



**ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y PROCEDENCIA DE LAS  
ARENISCAS LÍTICAS GLAUCONÍTICAS DE LA FORMACIÓN  
MAGALLANES INFERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LA  
CUENCA AUSTRAL, SUR DE SANTA CRUZ**

**Trabajo Final de Licenciatura en Geología**

**Alumna: Stefania Vittore**

**Directora: Dra. Maisa Tunik**

**Codirectora: Geóloga Julieta Omarini**



**Año: 2021**

## ÍNDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	3
<b>RESUMEN</b> .....	4
<i>ABSTRACT</i> .....	5
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	8
<b>MARCO GEOLÓGICO</b> .....	10
<i>Secuencias sedimentarias</i> .....	11
<i>Formación Magallanes Inferior en el Yacimiento Campo Indio</i> .....	12
<i>Ambiente de depositación</i> .....	15
<b>MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	16
<b>PETROGRAFÍA</b> .....	23
Descripción de los componentes modales principales.....	24
<i>Cuarzo (Q)</i> .....	24
<i>Feldespatos (F)</i> .....	27
<i>Líticos (Lt)</i> .....	29
<i>Cementos (C)</i> .....	41
<i>Pseudomatriz (Lap)</i> .....	42
<i>Pirita (Opdf)</i> .....	44
<i>Porosidad (Op)</i> .....	45
<b>PROCEDENCIA</b> .....	47
<b>MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO Y ANÁLISIS EDS</b> .....	50
<b>DISCUSIONES</b> .....	59
<b>CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES</b> .....	64
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	66

## **AGRADECIMIENTOS**

A toda mi familia, en especial a mi mamá por ser mi pilar principal, por acompañarme en todo este camino y por darme la libertad de estudiar lo que siempre quise desde chica, sin ella no lo podría haber logrado. A mi tío por ser mi principal mentor y el que me despertó la curiosidad por la geología. A mis hermanos, que a la distancia me han ayudado con sus palabras de aliento, en especial a mi hermano mayor Emanuel, que permitió que en el 2020 supere los ataques de pánico y así pueda terminar la carrera que tanto me apasiona.

A la Universidad Nacional de Río Negro, al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología y personal que forma parte, por abrirme las puertas de sus instalaciones y proveerme una educación pública, gratuita y de calidad. A mis profesores, directoras y jurados del presente trabajo, personas de gran corazón y sabiduría que me han transmitido todo el conocimiento en cada materia y me han ayudado con mucho esfuerzo a lograr mis objetivos, en especial a Maisa Tunik y Pablo González que además de conocimiento me transmitieron la pasión por esta ciencia. A la empresa CGC por proveerme las muestras para que pueda llevar a cabo los estudios y realizar mi trabajo final.

A mis compañeros, por hacer que cada cursada sea divertida, enriquecedora e inolvidable. En especial a Julián Candia, compañero y mejor amigo con el cual he hecho toda la carrera y gracias a él hoy puedo estar escribiendo estas palabras. A las personas que han estado en algún momento de esta etapa, a las que están y a las que desde el cielo me guían.

Este logro no es enteramente mérito mío, sino también de todas las personas que directa o indirectamente me han ayudado a que esto sea posible.

A todos ellos, ¡gracias!

## RESUMEN

La Formación Magallanes Inferior (Cretácico Superior-Eoceno Inferior) hospeda los reservorios productivos de los yacimientos hidrocarburíferos más importantes de la cuenca Austral. En esta Formación se localiza el reservorio informalmente denominado M1, el cual fue descubierto como reservorio productivo de gas y condensado en el yacimiento Campo Indio en el año 2001 con el pozo CI.a-23. Las heterogeneidades petrofísicas del reservorio hacia el norte y este del yacimiento hicieron que estas extensiones quedaran relegadas y en segundo plano, focalizando la producción inicial comercial en el sector occidental entre los años 2002 y 2008, donde predominan las mejores propiedades petrofísicas. Mucha de la información obtenida en los pozos de desarrollo y extensión permitieron iniciar una nueva etapa de desarrollo en el año 2016 en el sector oriental, lo que logró quintuplicar la producción del yacimiento Campo Indio hasta principios del año 2018.

El objetivo principal de este trabajo es comprender la composición y procedencia de los elementos que integran la fracción clástica de las rocas del reservorio M1 en la Formación Magallanes Inferior y cómo los factores litológicos, composicionales y biogénicos inciden sobre las características petrofísicas de la roca. Para ello se realizó un estudio petrográfico y mineralógico en detalle de muestras pertenecientes a testigos corona de 4 pozos del yacimiento Campo Indio, integrando estudios de cuantificación y microanálisis químico mediante MEB-EDS. De este modo, se pudo identificar que las rocas corresponden mayormente a areniscas finas feldespato-cuarzo-líticas y cuarzo-feldespato-líticas, con un alto grado de bioturbación evidenciada por estructuras biogénicas y *pellets* fecales glauconitizados. A partir de los conteos modales realizados, se observó que las muestras presentan mala a regular selección del tamaño de grano y clastos con bordes angulosos a subredondeados. En base al análisis conjunto de estas características, se pudo inferir un grado de transporte reducido y un patrón de procedencia de arcos magmáticos transicionales, con improntas de arcos disectados y no disectados.

El rasgo distintivo e indiscutible de la fracción clástica son las glauconitas autóctonas, reconocibles en forma de *pellets* fecales glauconitizados e identificados como líticos sedimentarios, los cuales presentan colores verdes característicos y morfologías particulares. La diversidad en los colores de las glauconitas evidencia diferentes estadios evolutivos, como consecuencia de la variación del contenido de hierro y potasio. La cantidad de los *pellets* y el grado evolutivo de las glauconitas coinciden con los momentos

en donde en los ritmos de las tasas sedimentarias presentan variaciones, lo cual estaría relacionado con el tiempo de permanencia de los mismos en la interfase agua-sedimento o a profundidades mayores, debido al hábito infaunal de muchos organismos que producen el *pellet*. Los *pellets* glauconitizados en un estadio evolutivo avanzado se condicen con períodos de tasas de sedimentación relativamente bajas, en donde permanecen en el fondo marino durante tiempos suficientemente largos reflejando períodos de no depositación sedimentaria. Lo que se observa es que cuando se producen pausas en la sedimentación el grado evolutivo de los *pellets* y la abundancia de los mismos es mayor, para ese momento y lugar determinado de la cuenca. Además de lo anteriormente nombrado el estudio y cuantificación de los *pellets* fecales glauconitizados demostraron que los mismos no producen deterioros en los valores de porosidad total de las coronas, por lo que no significarían un problema en las propiedades petrofísicas de la roca reservorio. Ligado a esto, la presencia de pirita diseminada y framboidal también se incrementa a medida que aumentan los *pellets*, lo que confirma su origen biológico en condiciones microreductoras. Por otra parte, es necesario tener en cuenta que tanto la pirita como el contenido de Fe en los *pellets* glauconitizados tienen un impacto severo en la respuesta eléctrica del reservorio.

Los alcances de este trabajo intentan dar a conocer la composición de la fracción clástica de las rocas que componen el reservorio M1 de la Formación Magallanes Inferior, y también lograr un enfoque petrográfico de los productos de la bioturbación de los sustratos, que en este caso son los *pellets* fecales glauconitizados. Gracias al grado de detalle logrado, se permitió evaluar cómo los mismos contribuyen a la composición y propiedades petrofísicas de las areniscas, provocando variaciones en estos parámetros. Estos aspectos sin dudas deben ser tenidos en cuenta para una mejor caracterización de las areniscas y como posible elemento para identificar superficies clave de correlación.

## **ABSTRACT**

*The Lower Magallanes Formation (Upper Cretaceous-Lower Eocene) hosts the productive reservoirs of the most important hydrocarbon deposits in the Austral basin. The reservoir informally called M1 is located in this Formation, which was discovered as a productive gas and condensate reservoir in the Campo Indio field in 2001 with well CI.a-23. The petrophysical heterogeneities of the reservoir to the north and east of the*

*reservoir caused these extensions to be relegated and in the background, focusing the initial commercial production in the western sector between 2002 and 2008, where the best petrophysical properties predominate. Much of the information obtained in the development and extension wells allowed to start a new stage of development in 2016 in the eastern sector, which managed to quintuple the production of the Campo Indio deposit until the beginning of 2018.*

*The main objective of this work is to understand the composition and origin of the elements that make up the clastic fraction of the rocks of the MI reservoir in the Lower Magallanes Formation and how the lithological, compositional and biogenic factors affect the petrophysical characteristics of the rock. For this, a detailed petrographic and mineralogical study of samples belonging to crown cores from 4 wells of the Campo Indio deposit was carried out, integrating quantification studies and chemical microanalysis using SEM-EDS. In this way, it was possible to identify that the rocks correspond mainly to fine feldspar-quartz-lithic and quartz-feldspar-lithic sandstones, with a high degree of bioturbation evidenced by biogenic structures and glauconitized fecal pellets. From the modal counts performed, it was observed that the samples present poor to regular grain size selection and clasts with angled to sub-rounded edges. Based on the joint analysis of these characteristics, it was possible to infer a reduced degree of transport and a pattern of origin of transitional magmatic arcs, with imprints of dissected and non-dissected arcs.*

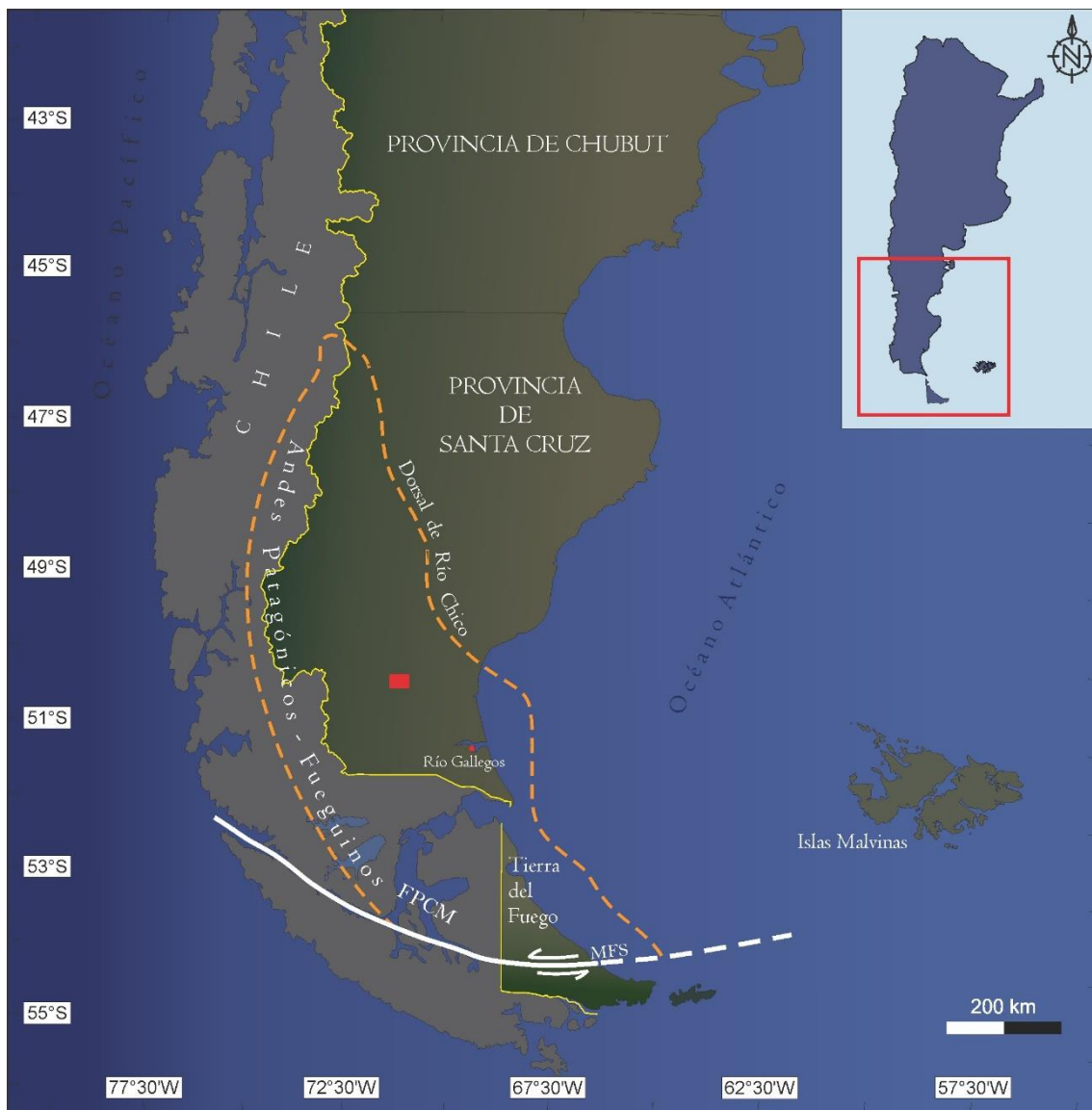
*The distinctive and indisputable feature of the clastic fraction are the autochthonous glauconites, recognizable in the form of glauconitized fecal pellets and identified as sedimentary lithics, which present characteristic green colors and particular morphologies. The diversity in the colors of the glauconites shows different evolutionary stages, as a consequence of the variation of the iron and potassium content. The quantity of the pellets and the evolutionary degree of the glauconites coincide with the moments in which the rhythms of the sedimentary rates present variations, which would be related to the time of permanence of the same in the water-sediment interface or at greater depths, due to the infaunal habit of many organisms that produce the pellet.. Glauconitized pellets in an advanced evolutionary stage are conditioned with periods of relatively low sedimentation rates, where they remain on the seabed for long enough times reflecting periods of no sedimentary deposition. What is observed is that when there are pauses in sedimentation, the evolutionary degree of the pellets and their abundance is greater, for that moment and place in the basin. In addition to the aforementioned, the*

*study and quantification of glauconitized fecal pellets showed that they do not cause deterioration in the total porosity values of the crowns, so they would not mean a problem in the petrophysical properties of the reservoir rock. Linked to this, the presence of disseminated and framboidal pyrite also increases as the pellets are inverted, which confirms its biological origin under microreductive conditions. On the other hand, it is necessary to take into account that both the pyrite and the Fe content in the glauconitized pellets have a severe impact on the electrical response of the reservoir.*

*The scope of this work tries to reveal the composition of the clastic fraction of the rocks that make up the M1 reservoir of the Lower Magallanes Formation, and also to achieve a petrographic approach to the products of the bioturbation of the substrates, which in this case are glauconitized fecal pellets. Thanks to the degree of detail achieved, it will be evaluated how to improve them in the composition and petrophysical properties of the sandstones, causing variations in these parameters. These aspects should undoubtedly be taken into account for a better characterization of the sandstones and as a possible element to identify key correlation surfaces.*

## INTRODUCCIÓN

A 140 km de la ciudad de Río Gallegos se localiza el yacimiento Campo Indio (Fig. 1), ubicado en el sector centro-sur de la provincia de Santa Cruz, en la región morfoestructural denominada talud de la cuenca Austral (Aimar *et al.*, 2018). La secuencia productiva de hidrocarburos de este yacimiento son las areniscas del reservorio M1, desarrollado en la Formación Magallanes Inferior, la cual forma parte del relleno de antepaís de la cuenca (Cagnolatti y Miller, 2002).



**Figura 1.** Mapa de ubicación de la Cuenca Austral (línea discontinua naranja). Área de estudio Yacimiento Campo Indio recuadrada en rojo. FPCM: Faja Plegada y Corrida de Magallanes. MFS: Sistema de Falla Magallanes-Fagnano.

Localmente, la columna sedimentaria de la Formación Magallanes Inferior alcanza los 400 metros de espesor, depositada dentro de ambiente deltaico -*Shoreface*



medio a distal-. Asimismo, las rocas de la Formación Magallanes Inferior que componen el reservorio M1 muestran variaciones laterales faciales de W hacia el E, lo cual conlleva a un empobrecimiento de sus cualidades petrofísicas y de reservorio. Tanto Cagnolatti y Miller (2002) como Saccavino *et al.* (2005) asignan estos cambios faciales a las variaciones en el contenido de limos, arcillas, tamaño de grano de las arenas y el porcentaje de glauconita. Por consiguiente, el desarrollo inicial del yacimiento se focalizó en el sector W donde las condiciones de reservorio permitieron la producción comercial, en tanto que en el sector E se caracteriza por presentar reservorios de baja permeabilidad o tipo “*tight*”. A partir del año 2016 se comenzó una campaña de pozos de avanzada y delineación que permitieron estudiar con más detalle el reservorio, pudiendo así extender el desarrollo hacia la zona Tight e incorporando reservas previamente no identificadas hacia el Norte del yacimiento principal (Aimar *et al.*, 2018).

Las rocas del M1 poseen una granulometría de tamaño fino y muestran una marcada presencia de *pellets* fecales, distinguibles por su color característico y morfología particular. En este sentido, el objetivo de este trabajo se basa en comprender la composición y procedencia de los elementos que componen la fracción clástica del reservorio M1, y cómo los factores litológicos, composicionales y biogénicos inciden sobre las características petrofísicas de la roca reservorio. Para ello, se realizó un estudio petrográfico y mineralógico en detalle de muestras pertenecientes a 4 pozos del yacimiento Campo Indio, integrando y combinando técnicas de cuantificación, procedencia y microanálisis químico mediante MEB-EDS, determinando de esta manera la fracción clástica, la matriz, los cementos, la porosidad, la morfología y la variación composicional de los *pellets* fecales glauconitizados. Sin dudas, estos aspectos deben ser tenidos en cuenta para una mejor caracterización de las areniscas, lo que podría permitir aportar nuevos conceptos sobre el entendimiento de este reservorio.

## MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Austral (o de Magallanes) se encuentra en la parte suroccidental de la placa Sudamericana y está limitada en su borde occidental por los Andes Patagónicos-Fueguinos, al este por la Dorsal del Río Chico o Arco de Dungeness -estructura que se extiende hacia el mar separando las cuencas Austral y Malvinas-, y al sur por una falla transformante que constituye un límite de placa (Bidell *et al.*, 1986; Yagupsky *et al.* 2003). En territorio continental argentino se desarrolla en la provincia de Santa Cruz y continua hacia el sur en territorio insular chileno-argentino, entre las latitudes 47°S y 55°S y longitudes 74°W y 63°W. Posee una superficie de aproximadamente 230.000 km<sup>2</sup> tanto en posiciones *onshore* como *offshore* y una morfología elongada en dirección NNW–SSE (Fig. 1) (Varela, 2011 y Belotti *et al.*, 2014).

Desde el punto de vista hidrocarburífero, la cuenca Austral conforma una de las 5 grandes cuencas productivas de hidrocarburos de Argentina. Gracias a la exhaustiva actividad de investigación y exploratoria de los recursos minerales que se remonta a finales del siglo XIX y principios del XX, se pone en manifiesto el descubrimiento de hidrocarburos de la cuenca Austral en el año 1949 en la Formación Springhill en el yacimiento Río Chico (Peroni *et al.*, 2002). En el año 1985 se realiza el primer descubrimiento comercial de hidrocarburos de los reservorios de la Formación Magallanes Inferior en el yacimiento Campo Boleadoras (Saccavino *et al.*, 2005) y en el año 2001 en el yacimiento Campo Indio, los cuales se ponen en producción en el año 2002 en el sector oeste y en el año 2016 en el sector oriental gracias al registro de una sísmica 3D cuya cobertura abarcó gran parte de la acumulación (Aimar *et al.*, 2018).

La evolución tectónica y el desarrollo geológico de la cuenca Austral está relacionado a tres etapas tectónicas: la etapa de *rift*, la etapa de hundimiento termal o *Sag* y la etapa de antepaís. La primera está vinculada a la ruptura suroccidental del supercontinente Gondwana (Triásico Superior-Jurásico Medio-Superior) y a la depositación de sedimentos continentales, rocas volcánicas y volcanoclástica. Durante el Jurásico Medio, la expansión que fomentó la extensión y fusión cortical continental dio origen a una serie de eventos volcánicos que quedaron registrados en toda la región patagónica al sur de los 46°S. Las series volcánicas depositadas incluyen, dentro de varias Formaciones, a la “Serie Tobífera” o “Formación Tobífera”, término que prosperó tanto en la geología del subsuelo argentino como chileno. Con el avance de la extensión,

consecuentemente, se generó la ruptura de la corteza continental y generación de la corteza oceánica, la cual se vincula con el desarrollo de la cuenca de trasarco “Cuenca de Rocas Verdes” (CVR) (Mpodozis *et al.*, 2011). La etapa de *Sag* (Jurásico Superior-Cretácico Superior -Turoniano-) está relacionada con la continuación del desarrollo de la CRV, la disminución progresiva del volcanismo y los efectos térmicos asociados a la fase de *rifting* inicial y una transgresión generalizada relacionada con el efecto de subsidencia térmica que sobrevino a la fase de *synrift*. Las secuencias transgresivas corresponden a las facies arenosas diacrónicas de la Formación Springhill, principal reservorio hidrocarburífero de la cuenca. La depositación de estas facies son correlativas con facies marinas profundas hasta el Aptiano que corresponden a arcillas y lutitas negras laminadas con un importante contenido de materia orgánica, asignadas a lo que en el subsuelo argentino se conoce como Formaciones Palermo Aike. Desde el Aptiano al Coniaciano se produce la transición a la de antepaís (Mpodozis *et al.*, 2011), durante la cual se da progresivamente el cierre de la CRV, culminando con la generación de la ofiolita Sarmiento. La etapa de antepaís se vincula a los procesos compresivos que comienzan a actuar a mediados del Cretácico afectando al arco volcánico, generando compresión en la cuenca (Varela, 2011), y la depositación de sedimentos marinos y continentales como respuesta a la tectónica compresiva andina.

La sucesión sedimentaria de la cuenca Austral llega a alcanzar un espesor máximo de 8000 metros como consecuencia del registro de diferentes ciclos sedimentarios y hemicyclos transgresivos y regresivos, con un desarrollo casi exclusivo de rocas silicoclásticas (Varela, 2011). Estos ciclos sedimentarios fueron interpretados como el resultado de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca, los cuales comenzaron a depositarse durante el Jurásico Superior en ambientes marinos de plataforma, deltaicos y fluviales, pasando a ambientes marinos profundos durante el Cretácico y finalizando con una somerización a ambientes continentales en el Neógeno (Arbe, 2002).

### ***Secuencias sedimentarias***

Las secuencias sedimentarias 1 y 2 descritas por Cagnolatti y Miller (2002) abarcan la Formación Magallanes Inferior (Fig. 2). La secuencia 1 (Campaniano inferior-Paleoceno inferior), se compone de areniscas que abarcan la base de la formación mencionada, y el tramo superior de la Formación Palermo Aike. Su desarrollo comienza

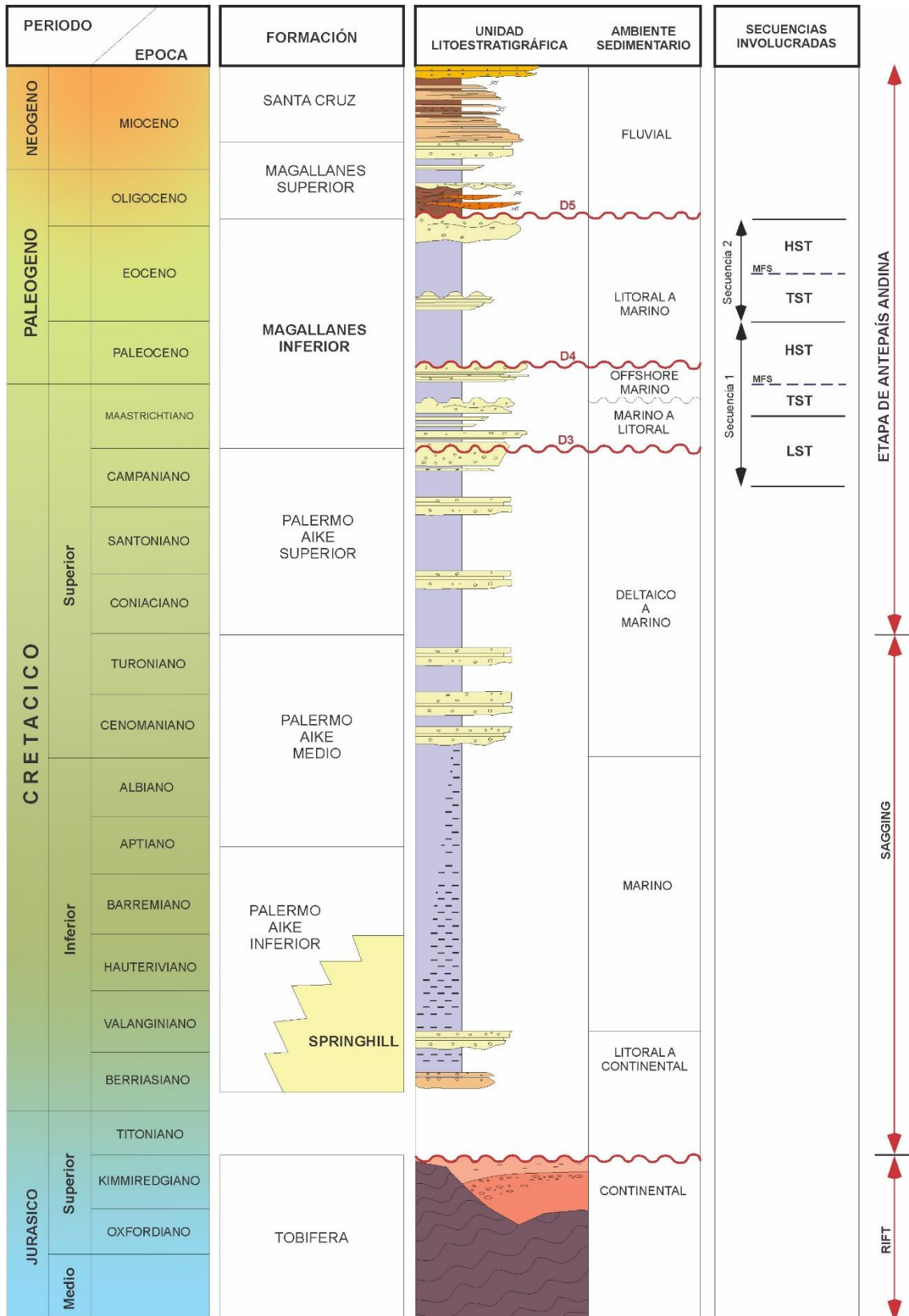
con una secuencia de mar bajo (LST), pasando a un sistema transgresivo (TST) y culmina con un sistema de mar alto (HST) que da lugar a un perfil somerizante. La secuencia 2 (Eoceno Medio y Tardío), abarca el tramo superior de la Formación Magallanes Inferior, la cual se inicia con un sistema transgresivo (TST) que culmina en un nivel glauconítico que marca la superficie de máxima inundación (MFS), que a su vez actúa como una superficie de progradación (DLS o *downlap*) del sistema de mar alto (HST) del tramo superior de la secuencia 2.

	ÉPOCA	SECUENCIA	SISTEMA	AMBIENTE	LITOLOGÍA
Formación Magallanes Inferior	Eoceno	Secuencia 2	HST	LITORAL A MARINO	limolitas y areniscas finas progradantes facies marinas de plataforma
			TST		pelitas y areniscas glauconíticas facies de plataforma externa
	Paleoceno	Secuencia 1	HST	OFFSHORE MARINO	areniscas glauconíticas facies de shoreface
			TST		pelitas y areniscas finas facies de plataforma media a interna
	Maastrichtiano Tardío	Secuencia 1	LST	MARINO A LITORAL	pelitas facies de plataforma media
	Maastrichtiano Temprano		LST		areniscas marinas facies de barras marinas
					areniscas marinas marginales facies de canal y desborde
					pelitas prodeltaicas zona de foraminíferos arenáceos

**Figura 2.** Esquema cronoestratigráfico de las diferentes secuencias y sistemas que abarcan la Formación Magallanes Inferior. Tomado y modificado de Cagnolatti y Miller (2002).

