



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**Mineralogía, geoquímica y geocronología de la fracción
arcilla en las Formaciones Tlayúa, Pimienta y Matzitzí,
como indicadores diagenéticos y de metamorfismo de
bajo grado**

**TESIS
PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
CYNTHIA DEL CARMEN BERMÚDEZ CHÁVEZ**

**DIRECTORA DE TESIS:
DRA. TERESA PI PUIG
Instituto de Geología**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Abril, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

“ Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”



Cynthia del Carmen Bermúdez Chávez

Abril 2021

Agradecimientos

En primer lugar a la Dra. Teresa Pi Puig, mi tutora en este trabajo de investigación. No tengo las palabras suficientes para decirle lo agradecida que estoy por todo: por su dedicación, perseverancia, compromiso, ayuda, responsabilidad, orientación y sobre todo por la paciencia, apoyo, confianza y amistad que me ha brindado a lo largo de todos estos años tanto en este trabajo como en el ámbito personal y me siento muy feliz de haber compartido una experiencia más con usted.

Al proyecto PAPIIT 109620, que dio apoyo financiero para la realización de este proyecto.

Al Instituto de Geología, a la UNAM y a todos mis profesores que me abrieron las puertas para realizar exitosamente mis estudios de maestría.

Quiero agradecer al Dr. Jesús Solé por todo el apoyo del trabajo de campo, así como el de laboratorio incluyendo la petrografía y los fechamientos, que sabemos que fue mucho trabajo, pero muchas gracias, sin ello este trabajo no sería lo que resultó.

También debo agradecer enormemente a la Dra. Isabel Suárez, a Dionisio y al INCAR, que me abrieron las puertas de su laboratorio en Oviedo y que me brindaron la oportunidad de conocer, aprender y enriquecerme no solo académicamente, sino personal y culturalmente, porque gracias a ustedes viví una de las mejores experiencias que he tenido en mi vida.

Igualmente agradezco a la Dra. Ana Bertha Villaseñor por colaborar y confiarnos datos que fueron importantes para el análisis de la Formación Pimienta. Al Dr. Augusto Rodríguez por enseñarme y realizar la microscopía electrónica en este trabajo.

A mis amigos:

Emmanuel, Marco, Nicté, Azucena y Cristhian, quien iba a pensar que nos haríamos súper amigos y que compartiríamos tantas pero tantas emociones y momentos juntos; cuando pienso en estos años me acuerdo de ustedes y de todas las risas, chismes, pláticas profundas y obvio también cuando estudiábamos en el cubito de Nic o en las sombrillitas del insti o afuera del insti o en cualquier lado. Son muy importantes para mí, no lo olviden y los quiero mucho. A Adrián, gracias a tu ayuda y apoyo entré a la maestría y por todos los momentos increíbles y motivaciones que me diste. A Miriam y Jonathan, a ustedes les agradezco también todos los momentos que hemos y seguimos compartiendo hasta el día de hoy. Saben que también los quiero demasiado, que adoro que nos hemos convertido en amigos muy íntimos con los que sé que cuento y seguiré contando.

A mi familia, que a pesar de que aún no entienden muy bien lo que hago, están siempre conmigo apoyándome. En especial a mi mamá, por su insistencia y motivación, sabes que eres mi apoyo más importante.

Índice

Índice	vi
Índice de figuras	viii
Índice de Tablas.....	x
Resumen.....	xi
Capítulo 1 : Generalidades	13
1.1 Introducción	14
1.2 Planteamiento del problema a estudiar	15
1.3 Importancia paleogeotermométrica de los minerales del grupo de la illita.....	16
1.4 Objetivo General	17
1.5 Objetivos particulares	17
1.6 Hipótesis.....	18
1.7 Justificación metodológica e importancia geológica de las formaciones estudiadas.....	19
Capítulo 2 : Marco teórico.....	21
2.1 Diagénesis.....	22
2.2 Indicadores diagenéticos inorgánicos: minerales de las arcillas.....	25
2.3 Indicadores diagenéticos orgánicos: materia orgánica.....	25
2.4 Fechamiento de los minerales de las arcillas	26
Capítulo 3 : Metodología.....	31
3.1 Introducción	32
3.2 Muestreo	32
3.3 Petrografía.....	34
3.4 Difracción de Rayos X (DRX)	35
3.5 Geoquímica	37
3.6 Microscopia electrónica de barrido	37
3.7 Fechamientos K-Ar	37
3.8 Petrografía orgánica.....	38
Capítulo 4 Formación Tlayúa.....	39
4.1 Introducción geológica.....	40
4.2 Resultados	46
4.3 Discusión	59
4.4 Conclusiones sobre la Formación Tlayúa	67

Capítulo 5 Formación Pimienta	69
5.1 Marco Geológico	70
5.2 Resultados	76
5.3 Discusión	90
5.4 Conclusiones sobre la Formación Pimienta	96
Capítulo 6 Formación Matzitzi	97
6.1 Antecedentes y Marco Geológico de la Formación Matzitzi	98
6.2 Resultados Matzitzi	102
6.3 Discusión	132
6.4 Conclusiones sobre la Formación Matzitzi	140
Capítulo 7 Conclusiones generales.....	142
Referencias bibliográficas	145
Anexos.....	163
Anexo 1. Conceptos básicos de Mineralogía de arcillas	164
Anexo 2. Gráficos Capítulo 4: Formación Tlayúa	167
Anexo 3. Gráficos Capítulo 5: Formación Pimienta.....	171
Anexo 4. Gráficos Capítulo 6: Formación Matzitzi	174

Índice de figuras

Figura 2.1. Histograma de tres rocas diferentes (lutitas, bentonitas, areniscas).....	27
Figura 2.2. Esquemas que representan los tres mecanismos que influyen en la ilitización.).....	29
Figura 3.1. Esquema de la metodología aplicada a cada muestra de cada formación.....	33
Figura 3.2. Fotografías de cada uno de los afloramientos.....	34
Figura 3.3. Ejemplo de la medición del índice de Kübler.....	36
Figura 4.1. Mapa geológico y ubicación de la Cantera de Tlayúa en Puebla, México.....	40
Figura 4.2. Fotografía panorámica de la cantera de Tlayúa en Puebla, México.....	41
Figura 4.3. Reconstrucción paleogeográfica del Cenomaniano.....	43
Figura 4.4. Ubicación de las muestras analizadas en este trabajo.....	46
Figura 4.5. Microfotografías de la muestra 1.....	47
Figura 4.6. Microfotografías de la muestra 2.....	48
Figura 4.7. Estructuras orgánicas pertenecientes al grupo de la leptinita, bajo fluorescencia.....	49
Figura 4.8. Análisis de microscopía electrónica de barrido.....	51
Figura 4.9. Gráfica de Tierras raras para las muestras T2, T3 y T4.....	56
Figura 4.10. Diagrama tomado de Pearce (1983).....	56
Figura 4.11. Gráfico de la edad obtenida mediante el método K-Ar de las diferentes subfracciones.....	58
Figura 4.12. Representación de las edades obtenidas en la Formación Tlayúa.....	66
Figura 5.1. Mapa con las cuencas petroleras del Golfo de México.....	70
Figura 5.2. Mapa geológico de la localidad estudiada para la Formación Pimienta.....	71
Figura 5.3. Columna estratigráfica regional en el área estudiada.....	72
Figura 5.4. Reconstrucción paleogeográfica del Kimmeridgiano.....	74
Figura 5.5. Observación petrográfica de la muestra P1.....	77
Figura 5.6. Gráfico que relaciona el tamaño del cristalito (Cz) y el índice de cristalinidad (IK).....	81
Figura 5.7. Diagrama TAS (Alkali-silica total) tomado de Le Bas et al. (1986).....	83
Figura 5.8. Diagrama propuesto por Winchester y Floyd (1977).....	84
Figura 5.9. Diagrama multi-elemental normalizado.....	85
Figura 5.10. Gráfico de lantánidos para las muestras P2, P3, y P4.....	86
Figura 5.11. Diagrama de rocas volcánicas, tomado de Pearce (1983).....	87
Figura 5.12. Histograma de reflectancias de las muestras RB-1 y RB-2.....	89
Figura 5.13. Microfotografías en luz reflejada.....	89
Figura 5.14. Correlación entre diferentes indicadores diagenéticos orgánicos e inorgánicos.....	93
Figura 5.15. Edades postdeposicionales para la Formación Pimienta.....	95
Figura 6.1. Reconstrucción paleogeográfica desde el Pérmico al Jurásico.....	99
Figura 6.2. Bancos de arenisca muestreados de la Formación Matzitzi.....	100
Figura 6.3. Mapa geológico con la ubicación de las zonas muestreada en el afloramiento de los Reyes Metzontla (RM) y en la Autopista México-Oaxaca (MTZ).....	102
Figura 6.4. Bancos de arenisca muestreados de la Formación Matzitzi en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca.....	103
Figura 6.5. Microfotografías de la muestra RM1.....	109
Figura 6.6. Microfotografías de la muestra RM3.....	110
Figura 6.7. Microfotografías de la muestra RM4.....	113
Figura 6.8. Microfotografías de la muestra RM5.....	114
Figura 6.9. Microfotografías de la muestra RM7.....	115
Figura 6.10. Microfotografías de la muestra RM9.....	117
Figura 6.11. Microfotografías de la muestra RM10.....	118
Figura 6.12. Microfotografías de la muestra RM11.....	118

Figura 6.13. Microfotografías de la muestra RM12.....	119
Figura 6.14. Microfotografías de la muestra Mtz4.....	121
Figura 6.15. Microfotografías de la muestra Mtz6.....	122
Figura 6.16. Microfotografías de la muestra Mtz5.....	123
Figura 6.17. Clasificación de las areniscas estudiadas.....	126
Figura 6.18. Histograma de reflectancias de la muestra Mtz99.....	127
Figura 6.19. Micrografías de la muestra Mtz99.....	127
Figura 6.20. Histograma de reflectancias de la muestra Mtz89a.....	128
Figura 6.21. Micrografías de la muestra Mtz89a.....	128
Figura 6.22. Histograma de reflectancias de la muestra Mtz89b.....	129
Figura 6.23. Micrografías de la muestra Mtz89b.....	129
Figura 6.24. Histograma de reflectancias de la muestra Mtz89c.....	130
Figura 6.25. Micrografías de la muestra Mtz89c.....	130
Figura 6.26. Índice de Kübler de la ilita WCI respecto al de PCI.....	136
Figura 6.27. Índice de Kübler de la ilita-sericita respecto índice de Arkai de la clorita.....	136
Figura 6.28. Distribución e interpretación de las edades K-Ar obtenidas para las diferentes muestras.....	139

Índice de Tablas

Tabla 4.1. Porcentajes cuantitativos obtenidos por el método de Rietveld.....	49
Tabla 4.2. Porcentajes para cada fase mineral encontrada en las muestras T1 y T4	50
Tabla 4.3. Cálculo de la fórmula estructural de los feldespatos.	52
Tabla 4.4. Valores cuantitativos obtenidos por el método de Rietveld para la muestra T1	52
Tabla 4.5. Valores cuantitativos obtenidos por el método de Rietveld para el grupo C	53
Tabla 4.6. Valores obtenidos del análisis cuantitativo (DRX + Rietveld) para la muestra T2.....	54
Tabla 4.7. Valores obtenidos del análisis cuantitativo (DRX + Rietveld) para la muestra T3.....	54
Tabla 4.8. Concentración de elementos mayores para las muestras T2 y T3.. ..	55
Tabla 4.9. Edades K-Ar de las subfracciones de las muestras T2, T3 y T1, T4	57
Tabla 5.1. Cuantificación mineral mediante el método Rietveld de las bentonitas	78
Tabla 5.2. Valores de $2\theta^\circ$ de las reflexiones 001/002 y 002/003 así como el %ilita	80
Tabla 5.3. Índices de cristalinidad de la ilita para cada subfracción	81
Tabla 5.4. Resumen de las características cristalográficas de los minerales de las arcillas.....	82
Tabla 5.5. Concentración química de elementos mayores para las muestras P2, P3 y P4.....	83
Tabla 5.6. Datos geocronológicos de las subfracciones de las tres muestras (P2, P3 y P4).	87
Tabla 5.7. Cuantificación mineral mediante el método Rietveld de las cuatro muestras de calizas.	88
Tabla 6.1. Resumen de las características petrográficas de las láminas de las rocas de la Fm.Matzitzi.	106
Tabla 6.2. Datos cuantitativos (DRX+Rietveld) de las Rocas Totales de la Fm. Matzitzi.	107
Tabla 6.3. Resumen de las características cristalográficas del componente ílítico y del componente clorítico de las muestras de arcilla de la Fm.Matzitzi.....	108
Tabla 6.4. Resultados cuantitativos de las subfracciones de la muestra RM3	112
Tabla 6.5. Resultados cuantitativos de las subfracciones de la muestra RM7	116
Tabla 6.6. Resultados cuantitativos de las subfracciones de las muestras RM10 y RM11	121
Tabla 6.7. Resultados cuantitativos de las subfracciones de la muestra Matz99.	123
Tabla 6.8. Edades K-Ar obtenidas por el método K-Ar para las muestras totales (<2micras) y subfracciones de arcilla.	125

Resumen

La diagénesis es el conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos inducidos en los sedimentos desde su depósito hasta la formación de una roca sedimentaria y asociados siempre a cambios de temperatura y presión. Existen diversos indicadores inorgánicos y orgánicos que nos permiten caracterizar a la diagénesis y al metamorfismo de bajo grado en una cuenca sedimentaria. En este trabajo se utilizaron los siguientes métodos: a) petrografía, b) caracterización mineralógica de la roca total y de las subfracciones de la fracción arcilla mediante difracción de rayos X, que incluye la cuantificación mineralógica, los índices de cristalinidad de la illita (índice de Kübler) y la clorita (índice de Arkai) y el grado de interestratificación de la illita-esmectita, c) geoquímica de elementos mayores y traza, d) maduración de la materia orgánica (reflectancia de la vitrinita) y e) dataciones por el método K–Ar de feldespato potásico y arcillas. Todos estos métodos fueron utilizados para caracterizar la fracción arcilla de tres formaciones geológicas: Fm. Tlayúa (Puebla), Fm. Pimienta (Veracruz) y Fm. Matzitz (Puebla y Oaxaca).

La Formación Tlayúa tiene una gran importancia paleontológica debido a la buena preservación y riqueza de los organismos fósiles de vertebrados e invertebrados identificados. La observación petrográfica y el análisis de difracción de rayos X nos permitieron discriminar tres grupos litológicos que presentan un grado diagenético bajo evidenciado principalmente por la presencia de montmorillonita pura (sin interestratificados) y leptinita. Las edades K–Ar obtenidas para el feldespato potásico volcánico (~105 Ma), el feldespato autigénico de tipo adularia (~98 Ma) y para las arcillas esmectíticas (~60 Ma) nos permiten definir las principales etapas diagenéticas experimentadas por esta formación.

La Formación Pimienta se ha considerado como la unidad más importante de rocas generadoras de hidrocarburos en el Golfo de México. Para el caso de esta formación, en este trabajo únicamente nos enfocamos en estudiar una localidad al sur de Veracruz, donde se han muestreado y analizado diferentes paquetes de bentonitas potásicas. De acuerdo con los análisis de difracción de rayos X (roca total y subfracciones de la fracción arcilla) y de materia orgánica, el grado diagenético es medio a bajo por la presencia de interestratificados illita-esmectita ricos en illita (70 a 80%) y vitrinita de reflectancia baja ($\leq 0.5\%$). Las edades obtenidas para las diferentes subfracciones de arcillas son mucho más jóvenes que la edad estratigráfica de la formación, indicando que la misma estuvo enterrada o afectada por procesos de deformación en una etapa reciente que va de los 29 Ma a los 20 Ma.

Por último, la Formación Matzitz es una pieza clave en la reconstrucción paleogeográfica del sur de México durante el Pérmico-Triásico. Con base a la reflectancia de la vitrinita se concluye que las rocas de esta formación experimentaron procesos postdeposicionales en el límite entre la diagénesis y el anquimetamorfismo. Mineralógicamente, las areniscas de esta formación se caracterizan por presentar una sericitización y una autigénesis de feldespato potásico (adularia) fechadas en este trabajo entre 196 y 182 Ma para el afloramiento de la zona de Los Reyes Metzontla y entre 180 y 173 Ma para los afloramientos de la autopista México-Oaxaca. La alteración sericítica no registró edades de procesos de deformación más recientes.

Abstract

Diagenesis is the set of physical, chemical, and biological processes induced in sediments from their deposit to the formation of sedimentary rock and always associated with changes in temperature and pressure. Various inorganic and organic indicators allow us to characterize low-grade diagenesis and metamorphism in a sedimentary basin. In this work the following methods were used: a) petrography, b) mineralogical characterization of the total rock and of the sub-fractions of the clay fraction by X-ray diffraction, which includes mineralogical quantification, the crystallinity indices of illite (index of Kübler), and chlorite (Arkai index) and the degree of interstratification of illite-smectite, c) Geochemistry of major and trace elements, d) maturation of organic matter (reflectance of vitrinite) and e) dating by the method K – Ar from potassium feldspar and clays. All these methods were used to characterize the clay fraction of three geological formations: Fm. Tlayúa (Puebla), Fm. Pimienta (Veracruz) and Fm. Matzitzi (Puebla and Oaxaca).

The Tlayúa Formation has great paleontological importance due to the good preservation and richness of the fossil organisms of vertebrates and invertebrates identified. Petrographic observation and X-ray diffraction analysis allowed us to discriminate three lithological groups that present a low diagenetic grade, evidenced mainly by the presence of pure montmorillonite (without interlayer) and leptinite. The K – Ar ages obtained for the volcanic potassium feldspar (2105 Ma), the authigenic adularia type feldspar (298 Ma), and for smectitic clays (260 Ma) allow us to define the main diagenetic stages experienced by this formation.

