



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS Y RECURSOS MINERALES

Curso 2023-2024

Evaluación geológica como almacén de CO₂ de
las secuencias eocenas-oligocenas del norte de
la Cuenca de Madrid

Geological evaluation as CO₂ storage of de
Eocene-Oligocene sequences of the northern
Madrid Basin

Rios, Lucrecia Noemí
Pasaporte: AAE430708

Autora

Firmado por
HERRERO FERNANDEZ
MARIA JOSEFA -
DNI ***6973** el
día 29/07/2024

María Josefa Herrero Fernández

Tutor

LOMA
VILLACORTA
RUBEN -
46953757Q

Digitally signed by
LOMA VILLACORTA
RUBEN - 46953757Q
Date: 2024.07.29
09:28:34 +02'00'

Rubén Loma Villacorta

Tutor



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS Y RECURSOS MINERALES

Curso 2023-2024

Evaluación geológica como almacén de CO₂ de
las secuencias eocenas-oligocenas del norte de
la Cuenca de Madrid

Geological evaluation as CO₂ storage of de
Eocene-Oligocene sequences of the northern
Madrid Basin

Ríos, Lucrecia Noemí
Pasaporte: AAE430708

Autora

Firmado por
HERRERO FERNANDEZ
MARIA JOSEFA -
DNI ***6973** el
día 29/07/2024

María Josefa Herrero Fernández

Tutor

LOMA
VILLACORTA
RUBEN -
46953757Q

Rubén Loma Villacorta

Tutor

Digitally signed by
LOMA VILLACORTA
RUBEN - 46953757Q
Date: 2024.07.29
09:28:34 +02'00'



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

DECLARACIÓN DE NO PLAGIO

NOMBRE APELLIDO APELLIDO (autor/a) _Lucrecia Noemí Rios

con pasaporte AAE430708, estudiante de Máster de Exploración de Hidrocarburos y Recursos Minerales en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid en el curso 2023 -24 , como autor/a del trabajo de fin de máster titulado _Evaluación geológica de las secuencias eocenas- oligocenas del norte de la Cuenca de Madrid, y presentado para la obtención del título correspondiente, cuyo/s tutor/es es/son: María Josefa, Herrero Fernández y Loma Villacorta Rubén.

DECLARO QUE: El trabajo de fin de máster que presento está elaborado por mí y es original. No copio, ni utilizo ideas, formulaciones, citas integrales e ilustraciones de cualquier obra, artículo, memoria, o documento (en versión impresa o electrónica), sin mencionar de forma clara y estricta su origen, tanto en el cuerpo del texto como en la bibliografía. Así mismo declaro que los datos son veraces y que no he hecho uso de información no autorizada de cualquier fuente escrita de otra persona o de cualquier otra fuente. De igual manera, soy plenamente consciente de que el hecho de no respetar estos extremos es objeto de sanciones universitarias y/o de otro orden.

En Madrid, a 29 de julio de 2024.

Fdo.: Rios, Lucrecia Noemí

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	2
3. METODOLOGÍA.....	6
3.a. Trabajo de Gabinete.....	6
3.b. Trabajo de Campo.....	8
3.c. Trabajo de Laboratorio	8
4. RESULTADOS	10
4.1 Análisis de diagrfías.....	10
4.2 Análisis de afloramientos y de muestras de campo	12
5. DISCUSIÓN	20
5.1 Área fuente.....	20
5.2 Procedencia y Alterabilidad.....	24
5.4 Diagénesis.....	31
5.5 Característica de los reservorios	43
5.6 Inyectividad de CO ₂	44
6. CONCLUSIÓN	48
7. BIBIOGRAFÍA.....	49

RESUMEN

Actualmente el cambio climático representa un eje principal dentro de las problemáticas industriales y sociales, siendo el tratamiento y utilización de combustibles fósiles la actividad que más contribuye al calentamiento global. Entre los gases de efecto invernadero, tanto el metano como el CO₂ constituyen los mayores contaminantes atmosféricos. Ante esta situación las industrias responsables han planteado distintas soluciones para atenuar y disminuir al máximo posible las emisiones de estos gases. Entre estas soluciones se encuentra la transición energética, que intenta el abastecimiento energético a través de recursos renovables (energías verdes), y el almacenamiento de uno de los principales gases contaminantes, el CO₂.

Es sabido que el almacenamiento natural de CO₂ puede realizarse bajo determinadas condiciones físicas (presión, temperatura, salinidad) y que esas condiciones deben estar presentes en la litología que actuará de almacén. Las formaciones salinas, los reservorios de gas natural depletados y los acuíferos suelen ser idóneos para tal fin.

Pero para conocer la capacidad y factibilidad de estas formaciones como almacén de CO₂ es necesario estudiar y analizar de manera exhaustiva todas las características geológicas, utilizando distintas herramientas. El estudio sísmico y estratigráfico a nivel de cuenca da una idea de la magnitud del reservorio, mientras que característica como la litología, sedimentología, petrofísica, petrografía y diagénesis permiten vislumbrar la capacidad como roca almacén.

1. INTRODUCCIÓN

El área de estudio se ubica dentro de la cuenca del Tajo, subcuenca de Madrid, y abarca un área aproximada de 3000 km² (Fig.1).

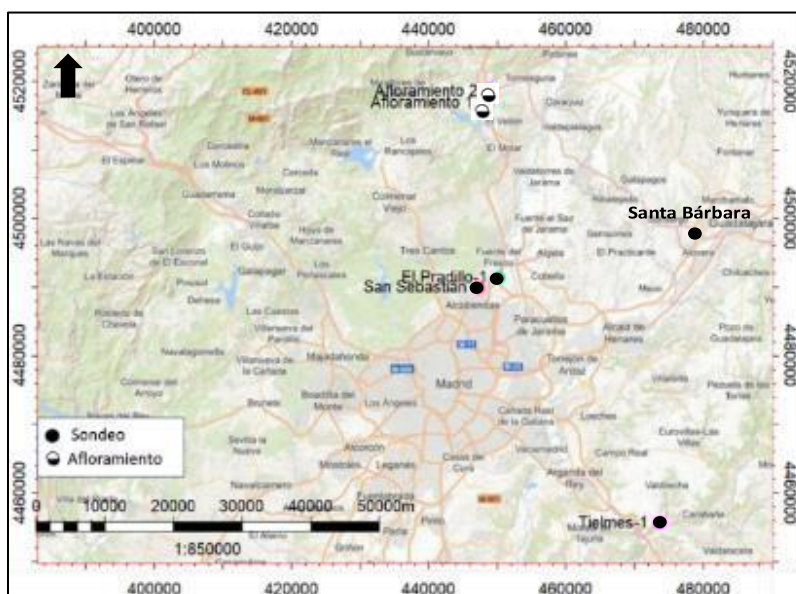


Figura 1: Mapa físico de la zona de estudio indicando la ubicación de los afloramientos y de los sondeos analizados y correlacionados (©CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2024).

La zona de estudio fue seleccionada a partir del informe del IGME “Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento de CO₂ en España” (García Lobón et al., 2010). En este caso, se seleccionó un área con alto potencial como roca almacén basándose en diferentes criterios que se usaron para caracterizar y categorizar las distintas zonas según parámetros geológicos y socioeconómicos. Dentro de los socioeconómicos se encuentran características tales como, cercanía a fuentes de emisión, preservación del medioambiente y del territorio, y transporte y almacenamiento de CO₂ en superficie. Como parámetros geológicos se destacan: la calidad y extensión de la roca almacén, la calidad y extensión de la roca sello, la estructura, la capacidad de almacenamiento y el recurso hidrológico potencialmente afectado.

De esta manera, el objetivo de este trabajo es profundizar en las características geológicas de las sucesiones del Eoceno-Oligoceno del norte de la Cuenca de Madrid, incorporando además de los datos ya relevados y analizados por el IGME, un análisis petrográfico y diagenético, así como también un análisis estratigráfico que sirvan en conjunto para caracterizar la roca almacén.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Durante la Orogenia Alpina se produjo la colisión entre las placas euroasiática y africana, lo cual dio lugar a la formación de distintos sistemas montañosos dentro de la Placa Ibérica (Fig. 2), tales como el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (De Vicente y Muñoz, 2012). Lindantes a estas cadenas se desarrollaron una serie de cuencas con rellenos sedimentario cenozoico. Ejemplos de estas cuencas son la Cuenca del Duero y la Cuenca del Tajo.

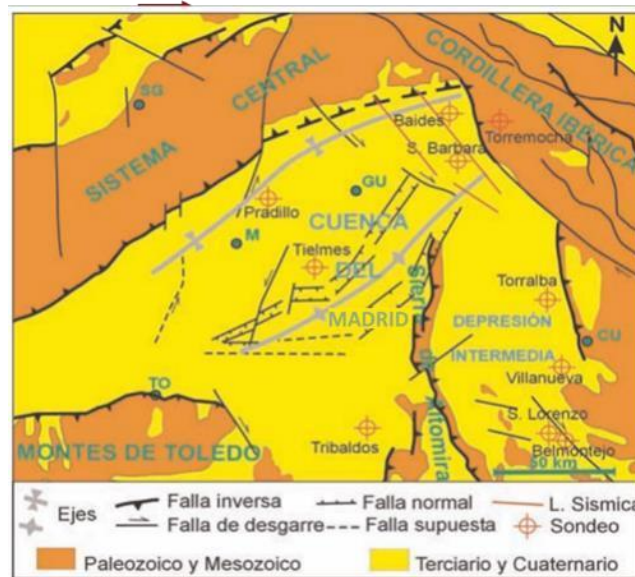


Figura.2. Estructura general de la Cuenca de Madrid y sus límites. Localización de afloramientos y sondeos estudiados (tomado de Lopéz Olmedo et al., 2008).

La Cuenca del Tajo se ubica en la parte central de la Península Ibérica, hacia el noroeste limita con el Sistema Central, el cual cabalga sobre los depósitos más antiguos de la cuenca. Hacia el suroeste de la Cuenca los Montes de Toledo cabalgan sobre materiales paleógenos, mientras que las unidades neógenas cubren parcialmente el contacto tectónico. La parte oriental la Cuenca de Tajo se extiende hasta el contacto tectónico que la separa de la Cordillera Ibérica (García Lobón et al., 2010).

La Cuenca de Tajo se subdivide en la cuenca de Madrid y la Depresión Intermedia, separadas entre sí por la Sierra de Alcornicá. Esta última se encuentra conformada por depósitos cretácicos y paleógenos. La Depresión Intermedia limita hacia el este con la Sierra de Bascañana y hacia el oeste con la Sierra de Alcornicá. La cuenca de Madrid limita al este con la Sierra de Alcornicá y con el Sistema Central hacia el oeste. Hacia el sector sur (Fig.2) las cuencas quedan conectadas a través de los depósitos cenozoicos de la cuenca de La Alcarria y delimitadas por los altos

estructurales mesozoicos que representan la unión entre el Sistema Central y la Cordillera Ibérica (García Lobón et al., 2010).

La Depresión Intermedia responde a una tectónica (alpina) de piel fina y se clasifica como una cuenca de *piggy back*. Por su parte la Cuenca de Madrid se encuentra limitada por estructuras que tuvieron su origen en los movimientos alpinos que afectaron los bordes de la Placa Ibérica, y se clasifica como una cuenca intracratónica (Alonso-Zarza et al., 2004). Es así, que dicha cuenca se encuentra limitada por sistemas de fallas de la Sierra de Altomira con orientaciones NNO-SSE y N-S y por las fallas del Sistema Central con direcciones NE-SO (Fig.3) (Alonso-Zarza et al. 2004).

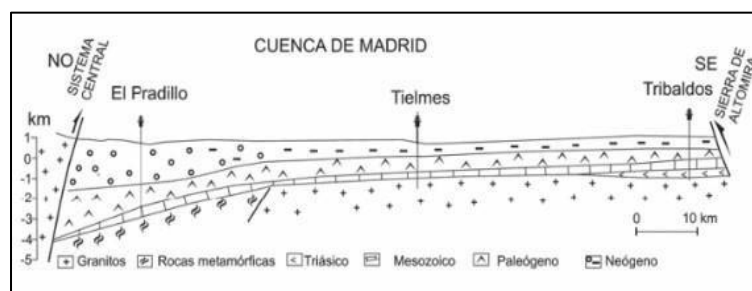


Figura.3. Sección NO-SE de la cuenca de Madrid donde se observa la posición de los sondeos El Pradillo-1 y Tielmes-1 analizados en el TFM (Alonso-Zarza et al. 2004).

Particularmente, la Cuenca de Madrid, donde se centra el presente estudio, tiene una extensión de más de 20.000 km², y se destaca por poseer importantes recursos hidrogeológicos, geotérmicos además de poseer potencial como almacén de CO₂. El relleno sedimentario cenozoico posee un espesor mayor a los 4000 m, y su depocentro se ubica al sur de la falla septentrional del Sistema Central. Dicho relleno está asociado al desarrollo tectónico del Sistema Central y de la Cadena Ibérica (De Vicente y Muñoz, 2012), de manera que la actividad sin-tectónica se refleja en los depósitos de edad Oligoceno-Mioceno inferior, mientras que en el Plio-cuaternario es posible reconocer en el registro reactivaciones tectónicas.

El basamento de la cuenca está conformado por rocas metamórficas e ígneas paleozoicas. Sobre este basamento tiene lugar, tanto en la cuenca de Madrid como en el Sistema Central (área fuente durante el Oligoceno- Mioceno), la sedimentación cretácica. Esta se encuentra conformada por: la Formación Utrillas (areniscas y lutitas), Formación Somolinos y por las anhidritas y dolomitas de la Formación Brechas de Cuenca, que surgieron de la disolución de capas evaporíticas por aguas meteóricas y posterior transformación de calizas en dolomías (Alonso-Zarza et al. 2004).

Sobre los materiales cretácicos, mediando discordancia, tiene lugar la sedimentación paleógena. En este caso, se distinguen dos áreas diferenciadas por la composición y naturaleza de las facies. Por un lado, hacia el sector NE de la cuenca (limitando con el Sistema Central) se desarrolla las Unidades Torrelaguna-Uceda, y sobre ella la Unidad Beleña de Sorbe, cuyos equivalentes hacia el sector oeste son las unidades Vegas de Matute y Conglomerados polimícticos/unidad arcósica, respectivamente (Alonso-Zarza et al. 2004). De esta manera, la cuenca de Madrid posee un relleno sedimentario esencialmente continental, con facies aluviales, fluviales y lacustres representadas por conglomerados, areniscas, arcillas, yesos, calizas y margas. Este relleno presenta un aumento de espesor hacia el NO, principalmente en las unidades de edad paleógeno y neógeno (Fig. 3). Se ha observado una gradación lateral de facies gruesas desde el borde de cuenca (facies de abanicos aluviales), que gradan a facies finas (limolitas y lutitas), hasta facies lacustres en el centro de cuenca (carbonatos y evaporitas), correspondiente al Mioceno (Fig. 4). El relleno de la cuenca de Madrid culmina con depósitos endorreicos del Plioceno. Durante el PlioCuaternario se produce importante actividad erosiva, reactivación de estructuras compresivas y deposición en zonas de abanicos aluviales (Alonso-Zarza et al. 2004).

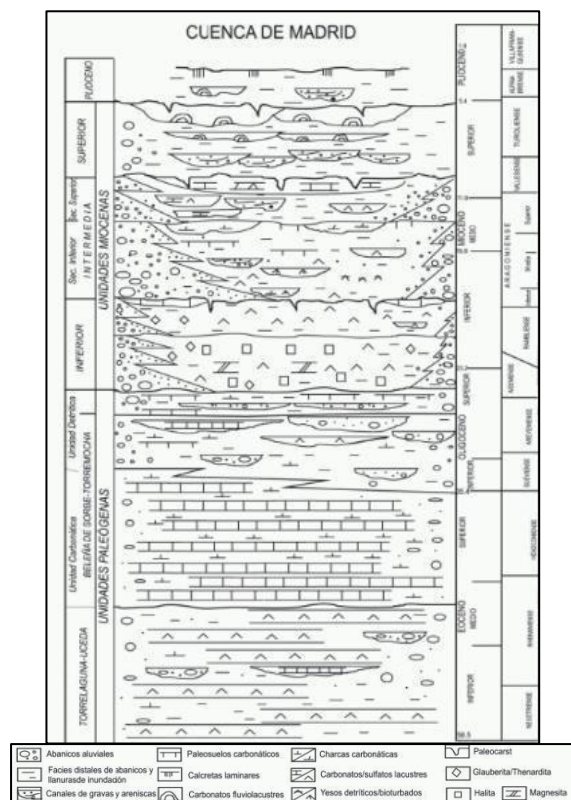


Figura.4. Columna estratigráfica sintética de la Cuenca de Madrid (Alonso-Zarza et al., 2004).

Dentro de la cuenca de Madrid es posible distinguir dos dominios de sedimentación. Uno de ellos principal y de mayor dimensión, lindante al Sistema central con

arrumbamiento paralelo al sistema de falla principal, es decir NE-SW, con mayor desarrollo de espesores hacia el borde de la falla (secuencia sinsedimentaria). Y otro de menor tamaño relativo, ubicado hacia el borde NE de la cuenca de Madrid (cercano a la localidad de Guadalajara), en la intersección entre la Cadena Ibérica y el Sistema Central, que tiene orientación N-S. Estos depocentros también se diferencian por el relleno cenozoico, ya que mientras que en el depocentro lindante al Sistema Central la sedimentación es esencialmente detrítica con intercalación de evaporitas y carbonatos hacia el centro de cuenca, en el depocentro NE la sedimentación varía entre rocas carbonática y evaporitas. La Figura 5 muestra la ubicación de las dos subcuencas descritas identificadas a partir de la Anomalía de Bouguer (De Vicente y Muñoz, 2012).