### ***Formación Magallanes Inferior en el Yacimiento Campo Indio***

La Formación Magallanes Inferior abarca el intervalo Maastrichtiano-Eoceno, y los yacimientos productivos de la misma en el sector argentino se ubican en el nivel estratigráfico Maastrichtiano-Paleoceno. La columna sedimentaria (Fig. 3) correspondiente a dicha Formación se encuentra representada por sedimentos silicoclásticos marinos y litorales, depositados en la etapa de antepaís de la cuenca Austral.



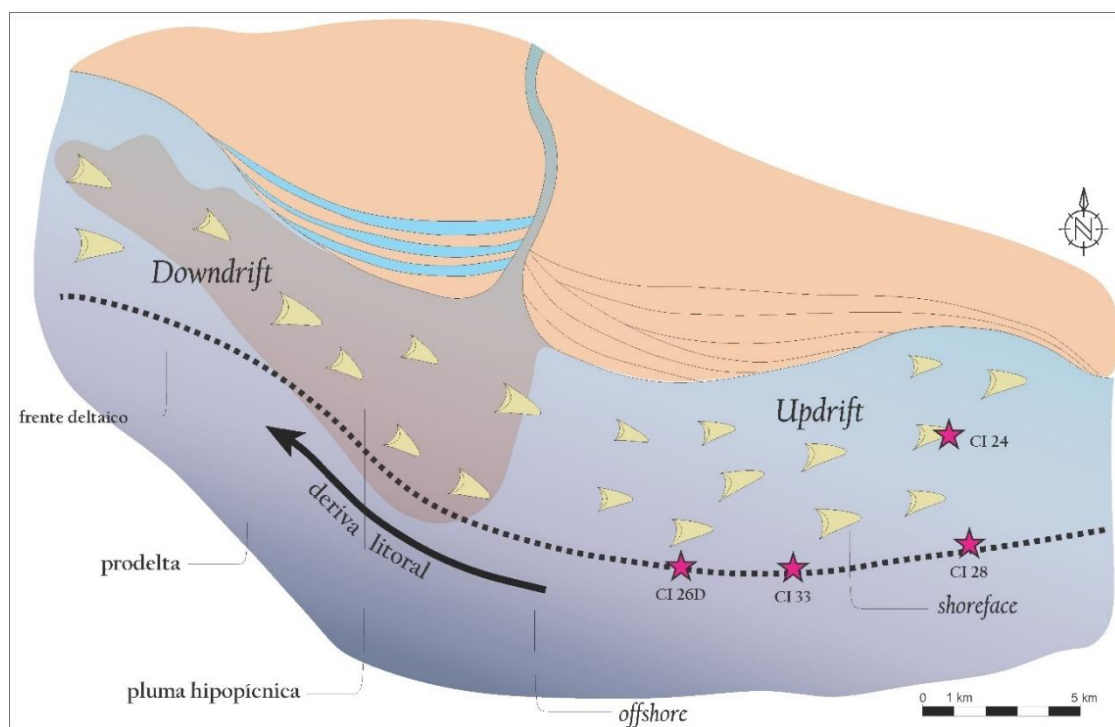
**Figura 3.** Cuadro estratigráfico de las unidades litológicas de subsuelo, utilizado para el área de estudio, tomado y modificado de Robbiano *et al.* (1996), Mpodozis *et al.* (2011) y Belotti *et al.* (2014). Se resalta en negrita a la Formación Magallanes Inferior, unidad de donde se extrajeron las muestras para este estudio.

Estos depósitos se encuentran limitados por discordancias erosivas producto de los movimientos tectónicos andinos. Los reservorios ubicados en el tramo basal de la Formación Magallanes Inferior se encuentran limitados por las discordancias D3 y D4, las cuales constituyen los elementos que gobiernan el desarrollo de los reservorios y muchas veces tienen una participación preponderante en el entrapamiento, constituyendo en algunos casos trampas del tipo subdiscordantes o “*sub-unconformity traps*”. El relieve estructural de la Serie Tobífera desarrolla un intenso fallamiento sobre las rocas cretácicas-paleógenas, constituyendo el factor de entrapamiento complementario y secundario a las discordancias D3 y D4 que son las que definen los rasgos principales de las trampas estratigráficas de hidrocarburos (Saccavino *et al.*, 2005).

El yacimiento Campo Indio fue descubierto en 1994 con el pozo CI.x-1, el cual produjo inicialmente de la Formación Springhill (Valanginiano) quedando los reservorios de la Formación Magallanes Inferior como un objetivo secundario. El aledaño yacimiento Campo Boleadoras constituye el primer descubrimiento comercial de hidrocarburos de esta unidad en el año 1985, informalmente denominada M1. Este reservorio no se puso en producción en Campo Indio hasta el año 2001 con el desarrollo de sísmica 3D (Aimar *et al.*, 2018). El desarrollo inicial y producción comercial entre los años 2002 y 2008 se focalizó en el sector W, debido a que hacia el E las condiciones de reservorio presentaban deterioro (Cagnolatti y Miller 2002; Saccavino *et al.*, 2005). Gracias al estudio en detalle de los pozos que quedaron con producciones subcomerciales, suspendidos o abandonados en el sector E, y a la información clave que presentaron los mismos (perfiles completos y coronas), se pudo identificar una nueva oportunidad de desarrollo y extensión del campo. Es así, que a partir del año 2016 se inicia una nueva etapa de desarrollo en este sector logrando quintuplicar la producción de Campo Indio de fines de 2014 a marzo del año 2018 (Aimar *et al.*, 2018).

### *Ambiente de Deposition*

Estudios sedimentológicos e icnológicos en detalle realizados en los testigos coronas CI 24, CI 16D, CI 28 y CI 33 por Ponce y Carmona (2017) establecen que las sucesiones analizadas se encuentran integradas por areniscas finas masivas debido a la intensa bioturbación que presentan, sin preservación de las estructuras sedimentarias primarias. La actividad de los organismos está reflejada por trazas fósiles distribuidas en parches con moderada y baja icnodiversidad y abundancia. Se observa una distribución icnológica heterogénea a lo largo de las secciones, lo cual estaría indicando condiciones de estrés en el sistema. Es por esto que según Ponce y Carmona (2017) el paleoambiente deposicional se asigna a posiciones de *updrift* de un delta dominado por oleaje (Fig. 4), en donde las trazas fósiles reconocidas y las asociaciones de facies se asignan a la actividad de organismos depositívoros (icnofacies de *Cruziana* empobrecida y levemente empobrecida) y organismos suspensívoros (icnofacies de *Skolithos* empobrecida con algunos componentes de *Cruziana*), destacándose niveles con criptobioturbación.



**Figura 4.** Ambiente deposicional propuesto para el área de estudio tomado y modificado de Ponce y Carmona (2017).

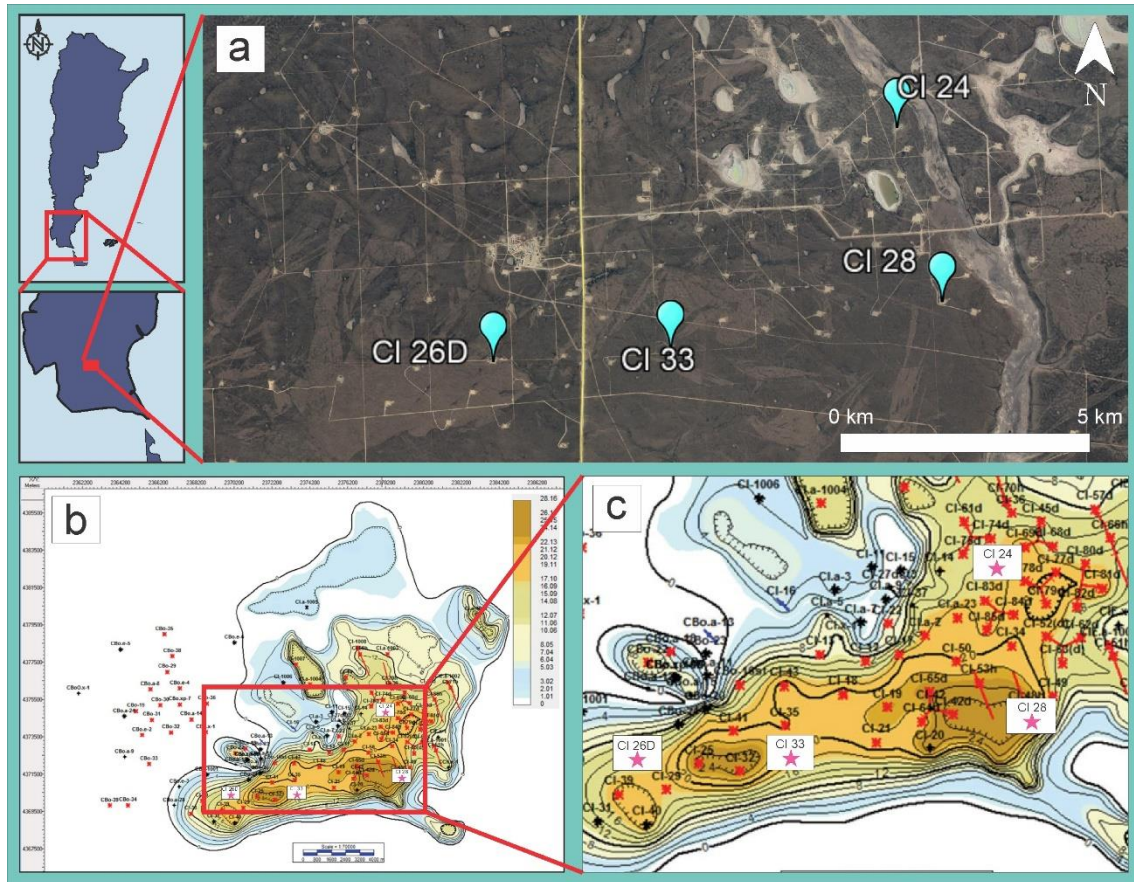
## MATERIALES Y MÉTODOS

En primera instancia se realizó una recopilación bibliográfica en detalle del área de estudio en cuestión, tanto de la cuenca Austral en general como de la Formación Magallanes Inferior y del yacimiento Campo Indio en particular. Adicionalmente se realizó la recopilación de información específica petrográfica y sedimentológica para poder realizar los estudios de cuantificación y procedencia. Posteriormente, se realizaron los trabajos de laboratorio, que consistieron en determinar los componentes de la fracción clástica presentes en las areniscas para luego obtener, mediante las tareas de gabinete, la composición final de las rocas, nomenclatura de las areniscas, área de procedencia, y clasificación de los *pellets* fecales glauconitizados.

*Tareas de laboratorio:* Los trabajos de laboratorio se llevaron a cabo en dos etapas: la primera consistió en la descripción y análisis de las muestras con microscopios petrográficos ZEISS modelo AXIO Imager A2m con cámara integrada y NIKON Eclipse E200, para poder caracterizar cada uno de los componentes de las areniscas (fracción clástica, cementos y tipos de porosidad) y, por consiguiente, poder cuantificarlos mediante el método de conteo modal, y también utilización de celular Samsung Galaxy J7 Prime para la toma de fotografías de las secciones delgadas bajo microscopio. En la segunda instancia se analizaron muestras de 2 coronas mediante microanálisis químicos EDS en el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) del laboratorio del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONCET). Esto se realizó para poder identificar las morfologías que poseen los *pellets* fecales glauconitizados presentes en la fracción clástica de las rocas, y a su vez, determinar el contenido de Fe y K de la glauconita presente en los mismos.

Se procedió por comenzar con la observación bajo microscopio petrográfico de 40 secciones delgadas provistas por la empresa CGC (Compañía General de Combustibles), las cuales fueron extraídas de muestras de areniscas de las coronas correspondientes a los pozos CI 26D, CI 33, CI 28 y CI 24 (Fig. 5a).





**Figura 5.** En (a): mapa de ubicación de los pozos en los cuales se extrajeron los testigos coronas analizados en el presente trabajo. En (b) y (c): ubicación de los pozos en el mapa de espesor neto del reservorio M1 en el yacimiento Campo Indio.

Posteriormente a la observación, se seleccionaron 14 cortes que mejor representan a la Formación Magallanes Inferior (Reservorio M1) (Fig. 5b y 5c), escogiendo del tope, centro y base de cada corona, para realizar los trabajos de conteos modales. Se decidió nombrar a cada muestra con el valor de la profundidad de la cual se extrajo la misma, es decir, la muestra que corresponda a la profundidad 1469,99 de la corona CI 26D se nombrará muestra “CI 26D 1469,99”, y así sucesivamente con el resto de las mismas.

Los conteos modales se realizaron sobre las 14 muestras contando 350 puntos por sección delgada, identificando 34 componentes totales, plasmados en la Tabla 1, de los cuales se discriminaron 3 tipos de Feldespatos: feldespato potásico (Fk), plagioclasas (Fp) y feldespato con porosidad por disolución (Fppd); 3 tipos de cuarzo: monocristalino flash (Qmf), monocristalino ondulado (Qmo) y policristalino (Qp); 15 tipos de fragmentos líticos: líticos volcánicos ácidos (Lva), líticos volcánicos básicos (Lvb), líticos metamórficos (Lm), pseudomatriz (Lap), líticos alterados (Laa), líticos glauconitizados (Lag), glauconita como lítico (Lagl), bioclastos (Lsb), foraminíferos piritizados (Lsf) y

radiolario glauconitizado (Lsr) fragmentos fosfáticos (Lsff); dentro de los fragmentos líticos, 4 tipos de glauconita con morfología de *pellets* fecales: glauconita en forma de cápsula (Lsgc), glauconita mamelar (Lsgm), glauconita ovoidal (Lsgo) y glauconita vermicular (Lsgv); 2 tipos de matriz: matriz silococlástica (Oms) y matriz glauconitizada (Omg); 3 tipos de cemento: cemento arcilloso (Oca), cemento carbonatico (Occ) y cemento analcima (Oca); 2 tipos de porosidad (Op): porosidad primaria (Opp) y secundaria (Ops); pirita diseminada y framboidal (Opdf); y otros 5 componentes clasificados como: otros minerales (Om), opacos (Oo), epidoto (Oe) y mica alterada (Oma). La letra principal asignada a cada componente se repite en algunos de los mismos, esto se debe a que el programa utilizado para ingresar los conteos agrupa a los elementos que posean la misma letra que los encabece. Como consecuencia de esto, se decidió realizar 4 grandes agrupaciones, en donde la “F” incluye y representa a todos los tipos de feldespatos, “Q” a los tipos de cuarzo, “L” a los líticos, y “O” a otros componentes de la fracción clástica. Es necesario reunir a los componentes en estos grupos debido a que el programa toma a los elementos que posean las letras Q, F y L para ingresarlos en un diagrama triangular, y de esta manera obtener el diagrama QFL, lo que permitirá clasificar y nombrar los diferentes tipos de areniscas. Como el programa no involucra a la letra O para realizar el diagrama, se reunieron el resto de los elementos en este grupo, debido a que no son principales para la clasificación.

Coronas	CI 24			CI 26			CI 33				CI 28			
Muestras	1424,93	1432,94	1438,21	1460,95	1469,99	1475,96	1457,3	1463,13	1469,7	1471,91	1453,5	1462,51	1468,69	1477,22
<b>Qmf</b> - Cuarzo monocristalino flash	12,29	12,86	12,29	18,29	6,29	12,57	23,14	17,43	18,29	7,43	7,71	23,43	8,00	10,57
<b>Qmo</b> - Cuarzo monocristalino onduloso	5,14	6,29	1,14	2,86	1,71	4,86	4,57	2,57	2,29	1,71	2,00	7,14	1,71	0,57
<b>Qp</b> - Cuarzo policristalino	8,57	5,71	2,86	1,43	0,86	1,14	1,43	1,14	0,86	3,71	2,57	4,00	4,00	6,00
<b>Fk</b> - Feldespato potásico	19,71	10,00	16,00	4,29	1,43	3,71	3,14	3,43	2,00	12,00	11,43	1,71	10,57	11,71
<b>Fppd</b> - Feldespato con porosidad por disolución	0,00	0,00	0,00	2,86	4,00	2,57	4,00	5,71	3,43	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00
<b>Fp</b> - Plagioclasa	8,29	8,00	6,86	5,14	4,86	6,29	6,29	5,43	2,00	5,14	4,86	10,86	7,14	4,29
<b>Lsb</b> - Bioclasto	2,29	0,86	2,00	0,00	0,00	0,00	0,57	3,71	0,00	0,29	2,29	1,43	2,57	0,29
<b>Lag</b> - Lítico glauconitizado	0,00	0,00	2,29	15,71	0,00	6,00	9,71	5,43	12,00	6,00	4,57	4,00	3,43	1,43
<b>Lagt</b> - Glauconita como lítico	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,43	0,00	0,00
<b>Laa</b> - Lítico alterado	0,00	11,43	3,14	13,43	0,00	6,00	7,43	2,00	3,14	13,43	8,86	5,43	12,57	0,00
<b>Lap</b> - Pseudomatriz	15,71	24,57	28,29	0,29	8,29	3,71	3,14	0,00	0,00	22,29	11,43	0,00	29,43	12,86
<b>Lm</b> - Lítico metamórfico	4,00	1,71	0,57	1,14	0,00	0,00	2,00	0,29	0,00	2,00	1,71	4,00	1,43	0,86
<b>Lsf</b> - Foraminífero piritizado	0,00	0,00	0,00	0,29	2,57	2,00	2,00	0,29	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Lsgc</b> - Glauconita en forma de capsula	1,43	0,86	3,71	2,29	8,29	8,29	3,71	7,14	6,00	0,57	0,57	0,00	0,00	2,29
<b>Lsgm</b> - Glauconita mamelar	0,00	0,00	2,57	0,29	22,57	0,57	0,29	0,57	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,57
<b>Lsgo</b> - Glauconita ovoidal	2,57	4,29	4,00	1,71	3,14	1,71	2,00	1,43	1,14	0,57	2,00	0,00	1,71	8,00
<b>Lsgv</b> - Glauconita vermicular	0,00	0,00	0,00	0,00	2,29	0,86	0,00	0,57	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Lsr</b> - Radiolario glauconitizado	0,00	0,00	0,00	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Lva</b> - Lítico volcánico ácido	2,57	1,14	0,29	6,86	2,86	6,29	5,43	5,14	4,00	1,71	2,86	6,57	2,29	0,29
<b>Lvb</b> - Lítico volcánico básico	0,86	3,71	1,43	8,57	7,71	7,71	2,29	4,57	4,29	2,00	2,57	10,29	0,29	0,86
<b>Lsff</b> - Fragmento fosfático	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,57	0,29	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Oe</b> - Epidoto	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Oo</b> - Opaco	0,00	0,57	0,00	0,29	0,57	0,57	0,57	1,71	0,86	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00
<b>Oms</b> - Matriz silicoclástica	0,00	0,00	0,00	0,00	4,86	4,86	5,14	2,57	14,00	0,00	0,00	8,57	0,00	0,29
<b>Oma</b> - Mica alterada	3,71	3,71	1,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,29	2,57	0,00	3,71	1,71
<b>Oca</b> - Cemento arcilloso	4,29	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	5,43	6,57	0,00	7,14	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Occ</b> - Cemento carbonático	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	2,29	0,00	0,00	12,57	0,00	24,57	0,00	0,00	8,00
<b>Oca</b> - Cemento analcima	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Om</b> - Otros minerales	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00
<b>Omg</b> - Matriz glauconitizada	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,29
<b>Ops</b> - Porosidad secundaria	1,14	1,71	0,00	2,29	3,14	2,29	1,14	0,57	0,57	2,57	0,00	0,29	3,71	10,57
<b>Opp</b> - Porosidad primaria	3,43	0,00	0,57	10,00	5,43	10,29	1,14	5,71	1,14	1,43	0,00	0,00	0,57	4,29
<b>Opdf</b> - Pirita diseminada y framboidal	3,71	2,57	9,14	2,00	7,71	5,43	3,71	9,43	8,00	7,43	7,43	1,43	6,86	4,29
<b>TOTAL</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

**Tabla 1.** Tabla de los resultados de los conteos modales. Todos los valores están expresados en porcentaje.

Luego de realizar los conteos se seleccionaron los valores de QFL (cuarzo, feldespatos y líticos), se sumaron y se recalcularon al 100% (Tabla 2) con el fin de poder clasificar las areniscas según el diagrama de Garzanti (2019) y también poder realizar los diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983).

Coronas	Muestras	Q (%)	F (%)	Lt (%)
CI 24	1424,93	31,16	33,56	35,27
	1432,94	27,19	19,69	53,13
	1438,21	18,63	26,14	55,23
CI 26	1460,95	26,42	14,38	59,20
	1469,99	11,31	13,14	75,55
	1475,96	25,00	16,92	58,08
CI 28	1453,5	18,78	24,89	56,33
	1462,51	39,80	15,13	45,07
	1468,69	16,11	20,81	63,09
	1477,22	24,29	22,67	53,04
CI 33	1457,3	35,66	16,43	47,90
	1463,13	31,49	21,70	46,81
	1469,7	34,09	11,82	54,09
	1471,91	16,25	21,66	62,09

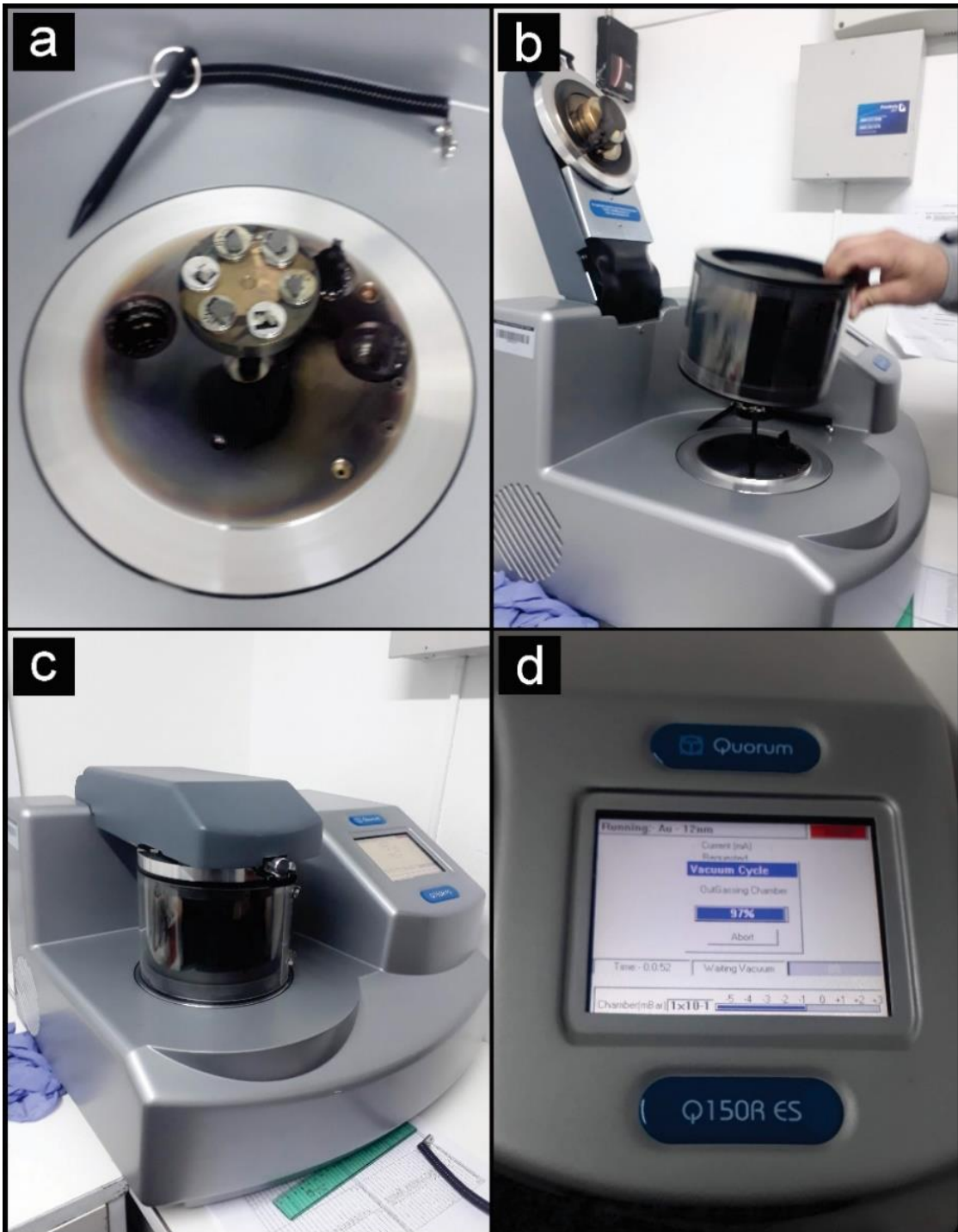
**Tabla 2.** Porcentajes de cuarzo (Q), feldespatos (F) y líticos (Lt) expresados en porcentajes y recalculados al 100%.

Las rocas poseen una granulometría de tamaño fino, por lo que para identificar y definir los componentes de estas areniscas se requieren otros métodos, además del microscopio petrográfico. El análisis de las rocas mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) es uno de ellos, siendo un método de suma eficacia para determinar morfologías en las superficies de las muestras, a través de la generación de imágenes de alta resolución que permiten visualizar aquellas fracciones granulométricas que generalmente no son posibles distinguir con el ojo humano. Además, el MEB utilizado cuenta con detector de electrones retrodispersados (EDS) que permite realizar microanálisis químicos. Las muestras deben encontrarse en condiciones adecuadas para ser analizadas en el MEB, por lo que previamente se deben realizar una serie de procedimientos necesarios. En primer lugar, se colocan las muestras sobre soportes especiales o *stubs* (Figura 6a) y se pegan sobre ellos mediante adhesivos especiales de

carbono. Para que queden aún más fijas, se pintaron con una pintura especial de plata. Seguidamente, se introducen a un equipo metalizador (Fig. 6b y 6c) en donde se recubren con una fina capa de oro con un espesor entre 9 y 21 nm (nanómetros) (Fig. 6d), para luego ser ingresadas al MEB. Este trabajo de selección y metalizado se aplicó sobre 6 muestras de las coronas CI 26D y CI 33 (CI 26 M2, M3 y M5; CI 33 M1, M2 y M3), las cuales corresponden a profundidades de entre 1450 y 1480 mbbp (metros bajo boca de pozo) de la Formación Magallanes Inferior.

*Tareas de gabinete:* La clasificación de las areniscas se realizó de acuerdo al nuevo método propuesto por Garzanti (2019), en el cual los elementos no esenciales con porcentajes menores al 50% del volumen de la arenisca son considerados e involucrados dentro del diagrama QFL, lo cual se contrapone al antiguo método propuesto por Folk *et al.* (1970). Debido al tamaño de grano de las areniscas, los conteos y mediciones de las modas se realizaron en base a los métodos propuestos por Dickinson (1970) e Ingersoll y Suczek (1979), y para la disminución del efecto del tamaño de grano se aplicó el de Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985). En cuanto a la clasificación de los *pellets* fecales presentes en las areniscas, se realizó en base a los trabajos publicados por Amorosi (1995 y 1997), Pryor (1975) y Odin y Matter (1981), en donde en base a estos autores se discriminó el grado de evolución de las glauconitas, su morfología y grado de madurez.