The Pimienta Formation has been considered the most important unit of hydrocarbon generating rocks in the Gulf of Mexico. In the case of this formation, in this work, we only focus on studying a locality south of Veracruz, where different packages of potassium bentonites have been sampled and analyzed. According to the X-ray diffraction analysis (total rock and sub-fractions of the clay fraction) and organic matter, the diagenetic degree is medium to low due to the presence of illite-rich illite-smectite interlayer (70 to 80%) and Low reflectance vitrinite ($\leq 0.5\%$). The ages obtained for the different clay sub-fractions are much younger than the stratigraphic age of the formation, indicating that it was buried or affected by deformation processes in a recent stage ranging from 29 Ma to 20 Ma.

Finally, the Matzitzi Formation is a key piece in the paleogeographic reconstruction of southern Mexico during the Permian-Triassic. Based on the reflectance of the vitrinite, it is concluded that the rocks of this formation underwent postdepositional processes at the limit between diagenesis and anchymetamorphism. Mineralogically, the sandstones of this formation are characterized by presenting a sericitization and an autogenesis of potassium feldspar (adularia) dated in this work between 196 and 182 Ma for the outcrop of the Los Reyes Metzontla area and between 180 and 173 Ma for the outcrops from the Mexico-Oaxaca highway. The sericitic alteration did not register the ages of more recent deformation processes.

Capítulo 1 : Generalidades

Capítulo 1 : Generalidades	13
1.1 Introducción	14
1.2 Planteamiento del problema a estudiar	15
1.3 Importancia paleogeotermométrica de los minerales del grupo de la illita.....	16
1.4 Objetivo General	17
1.5 Objetivos particulares	17
1.5.1 Objetivos Locales.....	18
1.6 Hipótesis.....	18
1.7 Justificación metodológica e importancia geológica de las formaciones estudiadas.....	19

1.1 Introducción

Los minerales de la arcilla son minerales del grupo de los filosilicatos que resultan de la interacción agua-roca a temperaturas bajas y moderadas (<200°C) y que han sido ampliamente utilizados (por ejemplo: Hey, 1954; Weaver, 1956; Sawney, 1977; Reynolds, 1980; Bailey, 1982; Weaver, 1989; Velde, 1992; Moore y Reynolds, 1997; Srodon, 2003; Galán, 2006; Hugget, 2015) en gran número de trabajos como una herramienta muy útil para reconstruir la historia de enterramiento (diagénesis-metamorfismo) en cuencas sedimentarias, así como en estudios sobre sistemas hidrotermales. El interés en estudiar los minerales de la arcilla en secuencias sedimentarias viene dado por la importancia que tiene para la geología en general, el poder descifrar la historia termotectónica de la corteza continental. Esta información suele descifrarse utilizando geocronómetros de baja temperatura (< 300°C) como el U-Th-He o las trazas de fisión, ambos aplicados al mineral apatito (titanita y circón también se usan frecuentemente para interpretar procesos a temperaturas más elevadas o completar las historias térmicas).

Por otra parte, aunque el geocronómetro K-Ar se aplica a procesos de temperatura intermedia (300-600°C), la datación de minerales de las arcillas por K-Ar es un caso especial, pues las arcillas que pueden ser fechadas (ricas en potasio) se forman a temperaturas inferiores a 300°C.

Los minerales de la arcilla son por tanto muy importantes ya que pueden proporcionarnos información espacio- temporal sobre diferentes aspectos relevantes de la evolución de una cuenca sedimentaria como son: a) migración de los fluidos, b) termometría, c) origen de los fluidos y d) actividad de los procesos geodinámicos; ya que estos minerales son sensibles a los cambios de presión y temperatura y se transforman fácilmente de forma progresiva conservando siempre algunas de sus propiedades originales. Para obtener la información que estos minerales pueden proporcionar es siempre interesante estudiar su estructura (DRX), su composición (FRX, microsonda electrónica de barrido), su textura (SEM) y su edad (K-Ar y Ar-Ar principalmente).

En las cuencas sedimentarias, las reacciones diagenéticas se relacionan con la termodinámica de manera que los minerales precipitados serán siempre más estables que los minerales que se disuelven. A poca profundidad y bajas temperaturas tenemos minerales hidratados como gipsita, caolinita y esmectita que se han formado como resultado de la intemperie o de la diagénesis temprana y por el flujo del agua meteórica. A mayores profundidades estas fases se irán transformando de manera progresiva para formar nuevos minerales como dickita, interstratificados illita-esmectita e illita. Es importante mencionar que dado que las fases de arcillas

neoformadas no están en equilibrio (incluso podemos encontrar fases no descritas por la termodinámica) no pueden ser considerados buenos termocronómetros (Essene y Peacor, 1995) en un sentido estricto del término y las transformaciones de estos minerales deben considerarse principalmente desde una perspectiva cinética.

1.2 Planteamiento del problema a estudiar

Mediante el presente trabajo de tesis se pretende explorar la posibilidad de cuantificar el intervalo de tiempo entre la deposición de los materiales (volcánicos o sedimentarios según el caso) en una cuenca de hundimiento regional y la neoformación de los nuevos minerales arcillosos e intentar descifrar a que proceso geológico (posible edad diagenética) se debe asignar dicha neoformación. Antes de los años 90 del siglo pasado existen pocos datos (Larsen y Chilingar, 1983; Marshall, 1987; Moore, 1989; Walther, 1893; Weaver, 1989) de esta naturaleza dada la dificultad de obtener edades confiables ya que únicamente algunas de las arcillas (sericita, celadonita, glauconita e ilitas en general) y otros silicatos neoformados (principalmente feldespato potásico antigénico tipo adularia) son susceptibles de ser fechados por los métodos de K-Ar o Ar-Ar. Adicionalmente, la baja proporción en la que estos minerales se encuentran dificulta aún un poco más el fechamiento de los procesos postdeposicionales. Un problema adicional para cuantificar el tiempo entre deposición y neoformación es que los minerales primarios generalmente están demasiado alterados para permitir la datación correcta del proceso sedimentario o volcánico original.

De esta forma, sabemos que al momento de interpretar los datos mineralógicos y geocronológicos de los minerales de la arcilla deberemos tomar en cuenta varios aspectos como son: a) reconocer el posible efecto de la meteorización continental en muestras de arcillas recolectada en un afloramiento, b) conocer la geología local y por tanto saber interpretar si las edades obtenidas corresponden a las edades de formación del mineral, de recristalización o neoformación; ya que estos procesos ocurren en diferentes períodos, y c) saber detectar la posible presencia de minerales detríticos con potasio mezclados con las arcillas autigénicas.

La paleogeotermometría es el conjunto de métodos que contribuyen a determinar la máxima temperatura a la que estuvieron sometidas las rocas sedimentarias durante su enterramiento. Existen diversos métodos para establecer la temperatura y así caracterizar la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado en una cuenca, los principales son: a) Índice de coloración en conodontos, b) Reflectancia de la vitrinita (maduración de la materia orgánica), c) "Índice de cristalinidad" de la ilita y la clorita (Abad, 2007) y grado de interestratificación. El índice de Kübler

(cristalinidad de la illita) y el índice de Arkai (cristalinidad de la clorita) son parámetros que indican el grado de orden estructural en estos minerales y son calculados mediante difracción de rayos X.

En el presente trabajo de tesis trabajé en la caracterización mineralógica y geocronológica de los minerales de las arcillas (indicadores inorgánicos) y en la determinación de la madurez de la materia orgánica (indicador orgánico) en muestras de tres cuencas sedimentarias relacionadas a contextos geológicos muy diferentes entre sí. Las Formaciones estudiadas son: el miembro medio de la Formación Tlayúa (en el afloramiento de la Cantera con el mismo nombre), la Formación Matzitzi (en el afloramiento de la carretera de Ciudad de México a Oaxaca y en el afloramiento de los Reyes Metzontla) y la Formación Pimienta (en un afloramiento en la localidad de Tlapacoyan, Veracruz).

Una vez aplicada la metodología a cada área se procedió a analizar e interpretar los resultados para intentar establecer un modelo de los procesos posteriores al depósito. A fin de poder establecer la edad de estos procesos se aplicó la técnica de K-Ar a algunas de las fracciones de arcilla previamente separadas e identificadas.

1.3 Importancia paleogeotermométrica de los minerales del grupo de la illita

La illita de alta cristalinidad es un filosilicato similar a una moscovita, pero que se encuentra en la fracción arcilla (< 2 micras) de las muestras de origen geológico. Es muy importante debido a que es muy común en secuencias sedimentarias. Se puede caracterizar muy bien por difracción de rayos X (índice de cristalinidad, politipos, descomposición por “profile fitting”, tamaño de cristalito y grado de expansión en los interestratificados I/S) y a su vez puede ser fechada por K-Ar o Ar-Ar.

Se puede formar por precipitación directa, recristalización y transformación de minerales preexistentes durante los procesos de enterramiento asociados a la diagénesis. Un estudio mineralógico y geocronológico detallado (utilizando diferentes subfracciones de la fracción arcilla) de las illitas asociadas a una secuencia estratigráfica puede servir para definir la denominada “edad diagenética” asociada al enterramiento o a posibles fases de calentamiento en una cuenca sedimentaria. Los índices de cristalinidad de la illita a su vez se correlacionan con otros indicadores paleotermométricos como son la reflectancia de la vitrinita (registro de la temperatura máxima) y la geotermometría de trazas de fisión (indicadora de los procesos de exhumación).

De forma muy breve podemos considerar que los principales factores que afectan a la cristalinidad de la illita son:

a) La temperatura: es considerada como el factor físico más importante que afecta a la cristalinidad (Kubler, 1967; Duba y Williams-Jones, 1983).

b) La presión de fluidos: generalmente se considera como un factor menos importante, pero pasa a jugar un papel relevante en sistemas hidrotermales (Meunier y Velde, 2004).

c) La deformación: se ha podido comprobar en estudios estructurales (por ejemplo en zonas de falla o cinturones metamórficos) que incluyen datos mineralógicos, morfológicos y edades isotópicas de diferentes fracciones granulométricas de la fracción arcilla (<2micras) (Peaver, 1999; Srodon et al., 2002; Meunier y Velde, 2004; Clauer, 2013) y se ha utilizado por ejemplo para determinar tasas y propagación de deformación dúctil en cinturones orogénicos (Fitz et al., 2013).

d) El tiempo: la cristalinidad de la illita será mayor cuanto más tiempo permanezca a una determinada temperatura ya que el de la diagénesis es un sistema metaestable que tiende al equilibrio (Velde, 1992; Moore y Reynolds, 1997).

e) La litología: juega un importante papel, debido fundamentalmente a variaciones en el tamaño de grano y en la composición global de la roca. También la presencia de materia orgánica es importante a tener en cuenta (Weaver, 1989; Velde, 1992; Moore y Reynolds, 1997; Taylor et al., 1998; Srodon, 2003).

1.4 Objetivo General

El presente proyecto de tesis pretende descifrar, mediante herramientas mineralógicas (DRX), geoquímicas (ICP-MS), geocronológicas (K-Ar) e indicadores de la maduración de la materia orgánica (reflectancia de la vitrinita), la naturaleza, edad y termometría de los procesos diagenéticos o de metamorfismo de bajo grado en las capas arcillosas de tres Formaciones geológicas diferentes (Miembro medio de la Formación Tlayúa, la Formación Matzitzzi (en dos afloramientos diferentes) y la Formación Pimienta en un afloramiento en la localidad de Tlapacoyan, Veracruz).

1.5 Objetivos particulares

- Obtener la caracterización detallada de los filosilicatos previamente separados en diferentes subfracciones mediante DRX (cristalinidad, grado de expansibilidad, politipos) y con base a los resultados determinar las condiciones de presión y temperatura aproximados a los que se formaron.

- Determinar la naturaleza de los macerales de la materia orgánica (leptinita, vitrinita) y medir su reflectancia para poder interpretar termométricamente los datos de reflectancia de la vitrinita.
- Correlacionar los índices de cristalinidad de la illita con la petrografía de orgánicos y determinar el grado diagenético y/o de metamorfismo de bajo grado.
- Obtener cuando sea posible la edad diagenética y detrítica (modelo de Pevear, 1999) de cada formación mediante el fechamiento K-Ar de las diferentes subfracciones de la fracción arcilla.
- Interpretar geológicamente los resultados mineralógicos y geocronológicos de cada cuenca con base en la información geológica preexistente.

1.5.1 Objetivos Locales

Formación Tlayúa

Determinar el origen de las capas de lutitas (capas gruesas y microcapas) del miembro medio de la Formación Tlayúa, mediante análisis geoquímicos, de microscopía electrónica de barrido y de difracción de rayos X, aportando información sobre el ambiente sedimentario en que se formaron y sobre los procesos posteriores al depósito que las afectaron.

Formación Pimienta

Determinar la naturaleza mineralógica y geoquímica de las capas de bentonitas y evidenciar la termometría y la edad de los procesos postdeposicionales y su relación con la edad estratigráfica en la zona de estudio (Tlapacoyan, Veracruz). También se pretende verificar, si son bentonitas en sentido estricto o deben definirse como bentonitas potásicas.

Formación Matzitzí

Aportar datos sobre la historia postdeposicional de esta formación cuya edad sedimentaria sigue siendo muy controvertida y cuya importancia en la evolución geológica del sur de México es incuestionable.

1.6 Hipótesis

La combinación de edades precisas (K-Ar) más la caracterización mineralógica de arcillas (DRX, SEM) y la petrografía de orgánicos permitirá una mejor comprensión de los eventos térmicos (diagénesis y/o metamorfismo de bajo grado) posteriores al depósito que sufrieron las rocas sedimentarias de las formaciones seleccionadas.

1.7 Justificación metodológica e importancia geológica de las formaciones estudiadas

La caracterización mineralógica detallada (p.ej. cristalinidad de los minerales arcillosos, interestratificación y politipos) de las diferentes subfracciones (gruesa, media y fina) de la fracción arcilla aplicada a la caracterización de las cuencas sedimentarias es importante tanto para la ciencia básica (reconstrucción paleogeotermométrica) como para la parte de la ciencia aplicada a la exploración de recursos petroleros de diferente naturaleza.

Si bien la naturaleza geológica y los resultados obtenidos para cada una de las formaciones serán detalladas en los capítulos 4 (Fm. Tlayúa), 5(Fm. Pimenta) y 6(Fm. Matzitzi) de esta tesis. A continuación se introduce de forma muy breve la importancia de cada una de ellas.

Dos de las áreas de estudio pertenecen al Mesozoico sedimentario, específicamente de ambientes marinos. La Cantera de Tlayúa es uno de los lugares en México con mayor interés e importancia debido a su riqueza fósil y a que aún no hay una teoría confirmada sobre qué condiciones geológicas y ambientales existían y que favorecieron la excelente preservación de los fósiles. Su estratigrafía está conformada principalmente de capas de calizas fosilíferas con algunas alternancias con capas gruesas y microcapas lutíticas rojas. Las capas de lutitas rojas no han sido hasta el momento estudiadas ni descritas con detenimiento (Pantoja- Alor, 1990; Applegate et al., 2006; Kashiyama et al., 2004).

Por otra parte, la formación Pimienta, debido a su alto contenido orgánico, la presencia de mudstone y wackestone, así como de lutitas negras carbonosas, se ha considerado como la principal formación de rocas generadoras de hidrocarburos que se extraen en las cuencas de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y del Sureste (SGM, 2007; PEMEX, 2013). Si bien algunas partes de esta formación han sido datadas paleontológicamente (Olóriz y Villaseñor, 2018), se desconoce la naturaleza, origen, edad e historia postdeposicional de las capas bentoníticas que están intercaladas con las secuencias carbonatadas.

Al sur de México, se encuentra la región de los Reyes Metzontla, Puebla, con afloramientos del Paleozoico superior. En ella está ubicada la Formación Matzitzi, de origen deltáico continental (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) y es una unidad litoestratigráfica muy importante para la reconstrucción de la evolución geológica del Sur de México (Boletín del Instituto de geología 122), por ser una de las pocas unidades de rocas Paleozoicas en el Terreno Zapoteco y por ser portadora

de una variada paleoflora del Paleozoico tardío, cuya edad y afinidad paleogeográfica han estado en constante discusión (por ejemplo Weber et al., 1987, Hernández-Láscares y Buitrón-Sánchez 1992; Hernández-Láscares, 2000; Centeno et al., 2009, Juárez-Zúñiga et al., 2020).

Nota: Con base a lo mencionado en esta introducción, el marco teórico del presente trabajo se centró en introducir los conceptos básicos sobre la diagénesis (2.1), sobre los principales indicadores paleotermométricos orgánicos e inorgánicos (2.2) y sobre los métodos (k-Ar y Ar-Ar) aplicados al fechamiento de las arcillas (2.3).

Capítulo 2 : Marco teórico

Capítulo 2 : Marco teórico	21
2.1 Diagénesis	22
2.1.1 Concepto	22
2.1.2 Etapas de la diagénesis en rocas sedimentarias	22
2.1.3 Clasificación de los procesos diagenéticos	23
2.2 Indicadores diagenéticos inorgánicos: minerales de las arcillas	25
2.3 Indicadores diagenéticos orgánicos: materia orgánica	25
2.4 Fechamiento de los minerales de las arcillas	26
2.4.1 Fechamiento de arcillas	26
2.4.2 Datación de los procesos de ilitización en secuencias diagenéticas	28

2.1 Diagénesis

2.1.1 Concepto

La diagénesis es el conjunto de modificaciones físicas y químicas que sufre un sedimento después de su depósito con exclusión de fenómenos orogénicos y volcánicos (Walther, 1893). Las transformaciones que tienen lugar en la diagénesis son debidas a que las partículas sólidas del sedimento y los fluidos atrapados en sus poros tienden a mantenerse en equilibrio mediante reacciones controladas por temperatura, presión, tiempo, pH, etc. (Marfil y Caja, 2010).