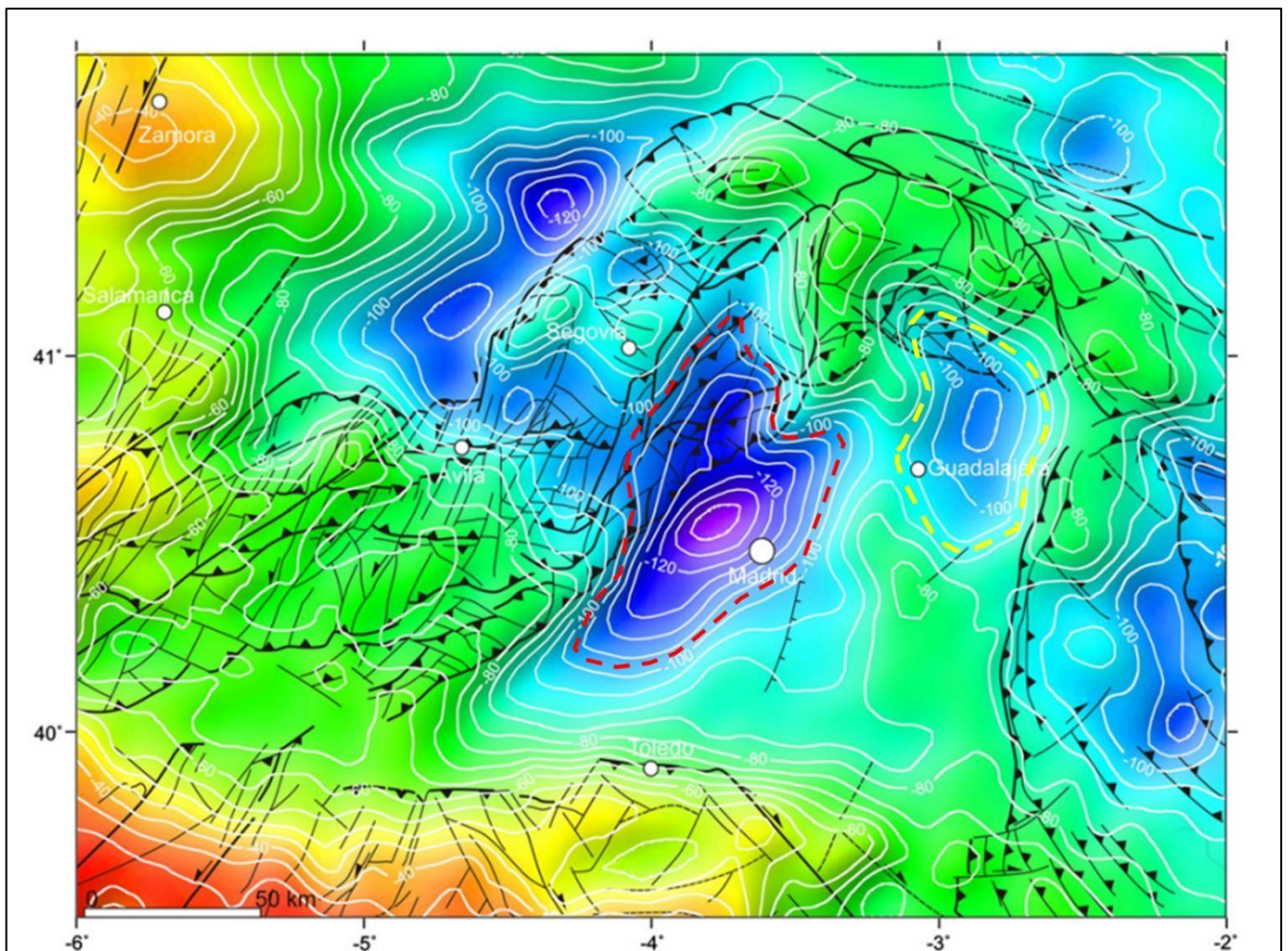


Fig.5 Mapa de anomalía de Bouguer (valores en isótopos blancas) donde se observan los dos depocentros descritos en el texto. La línea punteada amarilla corresponde al depocentro menor, mientras que la línea punteada roja indica la posición del depocentro mayor, en donde se encuentra la zona de estudio del presente trabajo (De Vicente-Muñoz, 2012).

3. METODOLOGÍA

La información disponible y analizada en este estudio fue la siguiente:

Diagrafías de los sondeos El Pradillo-1, San Sebastián de los Reyes-1, Tielmes-1 (©CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2024). Las curvas disponibles en cada sondeo son:

Tabla 1. Información de las diagrafías de los sondeos analizados en el presente estudio.

Sondeo	Curvas de diagrafías					
	Gamma Ray (GR)	Sónico (DT)	Densidad (RHOB)	Resistividad profunda (ResD)	Porosidad Neutrón (NPHI)	Litológico
El Pradillo-1	X	X	X	X	X	X
San Sebastián de los Reyes	X			X		
Tielmes-1	X	X				

- Informe de los sondeos: descripción litológica del control geológico, análisis de salinidad del agua de formación, análisis de temperatura, cálculos petrofísicos de porosidad (Enadimsa para IGME, 1983, sondeo San Sebastián de los Reyes-1; Alemán, 1964, sondeo Tielmes-1).
- 15 muestras de campo de dos secciones sedimentarias: 8 muestras del perfil 1 y 6 muestras del perfil 2.

3.a. Trabajo de Gabinete

Se realizó la revisión de calidad de diagrafías y se cargó la información en el software Petrel (2019), generándose un proyecto en el mismo. Se cargó además mapas y la hoja geológica de Torrelaguna (dónde se enmarca el área de estudio) procedentes de la herramienta de servicio de mapas del IGME (Bellido Mulas et. al, 1992) para lo cual se georreferenció la información. Así mismo se cargaron como puntos, las coordenadas de los dos perfiles levantados en afloramiento. Esto sirvió para conocer la distribución geográfica de la información, y la relación espacial de la misma dentro de los límites de la cuenca de Madrid.

Se digitalizó y cargo en el software el perfil litológico del control geológico de los pozos San Sebastián de los Reyes-1-1 y Tielmes-1 (El Pradillo-1 contaba con el archivo correspondiente). La descripción litológica disponibles es muy grosera (lecturas cada 10 metros), por lo que se procedió a refinar la columna litológica de los tres sondeos combinando la información de diagrafías con la de la litología (Fig. 7). Para ello se realizó con la calculadora de perfiles de Petrel el cálculo de VCL a partir de las curvas disponibles en cada caso, evitando de ser posible las curvas de GR pues las mismas están evidentemente afectadas por la presencia de areniscas y

lutitas con alto contenido de feldespatos y micas con potasio que aumentan considerablemente la lectura de dicha curva. Las fórmulas utilizadas fueron las siguientes (Lee Causey, 1991):

<p style="text-align: center; margin: 0;">Gamma Ray</p> $VclGr = \frac{Gr - Gr_{Clean}}{Gr_{Clay} - Gr_{Clean}}$	<p style="text-align: center; margin: 0;">Resistivity</p> $Z = \frac{R_{clay}}{R_t} \times \frac{(R_{clean} - R_t)}{(R_{clean} - R_{clay})} \times \frac{1}{1.5}$
---	--

RClay: resistividad en arcilla; *Rclean*: resistividad en arena “limpia”; *Rt*: lectura de la curva

GrClay: Rayos gamma en arcilla; *GrClean*: rayos gamma en arena “limpia”; *Gr*: lectura de la curva

Una vez obtenida la curva de VCL, se realizó un perfil binario, dando el valor 0 a la parte más arcillosa de la columna y 1 a la parte permeable de la columna. De esta manera, haciendo uso de fórmulas condicionales se asignó la litología correspondiente según el perfil litológico, quedando de esta manera el perfil de cada sondeo con refinamiento de la columna litológica. Esto se realizó para tener una mejor aproximación de los espesores susceptibles a ser inyectados por CO₂, además de servir para mejorar la correlación de los sondeos.

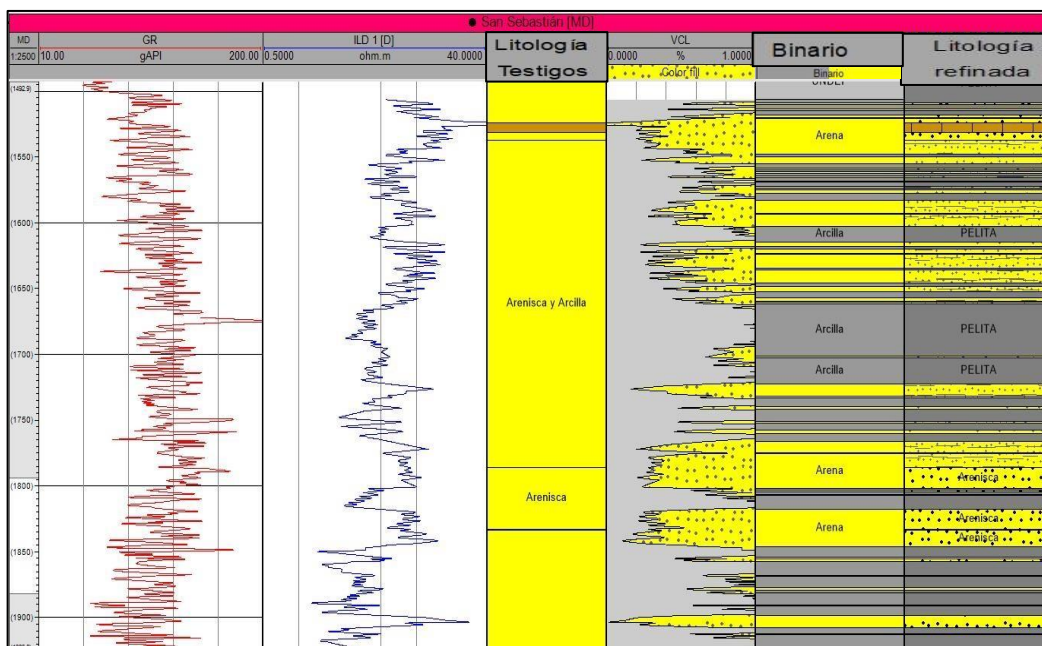


Figura 7: Ejemplo proceso de refinamiento litológico para el sondeo San Sebastián de los Reyes-1. De izquierda a derecha: track1 curva de Gamma Ray; track2 curva de resistividad profunda; track3 curva litológica a partir de la descripción del control geológico; track4 curva de volumen de arcilla; track5 curva binario; track6 curva de litología refinada.

Posteriormente se correlacionaron los sondeos, teniendo en cuenta además de las diagráfias, información previa (Informe de sondeos Geológico final Tielmes-1, Informe Geológico final El Pradillo-1, Informe Geológico Final San Sebastián de los

Reyes-1), y dividiendo la columna en tres secuencias según las diferencias visualizadas a partir de las curvas, esto se verá con mayor abordaje en el capítulo 5. También se correlacionaron los sondeos con las columnas levantadas en afloramiento.

Se realizó el cálculo de porosidad con la herramienta de cálculo de perfiles de Petrel 2019 haciendo uso de la curva sónico en los sondeos El Pradillo-1 y Tielmes-1. La fórmula 1 fue utilizada para la porosidad total, donde Δt_{ma} : tiempo de tránsito matriz arenosa 55 microseg; Δt_{fl} : agua 5,3 microseg; Δt_{log} : lectura de la curva sónica; los demás datos son lecturas de curvas. Lugo se realizó la corrección por arcillosidad utilizando la fórmula 2 (Garduza Rueda, 2019).

$$1 \quad \phi_s = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{fl} - \Delta t_{ma}} \quad 2 \quad \phi_{Se} = \phi_s - V_{shale} \times \phi_{ssh}$$

El sondeo San Sebastián de los Reyes-1 no contaba con curva para el cálculo de porosidad, pero si con cálculo de porosidad en laboratorio (Enadimsa para IGME, 1983).

Finalmente se realizó un mapa estructural para el techo de cada una de las secuencias analizadas.

3.b. Trabajo de Campo

Haciendo uso de la hoja geológica de Torrelaguna (Bellido Mulas et al., 1992), y usando una imagen satelital se seleccionó la zona de estudio en aquellas áreas donde afloran las unidades Eocenas y Oligocenas de la región norte de la Cuenca de Madrid. De esta manera, se procedió a ir a los afloramientos, el primero, cercano al municipio de Venturada, y en segundo, lindante al municipio de Redueña, Madrid (Fig.11). En los afloramientos se reconocieron las distintas litologías, se tomaron 15 muestras y se levantó la sección estratigráfica correspondiente en cada zona.

3.c. Trabajo de Laboratorio

Haciendo uso de las instalaciones del laboratorio de petrografía de la Universidad Complutense de Madrid, se procedió a realizar las láminas delgadas de tamaño de 0,5x2,5x4 cm, de cada una de las muestras. Este trabajo implicó el cortado de las muestras, secado, pulido, preparación de láminas y tinción de estas con Alizarina

para la detección calcita. En cinco de estas muestras se realizó el cálculo de porosidad en el laboratorio LCV (Las Chicas de Varela, Argentina) según las normas establecidas por el Instituto Americano de Petróleo (American Petroleum Institute, 1998). La metodología utilizada en este caso fue la siguiente:

- a) Lavado de la muestra en equipo Soxhlet con desengrasante.
- b) Lavado de la muestra en equipo Soxhlet con metanol a fin de eliminar sales.
- c) Secado en estufa hasta peso constante.
- d) Determinación del Volumen aparente de las muestras mediante picnometría con mercurio aplicando el principio de Arquímedes:

$$\text{Volumen Aparente: } \frac{\text{Peso del Hg Desplazado}}{\text{Densidad del Hg a temp. De medición}}$$

- e) Determinación del Volumen Poral de las muestras mediante saturación con querosene decolorado:

$$VP: \frac{\text{Peso de la muestra saturada con querosene de colorado} - \text{Peso de la muestra seca}}{\text{Densidad del querosene de colorado a temperatura de medición}}$$

- f) Cálculo de la Porosidad $\text{Poriosidad: } \frac{Vp}{Vp}$

Una vez obtenidas las muestras se realizó la descripción petrográfica de las 15 láminas haciendo uso de microscopio de luz polarizada. Se distinguieron los minerales, y se realizó el conteo de estos utilizando fotografías de las imágenes en microscopio con el software JmicroVision, para la clasificación de las areniscas (Fig. 8). Posteriormente se realizó la interpretación de los procesos diagenéticos observados en cada muestra.

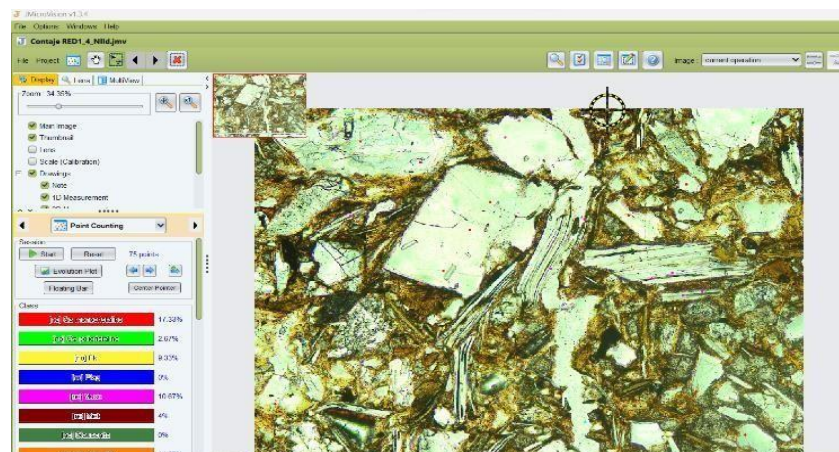


Figura 8: Ejemplo de procesos de conteo en el software JmicroVision para una de las muestras analizadas, se utilizaron imágenes a nicols paralelos y cruzadas de cada zona.

4. RESULTADOS

4.1 Análisis de diagrañas

Tal como se refirió en el apartado de Geología Regional, el depocentro principal de la Cuenca de Madrid es el que va a ser analizado en este estudio, pues las facies interpretadas en campo son correlacionables con este sector de la cuenca.

El análisis estratigráfico y petrofísico se realizó a partir de las diagrañas de los pozos El Pradillo-1, San Sebastián de los Reyes-1 y Tielmes-1 (Fig. 9). En corte estratigráfico de la Figura 10, se observa la correlación de los 118 metros relevados en campo, con la secuencia basal reconocida en las diagrañas (Fig.10). Es clave la identificación del nivel guía de yeso, que marca la finalización de la sedimentación cretácica, dando lugar al inicio de la sedimentación esencialmente detrítica. Este nivel fue identificado tanto en campo, como a través del control geológico de los sondeos citados.

Atendiendo al arreglo de facies vertical observada mediante diagrañas y control geológico se ha dividido la columna estudiada en 2 secuencias de interés. Por encima de estas secuencias continua la sedimentación detrítica, pero este tramo no es correlacionable con las muestras obtenidas en campo, por lo que no serán objeto de análisis en el presente estudio. Las secuencias 1 y 2 en el perfil de GR muestran valores mayores (desplazamiento de la curva hacia la derecha) respecto de la parte superior de la columna. Esto indicaría mayor participación de material arcilloso en las areniscas.

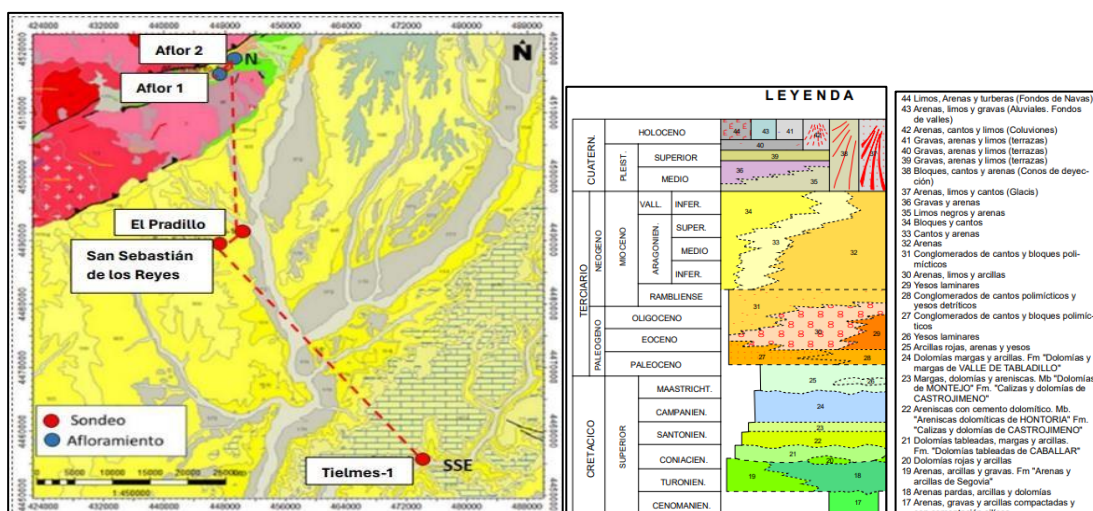


Figura 9: Ubicación de los sondeos y las zonas muestreadas en campo (Bellido Mulas et al., 1992). En línea roja punteada la traza del corte de la Figura 10 Aflor 1: afloramiento 1; Aflor 2: afloramiento 2.