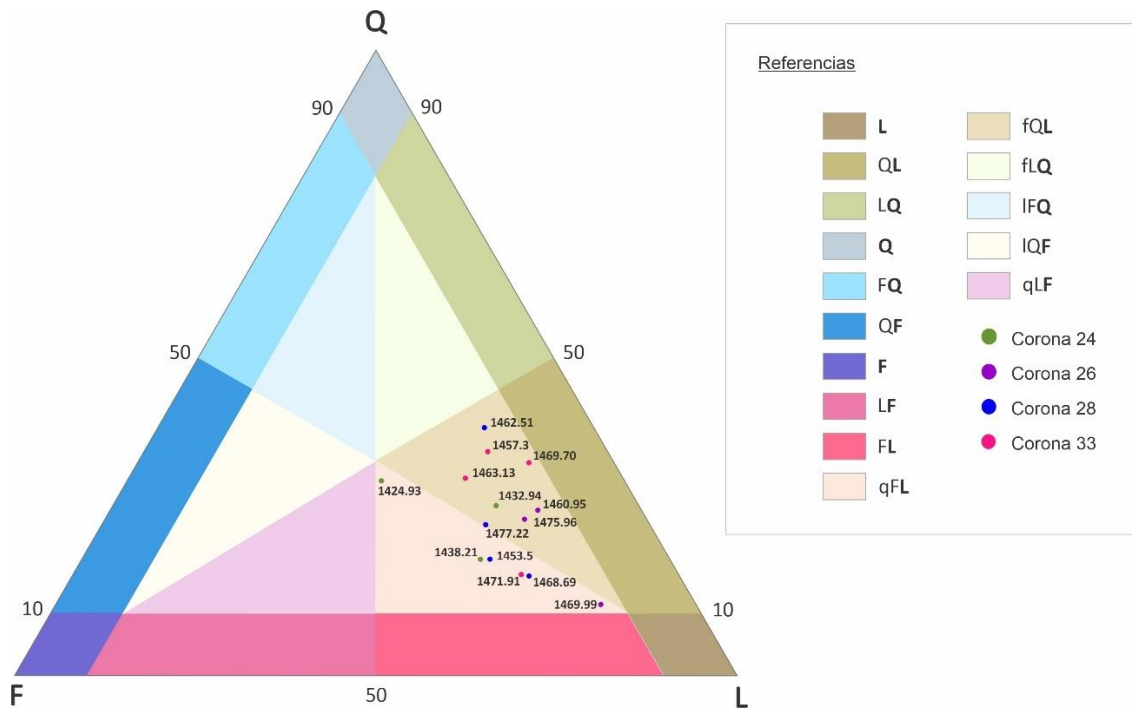
Para un análisis comparativo con la porosidad óptica obtenida, se tomaron los datos de porosidad y permeabilidad real de las 4 coronas de estudios en informes internos realizados por LCV S.A. y Ponce y Carmona (2017). Esto permitió realizar comparaciones y observaciones entre la porosidad, los *pellets* fecales glauconitizados y la glauconita total presente en el sistema.



**Figura 6.** Imágenes sobre el preparado de las muestras en el metalizador: (a) muestras montadas sobre los soportes o *stubs*; (b) disposición de las muestras dentro del metalizador; (c) proceso de metalizado con oro de las muestras; (d) elección del espesor de la película de oro que recubrirá a las muestras.

## PETROGRAFÍA

Se pudo determinar mediante el diagrama propuesto por Garzanti (2019) que las areniscas corresponden mayormente a areniscas feldespato-cuarzo-líticas (fQL) seguidamente de areniscas cuarzo-feldespato-líticas (qFL) (Fig. 7). Este método lo que propone es involucrar a todos los componentes que conforman las areniscas (cuarzo, feldespatos y líticas) y considerarlos a la hora de nombrar las mismas. Para nombrar a la roca, el componente que menos abunda se coloca al principio del nombre, y el que más abunda al final. Esta técnica de nomenclatura es contraria a la propuesta por Folk *et al.* (1970), en donde los componentes más predominantes se colocan al principio, y los menos al final.

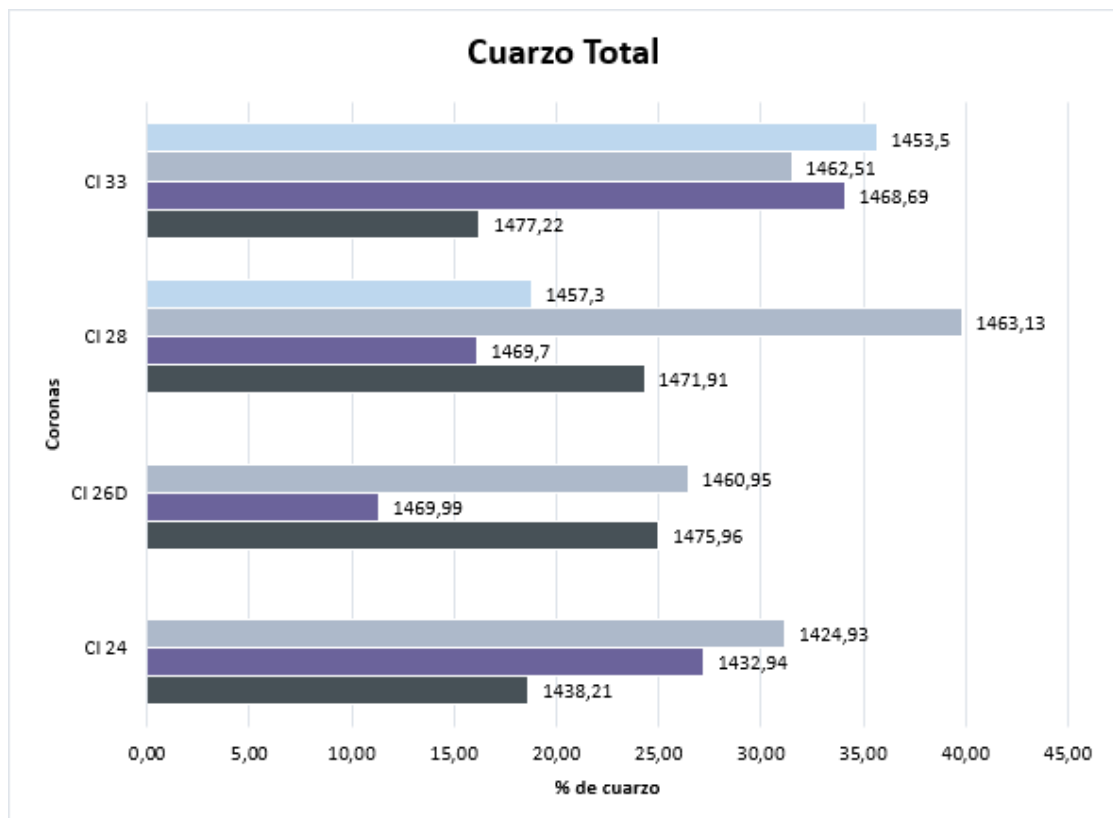


**Figura 7.** Diagrama de Garzanti (2019) que involucra las muestras de las 4 coronas. Las siglas de las referencias de la figura corresponden a los campos clasificatorios de las areniscas: **L** = lítica; **QL** = cuarzo-lítica; **LQ** = lito-cuarzosa; **Q** = cuarzosa; **FQ** = feldespato-cuarzosa; **QF** = cuarzo-feldespática; **F** = feldespática; **LF** = lito-feldespática; **FL** = feldespato-lítica; **QL** = cuarzo-lítica; **LQ** = lito-cuarzosa; **lFQ** = lito-feldespato-cuarzosa; **lQF** = lito-cuarzo-feldespática; **qLF** = cuarzo-lito-feldespática; **qFL** = cuarzo-feldespato-lítica; **fQL** = feldespato-cuarzo-lítica; **fLQ** = feldespato-lito-cuarzosa. Las letras resaltadas en negrita de cada abreviación corresponden al componente principal.



### *Descripción de los componentes modales principales*

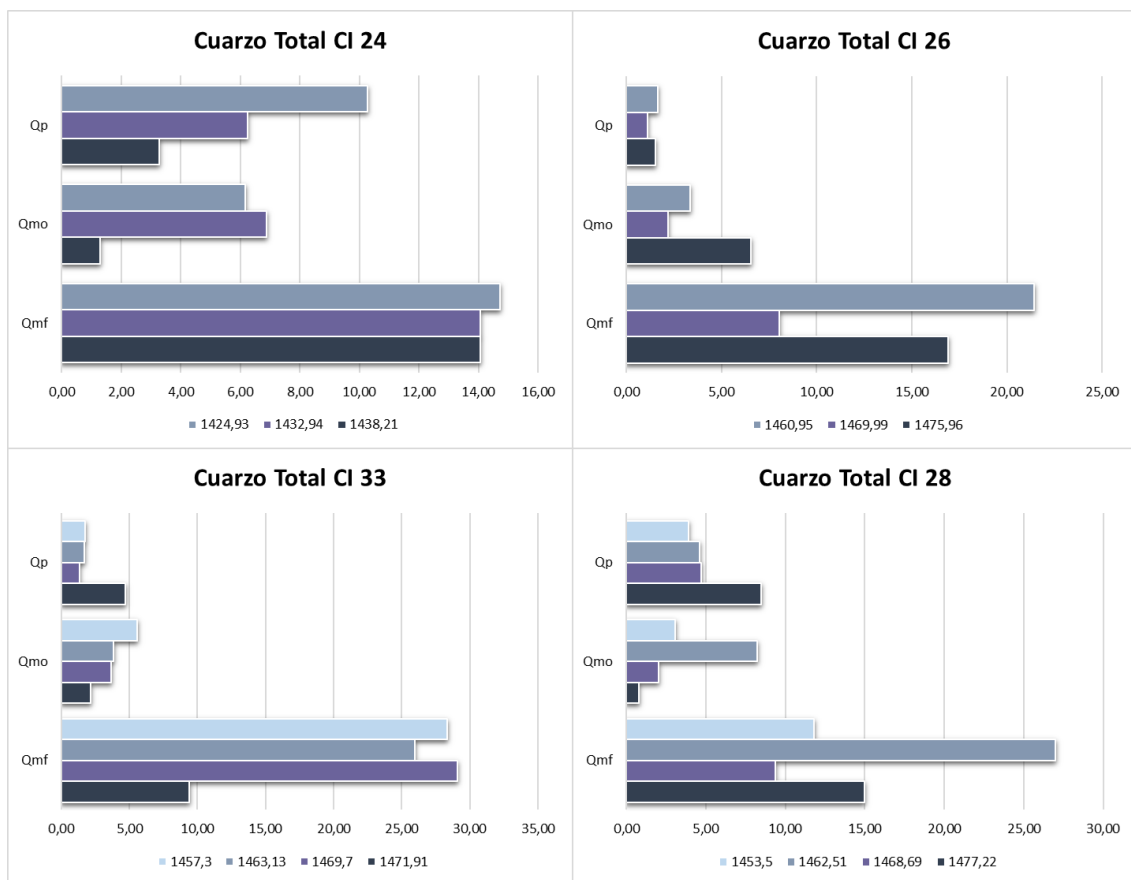
*Cuarzo (Q)*: la cantidad total de cuarzo en las muestras corresponde a la suma de cuarzo monocristalino *flash* (Qmf), monocristalino ondulado (Qmo) y policristalino (Qp). Si bien el porcentaje del mismo con respecto al total de la fracción clástica no sobrepasa el 35%, se presentan variaciones entre las 4 coronas. La corona correspondiente al CI-24 presenta una abundancia que oscila entre el 18% y el 32%, la corona del CI-26 varía entre el 11% y el 26%, CI-28 entre el 16% y 40% y la corona del CI-33 entre el 16% y el 36% (Tabla 2) (Fig. 8).



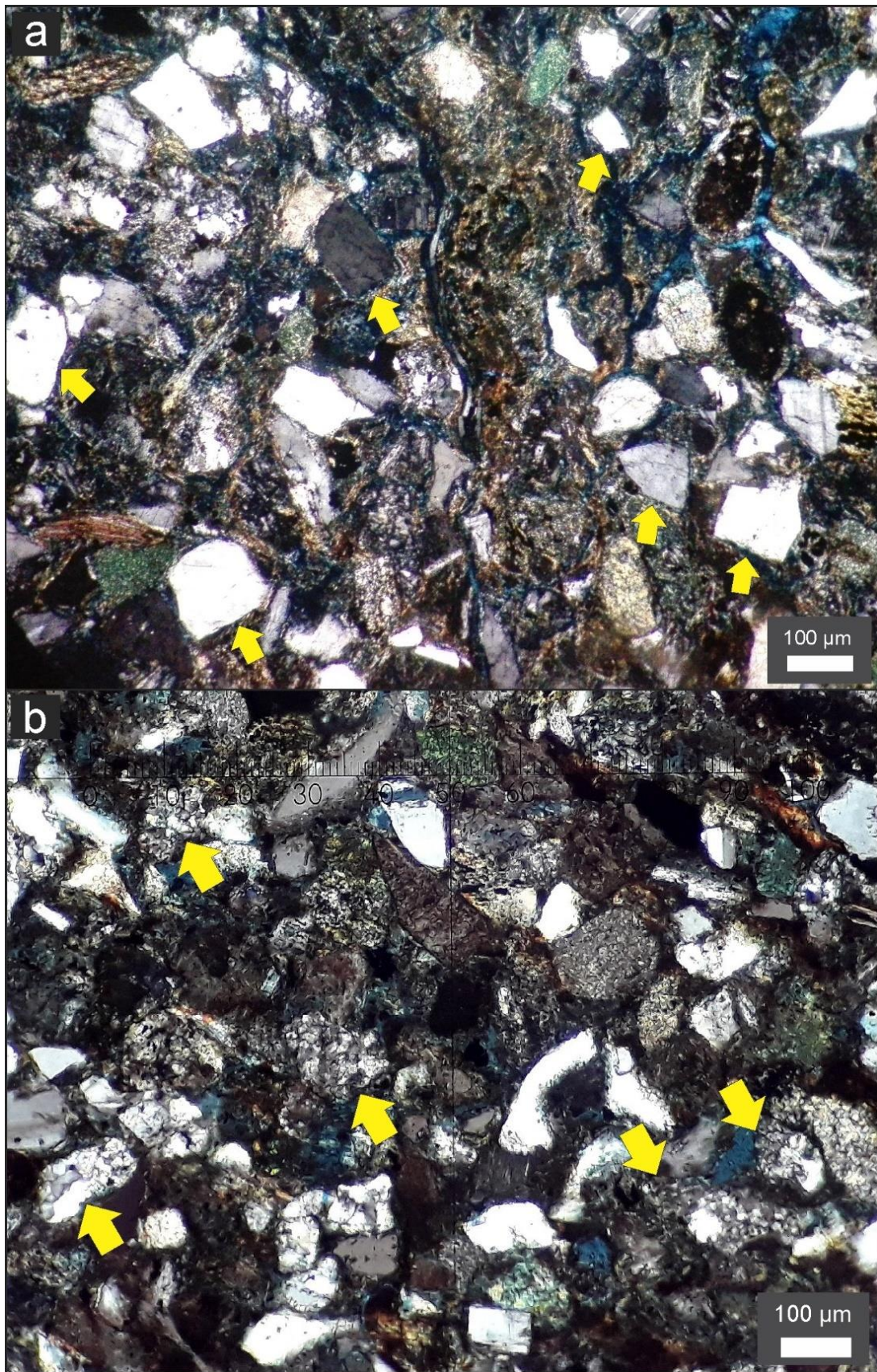
**Figura 8.** Variación del porcentaje total de cuarzo con respecto a la profundidad para cada corona.



El Qmf es el que predomina en todas las coronas, seguido por Qmo y por último Qp (Fig. 9). Un rasgo a destacar es el aumento del porcentaje de cuarzo total hacia el tope de las coronas, salvo en la corona 28 en la cual se produce un descenso del mismo. Este dato es compatible con la ubicación de las coronas, dado que las que se encuentran ubicadas más hacia el W van sufriendo un aumento del cuarzo hacia el tope y una disminución en la base. Acompañando la mala a regular selección de las areniscas, los cristales presentan bordes subangulosos y angulosos en los cuarzos monocristalinos (Fig. 10a) mientras que, en el caso de los cuarzos policristalinos, los bordes se encuentran redondeados (Fig. 10b).



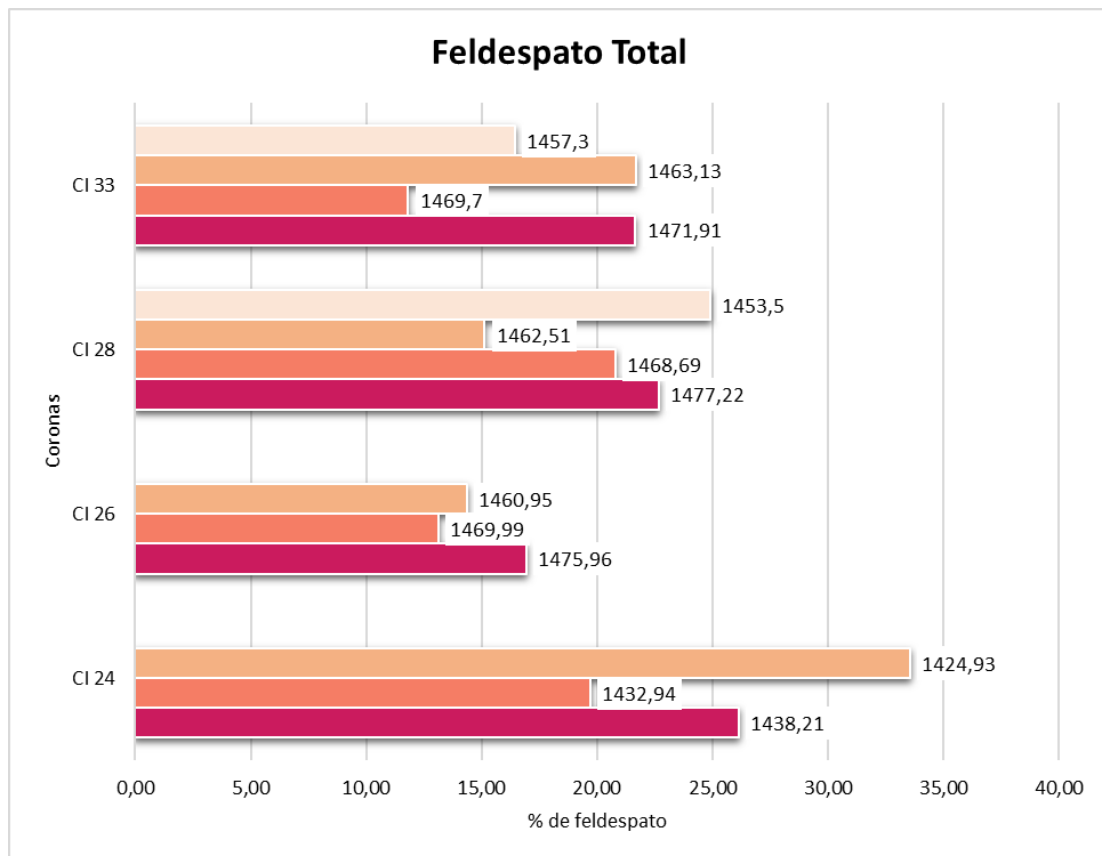
**Figura 9.** Representación de la abundancia de los diferentes tipos de cuarzo: monocristalino flash (Qmf), monocristalino ondulado (Qmo) y policristalino (Qp) en función de la profundidad.



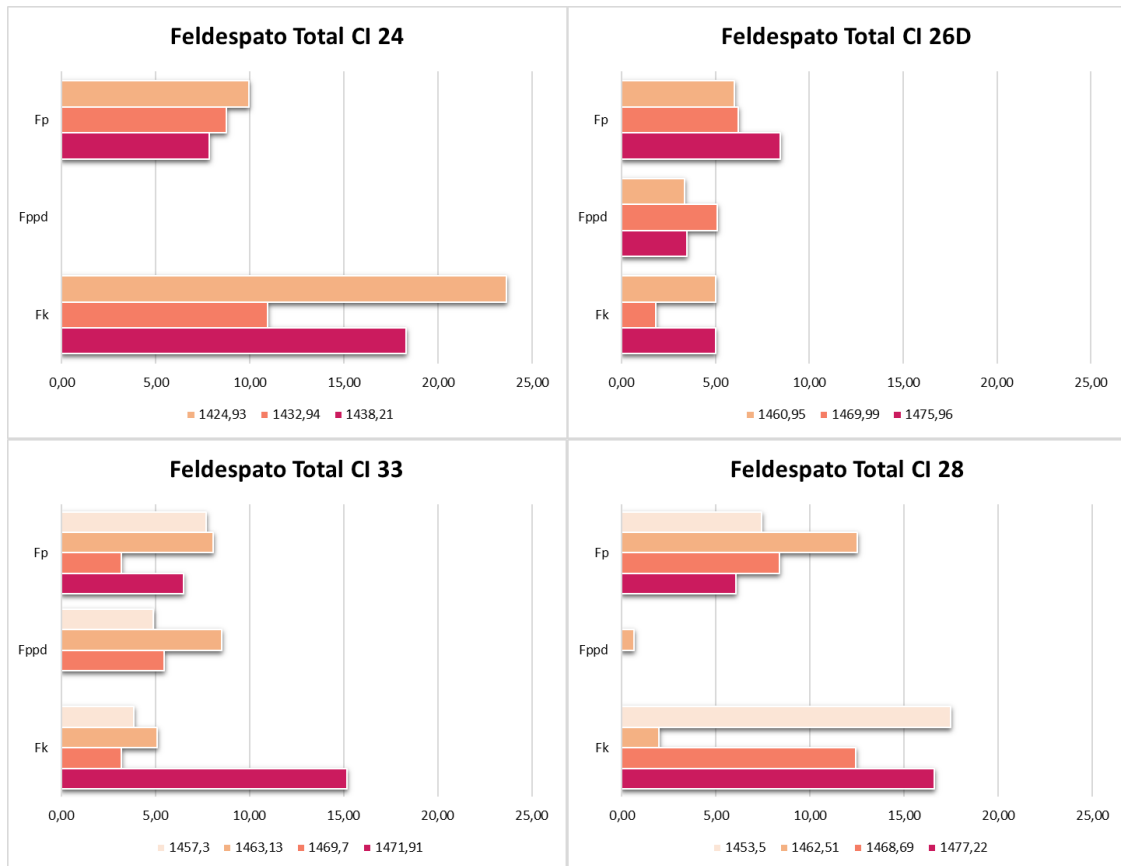
**Figura 10.** Fotografías tomadas bajo microscopio petrográfico de los diferentes tipos de cuarzo (Q). En (a): cuarzos monocristalinos (Qm) (flechas amarillas) en la muestra CI 24 1424,93. En (b): cuarzos policristalinos (Qp) (flechas amarillas) en la muestra CI 26D 1458,81.



*Feldespatos (F)*: los feldespatos presentan variaciones en las 4 coronas (Tabla 2, Fig. 11), pero en promedio representan entre el 26% y el 30% de la fracción clástica. Dentro de las variantes, en las rocas se pudieron reconocer feldespatos potásicos (Fk), y plagioclasas (Fp), discriminándose también los feldespatos que presentan porosidad por disolución (Fppd). Los feldespatos potásicos son los que más abundan en las coronas, salvo en la corona CI 26D en donde las plagioclasas poseen una predominancia mayor que los feldespatos alcalinos (Fig. 12). Se presentan como cristales individuales con morfologías elongadas y hábitos tabulares, distinguibles por la macla de *Carlsbad* (Fig. 13a y 13b), y con los bordes redondeados a subredondeados en algunos casos debido a las alteraciones.

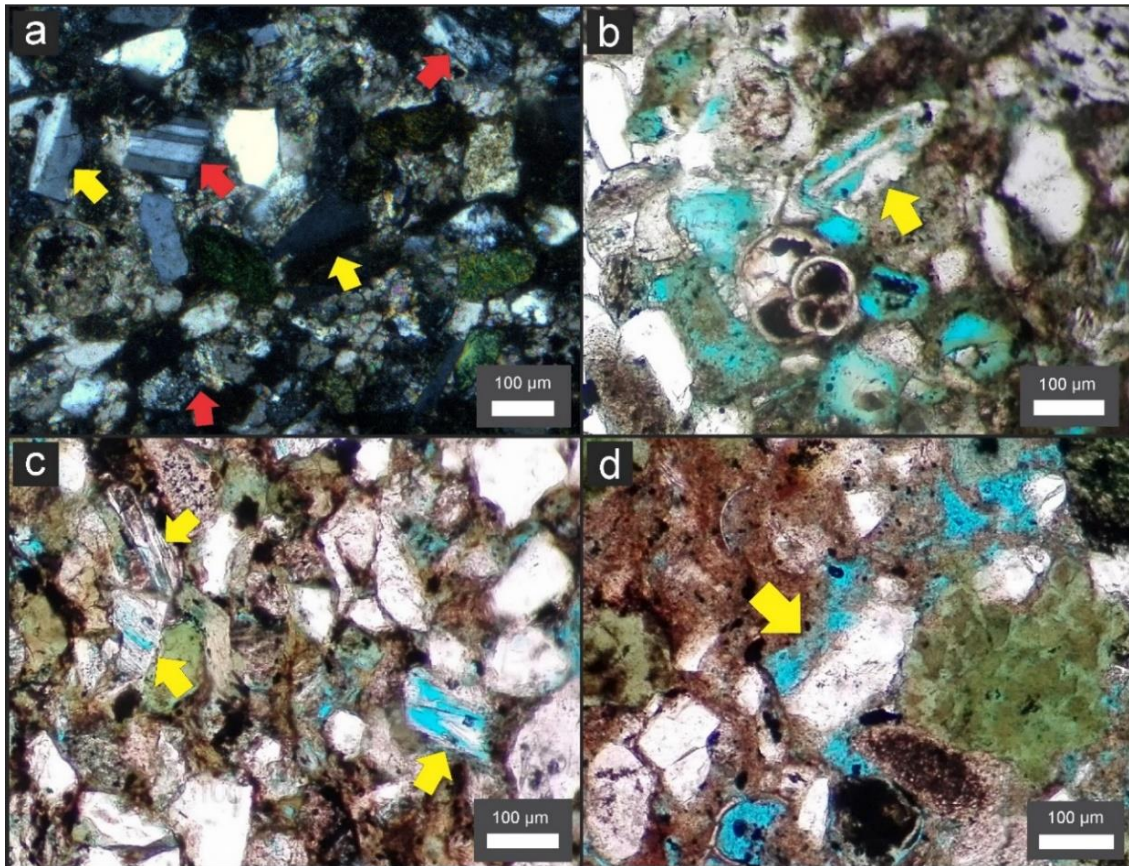


**Figura 11.** Porcentaje total de feldespatos (F) con respecto a la profundidad para cada corona.



**Figura 12.** Representación de la abundancia de los diferentes tipos de feldespatos: potásico (Fk), plagioclasas (Fp) y feldespatos con porosidad por disolución (Fppd) en función de la profundidad.