A su vez, estos cambios post-deposicionales dependen de la velocidad de depósito, así como del tipo de sedimento. El sedimento contiene una variedad de minerales que se verán afectados por muchos factores como son las condiciones fisicoquímicas ambientales, presencia de fluidos intersticiales, intemperismo químico y físico, y actividad microbiana, donde los organismos se encargarán de redistribuir el sedimento (Ali et al., 2010). A medida que pasa el tiempo, esa capa de sedimentos se va enterrando, siendo afectada por presiones y temperaturas cada vez más altas, que terminaran en la cementación y consolidación de la roca.

Existen dos factores principales que influyen en la diagénesis: el factor sedimentario y el ambiental. El primero incluye el tamaño de la partícula, contenido orgánico y composición mineral; mientras que el segundo incluye la temperatura y presión, los cuales provocan cambios de porosidad, permeabilidad, compactación, cementación, recristalización, entre otros.

La transición entre diagénesis y metamorfismo por enterramiento no ha podido ser definida con exactitud debido a que existe un gran contraste entre los grados de estabilidad mineralógica en los diferentes tipos de rocas sedimentarias. Los límites superiores de las temperaturas y presiones consideradas diagenéticas se han establecido alrededor de los 250°C y los 200MPa (Milliken, 2003; Worden y Burley, 2003; Machel, 2005).

2.1.2 Etapas de la diagénesis en rocas sedimentarias

Diversos autores han clasificado a la diagénesis por etapas, las cuales van desde la conversión de sedimento a roca sólida mediante factores como la presión y el aumento de temperatura.

En el presente trabajo se utilizarán conjuntamente las clasificaciones de Tissot y Welte (1984), Bustin et al. (1989), Diessel (2012), Horsefield y Rullkotter (1994) y con base a ello la diagénesis se dividirá en tres etapas:

- Eogénesis o diagénesis temprana: es la etapa en la que los cambios biológicos, químicos y físicos se dan en o cerca del ambiente de depósito y donde el fluido aún no juega un papel muy relevante (Flores, 2014). Los procesos más comunes son la bioturbación, la pérdida de porosidad por compactación física y la autigénesis mineral. Sus límites superiores están definidos por bajas temperaturas (menores a 100°C), índices de cristalinidad de la illita mayores a 1, y reflectancias de la vitrinita menores a 0.5%R (Morad et al., 2000; Brand et al., 1998).
- Catagénesis o diagénesis tardía: a medida que incrementa el enterramiento, las reacciones fisicoquímicas se intensifican y se alcanzan temperaturas entre los 70°C y 200°C, y presiones entre los 30 y 150 MPa. En esta etapa continúan los procesos diagenéticos de la anterior, pero también se suman otros como la cementación y la disolución, siendo la segunda la que empieza a generar porosidad secundaria. Las fases minerales predominantes son las illitas, cloritas, dolomitas y cuarzos. La reflectancia de la vitrinita aumenta progresivamente, manteniéndose en un rango entre 0.5% y 1.5%. Los índices de cristalinidad de la illita van de 1 a 0.42 (Brand et al., 1998; Bustin et al., 1978). En esta etapa (cuando las condiciones son las adecuadas) es donde se producen las mayores cantidades de petróleo, metano y dióxido de carbono.
- Metagénesis o metamorfismo de muy bajo grado o de anquizona: en esta etapa la temperatura sobrepasa los 200°C y ocurre a profundidades mayores a los 5km. En este punto la transformación mineral es más evidente, obteniendo, generalmente, cuarzo, illita y clorita. Los índices de cristalinidad de la illita van de 0.42 a 0.25. Por otro lado, la materia orgánica empieza a cristalizar, pero el kerógeno se destruye formando gas natural (Brand et al., 1998; Bustin et al., 1978; Arkai y Sassi, 2007). La reflectancia de la vitrinita incrementa hasta 2% y se comienzan a formar macerales del grupo de la inertinita.

2.1.3 Clasificación de los procesos diagenéticos

Los procesos diagenéticos ocurren en una variedad de ambientes desde la interfaz agua-sedimento hasta profundidades en las que inicia el metamorfismo de bajo grado. De esta manera, en dicha

interfaz se comienzan a producir fenómenos como la bioturbación y a medida que cambian las condiciones de pH y condiciones redox, los mecanismos de transformación inician con la formación de nuevos minerales (autigénicos) como la pirita o la glauconita. Estos procesos van cambiando a medida que el sedimento se entierra, pues responden a los cambios de temperatura y presión.

El primer proceso es la bioturbación y alimentación de la fauna en el sustrato, que son las principales causas de redistribución del sedimento. Los organismos transforman y destruyen los componentes minerales y crean poros de acceso a fluidos y nuevos organismos.

Conforme la sedimentación continua, las capas de roca se profundizan sufriendo compactación. Este fenómeno se divide en a) compactación mecánica, que es el resultado de aplicar un esfuerzo a la roca (Bjorlykke, 2014) y provoca pérdida de porosidad, la cual afecta directamente el tamaño de grano, así como los contactos entre granos; b) compactación química, que implica la disolución y precipitación de minerales resultantes por la reducción de porosidad y la compactación mecánica (Bjorlykke, 2014).

Si la profundidad aumenta, la temperatura también lo hace, y eso provoca que aparezcan más procesos diagenéticos, como por ejemplo la autigénesis, que es el proceso que forma nuevos minerales como resultado de una reacción entre los iones disueltos en el agua intersticial y partículas primarias; incluye al metasomatismo (reemplazamiento iónico), intercambio iónico, sustitución molecular, hidratación / deshidratación, oxidación y reducción y polimerización de hidrocarburos. A ello puede relacionarse el neomorfismo, que es el proceso que comprende todas las transformaciones que se producen entre un mineral y su polimorfo, dando lugar a cristales nuevos de tamaños y formas distintas. Incluye a la recristalización, la cual no implica cambios minerales y una presencia mínima de fluidos (Ali, 2010; Marfil y Caja, 2010).

Otro de los procesos diagenéticos importantes es la cementación, que es el proceso que transforma a los sedimentos en roca. El material mineral precipita en los poros generando un cemento. Contribuye a la disminución de porosidad. Los cementos más comunes son de calcita, cuarzo y arcillas. Cabe mencionar que las arcillas pueden formarse antes (alogenéticas) o durante (autigénicas) el proceso diagenético. Las arcillas autigénicas se forman in situ durante el enterramiento; a medida que se profundiza, el agua reacciona con las rocas a su alrededor, generando la transformación de minerales, como los feldespatos que pueden alterarse a arcillas (Ali et al., 2010).

2.2 Indicadores diagenéticos inorgánicos: minerales de las arcillas

Los minerales de las arcillas son un grupo de minerales de grano fino (<2micras), con una estructura **filosilicatada** o de *hoja*, cuya composición principal es Si, O, OH, H₂O, combinados con elementos como Al, Mg, Fe, K, Ca y Mg (Velde, 1992).

Las arcillas se generan en todo tipo de ambientes geológicos: en suelos, sedimentos continentales y marinos, depósitos volcánicos, ambientes geotermales e hidrotermales y en rocas metamórficas de bajo grado. Suelen formarse a partir de minerales preexistentes (silicatos) por neoformación cuando las rocas están en contacto con algún fluido.

Cuando las arcillas son enterradas van eliminando el agua y su porosidad tiende a decrecer de un 80% a un 20% en el primer kilómetro. Conforme se profundiza, los sedimentos tienden a un equilibrio químico, desapareciendo las fases minerales inestables. Cuando desaparecen los minerales de arcilla provenientes del suelo, se generan nuevos minerales como los interestratificados illita- esmectita, clorita-esmectita, clorita- caolinita y cuarzo.

2.3 Indicadores diagenéticos orgánicos: materia orgánica

La materia orgánica está constituida por moléculas (monómeros y polímeros) que derivan de la fracción orgánica de organismos, tales como fitoplancton, zooplancton, plantas acuáticas, bacterias y algas. Por lo tanto, la fracción esquelética como son conchas, caparazones, huesos, espinas y dientes no están incluidos.

Los macerales son los componentes orgánicos que se identifican microscópicamente mediante una serie de características como son el color, la forma y la reflectancia (ICCP, 1963). Su origen se debe a sustancias como:

- La celulosa y la lignina de los tejidos leñosos y de plantas terrestres aéreas y a taninos en raíces, tallos, ramas y hojas.
- Las ceras, grasas, resinas, cutina, látex y otros productos que se encuentran en los tejidos y órganos de reproducción y protección de las plantas, así como sus secreciones.

De acuerdo con su origen, los macerales se clasifican en tres grupos: Huminita / Vitritina, Liptinita e Inertinita (ICCP, 1994 y 2001).

2.4 Fechamiento de los minerales de las arcillas

La illita es uno de los mejores minerales de las arcillas para estimar la edad de un evento geológico como es el caso de la diagénesis y metamorfismo de muy bajo grado en rocas sedimentarias (Srodon et al., 2002). La illita es un mineral que se neoforma con mucha facilidad en estos ambientes de muy baja temperatura y los pequeños cristales formados tiene una gran capacidad para retener Ar, lo que le hace ser un magnífico sistema para la geocronología K-Ar (Meunier y Velde, 2004).

2.4.1 Fechamiento de arcillas

El Ar es atrapado mecánicamente en la estructura del mineral debido a que es un gas inerte y su radio es mayor al del ^{40}K , pero por ello es susceptible a perderse con los cambios térmicos, como son la actividad metamórfica y tectónica. Usualmente, los minerales de las arcillas suelen precipitar lentamente, lo cual implica un incremento gradual del K y por ende del Ar radiogénico. Es por ello que la edad corresponderá siempre al último proceso de cristalización del mineral (Srodon et al., 2002; Meunier y Velde, 2004).

La apertura del sistema disturba la relación entre las cantidades del isótopo padre e hijo, así como la edad de formación. La pérdida de argón de la red cristalina se da por dos razones: a) destrucción de la red ya sea por disolución o fusión; b) el argón sufre difusión a través de la red cristalina. Si se pierde Ar, la edad que obtengamos corresponde a la edad de cierre o periodo de enfriamiento (Meunier y Velde, 2004).

Las diferentes subfracciones de una muestra de roca sedimentaria enterrada o metamorfozada, pueden contener una parte de minerales de arcilla detríticos y otra de minerales neoformados o autigénicos (diagénesis y/o metamorfismo). Por lo tanto, la edad de cada fracción depende de la proporción en que estos minerales están distribuidos. Además, se debe mencionar que los minerales de arcilla suelen encontrarse como interestratificados de esmectita/illita, en los que el porcentaje de illita aumenta con la temperatura y la profundidad de formación (Meunier y Velde, 2004; Clauer, 2013).

En un sistema cerrado, la illitización de la esmectita se da por la disolución de este mineral y la neoformación de forma progresiva de nuevas capas de illita. Entonces, la illita neoformada precipita formando los interestratificados y sobre cristales de illita o micas preexistentes. Pero a menudo, medir la cantidad de illita autigénica es difícil por la posible presencia de illita detrítica junto con los interestratificados que se formaron en la fracción autigénica (Meunier y Velde, 2004).

Peaver (1999) presenta un modelo (Fig.2.2) de cómo se comportará la edad en las tres subfracciones separadas de la fracción arcilla (gruesa, media y fina) para tres tipos diferentes de rocas (lutitas, bentonitas y bentonita).

a) Lutitas

Las lutitas presentan un espectro “inclinado” (Fig. 2.1a), en el que la fracción gruesa es la más antigua, incluso más que la edad de depósito y correspondería a un predominio de la illita detrítica. Por otro lado, la fracción fina es la más joven y corresponde a la illita predominantemente diagenética. Todas las edades corresponden a una mezcla.

b) Bentonitas

Las bentonitas (Fig. 2.1b) son capas de ceniza volcánica alterada a esmectita, que a su vez cuando está ya está parcialmente transformada a interestratificados esmectita-illita o a illita, se denominan bentonitas potásicas (Huff et al., 1998; Srodon, et al., 2002; Grim y Güven, 1978). En general, se considera que la illita que contienen es únicamente diagenética o asociada a procesos metamórficos o de deformación y por ello, todas las subfracciones de las bentonitas tienen la misma edad, que es más joven que la edad deposicional.

c) Areniscas

Por otra parte, las areniscas (Fig. 2.1c) tienen un espectro similar al de las lutitas. Las areniscas “limpias” son depositadas en ambientes de alta energía, por lo que, durante la diagénesis, los feldespatos se alteran formando arcillas o illita diagenética en las fracciones finas y medias.

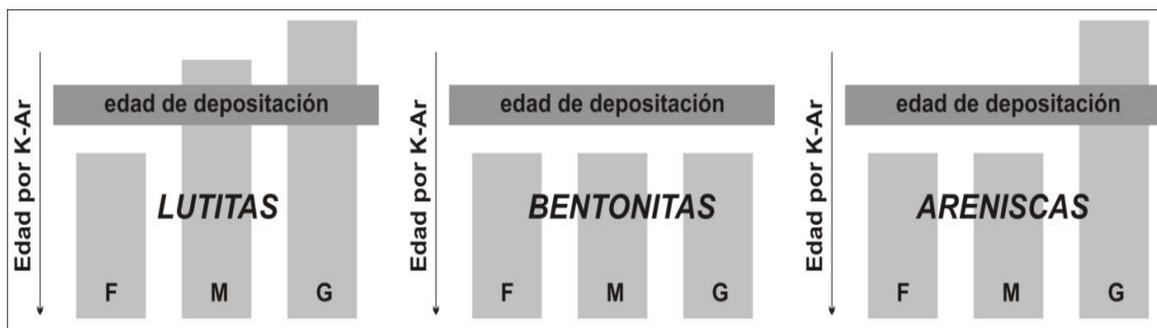


Figura 2.1. Histograma de tres rocas diferentes (lutitas, bentonitas, areniscas) cuyas fracciones de arcillas (gruesa, media, fina) tienen edades K-Ar diferentes o similares entre ellas. Modificada de Peaver (1999).

2.4.2 Datación de los procesos de ilitización en secuencias diagenéticas

La datación y sobre todo la interpretación de los datos geocronológicos de los procesos de ilitización (ilita o I/S) no es tarea simple. Algunos problemas que pueden ocurrir son: a) mezcla de minerales ílíticos detríticos (2M1) con los autigénicos (1M o 1Md); y b) acumulación de K (ilitización) durante procesos demasiado prolongados.

Las “edades diagenéticas” son a menudo las más complejas de interpretar y eso se debe a la larga duración que tienen los procesos de ilitización que se produce durante la diagénesis de una secuencia sedimentaria en contraposición con los procesos hidrotermales (Inoue et al., 1988) o tectónicos que son en general más rápidos e intensos. Por otra parte, diferentes autores (Clauer et al., 1997 y Srodon et al., 2002) han establecido sus propios criterios para determinar si las edades obtenidas se pueden o no interpretar como edades diagenéticas, pero el problema principal es que estos criterios son diferentes según los autores y en algunos casos son incluso contrapuestos entre sí. Por ejemplo, Srodon et al. (2009) las interpretan como edades diagenéticas en ausencia de contaminación detrítica (ilita 2M1), al menos dos de las fracciones de arcilla de los tamaños más finos producen edades iguales (dentro del error de la medida) o cuando las fracciones más finas son más antiguas que las más gruesas.

Debemos tomar en cuenta (Meunier et al., 2004) que la edad obtenida en una secuencia diagenética será válida siempre y cuando la acumulación del K durante la ilitización haya sido lo suficientemente rápida ($<2\sigma$ del método geocronológico). Si la acumulación del K por ilitización fue lenta ($>2\sigma$ del método geocronológico), la edad no podrá ser considerada como una “verdadera edad diagénética” (Meunier et al., 2004). Los sistemas detríticos (areniscas y lutitas) son a menudo sistemas dinámicos (más o menos abiertos según la permeabilidad) y muchas veces el crecimiento de la ilita a partir de I/S es continuo.

Durante la ilitización progresiva de una muestra que está siendo enterrada en una secuencia sedimentaria, podemos considerar que existen tres “fuerzas” a la vez que son: a) nucleación + crecimiento (Fig. 2.2a); b) crecimiento continuo (Fig. 2.2b) u c) Ostwald Ripening (Fig. 2.2c). La edad de la ilita dependerá del balance entre ellas y de la influencia que tengan durante la transformación de esmectita a ilita mientras la cuenca sedimentaria está sufriendo subsidencia (Meunier y Velde, 2004).

