de silicificación (Figura 4-8).

Figura 4-8: Despliegue de muestras en el cuadro clasificatorio de grados de silicificación, mostrando la “Media geométrica” y el agrupamiento de las muestras de las unidades silicificadas.



5. Conclusiones

- La silicificación en las rocas pertenecientes al Cretácico superior colombiano se desarrolló principalmente durante la diagénesis temprana (eogénesis) en la zona de sulfato-reducción microbial, donde, la materia orgánica es el combustible para las bacterias anaeróbicas que modifican el medio geoquímico permitiendo la precipitación temprana de sílice.
- Debido a la ausencia de evidencias que indique que los radiolarios y bioclastos silíceos o el vidrio volcánico producto de erupciones, sean los responsables principales de enriquecer el medio sedimentario en sílice, se propone la posibilidad de que el mismo medio marino sea el responsable de suplir la sílice al medio sedimentario, siempre y cuando, el primero cuente con los factores paleo-ambientales y químicos que permitan su saturación en sílice.
- Existe una relación inversa entre el grado de silicificación y el contenido de minerales de arcilla presentes en las rocas, por lo tanto, esta relación permite interpretar que las arcillas actúan como inhibidores de la permeabilidad impidiendo la movilidad de fluidos, por consiguiente, impidiendo que el medio sedimentario se concentre constantemente en sílice.
- La materia orgánica en interacción con las bacterias aeróbicas y anaeróbicas son un factor determinante en la modificación del pH y de la geoquímica del medio diagenético temprano, fomentando la precipitación y disolución de minerales en el sedimento.
- Los procesos telogenéticos son más agresivos en las rocas silicificadas del Grupo Guadalupe; allí la mayoría de los bioclastos se han disuelto dejando únicamente los moldes externos reflejando disolución tardía, además, el color gris claro, amarillo claro y el contenido de óxidos de hierro en las muestras de mano, reflejan una meteorización

avanzada, mostrando la pérdida casi total de la materia orgánica que pudo alguna vez tener la roca.

- La silicificación como fenómeno petrogenético, se puede dividir en grados definidos con base en la cantidad de sílice autigénica presente en la roca; en este sentido, es válido asumir que entre mayor sea el grado de silicificación, también es mayor su cementación y fragilidad, por lo tanto, la porosidad se verá agotada a medida que aumenta el grado de silicificación.

A. Anexo: Composición mineralógica de las muestras por medio de difracción de rayos X

Muestra	Andesina	Microclina	Caolinita	Dickita	Ilita	Glauconita	Montmorillonita	Paligorskita	Sepiolite
SA-1904			5,8	2,7	1,1	1,1			
SA-1905									
SA-1906		2,1							
SA-1906a		2,4	2,7	1,8					
SA-1907			1,2						
SA-1908			3,4	1,7					
SA-1909			1,7	0,9	1,4				
SA-1910			3,4	1,7	1,2				
SA-1911									
SA-1912									
SA-1913									
SA-1914				1,9	0,7				
SA-1915									
SA-1915a			1,9	0,7	0,9				
SA-1916			2,9	2,3	1,6				
SA-1917									
SA-1918			2,9	4,8	2,2				
SA-1919			3,4	1,9	2,3				
SA-1920			2,9	1,7	2,2				
SA-1921			3,7	1,1	2		9		
SA-1921a			4,5	2,3	2,1		0,9		
SA-1922			3,8		1,7	0,7	2,3		
SA-1923			7,8	1	3,1		1,9		
SA-1924			3,2		1,5	0,8	1,4		
SA-1925			5,5	2,3	4,2		1,8		
SA-1926			4,1	5,3	7,6		4,7		
SA-1927									
SA-1927a									
SA-1928			0,5	0,2			0,3		
SA-1929									
SA-1930									
SA-1931									
SA-1931A									
SA-1932			0,9				0,4		
SA-1933			1,6				0,9		
SA-1934									
SA-1935			0,8				0,3		
SA-1936					1,2		1,8		
SA-1936A			5,8	2,8	4,5		7,1		
SA-1937			7,2	3	3,9		3,3		
SA-1938			3,8	1,6	2,5		3,5		
SA-1939			4,2	1,5	2,3		3,3		
SO-02			4,9	1,6					
SO-05									
SO-16									
SO-25			1,8		2,2			2,2	
SO-32	1,2								
SO-39					0,7				
SO-42			1,3						
SO-43	2,1								
SO-51	2,9								
SF-1801			1,4						
SF-1801A			1,3						
SF-1802					1,1				0,4
SP-1801								0,7	
SP-1801A									
SP-1801B			1,1		1,3				
SP-1802			8,8		5,3				
SP-1802A			5,6		4,5				

B. Anexo: Composición Química de las Muestras por medio de Fluorescencia de Rayos X.

Muestra	MgO	MgO Err	Al2O3	Al2O3 Err	SiO2	SiO2 Err	CaO	CaO Err
SA1904	0,00	1,77	8,20	0,51	77,22	0,78	10,56	0,03
SA1905	2,07	3,18	0,00	0,19	93,00	0,93	2,63	0,02
SA1906	0,00	1,58	1,51	0,41	95,40	1,03	0,94	0,01
SA1906A	0,00	3,19	4,17	0,64	34,61	0,58	19,55	0,06
SA1907	0,00	1,51	0,00	0,19	93,27	0,73	4,06	0,02
SA1908	0,00	1,54	0,00	0,21	92,82	0,73	3,88	0,02
SA1909	0,82	4,12	0,00	0,28	69,91	0,72	10,65	0,04
SA1910	0,00	1,64	6,03	0,41	84,98	0,71	5,70	0,02
SA1911	1,37	2,89	1,64	0,38	91,61	0,88	2,97	0,02
SA1912	1,34	2,94	2,00	0,40	90,24	0,87	3,92	0,02
SA1913	0,00	1,60	1,39	0,37	92,48	0,84	3,72	0,02
SA1914	0,00	1,69	3,64	0,45	87,64	0,86	6,31	0,03
SA1915	2,44	10,07	4,60	1,08	41,04	0,83	20,10	0,08
SA1915A	0,00	1,57	4,39	0,42	89,28	0,82	3,45	0,02
SA-1916	0,00	1,79	4,78	0,47	86,34	0,86	4,82	0,02
SA-1917	0,00	3,97	4,56	0,74	28,71	0,58	22,86	0,07
SA-1918	0,00	1,51	9,07	0,46	85,66	0,75	1,89	0,01
SA-1919	0,00	2,02	7,79	0,50	70,59	0,69	8,54	0,03
SA-1921	0,00	1,57	10,92	0,52	82,38	0,78	2,68	0,02
SA-1920	0,00	1,65	8,67	0,47	81,29	0,74	6,34	0,02
SA-1921a	0,00	2,58	11,58	0,49	83,00	0,75	0,72	0,01
SA-1922	0,02	3,13	0,00	0,26	87,17	0,70	8,18	0,03
SA-1923	0,00	1,56	13,65	0,56	79,02	0,78	2,30	0,01
SA-1924	0,21	2,86	7,41	0,44	84,02	0,73	5,00	0,02
SA-1925	0,00	1,68	14,02	0,59	76,57	0,79	3,42	0,02
SA-1926	0,00	2,91	15,23	0,61	76,22	0,80	1,70	0,01
SA-1927	0,00	1,59	1,72	0,36	88,59	0,78	7,12	0,03
SA-1927a	1,30	3,32	2,89	0,41	78,41	0,70	13,31	0,04
SA-1928	0,00	1,56	2,02	0,40	95,05	0,94	0,66	0,01
SA-1929	0,00	1,61	1,84	0,42	94,45	1,00	0,81	0,01
SA-1930	0,00	1,58	1,67	0,41	94,42	0,98	1,95	0,02
SA-1931	0,00	1,81	0,00	0,20	85,27	0,70	10,92	0,03
SA-1931a	0,00	7,62	5,06	1,28	18,41	0,65	34,88	0,12
SA-1932	0,00	1,62	2,78	0,43	92,87	0,95	2,18	0,02
SA-1933	0,00	1,42	2,38	0,35	94,63	0,82	1,26	0,01
SA-1934	0,00	1,81	1,14	0,47	95,75	1,23	1,40	0,02
SA-1935	0,00	1,60	3,34	0,40	90,39	0,81	4,69	0,02
SA-1936a	1,71	3,25	13,01	0,54	65,72	0,66	11,84	0,04
SA-1936	0,00	1,62	4,10	0,41	86,21	0,76	7,55	0,03
SA-1937	0,00	1,74	13,42	0,52	76,29	0,70	5,43	0,02
SA-1938	1,39	3,54	12,84	0,55	62,59	0,65	15,42	0,04
SA-1939	0,00	1,77	17,05	0,62	69,71	0,74	7,18	0,03
SO-02	9,51	5,21	0,00	0,35	30,32	0,37	47,57	0,05
SO-05	1,19	1,62	2,08	0,22	92,86	0,52	0,88	0,01
SO-16	0,48	2,01	1,82	0,28	93,69	0,69	1,74	0,01
SO-25	0,74	2,04	9,55	0,36	77,03	0,55	8,86	0,02
SO-32	0,00	1,04	1,99	0,28	92,63	0,69	3,08	0,01
SO-39	0,00	1,03	4,95	0,31	84,39	0,59	7,59	0,02
SO-42	0,00	1,08	4,50	0,32	85,97	0,64	6,83	0,02
SO-43	3,37	1,56	0,00	0,10	88,35	0,38	6,51	0,01
SO-51	0,71	2,11	1,90	0,28	91,52	0,69	3,61	0,01
SF-1801	1,91	3,59	3,78	0,45	12,70	0,04	79,10	0,71
SF-1801A	0,00	1,96	6,15	0,45	8,65	0,03	82,38	0,72
SF-1802	0,00	1,79	5,12	0,41	7,92	0,03	85,60	0,70
SP-1801	0,00	1,50	0,00	0,19	0,11	0,00	98,06	0,78
SP-1801A	0,00	1,63	2,26	0,36	0,09	0,00	94,11	0,78
SP-1801B	0,00	1,53	5,19	0,39	0,18	0,00	91,69	0,74
SP-1802	0,00	1,58	10,65	0,46	1,97	0,01	84,11	0,70

Muestra	P2O5	P2O5 Err	SO3	SO3 Err	K2O	K2O Err	TiO2	TiO2 Err	MnO	MnO Err
SA1904	0,64	0,07	2,71	0,07	0,34	0,01	0,13	0,01	0,01	0,00
SA1905	0,19	0,06	1,48	0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
SA1906	0,30	0,06	1,48	0,06	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
SA1906A	37,04	0,28	0,00	0,07	0,00	0,01	0,05	0,01	0,00	0,00
SA1907	0,65	0,07	1,50	0,06	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
SA1908	0,77	0,07	1,69	0,06	0,14	0,01	0,11	0,01	0,01	0,00
SA1909	15,50	0,19	0,00	0,06	0,13	0,01	0,09	0,01	0,00	0,00
SA1910	0,52	0,07	1,39	0,05	0,18	0,01	0,08	0,00	0,02	0,00
SA1911	0,41	0,06	1,65	0,06	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
SA1912	0,45	0,07	1,34	0,06	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
SA1913	0,39	0,06	1,53	0,06	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00
SA1914	0,52	0,07	1,47	0,06	0,10	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00
SA1915	9,61	0,21	0,00	0,09	0,00	0,02	0,03	0,01	0,05	0,00
SA1915A	0,74	0,07	0,75	0,05	0,17	0,01	0,08	0,01	0,07	0,00
SA-1916	0,42	0,07	1,13	0,06	0,20	0,01	0,15	0,01	0,31	0,00
SA-1917	34,08	0,29	0,00	0,07	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00
SA-1918	0,57	0,06	0,97	0,05	0,48	0,01	0,18	0,01	0,02	0,00
SA-1919	10,21	0,15	0,00	0,06	0,27	0,01	0,15	0,01	0,03	0,00
SA-1921	0,41	0,06	1,14	0,05	0,43	0,01	0,22	0,01	0,03	0,00
SA-1920	0,68	0,07	1,46	0,06	0,41	0,01	0,16	0,01	0,02	0,00
SA-1921a	0,32	0,05	2,19	0,06	0,55	0,01	0,25	0,01	0,02	0,00
SA-1922	1,11	0,08	0,96	0,05	0,33	0,01	0,15	0,01	0,02	0,00
SA-1923	0,35	0,06	1,55	0,06	0,67	0,01	0,31	0,01	0,02	0,00
SA-1924	0,24	0,06	1,07	0,05	0,32	0,01	0,16	0,01	0,02	0,00
SA-1925	0,65	0,07	1,73	0,06	0,77	0,02	0,35	0,01	0,03	0,00
SA-1926	0,18	0,06	2,82	0,07	0,90	0,02	0,37	0,01	0,01	0,00
SA-1927	0,97	0,07	1,16	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
SA-1927a	1,71	0,09	0,49	0,05	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00
SA-1928	1,02	0,07	0,55	0,05	0,06	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00
SA-1929	0,97	0,08	0,73	0,06	0,06	0,01	0,04	0,00	0,07	0,00
SA-1930	0,28	0,06	1,27	0,06	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
SA-1931	0,44	0,07	2,43	0,06	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
SA-1931a	0,00	0,13	1,79	0,09	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,01
SA-1932	0,65	0,07	0,86	0,05	0,07	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00
SA-1933	0,32	0,05	0,77	0,04	0,05	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00
SA-1934	0,41	0,07	1,04	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
SA-1935	0,20	0,06	0,79	0,05	0,10	0,01	0,06	0,00	0,02	0,00
SA-1936a	2,27	0,09	2,18	0,07	0,56	0,01	0,23	0,01	0,02	0,00
SA-1936	0,25	0,06	0,96	0,05	0,10	0,01	0,08	0,01	0,11	0,00
SA-1937	0,36	0,06	1,08	0,05	0,67	0,01	0,33	0,01	0,07	0,00
SA-1938	1,96	0,09	1,42	0,06	0,50	0,01	0,24	0,01	0,03	0,00
SA-1939	0,29	0,07	2,53	0,06	0,92	0,02	0,40	0,01	0,02	0,00
SO-02	0,72	0,06	1,73	0,04	0,21	0,01	0,16	0,01	0,07	0,00
SO-05	0,83	0,04	0,31	0,02	0,08	0,00	0,12	0,00	0,03	0,00
SO-16	0,49	0,04	0,97	0,03	0,05	0,01	0,09	0,00	0,02	0,00
SO-25	0,25	0,04	1,59	0,03	0,54	0,01	0,17	0,00	0,02	0,00
SO-32	0,34	0,04	1,15	0,03	0,05	0,01	0,08	0,00	0,02	0,00
SO-39	0,36	0,04	1,81	0,04	0,18	0,01	0,08	0,00	0,01	0,00
SO-42	0,35	0,04	1,38	0,04	0,10	0,01	0,07	0,00	0,03	0,00
SO-43	0,14	0,03	0,72	0,02	0,03	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00
SO-51	0,64	0,04	0,69	0,03	0,03	0,01	0,11	0,00	0,02	0,00
SF-1801	0,01	0,07	1,77	0,06	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,00
SF-1801A	0,07	0,06	1,78	0,06	0,10	0,01	0,08	0,01	0,02	0,00
SF-1802	0,09	0,06	0,54	0,04	0,14	0,01	0,06	0,01	0,00	0,00
SP-1801	0,24	0,05	0,54	0,04	0,19	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00
SP-1801A	0,33	0,05	0,48	0,04	0,12	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00
SP-1801B	0,23	0,05	0,47	0,04	0,35	0,01	0,10	0,00	0,02	0,00
SP-1802	0,47	0,06	0,43	0,04	0,67	0,01	0,18	0,01	0,01	0,00

Muestra	Fe2O3	Fe2O3 Err	Ni	Ni Err	Cu	Cu Err	Zn	Zn Err	Sr	Sr Err
SA1904	0,70	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,03	0,00
SA1905	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
SA1906	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SA1906A	0,44	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,00
SA1907	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SA1908	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SA1909	0,46	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00
SA1910	0,71	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
SA1911	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SA1912	0,40	0,00	0,21	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
SA1913	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SA1914	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SA1915	1,21	0,01	0,25	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
SA1915A	0,79	0,01	0,21	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00
SA-1916	2,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
SA-1917	1,72	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,01	0,19	0,00
SA-1918	1,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
SA-1919	1,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00
SA-1921	1,83	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
SA-1920	0,87	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
SA-1921a	1,28	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
SA-1922	1,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SA-1923	2,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
SA-1924	1,26	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SA-1925	2,21	0,01	0,19	0,01	0,02	0,01	0,13	0,01	0,02	0,00
SA-1926	1,96	0,01	0,24	0,01	0,03	0,01	0,25	0,01	0,02	0,00
SA-1927	0,37	0,00	0,19	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
SA-1927a	0,74	0,01	0,23	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,06	0,00
SA-1928	0,23	0,00	0,22	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
SA-1929	0,65	0,01	0,23	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
SA-1930	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SA-1931	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
SA-1931a	0,85	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
SA-1932	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
SA-1933	0,22	0,00	0,21	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
SA-1934	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SA-1935	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
SA-1936a	1,49	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
SA-1936	0,75	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
SA-1937	1,89	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SA-1938	1,94	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
SA-1939	2,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SO-02	9,59	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00
SO-05	1,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
SO-16	0,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
SO-25	1,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00
SO-32	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
SO-39	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
SO-42	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
SO-43	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
SO-51	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SF-1801	0,53	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
SF-1801A	0,66	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
SF-1802	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
SP-1801	0,75	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
SP-1801A	2,18	0,01	0,23	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00
SP-1801B	1,70	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
SP-1802	1,10	0,01	0,23	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00

Muestra	Zr	Zr Err	Cd	Cd Err	Ce	Ce Err	W	W Err	Total
SA1904	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	100,78
SA1905	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,97
SA1906	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,96
SA1906A	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	96,07
SA1907	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,91
SA1908	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,89
SA1909	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	97,72
SA1910	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,68
SA1911	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,01
SA1912	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,07
SA1913	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,97
SA1914	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,29
SA1915	0,02	0,00	0,20	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	79,62
SA1915A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	100,09
SA-1916	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,29
SA-1917	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	92,44
SA-1918	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	100,00
SA-1919	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	98,85
SA-1921	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	100,13
SA-1920	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,02
SA-1921a	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	100,00
SA-1922	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	99,20
SA-1923	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	100,11
SA-1924	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	99,83
SA-1925	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	100,25
SA-1926	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,01	100,16
SA-1927	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	100,25
SA-1927a	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	99,36
SA-1928	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	99,98
SA-1929	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	99,98
SA-1930	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,94
SA-1931	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,45
SA-1931a	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	61,19
SA-1932	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,97
SA-1933	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	99,96
SA-1934	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,94
SA-1935	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,07
SA-1936a	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	99,13
SA-1936	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,14
SA-1937	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	99,64
SA-1938	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	98,43
SA-1939	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	100,27
SO-02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	100,00
SO-51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	100,00
SF-1801	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,95
SF-1801A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	99,99
SF-1802	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	99,99
SP-1801	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,99
SP-1801A	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	99,93
SP-1801B	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	99,99
SP-1802	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	99,90

**C. Anexo: Columna Estratigráfica
Sección Estratigráfica de la
Quebrada Aico.**

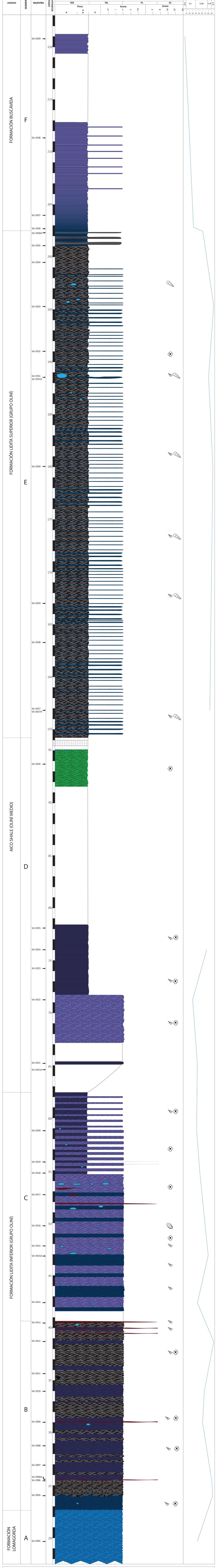
SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA QUEBRADA AICO AL NORESTE DE CHAPARRAL, TOLIMA



ANEXO C

Autores: Sergio Herrera Quijano, Sebastian Hernandez Durán

Fecha: Febrero 2019

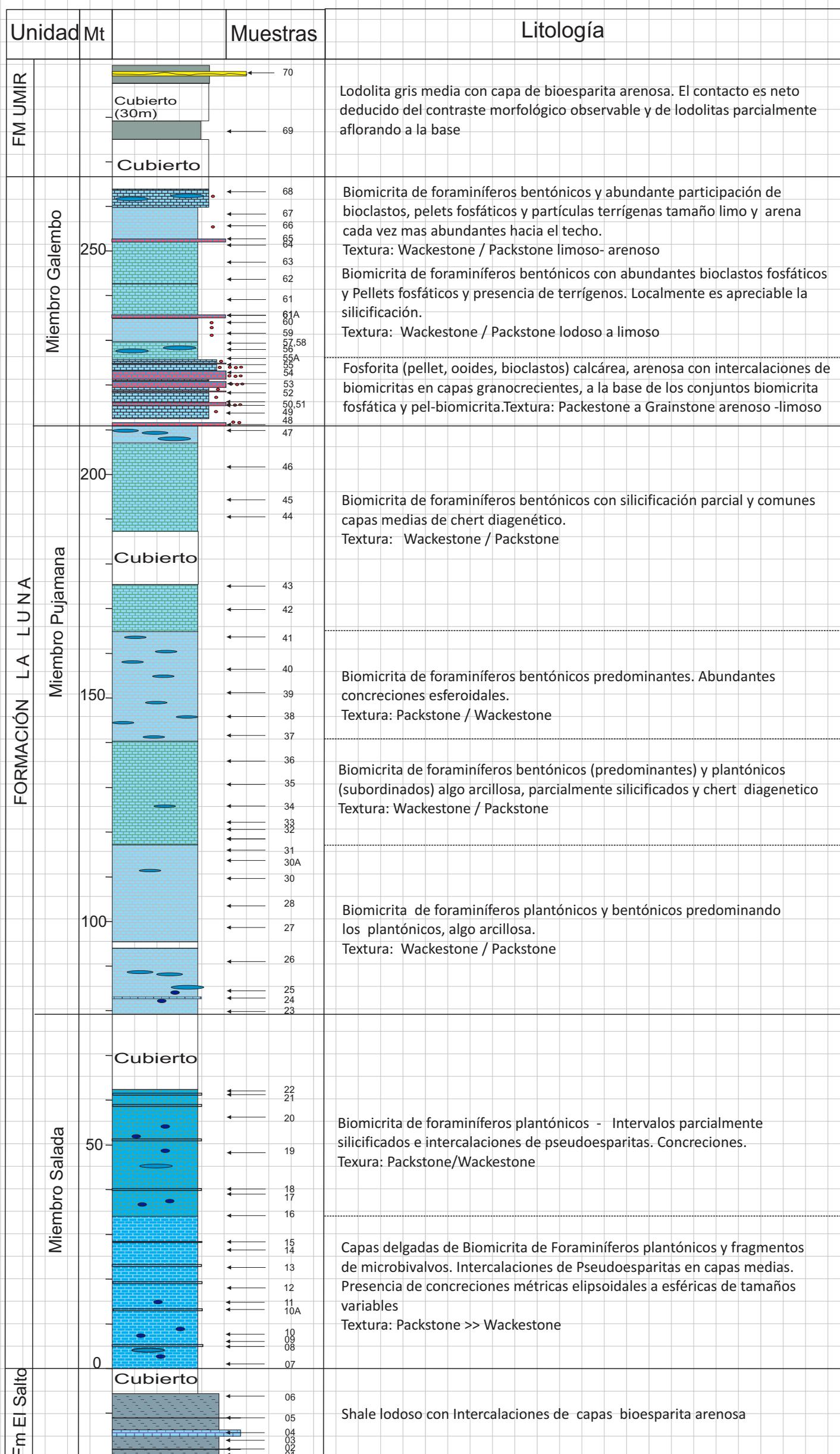


LITOLÓGICA		LEYENDA		OCURRENCIAS		ABREVIATURAS	
Chert / Rocca totalmente silicificada	Capas onduladas no paralelas discontinuas	Fragmentos óseos fósiles (vertebrales y espinales)	Caliza	Capas planas paralelas discontinuas	Foraminíferos bentónicos	A: Arcillas	
Caliza parcialmente silicificada	Capas plano paralelas continuas	Foraminíferos planctónicos	Caliza lodosa	Capas onduladas no paralelas discontinuas	Inoceramus	A-Li: Lodo	
Caliza lodosa silicificada	Capas onduladas no paralelas discontinuas		Lodolita fosilífera	Nódulo de Chert		Li: Limo	
Fosforita	Concreción Calcárea					f: Arena muy fina	
						m: Arena media	
						g: Arena gruesa	
						mg: Arena muy gruesa	
						Md: Mudstone	
						Wc: Wackestone	
						Pc: Packstone	
						Gr: Grainstone	
						S.S: Sin silicificación	
						S.I: Silicificación incipiente	
						S.M: Silicificación moderada	
						S.A: Silicificación Alta	
						S.T: Silicificación total	

**D. Anexo: Columna Estratigráfica
Sección Estratigráfica de la
Quebrada La Sorda.**

Sección Estratigráfica de la Quebrada La Sorda

Anexo D.



E. Anexo: Registro Fotográfico



Formación Loma Gorda: Disposición plano-paralela continua de las láminas.



Parte inferior de la Formación Lidita Inferior: calizas silicificadas en capas delgadas plano paralelas continuas (arriba), deformación de la estratificación alrededor de concreción (abajo).



Parte superior de la Lidita Inferior: Disminución en la competencia de la roca la cual genera que la quebrada cubra el afloramiento.



“Aico Shale”: Se encuentra en su mayoría cubierto por su baja competencia gracias al contenido de material terrígeno.



“Aico Shale”: Afloramientos de calizas lodosas y lodolitas fosilíferas, dispuestas plano de manera paralela



Formación Lidita Superior: Tonos mas oscuros en los núcleos de las capas mostrando un origen nodular.



Formación Lidita Superior: Capas mas competentes que otras intercaladas entre sí.



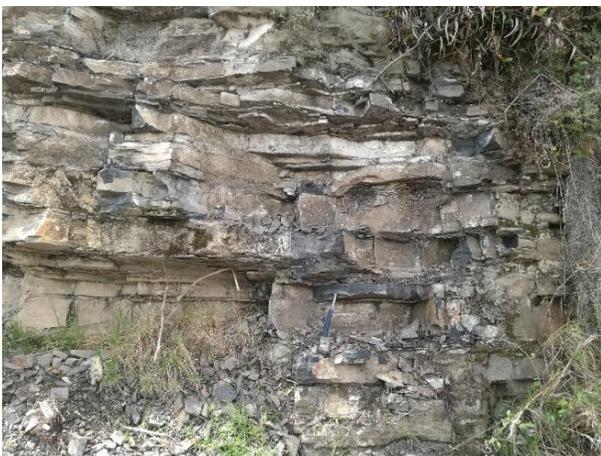
Formación Buscavida: Laminación lenticular.



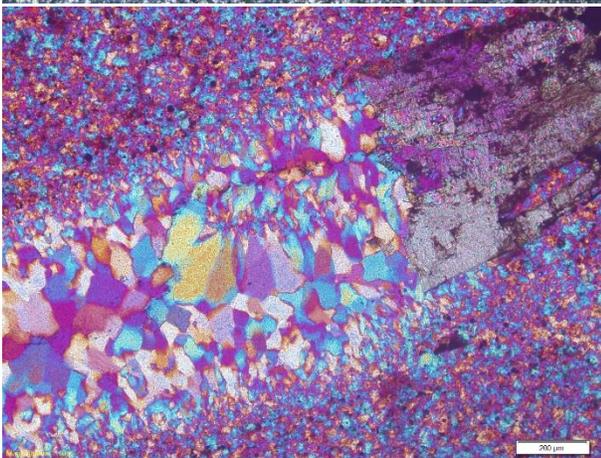
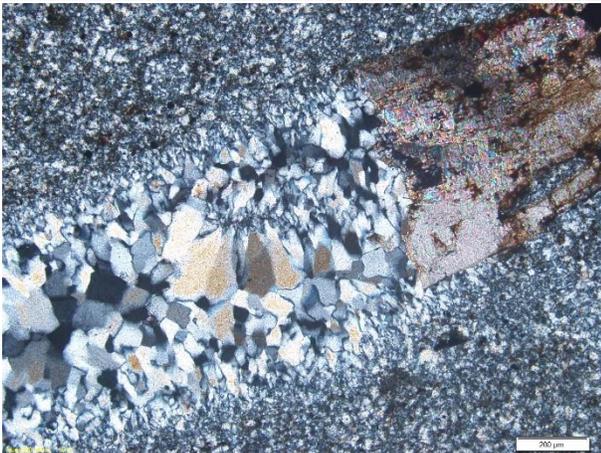
Formación Frontera: Disposición plano-paralela de las láminas y color grisáceo de la roca.



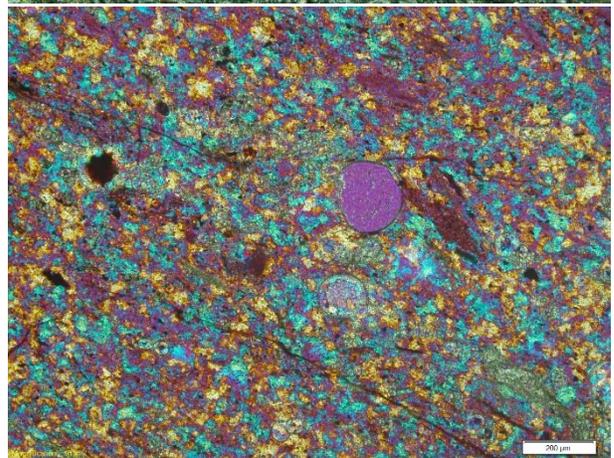
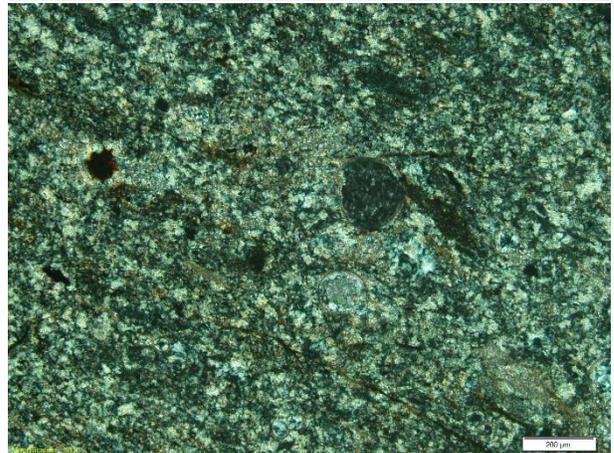
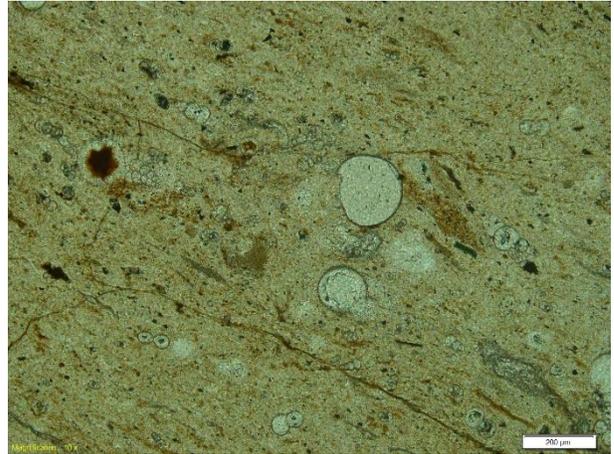
Formación Frontera: Molde externo de gasterópodo.



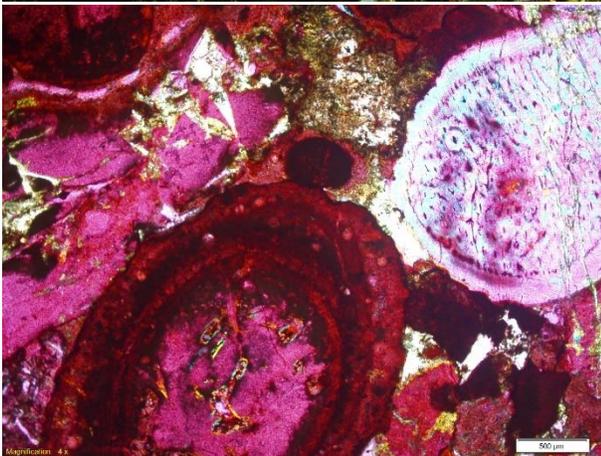
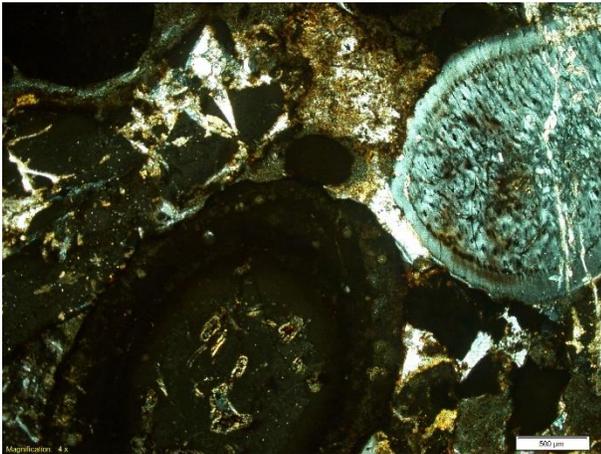
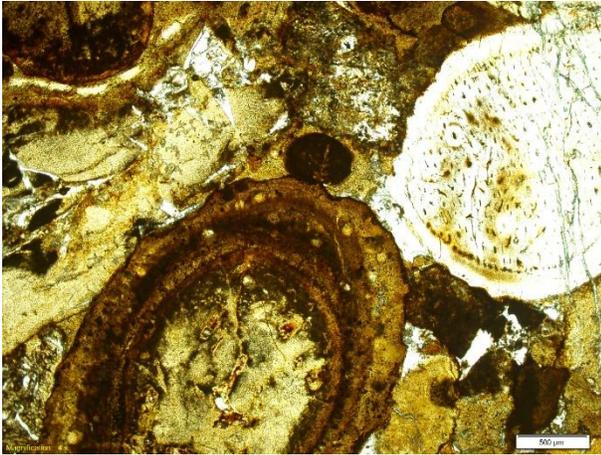
Formación Frontera: Disposición plano-paralela de las capas y fractura prismática.