Las plagioclasas además de presentarse como clastos individuales y distinguirse por sus maclas polisintéticas (Fig. 13a) forman parte de los líticos volcánicos básicos con texturas pilotácicas o microlítica. Hacia los topes de las coronas se observan variaciones porcentuales de los feldespatos totales dependiendo de sus ubicaciones, latitud y longitud. En el caso de las coronas CI 24 y CI 28, ubicadas hacia el este y sobre la misma latitud, los porcentajes de feldespatos son mayores a un 25%. En cambio, las coronas ubicadas sobre la misma longitud (de este a oeste: CI 28, CI 33 y CI 26D) presentan valores que descienden de un 25% a un 15% a medida que se aproximan hacia el oeste. Con respecto a los feldespatos con porosidad por disolución poseen porcentajes menores al 10% y la porosidad se presenta tanto en los feldespatos alcalinos como en las plagioclasas. Los poros intragranulares generados por los espacios remanentes de la alteración se encuentran controlados generalmente por los planos de maclas de ambos feldespatos (Fig. 13b, c y d).



**Figura 13.** Microfotografías de los diferentes tipos de feldspatos (F). En (a): feldspatos potásicos (Fk) (flechas amarillas) con maclas de *Carlsbad*, y plagioclasas (Fp) (flechas rojas) con maclado polisintético en la muestra CI 28 1453,5. En (b) y (c): feldspatos con porosidad por disolución (Fppd) (flechas amarillas) en la muestra CI 33 1457,3. En (d): feldspato parcialmente disuelto (Fppd) (flecha amarilla) en la muestra CI 26 1469,99.

*Líticos (Lt)*: los líticos representan entre el 35% y 75% de la fracción clástica de las rocas (Fig. 14), de lo cual surge la clasificación de las mismas como areniscas líticas. Como se puede observar en la Tabla 1 existen diversas variedades de líticos los cuales se engloban en 4 grupos principales, ordenados de mayor a menor abundancia y presentes en todas las coronas: líticos alterados (La), líticos sedimentarios (Ls), líticos volcánicos (Lv) y líticos metamórficos (Lm) (Tabla 3, Fig. 15). En las partes basales y topes de las secciones (Fig. 15) predominan generalmente los líticos alterados (La).

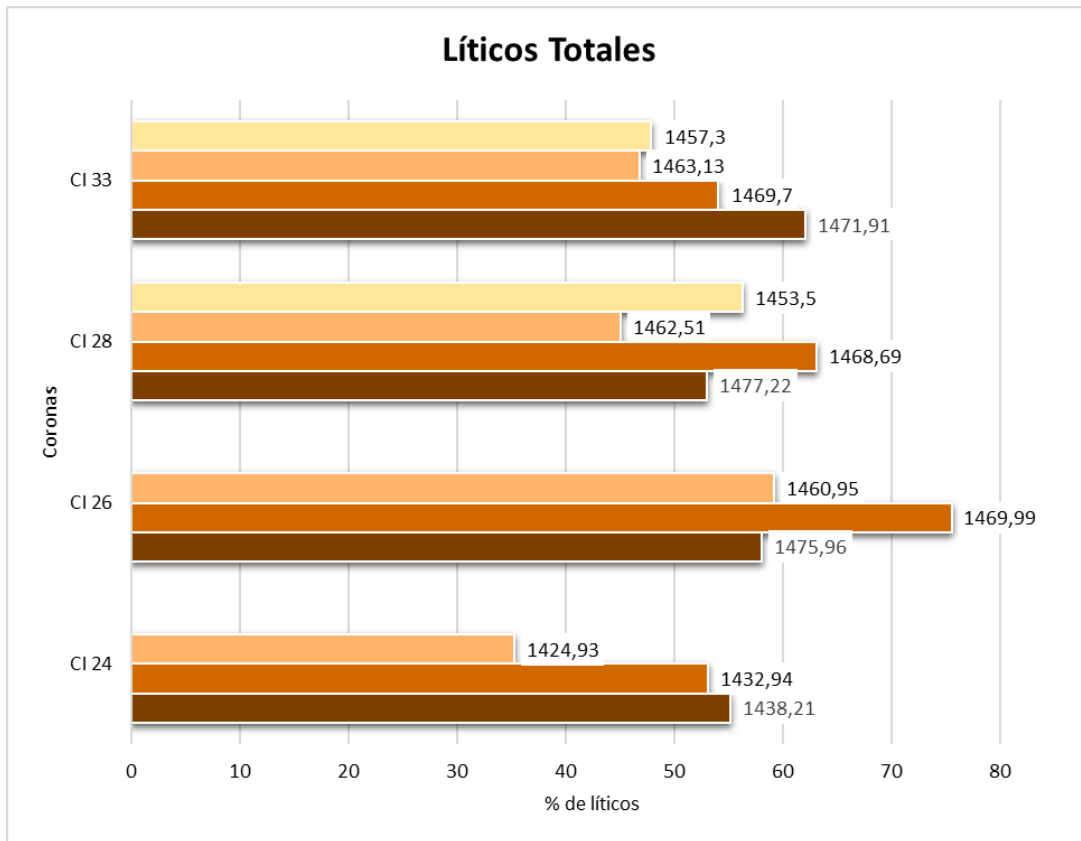
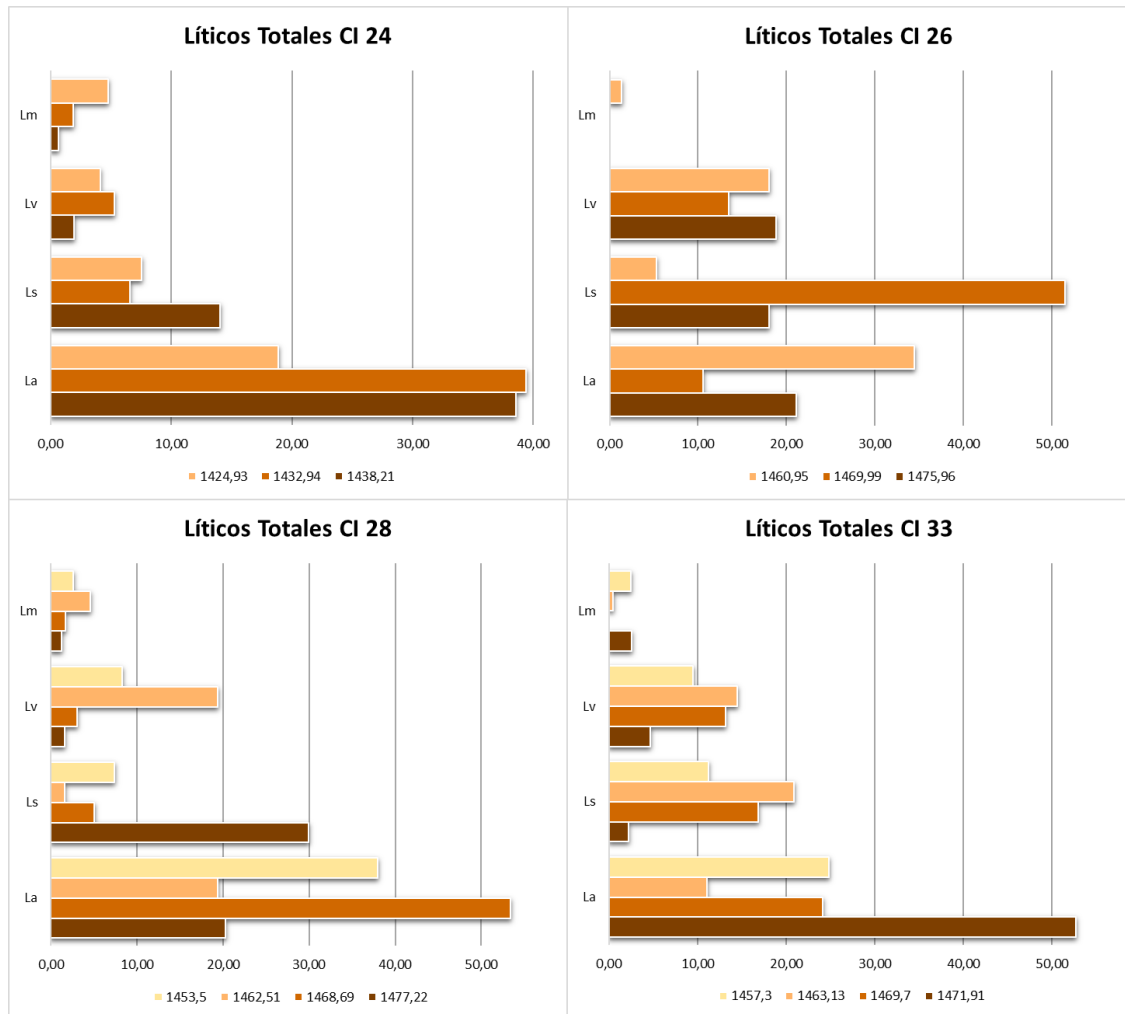


Figura 14. Porcentaje total de líticos con respecto a la profundidad para cada corona.

Coronas	Muestras	La (%)	Ls (%)	Lv (%)	Lm (%)
CI 24	1424,93	15,71	6,29	3,43	4,00
	1432,94	36,00	6,00	4,86	1,71
	1438,21	33,71	12,29	1,71	0,57
CI 26	1460,95	29,43	4,57	15,43	1,14
	1469,99	8,29	40,29	10,57	0,00
	1475,96	15,71	13,43	14,00	0,00
CI 28	1453,5	24,86	4,86	5,43	1,71
	1462,51	16,86	1,43	16,86	4,00
	1468,69	45,43	4,29	2,57	1,43
CI 33	1477,22	14,29	21,14	1,14	0,86
	1457,3	20,29	9,14	7,71	2,00
	1463,13	7,43	14,00	9,71	0,29
CI 33	1469,7	15,14	10,57	8,29	0,00
	1471,91	41,71	1,71	3,71	2,00

Tabla 3. Porcentajes de las variedades de líticos presentes en las rocas. La: líticos alterados, Ls: líticos sedimentarios, Lv: líticos volcánicos y Lm: líticos metamórficos.

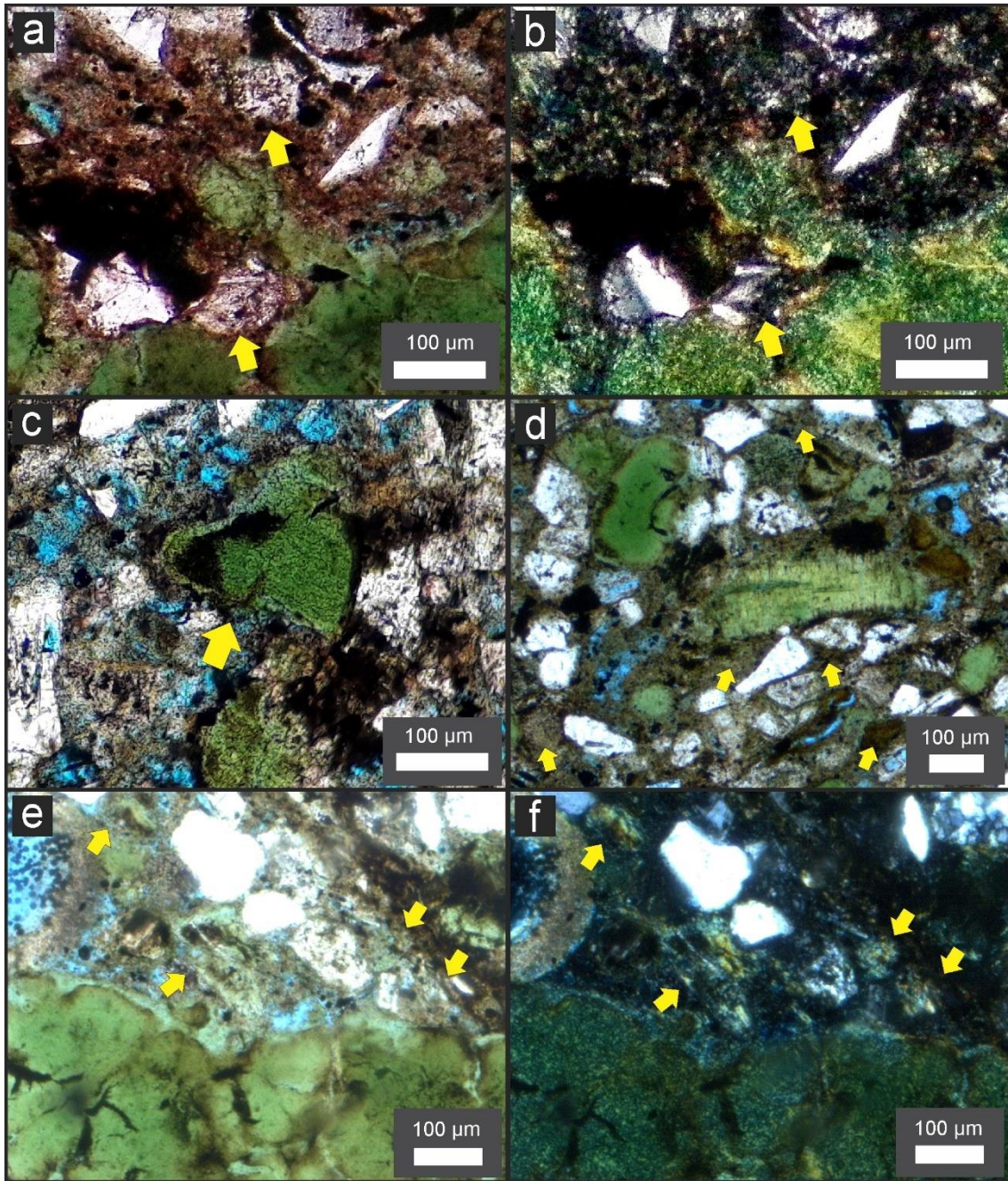
Se puede observar que en las coronas CI 24 y CI 33 hay una distribución preferencial de los mismos, mientras que en las coronas CI 26 y CI 28 la abundancia es hacia los topos de las mismas y a la vez errática.



**Figura 15.** Representación de la abundancia de los diferentes tipos de líticos: metamórficos (Lm), sedimentarios (Ls), volcánicos (Lv) y alterados (La).

Dentro de los mismos se pueden clasificar líticos alterados (Laa) (Fig. 16a y 16b), glauconita como lítico (Lagl) (Fig. 16c), pseudomatriz (Lap) (Fig. 16d) y líticos glauconitizados (Lag) (Fig. 16e y 16f). El porcentaje de la pseudomatriz predomina por encima del de los porcentajes del resto de los líticos alterados y se presenta en las secciones medias y basales de las coronas.

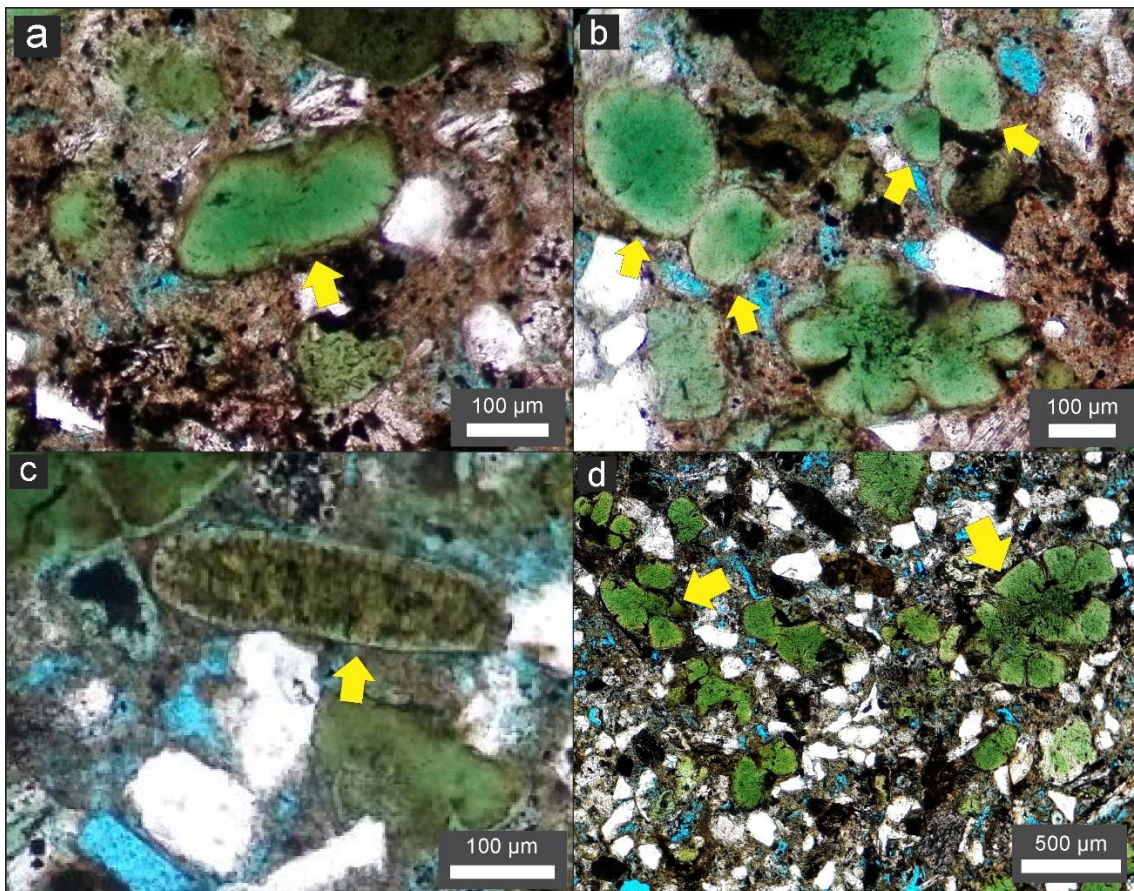




**Figura 16.** Microfotografías de los diferentes tipos de líticos alterados. En (a) y (b): líticos alterados (Laa) en la muestra CI 26D 1469,99 con nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b). En (c): glauconita como lítico (Lagl) en la muestra CI 28 1477,22. En (d): pseudomatriz (Lap) en la muestra CI 26D 1469,99. En (e) y (f): líticos glauconitizados (Lag) en la muestra CI 26D 1460,95 con nicoles paralelos (e) y nicoles cruzados (f). Los componentes nombrados en las figuras se encuentran señalados con flechas amarillas.

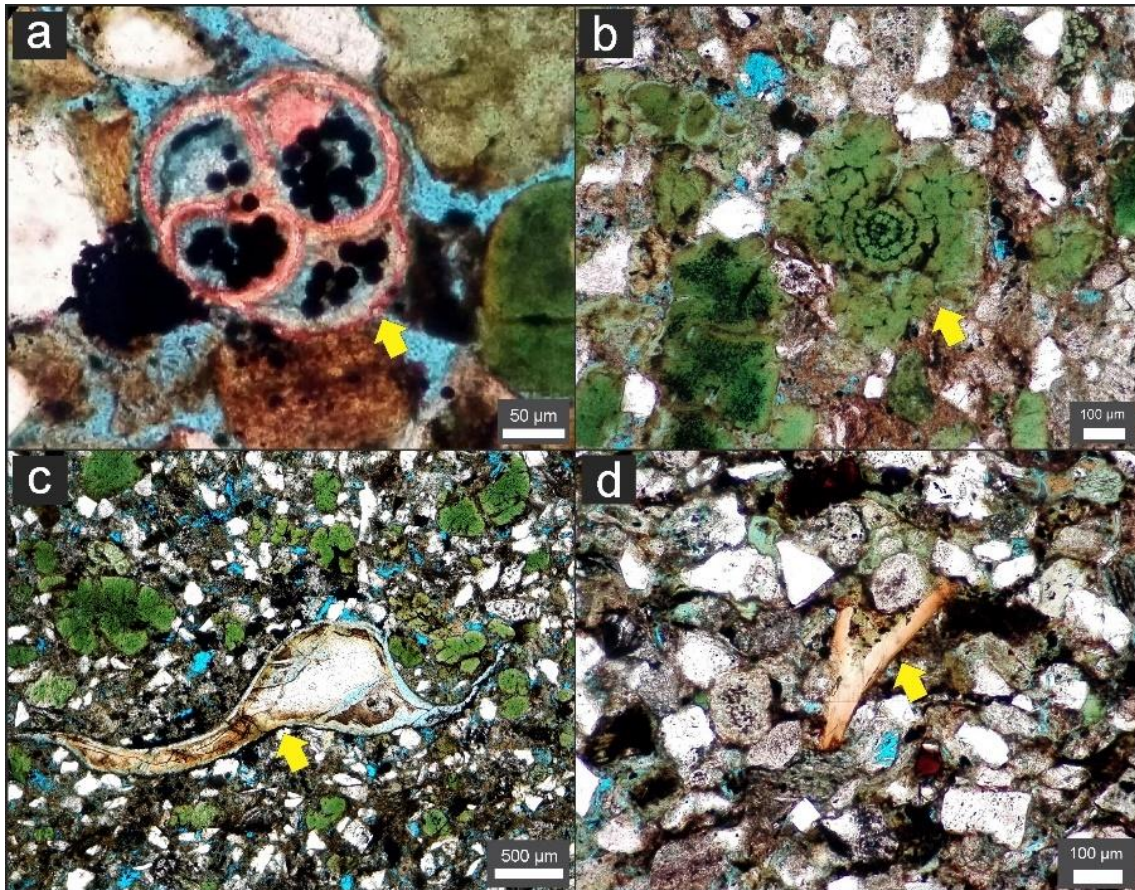


Los lítica sedimentarios (Ls) están representados por: *pellets* fecales glauconitizados reconocibles por las morfologías en forma de cápsula (Lsgc) (Fig. 17a), ovoidales (Lsgo) (Fig. 17b), vermiculares (Lsgv) (Fig. 17c) y mamelares (Lsgm) (Fig. 17d); foraminíferos piritizados (Lsf) (Fig. 18a), radiolarios glauconitizados (Lsr) (Fig. 18b), bioclastos (Lsb) (Fig. 18c) y fragmentos fosfáticos (Lsff) (Fig. 18d) y pueden llegar a representar hasta el 40% de la fracción clástica en casos particulares, como lo es el de la muestra 1469,99 en el testigo corona CI 26D.



**Figura 17.** Morfologías de los *pellets* fecales glauconitizados como lítica sedimentarios (Ls). En (a): *pellet* en forma de cápsula (Lsgc) en la muestra CI 26D 1469,99. En (b) con morfología mamelar (Lsgm) en la muestra CI 26D 1469,99. En (c) con morfología vermicular (Lsgv) en la muestra CI 26D 1469,99. En (d) con morfologías mamelares (Lsgm) en la muestra CI 28 1479,33. Los componentes nombrados en las figuras se encuentran señalados con flechas amarillas.





**Figura 18.** Microfotografías de líticos sedimentarios. En (a): foraminífero pritzado (Lsf) en la muestra CI 26D 1464,18. En (b): radiolario glauconitizado con relleno de pirita (Lsrg) en la muestra CI 26D 1469,99. En (c): bioclasto (Lsb) en la muestra CI 28 1477,22. En (d): fragmento fosfático (Lsff) en la muestra CI 33 1457,3.

El rasgo más distintivo que presentan estas rocas es la presencia de glauconita, la cual resalta debido a sus colores verdes llamativos. La glauconita es un silicato de potasio, hierro, aluminio y magnesio  $[(K,Na)(Fe^{3+},Al,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2]$  formado exclusivamente en ambientes marinos. Como se observó anteriormente, en las muestras se presenta mayormente en forma de *pellets* fecales (Fig. 17), reemplazando a fragmentos líticos (Fig. 16 e y 16f) y también a radiolarios o granos esqueléticos (Fig. 18b), los cuales sumados pueden llegar a representar entre el 4% y el 38% de la composición total de la roca. Antes de la glauconitización, el proceso que debe acontecer es el de la formación de los *pellets* o “pelletización” y comienza cuando las partículas que se encuentran en suspensión en el agua son ingeridas por los organismos. Estos sedimentos muy finos pasan por su tracto digestivo y muchos de ellos al no ser nutricionalmente utilizables son aglomerados en forma de flóculos y luego eliminados como *pellets* (Pryor, 1975). Los mismos están compuestos por un 80% a 90% de partículas de minerales arcillosos y un 5% a un 10% de partículas orgánicas no digeridas. Pasada la descarga de los *pellets*

fecales, estos residuos orgánicos aumentan su contenido de carbono orgánico durante los primeros 5 días. La degradación de la materia orgánica, remanente dentro de los *pellets*, llevada a cabo por las bacterias genera las condiciones redox necesarias, específicamente condiciones de un microambiente reductor, para que comience a generarse el proceso de glauconitización (Burst, 1958). Este proceso se genera en la interfaz agua-sedimento a partir del intercambio iónico entre el fluido circundante y las partículas arcillosas que forman los *pellets*, en donde la porosidad del medio semiconfinante actúa como un pasaje controlando la entrada y salida de iones (Odin y Fullagar, 1988). La glauconitización comienza con una esmectita glauconítica pobre en potasio que progresivamente evoluciona hacia un miembro final constituido por una mica glauconítica rica en potasio y hierro, es decir, en una glauconita (Amorosi, 1995). La glauconita es un tipo de arcilla que se reconoce fácilmente por su color verde intenso característico, textura granular muy fina y por ser muy birrefringente, con colores de interferencias altos del tercer orden. Otra característica para diferenciar a la glauconita de otros minerales arcillosos verdes es que la naturaleza de la glauconita es siempre cambiante, es decir, evoluciona composicionalmente a lo largo del tiempo (Quirós *et al.*, 2020).

Las morfologías que se pudieron distinguir de los *pellets* glauconitizados fueron: en forma de cápsula (Lsgc) (Fig. 16a), ovoidal (Lsgo) (Fig. 16b), vermicular (Lsgv) (Fig. 16c) y mamelar (Lsgm) (Fig. 16d) (Odin y Matter, 1981; McConchi y Lewis, 2017). Estas morfologías presentan diferentes grados de evolución glauconítica, los cuales pueden ser identificadas por las variaciones en las tonalidades de verde como consecuencia del aumento de potasio y hierro en su estructura. Se distinguen 4 estadios evolutivos: glauconita incipiente (I) (Fig. 19a), poco evolucionada (II) (Fig. 19b), evolucionada (III) (Fig. 19c) y altamente evolucionada (IV) (Fig. 19d). Después del período de reverdecimiento aparece una especie de craquelado o grietas en los *pellets*, principalmente en los que presentan morfologías mamelares, y el tamaño inicial generalmente aumenta (Odin y Fullagar, 1988; Amorosi, 1995). Este proceso es observable en la figura 19d, en donde se observa el craquelado y el grado evolutivo y tamaños de los *pellets* son mayores en comparación con los de la figura 19a.





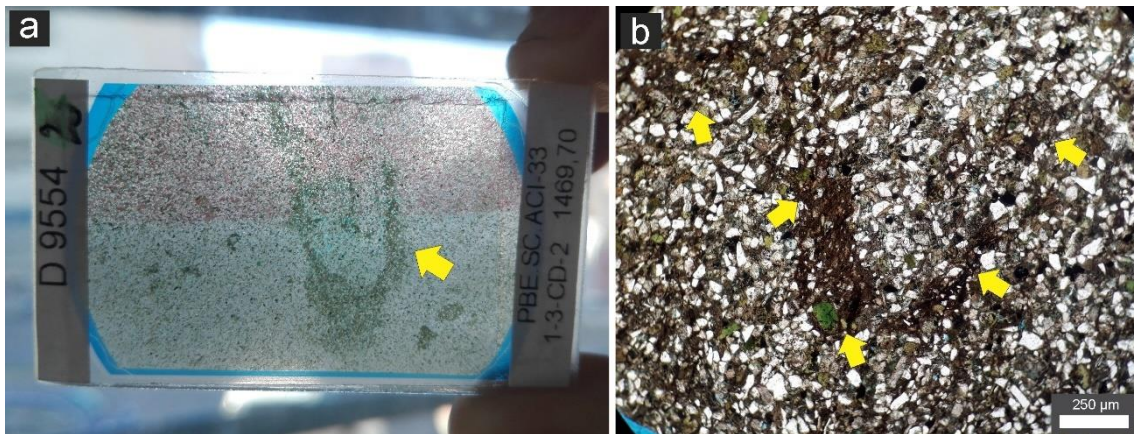
**Figura 19.** Microfotografía de los diferentes estadios evolutivos glauconíticos de la corona CI 24 de la muestra 1427,12. En (a): glauconita con evolución incipiente (I). En (b): glauconita algo evolucionada (II). En (c): glauconita evolucionada (III). En (d): glauconita altamente evolucionada (IV).