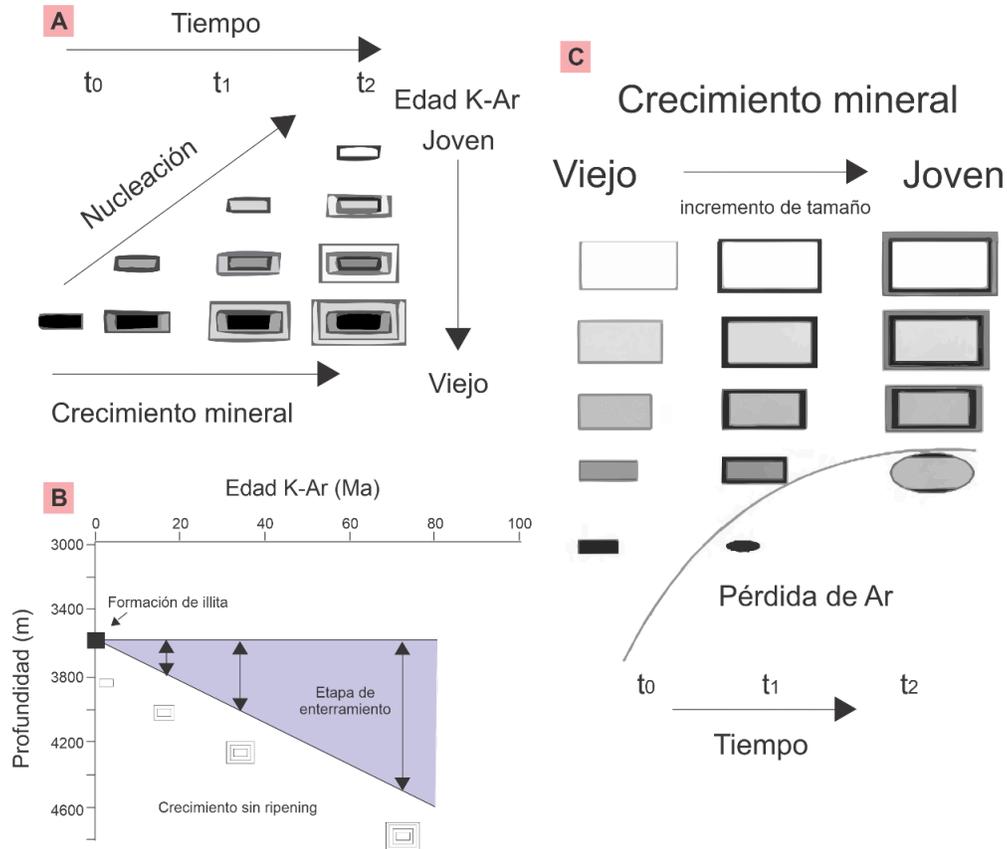


Figura 2.2. Esquemas que representan los tres mecanismos que influyen en la ilitización. A) Relación entre la edad K-Ar y el tamaño de partícula conforme se da la nucleación. b) Distribución de edades K-Ar en la ilitización por crecimiento continuo a diferentes profundidades. C) Efecto de rejuvenecimiento por un proceso de ripening (no nucleación) donde la edad K-Ar decrece cuando incrementa el tamaño de partícula. Tomadas de Meunier y Velde (2004).

Un aspecto muy importante al momento de interpretar las edades será si el sistema químico en que se formó la illita era cerrado (pizarras y lutitas) o abierto (areniscas). En los sistemas cerrados es frecuente encontrar la paradoja de la edad (edades más jóvenes en las zonas profundas de la cuenca). El balance entre disolución-precipitación nos dará verdaderas edades diagenéticas o no. Si no tenemos contaminación detrítica, cuando la edad crezca con el tamaño de partícula asumiremos que la precipitación es mayor que la disolución y las edades obtenidas podrán considerarse como “verdaderas edades diagenéticas”. En el caso de que la disolución y la precipitación se equilibren obtendremos las mismas edades en las diferentes fracciones granulométricas (Meunier et al., 2004).

En sistemas abiertos (areniscas) y con fluidos saturados en potasio vamos a tener frecuentemente crecimiento rápido y directo de illita a partir de caolinita. El hábito de la illita será en este caso función de la sobresaturación del fluido portador de potasio y también de la presión (Lanson et al., 1997).

Sin embargo, el problema es que podemos tener sistemas intermedios en los que la formación rápida de ilita compite con los procesos de crecimiento continuo ($PCI \leftrightarrow WCI \leftrightarrow I$) (donde WCI es ilita bien cristalizada; PCI es ilita mal cristalizada) en tiempos más largos ($t > 2\sigma$) que el margen de error del sistema de fechamiento utilizado. En ese caso el contenido de potasio si estará relacionado con la edad ya que el sistema no está experimentando rejuvenecimiento, pero no necesariamente tendremos “verdaderas edades diagenéticas”. Si obtenemos edades iguales en todas las subfracciones significará que el proceso rápido es el que predomina y las edades son confiables. En estos sistemas cuando encontremos una diferencia importante entre las edades de las diferentes fracciones debemos interpretar un predominio de los procesos de crecimiento continuo y lento que hacen que las edades sean más difíciles de interpretar.

Capítulo 3 : Metodología

Capítulo 3 : Metodología.....	31
3.1 Introducción	32
3.2 Muestreo	32
3.3 Petrografía.....	34
3.4 Difracción de Rayos X (DRX)	35
3.5 Geoquímica	37
3.6 Microscopia electrónica de barrido	37
3.7 Fechamientos K-Ar	37
3.8 Petrografía orgánica.....	38

3.1 Introducción

La primera etapa de este trabajo fue la revisión bibliográfica y el estudio de las cartas geológicas, para fundamentar la importancia de un estudio mineralógico y geocronológico de los minerales de las arcillas en las tres áreas de estudio seleccionadas.

La segunda etapa fue el trabajo de campo. Para la Formación Tlayúa se realizó una salida de campo a la Cantera de Tlayúa, ubicada al sur de Puebla. Para la Formación Matzitzi se realizaron dos salidas de campo a dos afloramientos distintos ubicados en el límite entre el estado de Puebla y Oaxaca. Para la Formación Pimienta, las muestras fueron proporcionadas por la Dra. Ana Bertha Villaseñor y el Dr. Federico Olóriz, quienes estudian esta formación desde el ámbito paleontológico. En cada una de las secciones se muestrearon principalmente los niveles más arcillosos.

Por lo que respecta al trabajo de laboratorio (Figura 3.1), se trabajó con once muestras provenientes de la Formación Tlayúa, treinta y dos muestras de la Formación Matzitzi y ocho muestras de la Formación Pimienta. Para las muestras más consolidadas se empezó con un estudio petrográfico en lámina delgada con el fin de identificar la mineralogía, la textura y a su vez seleccionar que otros métodos serían los más convenientes para su caracterización. Dichas técnicas analíticas son: difracción de Rayos X (DRX), datación por el método de K-Ar (K-Ar), microscopía electrónica de barrido acoplada a SEM, geoquímica de elementos mayores y traza y en algunos casos petrografía de orgánicos.

3.2 Muestreo

En la Cantera de Tlayúa aflora el miembro medio de esta formación (18°20'24" a 18° 37'42" Lat.N y 97° 46'00" a 98° 03'18" Long.Oc), cuya mayor importancia es el contenido de fauna fósil. Aquí se recolectaron once muestras de entre 300g y 600g cada una. El muestreo se realizó principalmente en los niveles arcillosos (capas gruesas de lutitas y microcapas lutíticas en el contacto con el carbonato) utilizando la columna estratigráfica de Kashiwama et al. (2004), como referencia. Adicionalmente se muestrearon varias capas de carbonato (Figura 3.2a).

La Formación Pimienta fue muestreada al centro del estado de Veracruz (19°55'24" Lat.N y 97°10'01" Long.Oc) y se recolectaron ocho muestras, de aproximadamente 300g, de una pequeña sección de 1m. Las muestras son tres de capas de calizas y cinco capas bentónicas (Figura 3.2b).

La Formación Matzitzi fue muestreada en dos afloramientos: una sección a lo largo de la autopista Puebla- Oaxaca (18°05'38" Lat.N y 97°20'20" Long.Oc) y otra sección cercana a los Reyes

Metzontla, Puebla, ambas al sur del Estado de Puebla. En total se recolectaron treinta y dos muestras de entre 600g y 1kg cada una, de capas de areniscas y lutitas (Figura 3.2c).

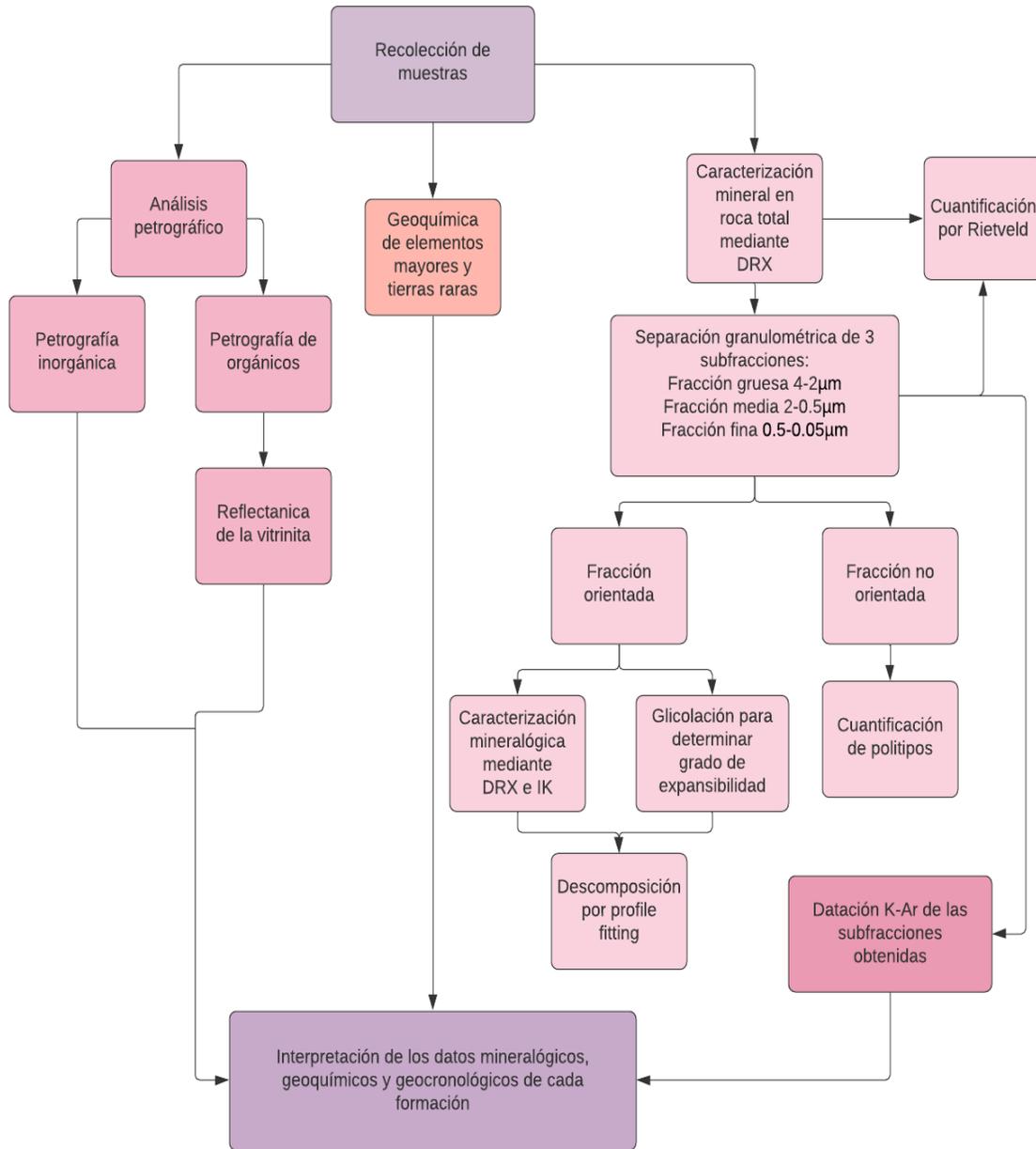


Figura 3.1. Esquema de la metodología aplicada a cada muestra de cada formación



Figura 3.2. Fotografías de cada uno de los afloramientos: a) Formación Tlayúa, en la Cantera de Tlayúa, Puebla; b) Formación Pimienta, en un afloramiento en la localidad de Tlapacoyan, Veracruz; c) Formación Matzitzi, localidades en el área de los Reyes Metzontla. Los recuadros amarillos indican donde se encuentran las capas de arcillas muestreadas en cada una de las formaciones.

3.3 Petrografía

Se realizó un estudio petrográfico a veinte láminas delgadas, donde dos corresponden a la formación Tlayúa y trece a la formación Matzitzi. Dicho estudio se realizó en el Instituto de Geología, UNAM, en un microscopio de luz polarizada Zeiss Axio Imager A2m del laboratorio de lupas y microscopios del LANGEM (Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía).

La caracterización petrográfica consistió en la determinación de las fases minerales que componen a las muestras, así como descripción de texturas, contactos entre granos, composición y proporción de matriz y grado de clasificación. Pero los objetivos principales de la petrografía son también los de reconocer alguna característica adicional que pueda dar información sobre el grado diagenético o metamórfico de cada muestra e identificar todas las fases con potasio que nos pueden afectar como componente detrítico o neoforado en la datación.

3.4 Difracción de Rayos X (DRX)

Los análisis por Difracción de Rayos X se realizaron en el laboratorio de Difracción de Rayos X, del LANGEM (Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía) del Instituto de Geología, en un difractómetro Empyrean (Panalytical) equipado con tubos de cobre y cobalto de foco fino, detector de estado sólido PIXcel 3D y filtro de Níquel. Las muestras fueron analizadas en un rango de escaneo de 4° a 80° (2Theta), corriente de 40mA y tensión voltaica de 45Kv. La rutina de medición fue por pasos (*step scan*) con un tamaño de paso de 0.003° (2Theta) y un tiempo de integración por paso de 30segundos. La identificación y la cuantificación de las fases por el método de Rietveld (Rietveld, 1969) se realizó mediante el software Highscore V4.5 y las bases de datos del ICDD (International Center for Diffraction Data) y ICSD (Inorganic Crystal Structure Database).

3.4.1 Roca total

Los análisis de roca total se realizan de acuerdo con los procedimientos que establecen Moore y Reynolds (1997). La muestra es triturada en un mortero de ágata haciéndola pasar por un tamiz de malla 200 (<75 micras). Se utilizan aproximadamente dos gramos de muestra representativos de la total y se cargan en un portamuestras de aluminio de doble carga para evitar en lo posible la orientación preferente de los minerales de baja simetría.

3.4.2 Separación granulométrica

Con base a la petrografía mineral y el análisis de roca total por Difracción de Rayos X, se eligieron las muestras que contienen mayor cantidad de filosilicatos. Para la Formación Tlayúa se seleccionaron cuatro muestras, mientras que para la Formación Pimienta se seleccionaron tres y para la Formación Matzitzi se eligieron nueve muestras.

Para las muestras de Tlayúa, Matzitzi y Pimienta se repitió el proceso de separación cada ocho horas durante siete días a modo de extraer la mayor cantidad de arcilla suspendida. Como las muestras tenían pocos carbonatos y materia orgánica, no fue necesario agregar ningún dispersante ni floculante a las muestras.

La cantidad extraída se utilizó para separar subfracciones de la fracción arcilla. Este proceso fue realizado en la centrifuga SORVALL ST40 del laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, sujeto a la ecuación de Steele y Bradfield (1934), la cual calcula el tiempo de sedimentación de las partículas con base a su diámetro, densidad y viscosidad.

3.4.3 Índice de cristalinidad o de Kübler

El índice de Kübler (IK) se mide mediante el parámetro FWHM del pico de la ilita de 10\AA en cada una de las subfracciones obtenidas (Figura 3.3).

Para descomponer los picos por *profile fitting* (Lanson 1997) estimar el área y la anchura (FWHM) de los picos de las ilitas de interés, se utilizó el software Fityk (Wojdyr, 2010), que es un software útil para el procesamiento de curvas no lineales que descompone el espectro de manera más precisa y manual que el software HighScore.

Se utilizó con la finalidad de separar, los dos picos de la ilita (WCI: ilita bien cristalizada; PCI: Ilita de baja cristalinidad) que en el difractograma se solapan parcialmente.

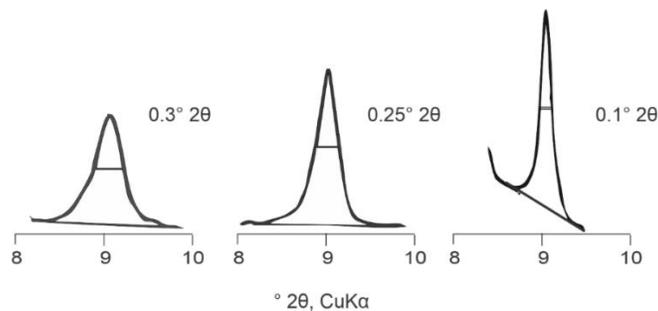


Figura 3.3. Ejemplo de la medición del índice de Kübler, que consiste en utilizar el pico en 10\AA de la ilita y medir la anchura del pico a la mitad de la altura de este. Tomado de Franchini et al. (2007).

3.4.4 Medición de Politipos de ilita

Para la identificación de los politipos, el primer paso es preparar las muestras adecuadamente: las muestras deben ser no orientadas (random) y para ello se forma una bolita de cada subfracción, y se parte por la mitad. La medición se realiza por la técnica de difracción de rayos x y se realiza un escaneo por pasos con un tamaño de paso 0.004° y 40 segundos por paso.

Una vez obtenido el espectro de difracción para cada subfracción, se hace una comparación con patrones de difracción ajustados para una mezcla entre el politipo 1M y 2M1 (el proceso completo se encuentra en la tesis de maestría de Garduño Martínez (2015)).