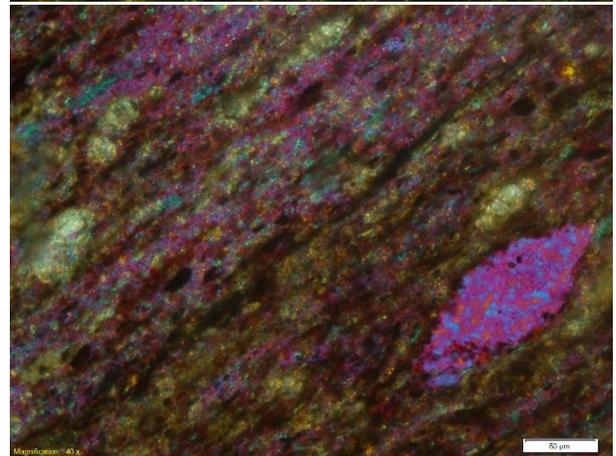
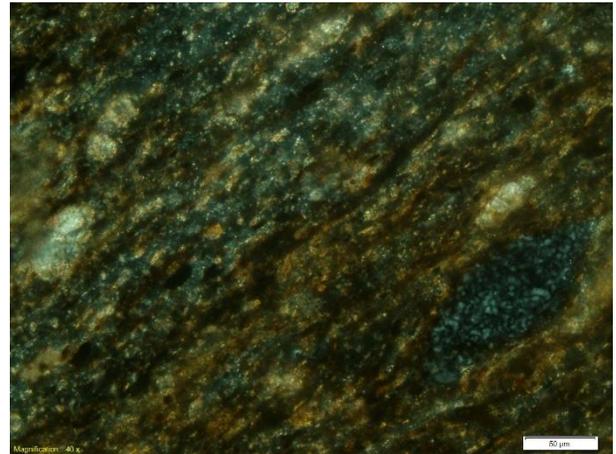
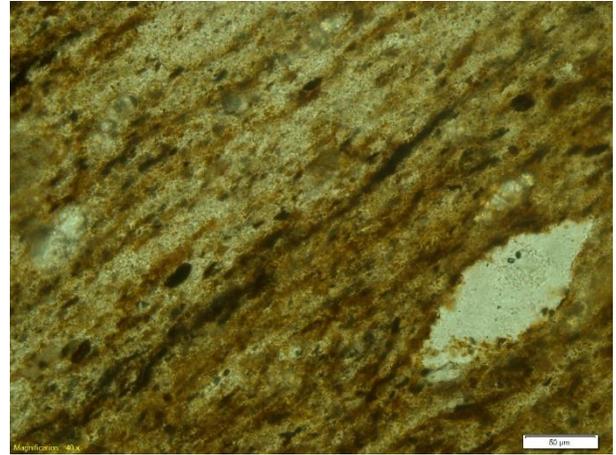
SA-1905: Vetilla rellena de cuarzo en mosaico y de carbonato de calcio.



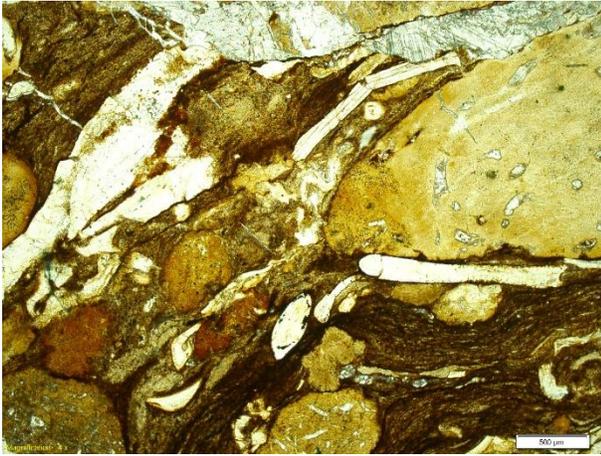
SA-1906: Relleno de foraminíferos, algunos con dos fases de precipitación.



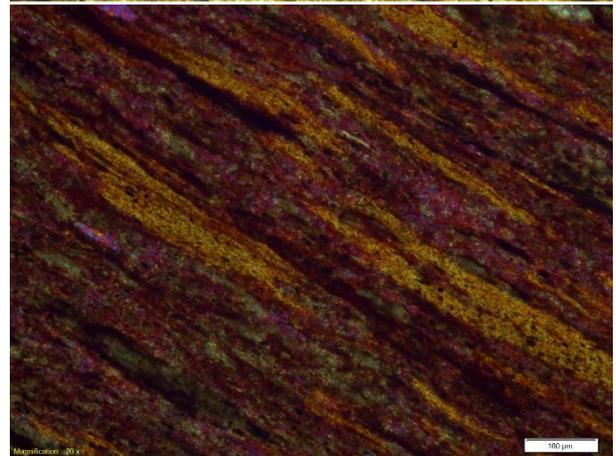
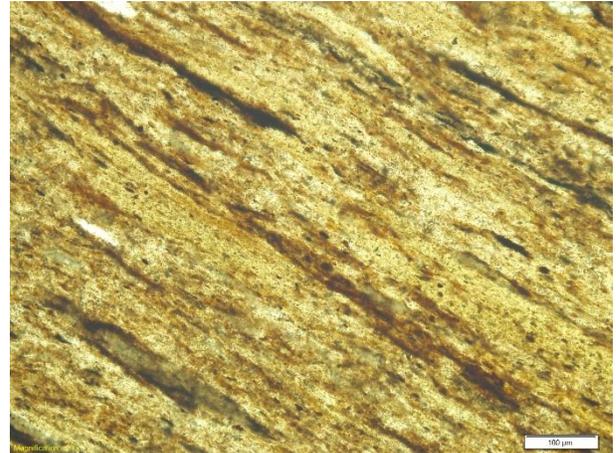
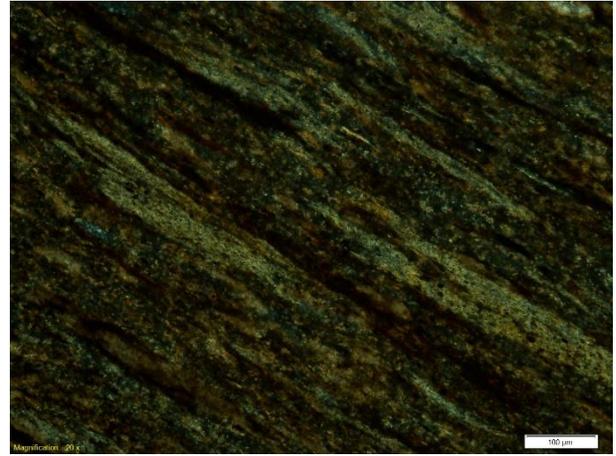
SA-1906A: Oncolitos (abajo) y fragmentos óseos fosfáticos (derecha).



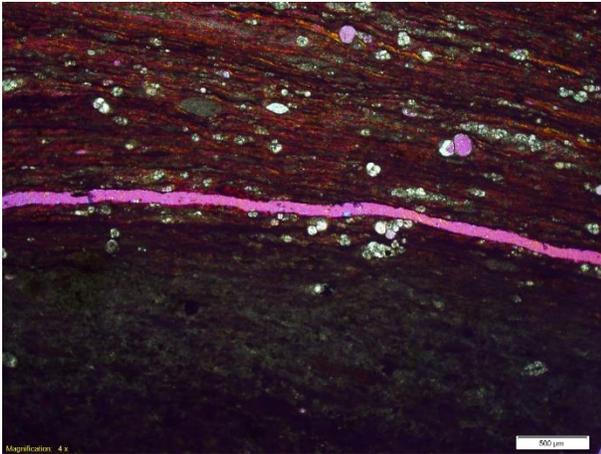
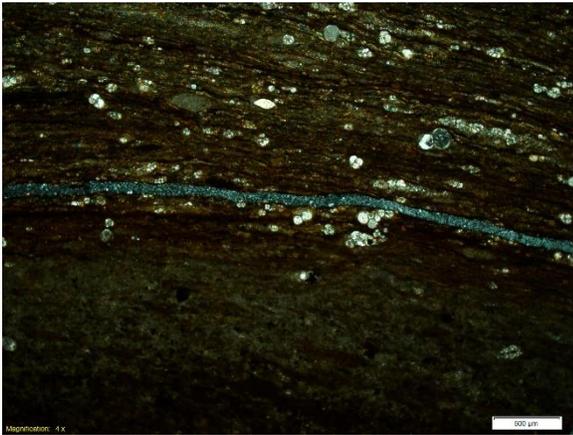
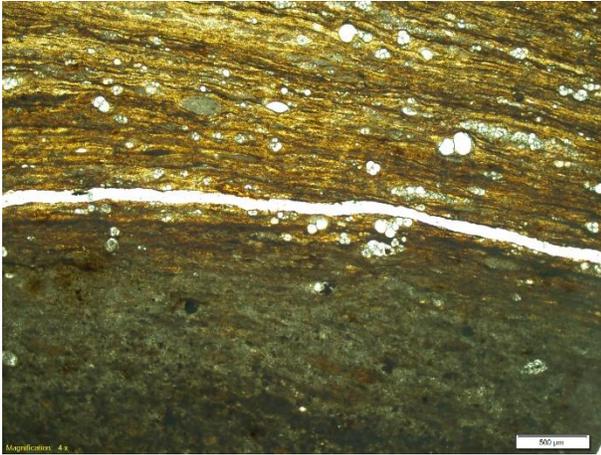
SA-1909: Lente de caolinita en medio de matriz parcialmente silicificada.



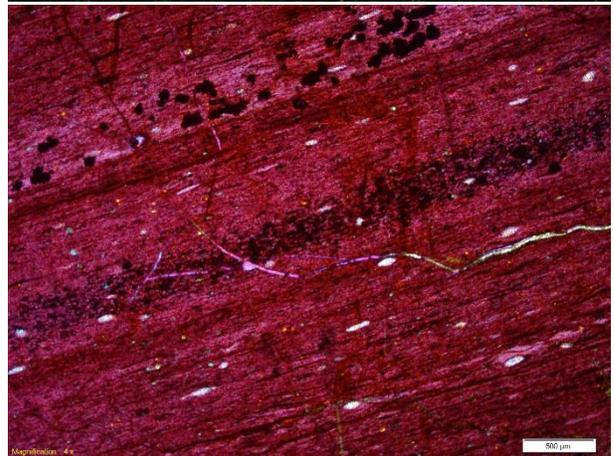
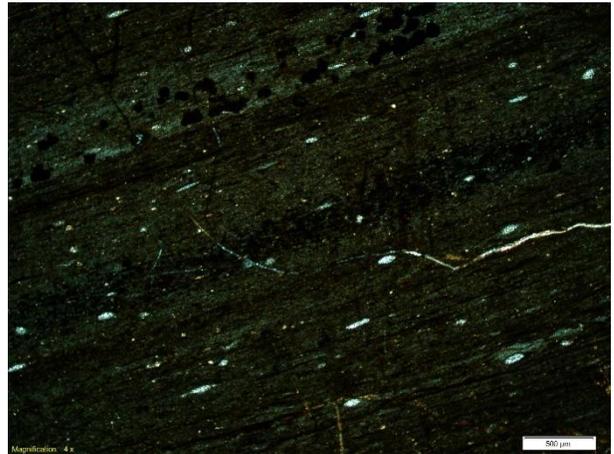
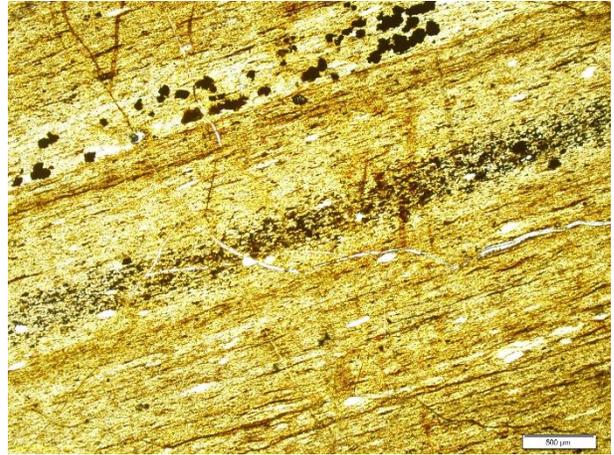
SA-1909: Bioclastos fosfáticos de fluorapatito.



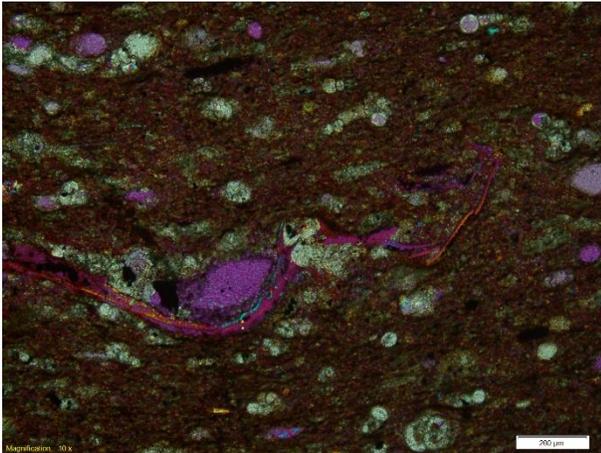
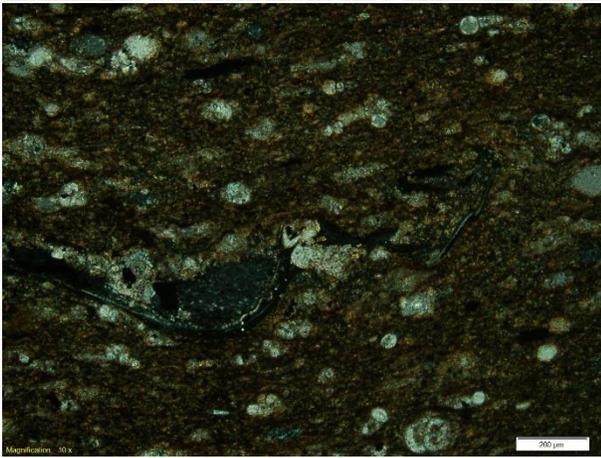
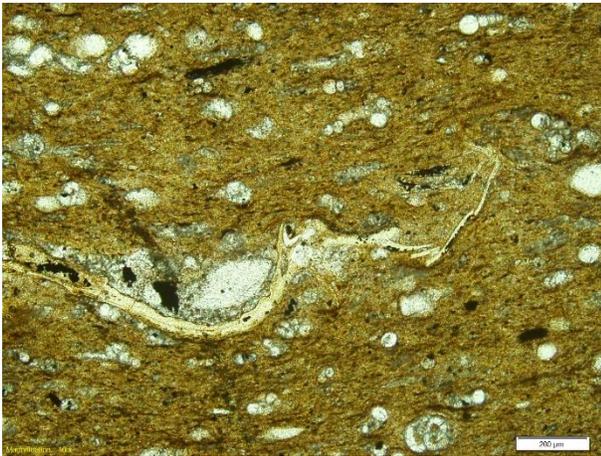
SA-1910: Minerales de arcilla en matriz parcialmente silicificada.



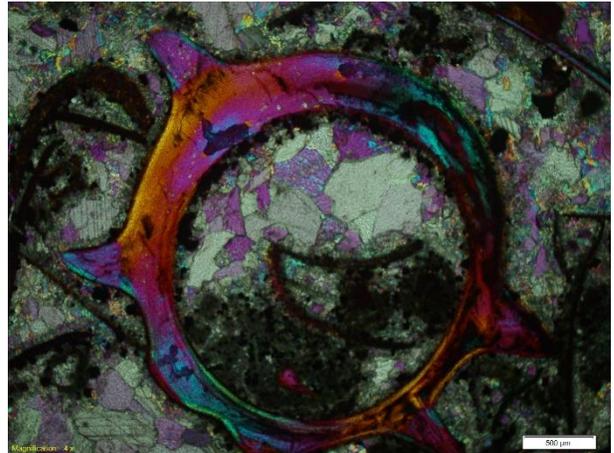
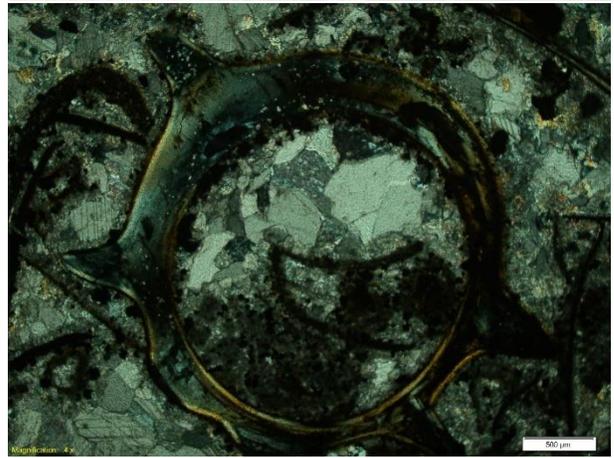
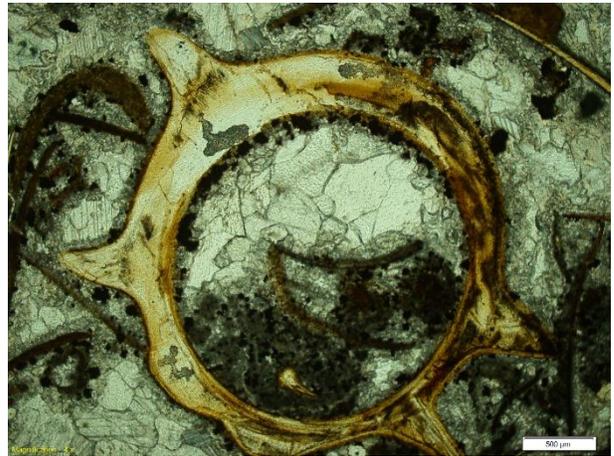
SA-1910: Contacto entre una concreción (abajo) y la roca que la contiene



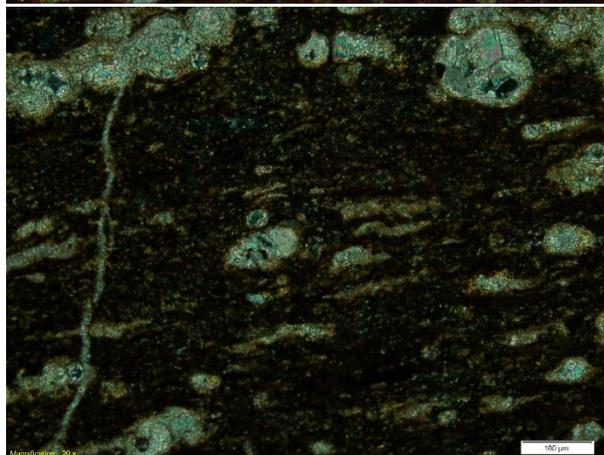
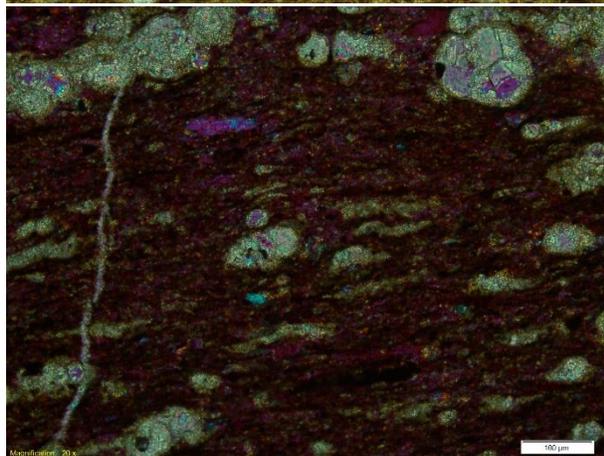
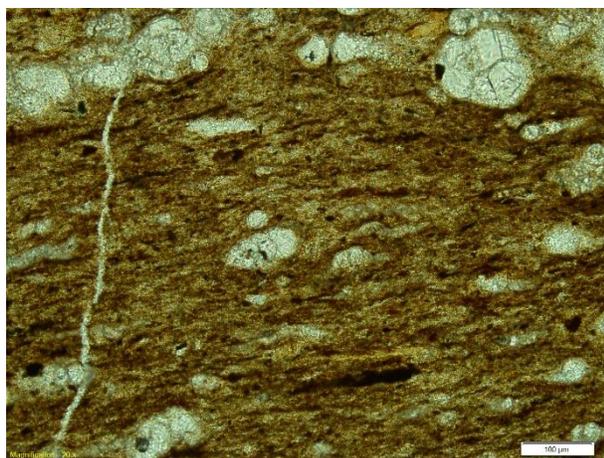
SA-1912: Pirita diseminada en matriz silicificada, nótese la preferencia de precipitación a lo largo de una lámina.



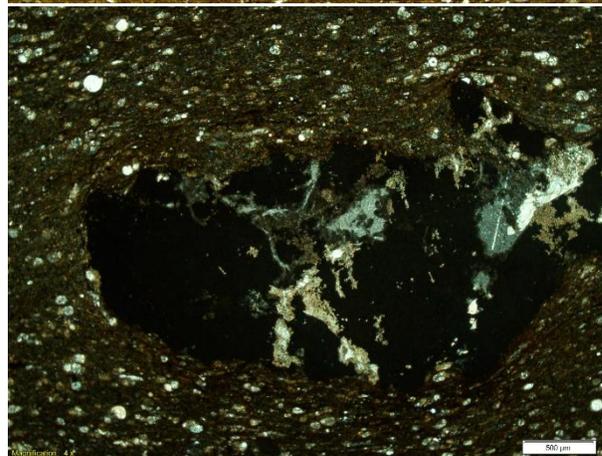
SA-1914: Foraminíferos rellenos de calcita y espinas de peces en medio de matriz silicificada.



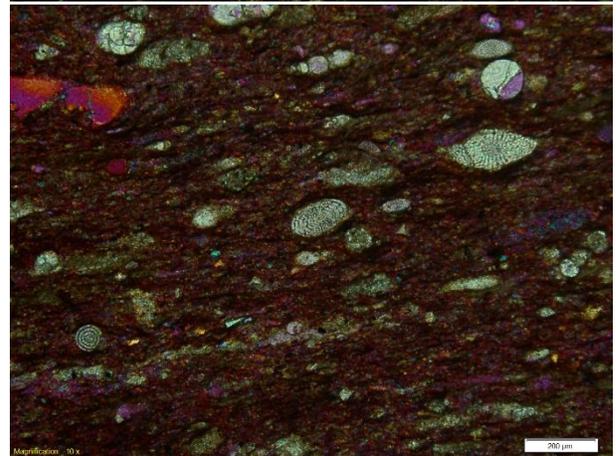
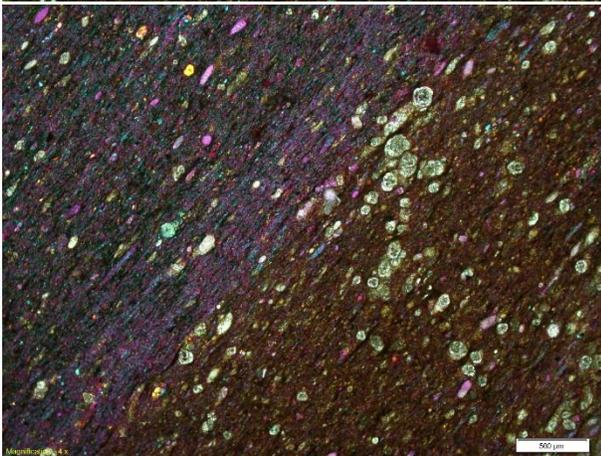
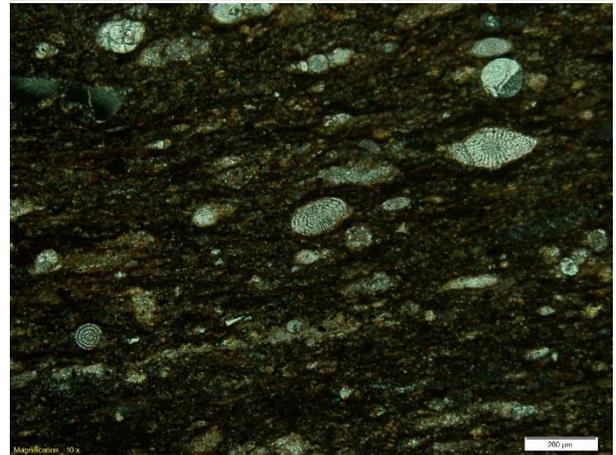
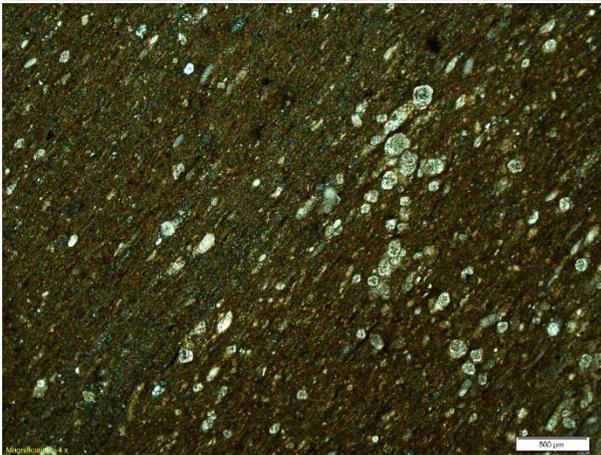
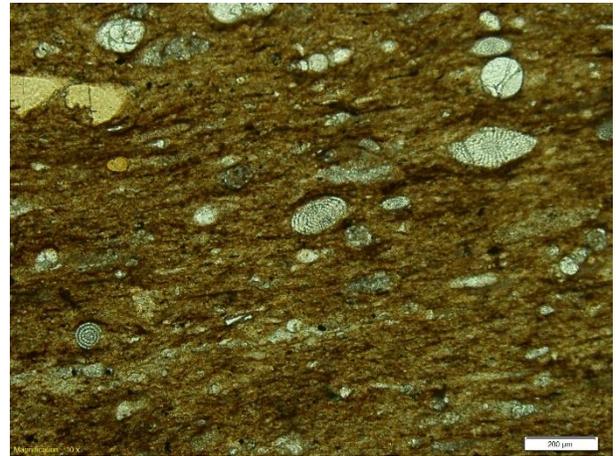
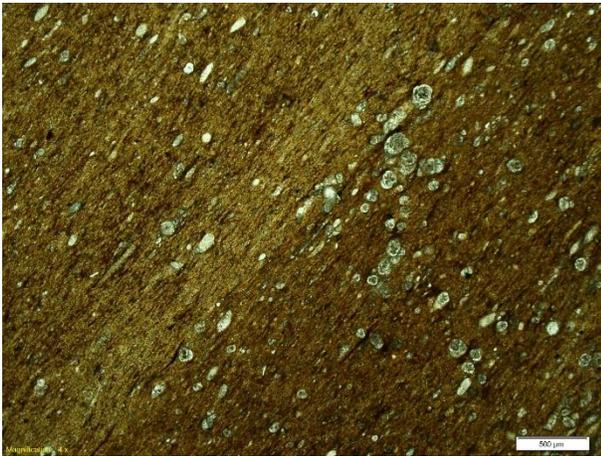
SA-1915: Vertebra de pez compuesta de fluorapatito con estructura geopetal.



SA-1915A: Foraminíferos rellenos de calcita y otros colapsados y micritizados.

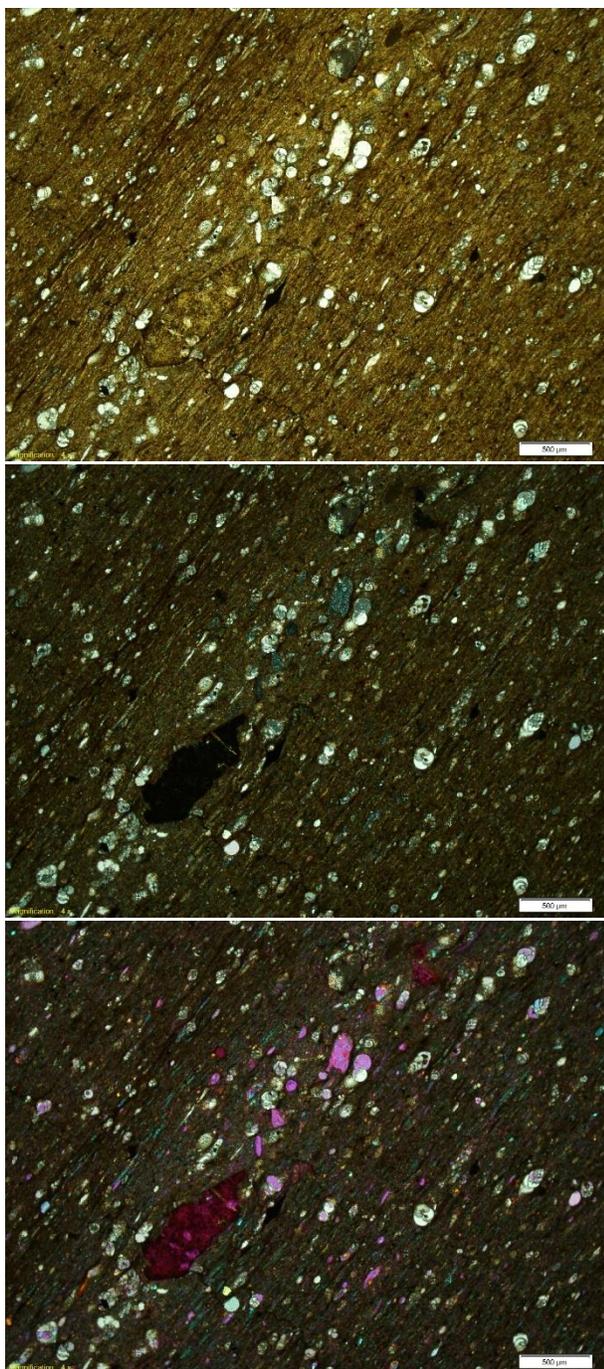


SA-1920: Peloides con rellenos de calcita y alrededor la laminación deformada.

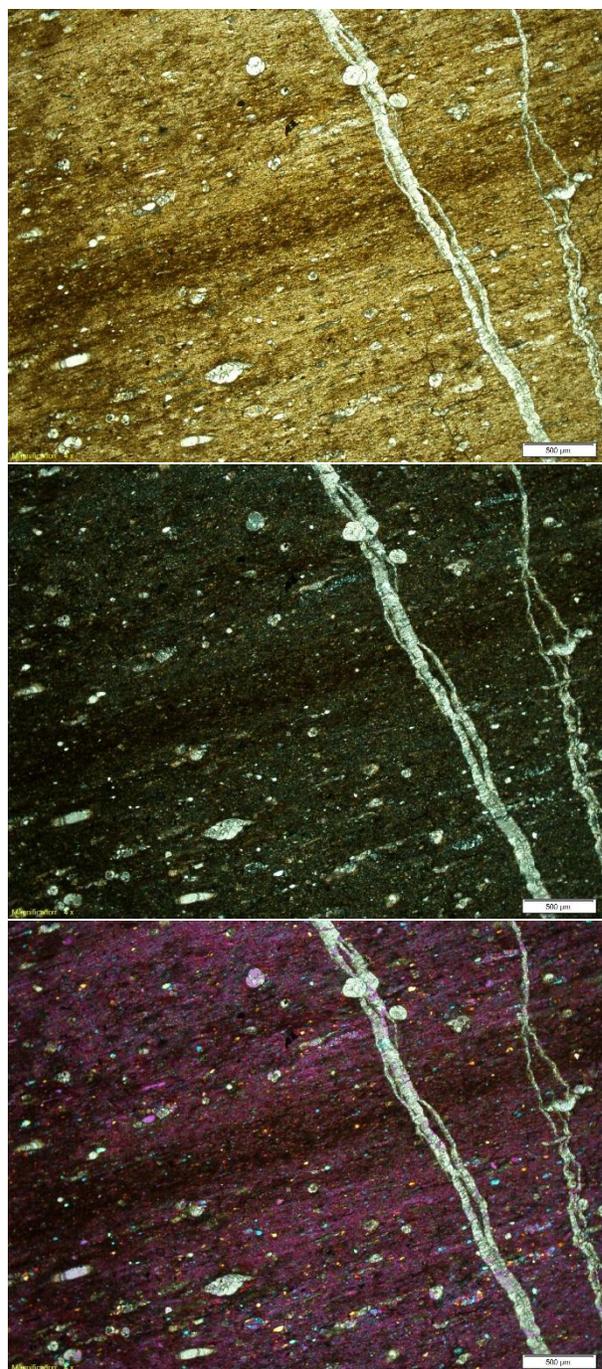


SA-1921: Contenido de arcilla en la matriz (esquina superior izquierda)

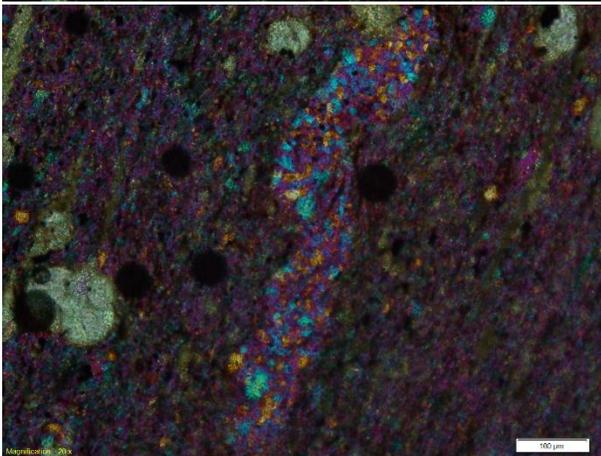
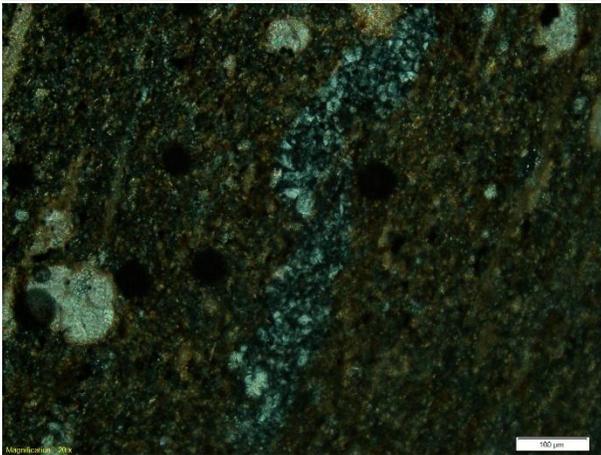
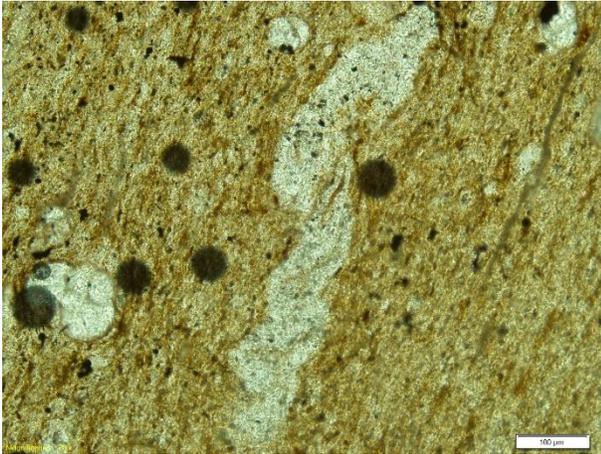
SA-1921: Radiolarios remplazados en calcita.



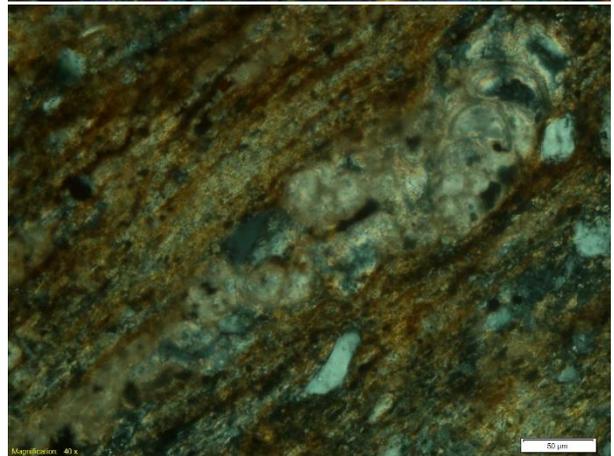
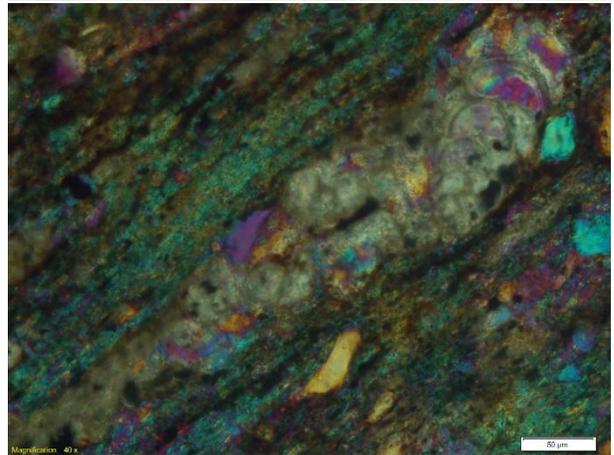
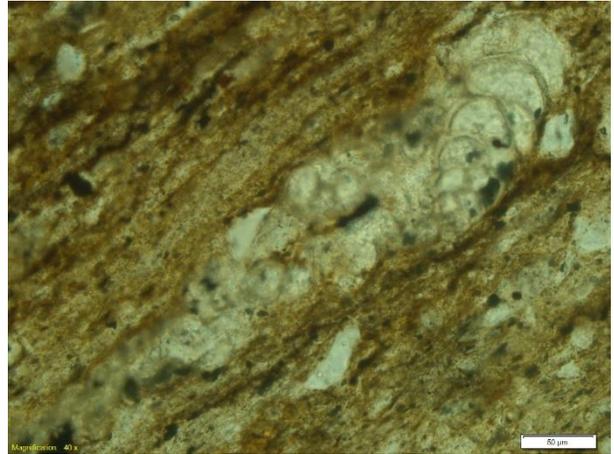
SA-1922: Matriz con material arcilloso.