Teniendo en cuenta la ubicación espacial de los pozos de donde provienen las coronas, la Tabla 4 muestra que de E a W se produce un incremento en el contenido de glauconita. Lo que se observó en los datos es que la abundancia de Glauconita está influenciada fuertemente por la presencia de los *pellets* fecales glauconitizados y que, a su vez, tienen una relación directa con su grado evolutivo. Lo que se determinó es que cuando se produce un incremento en la cantidad de *pellets* fecales el grado de evolutivo también aumenta, llegando a estadios evolucionados y altamente evolucionados. Cuando el porcentaje de los mismos decrece, el grado evolutivo se mantiene en incipiente y algo evolucionado. Los granos glauconitizados en un estadio evolutivo avanzado, además de presentar alto contenido en potasio y hierro se condicen con los períodos de tasas de sedimentación relativamente bajas, en donde los *pellets* quedan expuestos o cercanos a la interfaz agua-sedimento (ambientes infaunales) durante tiempos suficientemente largos, con condiciones físico-químicas estables (Odin y Mater, 1981).

Coronas	CI 24			CI 26			CI 28				CI 33			
Muestras	1424,93	1432,94	1438,2	1460,95	1469,99	1476	1453,5	1462,51	1468,7	1477,2	1457	1463,1	1469,7	1471,9
Glauconita en forma de capsula (Lsgc)	1,43	0,86	3,71	2,29	8,29	8,29	0,57	0,00	0,00	2,29	3,71	7,14	6,00	0,57
Glauconita mamelar (Lsgm)	0,00	0,00	2,57	0,29	22,57	0,57	0,00	0,00	0,00	10,57	0,29	0,57	2,00	0,00
Glauconita ovoidal (Lsgo)	2,57	4,29	4,00	1,71	3,14	1,71	2,00	0,00	1,71	8,00	2,00	1,43	1,14	0,57
Glauconita vermicular (Lsgv)	0,00	0,00	0,00	0,00	2,29	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,29	0,00
Radiolario glauconitizado (Lsr)	0,00	0,00	0,00	0,00	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Lítico glauconitizado (Lsg)	0,00	0,00	2,29	15,71	0,00	6,00	4,57	4,00	3,43	1,43	9,71	5,43	12,00	6,00
<b>SUMATORIA</b>	<b>4,00</b>	<b>5,14</b>	<b>12,57</b>	<b>20,00</b>	<b>37,43</b>	<b>17,43</b>	<b>7,14</b>	<b>4,00</b>	<b>5,14</b>	<b>22,29</b>	<b>15,71</b>	<b>15,14</b>	<b>21,43</b>	<b>7,14</b>
Grado evolutivo glauconítico observado	II	IV	IV	II-III	IV	II-III	II-III	I-II	II-III	III-IV	III-IV	II-III	III-IV	II

**Tabla 4.** Valores expresados en porcentajes de los diferentes tipos de glauconita reconocidas y sus grados evolutivos.

Por otra parte, la cantidad de *pellets* está relacionada con la intensa bioturbación, ya que los organismos son productores de los mismos. Las estructuras biogénicas de pequeño tamaño en formas de galerías son rellenas con sedimentos muy finos y *pellets* en momentos pasivos y de mayor tranquilidad en el sistema. Esto pudo ser observado en las secciones delgadas analizadas, en donde a simple vista y bajo microscopio se visualizaron esas pequeñas estructuras y galerías (Fig. 20).

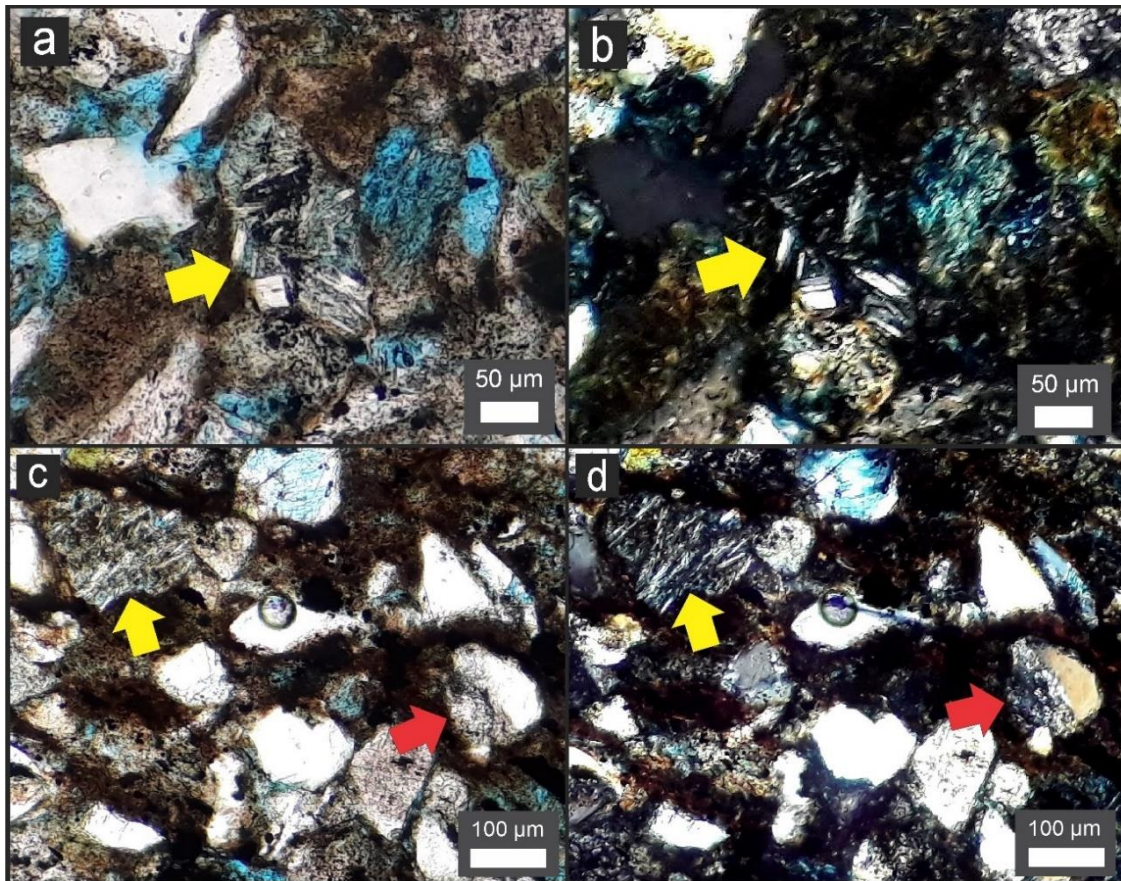


**Figura 20.** Imágenes de las secciones delgadas mostrando las trazas de tamaño pequeño asignadas a *Arenicolites*. En (a): imagen de sección delgada mostrando la bioturbación (señalada con flecha amarilla) en la muestra CI 33 1469,70. En (b): bioturbación señalada con flechas amarillas bajo microscopio petrográfico en la muestra CI 24 1432,94.

En cuanto a su distribución, se puede apreciar un patrón de abundancia determinado de W a E. Los testigos que se encuentran en el sector occidental del área de estudio (coronas CI 26D y CI 33) poseen un aumento de líticos sedimentarios (Ls) en las

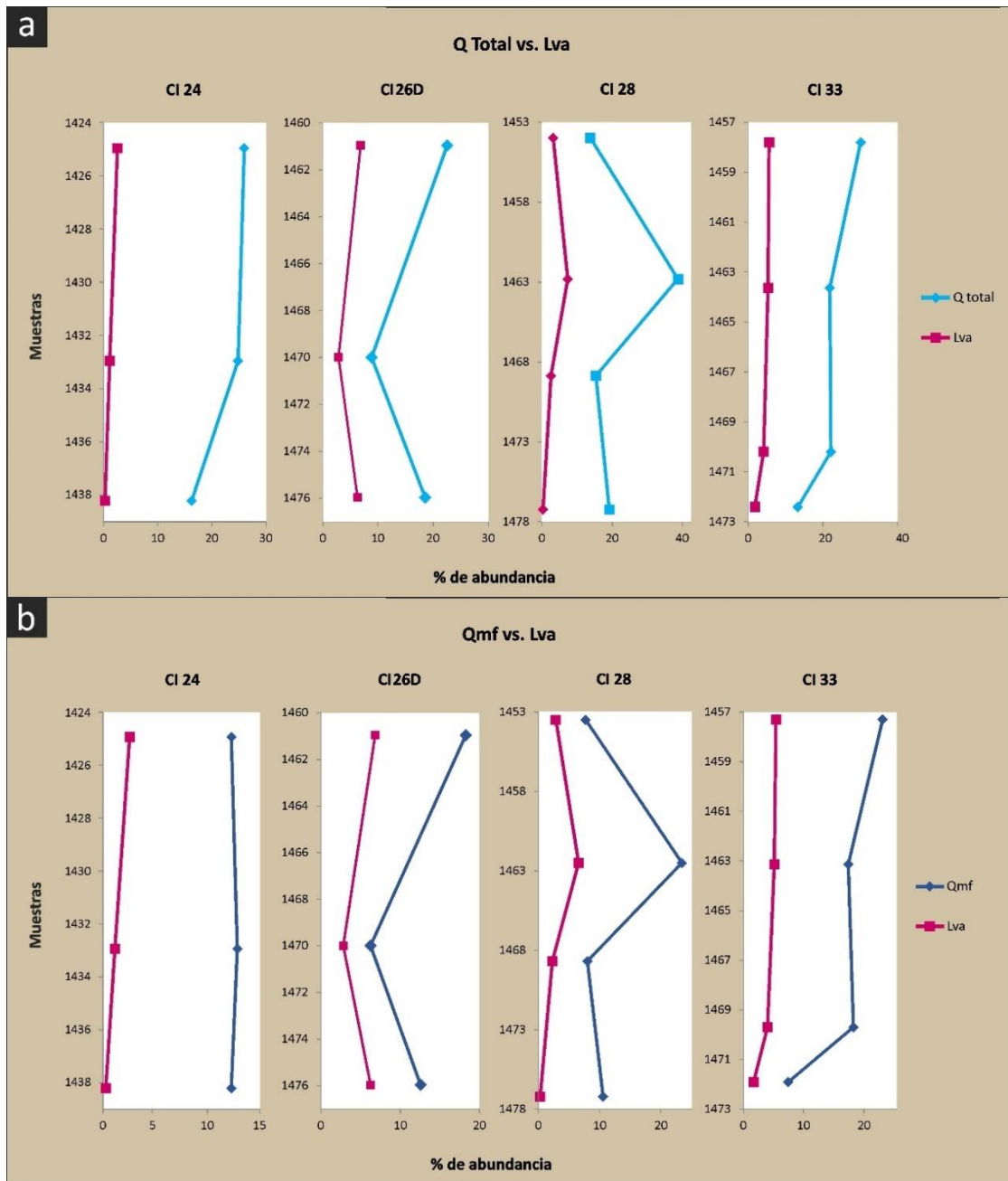


partes medias de las secciones y valores bajos en las bases y topes. Lo contrario sucede en los testigos que se encuentran en el sector oriental (coronas CI 28 y CI 24), en donde los valores máximos se encuentran en los topes y bases de las secciones, mientras que en las partes medias se producen descensos. Los líticos volcánicos se diferencian en básicos (Lvb) reconocibles por sus texturas *lathwork* (Fig. 21a y 21b) y pilotácicas (Fig. 21c y 21d) y ácidos (Lva) distinguibles por las texturas granulares (Fig. 21d).



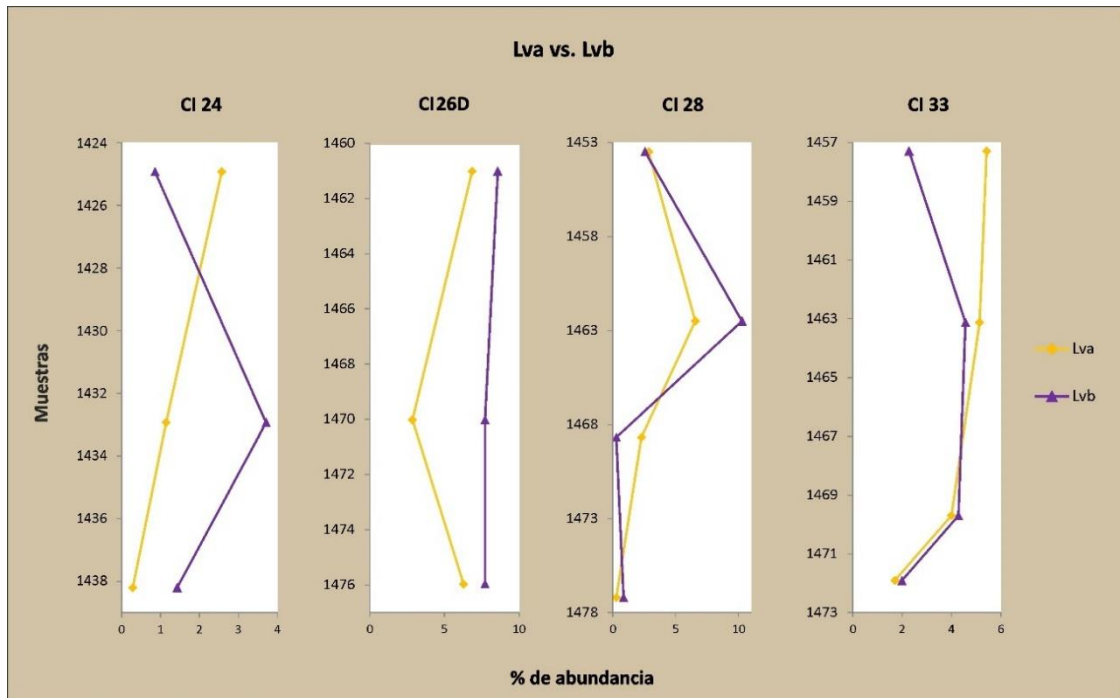
**Figura 21.** Microfotografías de líticos volcánicos. En (a) y (b): lítico volcánico básico (Lvb) con textura *lathwork* en la muestra CI 24 1421,21 con nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b). En (c) y (d): lítico volcánico básico (Lvb) con textura pilotácica (flecha amarilla) y lítico volcánico ácido (Lva) con textura granular (flecha roja) en la muestra CI 24 1421,21 con nicoles paralelos (c) y nicoles cruzados (d).

Con respecto a la distribución de los líticos volcánicos ácidos (Lva), es directamente proporcional con la de los cuarzos totales (Q) (Fig. 22a), lo que podría estar indicando un aporte de una fuente con composición félsica. Es importante tener en cuenta que además del cuarzo total (Q), los cuarzos monocristalinos flash (Qmf) son los más abundantes en todos los testigos corona con respecto a los ondulados (Qmo) y policristalinos (Qp), por lo que los valores de los Qmf versus los Lva siguen presentando esa relación de proporcionalidad (Fig. 22b).

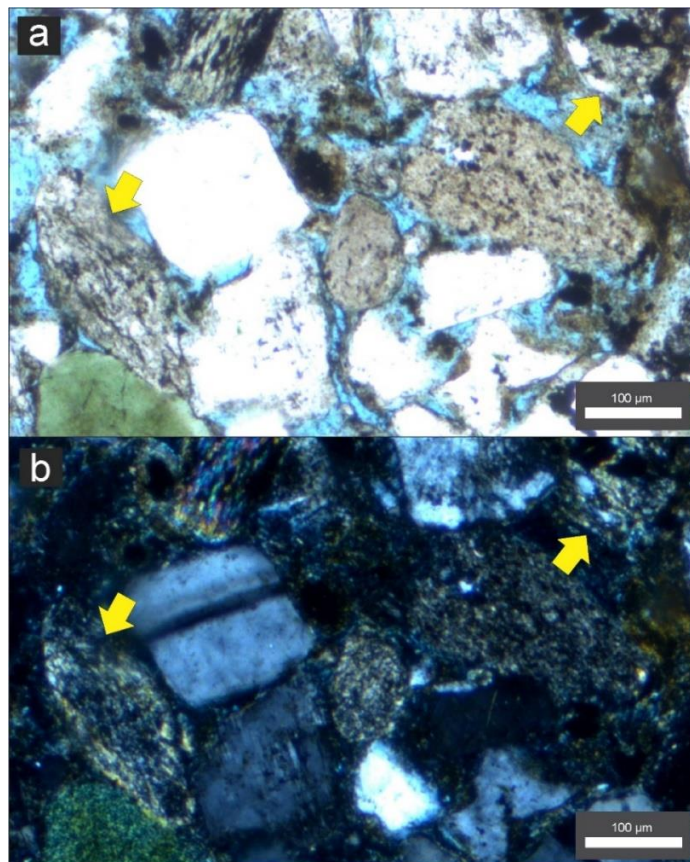


**Figura 22.** (a) Relación de proporcionalidad entre el cuarzo total (Q total) y los líticos volcánicos ácidos (Lva). (b) Relación entre el cuarzo monocristalino flash (Qmf) y los líticos volcánicos ácidos (Lva).

Por otra parte, en la figura 23 se puede apreciar una proporcionalidad entre los líticos volcánicos ácidos (Lva) y los líticos volcánicos básicos (Lvb) con respecto a las profundidades de cada corona, salvo en la muestra 1432,94 de la corona CI 24, en donde se produce un aumento de los básicos con respecto a los ácidos. Por último, los líticos metamórficos (Lm) (Fig. 24) representan entre el 1% y el 4% de la fracción clástica. Poseen pequeños aumentos en sus valores hacia las partes medias y topes de las coronas, pero con valores que quedan por debajo del 5%.



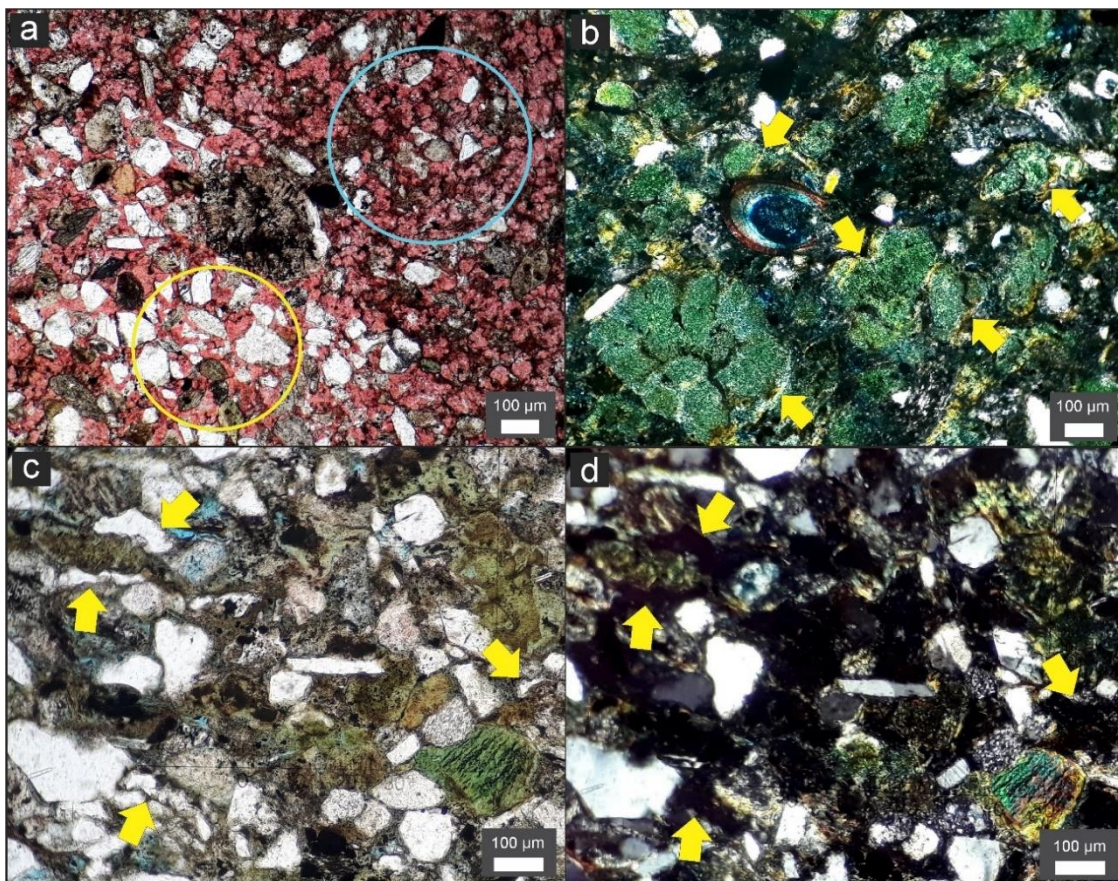
**Figura 23.** Comparación del porcentaje de líticos volcánicos ácidos (Lva) con respecto al de los líticos volcánicos básicos (Lvb).



**Figura 24.** Microfotografías de líticos metamórficos (Lm) de la muestra CI 26D 1475,96 con nicols paralelos (a) y nicols cruzados (b).

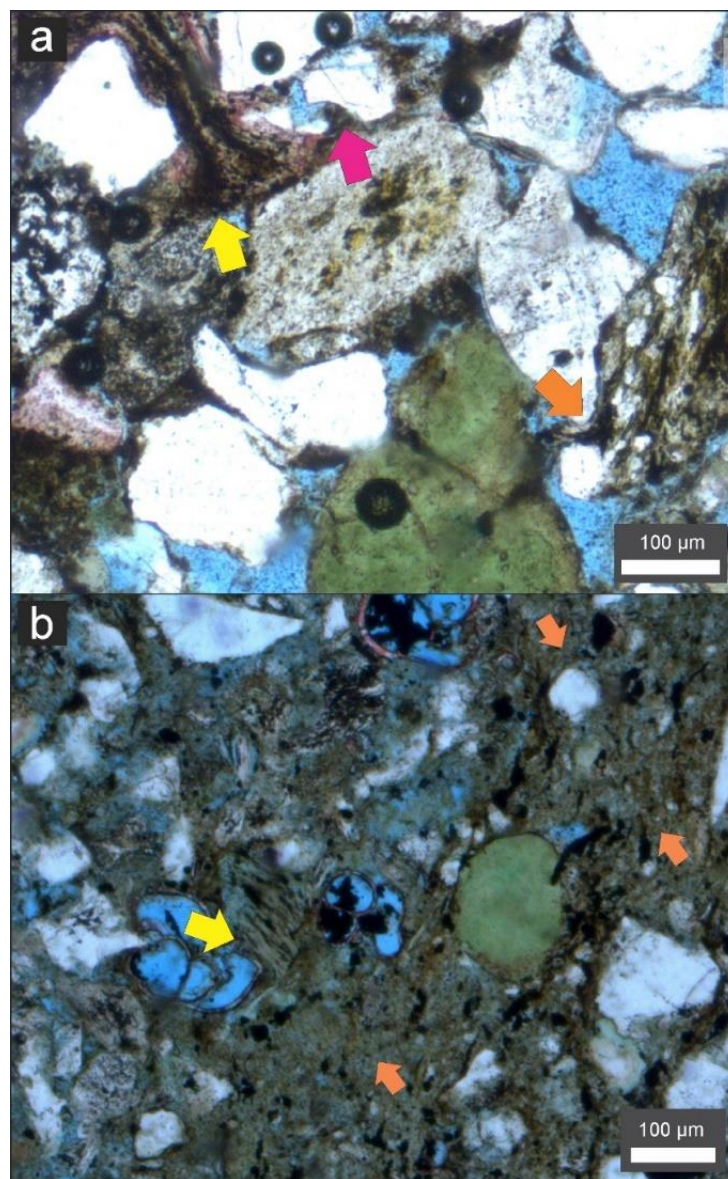


*Cementos (C)*: se distinguieron cementos arcillosos (Oca), carbonáticos (Occ) y ceolíticos (Occa). En cuanto a la distribución de los mismos, el calcítico es el que se presenta en todas las coronas hacia el tope y base de las mismas, con porcentajes que varían entre 1% y 30%. Se encuentra como calcita granular principalmente, y en partes con textura poiquilotópica (Fig. 25a), en donde un único cristal se encuentra englobando a varios granos de arena. Con respecto a las ceolitas y a las arcillas, no se observa una distribución preferencial, y alcanzan porcentajes entre el 6% y 8%. Los cementos arcillosos se encuentran como illita/esmectita con tonalidades amarillas y tipo *coatings*, en los bordes de los *pellets* fecales glauconitizados y entre las fracturas que presentan los mismos con morfologías mamelares (Fig. 25b). En cuanto al cemento ceolítico se distinguió analcima, rellenando los espacios porales y reconocible por ser incolora a nicoles paralelos (Fig. 25c) e isotrópica a nicoles cruzados (Fig. 25d).



**Figura 25.** Microfotografías de los diferentes tipos de cementos (Oc). En (a): cemento calcítico (Occ) con textura poiquilotópica (círculo amarillo) y textura granular (círculo celeste) en la muestra CI 28 1474,34. En (b): cemento arcilloso (Oca) illítico-esmectítico tipo *coating* bordeando *pellets* fecales (flechas amarillas) en la muestra CI 28 1479,33. En (c) y (d): cemento ceolítico analcima (Occa) (flechas amarillas) en la muestra CI 24 1432,94 con nicoles paralelos (c) y nicoles cruzados (d).

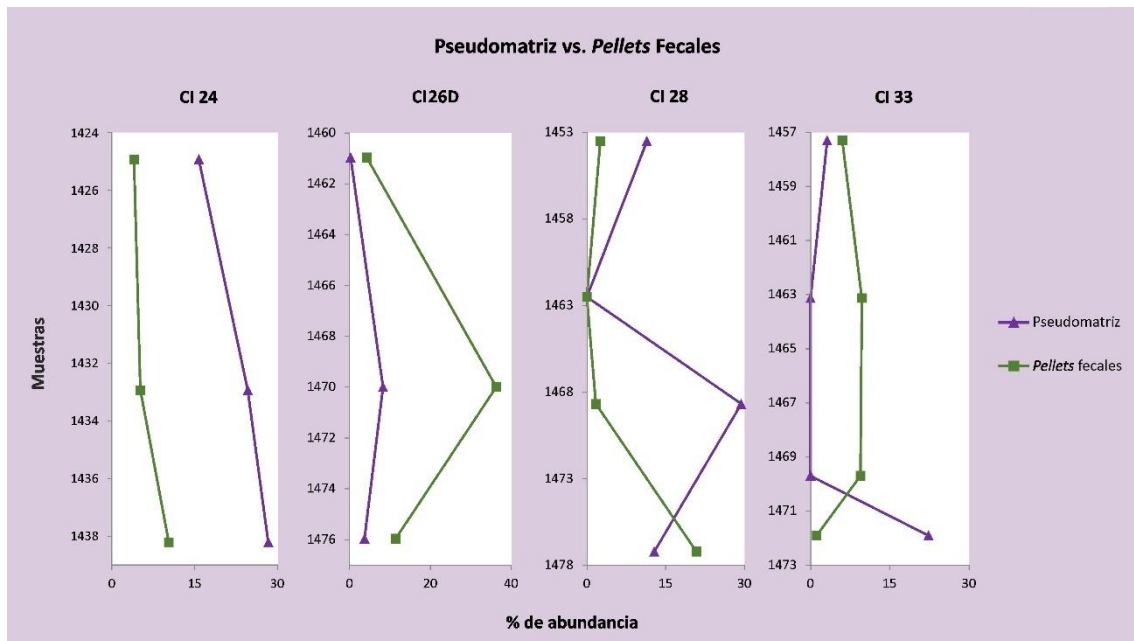
*Pseudomatrix (Lap)*: la pseudomatrix es un componente importante de alteración en las rocas analizadas, ya que puede llegar a porcentajes del 30% en su máxima abundancia. Se presenta como una matriz intersticial discontinua formada por la deformación de los granos de areniscas débiles debido a la compactación. Existen varios criterios confiables para el reconocimiento de la pseudomatrix sugeridos por Dickinson (1970) los cuales se encuentran en las rocas analizadas: líticos deformados con textura interna pseudofluída (Fig. 26a); formas de los granos modificados, como lo son las láminas de micas deformadas con aspecto ondulado (26a y 26b), y los clastos de cuarzo o feldespatos localmente fracturados (Fig. 26a).