3.5 Geoquímica

3.5.1 Fluorescencia de Rayos X (FRX)

Los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), del Instituto de Geología, UNAM. Se realizaron en un espectrómetro de rayos X Rigaku Primus II. Las muestras se pesaron (0.4g de muestra) y mezclaron con 8g de fundente compuesto por borato de litio y tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, LiBO_2 (50:50)); la mezcla se colocó en un crisol que se colocó en un hornillo a 1100°C hasta que se fundieran por completo; se enfrió y se obtuvo una pastilla de vidrio homogénea, la cual se analizó. Este equipo determina elementos atómicos mayores y menores, desde el berilio (Be) hasta el uranio (U). El límite de detección para elementos mayores es de 0.01% en peso.

3.5.2 Espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP_MS)

Los análisis se obtuvieron en el laboratorio comercial ACTLABS (Activation Laboratories) de Ontario, Canadá (paquete Litho geochemistry 4B2). Las muestras se fundieron mediante un flujo de metaborato y tetraborato de litio usando un horno de inducción. Una vez que se completó este proceso, se mezclaron continuamente con una solución de ácido nítrico al 5% que contenía un estándar interno hasta que la muestra se disolvió por completo. Las muestras disueltas se analizaron con un ICP / MS Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000. Se analizaron tres muestras en blanco y cinco controles (tres antes del grupo de muestra y dos después).

3.6 Microscopia electrónica de barrido

El equipo que se utilizó es un Microscopio electrónico de barrido marca Hitachi TM-1000 del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica. Con base a la experiencia que se tuvo con el equipo, observamos que las condiciones necesarias para el análisis son las siguientes: un voltaje de aceleración de 15kV, detector de electrones retrodispersados (NTS BSD), distancia de 5 mm entre el detector y la muestra, presión variable como modo de vacío y un spot size de $475\mu\text{m}$. Se utilizó esta técnica principalmente para discriminar los diferentes tipos de feldespatos potásicos (primarios o autigénicos) que encontramos en las rocas estudiadas en la Formación Tlayúa.

3.7 Fechamientos K-Ar

La metodología utilizada en este trabajo es una modificación de la técnica clásica de K-Ar diseñada para pequeñas cantidades de muestras (Solé, 2009). Las muestras fueron analizadas en un

espectrómetro de masas de gases nobles MM1200B, con línea de extracción de gases nobles mediante láser de infrarrojo, cuya fuente de iones opera con un filamento de tungsteno a 70 eV. Cabe mencionar que el K es obtenido mediante la técnica de Fluorescencia de rayos X, donde se utiliza una cantidad de muestra entre los 50 y 100mg (Solé y Enrique, 2001). El espectrómetro de masas se encuentra en el laboratorio de Gases Nobles del LANGEM en su sede del Instituto de Geología.

3.8 Petrografía orgánica

Esta técnica se utilizó para medir siete muestras, de las cuales, tres fueron de la Formación Pimienta y cuatro de la Formación Matzitzí y se realizó en un microscopio Leitz, con objetivos de 30 y 50x en inmersión de aceite, ubicado en el Laboratorio de Petrografía de Orgánicos del Instituto del Carbón, Oviedo, (España). Dicho microscopio está acoplado a un fotómetro calibrado, que es el equipo que mide la intensidad de la luz reflejada por cada maceral, que a su vez está conectado a una computadora con un software para realizar el cálculo

Capítulo 4 Formación Tlayúa

Capítulo 4 Formación Tlayúa.....	39
4.1 Introducción geológica.....	40
4.1.1 Estratigrafía.....	41
4.1.2 Paleontología.....	42
4.1.3 Marco paleogeográfico.....	43
4.1.4 Paleoambiente.....	44
4.1.5 ¿Por qué estudiar la mineralogía, geoquímica y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Tlayúa?.....	44
4.2 Resultados.....	46
4.2.1 Caracterización mineralógica de los carbonatos.....	47
4.2.2 Caracterización mineralógica de las microcapas lutíticas (B).....	50
4.2.3 Caracterización mineralógica de las capas gruesas de lutita (C)Mineralogía de roca total por difracción de rayos X.....	53
4.2.4 Caracterización geoquímica de las microcapas lutíticas (B) y las capas gruesas de arcilla (C).....	55
4.2.5 Geocronología K-Ar.....	57
4.3 Discusión.....	59
4.3.1 Naturaleza mineralógica y geoquímica y origen de las capas en Tlayúa.....	59
4.3.2 Procesos diagenéticos en la cantera de Tlayúa.....	61
4.3.3 Reconstrucción ambiental y preservación paleontológica de los fósiles de Tlayúa.....	63
4.3.4 Geocronología K-Ar e importancia regional.....	65
4.4 Conclusiones sobre la Formación Tlayúa.....	67

4.1 Introducción geológica

La cantera de Tlayúa (Figura 4.1) se ubica cerca de Tepexi de Rodríguez, al sur del estado de Puebla, entre las coordenadas geográficas 18°20'24" y 18° 37'42" de latitud Norte y los meridianos 97° 46'00" y 98° 03'18" de longitud Occidental (Pantoja-Alor, 1990). Debido a la abundancia, variedad y conservación de su paleobiota es considerada un área de estudios de edad cretácica muy importante a nivel mundial (Applegate et al., 2006; Alvarado-Ortega et al., 2007 y 2014). Cantú-Chapa (1987), basándose en restos de amonitas asigna una edad del Albiano superior para esta formación, pero Kashiyama et al. (2004) con base a la fauna de foraminíferos bentónicos proponen una edad Aptiana para la misma.

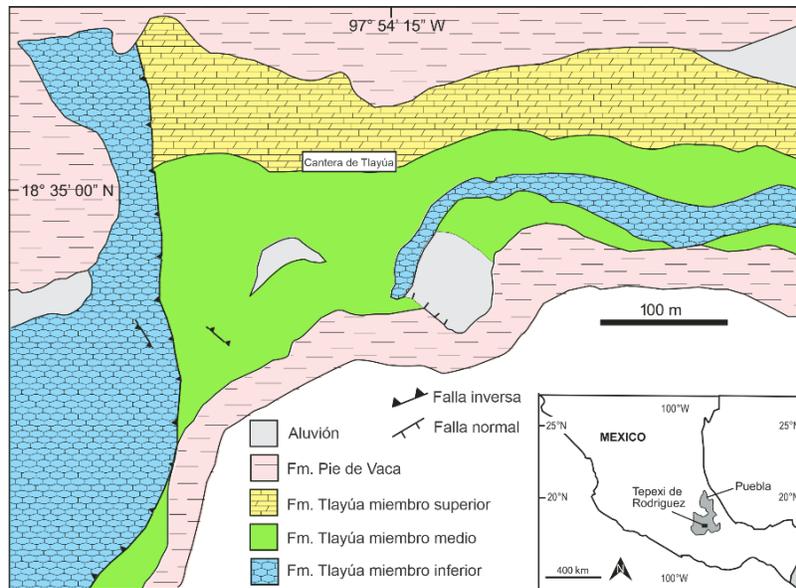


Figura 4.1. Mapa geol3gico y ubicaci3n de la Cantera de Tlayúa en Puebla, M3xico. Modificada de Su3rez et al. (2009).

La cantera de Tlayúa fue descubierta en 1959 pero no es hasta el a3o 1981, gracias a un convenio firmado por el Dr. Applegate con la *National Geographic Society*, que dicha localidad empieza a ser considerada en un sentido cient3fico como una localidad fosil3fera importante (Pantoja-Alor, 1990). Las rocas m3s antiguas que afloran en esta 3rea son las del complejo Acatl3n, de edad paleozoica, conformado por rocas metam3rficas de bajo grado (esquistos). Sobre este basamento se encuentra la Formaci3n Orizaba, que consiste en una secuencia de 1 km de espesor de calizas masivas, con f3siles de rudistas que datan del Cret3cico inferior (Mart3n-Medrano et al., 2009).

La Formación Tlayúa suprayace a la Formación Orizaba; sobre Tlayúa se encuentran capas de sedimentos terrígenos continentales formados por conglomerados y arenas del Plioceno-Pleistoceno, que contienen fósiles de vertebrados (aves, camélidos, felinos) y que se conocen como Formación Pie de Vaca (Pantoja-Alor, 1990; Applegate et al., 2006). En la Figura 4.2. puede verse una fotografía panorámica general de la cantera de Tlayúa, donde se han encontrado los restos fósiles excepcionalmente conservados.



Figura 4.2. Fotografía panorámica de la cantera de Tlayúa en Puebla, México. Según Kashiyama et al. (2004). La barra blanca en la parte inferior derecha mide 50 metros.

4.1.1 Estratigrafía

Pantoja-Alor (1990) dividió a la Formación Tlayúa en tres miembros, acotando su edad paleontológica entre los 100 y 115 millones de años:

- Miembro inferior: es una secuencia de caliza micrítica de tipo mudstone a wackestone con algunos intraclastos y miliólidos. Su estratificación es masiva con biostromas de rudistas, con concreciones de sílice blanca y lentes de pedernal oscuro.
- Miembro medio: está conformado por una secuencia de caliza micrítica tipo mudstone de cuarenta y ocho a cincuenta metros de espesor, laminada finamente y de color crema con pequeñas capas de sedimentos arcillosos de tonalidades rojizas en alguna de las zonas de contacto entre diferentes paquetes. La laminación predomina en la roca y es continua. Los contactos entre láminas no son absolutamente lineales, por lo que los contactos ondulados sugieren que hubo un proceso de disolución por presión durante la diagénesis entre estos contactos. (Kashiyama et al., 2003).

Se ha interpretado (Applegate, 1989) que el origen de los sedimentos arcillosos de color rojo, que cubren las láminas de carbonatos son producto de la asimilación y precipitación

bioquímica del hidróxido férrico asociado a la actividad metabólica de algas y/o bacterias. Según Pantoja-Alor, 1990 y Kashiya et al., 2003 la hematita está concentrada principalmente, en los límites de las estilolitas y láminas, lo cual indica que la hematita es secundaria y se ha movilizó por las discontinuidades texturales durante la diagénesis -

La laminación es el elemento característico de este miembro y parece estar asociada a un predominio de ambientes mareales (poca profundidad, cerca de la línea de costa, Pantoja-Alor, 1990). Las calizas contienen grietas de desecación, “sole marks” y marcas de canal. Cabe mencionar que esta es la unidad que contiene el material fósil mejor preservado de la cantera; el cual se encuentra siempre en el contacto entre el carbonato y las capas delgadas de color rojo e incluye invertebrados como foraminíferos, esponjas, corales, bivalvos, cefalópodos, equinodermos y vertebrados como peces y reptiles (Pantoja-Alor, 1990; Applegate et al., 2006, Alvarado-Ortega 2014).

- Miembro superior: consiste en una secuencia incompleta de capas medianas a gruesas de dolomía y caliza dolomítica de color gris con tonalidades claras y oscuras. La dolomita es secundaria y se ha interpretado como producto de la disolución y precipitación del carbonato de calcio en una interfase agua dulce-marina. A este miembro tradicionalmente se le ha asignado una edad de Albiano tardío (Pantoja-Alor, 1990).

4.1.2 Paleontología

En la cantera Tlayúa se han encontrado más de 6,000 especímenes (Álvaro-Ortega y Applegate, 1999; Alvarado-Ortega y Espinosa-Arrubarrena, 2004) incluidos fósiles de vertebrados como peces y reptiles muy bien preservados. Muchos de los especímenes de Tlayúa han sido identificados en el miembro medio de esta (Applegate et al., 2006), y su buena preservación se ha tratado de explicar por varios autores (Pantoja-Alor, 1990), sin embargo, en la actualidad sigue en discusión.

En estos especímenes incluyen foraminíferos, esponjas, gorgonios, gasterópodos, ammonoideos (Cantú-Chapa, 1987), belemnoides (Seibertz, 1986; Seibertz y Buitrón, 1987a,b), bivalvos, artrópodos (Buitrón-Sánchez et al., 1993; González-Rodríguez y Vega-Vera, 1993), equinoideos, asteroideos, holoturianos (Buitrón-Sánchez et al., 1995; Applegate et al., 1996), ophiuroideos, peces (Applegate, 1988, 1992, 1996; Espinosa-Arrubarrena et al., 1996), reptiles terrestres como lagartos,

cocodrilos, tortugas (Espinosa-Arrubarrena y Applegate, 1990), plesiosaurus, algas, y plantas terrestres (gimnospermas) (Applegate, 1987, 2000).

4.1.3 Marco paleogeográfico

La paleogeografía del Cretácico en Tepexi estuvo condicionada por la rotura de Pangea (Figura 4.3). América del Norte, Europa y Asia (Laurasia) ya se había separado de Pangea, mientras que Gondwana, formada por África, América del Sur, Australia y la Antártida apenas empezaba su separación y fragmentación (Hay et al., 1999). La latitud de lo que será México ya es aproximadamente la actual. El océano Tetis se interpone entre ambas masas continentales (Laurasia y Gondwana) y aloja plataformas que forman mares pequeños con aguas poco profundas en América del Norte. Una de estas plataformas fue lo que hoy se distingue como la Formación Tlayúa (Suárez et al., 2009).

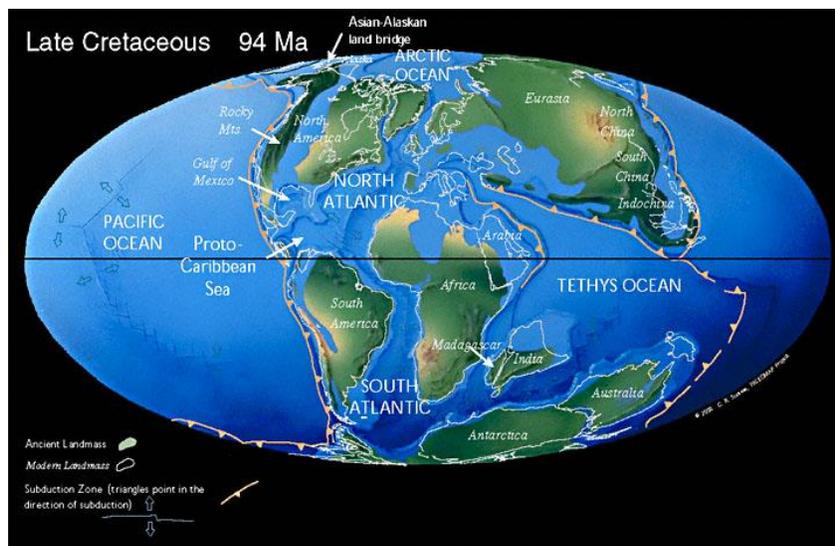


Figura 4.3. Reconstrucción paleogeográfica del Cenomaniano, según Scotese (PALEOMAP Project, <http://www.scotese.com/cretaceo.htm>).

Para el Cretácico tardío, se registró un periodo de fuerte erosión, que provocó el afloramiento de las rocas del basamento. Se conoce que la plataforma experimentó condiciones de exposición subaérea, de carácter insular, por la presencia de restos fósiles de fauna continental reptiliana encontradas en los depósitos cretácicos de la Formación Tlayúa (Applegate y Espinosa-Arrubarrena, 1984; Reynoso, 2000). En el Paleoceno, ocurrieron desplazamientos provocados por fallas laterales,

creando una cuenca pullapart en cuyo depocentro se acumuló la Formación Tepexi (Silva-Romo, 2010).

4.1.4 Paleambiente

Existen diferentes modelos acerca del ambiente geológico:

- Applegate (1987) sugirió una pequeña cuenca con un embalse cerrado en un entorno cercano a la costa, con profundidades de agua que iban desde 10 m hasta los 50 m, y con base en la presencia de peces estimó que se trataba de un arrecife.
- Pantoja-Alor (1990) propuso que Tepexi representa una plataforma cubierta por un mar somero o laguna, de energía cinética moderada a débil, con áreas positivas que generan ambientes litorales y lagunares de subplataforma interna, intermedia o mar abierto.
- Espinosa-Arrubarrena y Applegate et al. (1996) propusieron que la formación se depositó en una laguna con aguas someras, estancadas y por tanto anaeróbica e hipersalina, detrás de una barrera, que dividía a otra laguna rica en biota delimitada por una barrera de coral.
- Kashiyama et al. (2004) indican que Tepexi de Rodríguez parece haber sido una cuenca marina abierta con sedimentación dominada por tormentas y aguas de fondo con circulación restringida, no muy lejos del continente.
- Suárez et al. (2009) planteó con datos de isótopos de oxígeno que Tlayúa era un sistema de laguna poco profunda con oleaje, a la cual llegaban flujos de agua dulce por precipitación y agua subterránea. Además, justifica mediante el análisis micromorfológico de paleosuelos que Tlayúa presentó exposición subaérea y que tuvo un clima subtropical.

4.1.5 ¿Por qué estudiar la mineralogía, geoquímica y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Tlayúa?

La historia de Tlayúa aún tiene aspectos bastante enigmáticos. Estudiar las capas con arcillas de esta cantera es interesante ya que esperamos que nos permita dar respuesta a los siguientes puntos:

- El origen de las capas rojas con arcillas ricas en óxidos de hierro, ya que nunca han sido estudiadas con anterioridad de manera detallada.
- Una interpretación del porqué los organismos fósiles están tan bien preservados. Las observaciones en campo parecen indicar que la Formación Tlayúa ha sido poco afectada por

procesos posteriores al depósito y el estudio de la mineralogía de arcillas permitirá confirmar o no este aspecto.

- Mediante el estudio detallado del grado de transformación de las esmectitas se puede estimar el grado diagenético, así como a qué temperatura aproximada ha estado sometida la formación Tlayúa y de esta forma descifrar la historia postdeposicional de esta formación.
- Existe un hiato de 50 Ma entre la Formación Tlayúa y la Formación Pie de Vaca que, conociendo mejor la historia postdeposicional de la Fm. Tlayúa, quizá podremos interpretar.