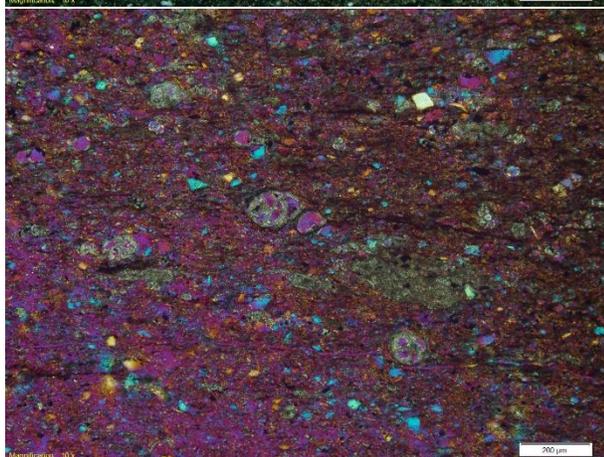
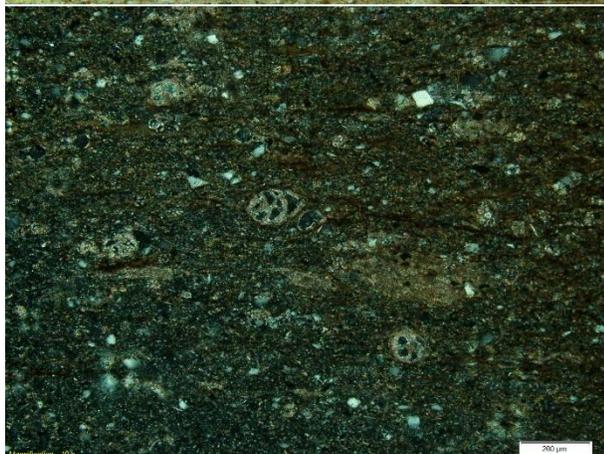
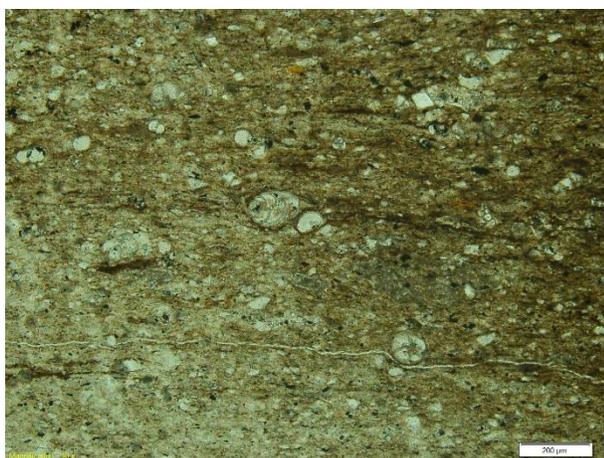
SA-1924: Vetillas de calcita cortando matriz silicificada y foraminíferos rellenos de calcita



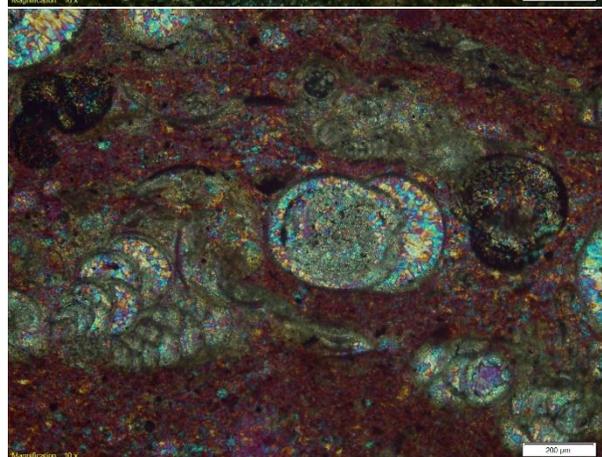
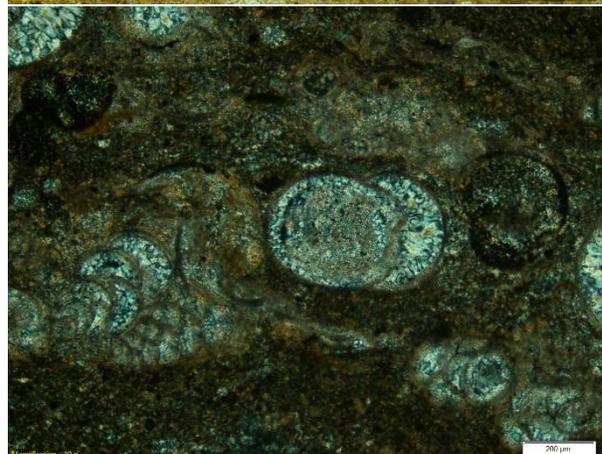
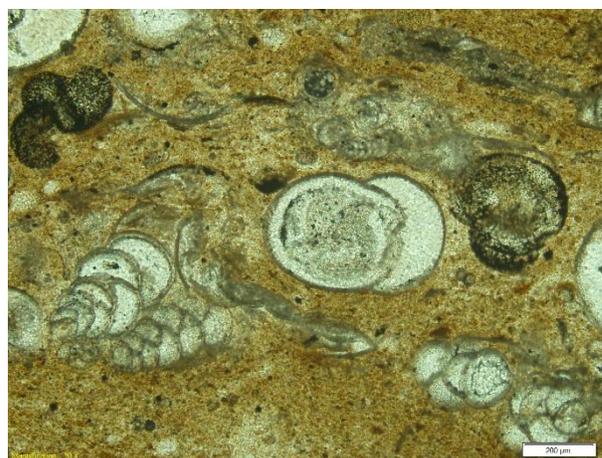
SA-1924: Bioclasto micritizado remplazado silicificado



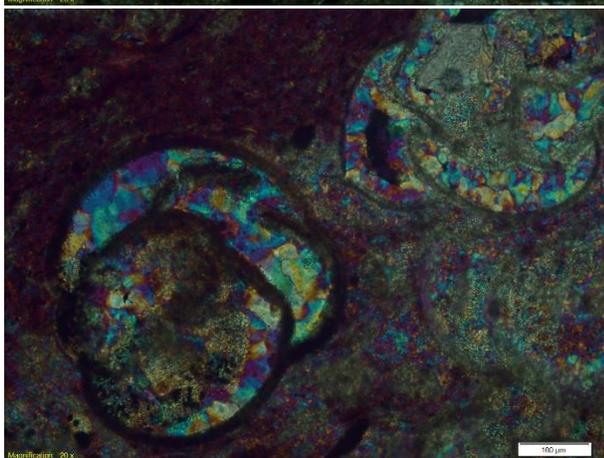
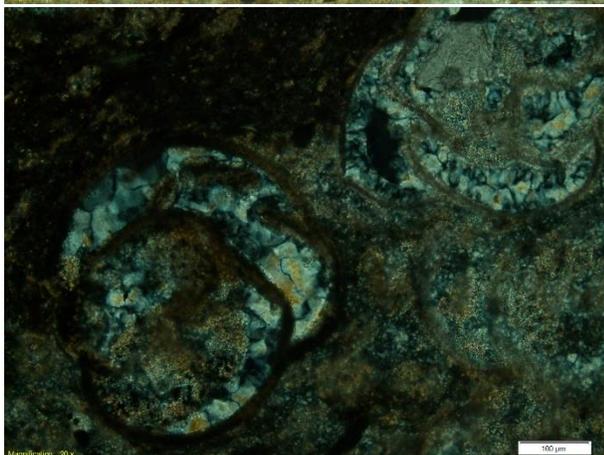
SA-1926: Foraminífero relleno de calcita, granos de cuarzo tamaño limo en medio de matriz arcillosa.



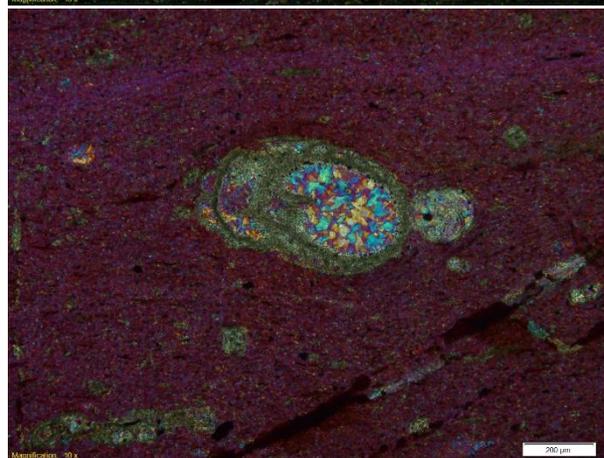
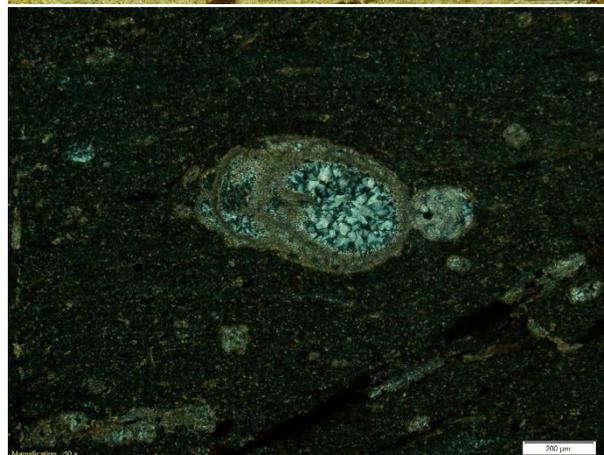
SA-1926: Material terrígeno junto a bioclastos en matriz parcialmente silicificada.



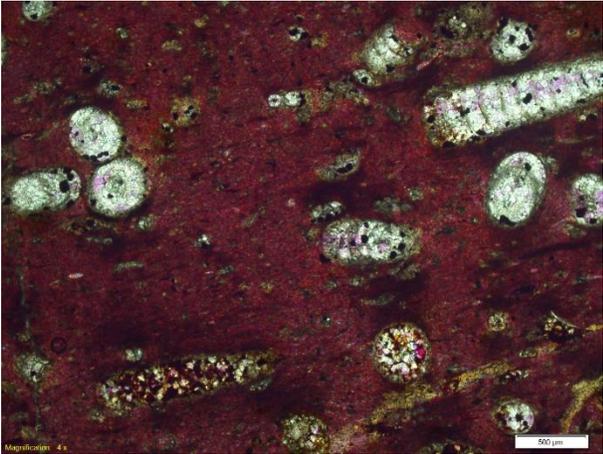
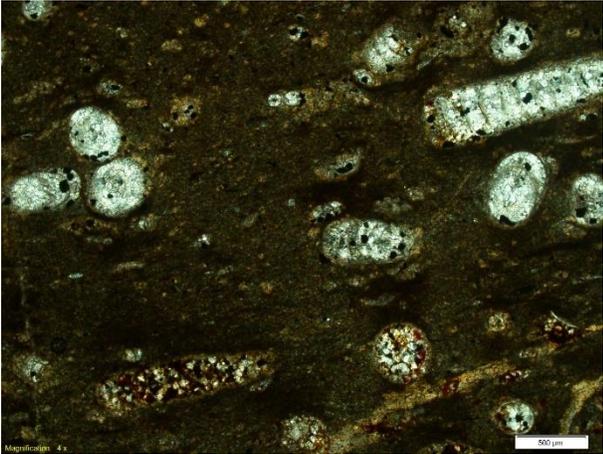
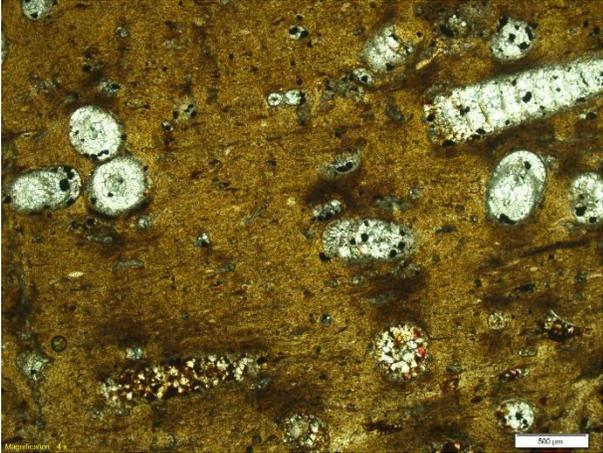
SA-1927: Foraminíferos rellenos de sílice en matriz totalmente silicificada.



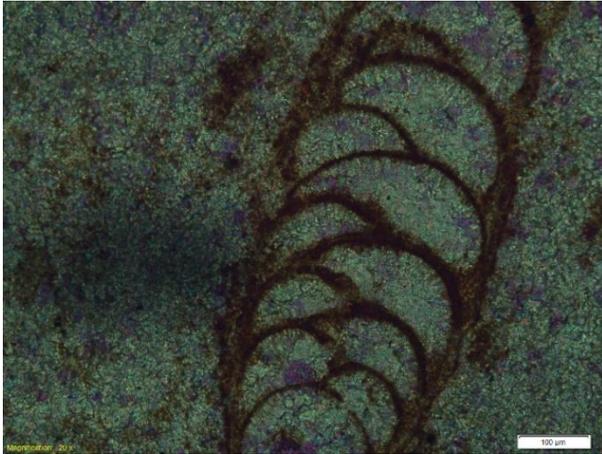
SA-1926: Caparazón de foraminífero parcialmente remplazado en pirita.



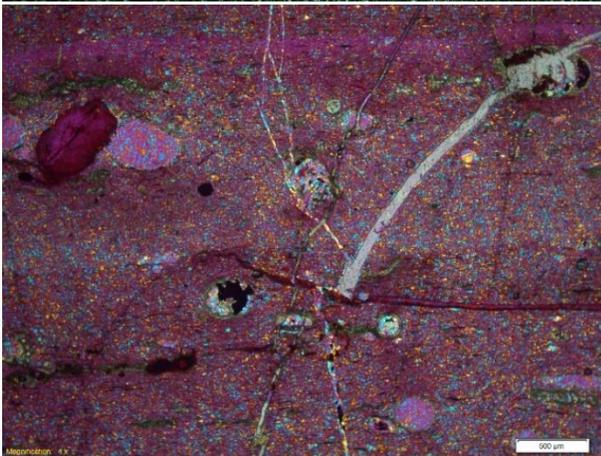
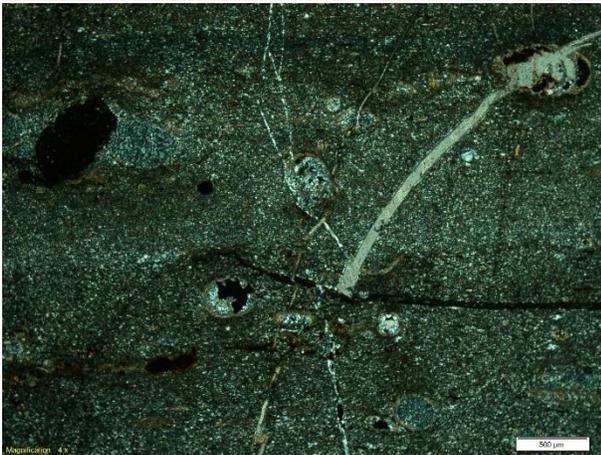
SA-1930: Foraminífero relleno de cuarzo con remplazamiento en su caparazón, en medio de matriz totalmente silicificada.



SA-1931: Foraminíferos bentónicos rellenos de calcita.



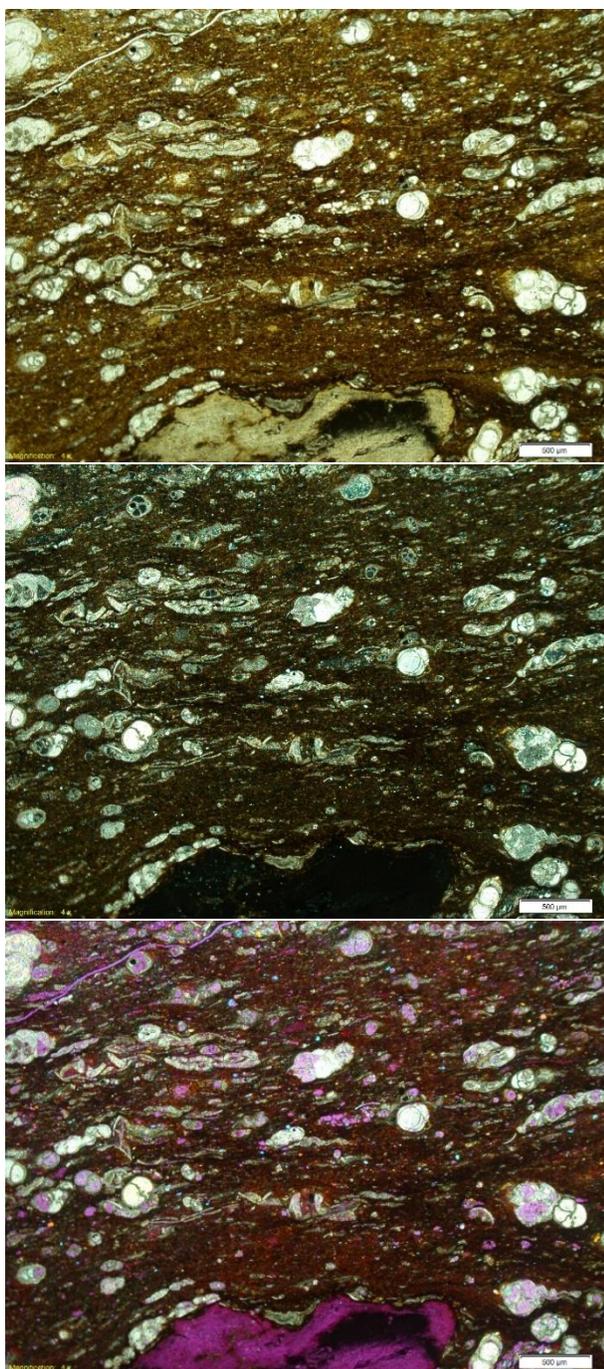
SA-1931A: Caparazón de foraminíferos micritizado



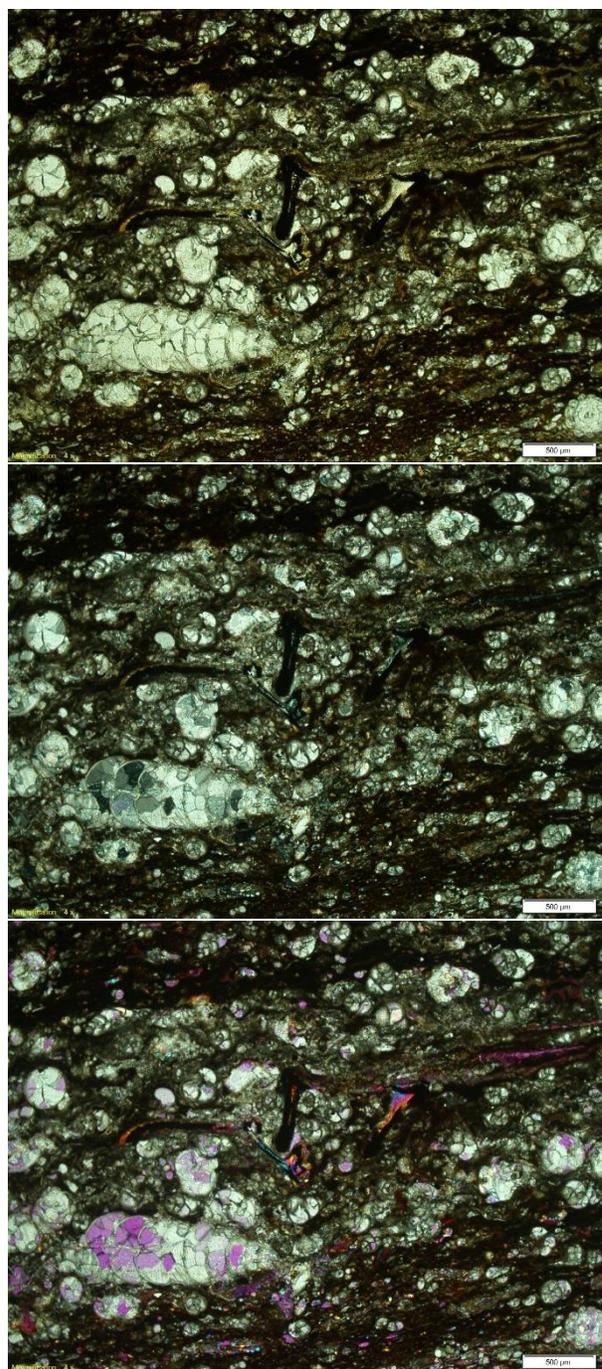
SA-1933: Vetilla de carbonato cortando matriz silicificada y bioclastos rellenos con hidrocarburo.



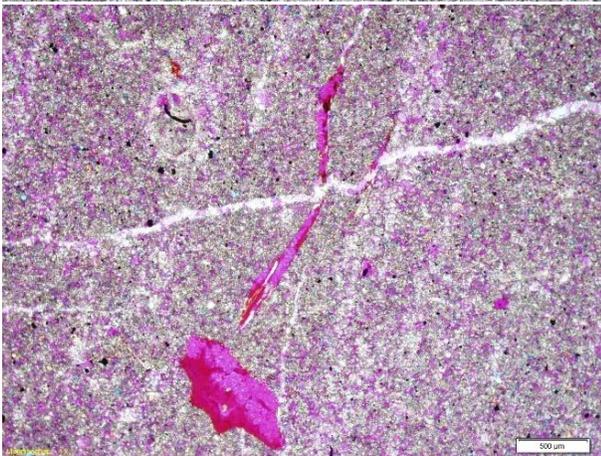
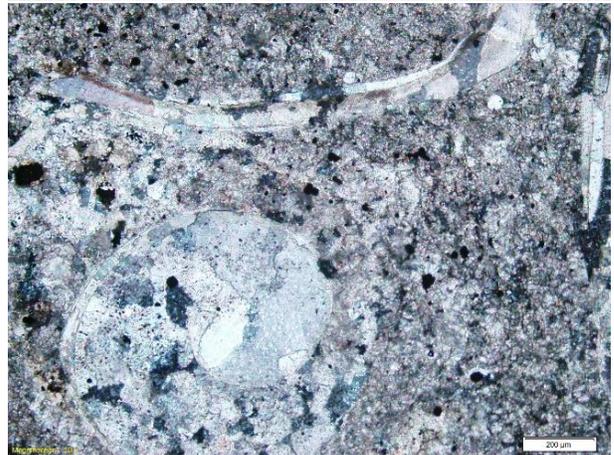
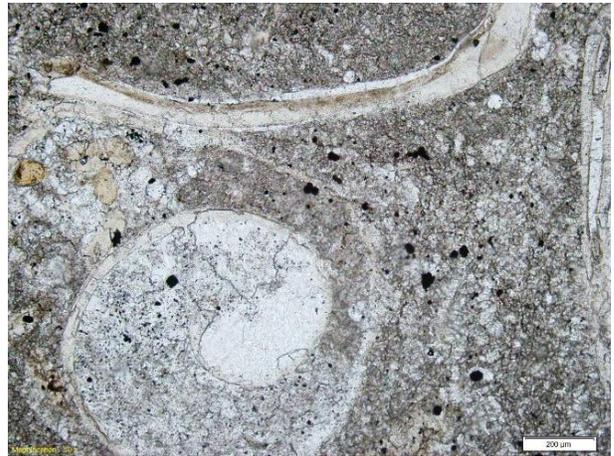
SA-1936: Foraminífero con micrita en sus cámaras.



SA-1936A: Laminación deformada alrededor de peloide.

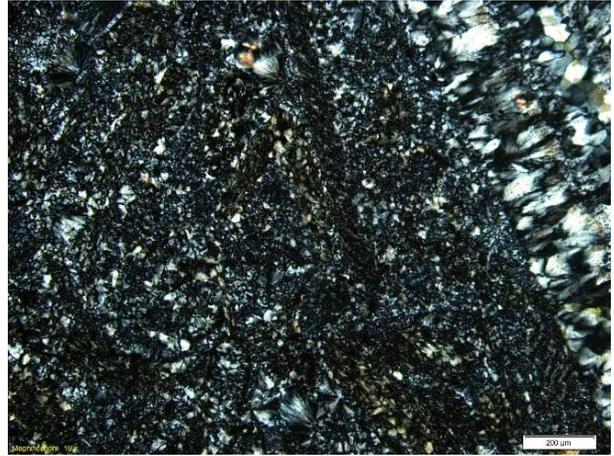
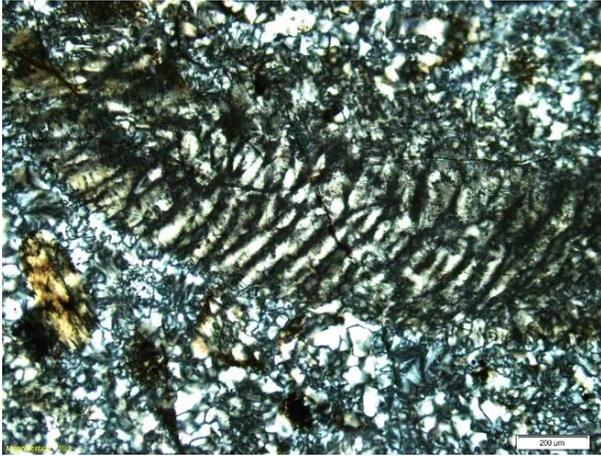
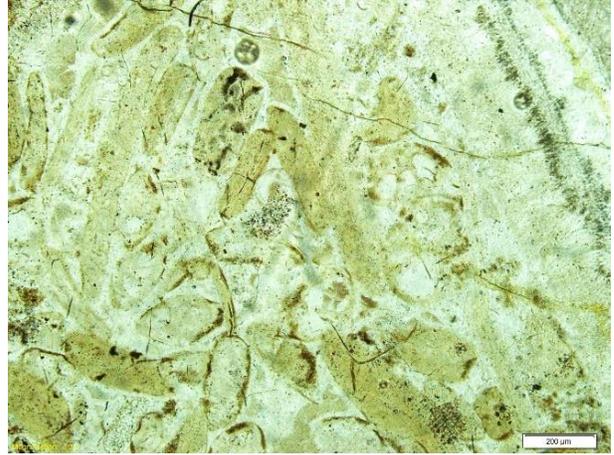
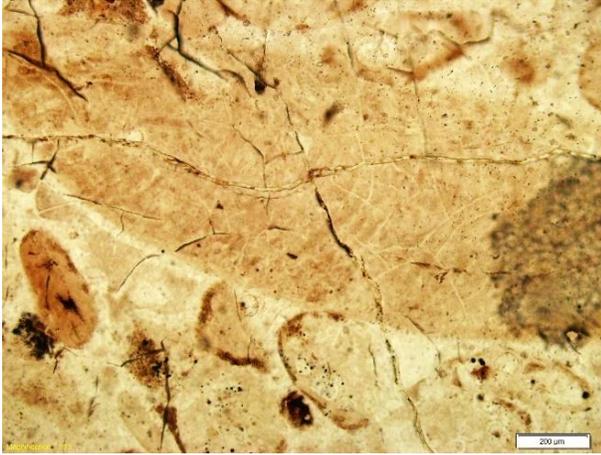


SA-1938: Foraminíferos bentónicos rellenos de calcita y restos óseos fosfáticos



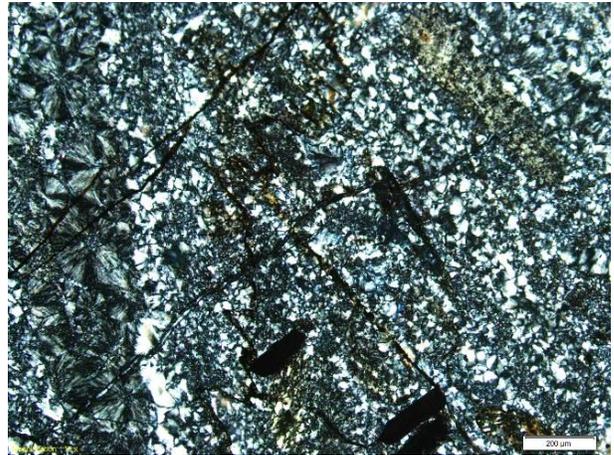
SO-02: Gasterópodo en matriz esparitizada.

SO-02: Fracturas cortando roca microesparitizada.



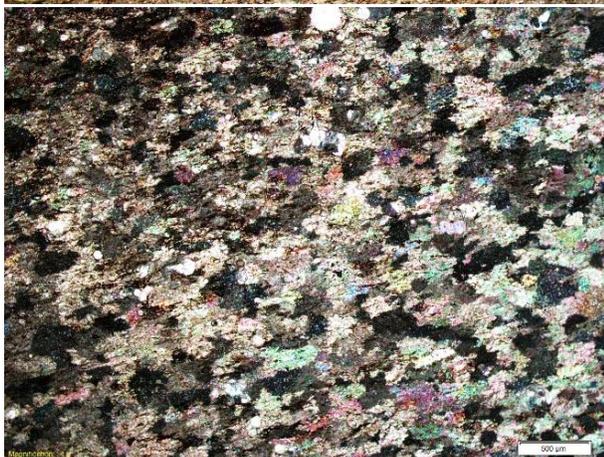
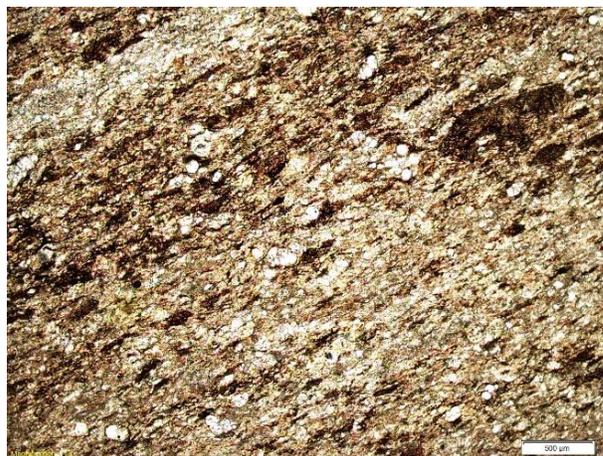
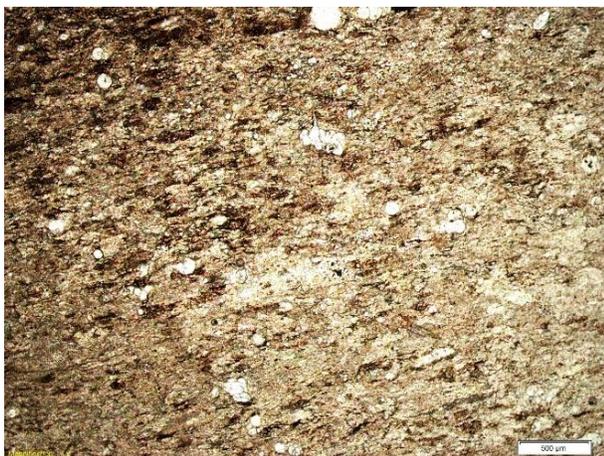
SO-05: Bioclasto silicificado conservando su estructura interna original.

SO-05: Componentes redondeados correspondientes probablemente a cortoides silicificados.

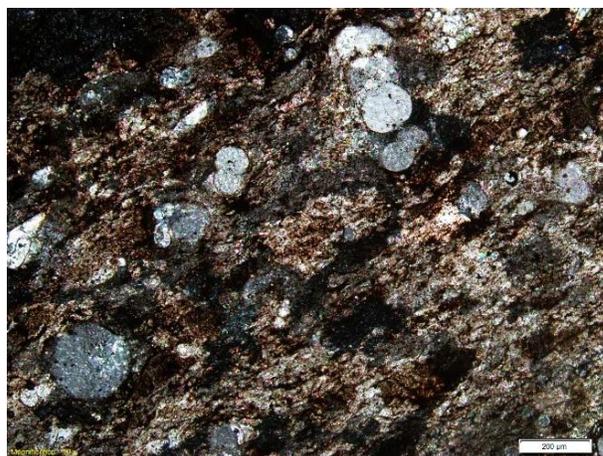
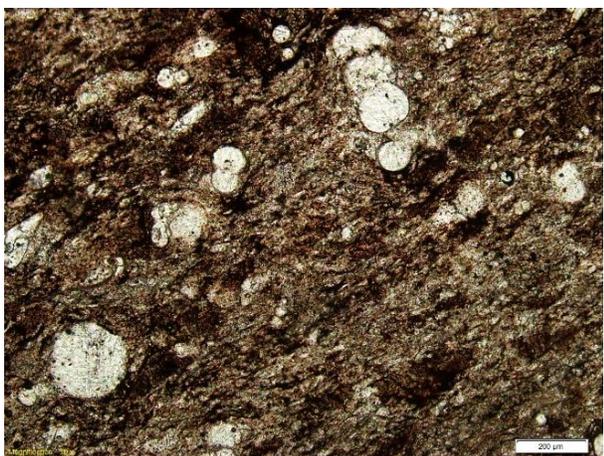


SO:05: Estilolito cortando componentes silicificados de la roca.