**Figura 26.** Microfotografías mostrando los criterios de reconocimiento de la pseudomatrix (Lap). En (a): láminas de micas deformadas (flecha amarilla), clastos fracturados (flecha rosa) y líticos deformados con textura interna pseudofluída (flecha naranja) en la muestra CI 26D 1460,95. En (b): láminas de micas deformadas (flecha amarilla) pseudomatrix intersticial entre los clastos (flechas naranjas) en la muestra CI 28 1468,69.



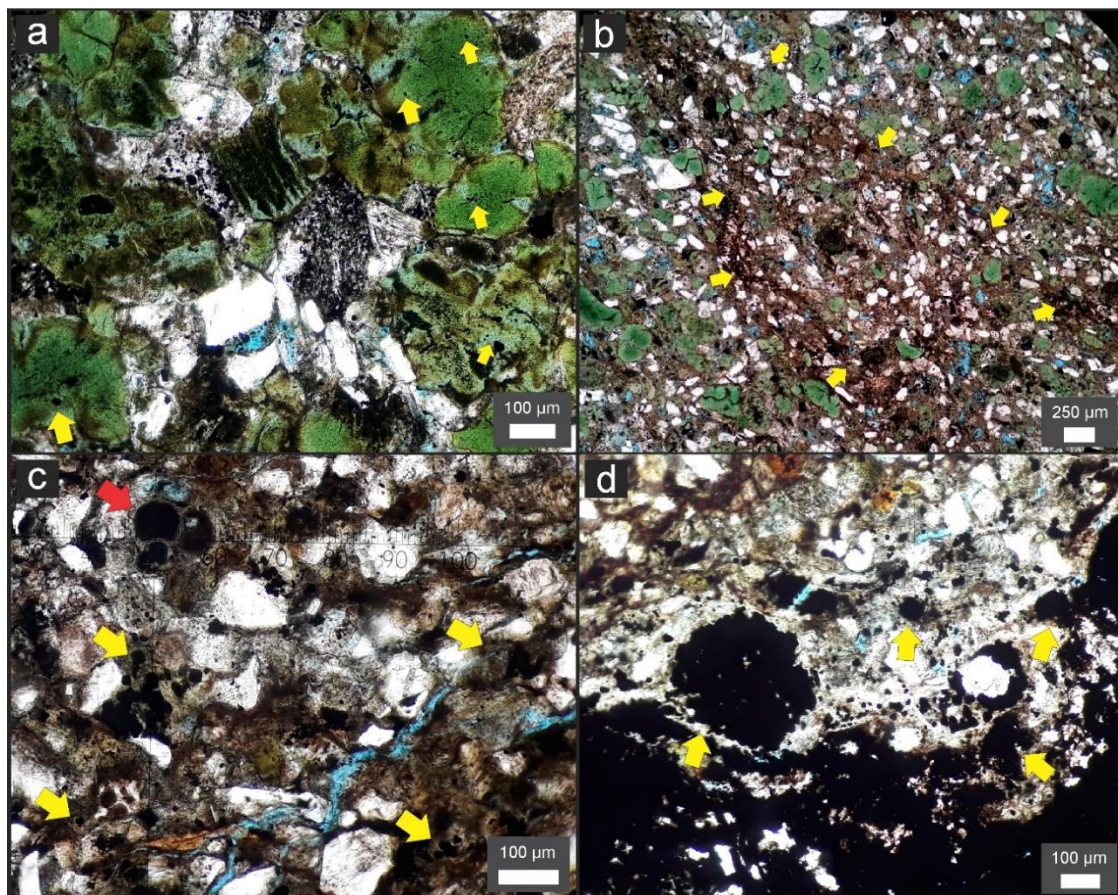
También se reconoce como masas aplastadas (Fig. 26b) que se extienden y cubren parcialmente los espacios porales entre los clastos rígidos, presentando una distribución irregular como rasgo característico (frecuente desarrollo en parches). Otro dato importante a destacar es la correlación entre la abundancia de *pellets* fecales y pseudomatriz (Fig. 27) en donde los valores de esta última aumentan a medida que lo hacen los *pellets*, salvo en la corona CI 33 y en la muestra 1477,22 de la corona CI 28, en donde los valores son inversamente proporcionales.



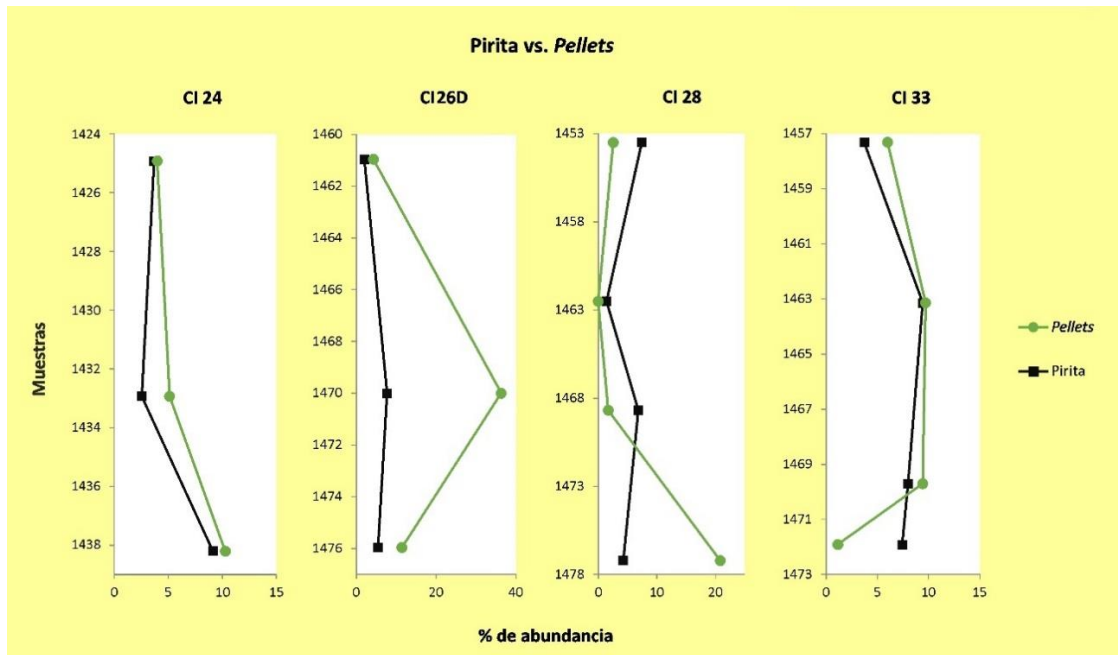
**Figura 27.** Esquema comparativo entre la pseudomatriz (Lap) y los *pellets* fecales (Lsg) de las coronas en profundidad.

Este dato proporciona que la generación de pseudomatriz está relacionada con la intensa bioturbación que presentan las rocas, evidenciada por los *pellets*. Así mismo, la actividad de los organismos depositívoros que rellenan sus galerías con sedimentos más finos, dispersan los sedimentos arcillosos hacia la matriz como consecuencia del retrabajo del sedimento, lo cual refuerza la hipótesis de la pseudomatriz (Buatois *et al.*, 1999).

*Pirita (Opdf)*: puede llegar a representar hasta un 10% de la fracción total de la roca (Tabla 1). Se presenta como cristales disseminados y en formas de pequeños “racimos” o “framboides”. Se encuentra asociada a los *pellets* fecales (Fig. 28a), disseminada en las pequeñas galerías realizadas por los organismos (Fig. 28b), a bioclastos (Fig. 28c), a la pseudomatriz (Fig. 28c) y también agrupadas en pequeños “racimos” o “framboides (Fig. 28d) denominadas “piritas framboidales”. Para demostrar su relación con la actividad de los organismos y su origen biogénico, la comparación entre la pirita y los *pellets* fecales glauconitizados muestra una relación de proporcionalidad directa (Fig. 29). Es decir, en los momentos donde la pirita aumenta, también lo hacen los *pellets* fecales, salvo en la muestra 1477,22 de la corona CI 28 en donde los *pellets* aumentan, pero la pirita disminuye.



**Figura 28.** Microfotografías de piritas disseminadas y framboidales (Opdf). En (a): piritas asociadas a los *pellets* fecales en la muestra CI 24 1438,21. En (b): piritas asociadas a galerías rellenas con sedimentos arcillosos en la muestra CI 26 1469,99. En (c) piritas asociadas a la pseudomatriz (flechas amarillas) y precipitadas dentro de las cámaras de los foraminíferos (flecha roja) y en (d) piritas framboidales (flechas amarillas), ambas en la muestra CI 24 1427,12.

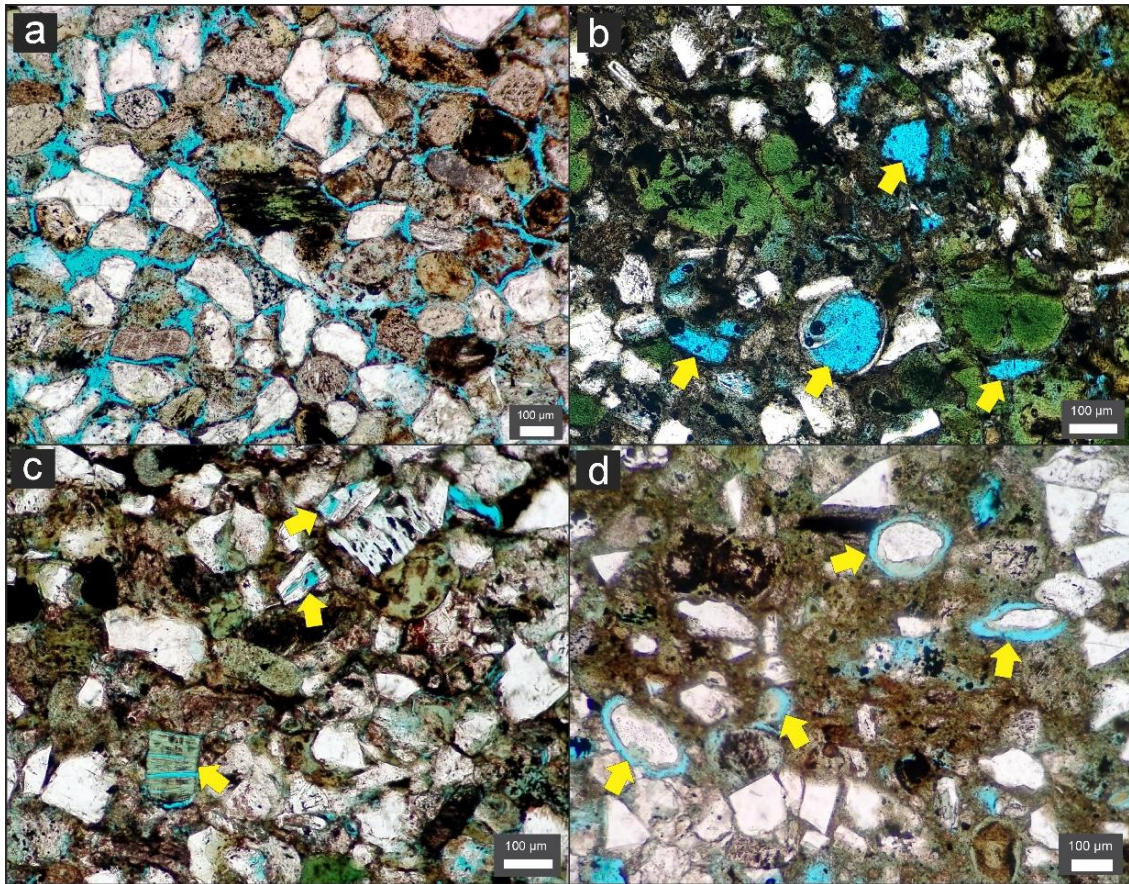


**Figura 29.** Esquemas comparativos entre la pirita (Opdf) y los *pellets* fecales (Lsg).

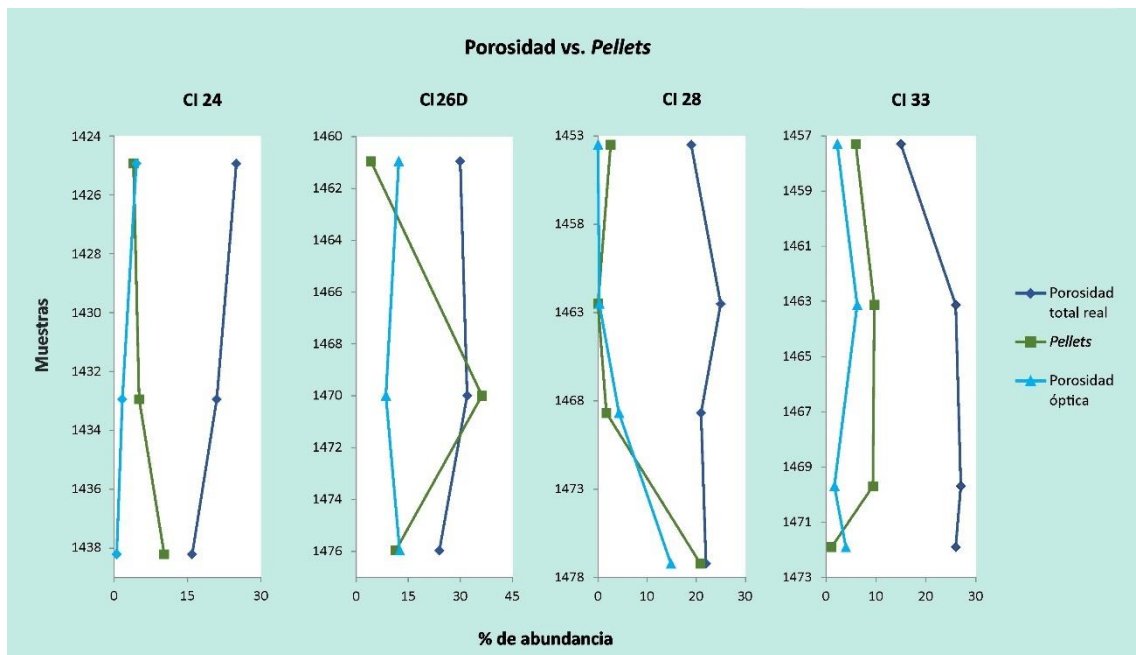
*Porosidad (Op)*: la porosidad abarca entre el 1% y 15% de los componentes totales de las rocas, pudiéndose distinguir entre porosidad primaria y secundaria. La porosidad primaria (Opp) es la más abundante en las coronas, con valores de hasta el 10%, a excepción de la corona CI 28 en donde los valores son más bajos con respecto a la porosidad secundaria, y se reconoce por ser intergranular (Fig. 30a). La porosidad secundaria (Ops) se presenta de manera intragranular, generalmente observable como porosidad dentro de las cámaras de los foraminíferos y en los feldespatos que presentan disolución (Fig. 30b y 30c); y móldica, generada por la disolución parcial y total de los clastos (Fig. 30b y 30d).

Para realizar un análisis comparativo con la porosidad óptica obtenida (porosidad primaria sumada con la secundaria), se tomaron los datos de porosidad y permeabilidad real (obtenida a través de un porosímetro de helio) de las 4 coronas de estudios en informes internos realizados por Ponce y Carmona (2017), y se observó que los valores de porosidad óptica y real no presentan variaciones notables y se mantienen constantes a lo largo de la corona (Fig. 31). Sin embargo, se destacan las muestras CI 26D 1469,99, CI 33 1471,91, CI 28 1468,69 y CI 28 1477,22, en donde se producen variaciones de aumentos y descensos entre la porosidad real y óptica que no superan el 4%. Hay que tener en cuenta que la porosidad óptica (cualitativa) es estimativa y no siempre se obtienen los valores exactos, en cambio la porosidad real (cualitativa) utilizada es estimada en laboratorio.





**Figura 30.** Microfotografías de los diferentes tipos de porosidad. En (a) vista general de porosidad primaria (Opp) en la muestra CI 26D 1475,96. En (b): porosidad secundaria (Ops) intragranular en foraminífero y móldica por disolución total de los granos. En (c): porosidad secundaria (Ops) intragranular en feldespatos disueltos parcialmente. En (d): porosidad secundaria móldica por disolución parcial de los granos.



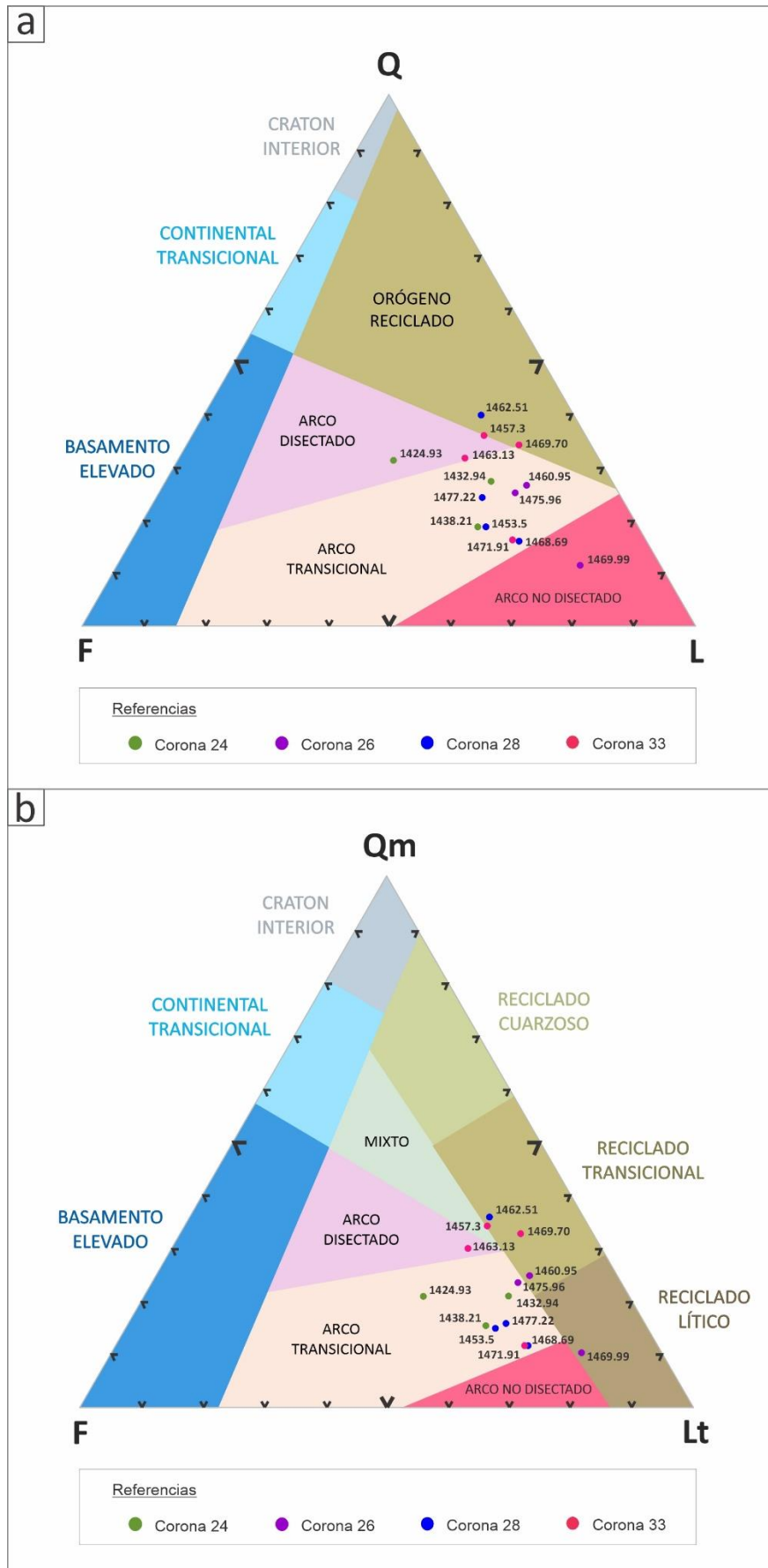
**Figura 31.** Gráficos comparativos entre la porosidad óptica, porosidad real y los *pellets* fecales presentes.

## PROCEDENCIA

Para la realización de los diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) se recalcularon al 100% los resultados de QFL (cuarzo–feldespatos–líticos) y QmFLt (cuarzo monocristalino–feldespatos–líticos totales) (Tabla 5). Se pudo observar que la mayor parte de las muestras corresponden a la categoría de arco magmático mientras que 3 muestras, 2 de la corona 33: 1457.3 y 1469.70; y 1 de la corona 28: 1462.51, se encasillan dentro de la categoría de orógeno reciclado (Fig. 32a). Dentro de la categoría de arco magmático, 3 muestras corresponden a la subdivisión de arco disectado: 1424.93 (CI 24), 1477.22 (CI 28) y 1463.13 (CI 33), y las 8 muestras restantes a un arco transicional: 1475.96 (CI 26D), 1460.95 (CI 26D), 1432.94 (CI 24), 1438.21 (CI 24), 1469.99 (CI 26D), 1453.5 (CI 28), 1471.91 (CI 33) y 1468.69 (CI 28). El diagrama QmFLt (Fig. 32b) permite reafirmar y establecer que los aportes sedimentarios de las rocas analizadas provienen de arcos magmáticos transicionales.

Coronas	Muestras	Diagramas QFL			Diagrama QmFLt		
		Q (%)	F (%)	Lt (%)	Qm (%)	Lt (%)	F (%)
CI 24	1424,93	31,16	33,56	35,27	20,89	45,55	33,56
	1432,94	27,19	19,69	53,13	20,94	59,38	19,69
	1438,21	18,63	26,14	55,23	15,36	58,50	26,14
CI 26	1460,95	26,42	14,38	59,20	24,75	60,87	14,38
	1469,99	11,31	13,14	75,55	10,22	76,64	13,14
	1475,96	25,00	16,92	58,08	23,46	59,62	16,92
CI 28	1453,5	18,78	24,89	56,33	33,92	49,65	16,43
	1462,51	39,80	15,13	45,07	29,79	48,51	21,70
	1468,69	16,11	20,81	63,09	32,73	55,45	11,82
	1477,22	24,29	22,67	53,04	11,55	66,79	21,66
CI 33	1457,3	35,66	16,43	47,90	14,85	60,26	24,89
	1463,13	31,49	21,70	46,81	35,20	49,67	15,13
	1469,7	34,09	11,82	54,09	11,41	67,79	20,81
	1471,91	16,25	21,66	62,09	15,79	61,54	22,67

**Tabla 5.** Tabla de porcentajes de cuarzo (Q), feldespato (F) y líticos (L) recalculados al 100%, utilizados para realizar los diagramas QFL y QmFLt de Dickinson *et al.* (1983).



**Figura 32.** Diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) QFL (a) y QmFLt (b).



Los resultados de procedencia de arcos magmáticos nos indican que las áreas de aporte se relacionan con márgenes activos. Según Dickinson *et al.* (1983) y Scasso y Limarino (1997) entre otros, la erosión de secuencias volcánicas de arcos no disectados produce arenas con elevados porcentajes de líticos volcánicos. En tanto que, cuando la erosión actúa sobre arcos disectados se produce un aumento progresivo en la cantidad de feldespatos y cuarzo, como consecuencia del cese del volcanismo o por una mayor tasa de erosión, lo que genera un corrimiento hacia los arcos transicionales y disectados. Si bien los resultados muestran presencia de líticos volcánicos, los porcentajes de los mismos no superan al del cuarzo y feldespatos, lo que estaría indicando una menor tasa de erosión de arcos no disectados con respecto al apilamiento volcánico. Por otra parte, los porcentajes de cuarzo y feldespatos evidencian una mayor erosión de arco disectado y una actividad o apilamiento volcánico pausado. Esto se traduciría en un aumento de los líticos en los segmentos con volcanismo activo, y un incremento de cuarzo y feldespatos en las zonas inactivas.

## MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO Y ANÁLISIS DE EDS

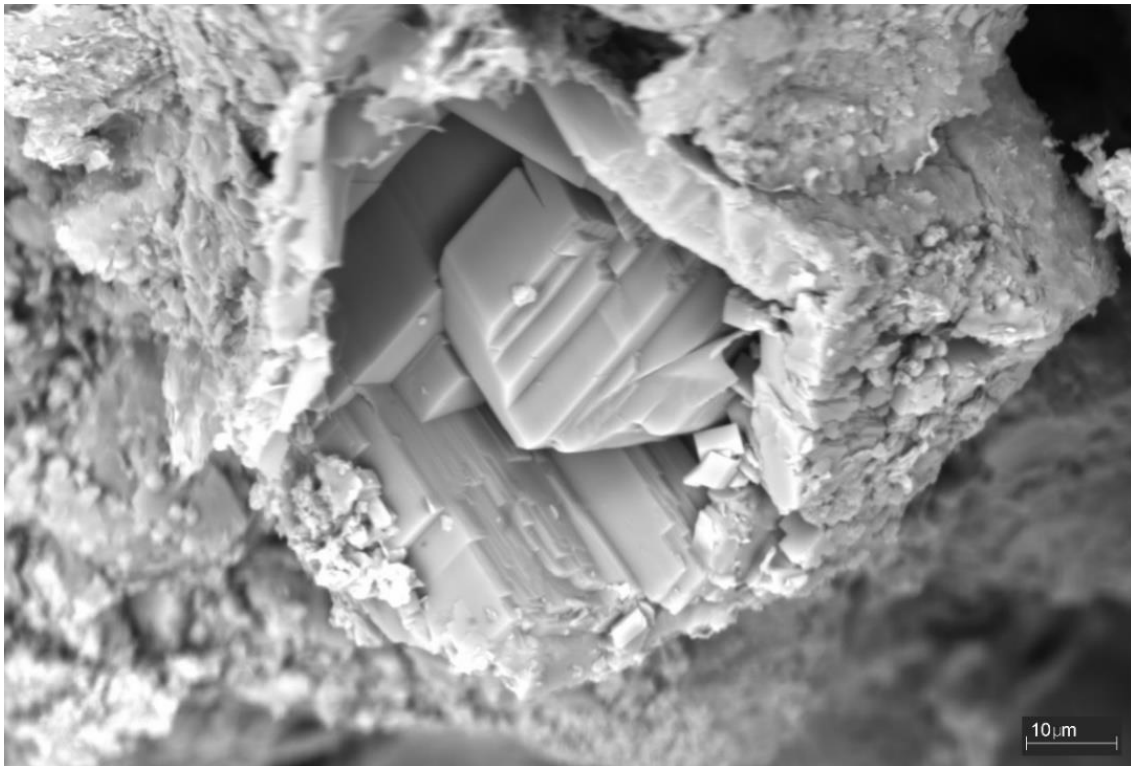
Como se puede observar en la Tabla 6, se analizaron 6 muestras de las coronas CI 26 y CI 33 de la Formación Magallanes Inferior. La muestra CI 26 M2 correspondería aproximadamente a la profundidad 1465,28 mbbp, la CI 26 M3 a 1477,50 mbbp, la CI 26 M5 a 1470,62 mbbp, la CI 33 M1 a 1472,24 mbbp, la CI 33 M2 a 1467,68 mbbp y la muestra CI 33 M3 a 1458,71 mbbp. De ambas coronas, se seleccionaron 3 muestras para realizar microanálisis químicos EDS: CI 26 M5, CI 33 M1 y CI 33 M2. Esto se hizo para poder determinar con precisión la composición mineral de las areniscas, y de los *pellets* fecales glauconitizados.