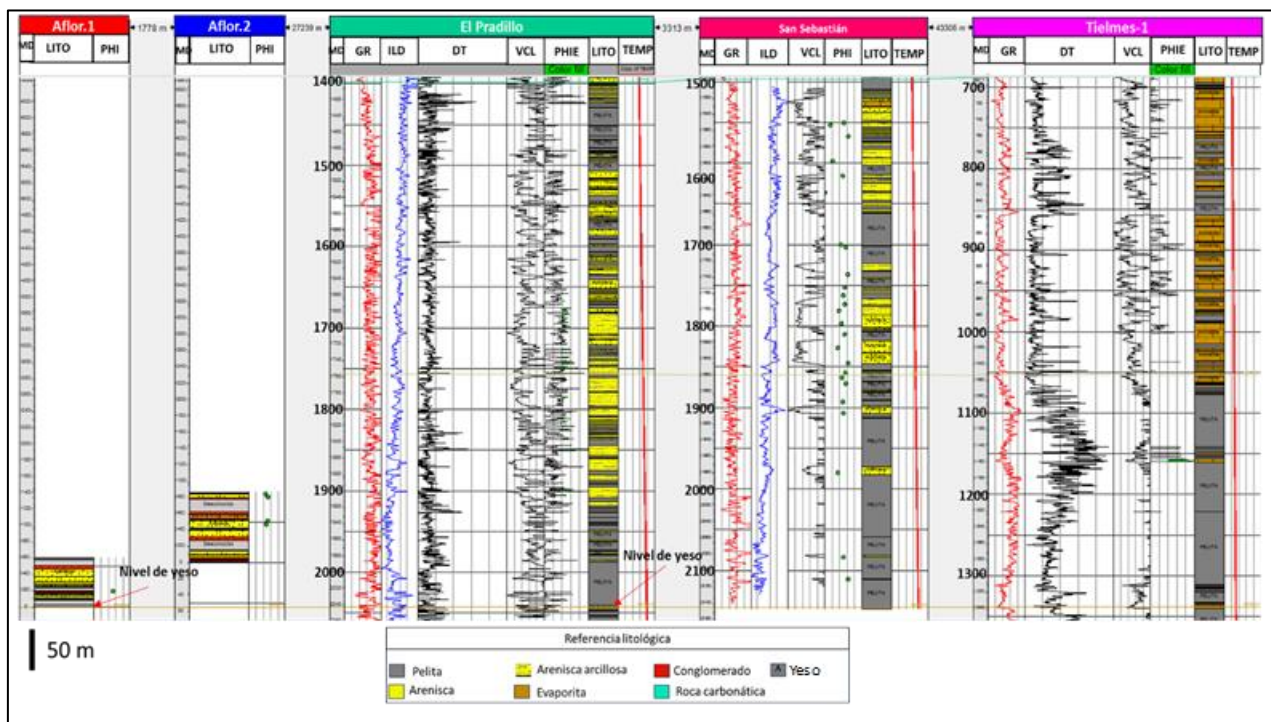


Fig. 10: Corte estratigráfico horizontalizado al nivel de referencia (nivel de yeso) mostrando la correlación entre los distintos sondeos y las columnas levantadas en campo. Escalas: profundidad en MD (measure Deep); GR 0-200 gAPI; ILD 0-1000 ohm.m; DT 60-200 us/ft; VCL 0-1%; PHIE/PHI 0-30%; LITO (litología); TEMP (temperatura) 10-130°C.

La división entre las secuencias 1 y 2 se realiza en base a las diferentes respuestas que se observan en las curvas de DT y GR. Esto es fácilmente evidenciado en los sondeos Tielmes-1 y San Sebastián de los Reyes-1, donde claramente existen valores mayores en ambas curvas para la secuencia 1. Esto obedece a la naturaleza predominantemente lutítica de esta secuencia a diferencia de la secuencia 2, donde se observa mayor proporción relativa de arenisca.

En la secuencia 1 hacia la base del sondeo Tielmes-1, se diferencia una potente secuencia predominantemente pelítica de 280 m, descrita en control geológico como shale/ shale dolomítico (marga). Hacia la zona proximal de la cuenca la sedimentación se muestra esencialmente arenosa en el caso del sondeo El Pradillo-1 y más lutítica en el caso de San Sebastián de los Reyes-1. Esta primera secuencia es importante en este estudio ya que es la que presenta correlación con las rocas estudiadas en campo en los afloramientos 1 y 2 (Fig. 11). En el caso del sondeo de San Sebastián de los Reyes-1 se han descrito hacia la parte superior de esta secuencia y en la secuencia 2 la existencia de areniscas con importante participación de material micáceo en su composición.

La secuencia 2, en el sondeo Tielmes-1 se diferencia de la anterior por poseer una mayor relación anhidrita/pelita, por lo que se interpreta que durante el periodo de

deposición de esta secuencia pudo haberse producido un retroceso nivel de base hacia el centro de cuenca dando lugar a la deposición evaporítica. En esta secuencia en los sondeos de El Pradillo-1 y San Sebastián de los Reyes-1 poseen facies arenosas que aparentan tener mayor continuidad areal, y la relación arenisca/lutita es mayor que en la secuencia basal. Al igual que en el techo de la secuencia 1, se describen para esta secuencia en el sondeo San Sebastián de los Reyes-1 una participación importante de material micáceo (hasta los 1524 m) en las areniscas observadas por control geológico.

En la siguiente tabla (Tabla 2) se detallan los distintos aspectos de cada una de las secuencias identificadas a través de la información de diagráffas y control geológico en los tres pozos disponibles.

Tabla 2. Datos de espesor total de secuencia y datos de porosidades promedio y máximas observadas en los sondeos analizados.

	Secuencia 1			Secuencia 2		
	Espesor arena PHIE PROM	PHIE MAX		Espesor arena PHIE PROM	PHIE MAX	
El Pradillo-1	290.07	0.14	0.3	120.85	0.13	0.29
San Sebastián de los Reyes	95.18	0.13	0.15	111.03	0.19	0.19
Tielmes-1	SELLO			SELLO		
TOTAL	385.25			231.88		

4.2 Análisis de afloramientos y de muestras de campo

4.2.a. Afloramiento 1

Este afloramiento se encuentra ubicado unos 10 km en dirección noreste del municipio de Venturada, Madrid, las coordenadas correspondientes son: coordenada X:448221.541, coordenada Y: 4516993.043, y la cota de la base de la secuencia es de 423 m (Fig.11). La columna caracterizada posee un espesor de 60 metros, y se encuentra representada en la Figura 12a.

La base de la secuencia Eoceno- Oligoceno es sobreyacente a un banco guía de yeso nodular de unos 2.6 m de espesor. Sobre este nivel, se desarrolla una secuencia de 10,2 m que comienza con una base erosiva dando lugar a cuatro estratos granodecreciente de ortoconglomerados clasto soportado sublítico (Scasso y Limarino, 1997) que pasa gradualmente a areniscas de grano grueso. Los conglomerados se caracterizan por poseer mala a moderada selección y se distinguen clastos subredondeados a subangulosos de cuarzo de hasta 10 cm de diámetro y clastos de líticos carbonáticos. Los bancos poseen coloración rojiza. En los bancos superiores de esta secuencia se puede diferenciar con cierta dificultad, por la abundante bioturbación, estatificación cruzada. Cabe destacar que entre los

dos bancos basales y los dos bancos superiores tiene lugar un nivel pelítico de 20 cm de potencia. Los 3 metros sobreyacentes a la secuencia basal corresponden a una cubierta que no permite definir la roca in situ.

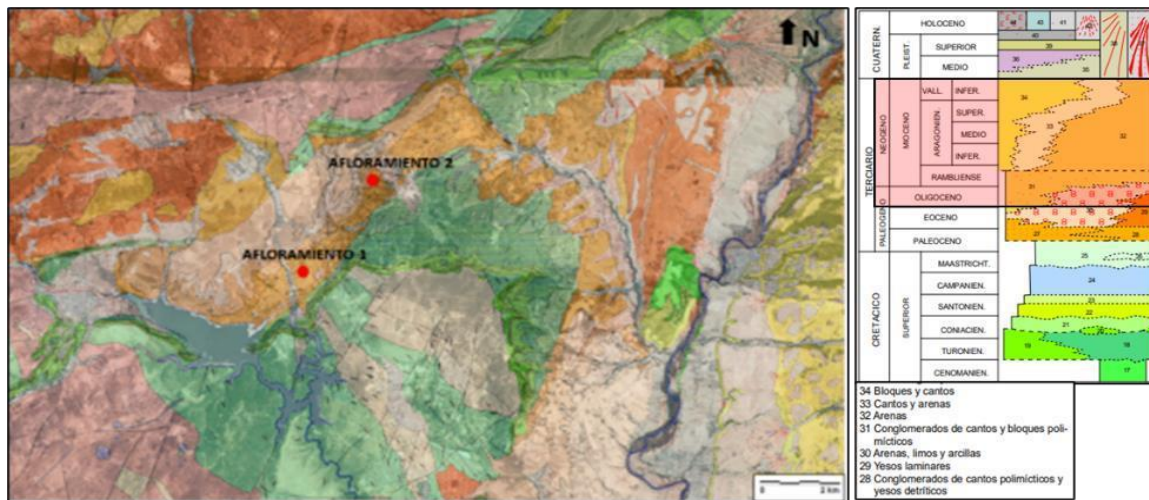


Figura.11. Mapa de ubicación de los afloramientos eocenos y oligocenos relevados (Bellido Mulas et al., 1992).

El siguiente tramo posee 25 m de espesor y está caracterizado por una predominancia de arenisca por sobre conglomerado. Las intercalaciones de conglomerado en este caso son centimétricas y las características texturales y de coloración son similares a la de la secuencia inferior, caracterizados por poseer mala selección. Cabe destacar que los estratos de conglomerados poseen clastos de cuarzo y líticos carbonáticos, que en los bancos inferiores de esta secuencia llegan a tener hasta 10 cm de diámetro. En cuanto a los bancos de areniscas, estos poseen granulometría gruesa a media, coloración rojiza, con desarrollo de estratificación cruzada y bioturbación. Los estratos individuales de areniscas poseen hasta 5 m de espesor.

Finalmente, la secuencia culmina con un banco de 5 metros de ortoconglomerado clasto soportado, de coloración rojiza, con clastos de hasta 5 cm de diámetro. Los clastos son principalmente de cuarzo y líticos carbonáticos. Este afloramiento tiene una continuidad lateral de 100 m aproximadamente, identificada a través de imágenes satelitales del Google Earth.

4.2. b. Afloramiento 2

Este afloramiento se encuentra ubicado cercano al municipio de Redueña, Madrid, siendo las coordenadas correspondientes: X: 448849.526, Y: 4518656.859, y la cota de la base de la secuencia es de 490 m. La columna caracterizada posee un espesor de 78 metros, y se encuentra representada en la Figura 12b.

Esta secuencia, a diferencia de la anterior, se caracteriza por una alternancia de arenisca y conglomerados con contactos netos entre estas dos litologías. Por otro lado, es evidente el mayor contenido en micas que además son de mayor tamaño (2-10 cm), respecto de la secuencia del Afloramiento 1. Así mismo, la coloración de esta secuencia se aleja de los colores rojizos, siendo más característicos los colores marrones a ocres.

La columna se puede dividir en tres tramos, el tramo basal se caracteriza por alternancia de estratos de arenisca y conglomerado, donde hay una predominancia de arenisca, y además los contactos entre ambas litologías son netos (no hay pasaje gradual). Los conglomerados se distribuyen en estratos que poseen espesores de 10 a 50 cm, consistiendo en ortoconglomerados clastos soportado, los clastos llegan a tener tamaños de hasta más de 10 cm y su composición es de cuarzo, líticos carbonáticos y se distinguen minerales de micas con desarrollo centimétrico. Esta secuencia culmina con una alternancia de bancos de conglomerado y areniscas. Pueden distinguirse bancos conglomerádicos de morfología lobuladas, con características de depósitos de flujo de debris Flow (paraconglomerados), es decir, mala selección con clastos de gran tamaño (> 10 cm), y con una matriz arenofangosa. En cuanto a los estratos conformados por areniscas, estos llegan a tener hasta 8 metros de espesor, y en ellos se observa en ocasiones incorporación de clastos de gran tamaño (hasta 10 cm de diámetro) de cuarzo y fragmentos de roca carbonática. No son evidentes estructuras tractivas.

El siguiente tramo posee contacto neto con la secuencia inferior y se distinguen tres bancos con gradación normal (entre ellos se observó una cubierta de material edáfico de 12 m), cada uno de ellos con base erosiva. La base de esta secuencia consiste en ortoconglomerados matriz soportada que gradan a areniscas de grano medio masivas (no se distinguen estructuras), con esqueletos ricos en clastos de metacuarcita, líticos carbonáticos (en mucha menor proporción que en el perfil del afloramiento 1) y de líticos metamórficos (pizarras). Dentro de los estratos de conglomerados se pueden distinguir aquellos con menor granulometría (de hasta 7 cm) alternando de manera rítmica con conglomerados de mayor diámetro de clastos (mayores a 10 cm). Solo en unos de los estratos conglomerádicos de la parte superior de esta secuencia se pueden distinguir clastos de hasta 40 cm de diámetro (a los 53,4 m de columna), y que además se caracteriza por poseer textura matriz soportada. En esta sección se observan fracturas rellenas con material fino blanquecino, presumiblemente carbonático. Dichas fracturas poseen una dirección general de 180° e inclinación de unos 70° al W.

Por otro lado, en el Afloramiento 2 se obtuvieron las siguientes muestras: RED-01, RED-02, RED-03, RED-04 y RED-05. La muestra RED-04 corresponde a material de relleno de fractura. A continuación, se realizará la descripción de las muestras (Tabla 3 y 4).

4.2.2. a. Conglomerados

Para la clasificación de los conglomerados se utilizaron los diagramas de Limarino (Scasso y Limarino, 1997), que tiene en cuenta los parámetros texturales (matriz arenosa vs. Matriz arcillosa, clasto sostén vs matriz sostén) y la composición de los clastos (predominantemente cuarzo, feldespatos o provenientes de rocas graníticas, líticas) (tabla 4) (Scasso y Limarino, 1997).

Tabla 4. Descripción macro y microscópica de muestras analizadas. Abreviaciones: Qz: cuarzo; Fl: feldespato; K: potásico; Óx. De Fe: óxido de hierro; cto: cemento; Lit. Carb: lítico carbonático; Plag: plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICRO Y MACROSCÓPICA DE LOS CONGLOMERADOS ESTUDIADOS						
	EO-1	EO-3	EO-7	RED-05	RED-06	
Clasificación	Ortoconglomerado clasto soportado polimíctico	Ortoconglomerado clasto soportado polimíctico	Ortoconglomerado clasto soportado polimíctico	Ortoconglomerado matriz soportado polimíctico	Ortoconglomerado clasto soportado polimíctico	
Color	Ocre claro	Blanco grisáceo	Gris	Rojiza	Rojiza	
Forma de granos	Subangulosos	Subangulosos	Subangulosos	Subangulosos	Subangulosos	
Tamaño de clastos	<2 cm	1-2 cm	> 5 cm	< 2 cm	< 2 cm	
Tamaño de matriz	Arena media a gruesa	Arena fina a media	Arena fina	Arena fina	Arena fina	
DESCRIPCIÓN DE LA MATRIZ	Componentes Principales	Lít. Carbonáticos -Qz policristalino-Fl K-Pl- Lít. Roca granuda	Lít. Carbonáticos fracturados sin relleno Qz policristalino-Fl K	Qz mono y policristalino-Fl K-Lit. Roca plutonica	Lit. plutónicos-Lit. Metamórficos-Lit. Carb.-Qz	Lít. Metamórficos-Qz policristalino- Fl-Lit. Plutónicos-Lit. Carb.
	Componentes minoritarios	Moscovita-biotita	Moscovita fracturada	Moscovita y biotita fracturada	Moscovita-biotita	Moscovita- Biotita alterada a óxidos de Fe
	Matriz	Epimatriz caolinitica-Pore lining illita	Epimatriz caolinitica	Epimatriz caolinitica	Arcillosa (illita pore filling)- aleurítica de y Fl	Aleurítica de Qz, Fl y micas- matriz de illita
	Cemento	Cto. Esparítico- dolomita y calcita en mosaico Óx. De Fe pelicular	Calcita en mosaico- Óx. De Fe pelicular-cto entre granos compactados	Cto. Esparítico dolomita en mosaico	Dolomita en mosaico Óx. De Fe pelicular	Dolomita intragranular escaso Óx. De Fe pelicular
	Contactos	Puntuales y rectos	Rectos y puntuales	Rectos	Puntuales y rectos	Rectos y puntuales
	Observaciones		Alto grado de compactación, micas orientadas y deformación de lit. carbonático	Qz fracturado- Fractura y disolución en lit. Carb. No rellenas (porosidad secundaria)	Qz fracturado con bordes corroídos	Qz con bordes corroídos

4.2.2. b. Areniscas

Descripción macroscópica de areniscas

Las areniscas se clasificaron teniendo en cuenta los diagramas ternarios propuestos por Pettijhon (Scasso y Limarino, 1997) (Fig.13).

Muestra EO-02 Sublitoarenita: roca de coloración rojiza, en la que se pueden observar dos modas granulométricas, siendo claramente predominante la fracción arena media, y observándose en mucha menor proporción y de manera aislada solo algunos clastos carbonaticos de hasta 1 cm de diámetro. La roca se encuentra semiconsolidada.

Muestra EO-04 Sublitoarenita: se observa una arenisca de granulometría fina, de coloración rojiza y moderadamente seleccionada. Se pueden distinguir con lupa, granos de micas y cuarzo. La roca se encuentra semi consolidada.

Muestra EO-06 Sublitoarenita: arenisca mal seleccionada, de coloración rojiza, con granos de hasta 1 mm de cuarzo y micas. Roca semiconsolidada.

Muestra EO-08 Subarcosa: arenisca de grano gruesa, de color rojizo con mala selección, con clastos surredondeados a subangulosos. Se distinguen granos de cuarzo y mica de hasta 2 mm. La roca se encuentra muy poco consolidada.

Muestra RED-01 Subarcosa: arenisca gruesa, mal seleccionada, color rojizo. Se pueden distinguir granos de 1 2 mm de cuarzo, feldespato y mica. Roca semiconsolidada.