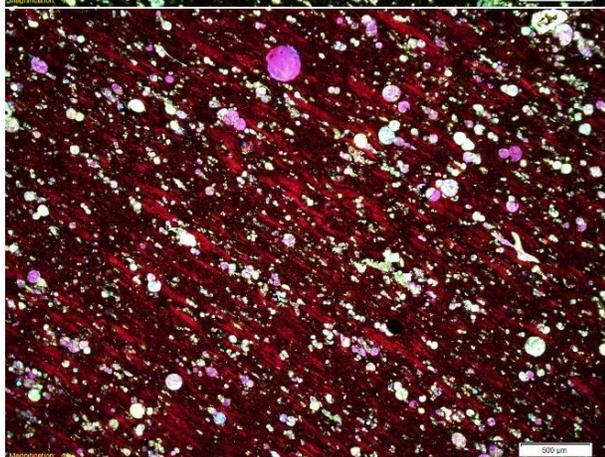
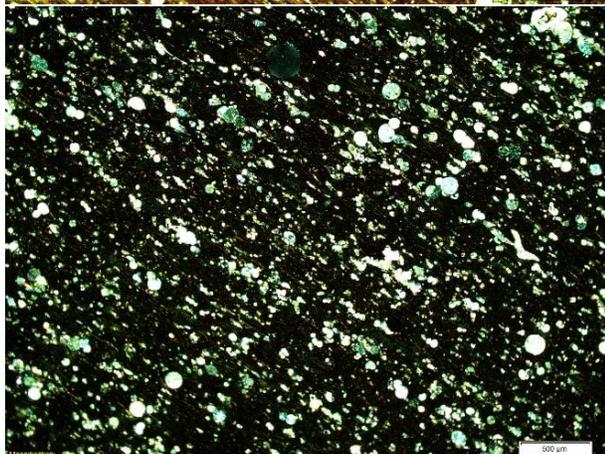
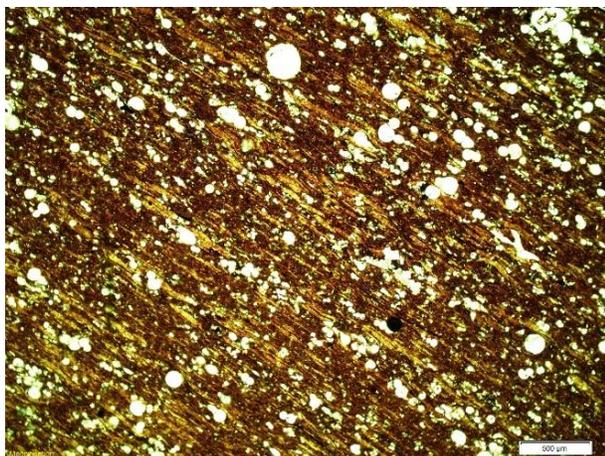
XPL fotografía de la izquierda



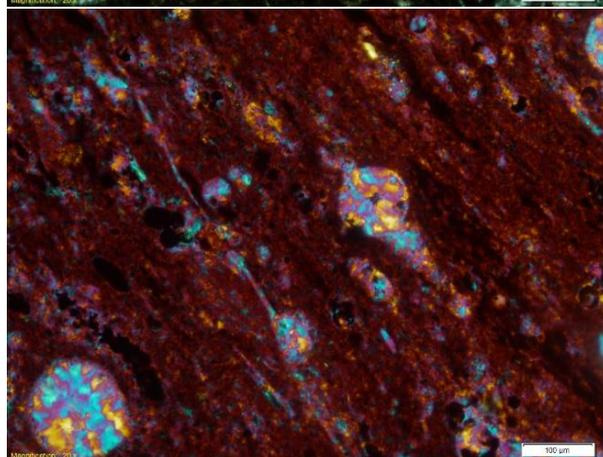
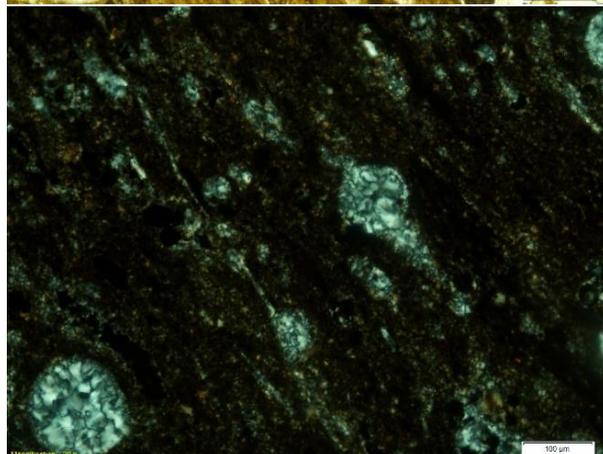
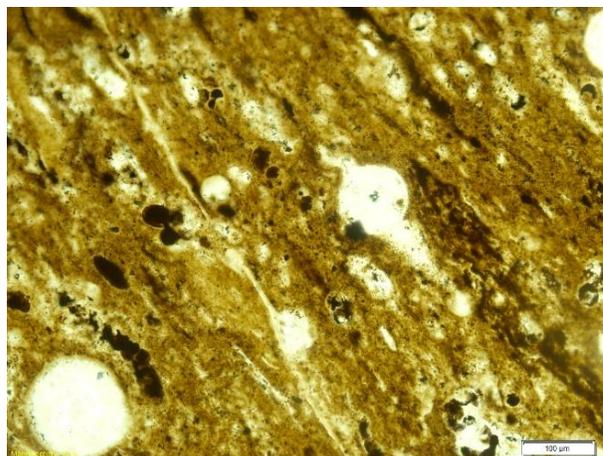
SO-07: Esparitización de la matriz.

SO-07: Orientación preferencial de los componentes
de la roca.SO:07: Foraminíferos rellenos de calcita en matriz
esparitizada

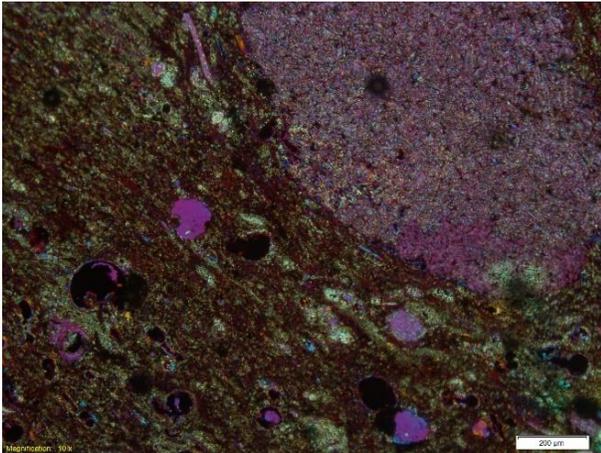
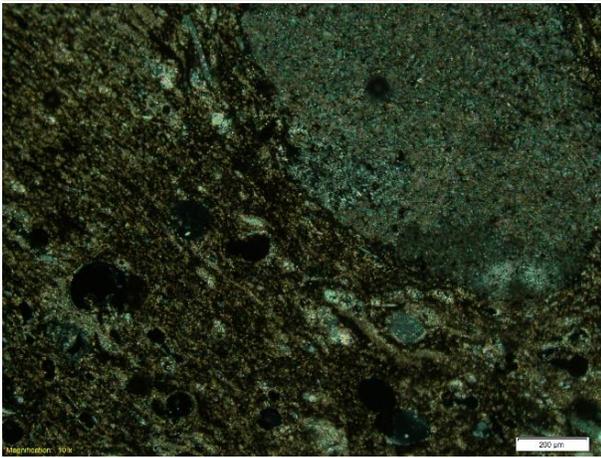
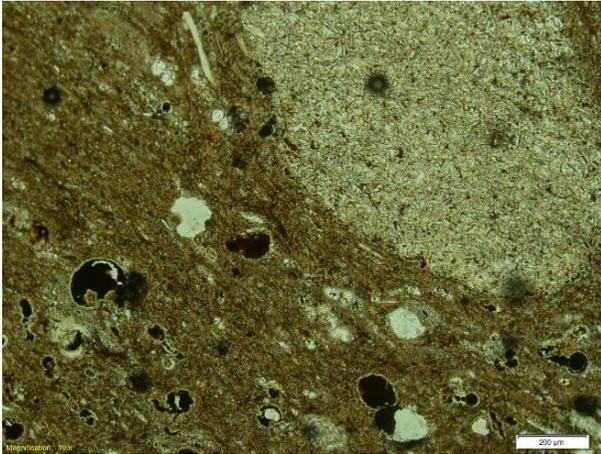
XPL izquierda



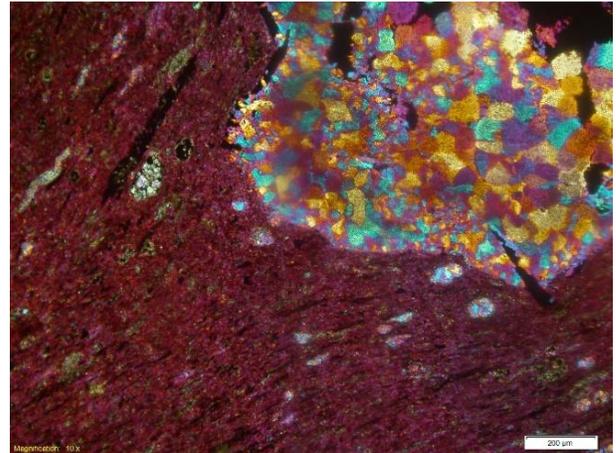
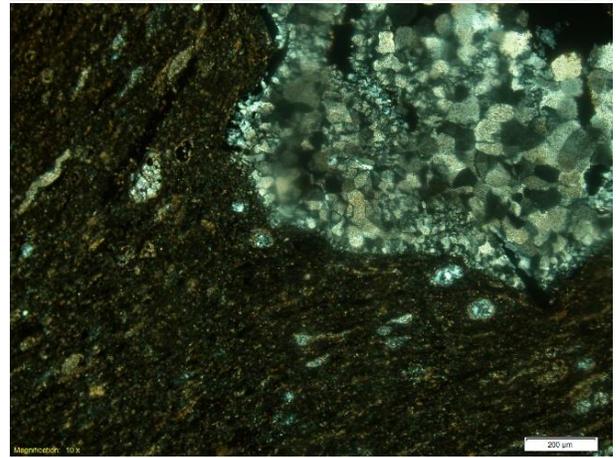
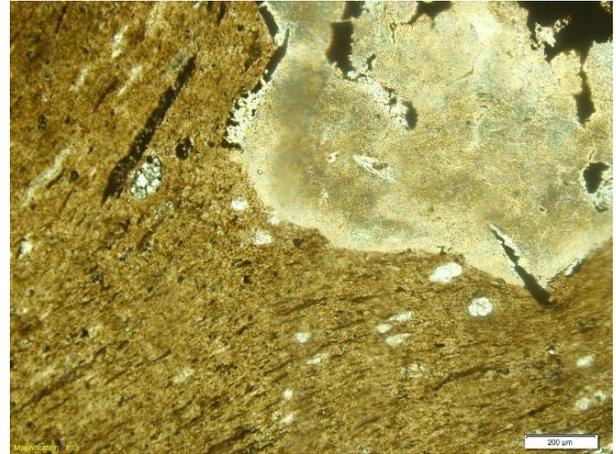
SO-08: Arcillas presentes en la matriz junto con abundante materia orgánica.



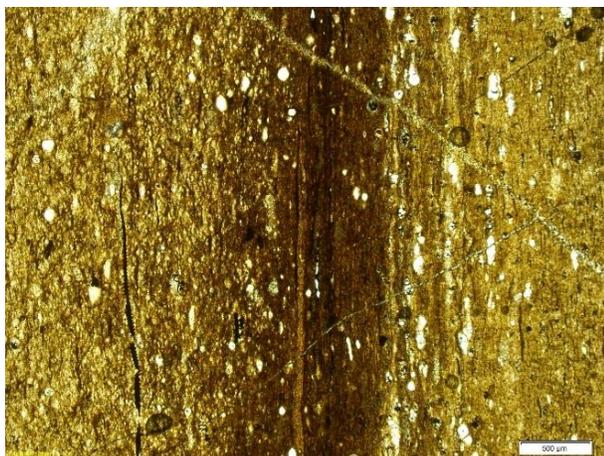
SO-16: Silicificación total de matriz y componentes de la roca.



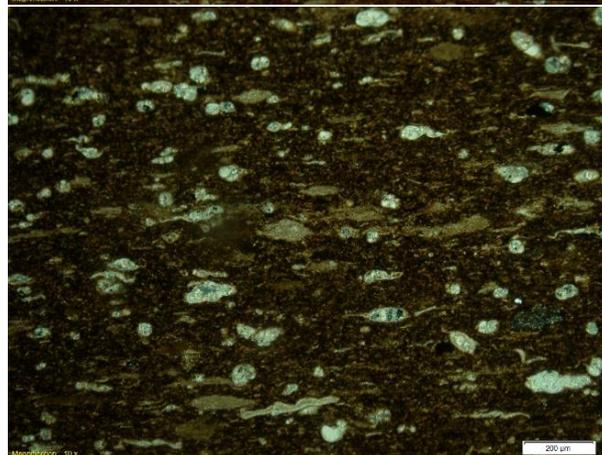
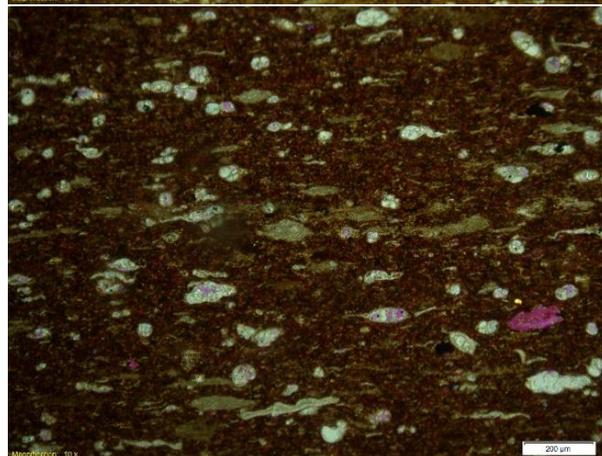
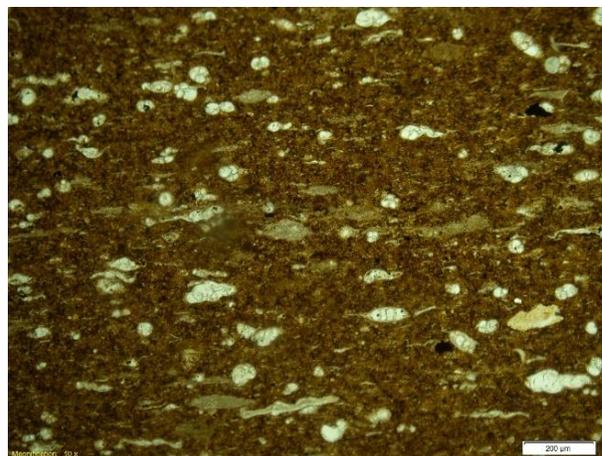
SO-16: Bioclastos rellenos de hidrocarburo y concreción calcárea



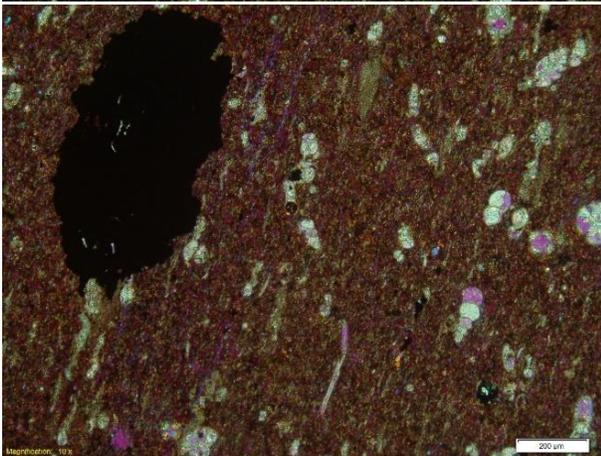
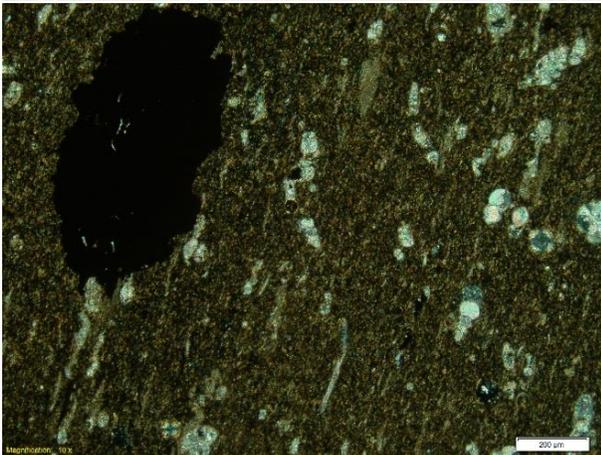
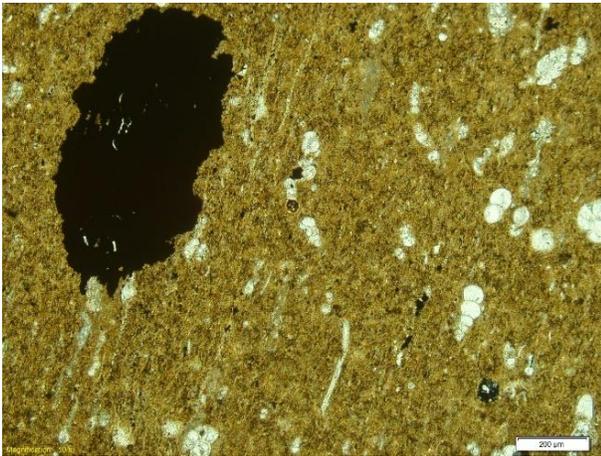
SO-32: Componente totalmente reemplazado con cuarzo en mosaico.



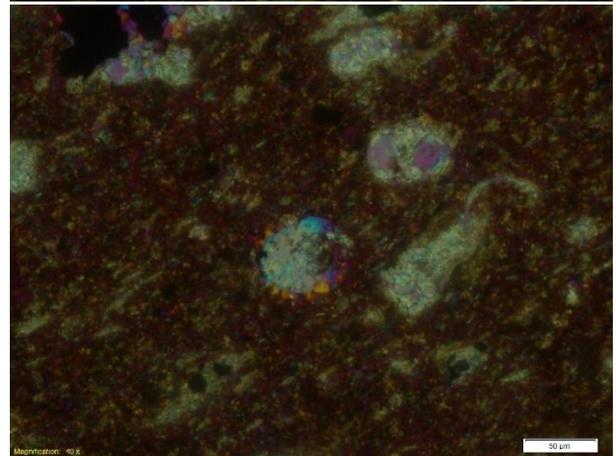
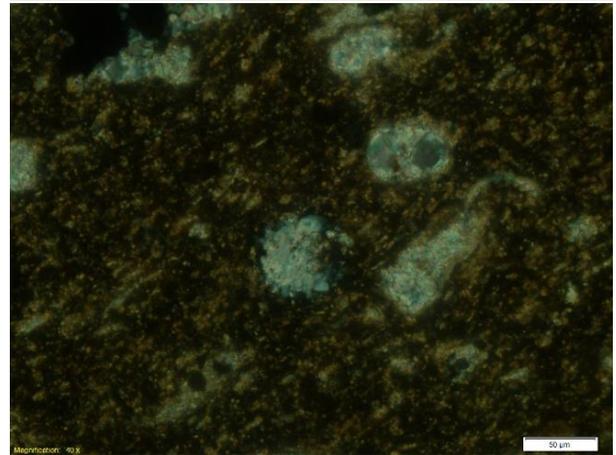
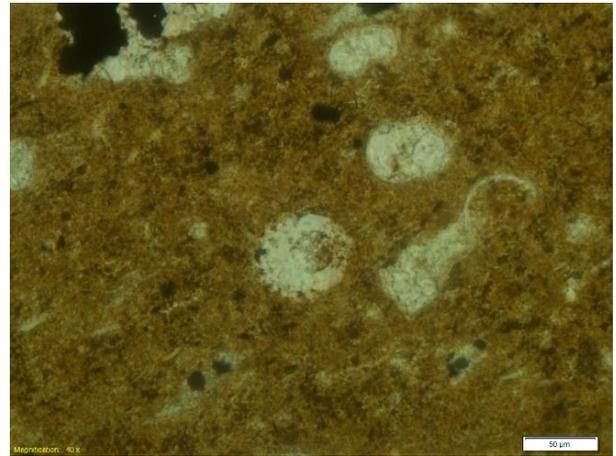
SO-32: Lamina rica en materia orgánica separando diferentes tamaños de silicificación en la matriz



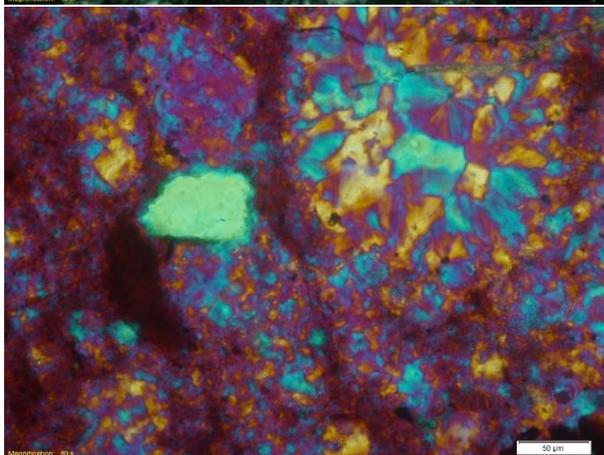
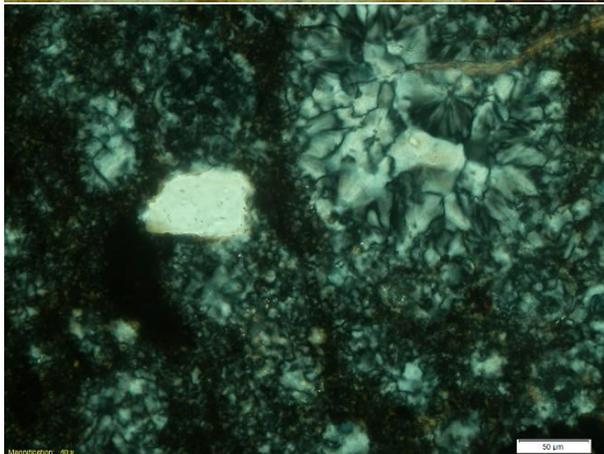
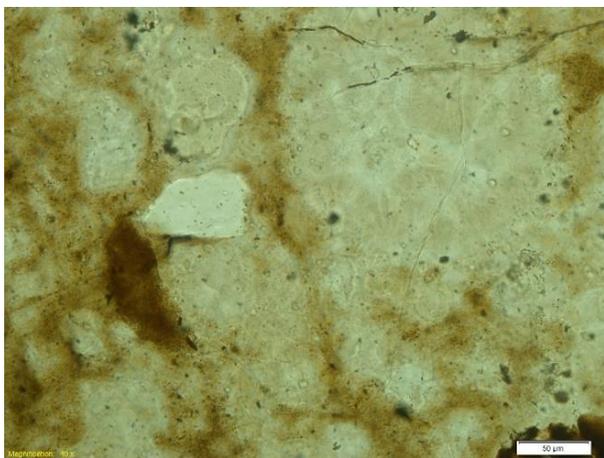
SO-39: Bioclastos micritizados.



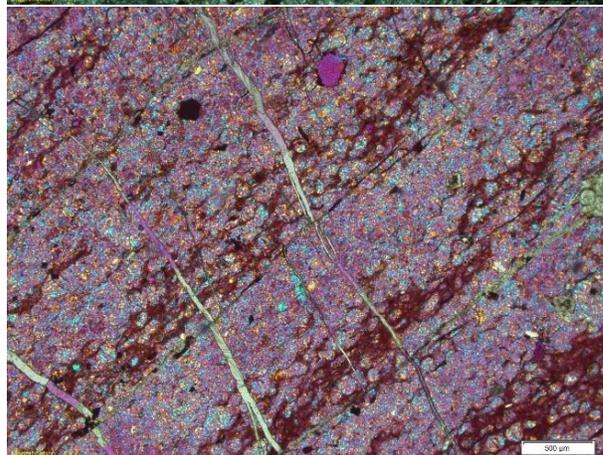
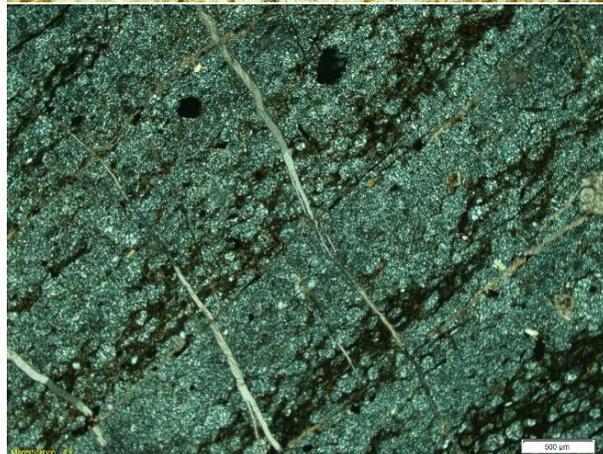
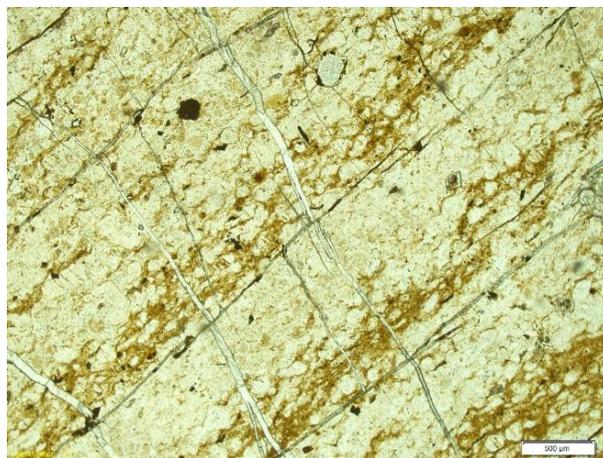
SO-42: Resto de Querógeno.



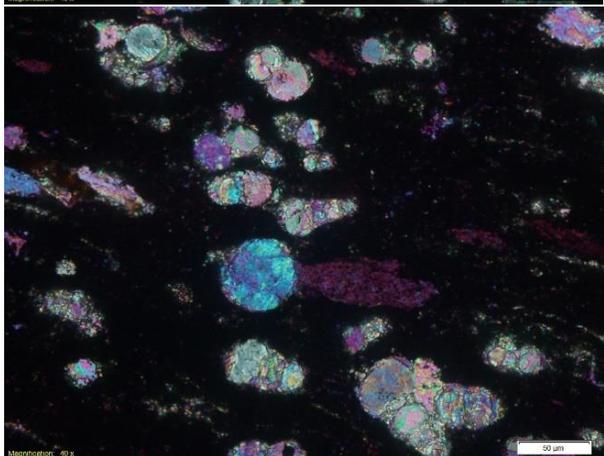
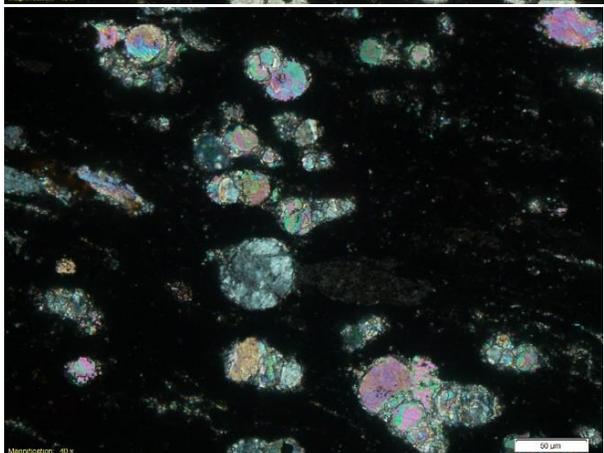
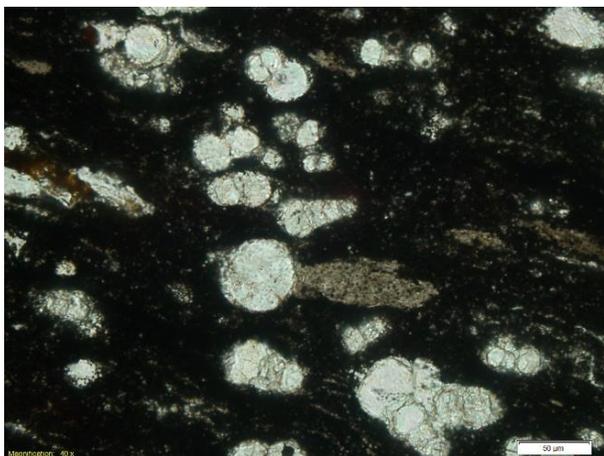
SO-42: Bioclasto remplazado en sílice.



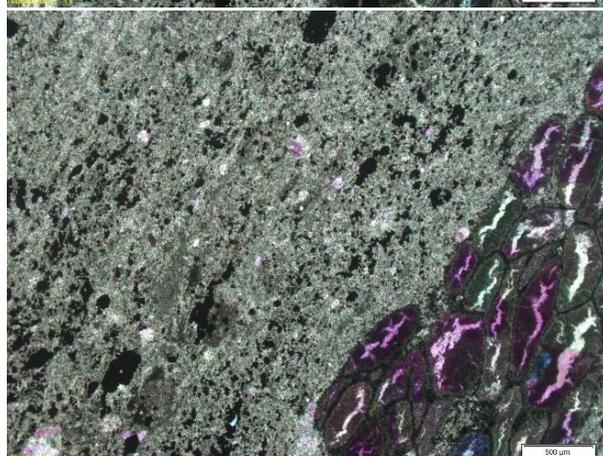
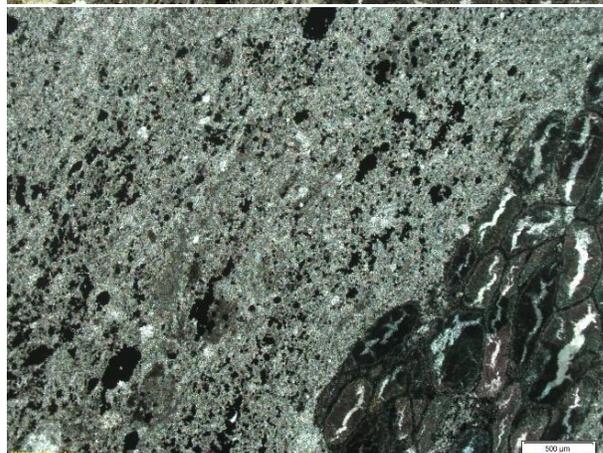
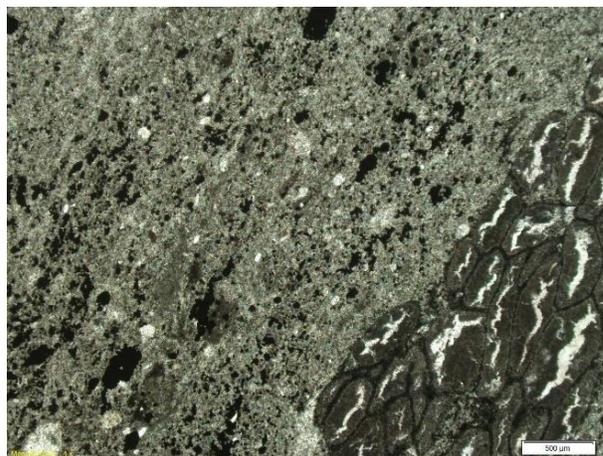
SO-51: Componentes silicificados junto a grano de cuarzo terrígeno con bordes irregulares.



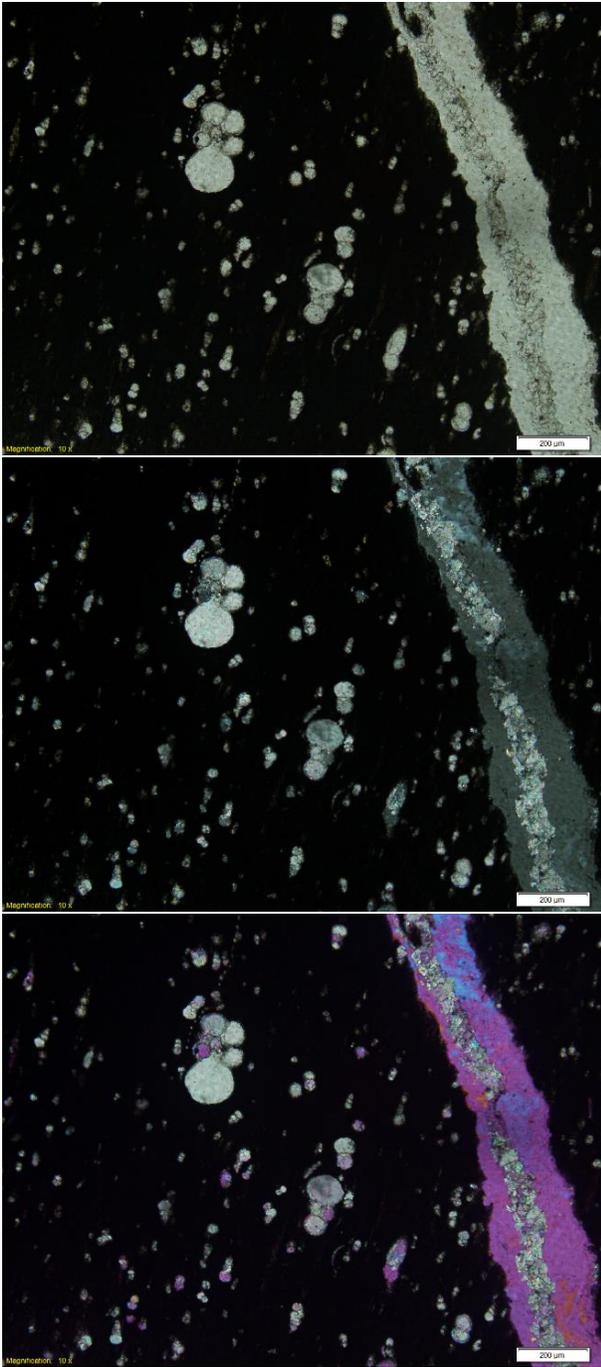
SO-51: Laminas packstone totalmente silicificadas.



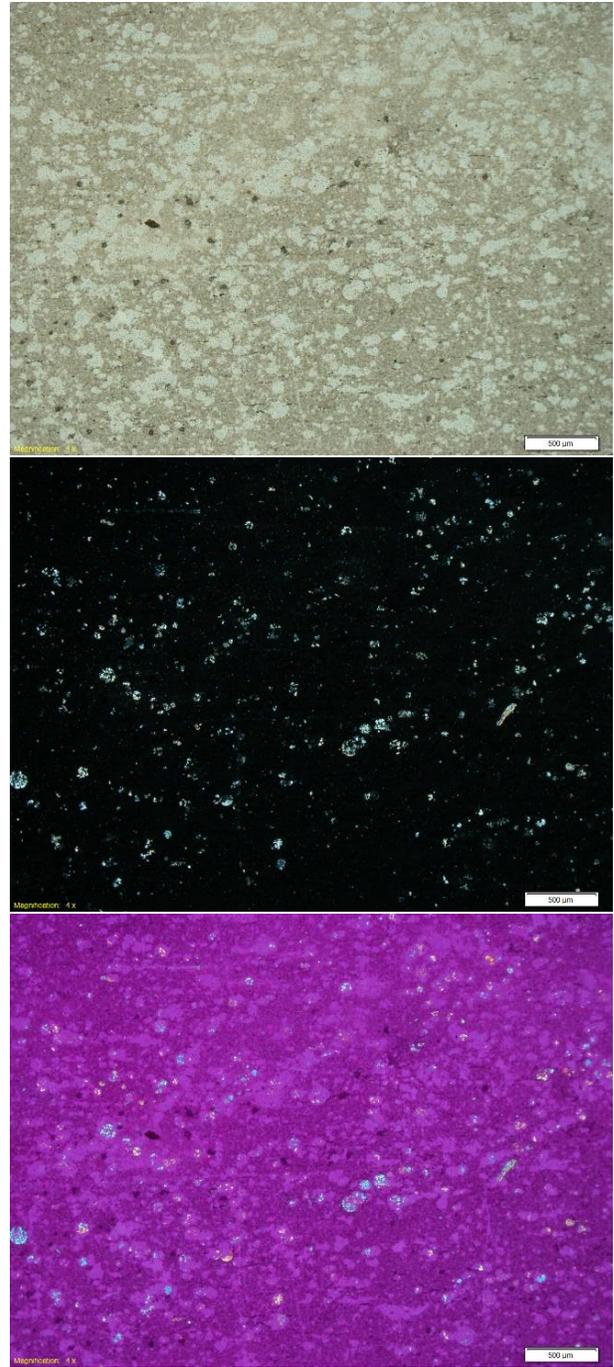
SF-1801: Matriz con abundante materia orgánica y Foraminíferos rellenos de calcita.