Minerales	Muestras					
	CI 26 M2	CI 26 M3	CI 26 M5	CI 33 M1	CI 33 M2	CI 33 M3
Cuarzo	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Feldespatos	✓		✓		✓	
Calcita	✓			✓	✓	✓
Dolomita				✓	✓	
Muscovita					✓	
Biotita					✓	
Pirita Framboidal	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Esmectita					✓	
Glauconita	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Analcima		✓		✓		✓
Ilmenita				✓		
Titanita	✓		✓		✓	
Apatita		✓	✓			
Foraminíferos	✓					✓
<i>Pellets</i> Fecales	✓	✓	✓	✓	✓	✓
EPS ( <i>Extracellular Polymeric Substances</i> )	✓		✓			

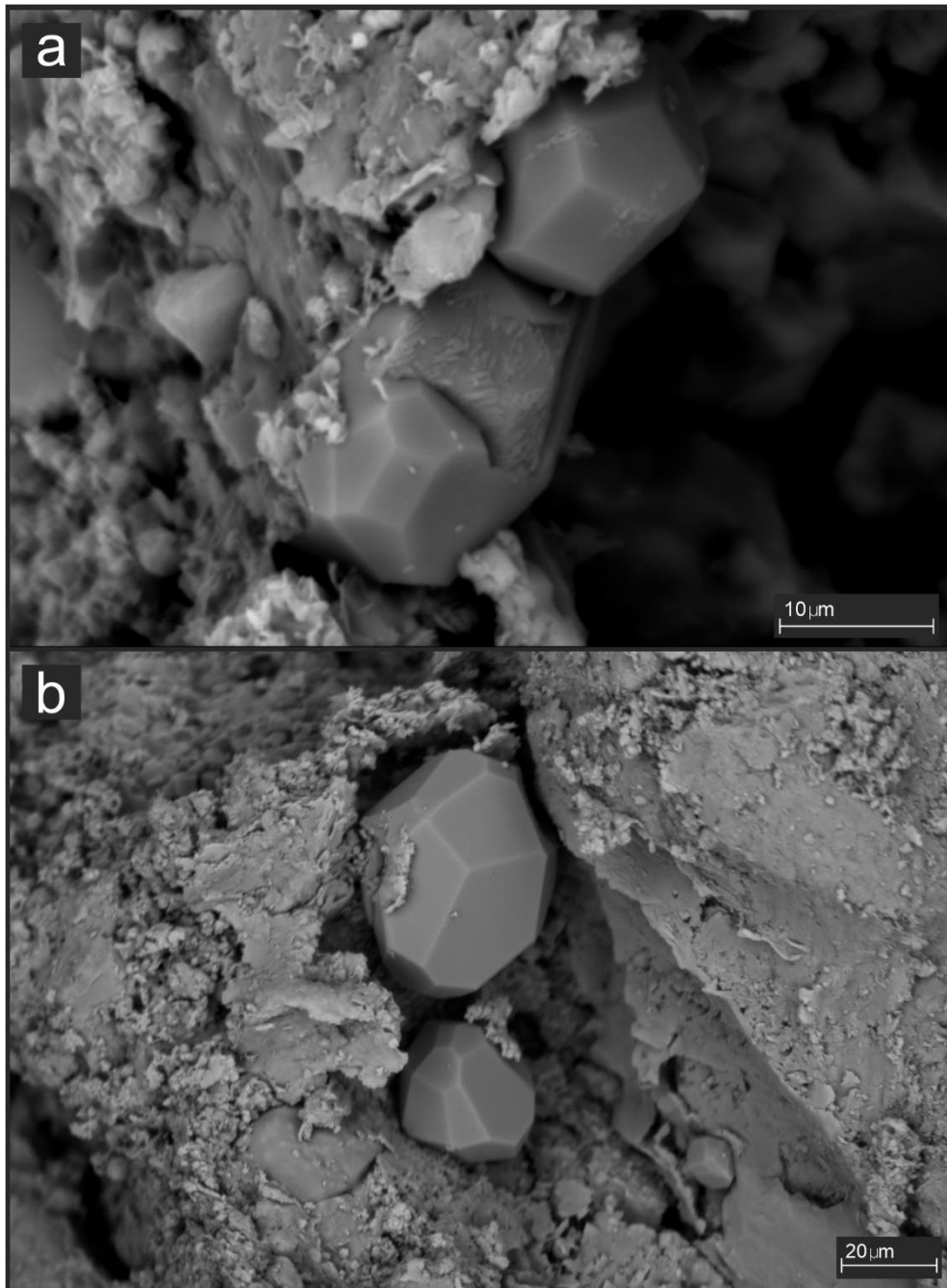
**Tabla 6.** Componentes minerales reconocidos en el microscopio electrónico. Las muestras CI 26 M5, CI 33 M1 y CI 33 M2 fueron sometidas a microanálisis químico EDS.

El cuarzo y los feldespatos son los componentes principales de las areniscas, en coincidencia con los conteos minerales bajo microscopio óptico. Se reconocieron cuarzos monocristalinos y policristalinos como así también feldespatos potásicos y plagioclasas con porosidad por disolución y albitización.

Según Min *et al.* (2019), la albitización es un proceso que procede de mecanismos de disolución-precipitación y por el cual los feldespatos pierden potasio (K) y ganan sodio (Na) simultáneamente. Este proceso de albitización pudo ser interpretado en aquellas muestras que presentan feldespatos, más precisamente albita (Fig. 33a y 33b) y no contienen analcima. También se presenta el caso opuesto en las muestras que poseen analcima (Fig. 34) y no presentan feldespatos. Esto puede deberse a que un porcentaje de los feldespatos presentes se encuentran albitizados, lo cual provocaría que capten el Na disponible del sistema para su formación, y consecuentemente, que no formen minerales de analcima. Además, el potasio (K) liberado al sistema durante este proceso puede vincularse con la evolución glauconítica de los pellets. Esto se observó en la muestra CI 33 M2, donde además de encontrarse cristales de albita se presenta el mayor contenido de potasio (K) en los *pellets* fecales.

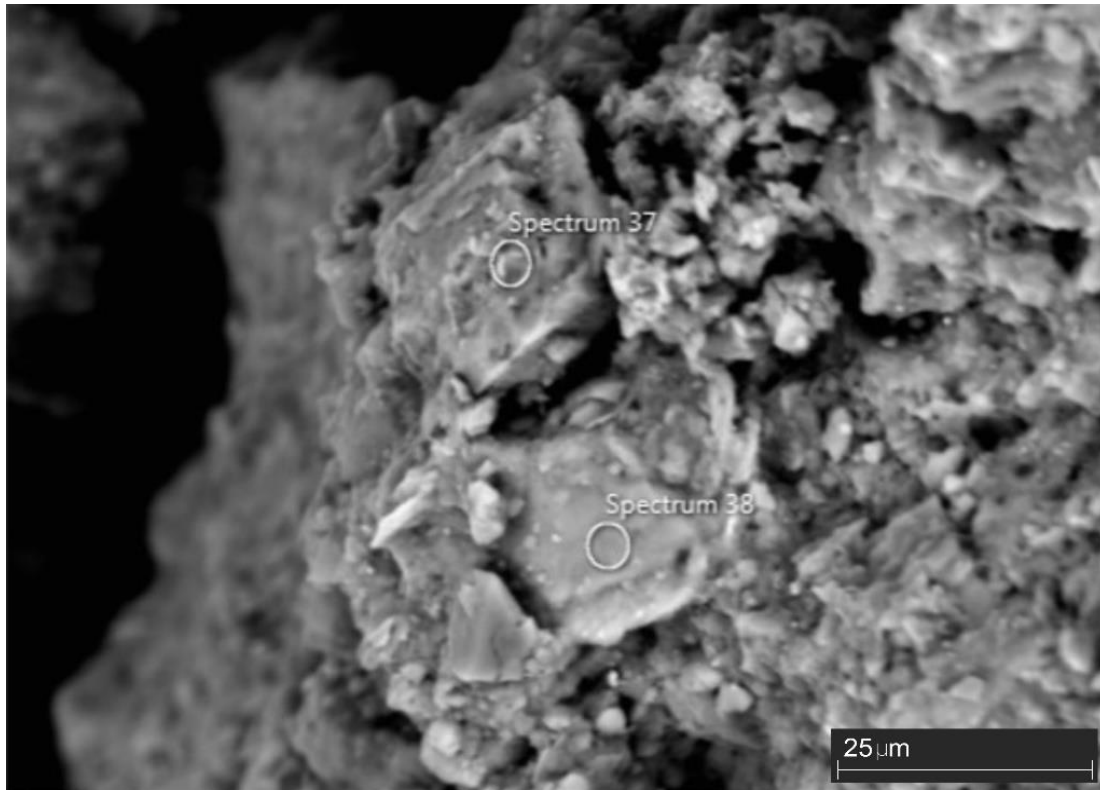


**Figura 33.** Cristales de albita en la muestra CI 33 M2.



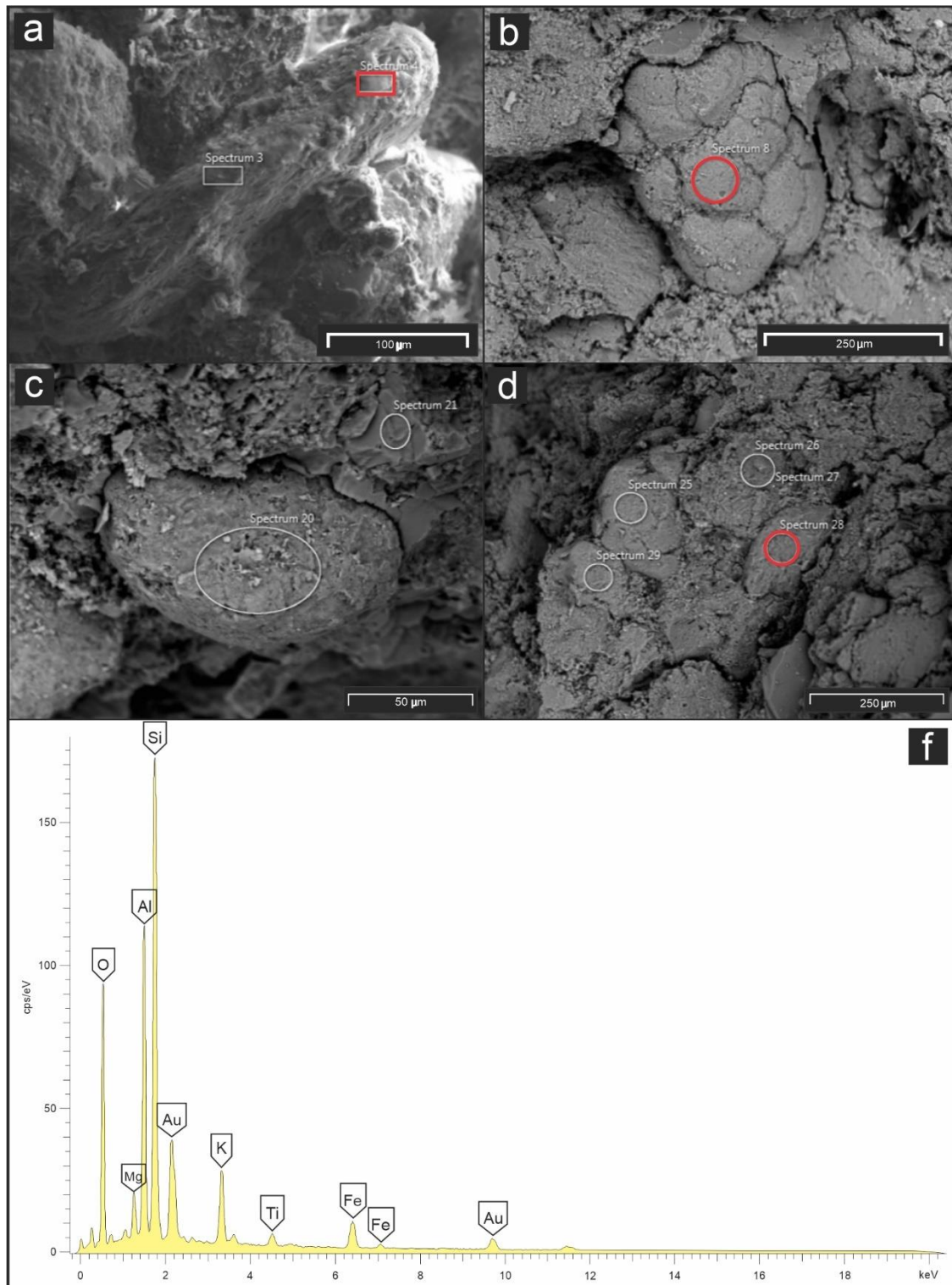
**Figura 34.** Microfotografías bajo SEM de cristales de analcima en muestras CI 33 M1 (a) y CI 33 M3 (b).

Con respecto a la calcita (Fig. 35), se reconoció en las muestras M3, M2 y M1 de la corona CI 33 y en la muestra M2 de la corona CI 26D. En la corona CI 33 los cristales de calcita se encuentran dolomitizados a partir de la muestra M2 que, lo que estaría indicando que el proceso de dolomitización estaría vinculado a la profundidad.

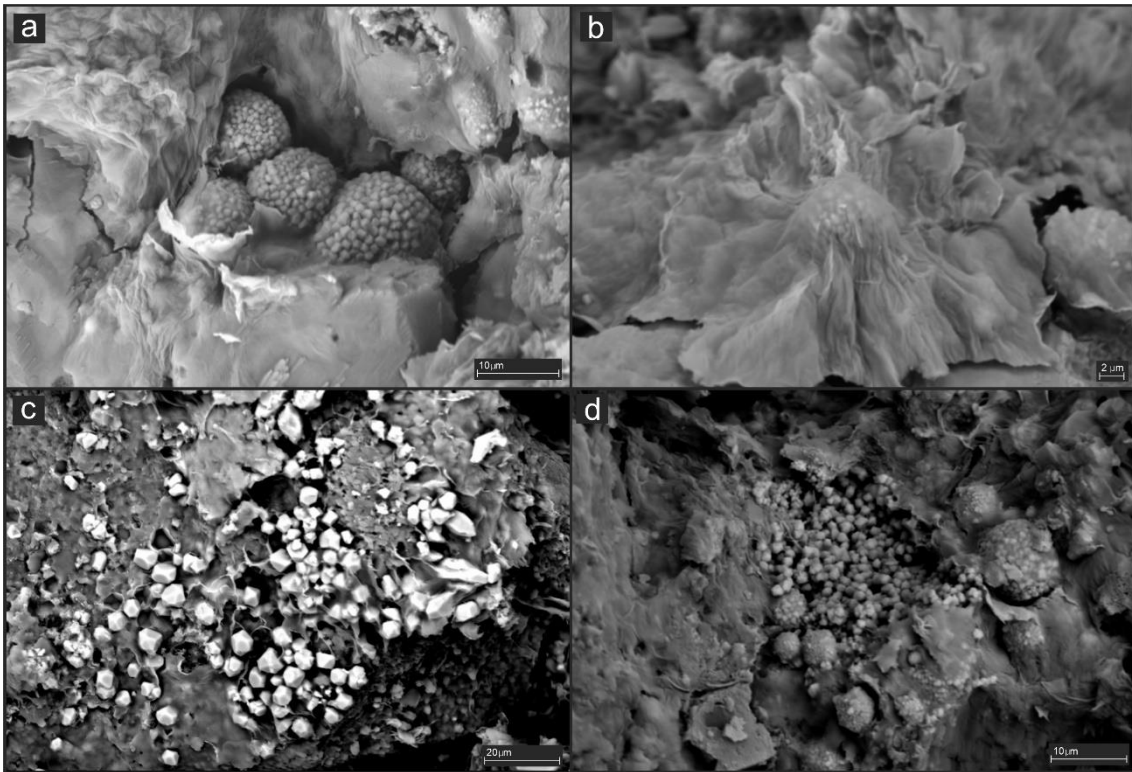


**Figura 35.** Microfotografía bajo SEM de cristales de calcita parcialmente dolomitizados en muestra CI 33 M2.

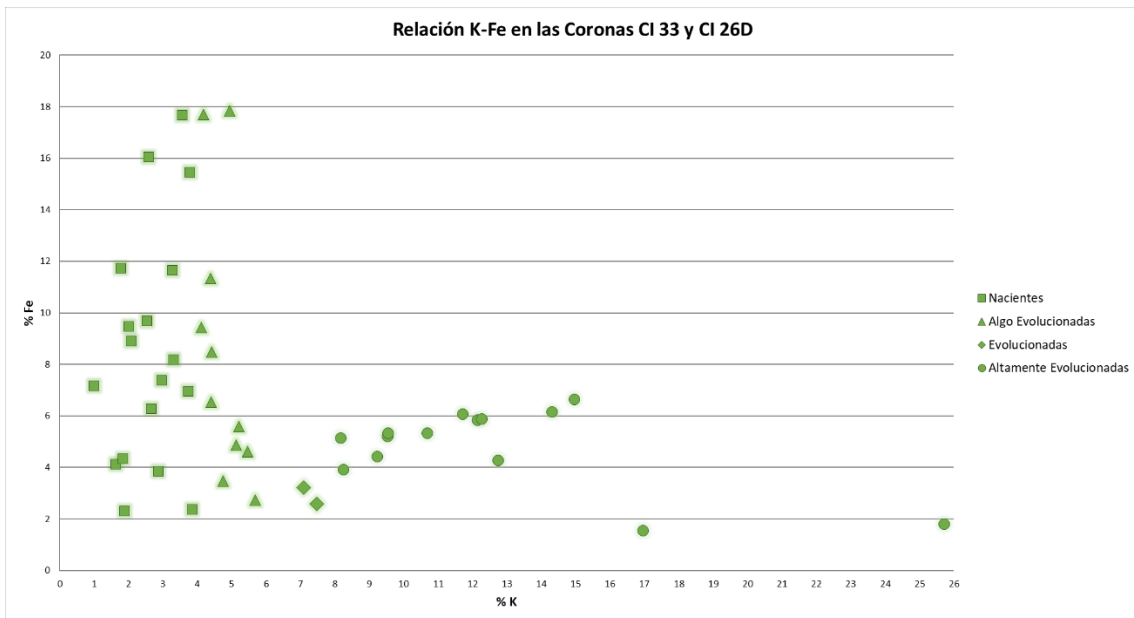
En lo referente a la glauconita, se identificó en todas las muestras en formas de *pellets* fecales glauconitizados, con sus morfologías características vermiculares (Fig. 36a), mamelares (Fig. 36b), ovoidales (Fig. 36c) y en forma de cápsula (Fig. 36d). La composición y variación del contenido de hierro (Fe) y potasio (K) en la estructura de la glauconita fue determinada mediante microanálisis químicos con EDS para estimar el grado de evolución y madurez de la misma según la predominancia de un elemento por encima del otro, lo cual se refleja en el espectro de la figura 36f. Con respecto a los *pellets* identificados se encuentran acompañados de piratas framboidales (Fig. 37a y 37b) y diseminadas (Fig. 37c y 37d). Estos sulfuros precipitan debido a la actividad bacteriana presente en los *pellets*, como consecuencia de los microambientes reductores originados dentro y alrededor de los mismos. En ciertas ocasiones, las piratas se encuentran rodeadas (Fig. 37a) o tapizadas (Fig. 37b) con sustancia polimérica extracelular (EPS por sus siglas en inglés: “*Extracellular Polymeric Substances*”).



**Figura 36.** Microfotografías bajo microscopio electrónico de barrido (MEB). En (a): *pellet* con morfología vermicular en muestra CI 26D M5. En (b): *pellet* con morfología mamelar en muestra CI 33 M1. En (c): *pellet* en forma de cápsula en muestra CI 33 M1. En (d): *pellet* con morfologías ovoidales en muestra CI 33 M1. En (f): espectro de la glauconita identificado en los microanálisis químicos.



**Figura 37.** Microfotografías de los diferentes tipos de piritas bajo SEM. En (a): piritas framboidales en muestra CI 26D M2. En (b): pirita framboidal recubierta con una lámina de EPS. En (c): piritas diseminadas en muestra CI 26D M5. En (d): piritas diseminadas en muestra CI 26D M3.



**Figura 38.** Relación K-Fe de las muestras de las coronas CI 26D y CI 33 mostrando la diferenciación entre los grados de evolución glauconítica de los *pellets* fecales identificados.



Según Amorosi (1997) la incorporación de Fe antecede a cualquier absorción de K en la estructura de los minerales glauconíticos. Este autor indica que se puede incorporar Fe adicional a medida que el K comienza a entrar en la estructura de las glauconitas nacientes a levemente evolucionadas (Fig. 38) y que, por el contrario, ningún aumento de Fe caracteriza las últimas etapas de evolución glauconítica. Esto último se puede observar en la figura 39, en donde los valores más altos de K no se caracterizan por aumentos significativos de Fe lo cual es visible a partir de las glauconitas evolucionadas con K mayor al 6% (Amorosi, 1995). Si bien el K define el grado evolutivo de la glauconita, se tiene que tener en cuenta que en el proceso también hay enriquecimiento de Fe. En la figura 39 se puede observar que ambos presentan una correlación positiva a excepción de la muestra CI-26 M5.

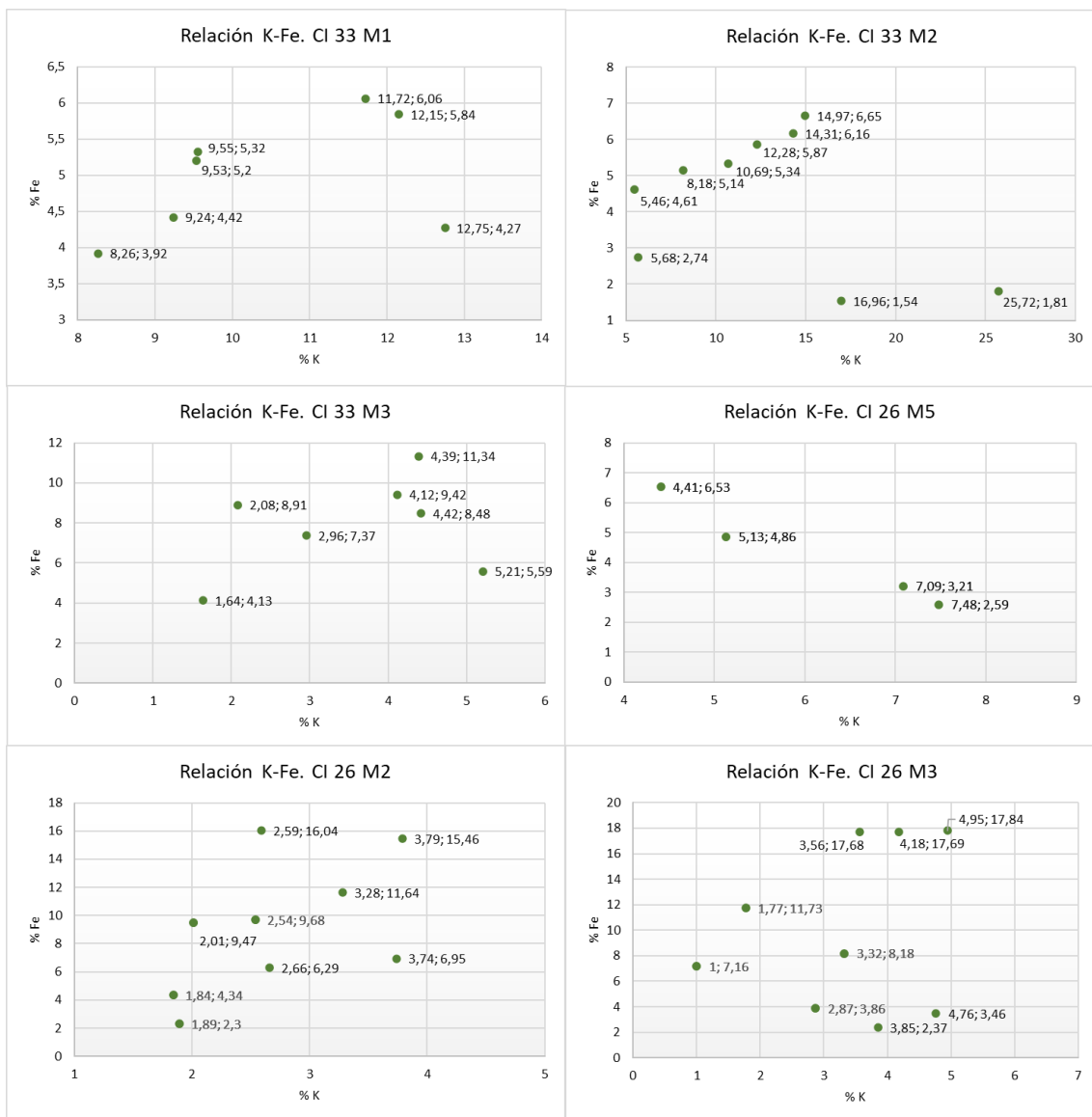
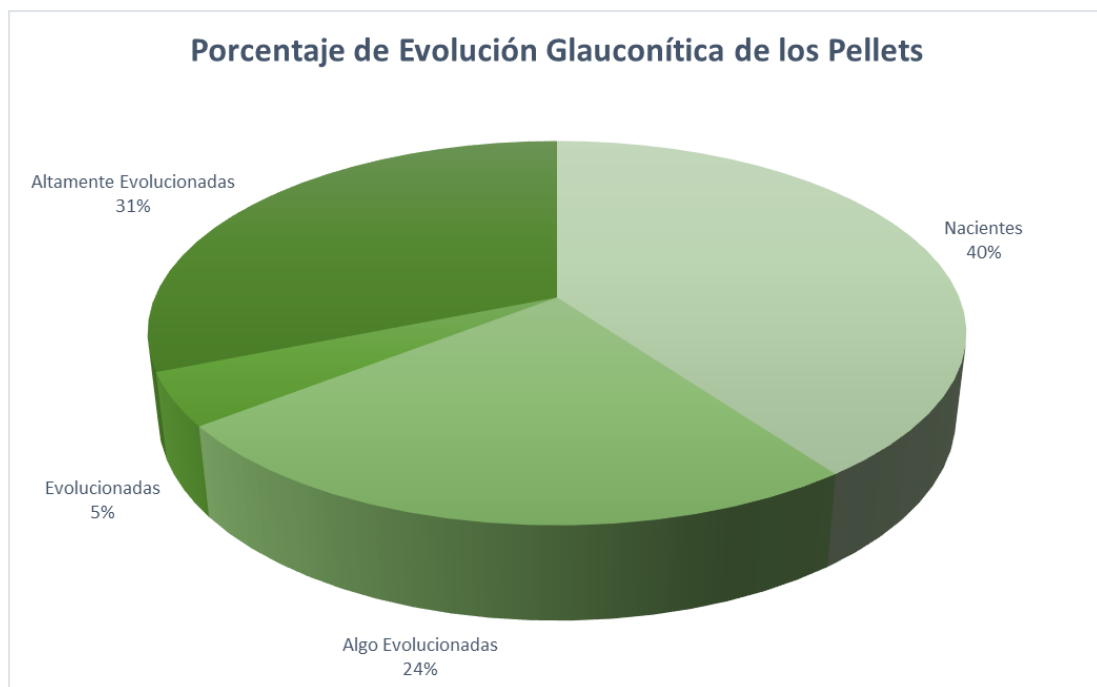


Figura 39. Relación K-Fe medida en las muestras de las coronas CI 33 y 26D.