Muestra RED-02 Sublitoarenita: arenisca gruesa, mal seleccionada, de color rojizo con granos 1 a 2 mm. Entre los granos se distinguen mica, fragmento de roca carbonática y cuarzo. Roca semiconsolidada.

Muestra RED-03 Sublitoarenita: arenisca gruesa, mal seleccionada, color rojizo con granos 1 a 2 mm. Entre los granos se distinguen mica, carbonato y cuarzo. Roca semiconsolidada.

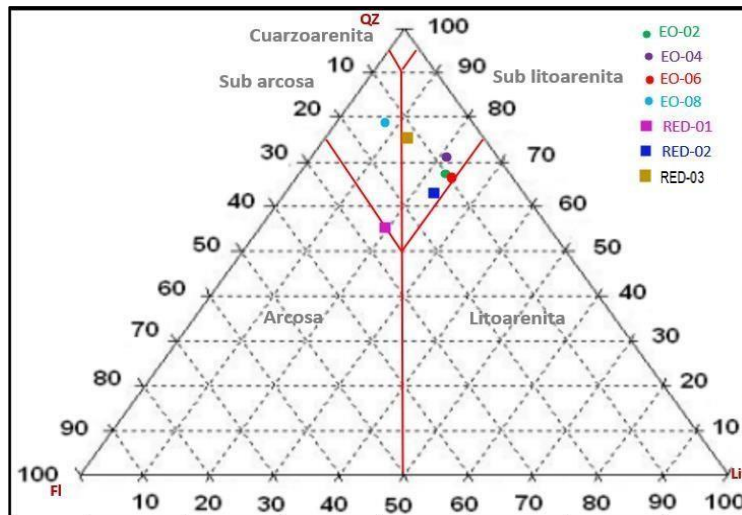


Figura 13. Diagrama de clasificación de las areniscas estudiadas en ambos perfiles (Pettijhon et al, 1989).

Tabla 3. Descripción petrográfica de las muestras analizadas. Abreviaciones: Qz: cuarzo; Fl: feldespato; K: potásico; Óx. De Fe: óxido de hierro; cto: cemento; Lit. Carb: lítico carbonático; Plag: plagioclasa.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE LAS ARENISCAS ESTUDIADAS							
Muestra	EO-2	EO-4	EO-6	EO-8	RED 01	RED 02	RED 03
Clasificación	Sublitoarenita	Sublitoarenita	Sublitoarenita	Subarcosa	Subarcosa	Sublitoarenita	Sublitoarenita Arcosa
Selección	Moderada	Moderada	Moderada- Regular	Regular	Regular	Regular	Regular
Forma de granos	Subredondeados Subangulosos	Subredondeados Subangulosos	Subredondeados Subangulosos	Subredondeados Subangulosos	Subredondeados Subangulosos	Subredondeados Subangulosos	Subangulosos
Tamaño de grano	Grueso-medio	Fino	Medio	Grueso	Medio-Grueso	Medio-Grueso	Grueso
Componentes Principales	Qz mono y policristalino Lit. carbonáticos Fl K_Plag	Qz mono y policristalino Lit. carbonáticos Fl K_Plag	Qz mono y policristalino Lit. carbonáticos Fl K_Plag	Qz mono y policristalino Lit. carbonático- /Plutónicos Fl K_Plag	Qz mono y policristalino Lit. Plutónicos/met amórficos/carbon Fl K-Plag	Qz mono y policristalino Lit. Plutónicos/meta Fl K-Plag	Qz mono y policristalino Líticos carbonático- Fl K
Componentes minoritarios	Moscovita Biotita	Moscovita fracturada Biotita	Moscovita fracturada Biotita	Moscovita y Biotita fracturadas y orientadas	Moscovita y biotita orientadas	Moscovita y Biotita fracturadas y orientadas	Moscovita y Biotita orientadas
Accesorios	Glauconita, circón	Glauconita	Glauconita	Glauconita	Turmalina		Glauconita
Matriz	Micrita + epimatriz caolinita	Aleurítica de Qz y Fl	Micritica con rasgos de dolomitización	Epimatriz caolinítica-Micrita	Aleurítica de Qz; matriz de illita (también como pore filling tapizando granos)- epimatriz	Micrita-epimatriz caolinítica aleurítica de Qz	Epimatriz caolinítica- aleurítica de Qz y Fl-Arcillosa illita
Cemento	Calcita en mosaico_c to de Fe pelicular	Esparita-Calcita y Dolomita en mosaico-Óxido de Fe pelicular	Pervasiva dolomítica-Óxido de Fe pelicular	Calcita y dolomita en mosaico, con distribución heterogénea corroen granos de Qz y Fl (engolfamientos)	Dolomita en mosaico, calcita en poca proporción sectorizada-Óx. De Fe masivo y pelicular	Películas de Óx. De Fe-pore filling de illita-Dolomita y calcita en poca proporción	Dolomita en mosaico-Ox. De Fe pelicular
Contactos	Rectos ocasionalmente cto entre granos	Rectos-puntuales	Rectos- puntuales	Rectos, entre granos hay cemento (temprano)	Rectos con escaso cto pelicular entre granos	Rectos con poco cto entre granos	Puntuales y escasos
Observaciones	Qz fracturado y con bordes corridos- Lit. Carb. Fracturados y sin relleno (disolución)-Fl K	Fl K alterado a caolinita	Lit. Carb. Fracturados y sin relleno (disolución)	Qz fracturado-Fl alterado a caolinita-PI alterada a illita_Lit carb. Fracturados rellenos de Ox. De Fe	Abundante cantidad de micas con alteración a clorita-abundante cantidad de illita	Lit. Carbonáticos y PI escasos	El cto se encuentra en menor cantidad que las demás muestras

4.2.3 Porosidad calculada en laboratorio

Cinco de las muestras analizadas fueron sometidas a análisis de laboratorio para el cálculo de porosidad. La ubicación de las muestras se observa en la figura 12. Los resultados fueron los siguientes:

Tabla 5. Resultados de porosidad calculada en laboratorio de cinco de las muestras analizadas Petrográficamente (condiciones STD).

Muestra	Densidad efectiva (gr/cm ³)	Densidad aparente (gr/cm ³)	Porosidad (%)
RED1	2.71	2.34	13.7
RED3	2.69	2.26	15.8
EO4	2.74	2.31	15.6
RED5	2.75	2.33	15.3

5. DISCUSIÓN

Gracias al análisis de los datos estudiados se han obtenido distintas conclusiones que se analizan en detalle a continuación.

5.1 Área fuente

La cuenca de Madrid está delimitada en sus bordes por diferentes sistemas de fallas, siendo los occidentales y norte los de mayor complejidad. Esto genera que la cuenca en sus distintos periodos de formación se encuentre conectada parcialmente con las cuencas aledañas, como por ejemplo la cuenca Ibérica. De manera que, la sedimentación de las distintas secuencias dentro de la cuenca es irregular, y responde en parte a la actividad de cada sistema de falla que la limita, como así también a la naturaleza de los materiales que conformaron zonas de altos estructurales durante la deposición.

Es así que, durante el Cenozoico se da un periodo tectónico (Orogenia Alpina), cuya actividad se refleja en la morfología que adquieren los depósitos (forma de cuña), en la relación lateral de facies, y en el engrosamiento de las secuencias hacia el noroeste, limitando con el Sistema Central. La actividad tectónica, junto con otros tantos factores autóctonos y alóctonos (clima, por ejemplo), controlan la sedimentación de abanicos aluviales (capítulo 7), cuyas secuencias son analizadas en este informe (Afloramiento 1 y 2).

Para el análisis de la secuencia sedimentaria estudiada a partir del levantamiento de perfiles en los afloramientos 1 y 2, hay que tener en claro la columna estratigráfica (descrita en el apartado de Geología Regional) del basamento de la cuenca, desde las unidades mesozoicas, Cretácico Superior (que corresponde con el periodo de inicio de sedimentación de la cuenca), hasta el Paleógeno Inferior, periodo previo a la deposición de los sedimentos estudiados.

Los depósitos sintectónicos de la cuenca de Madrid corresponden a los conglomerados polimícticos y la unidad arcósica (Alonso-Zarza et al. 2004). Es decir, que los mismos se depositaron en el momento de máxima actividad tectónica en las Sierras Centrales. Dicha actividad se refleja en la asimetría del espesor de la secuencia (más espesa hacia el borde NW que limita con el Sistema Central), y también puede deducirse a partir del análisis estratigráfico y petrológico de los depósitos registrados durante el trabajo de campo. Pues, la composición de los clastos suele ser indicativa de la evolución tectónica que afecta al área fuente, siempre y cuando el material depositado en los abanicos provenga directamente de

dicha área (Colombo, 2010). De esta manera, los levantamientos tectónicos están indicados en el registro geológico por un cambio composicional en los clastos de los conglomerados (Decelles et al., 1991).

Teniendo en cuenta, el contexto tectónico de la cuenca, que el perfil correspondiente al Afloramiento 1 se haya estratigráficamente subyacente al perfil correspondiente al Afloramiento 2, y que hay un cambio composicional en los componentes principales tanto de los clastos conglomeráticos como de los fragmentos de rocas presentes en las rocas detríticas estudiadas (Fig.10), se puede interpretar que este cambio respondería a un levantamiento en el área fuente, que se encuentra a unos 5 Km hacia el NW de los depósitos, dentro del Sistema Central. La composición de los componentes principales de los clastos en conglomerados y de los granos en las areniscas en el Afloramiento 1, corresponden a cuarzo y líticos carbonáticos, mientras que en el caso del Afloramiento 2, corresponden a cuarzo, micas y líticos metamórficos y plutónicos, en detrimento de los líticos carbonáticos. De esta observación, se puede también indicar que al igual que se testifica en estudios anteriores, y atendiendo a la configuración paleogeográfica de la cuenca en el momento de la deposición de los abanicos aluviales, la composición de los clastos da cuenta del proceso de erosión que afectó al área fuente, ya que la misma varía a medida que la denudación involucra áreas más profundas de la columna litológica. De este modo, la columna estratigráfica en los abanicos aluviales se encuentra invertida respecto de la estratigrafía original del área de aporte sedimentario (Colombo, 2010). En este caso se habla de secuencia normal de clastos.



Figura 14. Composición porcentual de las distintas fracciones litológicas de las muestras estudiadas.

Los análisis estructurales realizados en esta zona a partir de información de sondeos y sísmica 2D (De Vicente y Muñoz, 2012), permiten conocer que durante la deposición de la secuencia oligoceno-mioceno inferior, las paleocorrientes tenían dirección predominante hacia el Este desde el Sistema Central (NW de la cuenca de

Madrid), donde se encontraban los altos topográficos generados por la actividad tectónica alpina, y que constituyeron el área fuente de los sistemas de abanicos aluviales (Fig.15). La denudación de la columna estratigráfica del Sistema Central es la que genera la secuencia normal de clastos, es decir, los clastos correspondientes a la secuencia basal (Afloramiento 1) predominantemente carbonáticos provendrían de las unidades del Cretácico Superior, mientras que los clastos de líticos metamórficos y plutónicos, al igual que las micas predominantes de la secuencia superior (Afloramiento 2), corresponderían al basamento Varisco compartido por el Sistema Central y la Cuenca de Madrid. Cabe destacar, que no se descarta el retrabajamiento de clastos de líticos carbonáticos, sin embargo, esto no sería tan probable considerando la vulnerabilidad de éstos ante los procesos de transporte y diagénesis (están presentes en la secuencia 2 en mucha menor proporción).

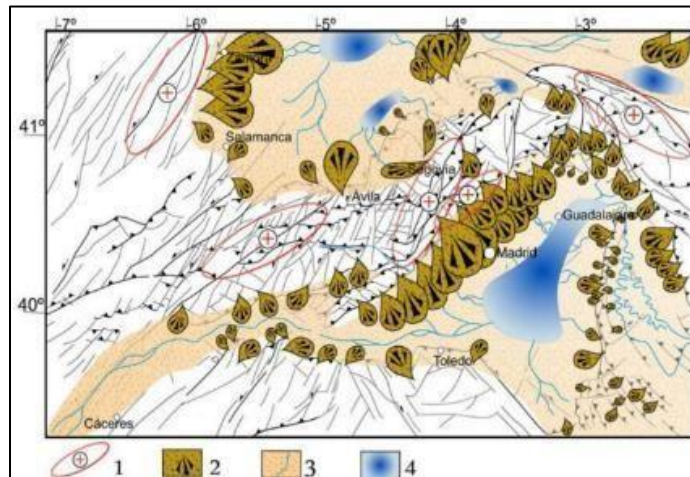


Figura 15. Situación paleogeográfica de la cuenca de Madrid Oligoceno donde se observa la posición de los altos estructurales que fueron erosionados para dar lugar a la sedimentación de la cuenca (De Vicente y Muñoz, 2012).

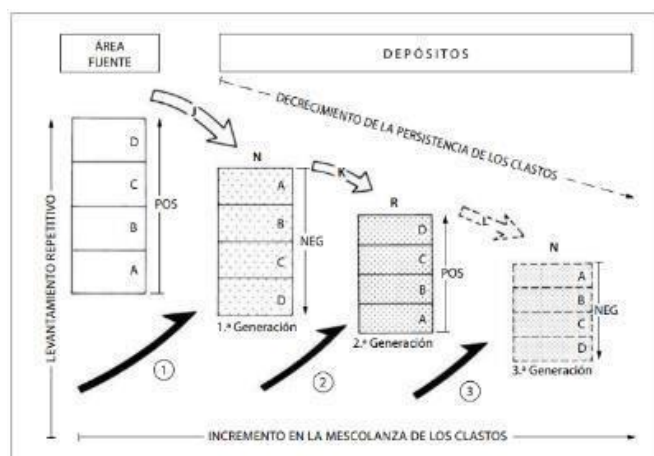


Figura 16. Formación de secuencia normal y reversa. El área fuente posee una secuencia afectada por la acción reiterativa de diversos cabalgamientos, en similitud con la cuenca de Madrid (Colombo, 2010).

Analizando la composición porcentual de las dos columnas levantadas en campo, se puede ver que la proporción de esqueleto en todas las areniscas muestreadas es

similar, tanto para el afloramiento 1 como para el 2. Sin embargo, las muestras del afloramiento 2 muestran mayor proporción de matriz y menor proporción de cemento intergranular (Fig .14). En el gráfico de la Figura 17 de componentes principales de las rocas analizadas, se observa que hay una disminución en la presencia de cuarzo en las unidades del Afloramiento 2, y un aumento en la presencia de micas.

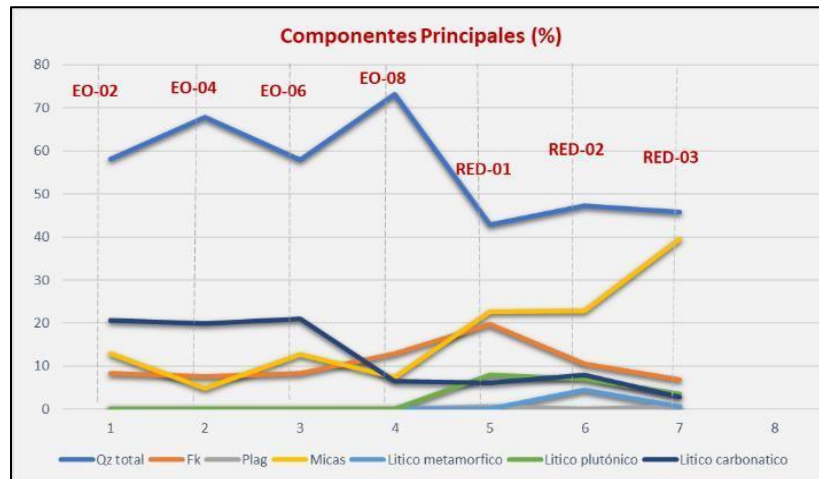


Figura 17. Gráfico de componentes principales de las muestras analizadas.

Si se tiene en cuenta la composición de la matriz, se puede observar que hay un aumento en la composición arcillosa (illita) hacia los términos correspondientes al Afloramiento 2.

La matriz aleurítica de cuarzo se encuentra distribuida a lo largo de ambas secuencias, al igual que la epimatriz caolinítica. Esta última estaría relacionada directamente con la alteración de feldespatos.

En cuanto a la morfología de los clastos, de manera general, existe una tendencia a la mayor angularidad en los depósitos correspondientes a la secuencia 2.

Se desprende de esta descripción que las rocas del Afloramiento 2 parecen ser más inmaduras composicional y texturalmente que las rocas del Afloramiento 1, lo cual queda evidenciado, en la mayor cantidad de matriz arcillosa, la relativa mayor angularidad de los clastos que conforman las rocas, y la menor selección. La importancia en la detección de los grados de madurez en este análisis es importante, ya que permite diferenciar zonas de mayor o menor cercanía al área fuente. Tal es así, que los sedimentos inmaduros, habrían tenido menor transporte por lo que corresponderían a facies más proximales (o menos distales) dentro del ambiente de abanico aluvial (progradación del sistema).

En este estudio se considera que dadas las condiciones paleogeográfica y geotéctonica durante el momento de la deposición de los materiales, el aporte de

material es extracuenca, ya que la zona de aporte se encuentra fuera del borde norte de la cuenca (Sistema Central). Esta aclaración está en relación con que las rocas estudiadas podrían considerarse areniscas híbridas si se considerará que los líticos carbonáticos son intracuencales. Sin embargo, la mayor angularidad de los líticos y granos de cuarzo de las secuencias superiores no indicarían un gran transporte desde el área fuente.

5.2 Procedencia y Alterabilidad

Las areniscas EO-02, EO-04, EO-06, RED-02 y RED-03 son clasificadas como sublitoarenitas (Fig.14). Se sabe que las litoarenitas que se componen principalmente de líticos metamórficos y sedimentarios (en este caso carbonáticos) se vinculan con áreas fuente de orógenos plegados como es el caso de la Sierras Centrales, y además esta litología son más comunes en sedimentos continentales, de tipo abanico aluvial y fluvial, debido a que en condiciones de otros ambientes sedimentarios con presencia de oleaje los clastos lábiles sufren una mayor destrucción. Este tipo de litologías suelen vincularse a regímenes climáticos capaces de inhibir la meteorización química, es decir, climas más bien áridos a semiáridos, pues de otra manera los líticos lábiles no tendrían persistencia. Tal es así, que durante la diagénesis este tipo de litologías suele ser muchos más vulnerables a sufrir cambios texturales y composicionales, por la deformación de clastos y la formación de cementos secundarios producto de la alteración (Scasso y Limarino, 1997). Así mismo, la disolución de líticos carbonáticos en este caso genera porosidad secundaria.