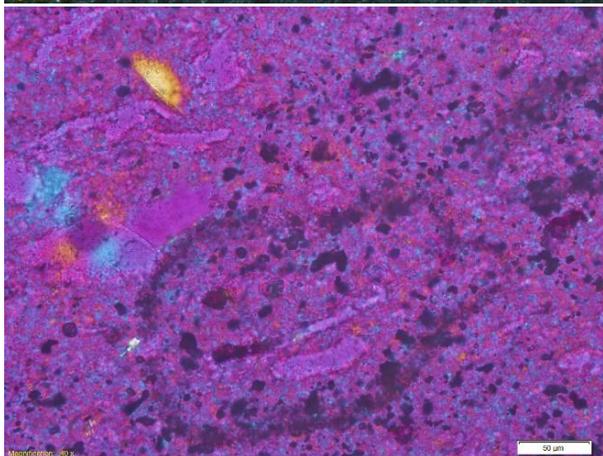
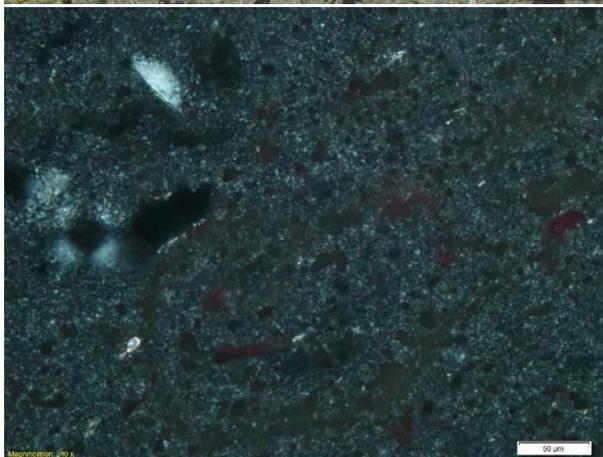
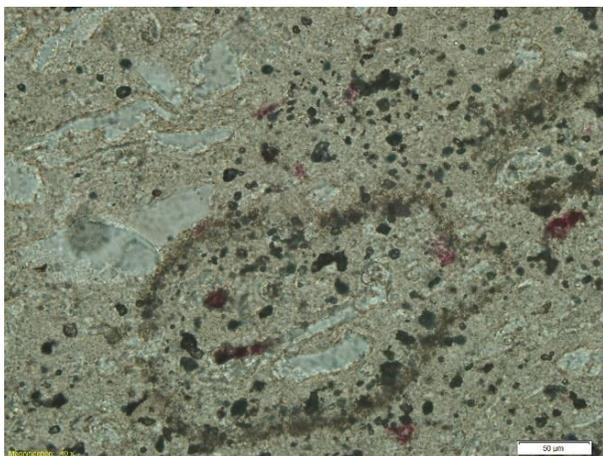
SF-1801A: Interior de concreción calcárea, se observan cristales opacos que corresponden a pirita y un componente orgánico que podría ser un briozoo.



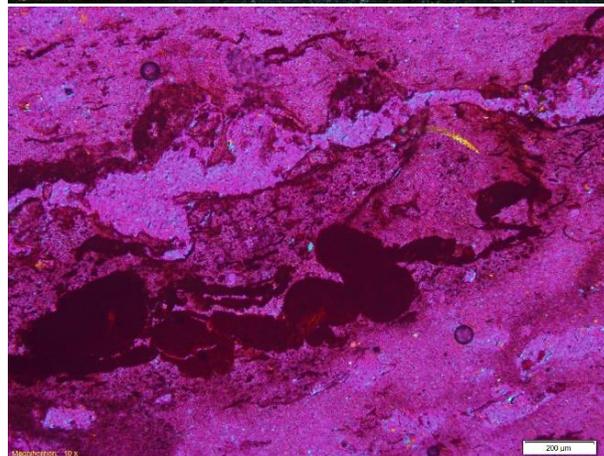
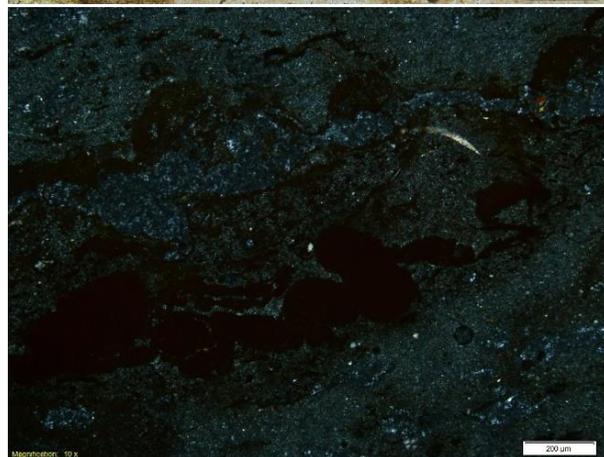
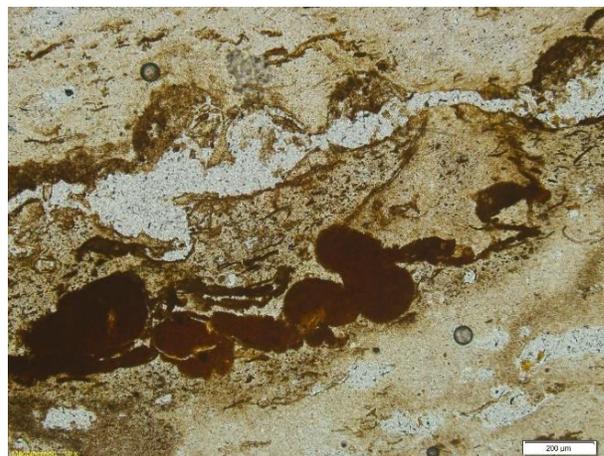
SF-1801A: Textura de la roca que contiene la concreción.



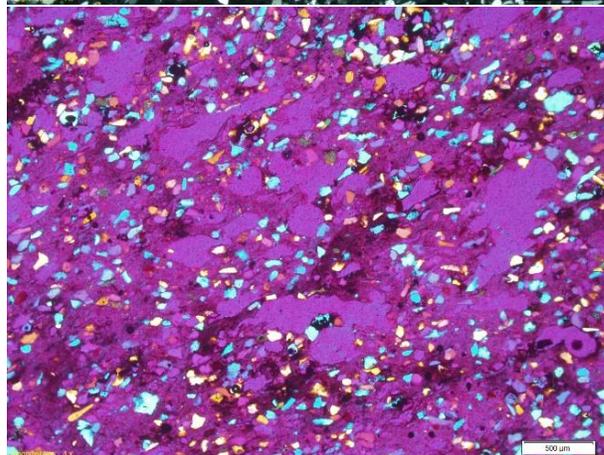
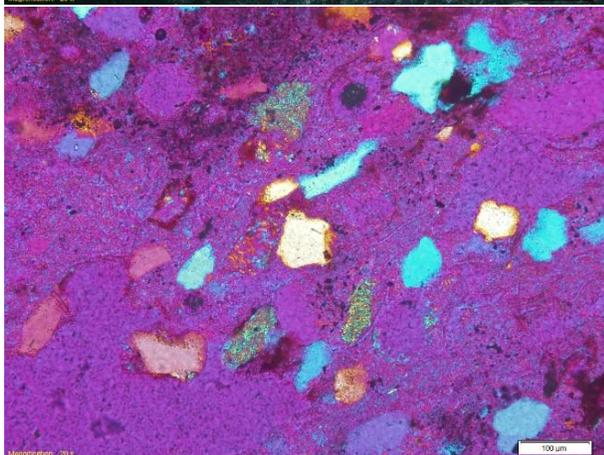
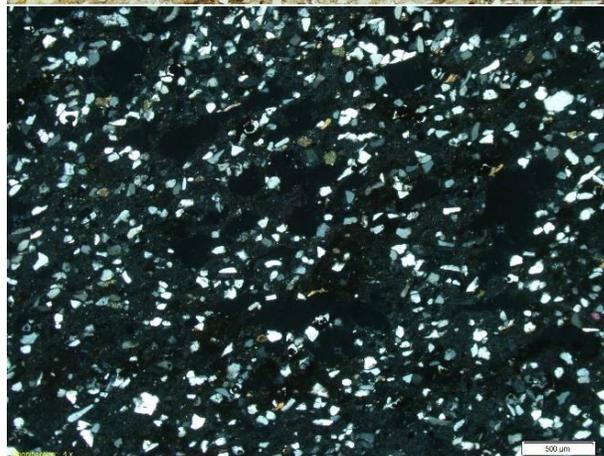
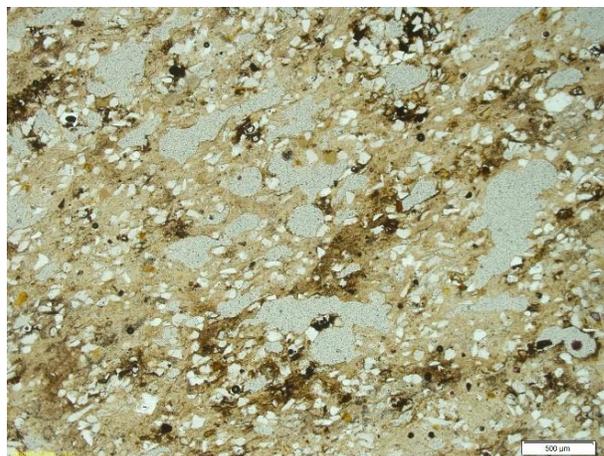
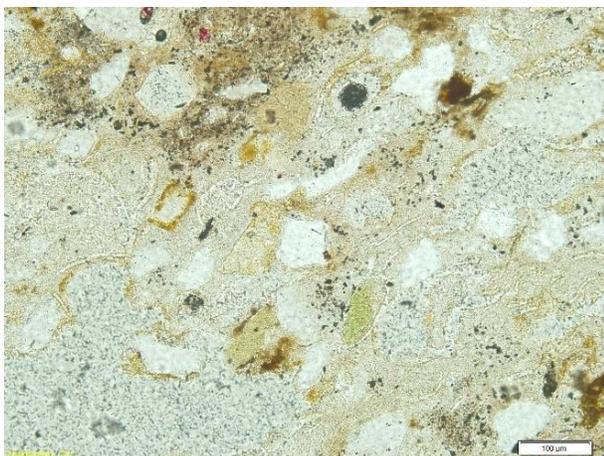
SF-1802: Silicificación total de la matriz y moldes externos de foraminíferos, estos fueron diluidos totalmente.



SP-1801: Moldes de foraminíferos en medio de matriz totalmente silicificada.

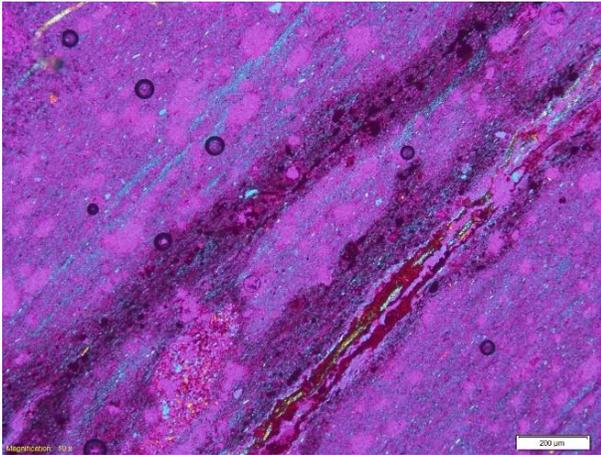
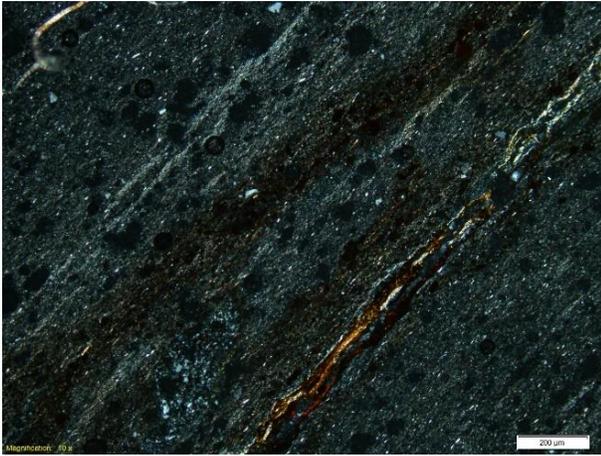
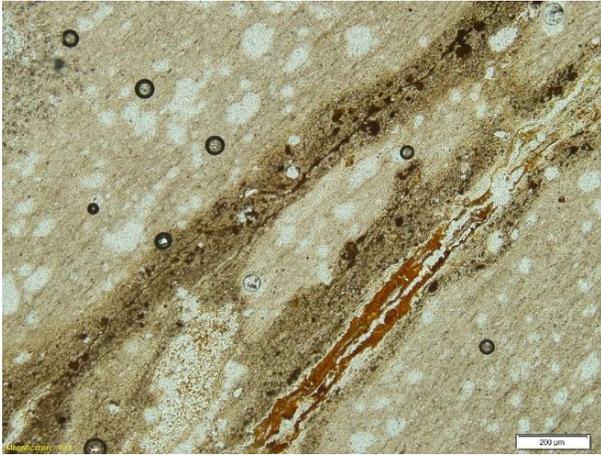


SP-1801A: Peloides en medio de matriz silicificada.

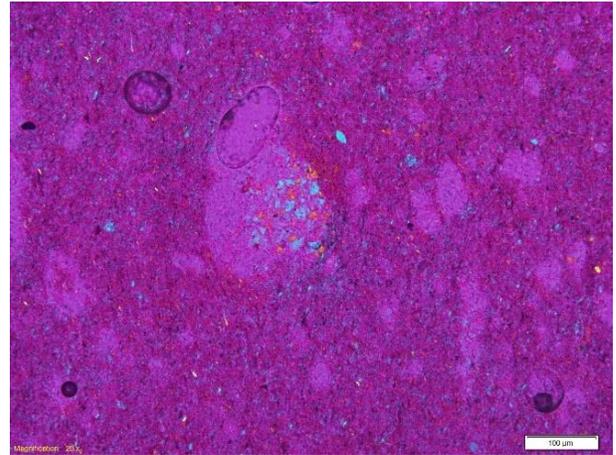
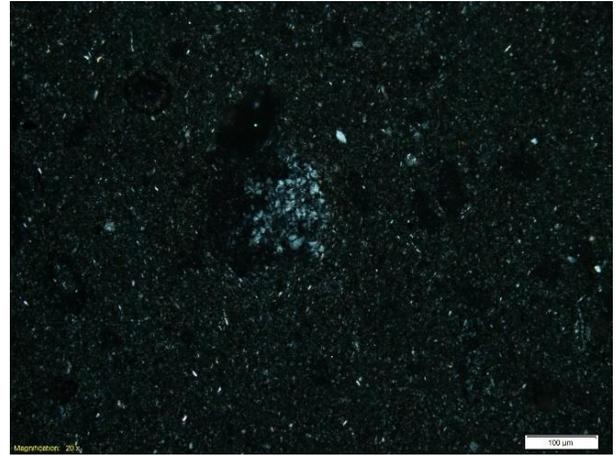
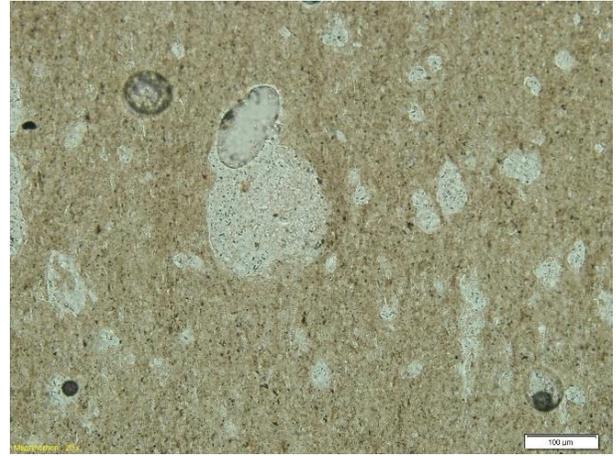


SO-1801B: Granos de cuarzo y glauconita en matriz silicificada.

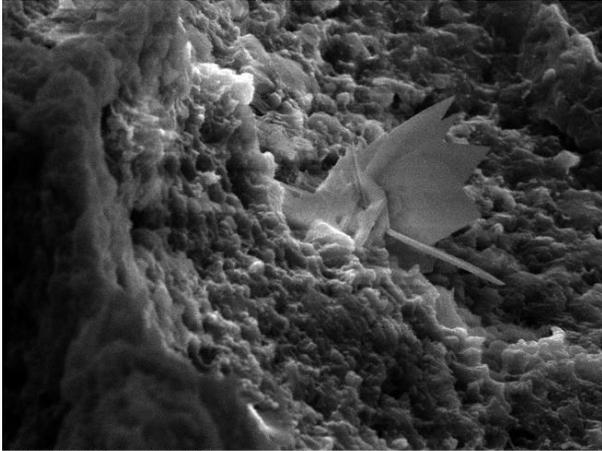
SO-1801B: Moldes externos de foraminíferos en medio de los granos de cuarzo.



SF-1802: Arcillas en la matriz silicificada.

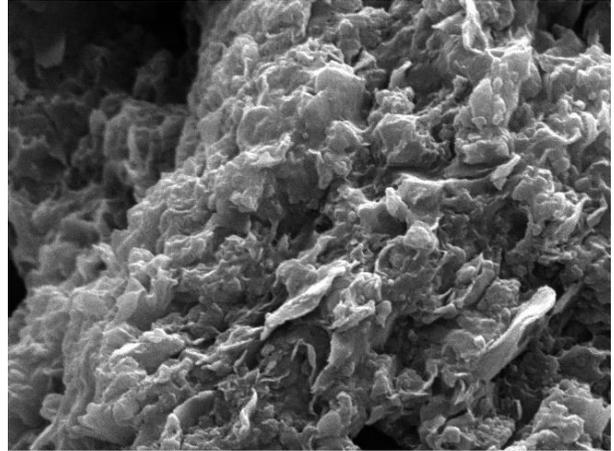


SF-1802: Relleno de cuarzo en molde de foraminífero.



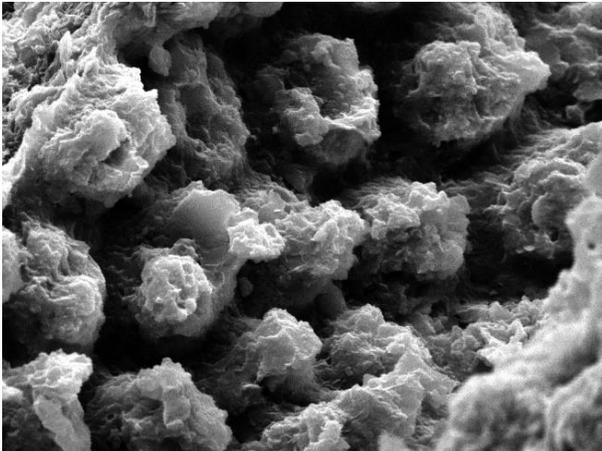
SEM HV: 20.00 kV WD: 16.39 mm
View field: 35.67 µm Det: SE
SEM MAG: 16.20 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SO-05: Cristales de arcilla



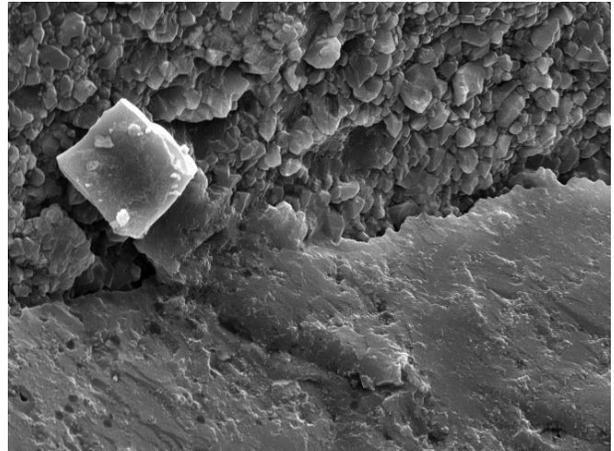
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.72 mm
View field: 14.56 µm Det: SE
SEM MAG: 39.69 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SO-05: Arcillas dentro de matriz silicificada



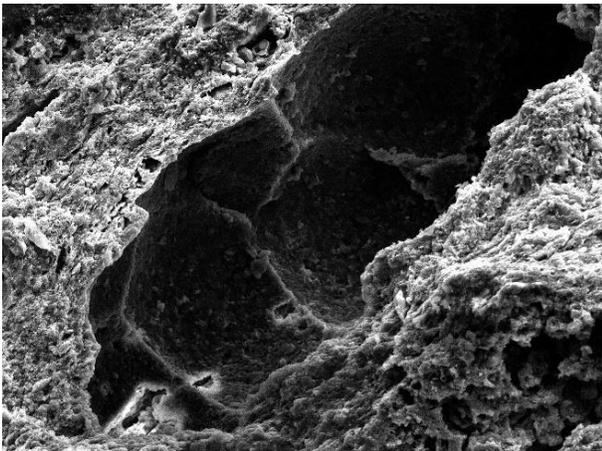
SEM HV: 20.00 kV WD: 16.53 mm
View field: 38.63 µm Det: SE
SEM MAG: 14.96 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SO-05: Formas anhedrales de cristales de cuarzo



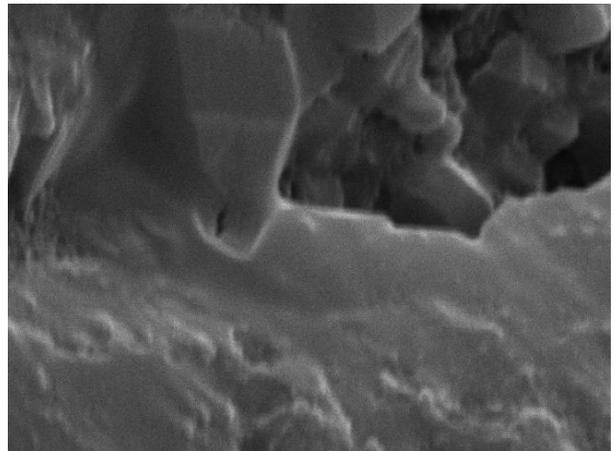
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.19 mm
View field: 49.81 µm Det: SE
SEM MAG: 11.60 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1910: Contacto entre texturas de silicificación



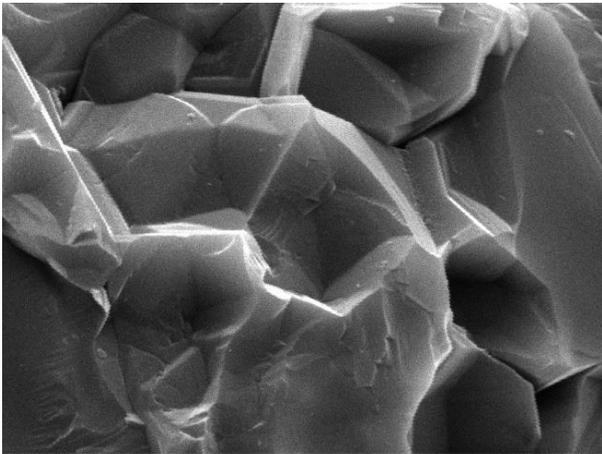
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.83 mm
View field: 242.0 µm Det: SE
SEM MAG: 2.39 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SO-05: Morfología interna de molde de foraminifero



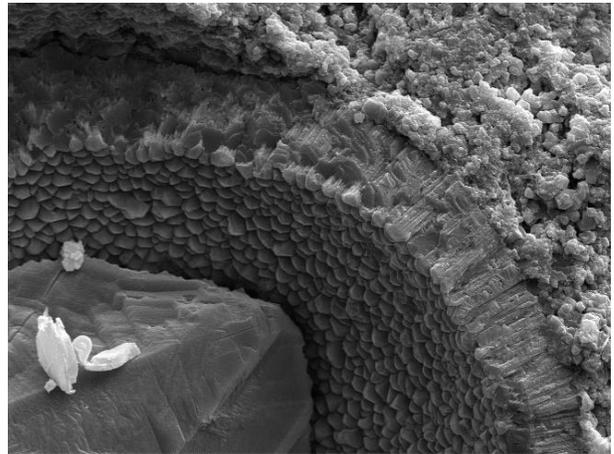
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.20 mm
View field: 6.353 µm Det: SE
SEM MAG: 90.96 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1910: Bipirámide de cuarzo cementada.



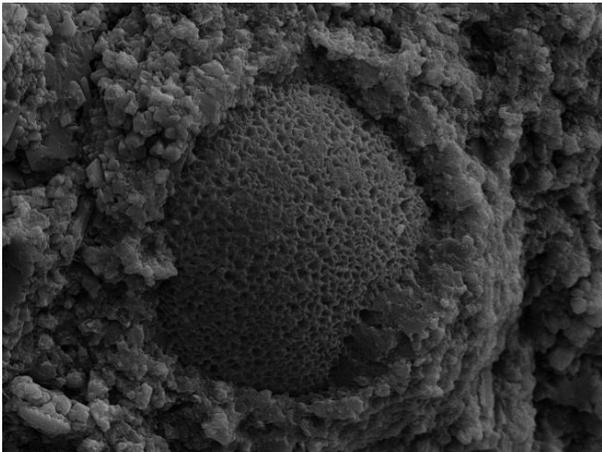
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.28 mm
View field: 22.54 µm Det: SE
SEM MAG: 25.64 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1910: Huellas de cúspides de bpirámides.



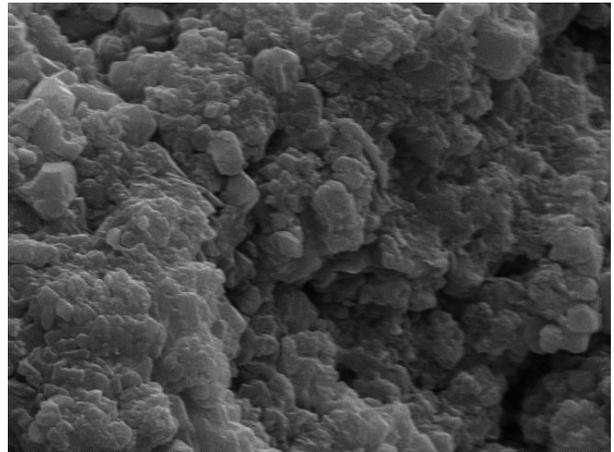
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.79 mm
View field: 82.34 µm Det: SE
SEM MAG: 7.02 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1914: Disposición de cristales en caparazón



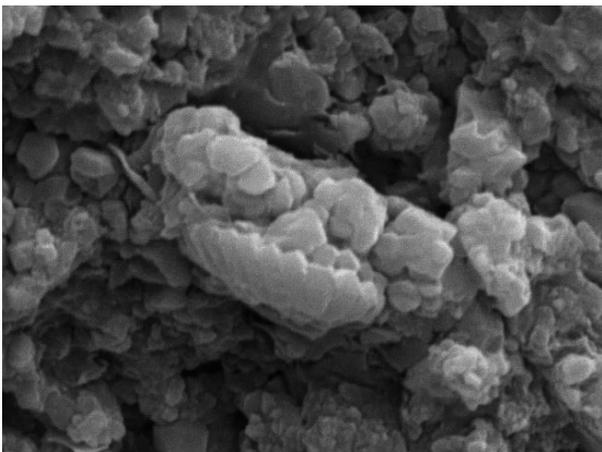
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.61 mm
View field: 46.19 µm Det: SE
SEM MAG: 12.51 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1914: Corte de cámara de foraminífero.



SEM HV: 20.00 kV WD: 14.79 mm
View field: 15.81 µm Det: SE
SEM MAG: 36.55 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1914: Textura de micrita



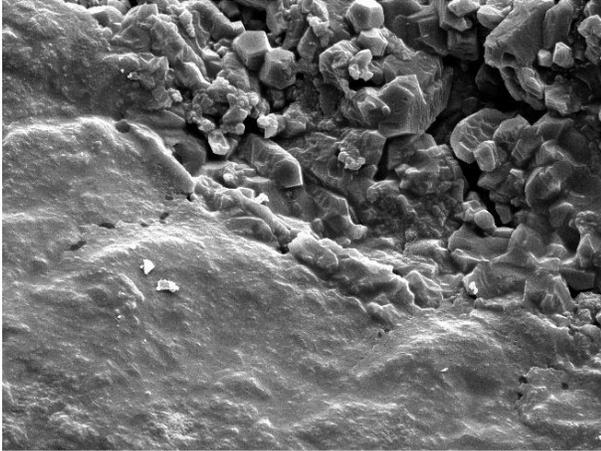
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.65 mm
View field: 12.19 µm Det: SE
SEM MAG: 47.40 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1914: Placolito de un coccolito



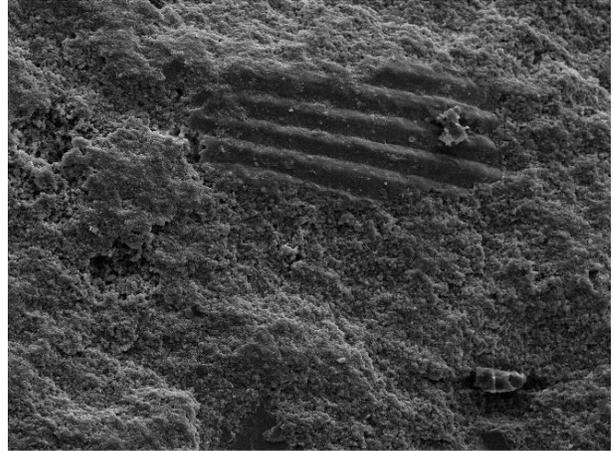
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.39 mm
View field: 378.4 µm Det: SE
SEM MAG: 1.53 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1921: Moldes de bioclastos



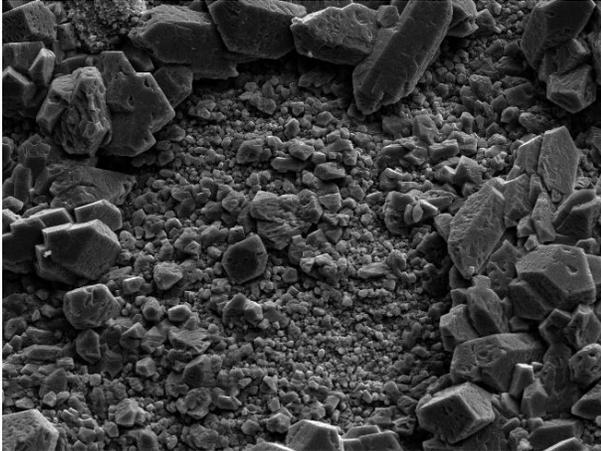
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.47 mm
View field: 138.1 µm Det: SE
SEM MAG: 4.18 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1921: Contacto entre dos tipos de texturas



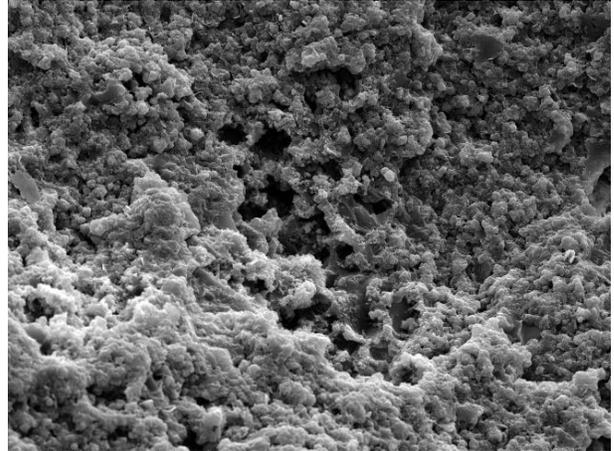
SEM HV: 20.00 kV WD: 16.61 mm
View field: 431.2 µm Det: SE
SEM MAG: 1.34 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1930: Huela de bivalvo



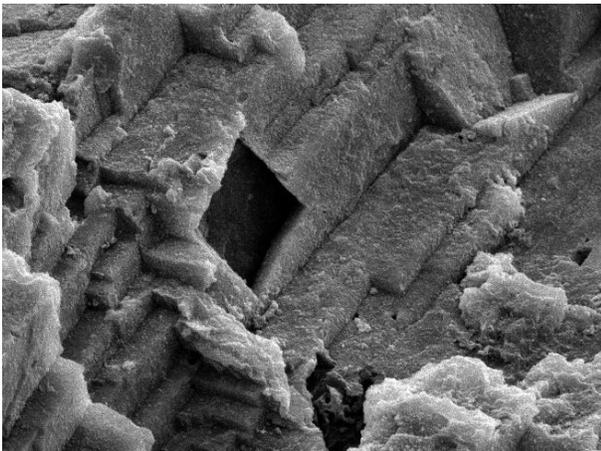
SEM HV: 20.00 kV WD: 16.09 mm
View field: 235.6 µm Det: SE
SEM MAG: 2.45 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1921: Cristales de cuarzo con marcas.



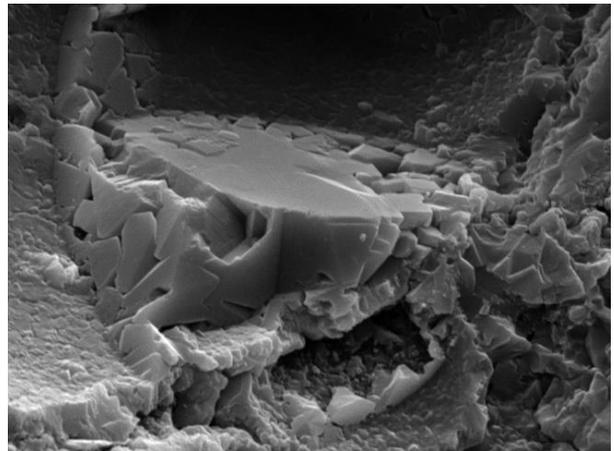
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.23 mm
View field: 101.2 µm Det: SE
SEM MAG: 5.71 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1930: Textura euhedral en contacto puntual



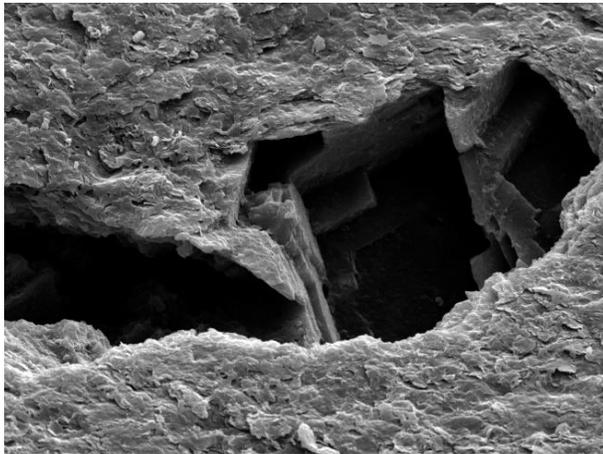
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.50 mm
View field: 66.95 µm Det: SE
SEM MAG: 8.63 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1930: Disposición de cristales de calcita



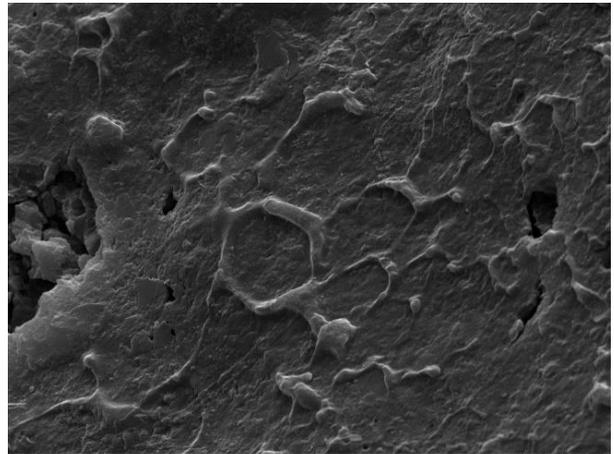
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.62 mm
View field: 31.02 µm Det: SE
SEM MAG: 18.63 kx Date(m/d/y): 03/16/20

SA-1930: Relleno parcial de cámara de foraminífero.