4.2 Resultados

Para realizar el presente estudio se tomaron diez muestras de la parte alta del miembro medio de la Formación Tlayúa correspondientes a tres litologías diferentes:

- Grupo A: corresponde a capas masivas y/o laminadas de carbonatos (T5).
- Grupo B: corresponde a capas muy delgadas (<0.5 cm) de material arcilloso y color rojizo, intercaladas con las capas de carbonatos del grupo A. Las denominaremos como *microcapas lutíticas* (T1, T4, T13).
- Grupo C: corresponde a capas gruesas (> 10 cm) de lutitas de color rojo oscuro o anaranjado. Las denominaremos *capas gruesas de lutita* (T0, T2, T3, T6, T9, T15).

Las muestras estudiadas de cada grupo se presentan en la Figura 4.4.

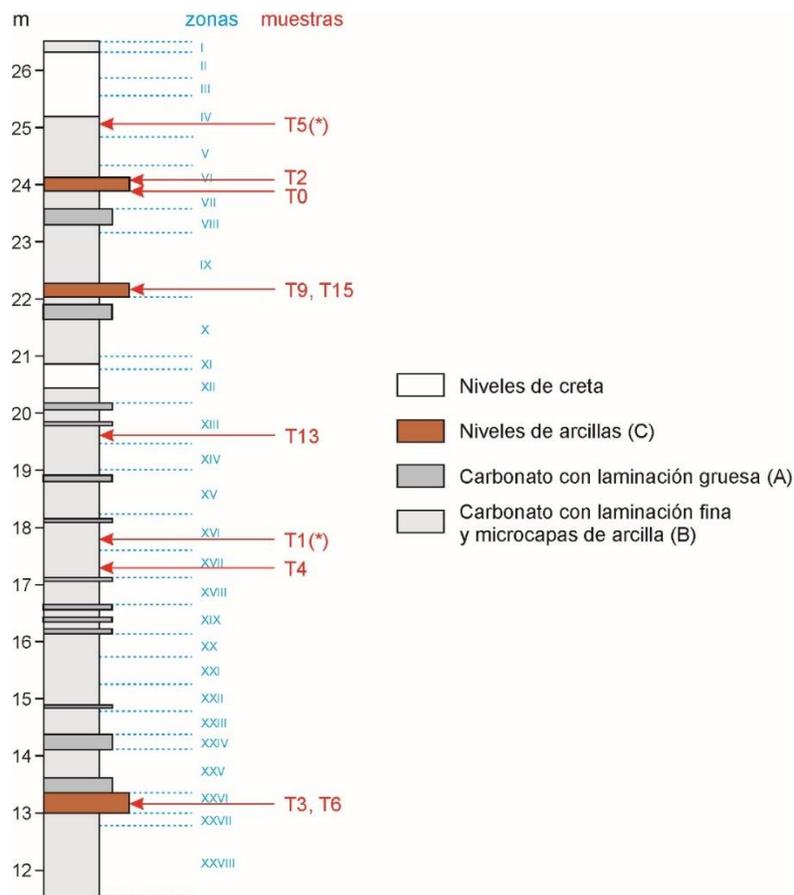


Figura 4.4. Ubicación de las muestras analizadas en este trabajo. La columna corresponde a los 15m superiores del miembro medio de la Formación Tlayúa. La numeración de los metros y las zonas se corresponde con la nomenclatura utilizada Kashiyama et al. (2004) en la Figura 3. Todas las muestras se estudiaron mediante DRX y adicionalmente las muestras indicadas como (*) se estudiaron mediante petrografía.

A continuación, se presentan los resultados analíticos determinados para cada grupo de muestras.

4.2.1 Caracterización mineralógica de los carbonatos

Petrografía

Se realizó la petrografía de dos muestras de las capas de carbonatos pertenecientes al miembro medio de la Formación Tlayúa. La primera lámina (T1(*)) es del contacto entre el grupo A (carbonato) y B (microcapa lutítica T1), mientras que la segunda lámina (T5(*)) corresponde únicamente al Carbonato.

Muestra T1 (*)(Figura 4.5)

La lámina 1 presenta dos sectores diferenciados: uno superior lutítico y uno inferior con carbonatos claramente recristalizados. La matriz es esencialmente arcillosa con abundante hematita diseminada. Adicionalmente se observan algunos cristales de hábito cúbico sub-redondeados de magnetita alterados a hematita. Los minerales observados son principalmente cuarzo, feldespato potásico y minerales opacos. La presencia de arcillas y óxidos de hierro dificulta el reconocimiento de la textura original del material.

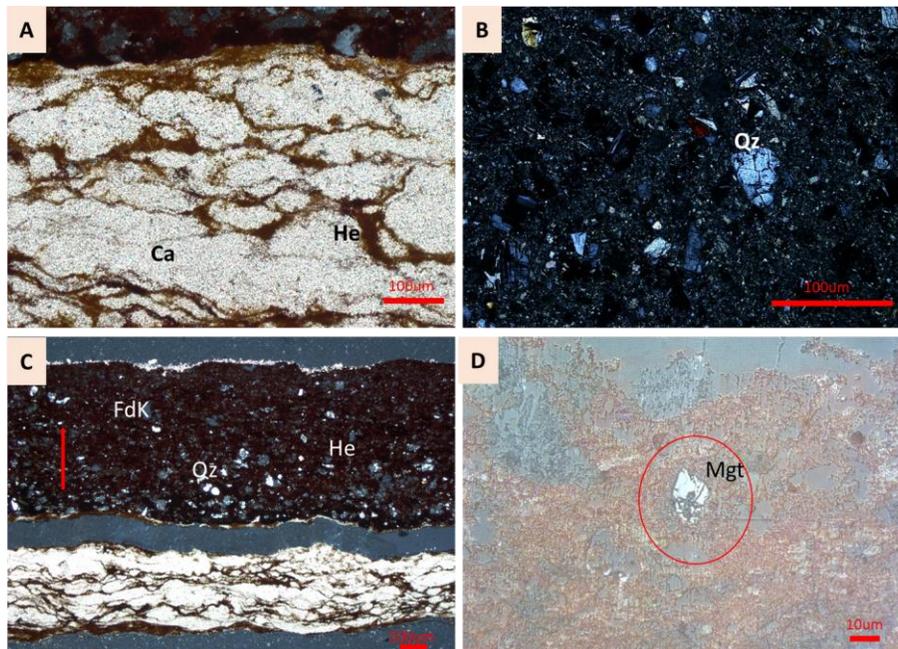


Figura 4.5. A) Fábrica nodular del carbonato. B) Cristales subhedrales de cuarzo rodeado de matriz arcillosa. C) Se observa el contacto ondulado entre el carbonato y la capa arcillosa. D) Magnetita en luz reflejada. Ca: carbonato; FdK: feldespato alcalino; He: hematita; Mgt: magnetita; Qz: cuarzo.

La zona inferior carbonatada presenta una fábrica nodular diagenética con abundantes estilolitas sedimentarias (Bruna et al., 2019) rellenas en parte de material insoluble, principalmente arcillas indiferenciadas y óxidos de hierro. De acuerdo con la clasificación de Logan y Semeniuk (1976), las estilolitas son de tipo irregular anastomosado, indicando un proceso de disolución por presión, pero las condiciones exactas de su formación no han sido bien definidas.

Muestra T5 () (Figura 4.6)*

La lámina 2 es un *bindstone* microbiano con fábrica fenestral y abundantes *ojos de pájaro* y estromatactis (Figura 4.6E). Se observan parches diseminados de micrita (Figura 4.6H) de origen microbiano, así como abundantes zonas vesiculares. La matriz es variable desde micrita hasta arcillas con pequeños clastos de cuarzo, feldespatos potásicos y óxidos de hierro (hematita). El tamaño de los granos (<5 micras) no permitió la caracterización detallada de los feldespatos en lámina delgada.

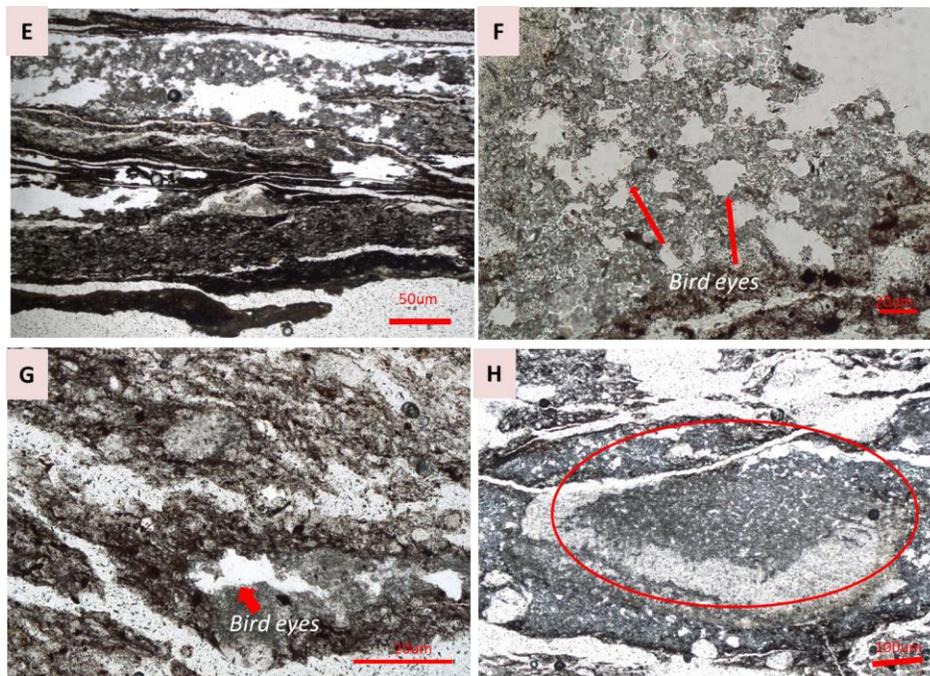


Figura 4.6. E) Fábrica fenestral de un *bindstone* microbiano. F) Estructuras de ojos de pájaro. G) Estructuras estromatactis. H) Micrita coagulada.

Es importante recalcar que ambas láminas son muy diferentes entre sí: la primera se realizó para visualizar el contacto entre dos grupos litológicos diferentes, que son carbonatos y la microcapa de lutita; mientras que la segunda, correspondiente a la superficie del carbonato, nos permite confirmar la presencia de un *bindstone* microbiano.

Mineralogía de roca total por difracción de rayos X

El método de difracción de rayos X fue utilizado para medir cinco muestras en roca total del grupo A, que corresponde a los carbonatos (Anexo 2).

La mineralogía de roca total consiste principalmente de, carbonatos, silicatos y óxidos de hierro (Tabla 4.1). Del grupo de los silicatos se encontró cuarzo (2%) y feldespato potásico (2%), así como arcilla esmectítica (15%). Los carbonatos presentes son calcita pura (59%) y dolomita (18%); mientras que la hematita (2%) y la goethita (2%) son los óxidos de hierro identificados.

Tabla 4.1. Porcentajes cuantitativos obtenidos por el método de Rietveld (Rietveld, 1963)

	Q	FK	CC	Dol	Hem	Goe	Mont	Gyp
Carbonatos (A) T5	2.9	2.1	63.3	21	2.2	1.4	6.9	2.4

Petrografía de la materia orgánica

Además de la petrografía inorgánica, se estudió una muestra al microscopio petrográfico con fluorescencia para comprobar la presencia de materia orgánica. Como se puede observar en la Figura 4.7, la muestra incluye materia orgánica amorfa, que fluoresce dado que tiene una madurez térmica baja. En algunos sitios de la muestra se logran observar estructuras alargadas con bordes puntiagudos y estructuras con forma redondeada, que son típicas del grupo de la leptinita, maceral que corresponde al primer estadio de maduración de la materia orgánica y que aún conserva la forma original (Taylor et al., 1998).

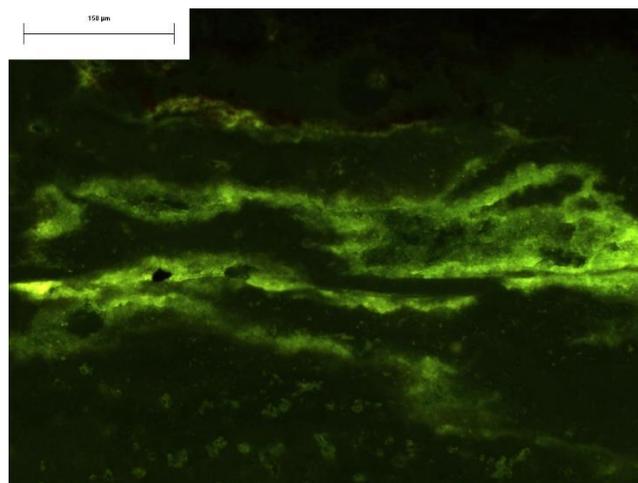


Figura 4.7. Estructuras orgánicas pertenecientes al grupo de la leptinita, bajo fluorescencia.

4.2.2 Caracterización mineralógica de las microcapas lutíticas (B)

Mineralogía de roca total por difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido (B)

El grupo B corresponde a las microcapas de arcilla de color rojo. La mineralogía en roca total fue medida en dos muestras (anexo 2) y consiste principalmente de cuarzo y feldespato potásico de tipo adularia; se encontraron dos tipos de arcillas, una en 14 Å de baja cristalinidad y la otra en 7 Å más cristalina. Con base a los tratamientos en muestras orientadas, glicoladas y calentadas se comprobó que se trata de esmectitas y caolinita respectivamente. Los carbonatos presentes son calcita pura en la muestra T1 y calcita más dolomita en la muestra T4. Los óxidos de hierro son hematita y goetita.

Las muestras T1 y T4 fueron analizadas cuantitativamente mediante un refinamiento por el método Rietveld. Así que para las microcapas lutíticas (Tabla 4.1) observamos bajas concentraciones de cuarzo (6-8%), elevadas concentraciones de feldespato potásico tipo adularia (32-46%), proporciones variables de calcita (0% para T4 y 27% para T1), elevadas concentraciones de óxidos de hierro tipo hematita (6 a 13%) y goetita (4 a 13%) y contenidos intermedios de arcillas caoliníticas (8 a 18%) y esmectíticas (7 a 9%).

Tabla 4.2. Porcentajes para cada fase mineral encontrada en las muestras T1 y T4, mediante el método Rietveld en difracción de rayos X. Q: cuarzo; FK: feldespato potásico tipo adularia; CC: calcita; Dol: dolomita; Hem: hematita; Goe: goetita; Kao: caolinita; Mont: montmorillonita; rwp: R weighted profile; gof: goodness of fitting.

		Q	FK	CC	Dol	Hem	Goe	Mag	Kao	Mont	rwp	gof
Microcapas Arcilla (B)	T1	6.2	31.9	27.2	0	12.6	4.5	0.5	8.1	8.9	4.6186	1.1154
	T4	8.2	46.2	0	0.9	5.8	13.3	0	18.2	7.3	4.2289	0.63825

El objetivo de utilizar la microscopía electrónica de barrido (Figura 4.8) fue observar la morfología, tamaño y hábito cristalino de los feldespatos presentes en la muestra T4. Esta muestra, recubierta con oro para su mejor visualización, tiene una matriz arcillosa que envuelve cristales de calcita y feldespato potásico. Los cristales de feldespato (5-10 micras, raramente más grandes) potásico son idiomórficos de lustre vitreo y un poco translucidos (cuando no tienen impregnación de arcillas o carbonato) y su morfología es romboedra (tipo adularia) y nos induce a pensar que son de origen autigénico (Waugh, 1978; Hearn y Sutter, 1985). Esto explica la gran abundancia de esta fase en las fracciones más finas.

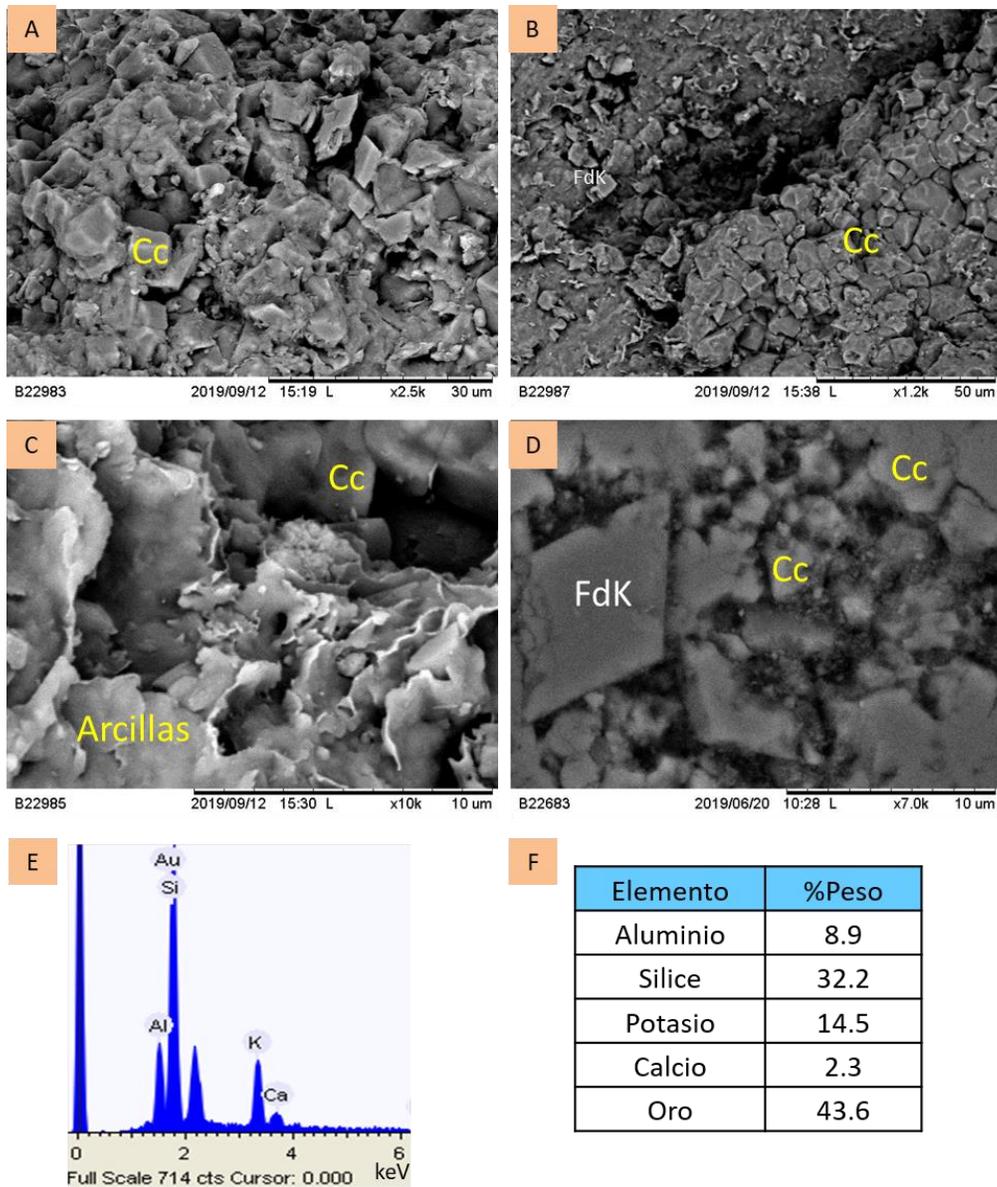


Figura 4.8. A), B), C) y D) Fotomicrografías de cristales de feldespato potásico euhedrales en una matriz arcillosa, acompañados de cristales de calcita. e) Espectro de composición química elemental por EDS de dichos cristales de feldespato. f) Tabla con los valores en porcentaje en peso de los elementos del diagrama E).