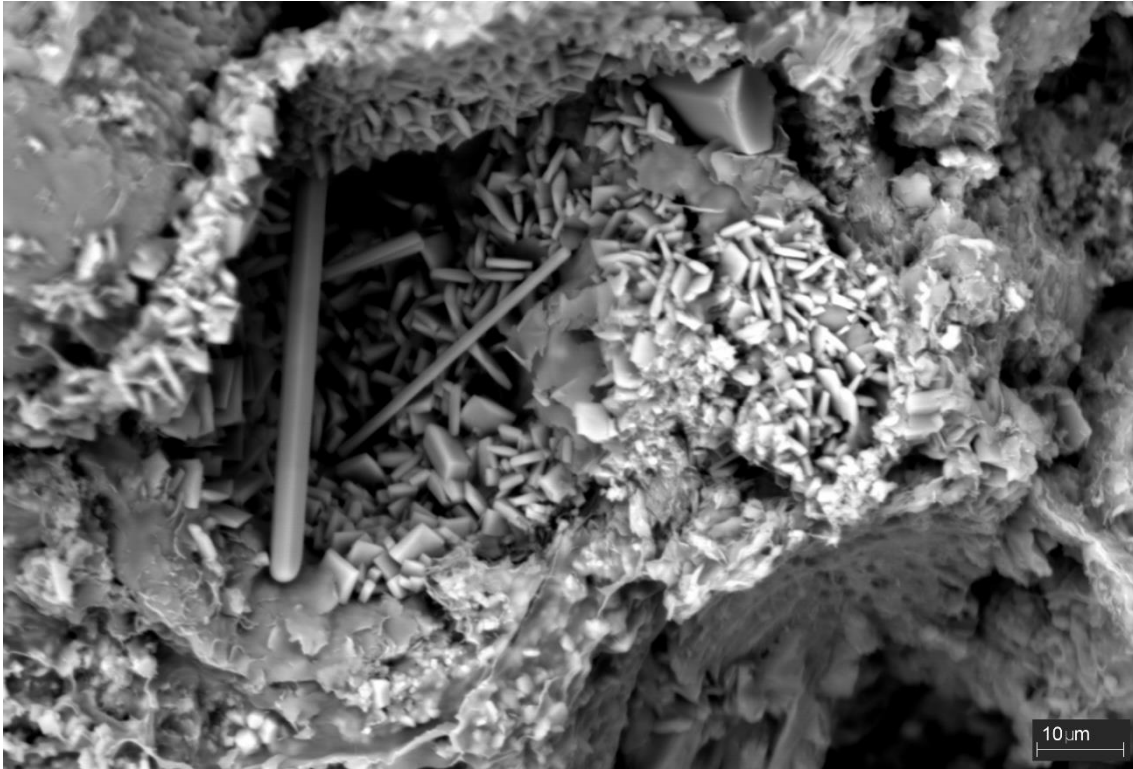


Como se puede observar en la figura 40 la mayor parte de los *pellets* fecales poseen una evolución glauconítica naciente (40%), seguidas por las altamente evolucionadas (31%), y por último las que son algo evolucionadas (24%) y evolucionadas (5%). Esto permite inferir que en los ambientes donde se depositaron estas rocas predominan ritmos de sedimentación medios a altos, representados por las glauconitas nacientes y algo evolucionadas (64%). Por otro lado, las tasas de sedimentación bajas son las que se presentan en cortos períodos de tiempo y quedan demostradas por las glauconitas evolucionadas y altamente evolucionadas (36%).



**Figura 40.** Porcentaje de los grados de evolución de la glauconita presente en los *pellets*.

Lo que se pudo determinar en las coronas analizadas en el SEM es que las muestras que poseen titanita (silicato de hierro y titanio) (Fig. 41) presentan feldespatos y a su vez carecen de analcima, mientras que las muestras que no poseen titanita, no se observan feldespatos, pero sí exhiben analcima. La titanita se encuentra como mineral accesorio en rocas volcánicas de composición intermedia y félsica, y parte de su asociación mineral es con la albita (Howie *et al.*, 1995) que es un feldespato. Esto respondería a la presencia de titanita en las rocas que poseen feldespatos y su ausencia en muestras que no los contienen. De esta manera, el aporte de la titanita ayuda a confirmar la hipótesis de que los feldespatos se encuentran albitizados



**Figura 41.** Microfotografía de cristales de titanita bajo SEM tapizando las paredes de un poro en muestra CI 26D M5.

## DISCUSIONES

A lo largo del presente trabajo se llevaron a cabo diferentes métodos de análisis petrográficos, mineralógicos y de procedencia de las rocas de la Formación Magallanes Inferior para poder determinar los componentes de la fracción clástica que las integran. A raíz de estos estudios se pudo establecer que la mala a regular selección de las areniscas junto con la morfología subangulosa y angulosa de los clastos de cuarzo monocristalino (Qm) indicarían un transporte reducido de los mismos, caso contrario en los cuarzos policristalinos (Qp) que presentan bordes redondeados, lo cual indicaría un transporte mayor. Como se pudo ver, la distribución de los cuarzos es directamente proporcional con la de los líticos volcánicos ácidos, lo que estaría indicando un aporte de una fuente con composición félsica. Como la procedencia de los cuarzos es incierta, esto genera un problema a la hora de establecer el origen de los mismos. Pero los resultados ploteados en los gráficos de Lva versus el Qmf siguen presentando esa relación de proporcionalidad, y como el cuarzo con extinción recta (Qmf) tiene un origen volcánico y es el que prevalece por encima del ondulado (Qmo) y policristalino (Qp), se puede atribuir una fuente félsica. A su vez, los líticos volcánicos básicos (Lvb) poseen una relación de proporcionalidad con los líticos volcánicos ácidos (Lva) y esta relación podría estar indicando una procedencia de un arco transicional, con firmas de arcos disectados y no disectados. La firma de arco no disectado estaría dada por los dos líticos volcánicos y la de arco disectado por la correlación de los líticos ácidos (Lva) con el cuarzo (Q).

En aspectos relacionados con la pseudomatriz, se reconocieron criterios en las muestras compatibles con los propuestos por Dickinson (1970) dentro de los cuales se pueden encontrar: textura interna pseudofluída de los líticos deformados, los líticos deformados y aplastados menos competentes entre clastos rígidos más competentes, granos débiles que se ajustan a los contornos de los granos más fuertes y asumen formas irregulares ocupando volúmenes intersticiales, y grandes espacios rellenos de una “matriz”, lo cual refuerza la idea de una pseudomatriz debido a que esos espacios son heterogéneos y de texturas diferentes. También es posible encontrar las formas de los granos modificadas, como lo son las láminas de micas dobladas mostrando un aspecto ondulado, y los clastos de cuarzo y feldespatos localmente fracturados. Por último, la relación que posee la pseudomatriz con los *pellets* fecales habla de que la generación de la misma se relaciona con la actividad de los organismos y, por ende, con la intensa bioturbación que se presenta. El retrabajo del sedimento que producen los organismos

provoca la dispersión de los sedimentos más finos hacia la matriz, y de esta manera, el incremento de pseudomatriz.

En lo referente a la glauconita es que la misma fue formada *in situ*, es decir, que posee un origen autóctono. Esto está evidenciado por la asociación de la misma con la bioturbación que presentan los sedimentos, dada las galerías formadas por los organismos y por la presencia de fragmentos fósiles. Esta relación es una manera segura de confirmar que los *pellets* fecales glauconitizados no han experimentado transportes significativos luego de su formación. Otra evidencia es la ocurrencia de fracturas o “craquelados” en las superficies de los *pellets* analizados, que es un indicador de confianza del origen autóctono de la glauconita (Amorosi, 1997). El alto grado de bioturbación que muestran los depósitos es consistente con la gran abundancia de *pellets* fecales. El porcentaje de predominancia de los mismos al ser inversamente proporcionales a los de la fracción clástica podría ser un factor clave que revele el tiempo en el que los sedimentos tardaron en depositarse. El aumento del tono verde en la coloración de la glauconita de los *pellets* es un reflejo del tiempo de evolución, lo que es directamente proporcional al aumento en el contenido de K y Fe de los mismos.

La presencia de pirita framboidal y diseminada que se observa en las muestras es directamente proporcional al contenido de *pellets*. La pirita framboidal principalmente se genera en condiciones microrreductoras por actividad bacteriana. La pirita que se presenta diseminada en las pequeñas galerías realizadas por los microorganismos se forma cuando las excavaciones quedan abandonadas y se rellenan de modo pasivo con sedimentos arcillosos, bajo condiciones microrreductoras que favorecen la precipitación de la pirita como cristales euhedrales o con morfologías framboidales. Estas observaciones vuelven a confirmar que el origen de la pirita es biogénico y no diagenético.

Otro dato interesante a destacar es que en las muestras donde aumenta y disminuye la porosidad, lo hacen también los *pellets* fecales. Se pudo observar que en la mayoría de las muestras la porosidad es directamente proporcional con la abundancia que haya de *pellets* en el sistema, por lo que la presencia de los mismos no sería un factor que desmejore las condiciones de porosidad en la roca. Esto puede deberse a la morfología que presentan, debido al grado de redondez que exhiben, lo que lleva a pensar que la presencia de los mismos no oblitera las condiciones petrofísicas de la roca, debido a que los valores en la mayoría de los casos son directamente proporcionales. La suposición convencional es que la bioturbación reduce la porosidad y permeabilidad de la roca, pero



no necesariamente ocurre en todos los casos. Según Buatois *et al.* (1999), los organismos depositívoros que rellenan sus galerías pueden dañar la conectividad entre los poros en ciertas situaciones, pero las estructuras abiertas producidas por organismos suspensívoros y detritívoros no reducen la porosidad y permeabilidad, lo cual hace que actúen como canales para la migración de los fluidos y favorezcan las condiciones petrofísicas. En los testigos corona analizados están presentes dos icnoasociaciones correspondientes a icnofacies de *Cruziana* (depositívoros) y *Skolithos* (suspensívoros), en donde esta última se encuentra empobrecida. Como se muestra un dominio de organismos depositívoros, esto indicaría que la presencia de los mismos condicionaría los valores de porosidad y permeabilidad de las rocas, ya que la asociación con icnofacies de *Skolithos* se encuentra empobrecida. Pero en los perfiles sedimentarios realizados por Ponce y Carmona (2017) es reiterativo ver la presencia de trazas de criptobioturbación. Este término incluye a todas las estructuras biogénicas de tamaño pequeño, que a diferencia de otras estructuras biogénicas tienden a preservar más que a destruir las estructuras físicas primarias. A su vez, la criptobioturbación disminuye las heterogeneidades internas del sustrato, generando una distribución más uniforme de las condiciones petrofísicas (Ponce *et al.*, 2018). Además de lo anteriormente mencionado, la morfología redondeada de los *pellets* y espacios intragranulares y móldicos también serían características que permitirían que las condiciones petrofísicas no desmejoren. Los *pellets* fecales se forman a partir del proceso de pelletización de las arcillas, proceso por el cual estos tipos de sedimentos se aglomeran en flóculos. Los sedimentos con granulometría tipo arcilla significan un problema a la hora de calificar las condiciones de porosidad y permeabilidad del reservorio. Al presentarse en forma de flóculos y no diseminados, se asemejan al tamaño que presentan los líticos o clastos de las arenas que los circundan, exhibiendo una buena redondez. Por lo tanto, las condiciones petrofísicas de la roca no desmejoran cuanto mayor sea su abundancia, específicamente si predominan los *pellets* que presentan morfologías ovoidales.

Las firmas de procedencia que presentan las rocas analizadas indican áreas de aporte de arcos transicionales debido al aumento progresivo en los porcentajes de feldespatos y cuarzo, como consecuencia de la pausa en el volcanismo o por un aumento en la erosión sobre arcos disectados. En adición, Sickmann *et al.* (2019) han realizado estudios de procedencia en circones detríticos sobre diferentes sectores de la cuenca Austral, y establecen que los datos de las áreas fuente poseen improntas únicas de su evolución Cretácica, lo cual permite comparar y evaluar grandes conjuntos de datos. A

su vez, interpretan que las firmas de procedencia en cualquier punto de la cuenca y los patrones de dispersión de los sedimentos durante la fase de antepaís fueron controlados fundamentalmente por una fase de cuenca extensional predecesora y sus condicionantes: (1) extensión variable con la latitud, (2) composición de las litologías emplazadas en el occidente y (3), discontinuidades estructurales asociadas al *rifting* temprano, las cuales pueden haber controlado los sistemas de dispersión y redes de drenaje. En el caso del sector central de la cuenca, las muestras están dominadas, en gran medida, por firmas de la faja plegada y corrida debido al *rifting* menos extensivo que hubo en ese sector, y que dejó al basamento Paleozoico y al material volcánico-silíceo Jurásico en el margen occidental de la misma. Posteriormente, la compresión fue suficiente para levantar el material de la faja plegada y corrida como una barrera topográfica, lo cual pudo bloquear la entrada del arco y diluir sus firmas como fuente. Las rocas de la faja plegada y corrida de la cuenca Austral comprendidas entre las latitudes 49°45' y 52°00'S involucran principalmente secuencias Cretácicas superiores del primer ciclo regresivo (Ciclo Lago Viedma) de la etapa de antepaís de la cuenca, y secuencias campanianas a paleógenas asociadas con el levantamiento tectónico de su límite occidental. Las unidades litoestratigráficas pueden ser divididas en 4 paquetes estructurales principales: (1) rocas metamórficas Paleozoicas intruidas por rocas volcánicas y plutónicas del batolito Patagónico, (2) secuencias marinas de *synrift* del Jurásico Superior, (3) secuencias de plataforma del estadio de *sag* del Cretácico Inferior y (4) estratos marinos y continentales de la fase de antepaís de la cuenca del Cretácico Superior al Neógeno (Ghiglione *et al.*, 2009).

El análisis petrográfico de las rocas junto con la icnología presente en las mismas avala el ambiente de depositación propuesto por Ponce y Carmona (2017), el cual se atribuye a un ambiente en posiciones de *shoreface* en una zona de *updrift* de un delta dominado por oleaje. En adición a esto y conjuntamente con los datos obtenidos, se determinó que en este ambiente se presentan variaciones en el ritmo de la tasa sedimentaria a lo largo de la columna estratigráfica. El reconocimiento de este ambiente fue consistente con la presencia de glauconita, la bioturbación identificada tanto en microscopio petrográfico como a simple vista, la presencia de fragmentos fosfáticos y la composición y granulometría identificadas en las rocas. El dato clave que permite identificar a estas rocas como marinas son las asociaciones icnológicas, sumado a la presencia de *pellets* fecales glauconitizados, ya que la glauconita es un tipo de mineral de ambiente marino y originada por la actividad biogénica. La prolongada exposición de los

*pellets* fecales en la interfaz agua sedimento, o dentro de un ambiente infaunal cercano a ella, proporciona las condiciones necesarias para una mayor evolución glauconítica, junto con las condiciones físico-químicas estables y, por lo tanto, es un buen indicador de los momentos en donde existe una menor tasa sedimentaria. Este dato se confirma en la figura 43, en donde la fracción clástica (feldespatos, cuarzos y líticos sin incluir *pellets*) decrece a medida que aumentan los *pellets* fecales, y viceversa.

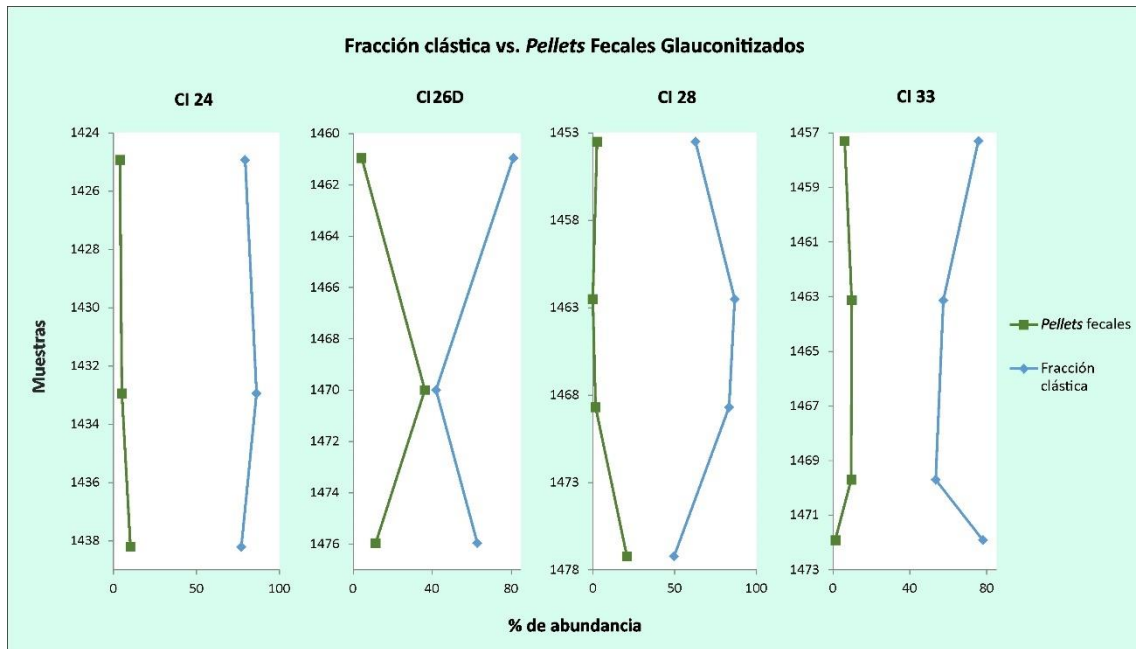


Figura 43. Gráficos comparativos entre la fracción clástica versus los pellets fecales presentes en las rocas.

## CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

El análisis petrográfico detallado de la composición que tienen las rocas que componen el reservorio M1 perteneciente a la Formación Magallanes Inferior, permitió el reconocimiento de areniscas feldespatocuarzo líticas glauconíticas y areniscas cuarzo-feldespatocuarzo líticas glauconíticas según la clasificación utilizada y propuesta por Garzanti (2019). Los resultados de los diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983) revelan que las áreas de aporte se relacionan con márgenes activos transicionales, con componentes de arcos disectados y no disectados. Los cuarzos monocristalinos con extinción recta (Qmf) son directamente proporcionales a los líticos volcánicos ácidos (Lva) lo cual permite establecer una fuente ácida para las rocas.

A pesar de que los *pellets* fecales glauconitizados no son los componentes esenciales de las areniscas debido al porcentaje que representan, son incluidos dentro del grupo de líticos debido a la relevancia que poseen para este trabajo. La presencia de “craquelados” en las superficies de los mismos, además de la obliteración de los sustratos por bioturbación permitió inferir el origen autóctono de la glauconita. Por otra parte, se puede observar cómo la presencia de los organismos o de los productos generados por ellos logran dar un enfoque petrográfico y producen variaciones en la composición de las rocas, incidiendo en la fracción clástica y consecuentemente en la nomenclatura final que tendrá la roca. Relacionado a esto, la abundancia de *pellets* fecales en contraste con la de la fracción clástica revela diferencias en los ritmos de sedimentación. En un estadio evolutivo glauconítico avanzado, los *pellets* reflejan períodos de tasas de sedimentación relativamente bajas, en donde permanecen en el fondo marino durante tiempos suficientemente largos, reflejando principalmente el tiempo de no depositación antes de su soterramiento. Esto queda evidenciado por el decrecimiento de los porcentajes de la fracción clástica. Ligado a esto, la presencia de micropirita diseminada y framboidal incrementa a medida que aumentan los *pellets*, lo que confirma su origen biológico en condiciones microreductoras. Por otra parte, el estudio y cuantificación de los *pellets* fecales glauconitizados demostraron que los mismos no producen deterioros en los valores de porosidad total de las coronas, por lo que no significaría un problema en las propiedades petrofísicas de la roca reservorio.

Los análisis de MEB-SEM permitieron identificar variaciones en el contenido de Fe y K presente en la estructura de la glauconita. Los valores de los microanálisis químicos EDS permitieron determinar que la mayor parte de los *pellets* posee una



evolución glauconítica naciente (40%), seguidas por las altamente evolucionadas (31%), y por último las que son algo evolucionadas (24%) y evolucionadas (5%), para las coronas CI 33 y CI 26. Estos resultados de abundancia y grado evolutivo glauconítico de los *pellets* se relacionan con los ritmos de sedimentación de manera inversa. Por lo tanto, gracias al grado evolutivo del proceso se puede interpretar cuál fue el ritmo o velocidad de la tasa de sedimentación para ese momento y lugar determinado de la cuenca.

Otro dato destacable es que la titanita presente en las rocas se encuentra en las muestras que poseen feldespatos y carecen de analcima. Parte de la asociación mineral de la titanita es con la albita, por lo que este aporte ayuda a confirmar la existencia de albita o feldespatos albitizados en ausencia de analcima. En el proceso de albitización de los feldespatos se produce la retención del Na para la formación de la albita, lo que probablemente estaría influyendo en la no formación de la analcima. Además de la retención del Na, se produce liberación de K durante este proceso lo que posiblemente sería una fuente para el proceso de evolución glauconítica, corroborado con la muestra CI 33 M2 la cual presenta el mayor contenido de K y cristales de albita.

Finalmente, el punto a favor y posiblemente también sea el punto en contra de este trabajo es que para la realización del mismo no se han encontrado investigaciones o estudios similares en Argentina, lo cual ha significado un gran desafío tanto para la búsqueda de información como para la interpretación de los resultados y posterior elaboración del informe. Es por esto que sería de suma importancia continuar con estudios sedimentológicos en niveles de areniscas glauconíticas a largo plazo y en diferentes regiones de Argentina que posean estas condiciones ambientales y de sedimentación, lo cual permitiría una mejor caracterización de las rocas y la determinación de superficies clave de correlación.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aimar, E., Cevallos, M., Cangini, A., Cattapan, F. y Vega, V. 2018. Extensión y desarrollo de reservorios de baja permeabilidad de yacimiento Campo Indio Formación Magallanes (Maastrichtiano tardío - Daniano), Cuenca Austral Argentina. XX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza.
- Amorosi, A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research Bulletin*: 65: 419–425.
- Amorosi, A. 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: 135–153.
- Arbe, H.A. 2002. Análisis Estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Haler, M.J. (Ed.) XV Congreso Geológico Argentino, 103-128.
- Biddle, K.T, Uliana, M.A., Mitchum Jr., R.M., Fitzgerald, M.G. y Whright, R.C. 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and Eastern Magallanes Basin, southern South America. *International Association os Sedimentologists Special Publication (8)*: 41-61.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., y Carr, T.R. 1999. Sedimentology and ichnology of Paleozoic estuarine and shoreface reservoirs, Morrow Sandstone, Lower Pennsylvanian of Southwest Kansas. *Earth Sciences* 241: 1-27, USA.
- Burst, J. F. 1958. "Glauconite" pellets: Their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*: 310-327.
- Cagnolatti, M., y Miller, M. 2002. Los reservorios de la Formación Magallanes. En: *Schioma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G., Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*: 91-118.
- Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*: 94: 222-235.

- Dickinson, W. R. 1970. Interpretind detritial modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2), 695-707, California.
- Dott, R.H. 1964. Wacke, graywacke, and matrix - what approach to immature sandstone classification?, *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625-632.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13: 937–968.
- Gazzi, P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell’Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica et Petrographica Acta*, v. 12, p. 69–97.
- Ghiglione, M. C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E. O., Pizzio, M. F., y Reinoso, R. M. 2009. Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 215-226, Argentina.
- Howie R.A., Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W. y Nichols M.C. 1995. Handbook of Mineralogy: Volume II: Silica and Silicates. En: *Mineralogical Magazine*, 59(397), 771-771. Tucson, Arizona, EE.UU.
- Ingersoll, R. V., y Suczek, C. A. 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218, *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 1217-1228.
- López-Quirós, A., Sánchez-Navas, A., Nieto, F., y Escutia, C. 2020. New insights into the nature of glauconite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 105(5), 674-686.
- McConchie D.M. y Lewis D.W. 2017. Varieties of glauconite in late Cretaceous and early Tertiary rocks of the South Island of New Zealand, and new proposals for classification. *Journal of Geology and Geophysics*, 23:4, 413-437, New Zeland.
- Min H., Zhang T., Li Y., Zhao S., Li J., Lin D., y Wang, J. 2019. The albitization of K-feldspar in organic-and silt-rich fine-grained rocks of the lower Cambrian Qiongzhusi Formation in the southwestern Upper Yangtze region. En: *Minerals*, 9(10), 620, China.

- Mpodozis C., Mella P. y Pavda D., 2011. Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (35).
- Odin, G.S. y Matter, A., 1981. The glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28 (5), 611–641.
- Odin, G.S., y Fullagar, P.D. 1988. Geological significance of the glaucony facies. *Green Marine Clays*, 45, 295–332.
- Peroni, G., Cagnolatti, M., Pedrazzini, M. 2002. Cuenca Austral: Marco Geológico y reserva histórica de la actividad petrolera. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G., Vergani, G., Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina: 11-26.
- Ponce, J.J. y Carmona, N. 2017. Análisis sedimentológico e icnológico en testigos corona de la Formación Magallanes, cuenca Austral. Informe interno, Compañía General de Combustibles (inédito), 46p.
- Ponce, J.J., Carmona, N. y Montagna, A. 2018. Atlas de las estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. Fundación YPF, Buenos Aires.
- Pryor, W. A. 1985. Biogenic Sedimentation and Alteration of Argillaceous Sediments in Shallow Marine Environments. *Geological Society of America Bulletin*: 1244-1254.
- Saccavino L.L., Echevarría C., Gutierrez F., Cagnolatti M., Marteau V.M., Pedrazzini M. y Barcat C. 2005. Las trampas de hidrocarburos de la Formación Magallanes Cuenca Austral, Argentina. En: Las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de Argentina. Eds: Kozlowski, E., Vergani, G. y Boll, A. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.
- Sickmann Z.T., Schwartz T.M., Malkowski M.A., Dobbs S.C. y Graham S.A. 2019. Interpreting large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia. *The Geological Society of America. Lithosphere*, 11(5), 620-642. Texas, EE.UU.
- Varela, A.N. 2011. Sedimentología y modelos depositacionales de la Formación Mata Amarilla, Cretácico de la cuenca Austral, Argentina. 1era edición. Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina.

- Yagupsky, D., Tassone, A., Lodolo, E., Vilas, J. F. y Lippai, H., 2003. Estudio sismoestratigráfico del sector sudoccidental de la cuenca de antepaís de Malvinas. Margen continental atlántico. Argentina. 10° Congreso Geológico Chileno, Concepción.