SEM HV: 20.00 kV WD: 16.82 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 78.87 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 7.33 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

SA-1933: Moldes de cristales en forma de rombo



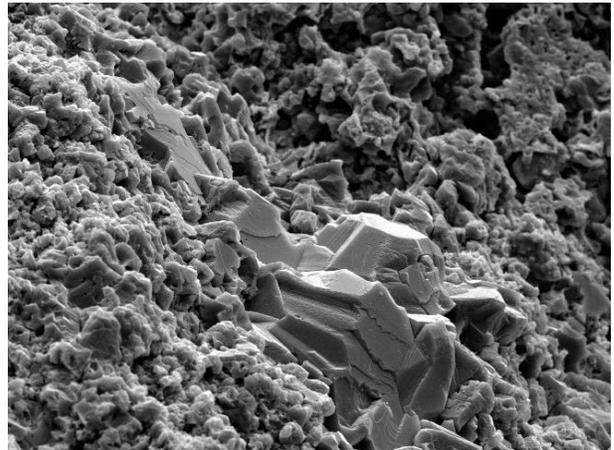
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.57 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 35.27 µm Det: SE 10 µm
SEM MAG: 16.38 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

SA-1936: Marcas de cemento a través de cristales hex



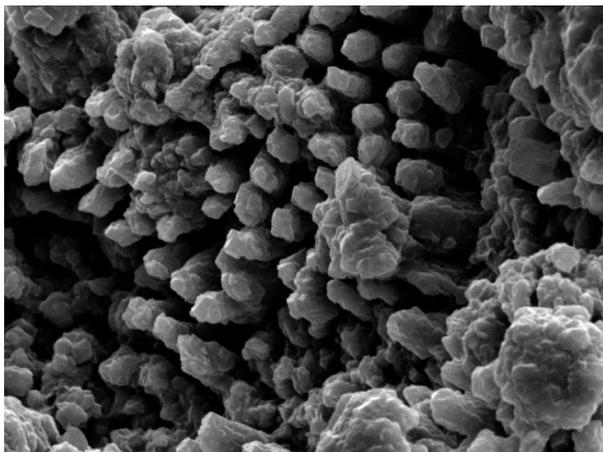
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.88 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 523.4 µm Det: SE 100 µm
SEM MAG: 1.10 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

SA-1933: Rellenos de cámaras de foraminíferos.



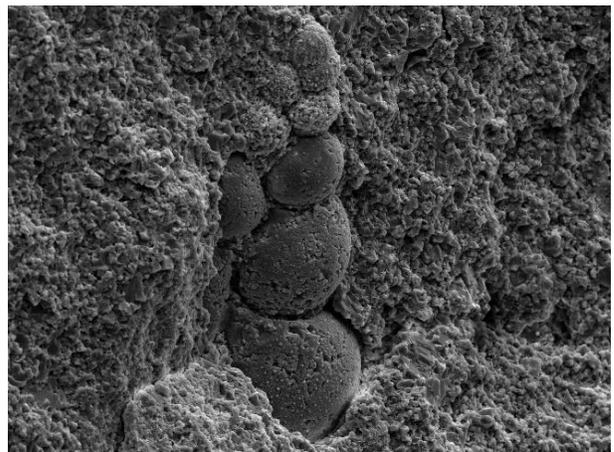
SEM HV: 20.00 kV WD: 15.19 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 141.2 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 4.09 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

SA-1936: Textura de matriz rodeando relleno de for.



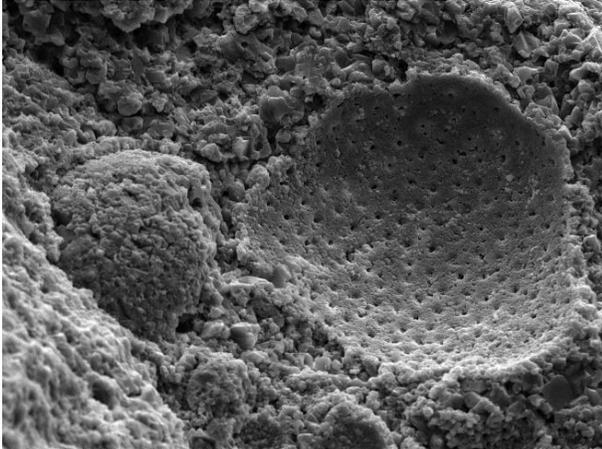
SEM HV: 20.00 kV WD: 17.89 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 58.73 µm Det: SE 10 µm
SEM MAG: 9.84 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

SA-1933: Cristales de cuarzo en matriz



SEM HV: 20.00 kV WD: 15.74 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 313.3 µm Det: SE 50 µm
SEM MAG: 1.84 kx Date(m/d/y): 03/16/20
GeoZentrum Nordbayern

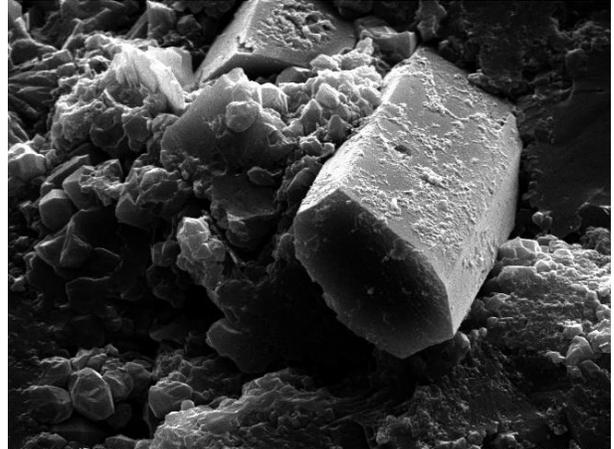
SA-1936: Relleno de foram con su caparazón disuelto



SEM HV: 20.00 kV WD: 17.54 mm
View field: 133.2 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 4.34 kx Date(m/d/y): 03/16/20

VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

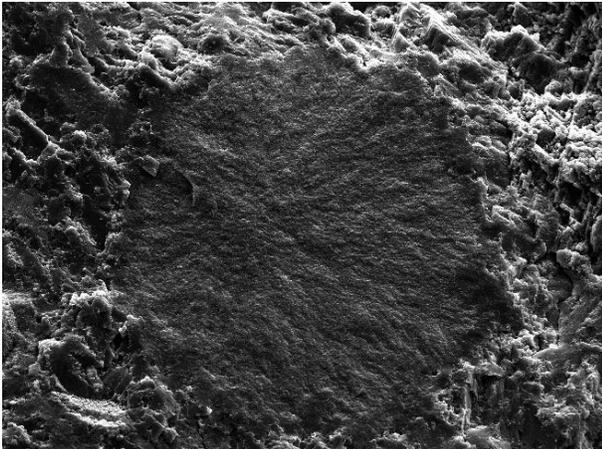
SA-1936: Caparazón de foraminífero



SEM HV: 20.00 kV WD: 13.45 mm
View field: 25.40 µm Det: SE 5 µm
SEM MAG: 22.75 kx Date(m/d/y): 03/17/20

VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

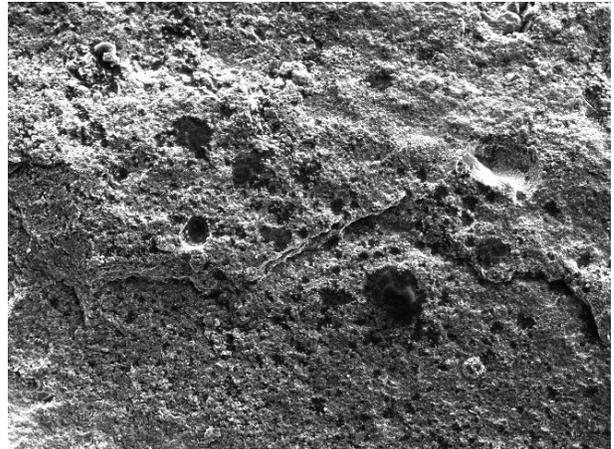
SO-05: Cristal de calcita



SEM HV: 20.00 kV WD: 15.05 mm
View field: 192.0 µm Det: SE 50 µm
SEM MAG: 3.01 kx Date(m/d/y): 03/17/20

VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

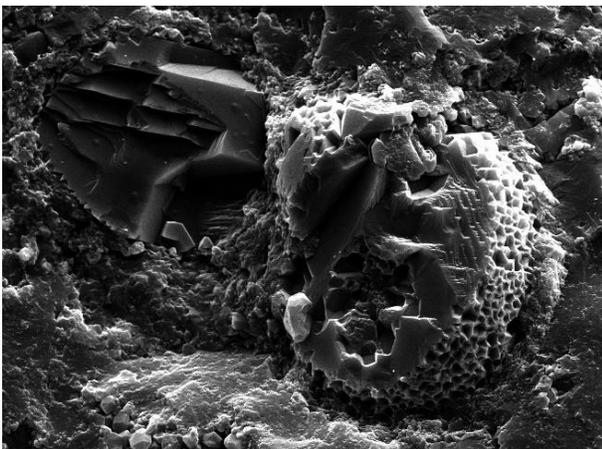
SO-05: Relleno de bioclasto



SEM HV: 20.00 kV WD: 11.55 mm
View field: 605.2 µm Det: SE 100 µm
SEM MAG: 955 x Date(m/d/y): 03/17/20

VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

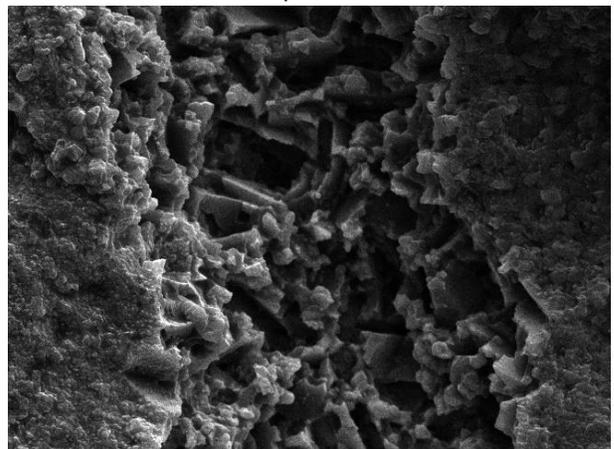
SO-32: Textura de la superficie de la muestra



SEM HV: 20.00 kV WD: 13.44 mm
View field: 63.33 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 9.12 kx Date(m/d/y): 03/17/20

VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

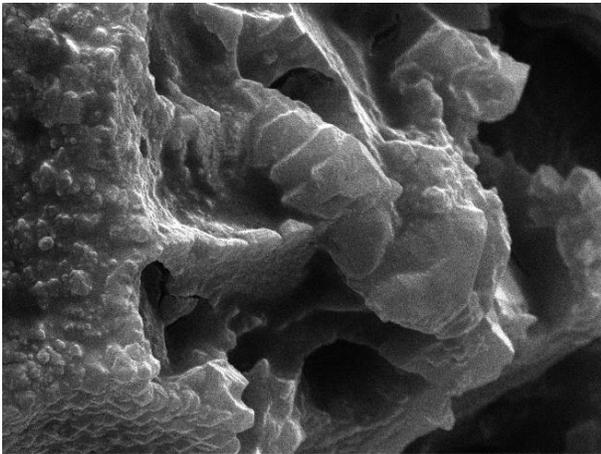
SO-05: Cristales de relleno de cámaras de foram



SEM HV: 20.00 kV WD: 11.54 mm
View field: 91.26 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 6.33 kx Date(m/d/y): 03/17/20

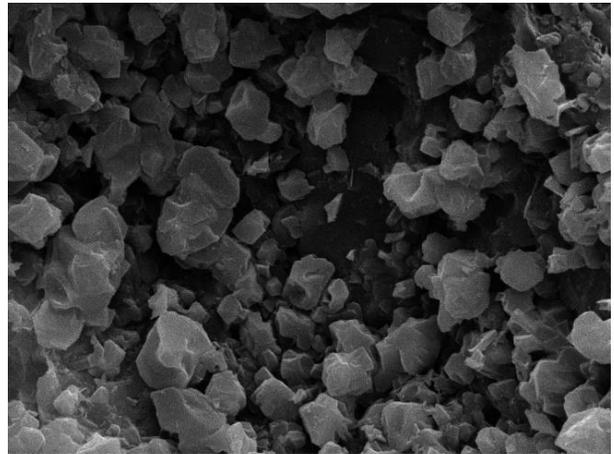
VEGA TESCAN
GeoZentrum
Nordbayern

SO-32: Huellas de cristales elongados en porosidad



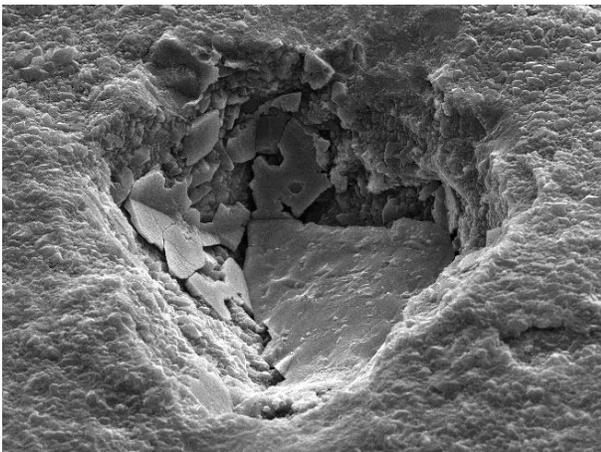
SEM HV: 20.00 kV WD: 11.57 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 16.73 µm Det: SE 5 µm
SEM MAG: 34.54 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SO-32: Cristales de micrita



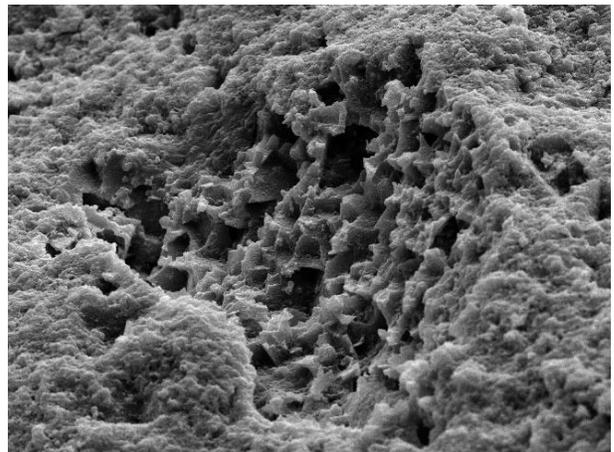
SEM HV: 20.00 kV WD: 12.56 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 24.93 µm Det: SE 5 µm
SEM MAG: 23.18 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SP-1801^a: Cristales euhedrales en matriz



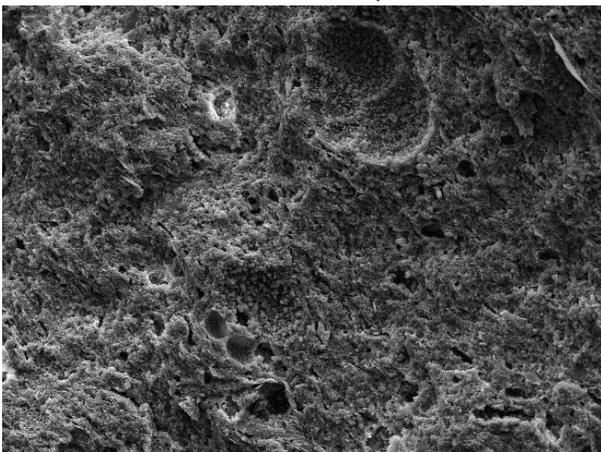
SEM HV: 20.00 kV WD: 14.13 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 94.81 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 6.09 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SO-43: Cemento remanente en porosidad secundaria



SEM HV: 20.00 kV WD: 13.01 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 81.30 µm Det: SE 20 µm
SEM MAG: 7.11 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SP-1802: Porosidad secundaria intercrystalina



SEM HV: 20.00 kV WD: 12.57 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 304.1 µm Det: SE 50 µm
SEM MAG: 1.90 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SP-1801A: Textura de superficie de la muestra

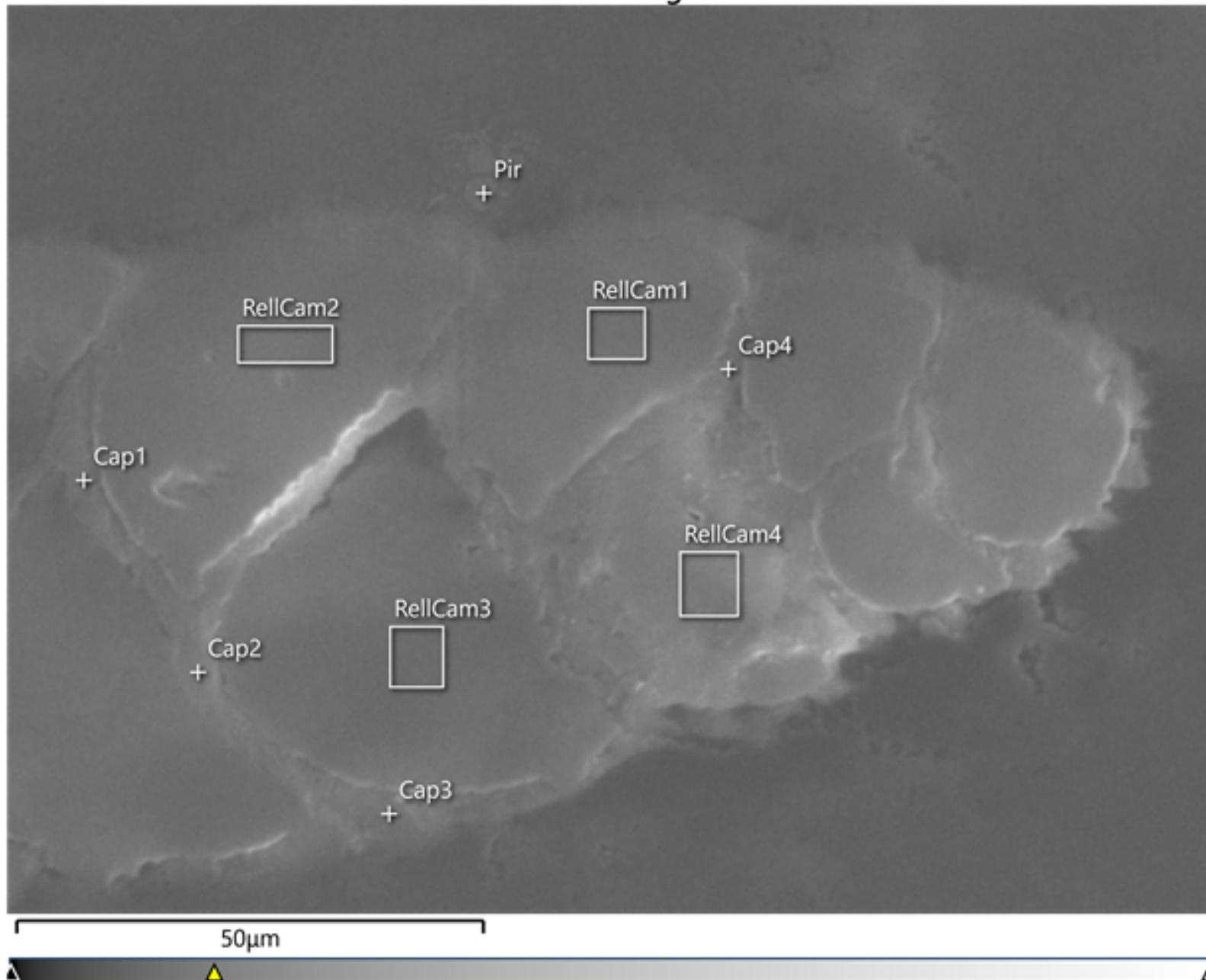


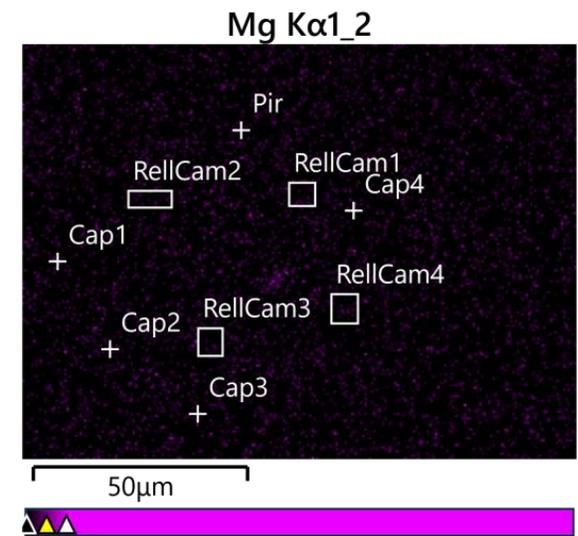
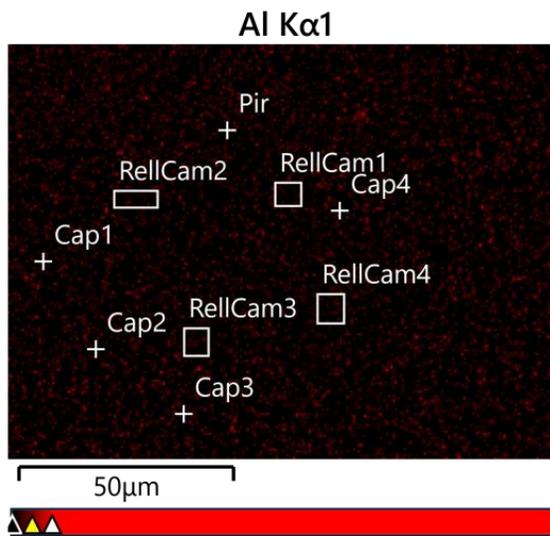
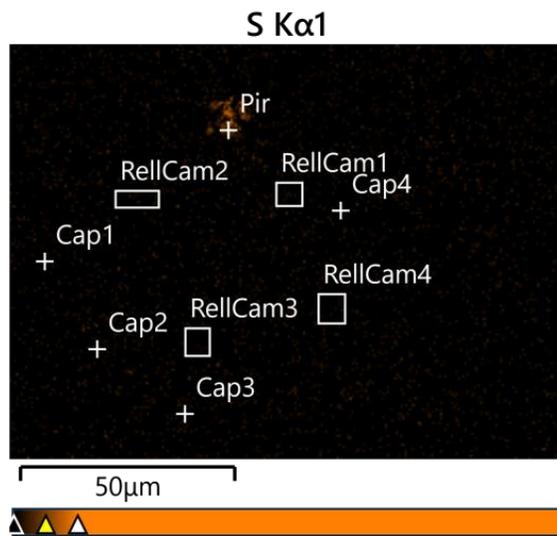
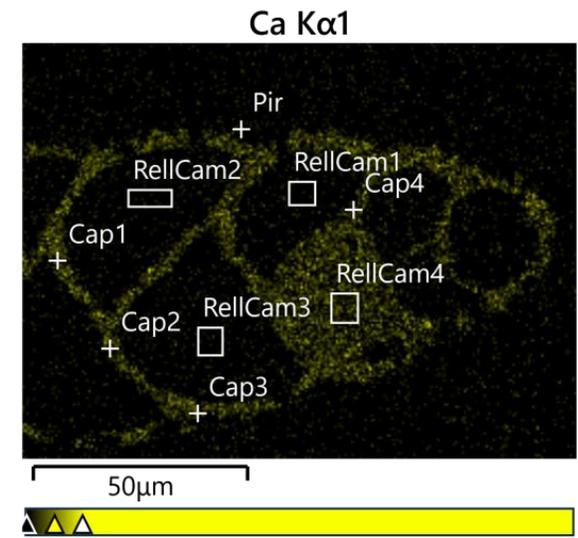
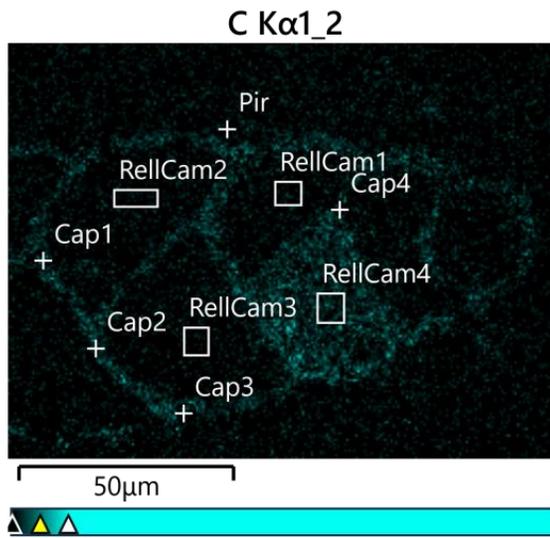
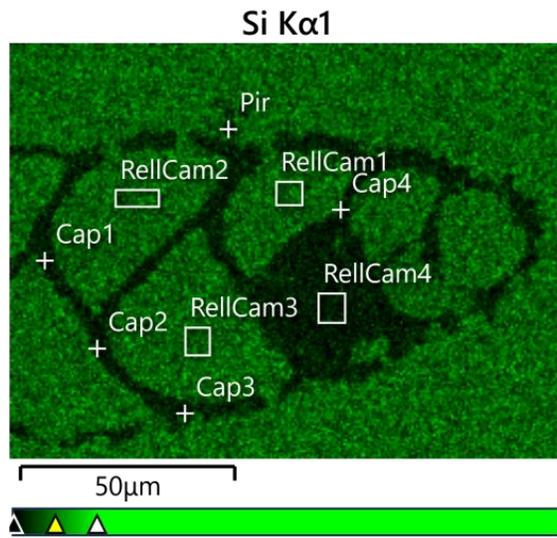
SEM HV: 20.00 kV WD: 12.70 mm VEGA\\ TESCAN
View field: 267.6 µm Det: SE 50 µm
SEM MAG: 2.16 kx Date(m/d/y): 03/17/20
GeoZentrum Nordbayern

SP-1802: Superficie de caparazón de foraminifero

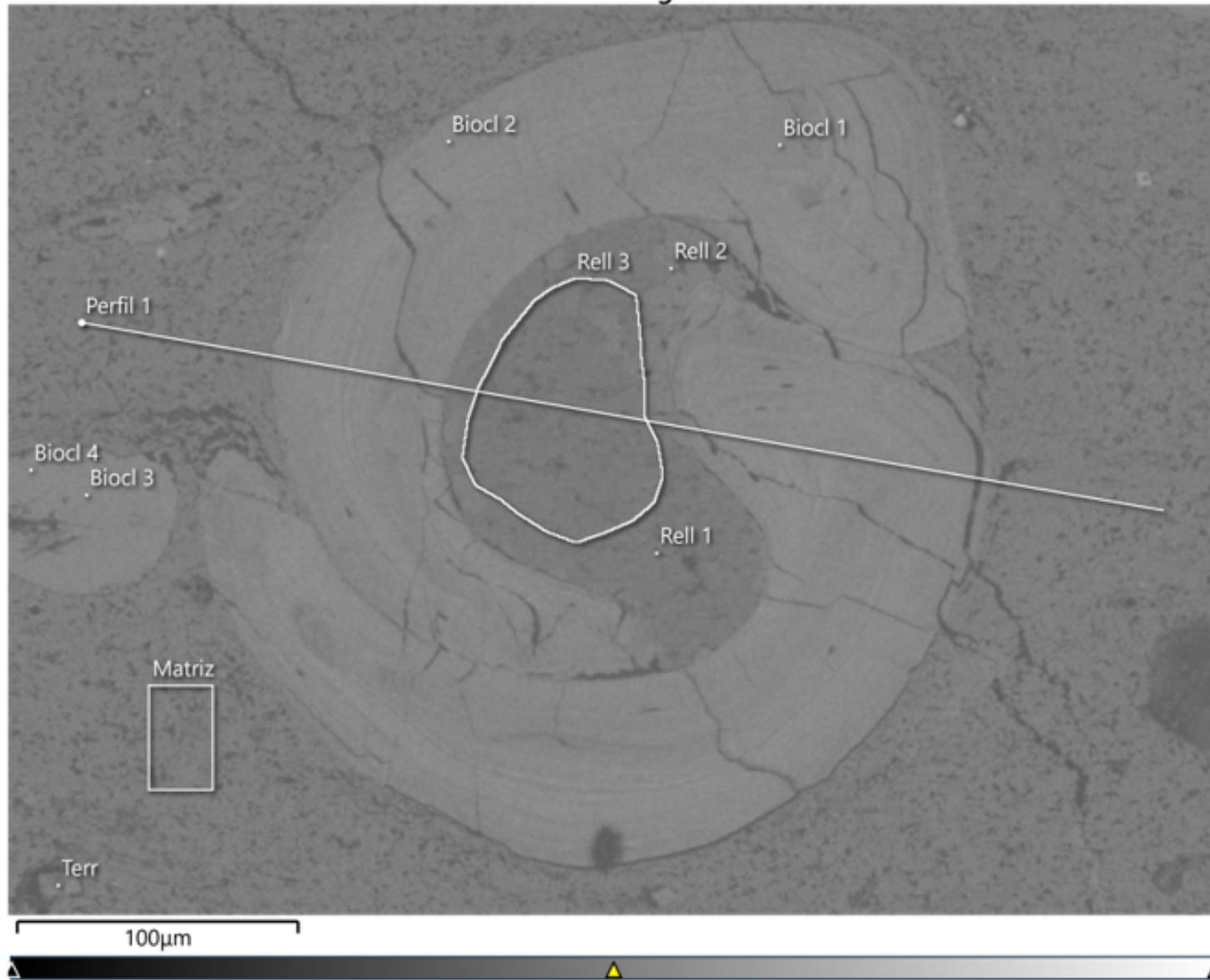
F. Anexo: Reportes de SEM/EDX

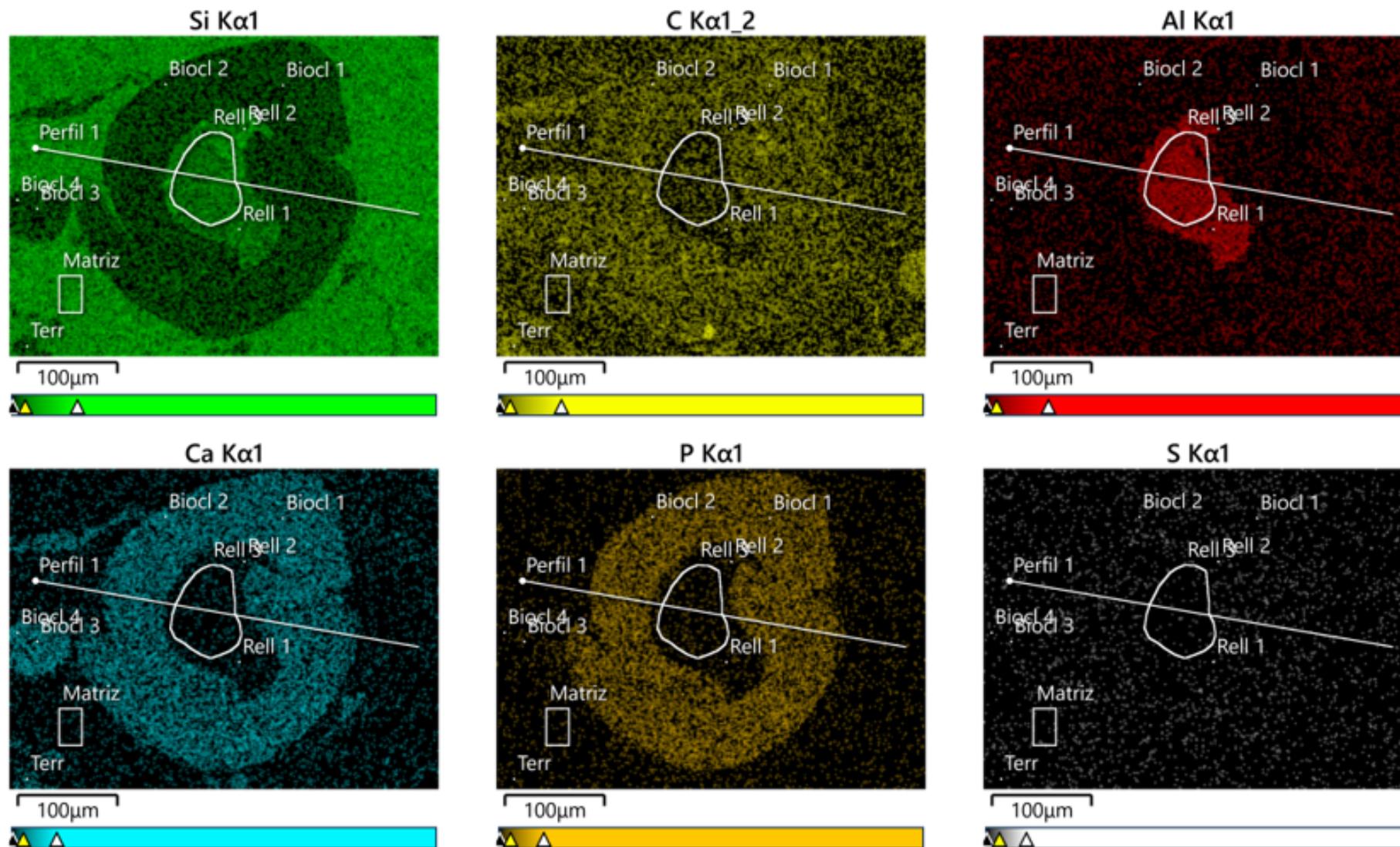
Electron Image 6

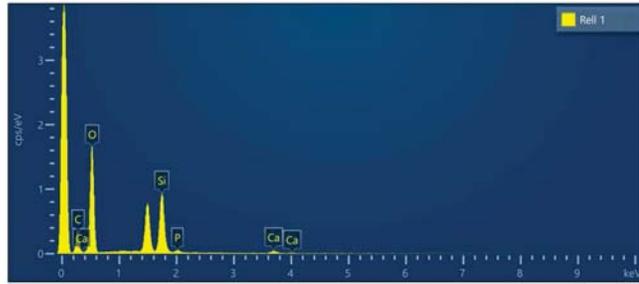




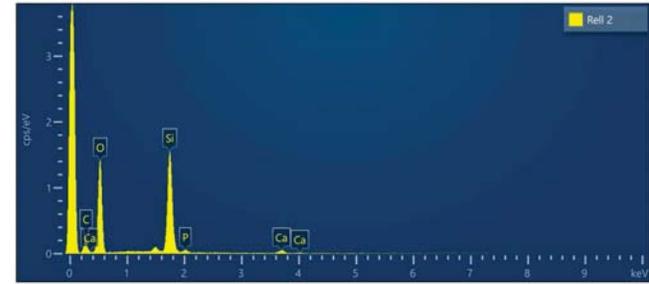
Electron Image 22



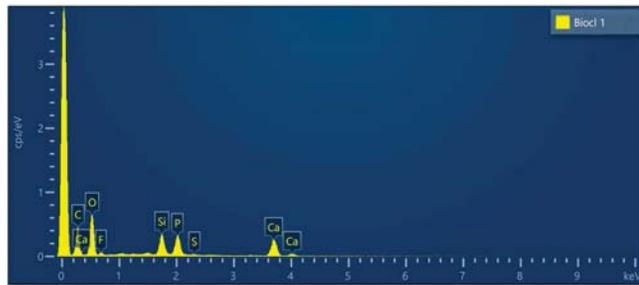




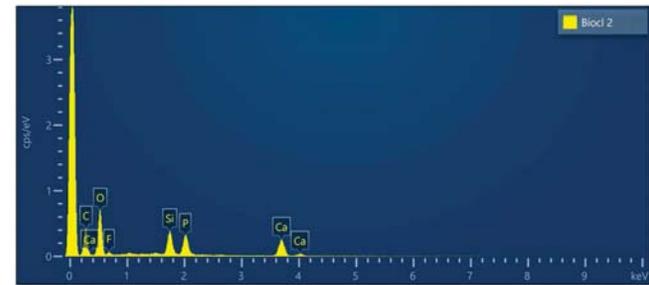
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	49.69	0.56	52.94
Al	K series	11.30	0.23	7.14
Si	K series	15.81	0.28	9.59
C	K series	20.49	0.69	29.07
Ca	K series	1.91	0.18	0.81
P	K series	0.81	0.11	0.44
Total		100.00		100.00