Se clasifican como subarcosas las rocas correspondientes a las muestras EO-08 y RED-01 (esta última en el límite con arcosa). En este tipo de rocas el hecho de que la plagioclasa se encuentre claramente subordinado respecto del feldespato potásico indicaría que el protolito es granítico. Por otro lado, debido a la relativa inestabilidad química del grupo de minerales que muestra este tipo de litologías, la existencia de significativas cantidades de feldespatos ha sido tomada como evidencia de bajo potencial de meteorización química y empleada como indicadora de climas áridos o de alto relieve con rápida erosión y sepultamiento (Scasso y Limarino, 1997). En el caso de los afloramientos estudiados, podrían ser indicadores climáticos interpretándose una vez más clima árido a semiárido. La importancia de los procesos diagenéticos en la modificación de la composición mineralógica y de la fábrica de este tipo de litologías radica en la inestabilidad del feldespato potásico, de manera que procesos de disolución y reemplazo pueden modificar

considerablemente la textura y mineralogía de las subarcosas (Scasso y Limarino, 1997).

5.3 Ambiente de deposición

Dadas las características de las rocas muestreadas, la relación estratigráfica entre ellas, y teniendo en cuenta la bibliografía consultada se resuelve que el ambiente de deposición de las secuencias analizadas en campo corresponde a abanicos aluviales (Fig. 12a y b).

Teniendo en cuenta, la distribución espacial de facies características se toma como referencia en este trabajo la siguiente división dentro de los abanicos aluviales (Colombo, 2010): zona de **cabecera del abanico**, el **cuerpo del abanico** y el **pie del abanico** (Fig.18 y 19).

Cabecera del abanico: es la parte más alta de los abanicos, está caracterizada por la acción de flujos masivos viscosos o flujos acuosos muy densos, que poseen la capacidad de transportar granulometrías gruesas y generar depósitos mal seleccionados. En esta zona son comunes los reajustes tectónicos, por lo que el grado de preservación es bajo.

Cuerpo del abanico: es la de mayor extensión areal, y se divide en dos partes. El **cuerpo interno**, que se desarrolla más cercano a la zona de la cabecera, razón por la que suelen desarrollar zona *sheet floods*, y el **cuerpo externo** donde predominan corrientes acuosas. Estas últimas generan depósitos mejor seleccionados, con clastos más redondeados y de menor granulometría (areniscas). En esta zona los depósitos suelen ser transportados mediante formas de lecho como ser las barras en un cuauce tipo *braided*. La pendiente suele ser elevada dando lugar a su vez al transporte de materiales gruesos. Las areniscas se depositan en zonas de barra de gravas, que se caracterizan por ser sitios donde la sedimentación suele detenerse por momentos (Colombo, 2010).

Pie del abanico: tiende a ser el área con mayor extensión areal, caracterizada por depósitos de granulometría más fina y por una pendiente suave. Se diferencian tres zonas: **zona interna del pie del abanico**, es la más proximal y continua al área del cuerpo externo del abanico. Posee facies arenosas y lutíticas con intercalaciones lenticulares de material más grueso (Colombo, 2010). La **zona intermedia del pie del abanico** con predominancia de material lutítico intercalados con cuerpos de lenticulares de granulometría más gruesa con arreglo granocreciente. El transporte de materiales finos hacia las zonas más alejadas está dado por corrientes acuosas,

que acarrean carga en suspensión. La **zona externa del pie del abanico** la granulometría predominante es fina a muy fina intercalada en ocasiones con cuerpos canalizados cuyos materiales presentan mayor granulometría y provendrían de la zona de mayor energía del abanico. Esta zona del abanico es la que posee conexión con otros sistemas sedimentarios, como ser lacustre, fluvial o evaporítico.

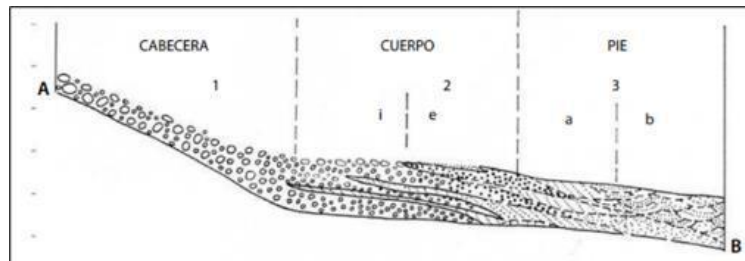


Figura 18. Sección esquemática de abanico aluvial funcional. 1) la cabecera; 2) el cuerpo (i: zona interna, e: zona externa); 3) el pie (a: zona interna, b: zona externa) (Colombo, 2010).

Por otro lado, es también importante realizar una reseña de los procesos actuantes en cada una de las zonas de los abanicos aluviales que dan lugar a los distintos depósitos (Gomez Villar, 1997).

Depósitos de *Sheet Flood*: se da en la parte media y distal de los abanicos. Resulta de la expansión del flujo cargado de sedimentos que surgen de canales en el punto de intersección. Constan generalmente de arenas con pequeñas cantidades de arcillas y grava, bien clasificadas y estratificadas en forma paralela, transversal o de tipo laminar.

***Sieve Deposits* (tipo tamiz):** si el depósito superficial es permeable permite el flujo hasta la base del abanico. El agua pasa a través de los depósitos permitiendo su infiltración mientras que el material más grueso queda retenido. Presenta ausencia de material fino, clastos grandes bien clasificados y clastos poco desgastados. Consiste en estratos masivos en la zona media y distal del abanico.

Depósitos de canal: en la parte interna del abanico rellenan canales rectos y atrincherados mientras que los depósitos de canal de zonas media y distal rellenan canales braided.

Depósitos de barras fluviales: formados por cantos rodados grandes o barras formados por guijarros, libres de matriz fina y presentan imbricación de cantos cuyos ejes longitudinales se disponen perpendiculares a la dirección de flujo.

Teniendo en cuenta la granulometría, la relación entre las distintas facies y las estructuras que pudieron ser reconocidas en campo se determinaron 4 facies que caracterizan las distintas partes del ambiente abanico aluvial: abanico interno, abanico externo y pie de abanico. Estas facies se caracterizan en la tabla 6.

La imagen 20a corresponde a la parte basal del Afloramiento 1 (Fig. 20 y Fig. 21, muestras EO-1, EO2, EO-3 y EO-4), y se interpreta como el inicio de la sedimentación de abanicos aluviales identificados en la zona. Esta secuencia

comienza con la sedimentación de facies de canal (Petrofacies A), observándose la superposición de al menos cuatro canales fluviales. Posteriormente tuvo lugar la deposición de facies de sheet flood (Petrofacies 1B) de composición esencialmente arenosa con intercalaciones de conglomerados centimétricos que corresponderían a avenidas repentinas (Fig. 22a-e, muestras EO-06). Por último, hacia el tope de la secuencia del afloramiento 1 se observa una facies conglomerádica que indicaría un proceso de mayor energía, esta facies correspondería a facies de Debris Flow (Petrofacies C) (muestra EO-07).

Tabla 6. Descripción de las petrofacies interpretadas a través de las muestras de campo.

	LITOLOGÍA	TENDENCIA	CONTACTO	MORFOLOGÍA	ESTRUCTURA	COMPOSICIÓN	TEXTURA	MUESTRA	INTERPRETACIÓN
Petrofacies A	Ortoconglomerado clasto soportado polimictico_ Sublitoarenita	Grano-decreciente	Neta erosiva	Lobular-tabular	Estratificación cruzada	Cuarzo mono, policristalino, FK, líticos carbonáticos, Mic. as. Matriz micrítica. Cemento calcita/dolomita.	Mal seleccionada, clastos subangulosos-subredondeados	EO-1; EO-2; EO-3; EO-4; RED-06; RED-03; RED-02; RED-01	Facies de canal
Petrofacies B1	Sublitoarenita con intercalaciones centimétricas de conglomerados	Sin gradación	Neta planar	Tabular	Estratificación cruzada	Cuarzo mono y policristalino, líticos carbonáticos, FK alterado a caolinita, Plag., micas. Cto dolomítico.	Seleccionada regular, clastos subangulosos-subredondeados	EO-6	Facies de sheet Flood
Petrofacies B2	Ortoconglomerado clasto soportado polimictico	Sin gradación	Neta planar	Tabular	Estratificación horizontal	Cuarzo, lítico plutónico (rugoso), lítico metamórfico, FK, mica.	Seleccionada regular, clastos subangulosos-subredondeados	Sin muestra. Observación de campo	Facies de sheet Flood
Petrofacies C	Conglomerado matriz soportado polimictico	Masivo	Neta erosiva	Tabular	Sin estructuras visibles	Cuarzo mono y policristalino, lítico plutónico (rugoso), FK, mica. Matriz arcillosa y aleurítica. Cemento esparita, dolomita.	Mal seleccionada, clastos subangulosos-subredondeados (tamaño > 5cm).	EO-7	Facies de Debris Flow

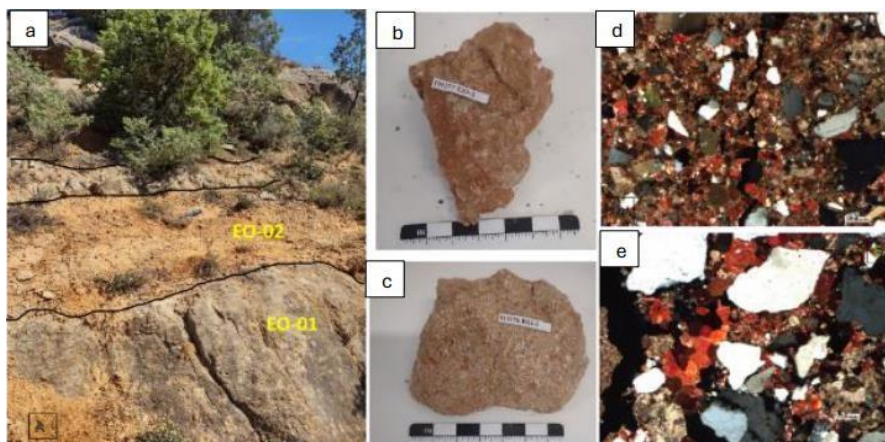


Figura 20. a) Afloramiento de las muestras EO-01 y EO-02; b) y c) Muestras de mano de EO-01 y EO-02 respectivamente; d) y e) Sección delgada de EO-01 y EO-02 respectivamente.

De esta manera, el Afloramiento 1 se compone de cuatro facies de base a techo (Fig.12): la basal correspondiente a facies a de canal, la intermedia correspondiente a facies de *sheet flood* (B1 y B2) y la superior correspondiente a facies de *debris flow*. Las cuatro facies se interpretan como depósitos dentro del cuerpo del abanico, siendo las tres primeras de la parte externa y la superior de la parte interna del cuerpo del abanico. Este arreglo de facies indica una progradación del sistema.

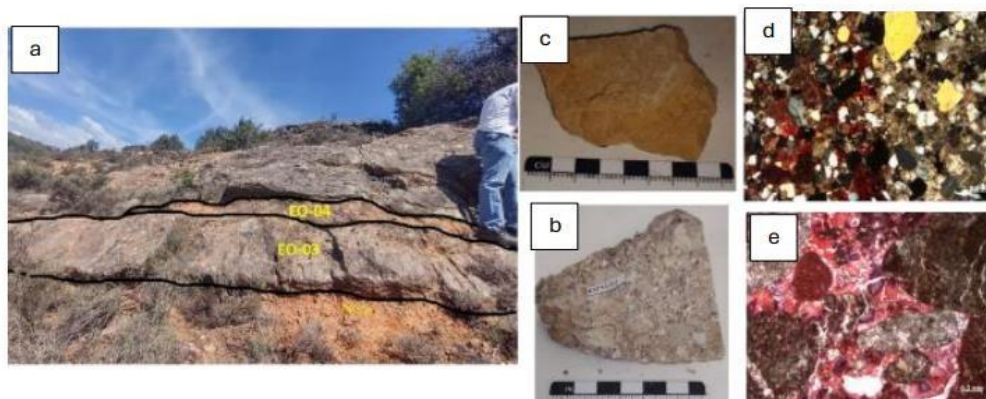


Figura 21. a) Afloramiento de las muestras EO-03 y EO-04; b) y c) Muestras de mano de EO-03 y EO-04.

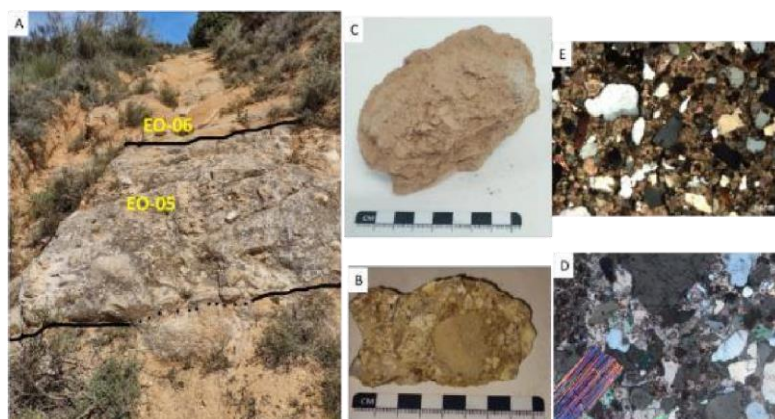


Figura 22. a) Afloramiento de las muestras EO-05 y EO-06; b) y c) Muestras de mano de EO-05 y EO-06 respectivamente; d) y e) Sección delgada de EO-05 y EO-06 respectivamente.

En el caso del afloramiento 2, este se encuentra estratigráficamente sobre el Afloramiento 1, y a priori se diferencia por la mayor cantidad de matriz en las rocas muestreadas, la mayor cantidad de minerales micáceos (moscovita y biotita), y la menor proporción de material carbonático, ya sea como clastos o como cemento. Este afloramiento se encuentra basculado (Fig. 23), y puede ser caracterizado en dos secuencias atendiendo a arreglo de las facies y la relación entre ellas.



Figura 23. Afloramiento 2 donde pueden distinguirse los bancos de conglomerados y los de areniscas.

La secuencia inferior se caracteriza por una alternancia de dos petrofacies: la facies de *debris flow* (petrofacies C, Fig.24a) hacia la base y la facies de *sheet flood* (petrofacies B1 y B2) hacia la parte superior de esta primera secuencia.

En la secuencia superior hay una predominancia de facies de procesos tractivos (Fig. 24b), con características grano decrecientes y base neta erosiva, es decir, facies de canal (Petrofacies A, muestras RED-01, RED-02 y RED-03) (Fig. 25a-f), se observa solo una intercalación de una facies de *debris flow* hacia la parte central de esta secuencia (petrofacies C), tal como se observa en la Figura 12b. El tamaño de los clastos en estas facies llega a ser superior a los 10 cm. Este tipo de facies es interpretado como un depósito producido por una corriente fluvial, probablemente tipo braided dada la granulometría de los materiales, en la parte más distal del cuerpo del abanico (cuerpo externo del abanico aluvial).

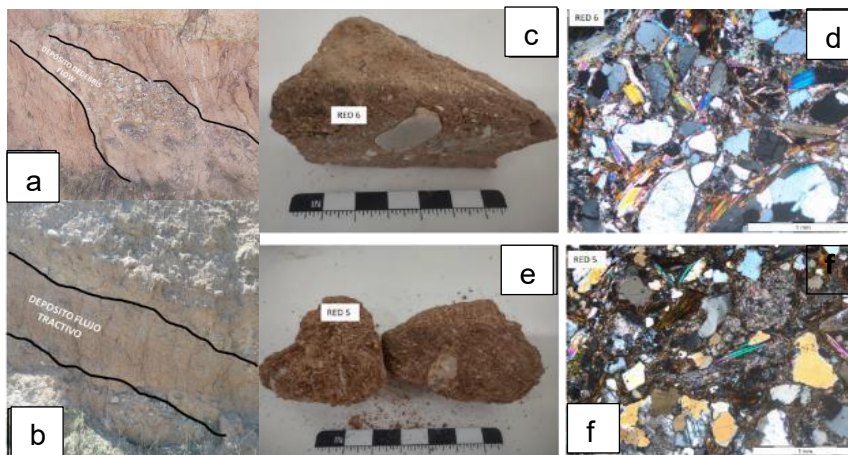


Figura 24. a). Depósito de Debris Flow; b) depósito de corriente tractiva; c) y d) muestra de mano y sección delgada de RED-06; e) y f) muestra de mano RED-05 y sección delgada.

De esta manera, teniendo en cuenta la descripción de la secuencia 1 y la secuencia 2 (Fig.12), se puede decir que se trata de facies del cuerpo de abanico aluvial, gradando entre la parte interna (debris Flow) y la parte externa del cuerpo (sheet

flood y fluvial braided) del abanico. Hacia la parte superior la secuencia corresponde casi en su mayoría al cuerpo externo del abanico.

Si se considera la columna completa analizada (afloramiento 1 y 2) se puede interpretar que hay un ciclo de progradación, observado completamente en la columna del afloramiento 1 (se pasa de facies propias del cuerpo externo del abanico a facies del cuerpo interno del abanico) y, otro ciclo de retrogradación en el afloramiento 2 (Fig. 12). Este último se evidencia teniendo en cuenta, que la columna comienza con facies más bien pertenecientes a la parte interna del cuerpo del abanico, y termina con facies correspondientes a la parte externa del cuerpo del abanico.

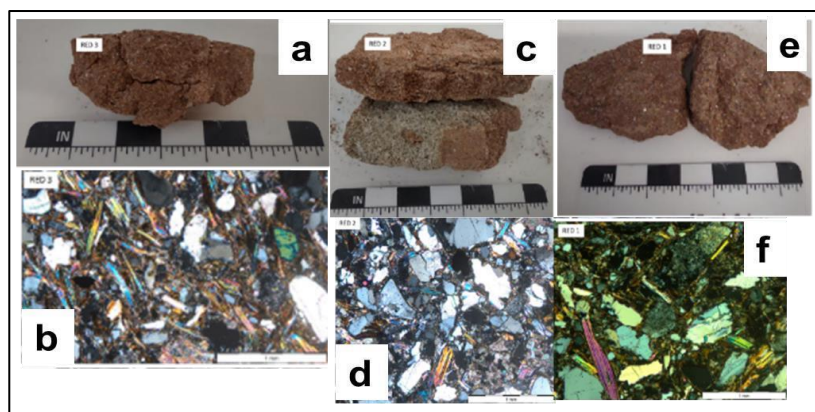


Figura 25. a) y b) muestra de mano RED-03 y sección delgada ;25.c) y d) muestra de mano RED-02 y sección delgada; 25.e) y f) muestra de mano RED-01 y sección delgada.