Por ser un mineral anhidro, se realizaron mediciones de química semicuantitativa (EDS) para identificar los minerales antes mencionados. Con esta medición se obtuvo la composición elemental del feldespato, que fue de 32.2%wt de sílice, 8.9%wt de aluminio y 14.5%wt de potasio; con estos porcentajes se determinó (Tabla 4.2) que la fórmula estructural del feldespato es $K_{1.0}Al_{0.9}Si_{3.1}O_8$, el cual corresponde, a un feldespato de tipo ortoclasa o adularia.

Tabla 4.3. Cálculo de la fórmula estructural de los feldespatos de la Figura 4.8.

	% peso	Peso atómico	Moles	Proporción atómica	Átomos en base a 5 cationes
K	14.5	39.09	0.37	0.20	1.0
Al	8.9	26.98	0.33	0.18	0.9
Si	32.2	28.05	1.14	0.62	3.1
		Total:	1.84	Total:	5.0
Fórmula: $K_{1.0}Al_{0.9}Si_{3.1}O_8$					

Mineralogía de las subfracciones de arcilla mediante difracción de rayos X (B)

Las subfracciones de arcilla fueron medidas tanto en muestra orientada como desorientada. Las muestras orientadas (anexo 2) se utilizaron para determinar el grado de expansibilidad de la esmectita por glicolación y para calcular la anchura a la mitad de su altura (FWHM) del pico basal 001 de la esmectita. Por su parte, las fracciones no orientadas, se utilizaron para calcular los cuantitativos mediante Rietveld y para determinar la naturaleza dioctaédrica o trioctaédrica (reflexión 060) de las esmectitas (anexo 2). Debemos tomar en cuenta que a pesar de obtener buenos índices de ajuste (GOF= goodness of fitting), los cuantitativos medidos por Rietveld deben de considerarse hasta cierto punto como semicuantitativos por la baja cristalinidad de los minerales identificados. La reflexión basal 060 para todas las muestras nos indica su naturaleza dioctaédrica (~1.49Å) confirmando que la esmectita es de tipo montmorillonita y no de tipo saponita o nontronita.

Tabla 4.4. Valores cuantitativos obtenidos del análisis por el método de Rietveld para la muestra T1 y sus cuatro subfracciones por difracción de rayos X. Q: cuarzo; FK: feldespato potásico tipo adularia; CC: calcita; Dol: dolomita; Hem: hematita; Goe: goetita; Mag: magnetita; Kao: caolinita; Mont: montmorillonita.

	Q	FK	CC	Dol	Hem	Goe	Mag	Kao	Mont	FWHM
T1	6.2	31.9	27.2	0	12.6	4.5	0.5	8.1	8.9	-
T1 4-2µm	7.4	51.7	1.2	0	17.6	17.8	0	2.8	1.2	1.4443
T1 2-1µm	7	35.1	11.5	0	18.6	9.2	0	6.2	12.4	1.6018
T1 1-0.5µm	7.2	20.9	26.4	0	12.6	4.5	0.1	9.3	18.9	1.6150
T1 <0.5µm	2.9	49.9	8.5	0	12.6	9.7	0	5.7	10.6	1.5887

En todas las subfracciones analizadas por el método de Rietveld (Tabla 4.3) destaca la escasez de cuarzo (3 a 7%), la abundancia del feldespato potásico tipo adularia (21 a 52%) y también de los

óxidos de hierro (hematita: 13 a 19%; goetita 4 a 18%). Los feldespatos potásicos pueden identificarse en el difractograma por la presencia de un pico a ~ 27.5 2θ K_{α} Cu y otros picos pequeños situados a ~ 21.10 y a ~ 25.7 2θ K_{α} Cu. El contenido en arcillas de tipo caolinita (3 a 9%) y esmectita (1 a 19%) es intermedio. Cabe mencionar el contenido de minerales no arcillosos no disminuye con el tamaño de la fracción, se mantienen bastante constante los porcentajes de dichas fases minerales aspecto que refuerza el origen autigénico de los mismos.

4.2.3 Caracterización mineralógica de las capas gruesas de lutita (C) Mineralogía de roca total por difracción de rayos X

Se analizaron siete muestras en roca total por el método de difracción de rayos x (anexo 2) de este grupo: T0, T2, T3, T6, T9, T15 y T26. En la fracción muy gruesa (malla $<212\mu\text{m}$) de la muestra T0 de este grupo, se encontraron feldespatos primarios bien conservados.

La mineralogía consiste principalmente de cuarzo, feldespato potásico tipo sanidina, calcita pura, dolomita, óxidos de tipo hematita y goethita y trazas muy pequeñas de pirolusita. Los filosilicatos son de dos tipos: uno en 14 \AA (mineral 2:1) y el otro en 7 \AA (mineral 1:1). Con base a los tratamientos en muestras orientadas, glicoladas y calentadas se comprobó que se trata de esmectitas y caolinita, respectivamente.

Las muestras T2 y T3 se analizarán en el siguiente apartado porque son las muestras que fueron seleccionadas para ser separadas en subfracciones y posteriormente, fechadas.

Tabla 4.5. Valores cuantitativos obtenidos del análisis por el método de Rietveld para cada fase mineral encontrada en las siete muestras del grupo C. Q: cuarzo; FK: feldespato potásico tipo sanidino; CC: calcita; Dol: dolomita; Hem: hematita; Goe: goetita; Kao: caolinita; Mont: montmorillonita.

	Q	FK	Gyp	CC	Dol	Hem	Mag	Goe	Kao	Mont
T0	8	19	0	7	4	5	3	10	0	44
T6	6	7	0	30	2	1	2	6	11	41
T9	2	20	0	13	0	5	3	5	22	32
T15	1.2	15.3	2	39.9	0	0.9	0	0	19	23.5
T26	3	22	0	7	3	2	3	4	19	40

Análisis de subfracciones de la fracción arcilla en muestra orientada

De las muestras analizadas mediante DRX en roca total, se seleccionaron dos para ser separadas en diferentes subfracciones (en función de la cantidad de muestra disponible) y ser medidas como fracción orientada. Dichas muestras corresponden a los niveles más arcillosos de la columna propuesta por Kashiya et al. (2004) (anexo 2).

Las arcillas presentes en las muestras de este grupo B son de composición esmectítica y los datos de glicolación no evidencian interstratificación clara con illita. Sin embargo, como se determinó que tenían pequeñas cantidades de potasio fueron datadas por K-Ar.

Las muestras seleccionadas fueron separadas en cuatro subfracciones granulométricas (FG: 4-2 micras, FM: 2-1 micras, FF: 1 a 0.5 micras y FMF: <0.5micras). Las dos muestras (anexo 2) contienen montmorillonita en alta proporción (41 a 66% en T2, 20 a 80% en T3), feldespato potásico tipo sanidina en menor proporción (0 a 0.5% en T2 y 7-17% en T3), así como óxidos de hierro en poca proporción destacando la presencia de hematita (1 a 5% en T2 y de 1 a 14% en T3).

Tabla 4.6. Valores obtenidos del análisis cuantitativo (DRX + Rietveld) para la muestra T2 (RT) y sus cuatro subfracciones por difracción de rayos x. Q: cuarzo; FK: feldespato potásico tipo sanidina; CC: calcita; Dol: dolomita; Hem: hematita; Goe: goetita; Mag: magnetita; Kao: caolinita; Mont: montmorillonita.

	Q	FK	CC	Dol	Hem	Goe	Mag	Kao	Mont	FWHM
T2	0.8	17.9	29.6	0	5.2	0.4	0.2	13	33.1	-
T2 4-2µm	0	0.5	44.3	0	2.1	0	0	7.3	45.8	1.3400
T2 2-1µm	0.5	0.1	54.2	0	1.3	0	2.6	0	41.4	
T2 1-0.5µm	0	1	16	0	0	0.3	0	17	66.1	0.9605
T2 <0.5µm	0.4	0	24.9	0	1.2	0	1.9	18	53.3	0.8503

Tabla 4.7. Valores obtenidos del análisis cuantitativo (DRX + Rietveld) para la muestra T3 (RT) y sus tres subfracciones por difracción de rayos x. Q: cuarzo; FK: feldespato potásico tipo sanidina; CC: calcita; Dol: dolomita; Hem: hematita; Goe: goetita; Mag: magnetita; Kao: caolinita; Mont: montmorillonita.

	Q	FK	Cc	Dol	Hem	Goe	Mag	Kao	Mont	FWHM
T3	2.6	16.7	46.8	0	0.2	0.3	0.3	8.9	24.1	-
T3 4-2µm	2.9	12	46.5	0	0	4.4	3.6	9.9	20.7	2.2307
T3 2-1µm	9.1	7.9	0	0	8.3	13.2	4.2	0	57.3	1.9476
T3 1-0.5µm	2.6	7.1	0	0	2.9	5.2	3	0	79.2	1.8740
T3 <0.5µm	0	0	0	0	3.1	4.2	2.7	0	90	

4.2.4 Caracterización geoquímica de las microcapas lutíticas (B) y las capas gruesas de arcilla (C)

El objetivo de realizar análisis geoquímicos de elementos mayores y traza fue identificar el origen de las muestras de tipo B y C. Este análisis fue aplicado a dos muestras de las microcapas lutíticas (B) y a dos capas gruesas de lutita (C).

Elementos mayores

La concentración química de elementos mayores en roca total para las muestras T2 y T3 (grupo C) se muestran en la Tabla 4.7.

Tabla 4.8. Concentración de elementos mayores para las muestras T2 y T3. Todos los resultados en % en peso. T2*: muestra corregida por la presencia de calcita. P.F.: pérdida al fuego.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.
T2	22.19	0.55	5.75	11.44	0.01	0.73	29.88	-	3.21	1.24	25.0
T2*	46.73	1.15	12.11	24.09	0.02	1.54	3.44	-	6.76	2.61	
T3	59.03	0.46	20.37	3.16	0.01	5.75	0.67	0.17	1.86	0.10	9.12

Elementos de las Tierras raras

Dos muestras (T2 y T3) de las capas gruesas de lutita (C) y una muestra de microcapas lutíticas (T4) (grupo B) fueron seleccionadas para determinar su composición en elementos traza (Tabla 4.8) con el objetivo de corroborar si podría tratarse de una roca ígnea alterada. Para ello se realizó un diagrama de lantánidos (Figura 4.9) normalizado con los valores estándar de la condrita (Sun y McDonough, 1989), en el que se observa que el comportamiento de las tierras raras presenta un enriquecimiento en las ligeras y decrece hacia las pesadas, siendo muy clara la anomalía negativa de Eu en las muestras más arcillosas T2 y T3.

La muestra T4, que pertenece al grupo B, fue incluida en los siguientes diagramas para poder obtener una mejor comparación química entre el grupo B y C. Ésta muestra no presenta una anomalía de Eu y sus concentraciones en lantánidos son más bajas (un orden de magnitud) que las de las muestras T2 y T3. Este nivel T4 presenta concentraciones de V, Cr, Ni, Cu, Zn y As muy superiores a T2 y T3, así como una relación Th/U de 0.21, comparado con valores de 6.7 y 6.0 en T2

y T3, respectivamente. De estas diferencias importantes se deduce que las microcapas de lutita (T4), situadas encima de una capa de calizas fosilíferas, tienen un origen diferente (o se modificaron posteriormente) al de las capas gruesas de arcilla.

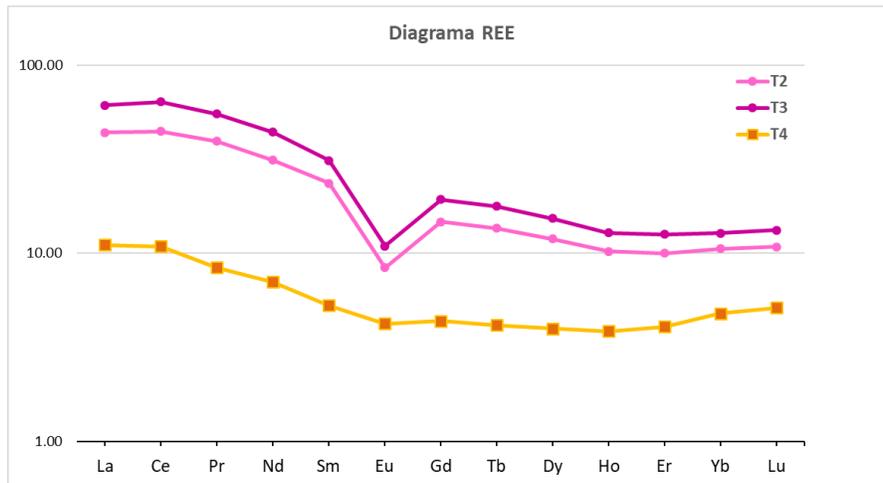


Figura 4.9. Gráfica de Tierras raras para las muestras T2, T3 y T4.

Pearce (1983) presenta un diagrama (Figura 4.10), que es Th/Yb contra Ta/Yb; en él se obtiene el ambiente en que las muestras se formaron. Las muestras T2 y T3 se proyectan en el campo de arco volcánico, mientras que la muestra T4 también, pero parece ser un poco más complicada de clasificar (ver apartado de discusión).

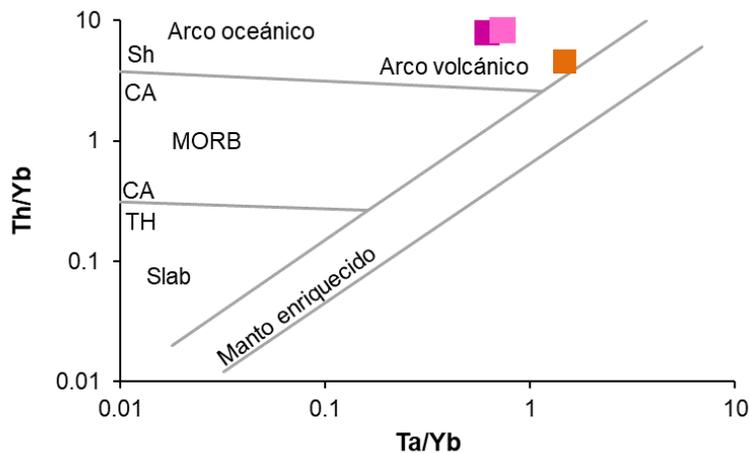


Figura 4.10. Diagrama tomado de Pearce (1983). Las rocas se proyectan en un ambiente de arco volcánico. Lo muestra T2 es rosa claro, T3 es rosa oscuro y T4 es naranja.

4.2.5 Geocronología K-Ar

Se dataron 13 muestras individuales por el método K-Ar. Siete muestras corresponden a las subfracciones granulométricas (4-2 μm , 2-1 μm , de 1-0.5 μm y de 0.5-0.05 μm) separadas de las capas gruesas de lutita (C) estudiadas (T2 y T3). Las otras cinco muestras corresponden a: las tres subfracciones granulométricas (4-2 μm , 2-1 μm y de 1-0.5 μm) separadas de la microcapa de lutita (B) T1 y dos subfracciones granulométricas (4-2 μm y menor a 2 μm) separadas de T4 (Tabla 4.9, anexo 2).

El primer grupo son las edades obtenidas en las subfracciones de la microcapa de lutita (T1 y T4) (datación del feldespato autigénico) cuyas edades, para T1, van desde los 94 hasta los 71 Ma, mientras que para T4 son de 89 a 88 Ma. Todas las edades obtenidas son más jóvenes que la edad estratigráfica reportada para esta formación (aprox. 105 Ma).