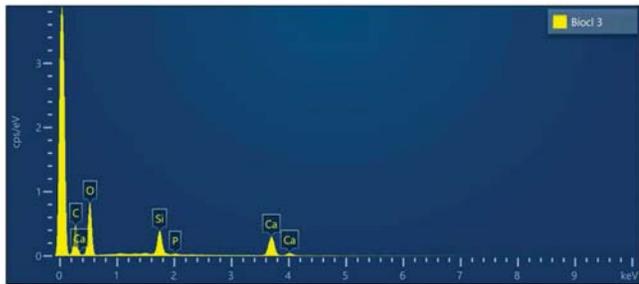
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	49.64	0.67	54.35
Si	K series	27.70	0.45	17.28
C	K series	17.72	0.84	25.84
Al	K series	1.09	0.12	0.71
Ca	K series	2.76	0.23	1.21
P	K series	1.10	0.14	0.62
Total		100.00		100.00



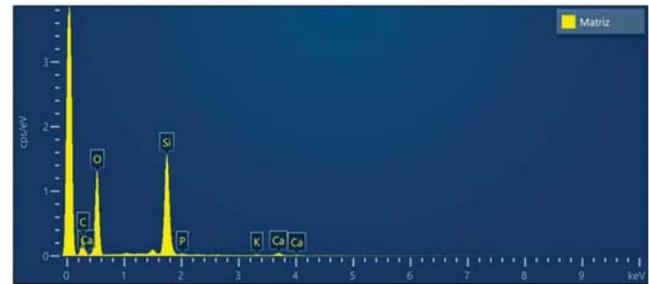
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	28.18	0.79	40.92
O	K series	37.02	0.66	40.36
Si	K series	6.21	0.20	3.86
Ca	K series	17.18	0.42	7.47
P	K series	7.87	0.24	4.43
F	K series	2.64	0.34	2.42
Al	K series	0.49	0.10	0.31
S	K series	0.41	0.11	0.22
Total		100.00		100.00



Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	38.32	0.53	42.08
Ca	K series	16.74	0.34	7.34
C	K series	26.41	0.57	38.63
Si	K series	7.09	0.17	4.44
P	K series	8.08	0.21	4.58
F	K series	2.54	0.30	2.35
Na	K series	0.45	0.10	0.34
Al	K series	0.36	0.08	0.24
Total		100.00		100.00

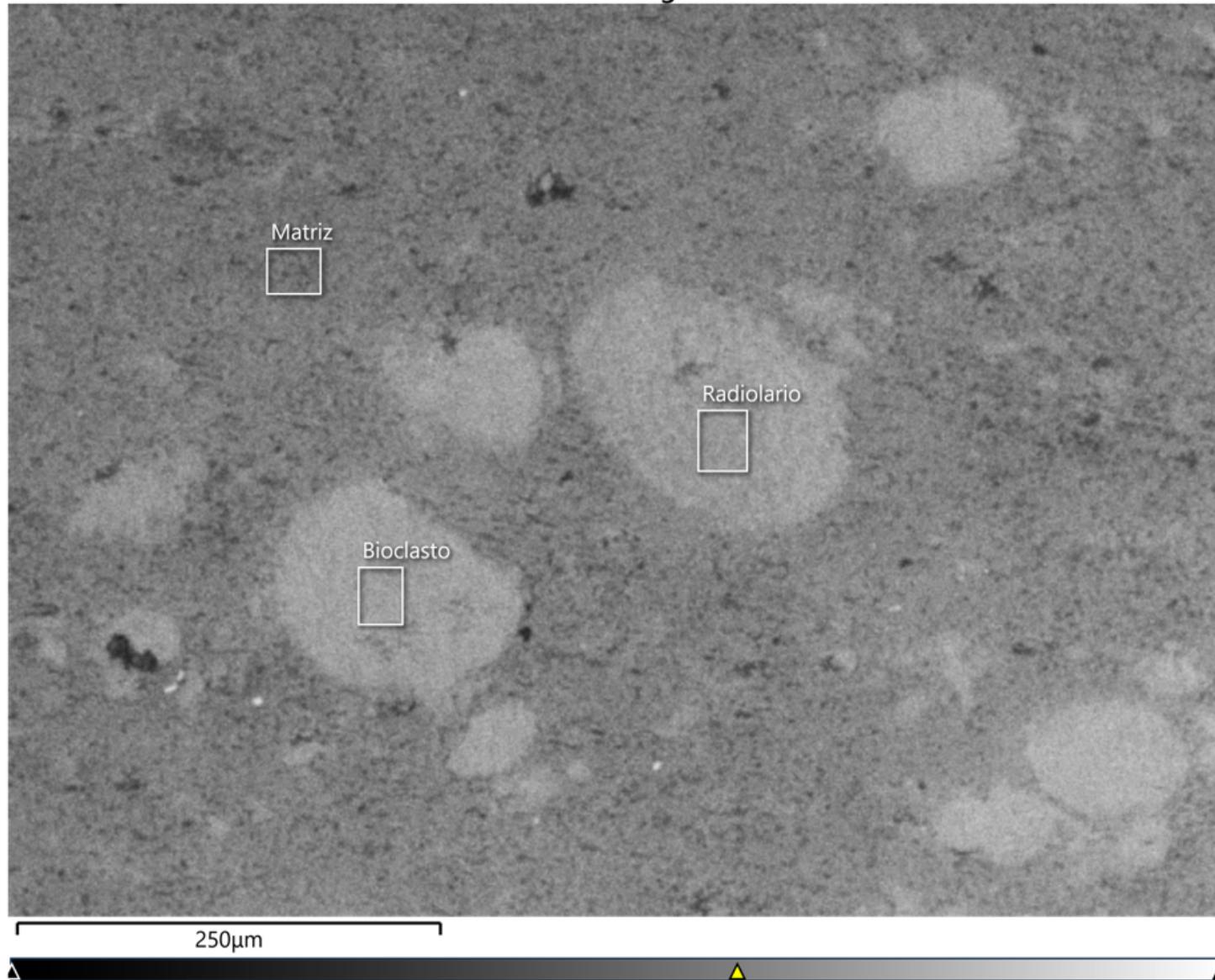


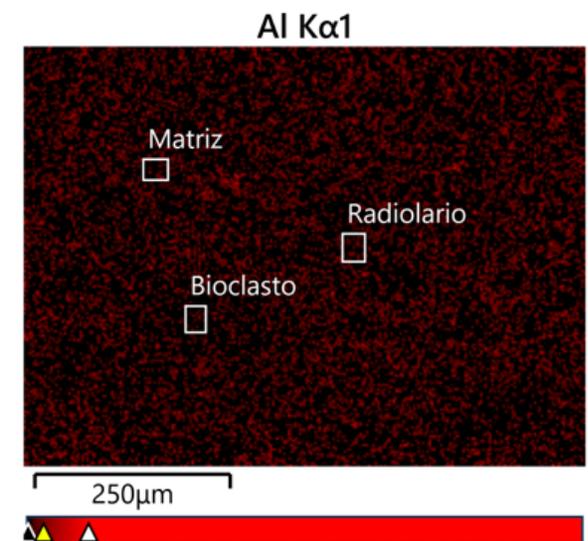
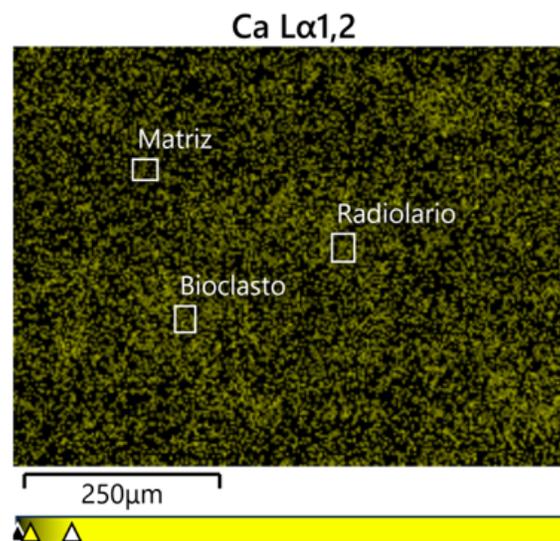
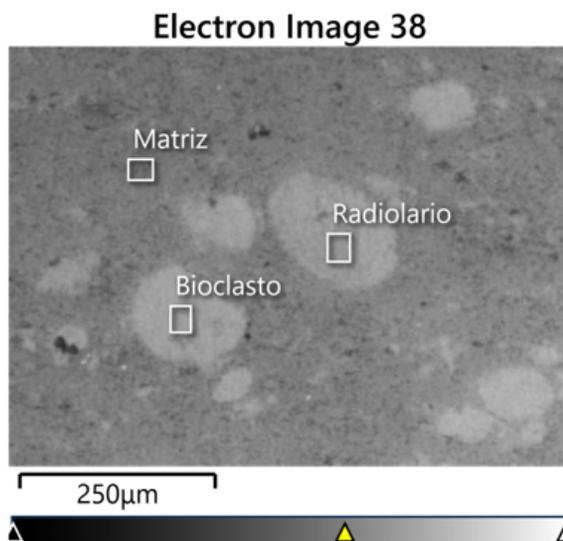
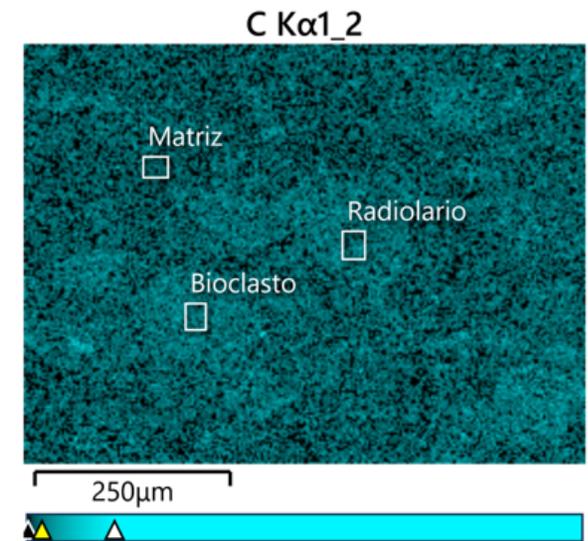
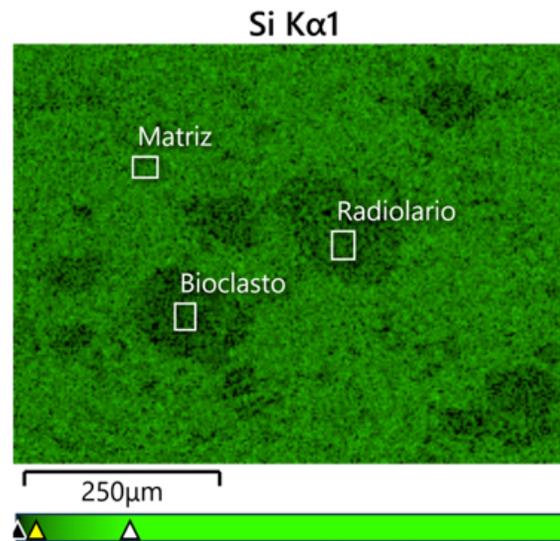
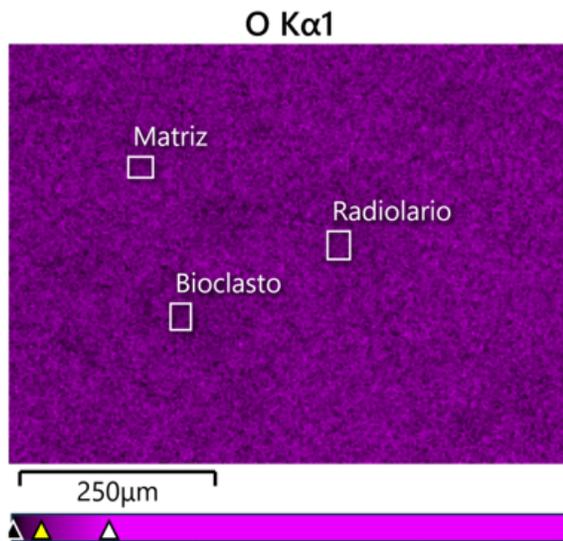
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	47.15	0.42	51.46
Ca	K series	20.82	0.31	9.07
Si	K series	7.81	0.15	4.86
C	K series	23.51	0.41	34.18
Al	K series	0.33	0.07	0.21
P	K series	0.39	0.08	0.22
Total		100.00		100.00

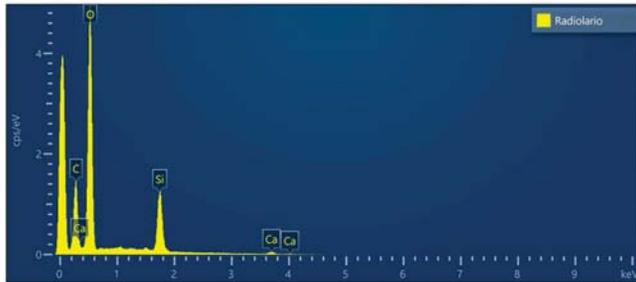


Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	45.33	0.79	47.74
Si	K series	25.95	0.48	15.57
C	K series	24.72	1.21	34.68
Ca	K series	1.94	0.14	0.81
Na	K series	0.26	0.07	0.19
P	K series	0.37	0.08	0.20
K	K series	0.45	0.09	0.20
Al	K series	0.98	0.08	0.61
Total		100.00		100.00

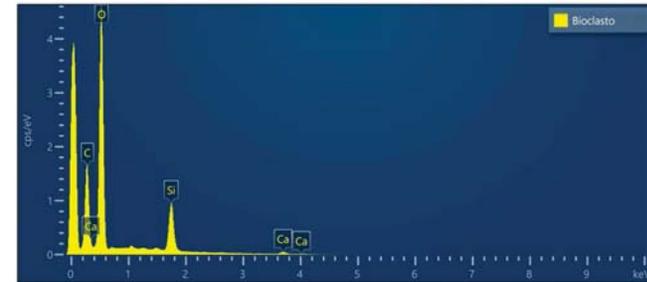
Electron Image 38



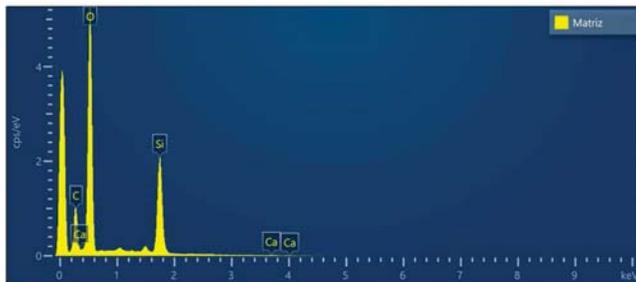




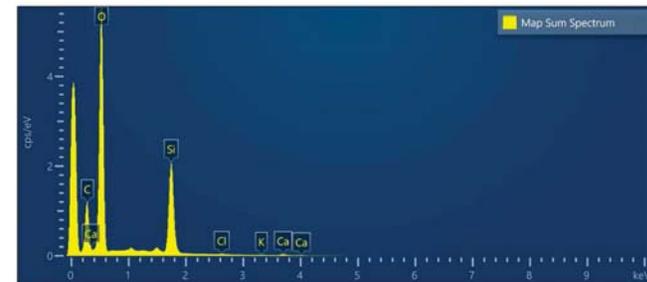
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	15.38	0.29	23.13
O	K series	51.77	0.61	58.44
Si	K series	18.32	0.29	11.78
Ca	K series	14.06	0.93	6.33
Al	K series	0.47	0.09	0.31
Total		100.00		100.00



Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	17.89	0.26	26.16
O	K series	53.22	0.54	58.41
Si	K series	14.87	0.22	9.29
Ca	K series	14.02	0.81	6.14
Total		100.00		100.00

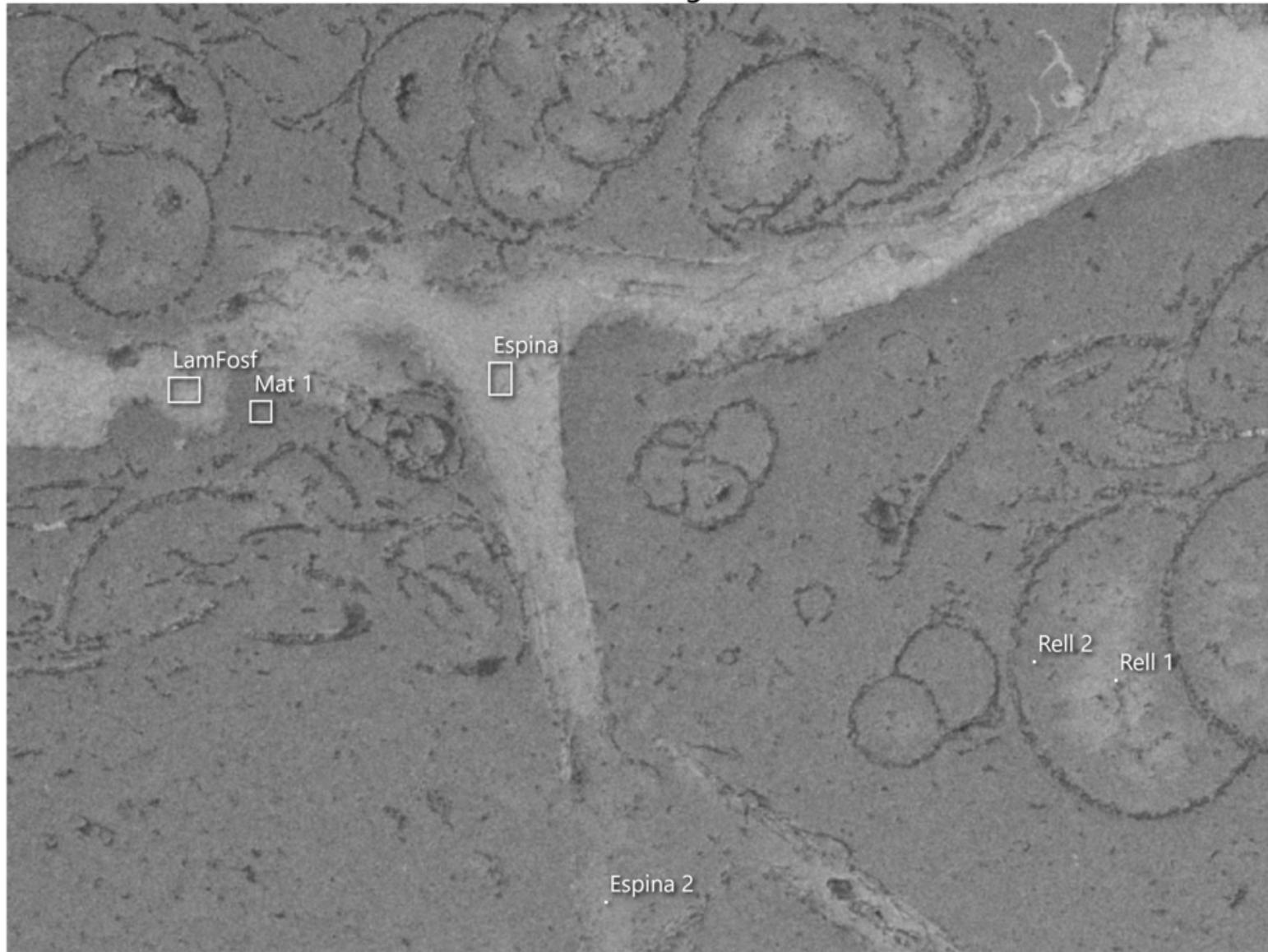


Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	13.43	0.29	20.17
O	K series	50.84	0.50	57.31
Si	K series	30.98	0.36	19.89
Al	K series	1.37	0.10	0.92
Na	K series	0.56	0.08	0.44
Ca	K series	2.82	0.80	1.27
Total		100.00		100.00

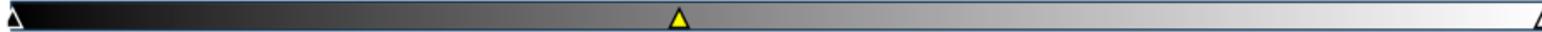


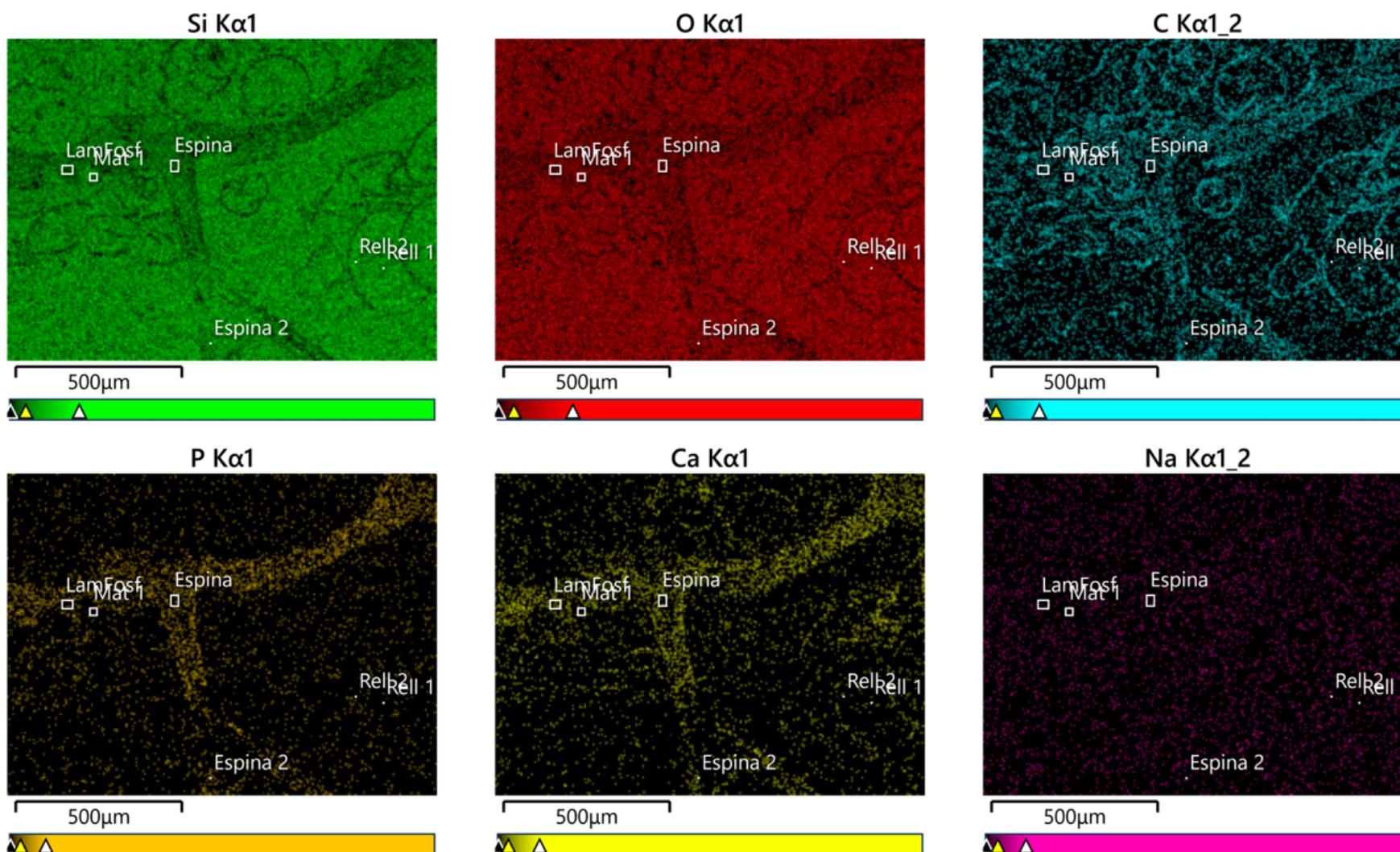
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	16.10	0.25	24.14
O	K series	48.61	0.29	54.72
Si	K series	26.29	0.18	16.86
Ca	K series	6.92	0.41	3.11
Cl	K series	0.50	0.09	0.25
Al	K series	0.90	0.04	0.60
K	K series	0.68	0.19	0.31
Total		100.00		100.00

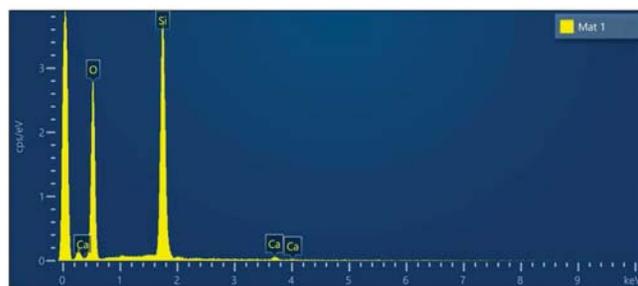
Electron Image 48



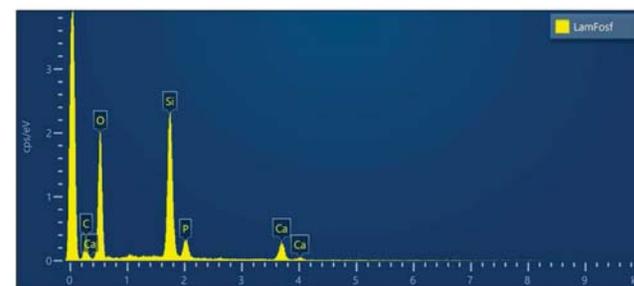
500µm







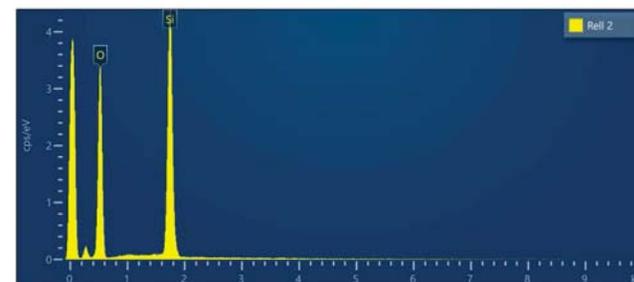
Mat 1				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	54.78	0.47	68.27
Si	K series	43.47	0.46	30.86
Ca	K series	1.75	0.23	0.87
Total		100.00		100.00



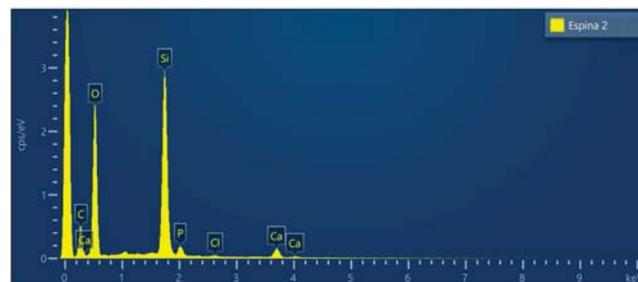
LamFosf				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	46.25	0.61	52.85
Si	K series	23.73	0.37	15.44
P	K series	4.41	0.21	2.60
Ca	K series	9.26	0.32	4.23
C	K series	16.34	0.73	24.88
Total		100.00		100.00



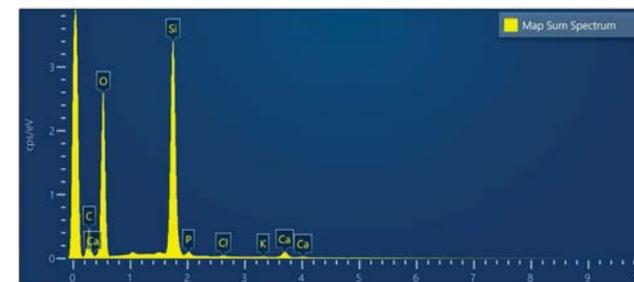
Rel 1				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	56.82	0.29	69.85
Si	K series	42.76	0.29	29.94
Ca	K series	0.43	0.13	0.21
Total		100.00		100.00



Rel 2				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	55.81	0.33	68.92
Si	K series	44.19	0.33	31.08
Total		100.00		100.00

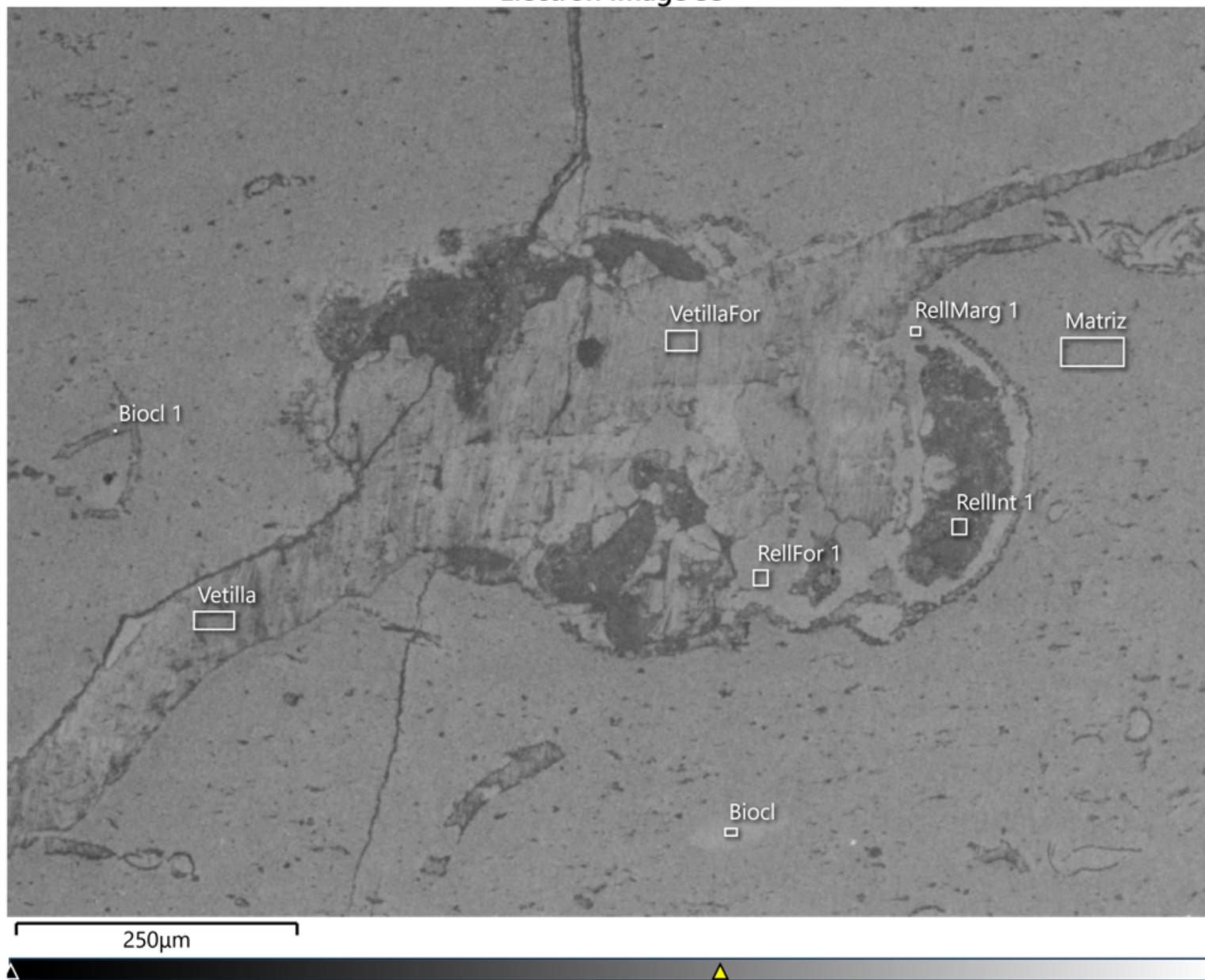


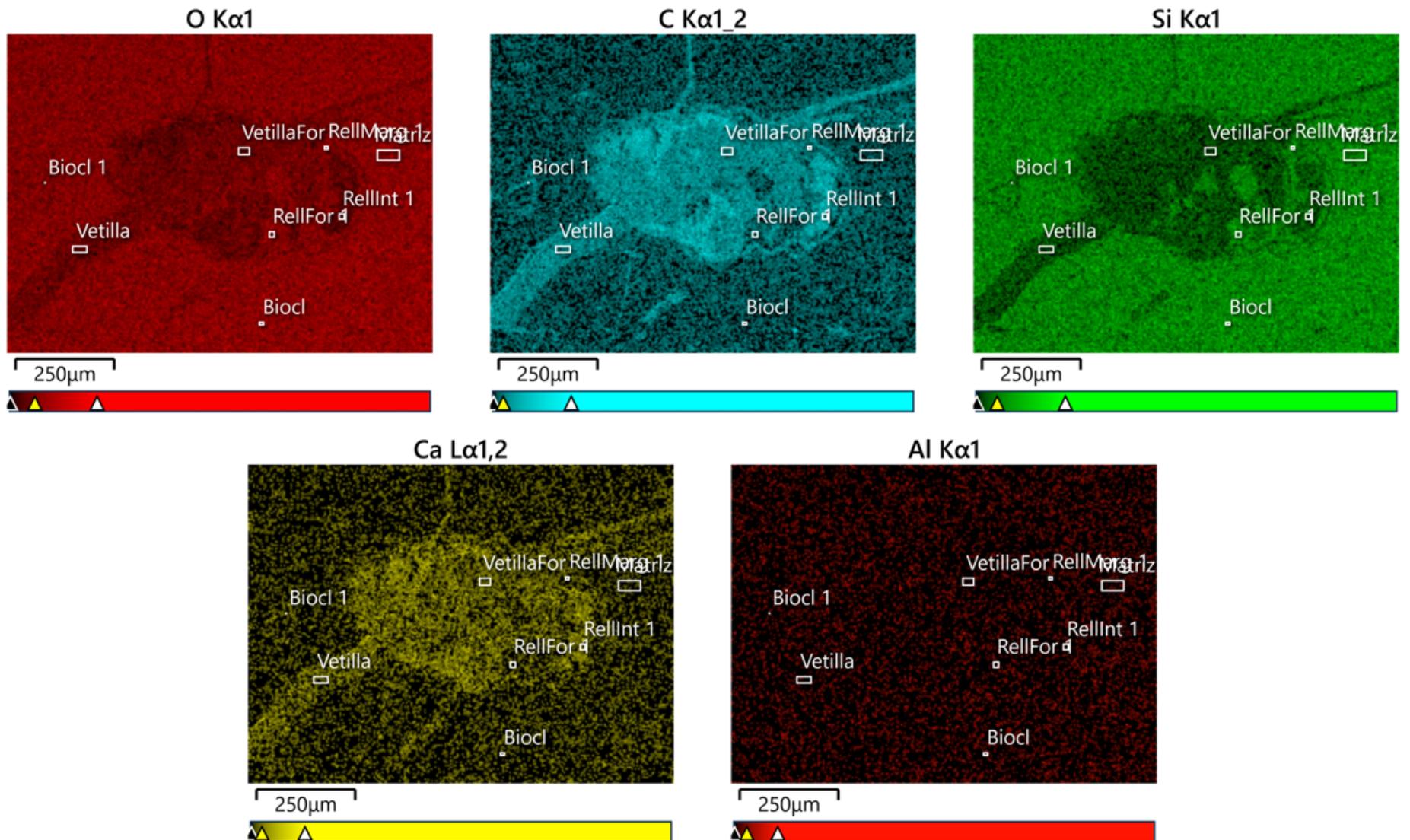
Espina 2				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	45.87	0.50	49.83
Si	K series	26.08	0.32	16.14
C	K series	21.19	0.69	30.66
Ca	K series	4.19	0.17	1.82
P	K series	1.99	0.11	1.11
Na	K series	0.40	0.07	0.30
Cl	K series	0.28	0.08	0.14
Total		100.00		100.00

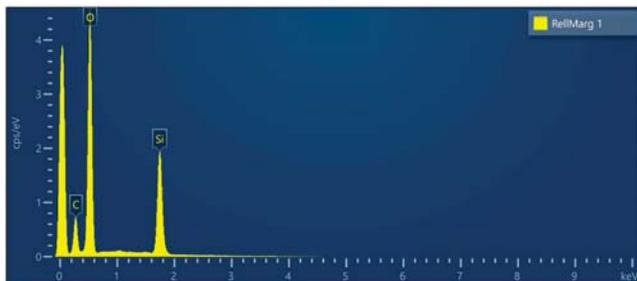


Map Sum Spectrum				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	44.62	0.35	47.69
Si	K series	27.54	0.22	16.77
C	K series	23.61	0.54	33.61
Ca	K series	2.32	0.07	0.99
P	K series	0.80	0.04	0.44
Cl	K series	0.23	0.03	0.11
Na	K series	0.30	0.03	0.22
K	K series	0.18	0.04	0.08
Br	L series	0.40	0.06	0.09
Total		100.00		100.00