Por otro lado, como se indicó anteriormente el nivel guía de yeso, que marca la finalización de la sedimentación cretácica e indica el inicio de la sedimentación esencialmente detrítica, fue identificado tanto en campo, como a través del control geológico de los sondeos citados. El corte W-E de la Figura 10, realizado transversalmente al fallamiento del Sistema Central abarca desde el borde (norte) hasta la parte más central (hacia el este) de la cuenca, permite visualizar la correlación entre los sondeos y las muestras de campo, identificándose en ambos casos el nivel guía de yeso. Además, en el caso del sondeo de San Sebastián de los Reyes-1 se han descrito hacia la parte superior de esta secuencia y en la secuencia 2 la existencia de areniscas con importante participación de material micáceo en su composición (hasta los 1524 m), lo que permite interpretar que al igual que en el caso de los abanicos aluviales (afloramiento 2) la proveniencia de la sedimentación este vinculada con la denudación del protolito basamental, y permite interpretar que aún en estas instancias la denudación de la zona levantada hacia el NNW continuaba activa (o que aún existía aporte/transporte de material granítico proveniente del basamento). Sin embargo, también podría interpretarse que en la

secuencia 2 este material podría provenir del reciclaje de las secuencias inferiores de las zonas más proximales de la cuenca (área de abanicos aluviales correlacionables con la parte basal de la secuencia 1, Fig.10). Esta aclaración es importante ya que permite relacionar litológica y ambientalmente las rocas analizadas en campo con la información de los sondeos que se encuentra más distales hacia el borde de cuenca.

En dirección al borde norte de cuenca se observa en las diagrfias que las facies arenosas son predominantes (sondeos El Pradillo-1 y San Sebastián de los Reyes-1), denotando un ambiente más proximal hacia este sector de la cuenca. Mientras que en el caso del sondeo Tielmes-1 se observa mayor proporción de material lutítico en la secuencia, dando indicios de una sedimentación más distal (facies continentales de menor energía). Como se ha detallado en este estudio, durante el periodo de tiempo de la deposición de las facies eocenas oligocenas respondían a un ambiente netamente continental.

Partiendo de la base de las secuencias de abanicos aluviales identificadas en el campo, teniendo en cuenta la configuración de la cuenca respecto a la distribución de ambientes, y atendiendo a la descripción litológica de los perfiles se puede interpretar que las facies arenosas con intercalaciones y cuellos lutíticos identificadas en los sondeos El Pradillo-1 y San Sebastián de los Reyes-1 podrían responder a un ambiente fluvial, mientras que las facies predominantemente lutíticas, evaporíticas y carbonáticas identificadas en Tielmes-1 responderían a un ambiente principalmente lacustre, esto sujeto a las interpretaciones previas de los sondeos (De Vicente y Muñoz, 2012). De esta manera, tendríamos de NNW a E las facies de abanico aluviales representadas en el campo, las facies del sistema fluvial propiamente dichas identificadas en los sondeos El Pradillo-1 y San Sebastián de los Reyes-1, y las facies más distales con predominancia de material lutítico-evaporítico que responderían a un ambiente lacustre, observadas en el pozo Tielmes-1.

5.4 Diagénesis

Una vez analizados las secciones delgadas se pudieron identificar los procesos y características diagenéticos:

Pore lining illita: los granos de cuarzo están cubiertos por capas de arcilla diagenética que consisten en cristales fibrosos en forma de aguja, que tienen colores de birrefringencia de amarillo brillante a blanco. Están orientados paralelamente a la

superficie del grano. Sus delicados hábitos cristalinos, sugieren naturaleza autigénica (Fig. 26a y b). Según Wilson (1992), este tipo de arcillas (llamadas “heredadas”) se producen por la adherencia sobre superficies de granos húmedos y por infiltración a través de la invasión de aguas superficiales.

El *pore lining* de illita se encuentra restringido solo algunos bordes de granos de cuarzo (muestras EO-01, EO-04, RED-02, RED-03 y RED-06) a los que cubre parcialmente. En las zonas donde no se observa *pore lining* de illita alrededor de los granos, el cuarzo se encuentra corroído por el cemento carbonático, lo que indicaría que la cementación carbonática fue posterior.

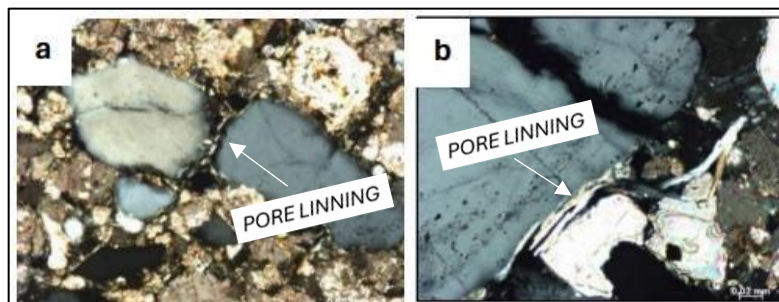


Figura 26. Lámina delgada de la muestra EO-1 mostrando *Pore lining* illita en muestra EO-01. a) *pore lining* entre dos granos de cuarzo. b) *pore lining* entre grano de cuarzo y cemento carbonático.

Cementación de calcita: este proceso es temprano y queda evidenciado por la presencia de dolomita generada a expensas de la calcita. Las muestras en las que se puede interpretar la presencia de este proceso son todas las de la secuencia EO excepto en la EO-03, y en las muestras RED-02, RED-03 y RED-05

Cementación dolomítica: Se observa un proceso de dolomitización del cemento de calcita previo. Este proceso es evidente debido a la morfología euhedral preservada, o semi preservada de los cristales de dolomita. En muchos de ellos se puede observar la deformación sufrida por la compactación y la transformación posterior a calcita (dedolomitización) (Fig. 27a). Se observa en los bordes y hacia el centro de los cristales de dolomitas óxidos de hierro, en donde parece suele comenzar la transformación hacia calcita.

Es decir, que se trata de dolomita con alto contenido de hierro.

En algunos cristales es posible distinguir un leve zonado, lo que generalmente tipifica cementos eogenéticos tempranos (Fig. 27a).

Se ha observado cemento dolomítico asociado a fracturas en granos de cuarzo fracturados (Fig. 27c). Es de destacar, la morfología intacta del cristal, pero con fracturas rellenas. Una interpretación posible de este rasgo petrológico puede

relacionarse a la fuerte deformación frágil a la que estuvo sometido el protolito de la roca en el área fuente (tratándose de sedimentación sintectónica es un rasgo característico), dejando como resultados planos de debilidad que fueron forzados y rellenados por el cemento dolomítico durante la etapa diagenética temprana.

La dolomitización se identificó en todas las muestras del Afloramiento 1, excepto en la EO-03, y en las muestras RED-02, RED-03 y RED-05. La ausencia de este proceso en algunas de las muestras se relaciona con la menor cantidad de matriz micrítica original.

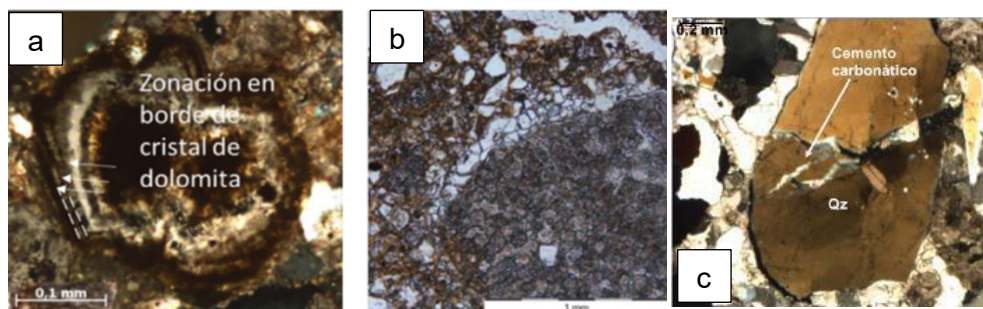


Figura 27. Lámina delgada mostrando: a). Cristal de Dolomita semi preservado y deformado en muestra EO-04 mostrando zonación de cristales; b). Cristales de distintos tamaños en el borde de un lítico carbonático; y c). Grano de cuarzo con fracturas rellenas de cemento carbonático.

Dedolomitización: el cemento mayoritariamente observado consiste en calcita (evidenciada por la tinción rojiza) con forma euahedral, heredada de la dolomita (Fig. 28a). Por lo cual, se presume la existencia de procesos de dedolomitización en las distintas muestras analizadas. Es posible también observar en algunos casos, el proceso de disolución con crecimiento de calcita desde el centro del romboedro. Aparece como cemento en mosaico (Fig. 28b).

Para que el proceso de dedolomitización ocurra es necesario una sobresaturación de iones Ca en el sistema. En el contexto analizado, esto podría deberse a la interacción de las rocas dolomíticas con aguas meteóricas percolantes, que previamente fueron enriquecidas en iones Ca mediante la disolución, por ejemplo, de evaporitas (yeso/anhidrita), o de la disolución de líticos carbonáticos con alto contenido en Ca (Scasso y Limarino, 1997). Para que se produzca este proceso, es necesario la presencia de vías de migración dentro de la roca, que pueden estar conformadas por la porosidad misma del sistema o por fracturas. Teniendo en cuenta las demás características de las rocas analizadas, y la secuencialidad de los procesos puede interpretarse que la dedolomitización tuvo lugar durante la telodiagenesis, producto de la interacción con aguas meteóricas.

Este proceso se identificó en todas las muestras de la secuencia del Afloramiento 1 y solo en las muestras RED-01, RED-02 y RED-06 del Afloramiento 2

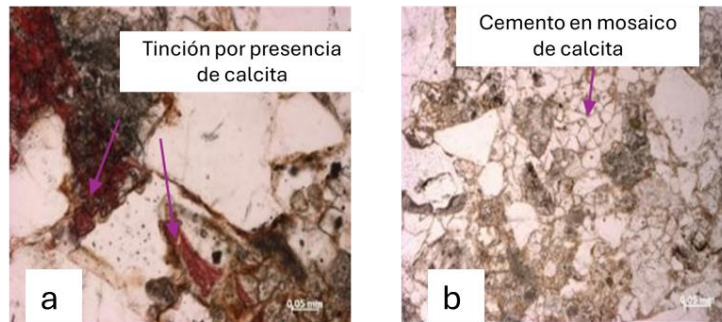


Figura 28. Lámina delgada mostrando: a). Tinción por presencia de calcita, muestra EO-4; y b). Desarrollo en mosaico del cemento calcítico muestras EO-06.

Caolinitización de feldespatos: Este proceso puede originarse en dos contextos diferentes, por un lado, a profundidades de 2 a 4 km debido a la acción de aguas acidificadas producto de la maduración de la materia orgánica (Colombo, 2010), y, por otro lado, a menos de 1 km de profundidad debido a la interacción con aguas meteóricas. En las muestras analizadas la alteración a caolinita suele estar restringida y siempre relacionada a la aparición de feldespato potásico, por lo cual en este caso correspondería a una etapa diagenética temprana y estaría vinculada a la interacción de aguas meteóricas (Fig. 29b). Este proceso se identificó en las muestras RED.

Pore filling de caolinita: su origen estaría relacionado a la alteración de feldespatos detríticos durante la etapa de telodiagénesis (Fig. 29a), en relación con la acción de aguas meteóricas. Debido a las condiciones más bien básicas evidenciadas por los cementos visualizados y a la relación con las condiciones meteóricas, puede presumirse que la caolinitización del feldespato también pudo originarse durante la telodiagénesis. Este proceso se identificó en todas las muestras analizadas.

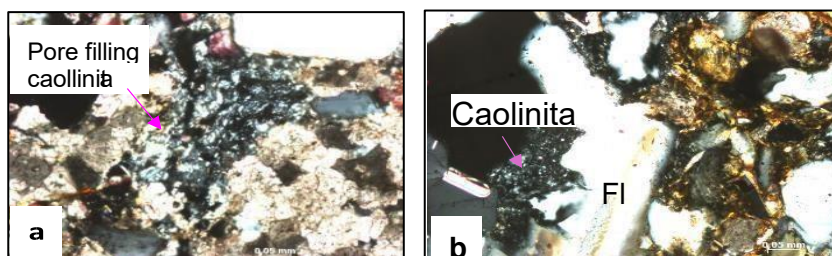


Figura 29. Lámina delgada mostrando: a). Pore filling de caolinita rellenando porosidad secundaria en muestra EO-01 (nicoles cruzados). b) Caolinitización de feldespato en muestra RED-01, derecha nicoles cruzados.

Compactación: este proceso se evidencia de diferentes maneras según la composición de granos y líticos predominantes en la roca. Tal es así que en el caso

de las muestras con abundancia de líticos carbonáticos, la compactación se observa por la deformación de estos líticos y los contactos rectos entre los distintos componentes. En el caso de la presencia de micas, la compactación se evidencia por la orientación y fracturación de los granos (Fig. 30a y 30b). En ocasiones, se observa fracturación de otros granos, y hasta del cemento primario.

Este proceso se identificó en menor o mayor grado en todas las muestras, pero en el caso, por ejemplo, de la muestra EO-06 la compactación no es tan importante debido a la gran cantidad de cemento carbonático intergranular.

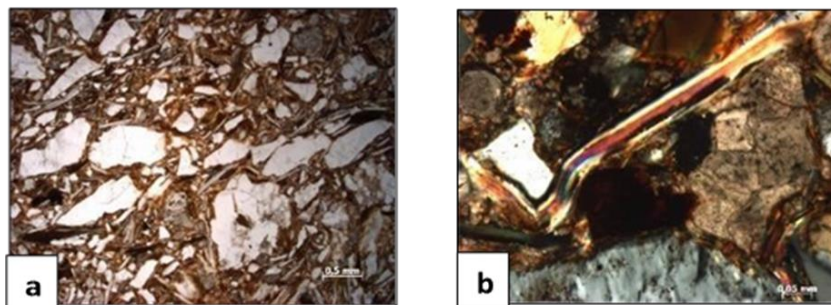


Figura 30. Lámina delgada mostrando: a) Rasgo de compactación evidenciada en la orientación de los cristales, principalmente de illita en muestra RED-01 (nicoles paralelos) y b) Compactación evidenciada en deformación de moscovita en muestra EO-08 (nicoles cruzados).

Fracturas y disolución de líticos carbonáticos: la descompresión de la roca por telodiagenesis genero fracturas preferentemente en los líticos carbonaticos, y además estas fracturas promovieron espacios para la consecuente disolución por parte de los fluidos diagenéticos (Fig. 31a y b), generando porosidad secundaria en las rocas.

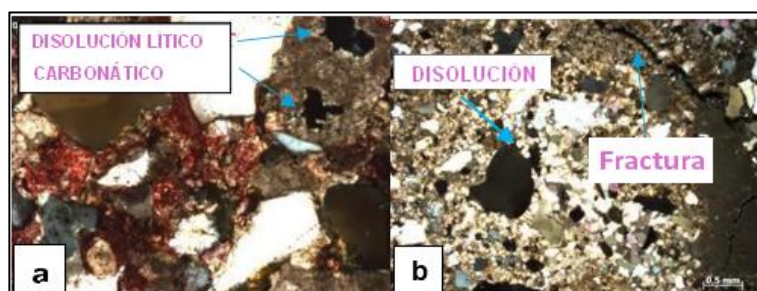


Figura 31. Lámina delgada mostrando: a) Disolución de carbonato en muestra EO-04; b) Disolución de carbonato y fractura en la muestra EO-02 (nicoles cruzados).

Cemento de Óxidos de Hierro: este tipo de cementación está presente en las muestras analizadas de dos maneras. Por un lado, se encuentra de manera pelicular bordeando los distintos granos (Fig. 32a), las películas no son continuas alrededor de todos los bordes. Este tipo de cemento se genera durante la eodiagénesis. La presencia de estos óxidos podría tener su origen en la meteorización de suelos ricos

en silicatos de Fe (biotitas, anfíboles, piroxenos) que son adsorbidos en las superficies de minerales arcillosos (Scasso y Limarino, 1997). Después de la deposición, los hidróxidos férricos se deshidratan espontáneamente para formar Fe-O/H o, si ocurre una deshidratación completa, hematita. La tinción marrón rojiza es causada por la presencia de hierro férrico (Fe³⁺) del cual se requiere poco para producir una coloración significativa (Scasso y Limarino, 1997). Por otro lado, se observó una cementación de óxido de hierro de manera más pervasiva, y asociada en algunos casos a las dolomitas con alto contenido en hierro parcialmente transformadas a calcita. Por lo que, en este caso, se asocia al proceso de dedolomitización. Este tipo de cementación también se encuentra rellenando porosidad secundaria y en los bordes de las fracturas generadas por disolución de carbonatos. La precipitación de este óxido de hierro seguramente se encuentra asociada a la oxigenación que se produce en el ambiente meteórico durante a telodiagénesis. La fuente del óxido también puede relacionarse con la lixiviación de horizontes superiores.

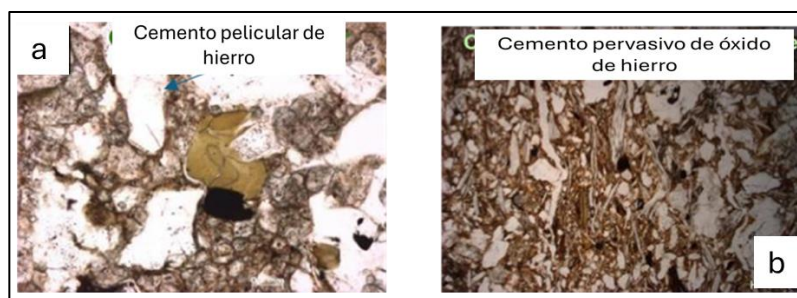


Figura 32. Lámina delgada mostrando: a). Cemento de óxido de hierro en forma pelicular en cristales de cuarzo de la muestra EO06 (nicoles paralelos). b). Cemento de óxido de hierro en forma pervasiva en la muestra RED06 (nicoles paralelos).

5.4.1 Análisis diagenético

Existen cuatro controles principales en los procesos de diagénesis que afectan a las areniscas, estos son: el clima, el ambiente deposicional, la composición de los lítica en las rocas y de las fracciones minerales (ambiente geotectónico) y el contenido orgánico. Tanto la temperatura como la profundidad comienzan a tener un rol vez más importante conforme se produce el soterramiento de los materiales (gradiente geotérmico). Por otro lado, el tiempo de afectación de determinadas condiciones, la composición del agua poral (salinidad, pH, Eh, tipos de iones disueltos) y la circulación de esta (dependiente a su vez de la porosidad y la permeabilidad) son otros de los factores que afectan el grado de diagénesis de las rocas.