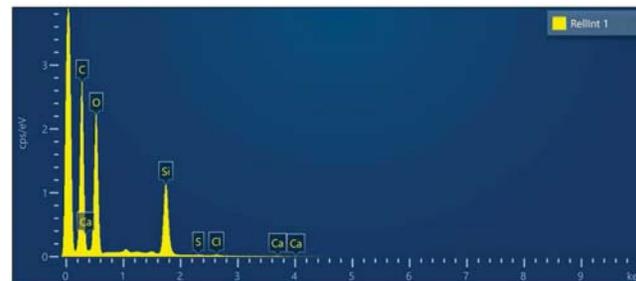
Electron Image 53







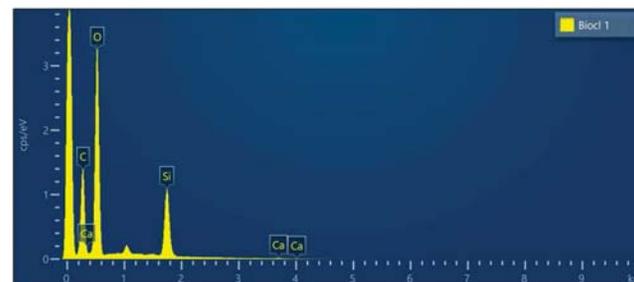
RelfMarg 1 Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	52.21	0.22	59.01
Si	K series	35.91	0.20	23.12
C	K series	11.87	0.20	17.87
Total		100.00		100.00



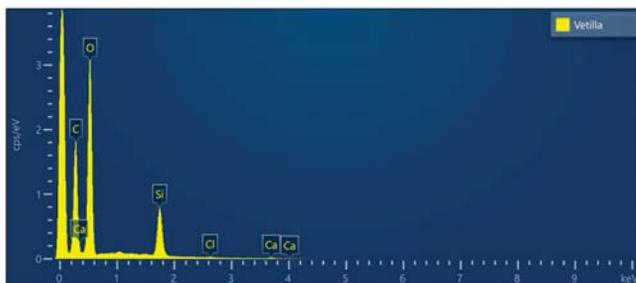
RelfInt 1 Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	43.83	0.33	56.46
O	K series	31.04	0.24	30.02
Si	K series	21.27	0.19	11.72
Na	K series	0.56	0.05	0.38
Al	K series	0.45	0.05	0.26
S	K series	0.33	0.09	0.16
Cl	K series	0.69	0.12	0.30
Ca	K series	1.84	0.44	0.71
Total		100.00		100.00



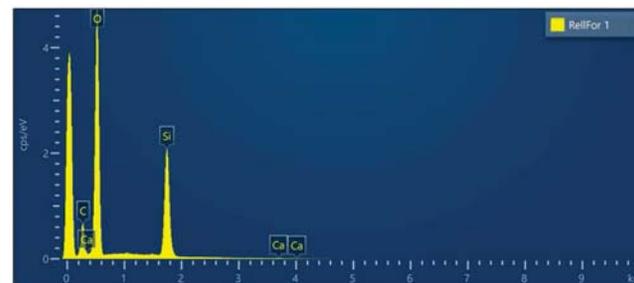
Matriz Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	52.93	0.19	61.95
Si	K series	39.61	0.19	26.41
C	K series	7.47	0.17	11.64
Total		100.00		100.00



Biocl 1 Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	23.30	0.24	32.74
O	K series	47.78	0.35	50.41
Si	K series	23.04	0.22	13.84
Na	K series	1.68	0.07	1.23
Ca	K series	4.20	0.59	1.77
Total		100.00		100.00

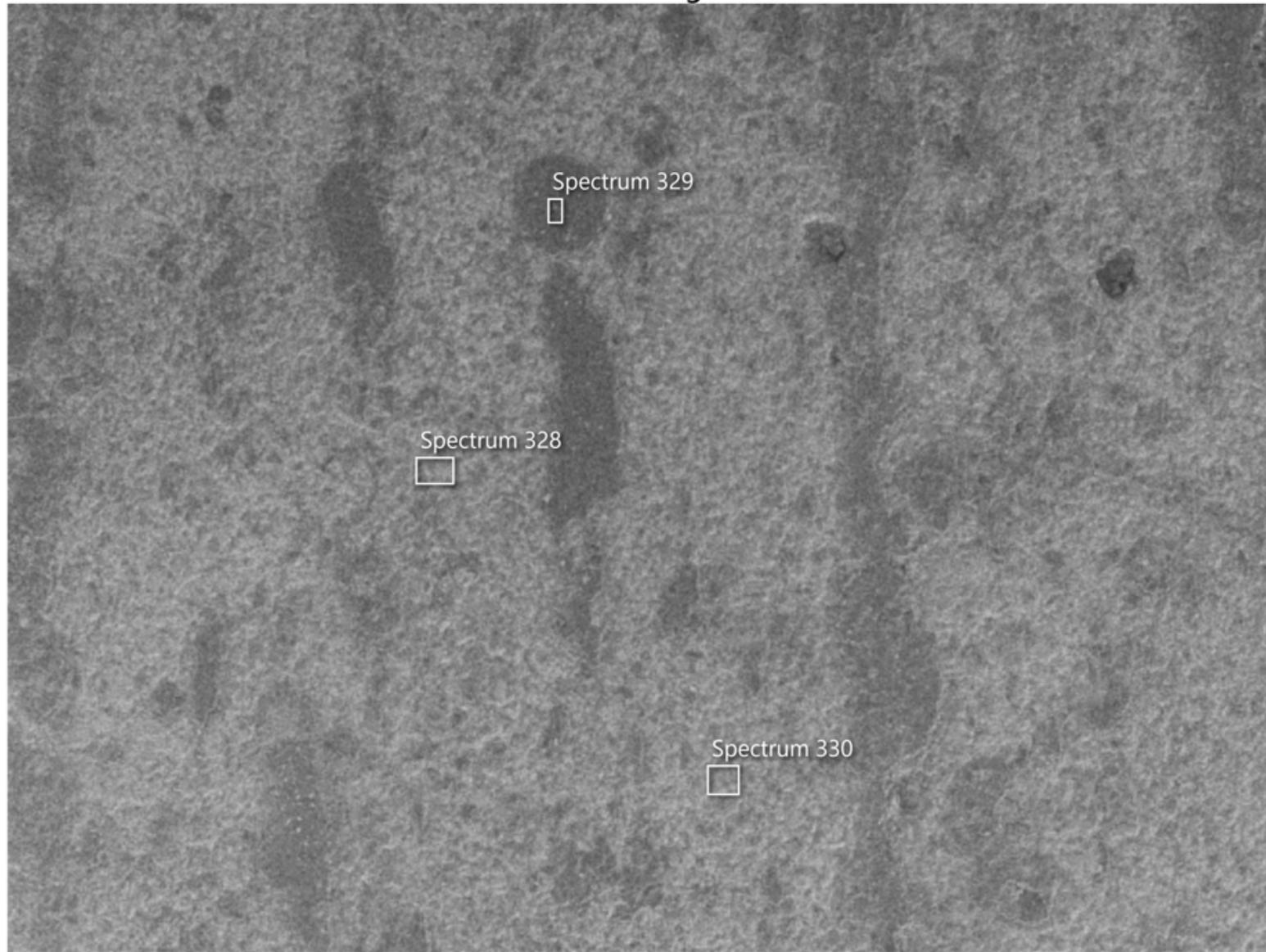


Vetilla Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	29.52	0.29	39.88
O	K series	47.06	0.36	47.73
Si	K series	16.60	0.18	9.59
Ca	K series	6.27	0.59	2.54
Cl	K series	0.56	0.13	0.26
Total		100.00		100.00

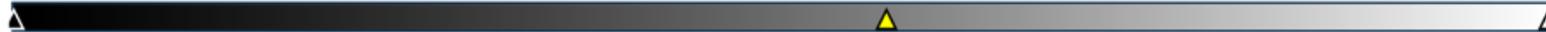


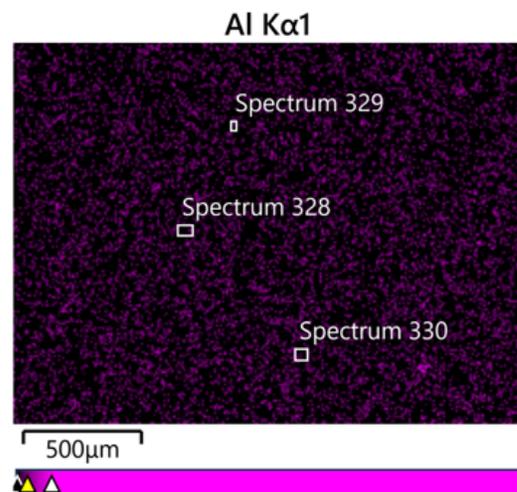
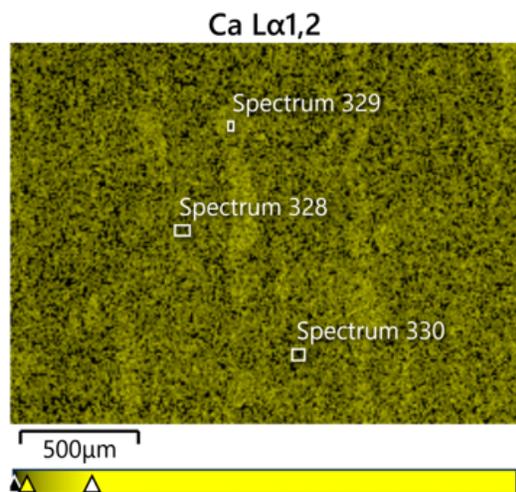
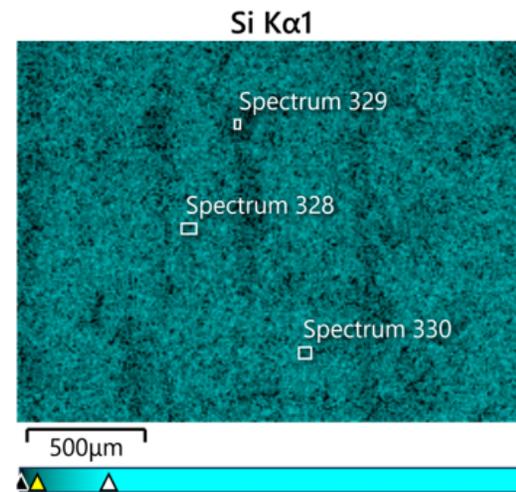
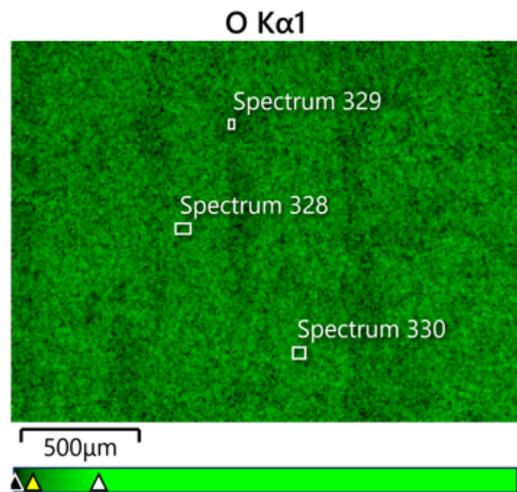
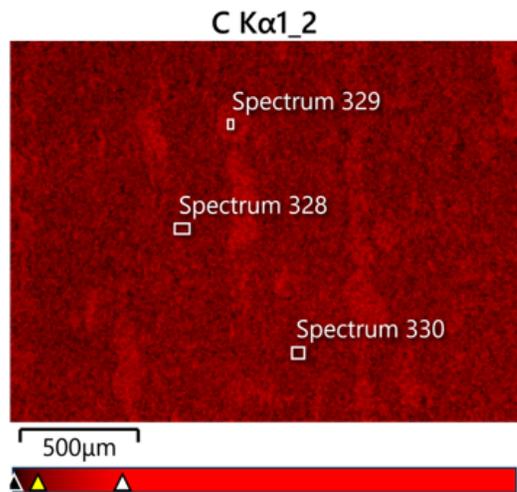
RelfFor 1 Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
O	K series	51.91	0.35	59.99
Si	K series	35.82	0.27	23.58
C	K series	9.99	0.18	15.38
Ca	K series	2.28	0.55	1.05
Total		100.00		100.00

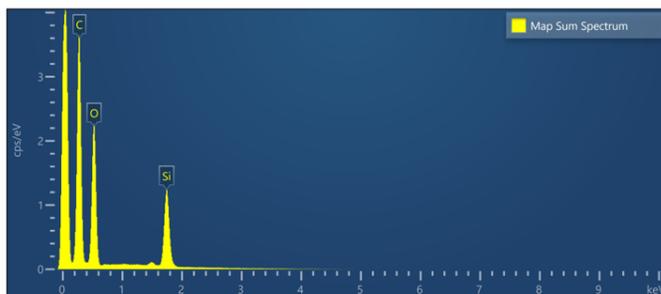
Electron Image 63



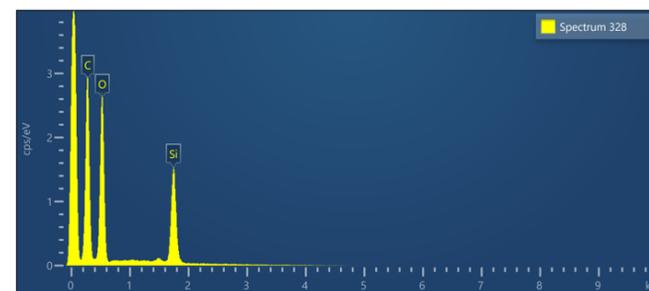
500µm



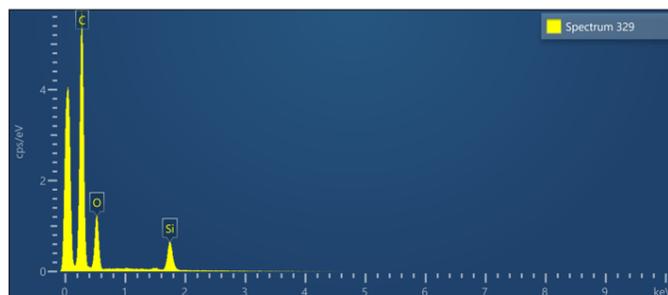




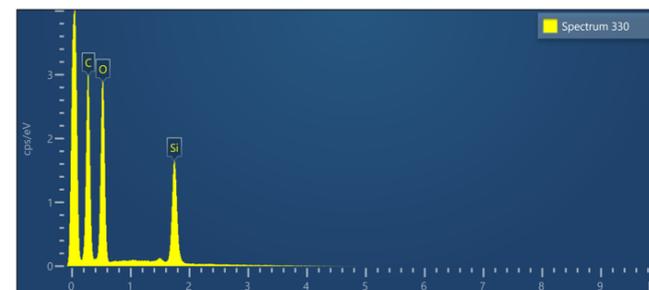
Map Sum Spectrum				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	47.99	0.13	60.02
O	K series	30.08	0.11	28.24
Si	K series	21.24	0.11	11.36
Al	K series	0.69	0.04	0.38
Total		100.00		100.00



Spectrum 328				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	40.48	0.28	52.79
O	K series	33.23	0.25	32.53
Si	K series	25.65	0.24	14.30
Al	K series	0.64	0.09	0.37
Total		100.00		100.00



Spectrum 329				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	67.63	0.28	77.02
O	K series	19.58	0.24	16.74
Si	K series	12.24	0.20	5.96
Al	K series	0.54	0.09	0.28
Total		100.00		100.00



Spectrum 330				
Element	Line Type	Weight %	Weight % Sigma	Atomic %
C	K series	39.07	0.23	51.28
O	K series	34.19	0.20	33.69
Si	K series	26.10	0.19	14.65
Al	K series	0.64	0.07	0.37
Total		100.00		100.00

Bibliografía

- Arthur, M. A., Schlanger, S. O., y Jenkyns, H. C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geological Society Special Publication*, 26, 401–420. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.25>
- Aspden, J. A. (1984). *Geología de la Cordillera Occidental y la Costa Pacífica del Departamento del Valle del Cauca, Planchas 261 - 278 - 279 - 280 - 299*.
- Balthasar, U., y Cusack, M. (2015). Aragonite-calcite seas-Quantifying the gray area. *Geology*, 43(2), 99–102. <https://doi.org/10.1130/G36293.1>
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. A., y Martínez, J. F. (2007). Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. En Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y B&M Exploration Ltda (Eds.), *Agencia Nacional de Hidrocarburos - A.N.H.- (Issues 978-958-98237-0–5)*. <https://doi.org/ISBN: 978-958-98237-0-5>
- Bathurst, R. G. C. (1966). Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5(1), 15–32. <https://doi.org/10.1002/gj.3350050104>
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J. J., y Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120(9–10), 1171–1197. <https://doi.org/10.1130/B26187.1>
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and stratigraphy* (P. Lynch, S. Hale, y G. Dulles (eds.); 4th ed.). Pearson Prentice Hall. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Bonilla, G. E., Sarmiento Pérez, G. A., y Gaviria Melo, S. (2011). Proveniencia y

- transformación diagenética de minerales arcillosos del Maastrichtiano - Paleoceno al norte de Bogotá , Cordillera Oriental de Colombia. *Geología Colombiana.*, 36(1), 179–195.
- Bramlette, M. N. (1946). The Monterrey Formation of California and Origin of its Siliceous Rocks. En *Professional Paper 212*.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P. R., Baby, P., Laumonier, B., y Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 391–407. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00063-9](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00063-9)
- Briggs, D. E. G., Raiswell, R., Bottrell, S. H., Hatfield, D., y Bartels, C. (1996). Controls on the pyritization of exceptionally preserved fossils: An analysis of the Lower Devonian Hunsrück Slate of Germany. *American Journal of Science*, 296(6), 633–663. <https://doi.org/10.2475/ajs.296.6.633>
- Bürgl, H. (1961a). Geología de los alrededores de Ortega, Tolima. *Boletín de Geología*, 8, 21–38. <https://doi.org/10.18273>
- Bürgl, H. (1961b). Historia Geologica De Colombia. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias*, XI(43), 137–191.
- Bürgl, H., y Dumit Tobon, Y. (1954). El Cretaceo Superior en la Region de Giradot. *Boletín Geológico*, II(1), 23–48.
- Bustillo, M. A. (2001). Cherts with Moganite in Continental Mg-Clay Deposits: An Example of “False” Magadi-Type Cherts, Madrid Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3), 436–443. <https://doi.org/10.1306/2DC40953-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Bustillo, M. A., Elorza, J., y Díez-Canseco, D. (2017). Silicificaciones selectivas en Thalassinoides y otras estructuras biogénicas asociadas a calizas de plataforma marina y hardground (Albiense inferior, Sonabia, Cantabria). *Estudios Geológicos*, 73(1), 1–19. <https://doi.org/10.3989/egol.42668.435>
- Cáceres, C., y Etayo Serna, F. (1969). Bosquejo Geológico de la Región del Tequendama. En *1er Congreso Colombiano de Geología, Opúsculo guía, Excursión pre-congreso*. [s.n.].

- Carson, G. A. (1987). Silicification fabrics from the Cenomanian and basal Turonian of Devon, England: isotopic results. *Geological Society, London, Special Publications*, 36(1), 87–102.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.036.01.08>
- Cecil, C. B. (2015). Paleoclimate and the origin of Paleozoic chert: time to re-examine the origins of chert in the rock record. *The Sedimentary Record*, 13(3), 4–10.
https://www.researchgate.net/profile/C_Cecil/publication/281404996_Paleoclimate_and_the_origin_of_Paleozoic_chert_Time_to_re-examine_the_origin_of_chert_in_the_rock_record/links/55e72acd08ae21d099c148d2.pdf
- Cediel, F. (1968). El Grupo Giron: Una Molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico*, XVI(1–3), 5–96.
- Choquette, P. ., y Pray, L. . (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54(2), 207–250. <https://doi.org/10.1306/5d25c98b-16c1-11d7-8645000102c1865d>
- Clavijo, J. (1995). *Mapa Geológico De Colombia Plancha 75 - Aguachica*.
- Cook, P. J., y Shergold, J. H. (1986). Proterozoic and Cambrian phosphorites - an introduction. *Phosphate Deposits of the World, Vol. 1: Proterozoic and Cambrian Phosphorites*, 1, 1–8.
- Corrigan, H. T. (1967). *Guidebook to the geology of the upper Magdalena basin, northern portion*. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysists.
- De Porta, J. (1965). La Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el Extremo S del Valle Medio del Magdalena. *Boletín De Geología*, 19(1), 5–50.
<https://doi.org/10.18273/revbol>
- DeMaster, D. J. (2003). The Diagenesis of Biogenic Silica: Chemical Transformations Occurring in the Water Column, Seabed, and Crust. En *Treatise on Geochemistry* (Vol. 1, Issue 4, pp. 87–98). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/07095-X>

- Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 108–121.
<http://archives.datapages.com/data/specpubs/carbona2/data/a038/a038/0001/0100/0108.htm>
- Etayo Serna, F. (1968). El Sistema Cretáceo en la Región de Villa de Leiva y Zonas Próximas. *Geología Colombiana*, 5(0), 5–74.
- Etayo Serna, F. (1994). *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias.
- Etayo Serna, F., Renzoni, G., y Barrero, D. (1969). Contornos Sucesivos del Mar Cretáceo en Colombia. En F. Etayo-Serna y C. Caceres-Giron (Eds.), *Primer Congreso Colombiano de Geología* (pp. 217–252). Universidad Nacional de Colombia.
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company.
- Fuquen, J. A., Nuñez Tello, A., y Acosta, J. E. (1993). *Geología de la Plancha 282 "Chaparral - Tolima", Colombia*.
- Gao, G; Land, L. S. (1991). Nodular chert from the Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, 857–870.
- Guan, C., Wang, W., Zhou, C., Muscente, A. D., Wan, B., Chen, X., Yuan, X., Chen, Z., y Ouyang, Q. (2017). Controls on fossil pyritization: Redox conditions, sedimentary organic matter content, and Chuaria preservation in the Ediacaran Lantian Biota. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 474, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.05.013>
- Guerrero, J., Sarmiento, G., y Navarrete, R. (2000). The Stratigraphy of the W Side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of Selected Areas and Type Localities Including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. *Geología Colombiana*, 25, 45–110.
- Hardie, L. A. (1996). Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and

- potash evaporites over the past 600 m.y. *Geology*, 24(3), 279–283.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0279:SVISCA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0279:SVISCA>2.3.CO;2)
- Harrison, W. E., Hesse, R., y Gieskes, J. M. (1982). Relationship between Sedimentary Facies and Interstitial Water Chemistry of Slope, Trench, and Cocos Plate Sites from the Middle America Trench Transect, Active Margin off Guatemala, Deep Sea Drilling Project Leg 67. En *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 67 (Vol. 498, Issue October 2013, pp. 1–224). U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.67.129.1982>
- Heath, G. R., y Moberly, R. (1971). Cherts from the Western Pacific, Leg.7, DSDP. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 7, 991–1007.
<https://doi.org/10.1126/science.166.3910.1311>
- Hernández, S. (2020). *Litogeoquímica de las Unidades del Cretácico Superior, su Relación con las Áreas de Aporte y Evolución de los Medios Sedimentarios, Cuenca del Valle Superior del Magdalena, Colombia*. Universidad Nacional de Colombia.
- Herrera Quijano, S. (2015). Caracterización Mineralógica de la Formación La Luna , en el Sinclinal del Nuevo Mundo Mediante Difracción de Rayos X (DRX). En *Universidad Nacional de Colombia, Trabajos de Grado Geociencias*. Universidad Nacional de Colombia.
- Hesse, R. (1988). Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments. *Diagenesis*, 15(3), 227–252.
- Hesse, R. (1989). Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Science Reviews*, 26(C), 253–284. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(89\)90024-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(89)90024-X)
- Hettner, A. (1892). *La Cordillera de Bogotá. Resultados de Viajes y Estudios*. Servicio Geológico Nacional.
- Holland, H. D. (2005). Sea level, sediments and the composition of seawater. *American Journal of Science*, 305(3), 220–239.
<https://doi.org/10.2475/ajs.305.3.220>
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., y Stockli, D. F. (2010). Linking Sedimentation in the Northern Andes to

- Basement Configuration, Mesozoic Extension, and Cenozoic Shortening: Evidence from Detrital Zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(9–10), 1423–1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>
- Hubach, E. (1957). CONTRIBUCION A LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS DE COLOMBIA. En 1212.
- Humphries, D. W. (1956). Chert: Its Age and Origin in the Hythe Beds of the Western Weald. *Proceedings of the Geologists' Association*, 67(3–4), 296–313. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(56\)80028-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(56)80028-X)
- Hurd, D. C., y Theyer, F. (1977). Changes in the physical and chemical properties of biogenic silica from the Central Equatorial Pacific: Part II. Refractive Index, Density, and Water Content of Acid-Cleaned Samples. En *American Journal of Science* (Vol. 277, pp. 1168–1202).
- International Commission on Stratigraphy. (n.d.). *ICS - Stratigraphic Guide*. Retrieved February 19, 2020, from <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>
- Jochum, L. M., Chen, X., Lever, M. A., Loy, A., Jørgensen, B. B., Schramm, A., y Kjeldsen, K. U. (2017). Depth Distribution and Assembly of Sulfatereducing Microbial Communities in Marine Sediments of Aarhus Bay. *Applied and Environmental Microbiology*, 83(23). <https://doi.org/10.1128/AEM.01547-17>
- Julivert, M. (1968). *Lexico Estratigrafico M Julivert* (Vol. 5). Centre National de la Recherche Scientifique.
- Kastner, M., y Gieskes, J. M. (1983). Opal-A to opal-CT transformation: A kinetic study. *Developments in Sedimentology*, 36(C), 211–227. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70092-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70092-X)
- Kastner, M., Keene, J. B., y Gieskes, J. M. (1977). Diagenesis of Siliceous Oozes- I. Chemical Controls on the Rate of Opal-A to Opal-CT Transformation-an Experimental Study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(8). [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90099-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90099-0)
- Knauth, L. P. (1979). A Model for the Origin of Chert in Limestone. *Geology*, 7(6), 274. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<274:AMFTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<274:AMFTOO>2.0.CO;2)

- Langenheim, R. L. J. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyaca. *Boletín de Geología*, 3, 35–50.
<https://doi.org/10.18273/revbol>
- Maliva, R. G., y Siever, R. (1989). Nodular Chert Formation in Carbonate Rocks. *The Journal of Geology*, 97(4), 421–433. <https://doi.org/10.1086/629320>
- Mckee, E. D., y Weir, G. W. (1953). Terminology for Stratification and Cross-Stratification in Sedimentary Rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64, 381–390. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64)
- Mojica, J., y Llinas, R. (1984). Observaciones Recientes Sobre las Características del Basamento Económico del Valle Superior del Magdalena en la Región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en Especial sobre la Estratigrafía y Petrografía del Miembro Chicala (= Parte Baja de la Fm. Sa. *Geología Colombiana*, 13, 81–128.
- Mojica, J., y Macia, C. (1981). Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, Mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences*, 12(0), 7–31.
- Montoya, D. M., y Reyes, G. A. (2003). *Geología de la Plancha 209 Zipaquirá*.
- Mora, J. a. (2003). Modelo Estratigráfico para el Cretácico Basal (Aptiano-Albiano) en el norte de la Sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena, Colombia.[PAPER IN. *VIII Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas*.
http://archives.datapages.com/data/colombia_acggp/simp8/tomo2/Paper85.pdf
- Morales, L. G. (1958). General Geology and Oil Occurences of Middle Magdalena Valley, Colombia. *SP 18: Habitat of Oil, AAPG Speci(Basin or Areal Analysis or Evaluation)*, 641–695. <https://doi.org/https://doi.org/10.1306/SV18350C25>
- Muscente, A. D., Schiffbauer, J. D., Broce, J., Laflamme, M., O'Donnell, K., Boag, T. H., Meyer, M., Hawkins, A. D., Huntley, J. W., McNamara, M., MacKenzie, L. A., Stanley, G. D., Hinman, N. W., Hofmann, M. H., y Xiao, S. (2017). Exceptionally Preserved Fossil Assemblages Through Geologic Time and

- Space. *Gondwana Research*, 48, 164–188.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.020>
- Neuendorf, K. K. E., y American Geological Institute. (2005). *Glossary of Geology* (J. A. Jackson, J. P. Mehl, y K. K. E. Neuendorf (eds.); 5th ed.). Springer Science y Business Media, 2005.
<https://books.google.com.co/books?id=SfnSesBc-RgC>
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. (2005). North American Stratigraphic Code. *AAPG Bulletin*, 89(11), 1547–1591.
<https://doi.org/10.1306/07050504129>
- Oehler, J. H. (1975). Origin and Distribution of Silica Lepispheres in Porcelanite From the Monterey Formation of California. *JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY*, 45(1), 252–257.
- Parks, G. A. (1965). The Isoelectric Points of Solid Oxides, Solid Hydroxides, and Aqueous Hydroxo Complex Systems. *Chemical Reviews*, 65(2), 177–198.
<https://doi.org/10.1021/cr60234a002>
- Patarroyo, P. (2011). Sucesión de Amonitas del Cretácico Superior (Cenomaniano - Coniaciano) de la Parte más Alta de la Formación Hondita y de la Formación Loma Gorda en la Quebrada Bambucá, Aipe - Huila (Colombia, S. A.). *Boletín de Geología*, 33, 69–92.
- Patarroyo, P., y Rojas, A. (2007). La sucesión y la fauna del Turoniano de la Formación San Rafael en Pesca y su comparación con la sección tipo en Samacá (Boyacá- Turonian succession and fauna of the San Rafael Formation in Pesca and its comparation with the type section in Samaca (Boya. *Geología Colombiana*, 32(32), 89–96.
- Pérez, G., y Salazar, A. (1978). Estratigrafía y Facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, 10, 7–86.
<http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/30407/30566>
- Prauss, M. L. (2015). Marine palynology of the Oceanic Anoxic Event 3 (OAE3, Coniacian - Santonian) at Tarfaya, Morocco, NW Africa - transition from preservation to production controlled accumulation of marine organic carbon. *Cretaceous Research*, 53, 19–37.

<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2014.10.005>

- Raasveldt, H. C., Carvajal, J. M., Buenahora, G., y Servicio Geológico Nacional, M. de Minas y Petróleos. (1957). *Mapa geológico de la plancha K-9 Armero* (Edición pr). Servicio Geológico Nacional, Ministerio de Minas y Petróleos.
- Reineck, H. E., y Singh, I. B. (1980). Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. En *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. Second edition (Textbook)*. (2nd ed.). Springer-Verlag.
- Renzoni, G., y Ospina, C. (1969). *Geología del cuadrángulo J-12*.
<http://recordcenter.sgc.gov.co/B4/13010010001546/documento/pdf/0101015461102000.pdf>
- S. W. Wise, K. R. K. (1972). Inferred Diagenetic History of Weakly Silicified Deep-Sea Chalk. *AAPG Bulletin*, 56. <https://doi.org/10.1306/819A4186-16C5-11D7-8645000102C1865D>
- Sageman, B. (2009). Ocean anoxic events. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 185–198. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3_155
- Sagemann, J., Bale, S. J., Briggs, D. E. G., y Parkes, R. J. (1999). Controls on the formation of authigenic minerals in association with decaying organic matter: An experimental approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(7–8), 1083–1095. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00087-3)
- Sarmiento, L. F., Van Wess, J. D., y Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383–411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Sarmiento Pérez, G. A., Puentes Ortiz, E. J., y Sierra, C. (2015). Estratigrafía de la Formación La Luna en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Valle Medio del Magdalena. *Geología Norandina*, 12, 24.
- Scotese, C. R. (2015). *Some Thoughts on Global Climate Change: The Transition from Icehouse to Hothouse*.
- Spencer, R. J., y Hardie, L. A. (1990). Control of seawater composition by mixing river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. *Fluid-Mineral*

- Interactions: A Tribute to H.P. Eugster*, 2(2), 409–419.
- Taborda A., B., y Geophysicists., C. S. of P. G. and. (1965). *Guidebook to the geology of the De Mares Concession : field trip of February 26-28, 1965*. Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists.
- Taliaferro, N. I. (1934). Contraction Phenomena in Cherts. *Geological Society of America Bulletin*, 45(2), 189–232. <https://doi.org/10.1130/GSAB-45-189>
- Terraza, R. (2003). Origen diagenético de Cherts y Porcelanitas en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior (Grupo Olini), al sur de San Luis (Tolima), Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 28, 79–94.
- Terraza, Roberto. (2020). “Formación la Luna”: expresión espuria en la geología colombiana. En F. Etayo Serna y Comité Editorial Servicio Geológico Colombiano (Eds.), *Estudios Geológicos y Paleontológicos sobre el Cretácico en la región del Embalse del Río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena* (pp. 303–362). Servicio Geológico Colombiano (SGC).
- Thorez, J. (1975). *Phyllosilicates and Clay Minerals: a Laboratory Handbook for Their X-Ray Diffraction Analysis* (G. Lelotte (ed.); Vol. 13, Issue 3). La Universidad de California. <https://doi.org/10.1139/t76-035>
- Trewin, N. H., y Fayers, S. R. (2005). Sedimentary Rocks | Chert. En *Encyclopedia of Geology* (pp. 51–62). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00315-4>
- Ulloa, C., y Rodriguez, E. (1991). *Memoria explicativa Plancha 190. Chiquinquirá (Departamento de Boyacá)*.
- Velandia P., F., Marquinez, A., y Nuñez T., G. (2001). Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento del Huila. En *Mapa Geológico del Departamento del Huila* (Issue Enero). <https://doi.org/10.13140/2.1.3373.0885>
- Vergara, L., y Rodriguez, G. (1996). Consideraciones sobre la Petrografía y Diagénesis de los Grupos Guadalupe (Cordillera Oriental) y Palmichal (Piedemonte Llanero). *Geología Colombiana*, 21(1971), 41–63.
- Villamil, T. (1998). Chronology, Relative Sea-Level History and a New Sequence

- Stratigraphic Model for Basinal Cretaceous Facies of Colombia. En *Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustacy, Northern South America* (Vol. 58, Issue 58, pp. 161–216). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
<https://doi.org/10.2110/pec.98.58.0161>
- Villamil, T., Arango, C., y Hay, W. W. (1999). Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. En *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System* (Vol. 332, Issue August 2009, pp. 191–202). Geological Society of America.
<https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.191>
- Warren, J. (2000). Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52(1–3), 1–81.
[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2)
- Wheeler, O. (1929). *Report on the Palmira series with notes on stratigraphy of the Umir, Lisama, and la Paz formations near the eastern part of the mares concession*. Imperial Oil Ltd.
- Wilkin, R. T., y Barnes, H. L. (1996). Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4167–4179. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)81466-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)81466-4)
- Wilson, R. C. L. (1966). Silica Diagenesis in Upper Jurassic Limestones of Southern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(4), 1036–1049.
- Wise, S. W., y Weaver, F. M. (1974). Chertification of Oceanic Sediments. En *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea* (Vol. 1, pp. 301–326). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444304855.ch13>
- Wolanski, E., Asaeda, T., y Imberger, J. (1989). Mixing across a lutocline. *Limnology and Oceanography*, 34(5), 931–938.
<https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.5.0931>
- Young, H. R., Li, R., y Kuroda, M. (2012). Silicification in Mississippian Lodgepole Formation, northeastern flank of Williston basin, Manitoba, Canada. *Journal of Earth Science*, 23(1), 1–18. <https://doi.org/10.1007/s12583-012-0229-6>