El ambiente donde tuvo lugar la sedimentación de las rocas eocenas y oligocenas de la cuenca de Madrid estudiadas corresponde a abanicos aluviales, más

precisamente el cuerpo medio. Las condiciones climáticas habrían sido áridas con variables niveles de humedad. El grado de soterramiento alcanzado por las rocas de estas facies es de unos pocos kilómetros (3-4 km). El tiempo de residencia de los materiales en el ambiente eodiagenético no ha sido prolongado, ya que al estar en una zona tectónicamente activa se registraron eventos de levantamiento dando lugar a los procesos telodiagenéticos. Respecto a la composición de las areniscas y los conglomerados analizados, se observa, como ya se ha descrito anteriormente, una diferencia significativa en la composición tanto de la matriz como de los clastos conforme se analicen las muestras EO (estratigráficamente más profundas) o RED (estratigráficamente suprayacentes a las EO), esto da como resultado una diferencia en la secuencialidad de los procesos diagenéticos identificados. Sin embargo, las condiciones y procesos interpretados (precipitación química, compactación, disolución y reemplazo) son esencialmente parecidos.

De esta manera la secuencialidad de los procesos diagenéticos interpretados en la secuencia analizadas son los siguientes (Tabla 7):

1. Formación de epimatriz caolinítica: este proceso de formación de matriz está ligado a la alteración del feldespato potásico y ocurre muy tempranamente durante la eodiagénesis.
2. Cementación de óxidos de hierro Pore lining: este cemento se encuentra de manera pelicular en algunos de los granos, por lo que puede llegar a pensarse que es un cemento temprano.
3. Cementación calcítica: esta se produce previa a la dolomitización, durante la eodiagénesis temprana.
4. Dolomitización: identificado por la morfología romboédrica actual de los cristales de calcita, y por la presencia de cristales de dolomita. Esta se da también tempranamente.
5. Compactación: se evidencia por la deformación de los líticos carbonáticos (más friables) y en la fracturación y orientación de los granos de micas. Este proceso se identifica como posterior a cementación de dolomita, pues en algunos casos la abundancia del cemento impide un grado de compactación alto, en el caso de las muestras con menor proporción de cemento es más evidente la deformación de los líticos carbonáticos e incluso se puede identificar contactos rectos entre los distintos granos. Cabe aclarar, que la no identificación de contactos suturados ni la formación de estilotitos permite

interpretar solo compactación mecánica e indica que la sucesión no ha adquirido mucha profundidad.

6. Dedolomitización: la calcita observada (se tiñe de rojo) posee la morfología original de la dolomita, este proceso tuvo lugar en condiciones en donde hubo una variación en la composición de los fluidos que interaccionaron con la roca, pues para esta transformación mineral fue necesario una sobresaturación del sistema en cationes Ca, que podrían provenir de los niveles sulfatados (yeso, anhidrita) adyacentes a las rocas estudiadas. Recordemos que los niveles inferiores a las litologías en cuestión están precisamente conformados por niveles de yeso con extensión regional. El neomorfismo de dolomita a calcita requiere de un medio básico. La dedolomitización ha generado porosidad secundaria
7. Formación de pore filling de caolinita: este proceso se interpreta que se generó durante la telodiagénesis. Al observar las distintas muestras es evidente que la caolinita formada esta relleno de porosidad secundaria y que se genera cuando el material asciende a superficie. Esto requiere condiciones del fluido con pH ácido, el cual se produciría cuando las rocas analizadas están afectadas por el régimen de aguas meteóricas.
8. Cemento ocluyente de hierro: aparece relleno de porosidad secundaria, normalmente de disolución de carbonato en forma más masiva entre los espacios porales entre los cristales y líticos, e inclusive en los bordes de las fracturas telodiagénéticas, por lo que se habría generado durante las condiciones de oxidación en la etapa de telodiagénesis. Este tipo de cementación, más masiva se observa con mayor intensidad en los cristales de dolomita relictos que están en proceso de dilución.
9. Disolución: La disolución se produce con preferencia en los carbonatos (tanto líticos como cristales de dolomita relictos) durante la telodiagénesis. Para que este proceso suceda es necesario la acción de aguas con presencia de CO₂ que acidifiquen el medio y generen la disolución correspondiente, lo cual ocurre en condiciones de fluidos meteóricos. Este tipo de porosidad secundaria asociada a disolución de carbonatos se encuentra rellena parcialmente por cemento de óxido de hierro.
Producto de la disolución se generaron fracturas, preferentemente en carbonatos, generando vías de permeabilidad en las rocas.

La composición original de las rocas es clave para entender la secuencia diagenética, tal es así que en el caso de la secuencia EO, cuyos componentes son

básicamente los granos de cuarzo y los líticos carbonáticos, son más evidentes los procesos de dolomitización, dedolomitización y los de disolución y formación de fracturas por disolución. Mientras que en el caso de las rocas de la secuencia RED la predominancia de micas en la matriz, hace más evidente los procesos de compactación. Por otro lado, si bien la cementación de óxidos de hierro se encuentra de manera importante en ambas secuencias, en el caso de RED, puede que tenga aún más relevancia al estar relacionada con la illita que aparece en la matriz de forma pervasiva. La caolinitica en forma de pore filling se observa en ambas secuencias, de manera menos importante, y también la caolinita se encuentra en forma de epimatriz generada por alteración de feldespato potásico en las primeras instancias de alteración de las rocas.

En resumen, ambas columnas se evidencian los procesos diagenéticos que llegan hasta la etapa de eodiagénesis con el límite de la mesodiagénesis temprana, y posteriormente la telodiagénesis. En la eodiagenesis se reconoce: alteración de feldespato potásico, cementación de óxidos de hierro, cementación de calcita, dolomitización y la compactación mecánica. Esta última marca el límite entre la eodiagénesis y la mesodigénesis (2-3 km; T = 70-100 °C). Los procesos posteriores: dedolomitización, disolución y formación de fracturas, y la segunda etapa de cementación de óxidos de hierro, al igual que la formación de *pore filling* de caolinita, están ligadas a la etapa de telodiagénesis que indicaría un levantamiento post enterramiento de la secuencia analizada.

Cabe aclarar que se han identificado otros rasgos que podrían en otras circunstancias corresponder a procesos diagenéticos, pero que dada su limitada y localizada ocurrencia se entienden que corresponden a rasgos heredados de los procesos que afectaron al protolito antes o durante el proceso de transporte hasta el área de depositación dentro de la cuenca de Madrid.

Tabla. 7. Cuadro de secuencia de procesos diagenéticos interpretados en las muestras de campo.

PROCESO			
Caolinitización del FL K	■		
Cemento de óxido de hierro pelicular		■	
Cementación dolomítica		■	
Compactación		■	
Dedolomitización			■
Disolución-generación de fracturas			■
Pore filling de caolinita			■
Cemento de óxido de hierro pervasivo			■

5.4.2. Correlación diagenética entre datos de campo y diagráfias

Por otro lado, partiendo de la base de la litología presente en las facies más proximales, las facies de abanico aluviales estudiadas mediante muestras de afloramiento, se puede aproximar junto con la descripción litológica de los recortes de pozos y datos de testigos laterales, la litología presente tanto en el sondeo El Pradillo-1 como en el pozo San Sebastián de los Reyes-1, y así intentar interpretar los procesos diagenéticos sufridos por dichas rocas (Fig. 7 y Fig. 10).

La litología identificada en los afloramientos se distingue en dos tramos, el primero representado en el Afloramiento 1 cuyos componentes principales de las rocas son cuarzo, feldespato (principalmente potásico) y líticos carbonáticos (Fig. 12). Como componentes minoritarios se observó biotita, y el cemento principalmente consiste en carbonatos, tanto dolomita como calcita. En el afloramiento 2 la litología está compuesta básicamente por granos de cuarzo, feldespato, líticos plutónicos y metamórficos y se observa una disminución importante de líticos carbonáticos respecto de la secuencia basal, como componente secundario predominan micas.

Por otro lado, la descripción litológica realizada con detalle en el sondeo San Sebastián de los Reyes-1 permite conocer que las areniscas son de tamaño de grano medio a fino, silíceas y con cementación principalmente silícea. A su vez, a través de la interpretación de los perfiles de Gamma Ray se conoce que las secuencias 1 y 2 poseen mayor proporción de material radioactivo que la parte superior de los sondeos. Por lo cual, podría interpretarse que las secuencias basales poseen mayor proporción de material arcilloso en su composición. También en el sondeo San Sebastián de los Reyes-1 (Fig. 7) la descripción detallada de los testigos obtenidos desde los 1825 a 1838 m acusaron la presencia de niveles micáceos (Enadimsa para IGME, 1983). Este tramo corresponde a la parte superior de la secuencia 1 y la parte basal de la secuencia 2. Recordemos que la secuencia 1 es la que se correlaciona con las muestras estudiadas en campo, y que en el Afloramiento 2 es característico como material secundario la presencia de micas. Por lo cual, se puede llegar a vincular genéticamente estos horizontes, y pensar que el transporte de este material desde la roca protolito abarcó no solo en ámbito de los abanicos aluviales, si no que se extendió hacia zonas más distales del borde de cuenca (posición de los sondeos analizados).

De esta manera se traza una relación de paralelismos entre los materiales encontrados más hacia el borde de cuenca correspondientes a abanicos aluviales, y

los encontrados en zona más distal en El Pradillo-1 y San Sebastián de los Reyes-1, para las secuencias 1 y 2.

Por otro lado, es importante notar que el material arenoso descrito en el control geológico de los sondeos analizados es de granulometría fina a media solo con algunos niveles de tamaño grueso a conglomerático, y con intercalaciones importantes de niveles lutíticos indicando posiblemente una tendencia a ambiente fluvial meandroso.

Una diferencia importante de resaltar respecto de los materiales aflorantes es que, en los sondeos, se describe cemento silíceo (Enadimsa para IGME, 1983) en comparación con el cemento calcáreo observado en las rocas de los abanicos aluviales, al menos para las secuencias 1 y 2. Esto tiene sentido en las condiciones analizadas para ambos sondeos, ya que es sabido que el incremento de presión geostática producto del soterramiento aumenta la solubilidad de los minerales por la presión de los granos entre sí en los puntos de contacto. Esto genera un aumento de la sílice en solución en areniscas, que puede a su vez migrar o precipitar localmente, es decir, formar de cemento silíceo (Sacasso y Limarino, 1997).

En el caso de El Pradillo-1, la secuencia 1 y solo unos pocos metros de la secuencia 2 se encuentran a una temperatura mayor a los 70° (ver capítulo 6.5 de descripción del cálculo de temperatura para los reservorios estudiados), indicando que esta parte de la columna litológica estaría afectada por procesos mesodiagenéticos. En el caso de San Sebastián de los Reyes-1 las secuencias 1 y 2 se encuentran a temperaturas mayores a los 70°C, indicando para este caso temperaturas correspondientes a la mesodiagenesis. La distribución de temperatura es la que se indica según las diagrfías (Fig.10), pero, no se descarta que en el pasado los materiales más someros de la columna (en la zona de sondeos) también hayan estado a temperaturas mayores, lo cual no es posible identificar con la información disponible.

Con este análisis se puede trazar un posible esquema diagenético para las rocas correspondientes a las secuencias identificadas por diagrfías. De tal modo, y asumiendo que los procesos diagenéticos que pudieron haber afectado a las rocas en cuestión fueron similares a los identificados en las muestras de afloramiento a través de la petrografía, y asumiendo que la composición litológica es similar a las rocas aflorantes, al menos en componentes principales y secundarios, se puede presumir que estas rocas sufrieron casi los mismos procesos diagenéticos: caolinitización, cementación con óxidos de hierro en forma de película y pervasivamente y compactación mecánica.

En cuanto a la cementación carbonática, proceso característico en la parte basal del afloramiento, se puede decir, que en los testigos analizados no hay indicios de componentes carbonáticos, lo cual puede significar que los líticos carbonáticos asociados con dicha cementación, no fueron transportados hasta la zona donde se encuentran los sondeos. Esto es coherente con el relativo bajo grado de preservación de este tipo de materiales. Otra posibilidad es que el cemento carbonático en las condiciones de mesodiagénesis se haya disuelto y genere porosidad secundaria, esto explicaría los datos de porosidad obtenidos por laboratorio. De esta manera y teniendo en cuenta la temperatura de las secuencias analizadas (75 a 97°C) se podría inferir durante la etapa de mesodiagénesis un medio neutro, pues a esas temperaturas aún son estables los ácidos carboxílicos, derivados de la degradación de materia orgánica de los sedimentos y que actúan como buffer externo. En estas condiciones la presión parcial de CO₂ (este es liberado en la reacción de descarboxilación) es relativamente baja y la concentración del ácido carboxílico relativamente alta promoviendo de esta manera la disolución de carbonatos, y por ende la generación de porosidad secundaria (Sacasso y Limarino, 1997). A su vez la descarboxilación podría haber generado caolinita que tienda a tapizar los poros y por ende, disminuir la porosidad secundaria que se haya generado.

Por lo tanto, teniendo en cuenta que según las descripciones el material primario de las rocas es silíceo, y que se ha encontrado cemento silíceo en las mismas, los materiales han sido expuestos a condiciones mesodiagenéticas y a cementaciones de cuarzo.

Como se describió en las muestras de campo, sobre todo en la secuencia 2, es importante la participación de arcilla illítica en la composición litológica. La presencia de esta arcilla en condiciones mesodiagenéticas facilita la precipitación de cemento de cuarzo (Spalletti et al., 2006).

Además del cuarzo, fue posible distinguir en estas muestras de campo líticos plutónicos, y de metamorfismo de bajo grado (ver tablas 4 y 3). Estos últimos, se consideran relativamente dúctiles de manera que pudieron ser susceptibles de sufrir compactación mecánica y formación de pseudomatriz, por lo cual son menos probables de encontrarse en zonas distales (zona de los sondeos).

De esta manera, los procesos que pudieron haber sufrido las rocas teniendo en cuenta la litología descrita y la información de diagénesis, luego de la eodiagénesis

tienden a empeorar las características petrofísicas, es decir disminuir tanto la porosidad como la permeabilidad.

5.5 Característica de los reservorios

En la tabla 8 se detallan los distintos aspectos de cada una de las secuencias identificadas a través de la información de diagrafas y control geológico en los tres sondeos disponibles, además de la información de los afloramientos 1 y 2. Como puede verse la secuencia 2 sería la de mayor espesor, y como se mencionó anteriormente la de mayor continuidad areal, correspondiéndose a un periodo de progradación del sistema sedimentario.

Respecto a los datos de porosidad (Tabla 5) los mismos fueron calculados en el caso de Tielmes-1 y El Pradillo-1 a través del perfil sónico (ver capítulo 4). Cabe destacar, que para estos sondeos fue posible calcular la porosidad efectiva, a partir de la porosidad total y la curva de VCL. El pozo San Sebastián de los Reyes-1 no contaba con curva para el cálculo de porosidad, sin embargo, tenía valores de porosidad de laboratorio a partir del análisis de testigo laterales. Por otro lado, en las muestras de campo, tanto para el afloramiento 1 como para el afloramiento 2, se realizó análisis de porosidad en laboratorio, para 5 de las muestras recolectadas (RED 6, RED 5, RED 3, RED 1 y EO 4). Aclarando la diversidad de las fuentes utilizadas de acuerdo con la disponibilidad de información en cada caso, se puede decir no es posible trazar un patrón o tendencia de la porosidad por secuencia, ni por profundidad.

Tabla.8. Características de las secuencias analizadas tanto por diagrafas como a través de muestras de campo. (A)=arenisca. (C)=conglomerado.

	Afloramiento 1	Afloramiento 2	San Sebastián de los Reyes	El Pradillo	Tielmes	
Secuencia 1	Prof. Base		2131.16	1998.27	1338.1	
	Prof. Tope		1767	1624	987.5	
	Espesor Total		364.16	374.27	350.6	
	Espesor Arena	16.2 (A) 65.04 (C)	26.84 (A) 11.48(C)	90	290	0
	Espesor Pelita			274.16	266.27	350.6
	N/G			0.33	1.09	-
	Litología	Arenisca y conglomerado con intercalación de pelita	Arenisca y conglomerado con intercalación de pelita	Arenisca y arenisca arcillosa con intercalaciones de pelita	Arenisca y arenisca arcillosa con intercalaciones de pelita	Shale/margas intercalaciones de anhidrita
Secuencia 2	Prof. Base		1767	1624	987.5	
	Prof. Tope		1480.66	1349.89	692.23	
	Espesor Total		286.34	274.11	295.27	
	Espesor Arena		107	120	0	
	Espesor Pelita			179.34	154.11	-
	N/G			0.60	0.78	-
	Litología			Arenisca y arenisca arcillosa con intercalaciones de pelita, y anhidrita.	Arenisca y arenisca arcillosa con intercalaciones de pelita, y anhidrita.	Anhidrita con intercalaciones de pelita.

Tabla.9. a) Datos de espesor, porosidad promedio y máxima, y temperatura máxima para cada secuencia reconocida en cada uno de los sondeos interpretados. b) Tabla de densidades y porosidad obtenidas en laboratorio para cada muestra analizada en laboratorio.

	Secuencia 1				Secuencia 1			
	Espesor Arena	PHIE PROM	PHIE MAX	T (°C) MAX	Espesor Arena	PHIE PROM	PHIE MAX	T (°C) MAX
El Pradillo-1	290.07	0.14	0.3	79.32	120.85	0.13	0.29	71.27
San Sebastián de los Reyes-1	95.18	0.13	0.15	97.63	111.03	0.19	0.19	88.24
Tielmes-1		SELLO		48.28		SELLO		43.18
Total	385.25				231.88			

La porosidad medida en laboratorio muestran relativamente alta densidad respecto de lo que se esperaría para este tipo de rocas, lo que puede deberse a la presencia de óxidos de hierro y cementos de carbonato. Por otro lado, también es importante destacar la porosidad medida en laboratorio dista de la observada en las láminas, lo que puede responder a los fundamentos propios de cada método y a la pérdida de material entre la medición de mercurio y la de queroseno utilizada en la metodología de laboratorio. De igual forma se aclara que la poca porosidad observada en las láminas delgadas esta con relación a la disolución de CO₂ de los carbonatos durante la telodiagénesis.

En cuanto a la temperatura de los reservorios, para el cálculo de este parámetro se utilizaron de referencia los análisis geotérmicos realizados en el pozo San Sebastián de los Reyes-1 (Enadisma para IGME, 1983) donde se calculó un gradiente de 3,25°C cada 100 m. Los resultados de temperatura media para cada secuencia se muestran en la tabla 9.

5.6 Inyectividad de CO₂

Una vez analizados las características de los reservorios en cuanto a su tipo, espesor, profundidad, temperatura, salinidad, estructura, composición litológica, petrofísica y grado de diagénesis se puede concluir que los reservorios son factibles de ser inyectados con CO₂.

En cuanto a la estructura, la parte más alta se encuentra hacia el SE, y que profundiza hacia el NW. De esta manera la acumulación de CO₂ sería preferentemente hacia el SE, hacia donde se entraparía producto de la existencia de un sello estratigráfico debido a la variación lateral de facies que responde a su vez a una variación ambiental dentro el sistema. Este sello lateral esta dado por las facies lutíticas y evaporíticas distinguidas en el sondeo Tielmes-1, que correspondería a ambiente lacustre. Esta estructura se encuentra a su vez, limitada

hacia el NW por el Sistema de fallas central, que podría representar un el sello estructural hacia esta zona, en la parte baja de la estructura. Esto siempre y cuando el sistema de falla sea sellante, característica que debe ser analizada. Pues si el sistema no es sellante esto podría significar una fuga del sistema por carrie bed. Hacia el borde de cuenca podría existir otro sello estratigráfico producto de la variación de facies.

Respecto a los reservorios factibles de ser inyectados con CO₂, estos son multicapas, correspondientes a un ambiente fluvial (posiblemente en la parte externa de los abanicos aluviales) con un grado de amalgamación moderado a alto, dependiendo de la secuencia en la que se encuentre. Las secuencias 1 y 2 muestran un considerable grado de amalgamación y debido a esto podría llegar a pensarse en una mayor conectividad lateral y vertical. La parte superior de la columna de este sector de la cuenca, debido a la predominancia de material lutítico constituiría el sello a techo de los reservorios (Fig. 33).

En cuanto a los espesores correspondientes a los reservorios de maneral individual son del orden de metros, mientras que la columna total de roca arenosa se contabilizó en 411 en el sondeo El Pradillo-1 y 206 metros en el sondeo de San Sebastián de los Reyes-1.

Litológicamente se trata de areniscas, principalmente de grano medio, con variación a grano fina y grueso, como componente principal cuarzo, secundario micas y cementación silícea. Siendo estas rocas afectadas por distintos procesos en la etapa de mesodiagénesis, evidenciado esto último principalmente por el cemento silíceo. Además, la abundancia de material micáceo acusa la formación de illita y posible clorita en las rocas correspondientes a esta columna litológica. Estos procesos como se ha descrito anteriormente promueven el deterioro de las propiedades petrofísicas de las rocas, disminuyendo tanto la porosidad como la permeabilidad. Sin embargo, a través de los cálculos de porosidad a partir de perfiles sínicos de los pozos se infiere que varias de estas capas de areniscas poseen porosidades superiores al 10%, lo que a priori permitiría la inyección de CO₂.

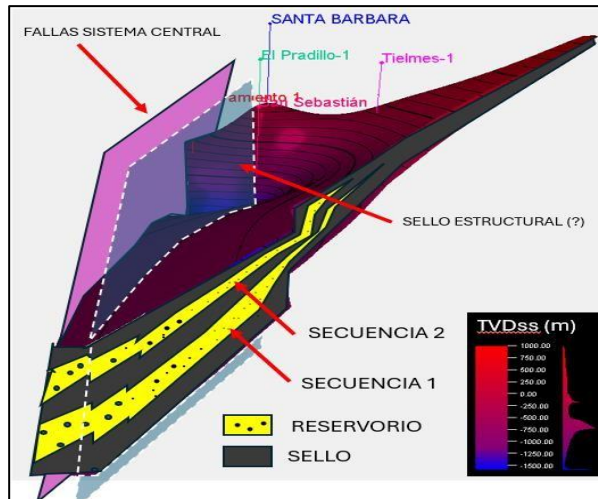


Figura.33. Esquema NO-SE de la cuenca de Madrid donde se localizan los distintos elementos del sistema de almacenamiento analizados en este estudio.

La temperatura máxima calculada para estos reservorios es de 97°C, con un gradiente de 3, 25°C/100 m. En este punto es importante destacar que la profundidad mínima del tope de los reservorios para las secuencias analizadas es de 1350 m, y que bajo estas condiciones y teniendo en cuenta el gradiente de temperatura calculado para la cuenca y tomando un gradiente de presión estático medio de 10 MPa/Km, el CO₂ podría inyectarse y mantenerse en estado supercrítico (Fig. 34a y b, véase Fernández Iglesias, 2004).

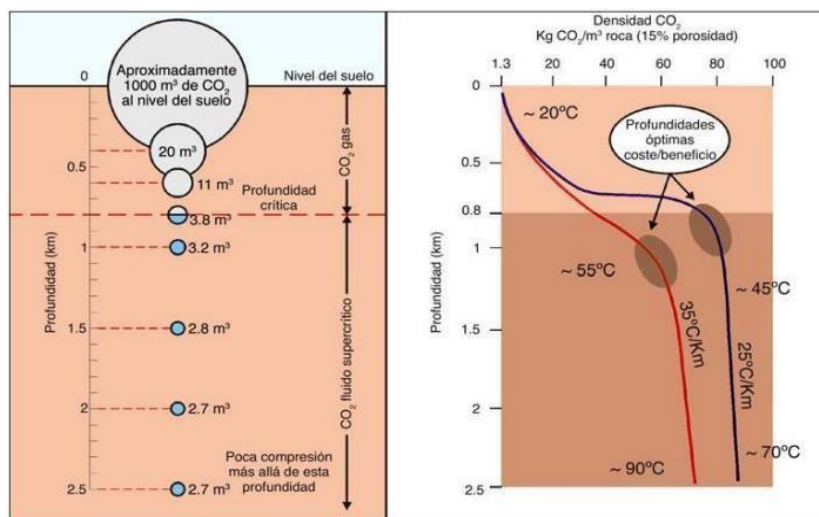


Figura 34. a). Gráfico que muestra la variación del volumen de CO₂ inicial de 1000 m³ en condiciones de superficie, y como varía con la profundidad en función de la presión y la temperatura. b) Gráfico que esquematiza las condiciones óptimas de inyección de CO₂ en función de la profundidad y el gradiente de temperatura (Fernández Iglesias, 2004).

Los feldespatos y las arcillas constituyen los minerales más reactivos de las rocas detríticas, de manera que, cuanto mayor sea la cantidad de éstos en la roca almacén, mayor será la cantidad de carbonatos que se podría producir por

interacción con el CO₂, y por lo tanto mayor será el entrapamiento de CO₂. En este sentido, las rocas con minerales que aporten mayor cantidad de iones Ca, Mg y Fe (silicatos de magnesio y hierro) poseen mejores condiciones para el entrapamiento mineral. Existen evidencias experimentales que indican que bajo condiciones de inyección CO₂ a presión se producen cambios mineralógicos que generan descohesión en la matriz arcillosa, lo cual podría generar una fuga de fases minerales en sistemas abiertos, produciéndose consecuentemente un cambio composicional, un aumento de la porosidad y variaciones en los bordes de grano (GonzálezMenéndez et al., 2012).

Los valores de salinidad en los sondeos serían de 19.000 ppm en El Pradillo-1 y 30.000 ppm en San Sebastián de los Reyes-1 (García Lobón et al., 2010). Estos valores no constituyen recursos explotables, pues según las normas americanas el valor de salinidad debe ser inferior a 10000 mg/l para la explotabilidad. No obstante, debido a que la solubilidad del CO₂ disminuye con la salinidad, tampoco es conviene utilizar aguas con elevada salinidad.

Todas estas características hasta aquí descritas de los reservorios factibles de ser inyectados con CO₂ en la secuencia eocena y oligocena de la cuenca de Madrid se esquematizan y sintetizan en el siguiente diagrama (Fig. 35). El punto supercrítico del CO₂ no está incluido en las secuencias analizadas de los sondeos.

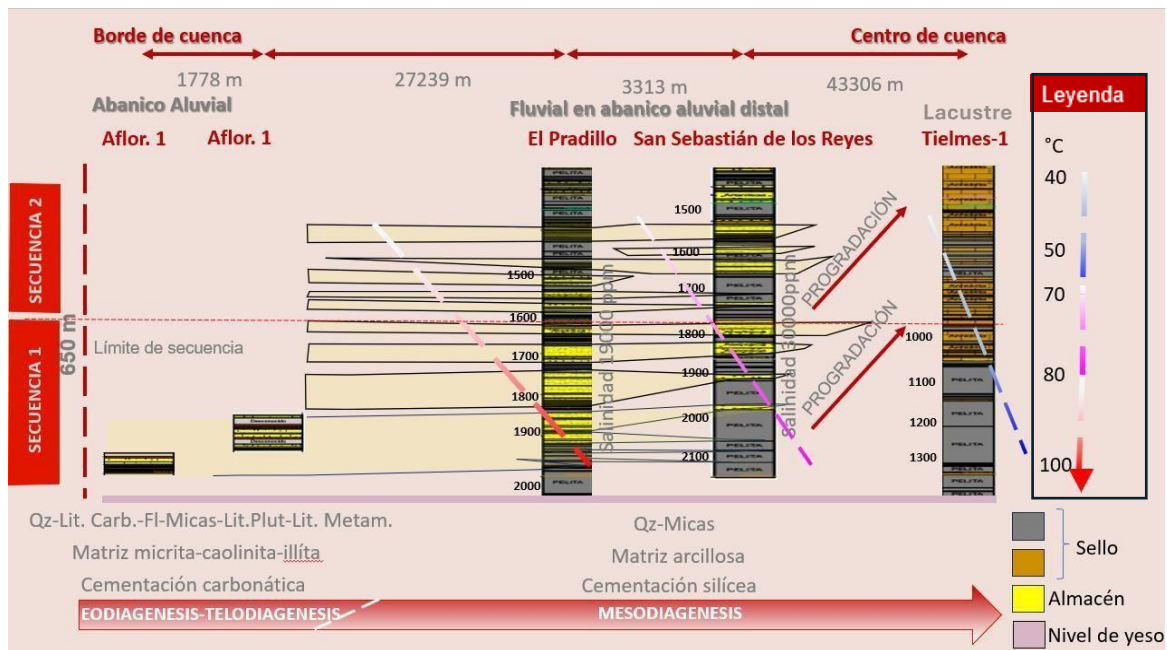


Figura 35. Esquema de las condiciones analizadas en las dos secuencias estudiadas para evaluar la factibilidad de inyección de CO₂ en el norte de la cuenca de Madrid.

6. CONCLUSIÓN

A través de las muestras de campo se pudo aproximar la procedencia de las rocas eocenas- oligocenas analizadas, siendo el relleno de la cuenca de Madrid producto de la denudación del Sistema Central, la secuencia de deposición se encontraría invertida respecto a su yacencia original (en el Sistema Central). El protolito estaría conformado por rocas ígneas y metamórficas del basamento del mesozoico y rocas carbonáticas del Cretácico superior. El ambiente de deposición en las muestras de campo correspondería a abanico aluvial, que más hacia el centro de cuenca (ubicación de los sondeos) correspondería a ambiente fluvial y hacia zonas más distales pasa a un ambiente lacustre/palustre.

Los procesos diagenéticos presentes en las muestras del borde de cuenca son de etapas eo y telodiagenéticas, con cementación carbonática y de óxidos de hierro principalmente. Hacia el centro de cuenca se definieron procesos mesodiagenéticos con cementación silíceo. Ambas partes de la cuenca evidenciaron presencia de arcillas, y entre los componentes principales se observó cuarzo y micas. La identificación de los procesos diagenéticos en cada sector de la cuenca permitió aproximar al entendimiento del tipo de porosidad, como así también conocer la naturaleza de las fases que podrían llegar a ser reactivas ante la inyección de CO_2 . Así en la zona factible de inyección las principales fases reactivas al CO_2 estaría constituida por las arcillas, y minerales que pudieran contener iones Ca, Mg y Fe.

Los sellos laterales serían estratigráficos por variación lateral de facies, y estaría conformados por las facies lutíticas y evaporíticas hacia el centro de cuenca, y posiblemente estructural/estratigráfico hacia borde de cuenca. Los sellos verticales estarían caracterizados por la arquitectura estratigráfica, de manera que los cuellos pelíticos definidos verticalmente entre las areniscas serían los responsables del entrapamiento vertical de CO_2 . Se conoció el espesor de arena de las secuencias factible de ser inyectado en cada sondeo, lo cual es variable a lo largo de la cuenca.

Otros parámetros físicos de la cuenca como temperatura, salinidad completan este análisis, y permiten confirmar que los reservorios eocenos-oligocenos de la cuenca de Madrid constituyen un importante recurso para la inyección de CO_2 .

Conocer la extensión de las distintas facies sedimentarias es importante para aproximar el potencial volumétrico de la cuenca de Madrid como almacén de CO_2 , por lo cual es imprescindible un análisis sísmico que permita ubicar de manera más certera cada uno de los elementos geológico hasta aquí analizados.

7. BIBLIOGRAFÍA

Alemás C.M, (1964) Informe geológico final del sondeo Tielmes-1. Dirección general de la energía, M° Industria, Comercio y Turismo. España. Supervisión: Barttiga Bencéll A. IGME. Informe inédito. (Sept. 2023). Disponible en [Algeco2 - InfoIGME](#)

Alonso-Zarza A. M., Calvo J.P, Silva P. G., Torres T. (2004). Cuenca del Tajo. En: Geología de España. Vera J. A (Edpp.556-56.

American Petroleum Institute (1998), Recommended Practices, 40 API RP-40 section 5 Porosity Determination. <https://vdocument.in/api-rp-40-core-analysis.html?page=1>

ArcGis online. Mapa web. Mapa Topográfico 1:100.000. © CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME). ESRI®. (1/12/2024). Disponible en: info.igme.es/visor/

Bellido Mulas, F., Casquet, C., González Londeiro, F., Martín Parra, L. M., Martínez-Salanova, J, Navidad, M., Del Olmo Sanz, A. (1992). Hoja geológica 509 Torrelaguna. Fuente de información: IGME. Disponible en:

<https://info.igme.es/cartografiadigital/datos/magna50/memorias/MMagna0509.pdf>

CN IGME (Sept.2023/Abril 1980). Base de Datos de Hidrocarburos ©CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME-SIGEOF). Diagrafía sondeo El Pradillo-1. Disponible en: [InfoIGME - Sistema de Información Geofísica \(SIGEOF\) para Intranet](#)

CN IGME (Sept.2023/nov.1983). Base de Datos de Hidrocarburos ©CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME-SIGEOF). Diagrafía sondeo San Sebastián de los Reyes-1. Disponible en: [InfoIGME - Sistema de Información Geofísica \(SIGEOF\) para Intranet](#)

CN IGME (Sept.2023/Julio 1964). Base de Datos de Hidrocarburos ©CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME-SIGEOF). Diagrafía sondeo Tielmes-1. Disponible en: [InfoIGME - Sistema de Información Geofísica \(SIGEOF\) para Intranet](#)

Colombo, F. (2010). Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. Sedimentología. A. Arche (Ed). Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (pp.85 - 130).

De Celles, P. G., Gray, M. B., Ridway, K. D., Cole, R. B., Pivnik, D. A., Pequera, N., Srivastava, P. (1991), Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. Sedimentology: The Journal of the international association of sedimentologists, vol. 38/4, pp. 567-590.

De Vicente G., Muñoz-Martín, A. (2012). The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. Tectonophysics, vol. 602, 259-285.

Enadimsa Empresa nacional de investigaciones mineras s.a (1983). Informe geotérmico San

Sebastián de los Reyes. Fuente de información: IGME. [22066_0001.pdf \(igme.es\)](#)

Fernández Iglesias, N (2004), Estudio para el almacenamiento de CO₂.

<https://donbotservicios.unileon.es/handle/10612/4108>

García Lobón, J. L., Reguera García, M. I. Martín-León, J., Rey-Moral, C., Berrezueta Alvarado, E. R. (2010). Plan de selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂.IGME.

https://info.igme.es/SidPDF/149000/047/149047_0000001.pdf

Garduza Rueda, V. M. (2019). Manual de registros geofísicos de pozos y algunas aplicaciones. Boletín de la asociación mexicana de geólogos petroleros. A. C., 61 (2), 71-72.

Gómez Villar, A., (1996). Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. En Universidad de León (Ed). Cuaternario y geomorfología. (pp 77-124). León.

González-Menéndez, L., Berrezueta Robles, A., Arenas-Montes, L., Breitner, D., Olaya, P., Berhardt, R. (2012), Caracterización petrográfica de rocas detríticas y carbonatadas (Pre / Post CO₂ SC)). Geotemas, n°12, 882-885.

Lee Causey, B. S. (1991) Computer Determination and comparison of volumen of clay derived from petrophysical and laboratory análisis. Thesis en geoscience. Faculty of Texas Tech University.

López Olmedo, F., Montes, M., Nozal, F. Diaz de Neira, J., Luengo, J., Banda Martín, R. (2008). Geología de Guadalajara. En Universidad de Alcalá (Ed). El Paleógeno de la provincia de Guadalajara. (pp 135-149). Guadalajara.

Scasso, R., Limarino, C. (1997). Bs. As: Asociación Argentina de Sedimentología (Ed). Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Clasificación y petrografía de pefitas y psamitas (pp. 49-77). Diagénesis de rocas clásticas (pp. 191-204). Buenos Aires.

Spalletti L, A., Matheos Sergio, D., Sánchez, E. Oyarzábal, F. (2006). Análisis diagenético de la Formación Sringhill, Santa Cruz, Argentina. Fuente de información: biblioteca virtual, Instituto Argentino de Petróleo y Gas.

<http://biblioteca.iapg.org.ar/ArchivosAdjuntos/CONEXPLOR2005/Trabajostecnicos/025.pdf>

Wilson. M. (1992). Inherited grain-rimming clay in sandstone from eolian and shelf enviroments: treir origin and control on reservoir propeties. En: Origin, diagénesis, and petrophysics of clay minerals in sandstone. Houseknecht. D. y Pittan. E. (Ed). Society for Economic Paleontology and Mineralogy. (pp. 209-226).