La muestra T4 fue sometida a tratamiento con ácido nítrico (T4 nitr) con la finalidad de concentrar el feldespato potásico autigénico (que es de grano muy fino). Después de ello, la muestra fue observada con el estereoscopio y se comprobó que se había obtenido un concentrado más limpio, que los carbonatos sí fueron eliminados, así como los posibles feldespatos primarios. Entonces, esta muestra fue considerada como la más confiable y se obtuvo una edad de 97.8 ± 1.6 Ma.

Tabla 4.9. Edades obtenidas mediante el método K-Ar de las diferentes subfracciones de las muestras T2, T3 (capas gruesas de arcillas) y T1, T4 (microcapa de lutita). d.e.: desviación estándar.

	Muestra	Fracción (μm)	% K	$^{40}\text{Ar}^*$ (mol/g)	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad (Ma)	± 1 d.e.	%FdK	%Sm
Grupo B (Microcapas lutíticas)	T-1	4-2	3.59	6.006E-10	87.7	94.0	1.5	51.7	1.2
	T-1	2-1	2.71	3.974E-10	75.5	82.6	2.0	35.1	12.4
	T-1	1-0.5	2.16	2.727E-10	64.2	71.4	2.2	20.9	18.9
	T-4	4-2	4.19	6.647E-10	92.1	89.2	1.6	-	-
	T-4	< 2	5.05	7.915E-10	93.1	88.2	1.4	-	-
	T-4 nit	<2	7.57	1.320E-10	100.0	97.8	1.6	-	-
Grupo C (Capas gruesas de arcilla)	T-0	<2	6.23	1.166E-09	90.8	104.8	2.0	-	-
	T-2	4-2	0.545	6.691E-11	47.9	69.5	4.6	0.5	45.8
	T-2	2-1	0.984	1.166E-10	45.3	67.0	4.3	0.1	41.4
	T-2	0.5-0.05	0.851	9.216E-11	44.6	61.4	3.4	0	53.3
	T-3	4-2	1.54	1.661E-10	30.2	61.1	3.6	12	20.7
	T-3	2-1	1.58	2.210E-10	43.6	78.9	2.6	7.9	57.3
	T-3	1-0.5	1.42	1.691E-10	27.8	67.4	2.9	7.1	79.2
T-3	0.5-0.05	1.36	1.514E-10	24.1	63.1	3.0	0	90	

El segundo grupo corresponde a las capas gruesas de arcilla (T0, T2 y T3). Para el caso de las subfracciones de T2 únicamente la fracción gruesa está contaminada con feldespato potásico de tipo sanidina, es por ello que las edades de las otras fracciones son interpretadas como las edades de un inicio de transformación (adquisición inicial de K) de las arcillas. Cabe destacar que como son muy pobres en K (inicio de la ilitización), el contenido en K es muy bajo y los errores bastante elevados. La fracción media (2-1 μ m) nos da una edad de 67.0 ± 4.3 Ma y la fracción fina de 61.1 ± 3.6 Ma. Para el caso de la muestra T3 únicamente la fracción muy fina (0.5-0.05) no presenta contaminación por feldespatos potásicos y de ello se deduce que sería la única ($63.1 \pm$ Ma) que está fechando una pequeña transformación de la arcilla esmectítica por incorporación inicial de potasio.

Como se observa en la figura, la muestra T1 y T4, que pertenecen al segundo grupo, presentan una correlación positiva entre la edad y el tamaño de partícula. Pero las demás muestras presentan patrones distintos.

Los resultados se muestran en la figura a continuación.

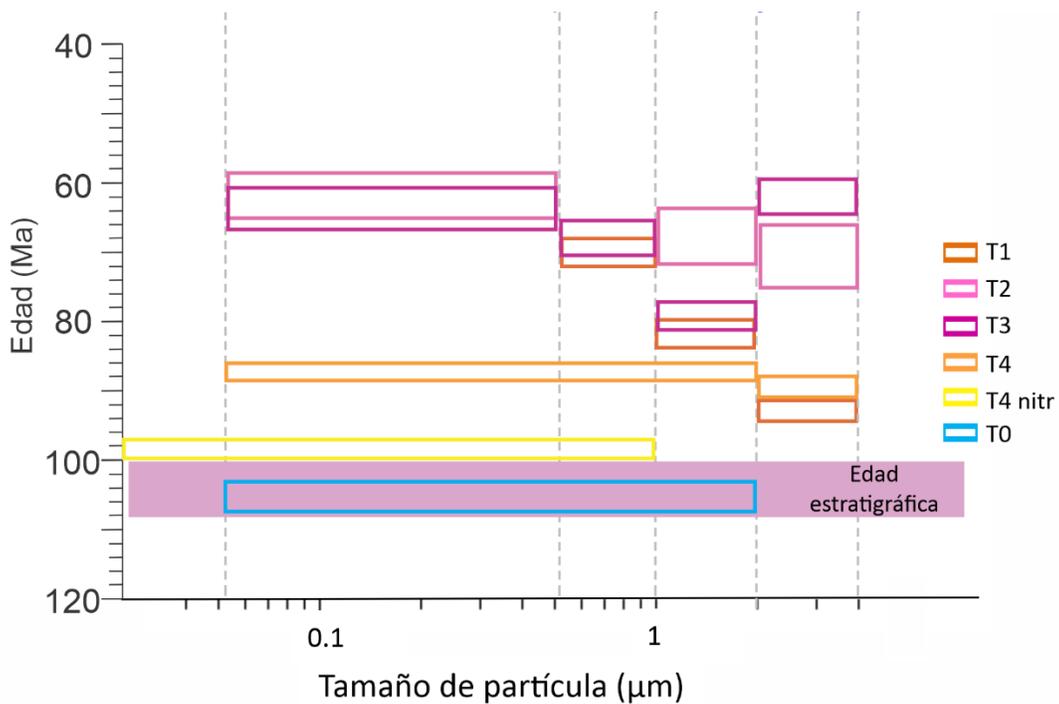


Figura 4.11. Gráfico de la edad obtenida mediante el método K-Ar de las diferentes subfracciones T2, T3 (capas gruesas de arcillas) y T1 y T4 (microcapas de lutita). Comparadas respecto a la edad estratigráfica propuesta por estudios paleontológicos (Pantoja-Alor, 1990; Cantú-Chapa., 1987; Alvarado et al., 2006).

4.3 Discusión

La Cantera de Tlayúa representa un lagerstätte lagunar del Albiano-Cenomaniano, cuya fauna fósil está compuesta principalmente por peces. La estratigrafía está dividida en tres litologías principales: capas de carbonato, capas gruesas de arcilla y microcapas de arcilla entre capas de carbonato y asociadas con los fósiles. Cada una de ellas tiene características distintas que fueron detectadas mediante distintos métodos analíticos.

4.3.1 Naturaleza mineralógica y geoquímica y origen de las capas en Tlayúa

La mineralogía de las capas de carbonatos indica que las fases minerales presentes son calcita sin magnesio (>70%), dolomita, óxidos de hierro y en baja proporción yeso. Los carbonatos no presentan características petrográficas particulares, pero la presencia de micrita, la presencia de materia orgánica de tipo leptinita y las texturas superficiales nos indican actividad biológica de tipo microbiano. Posterior a su formación, el carbonato sufrió procesos de recristalización y la formación de estilolitas sedimentarias (aproximadamente paralelas a las capas) debido al enterramiento (Bruna et al., 2019) y en las que los procesos de disolución-precipitación son bastante limitados. No se ha podido estudiar en detalle la distribución de dolomita, pero se ha visto que para dos de las muestras estudiadas dicho mineral se encuentra en los carbonatos que están en contacto con las microcapas fosilíferas de lutita y se ha determinado que la dolomitización parece estar relacionada con procesos posteriores a la sedimentación de la calcita (dolomita secundaria).

La presencia de yeso es escasa (2 muestras) pero importante ya que nos confirma la presencia de condiciones evaporíticas. Como óxido de hierro predomina la hematita, cuya distribución es irregular pero principalmente se encuentra en las zonas de contacto entre las láminas de carbonato y rellenando las estilolitas. De ello se deduce un origen postsedimentario de este mineral. La goetita es más escasa y parece haberse transformado casi por completo, por deshidratación, a hematita.

No se han realizado estudios geoquímicos en las capas de carbonato, pero basándonos en el trabajo de Reygadas-Langarica et al. (2019), podemos confirmar la presencia de capas de origen marino sin descartar la presencia de capas de agua dulce dado que el estudio referido se refiere a un único paquete de capas (el nivel 13).

Los minerales que aparecen en las capas gruesas (B) y finas (C) de lutita son filosilicatos de tipo esmectita (montmorillonita) y caolinita, calcita, cuarzo, feldespatos potásicos y óxidos de hierro (hematita y trazas de magnetita y goetita). Sin embargo, las abundancias relativas en las que se presentan estos minerales en ambos tipos de capas son claramente diferente. El contenido en potasio, el tipo de feldespato potásico (primario o autigénico) y las concentraciones de los elementos traza en ambos tipos de capas también es diferente.

En las capas gruesas de arcilla predominan los filosilicatos y dentro de estos los de tipo esmectita (23 a 33%). La caolinita siempre se presenta en menor proporción (9 a 19%) y por observaciones petrográficas se relaciona (al menos en parte) a la ~~sl~~alteración de los cristales de feldespato s.l. que no se pueden discriminar bien por estar alterados, ser muy pequeños (<5micras) y presentarse totalmente caolinitizados. Cabe mencionar que la presencia de esmectita y caolinita en las cenizas alteradas, ha sido relacionado por diferentes autores (por ejemplo, Hong et al., 2019) con la presencia de facies marinas y continentales a la vez. Como óxido de hierro predomina la hematita (≤5%) cuya distribución es irregular. Dicho mineral actúa como cemento, pero también la encontramos como halos de oxidación de la magnetita. Debemos considerar que si el hierro hubiera estado presente en las fases iniciales de formación de la esmectita se hubiera incorporado en su estructura formando saponita o nontronita en lugar de montmorillonita.

Los datos de elementos mayores y traza, confirman que se trata de capas de cenizas volcánicas alteradas a arcilla esmectítica. En las muestras T2 y T3 se logró fechar el estadio muy incipiente de transformación de la esmectita a illita (o pequeña incorporación de potasio a la estructura de la esmectita) aunque con un margen de error más elevado dadas las bajas concentraciones de K (< 1%) que tienen las muestras. En la fracción muy gruesa (malla <212µm) de la muestra T0, se encontraron feldespatos primarios bien conservados. Se trató la muestra con ácido clorhídrico y se fecho por K-Ar obteniendo una edad de 104.8 ±2 Ma (Tabla 4.9).

Las microcapas rojas, contienen una menor proporción de filosilicatos (<27%) y la abundancia de caolinita (8 a 18%) es similar a la de esmectita (7 a 9%). La presencia de feldespato tipo adularia en la fracción fina es muy elevada (32-46%) indicando que estos feldespatos se formaron durante un proceso diagenético posterior a la deposición del estrato. Estas capas tienen también mucho hierro en forma de hematita (6-13%) y goetita (4 a 13%).

En lo que respecta a la geoquímica de los elementos de las tierras raras de la microcapas lutíticas, su concentración es menor que la observada para las arcillas de las capas gruesas y no presentan

anomalía de europio. En lo referente a otros elementos traza en la muestra T4 destacan las elevadas concentraciones de metales (principalmente de transición) como son Mo > 100ppm; V = 1290ppm; Zn = 350ppm; Cr = 850ppm; Ni = 840ppm; Co = 220ppm; Zn = 350ppm; As = 260ppm que se sabe que se concentran por la actividad biogénica de los tapetes algales (por ejemplo Dissanayate 1985). Por otra parte, si utilizamos las relaciones U/Th y Ni/Co (4.8 y 120 respectivamente para T4) como proxy de las condiciones paleoredox (Algeo y Liu 2020), estas nos apuntan claramente a la presencia de condiciones de anoxia. Todo ello nos induce a interpretar que la actividad biogénica de los tapetes de algas fue fundamental en la formación de las microcapas. Los tapetes de algas fueron también muy probablemente importantes como estructuras de retención de minerales detríticos como el cuarzo. Es probable que la acumulación de una pequeña capa de sedimento o ceniza (presencia de magnetita) determinó el enterramiento del tapete algal, el decaimiento de la materia orgánica y la preservación de los fósiles, pero esta última parte no ha podido ser demostrada.

4.3.2 Procesos diagenéticos en la cantera de Tlayúa

A continuación, pasamos a resumir y discutir los elementos más importantes sobre la diagénesis experimentada por los sedimentos de Tlayúa.

Las capas de carbonatos presentan procesos de compactación física y recristalización de la calcita. Los efectos de la diagénesis en algunas de las láminas de carbonatos en contacto con las microcapas lutíticas fosilíferas se ven minimizados por la presencia de la arcilla.

Las capas de arcillas presentan un proceso evidente de hematización, además la petrografía orgánica permitió observar estructuras típicas del grupo de la leptinita, que implican un primer estadio de maduración de la materia orgánica. Por otra parte, cabe destacar que la esmectita no está transformada a interestratificados illita/esmectita, aunque se ha podido determinar que tiene pequeñas cantidades (< 1%) de potasio en su estructura. Eso reafirma que los procesos diagenéticos en Tlayúa deben situarse en el campo de la eodiagénesis o diagénesis muy temprana (Flores, 2014) y que la Cantera de Tlayúa, no experimentó nunca temperaturas superiores a los 70°C (Abad 2007).

La precipitación de hematita en la porosidad y la autigénesis de feldespato potásico parecen estar asociados a la diagénesis de los sedimentos en Tlayúa. La impregnación por óxidos de hierro se y la feldespatización secundaria se observa tanto en las capas gruesas como en las capas milimétricas de lutita.

De acuerdo con Waugh (1978), las características (tamaño uniforme, morfología, abundancia y pureza) de los cristales de feldespato potásico de las microcapas lutíticas de Tlayúa, son indicativas de feldespatos potásicos autigénicos. La presencia de este feldespato potásico autigénico está relacionado en Tlayúa a la destrucción total de la plagioclasa, de los posibles minerales máficos y/o del vidrio volcánico. Muchas veces se ha asociado la autigénesis de feldespato potásico de baja temperatura a la alteración de la roca por fluidos calientes (Duffin, 1989) teoría compatible con un origen de ceniza volcánica propuesto para estas capas. También su formación se ha relacionado con la interacción con aguas marinas o aguas marinas modificadas (más ricas en silicio y potasio) (Gonterman, 1973) aspecto que también se ha evidenciado para Tlayúa (Reygadas-Langarica et al., 2019). Para que se forme el feldespato se debe tener una actividad de silicio y potasio más alta que la de las aguas marinas actuales, aspecto favorecido en Tlayúa por la presencia únicamente de organismos no silícicos y la evidente disolución por hidrólisis de los silicatos primarios y/o del vidrio volcánico (Barbis, 1983).

En lo referente al contexto geológico es ampliamente aceptado que la formación a baja temperatura (< 200°C) del feldespato potásico está siempre asociada a enterramientos someros y cierta subsidencia en la cuenca. En Tlayúa, la precipitación del feldespato potásico determinó una cementación de la roca y una reducción de su porosidad tal y como muestran las fotografías de microscopía electrónica de barrido. En capas con carbonatos la autigénesis es más común en las capas micríticas como las de Tlayúa, por la baja porosidad de estas que permite que el sistema se comporte como un sistema cerrado e isoquímico (Kaster, 1971, Kaster y Siever, 1979). En algunos trabajos considerados clásicos sobre el tema (Sandler et al., 2004) se ha comprobado que los fluidos resultantes de la precipitación de dolomita (enriquecidos en K, Al y Si) favorecen también la precipitación del feldespato potásico a baja temperatura.

Por lo que respecta a la precipitación de la hematita, podemos considerarla como un proceso de ferruginización el cual se define como las alteraciones cerca de la superficie en presencia de soluciones acuosas que contienen hierro (Mucke, 1994) y que dependen del tiempo que las rocas han sido expuestas, de la cantidad de agua circulando en la roca, de la porosidad y del tamaño de grano de las rocas (ambos parámetros muy pequeños en los carbonatos y lutitas de Tlayúa), del clima y principalmente y como factor fundamental de las condiciones de pH y Eh de las soluciones. Es importante recordar que los óxidos de hierro se disuelven y son transportados en entornos

subóxicos y anóxicos, pero se precipitan en condiciones de oxidación (Wopfner y Schwarzbach, 1976; Mucke, 1994).

Los procesos de ferruginización han sido muy discutidos en la literatura y se han llegado a proponer cuatro posibles orígenes para estos minerales de hierro:

- Detrítico (Folk, 1970): no es posible en Tlayúa ya que implicaría condiciones iniciales oxidantes y la no presencia de materia orgánica que son contradictorios con la buena preservación de los fósiles.
- Detrítico postdeposicional (Van Houten, 1973): es una modificación del modelo anterior y por tanto tampoco compatible con los datos recopilados en Tlayúa.
- Diagenético (Walker, 1976): considera principalmente la alteración por hidrólisis de minerales como la biotita y los anfíboles, la formación de hidróxidos de hierro (por ejemplo, por actividad microbiana) y arcillas y la posterior deshidratación de los hidróxidos de hierro para formar hematita. Este modelo simplificado permitiría explicar la ferruginización en Tlayúa ya que durante la diagénesis el contenido total de hierro de los sedimentos puede incrementarse (Shogenova, 1999) por una simple modificación del potencial redox de los fluidos diagenéticos
- Postdiagenético (Muche, 1994): también factible en Tlayúa por exposición subaérea después de los procesos de autigénesis de feldespatos potásicos. Un nivel freático bajo y la poca presencia de materia orgánica serían favorables para la precipitación de hematita secundaria en un medio altamente oxidante (Van Houten, 1973).

4.3.3 Reconstrucción ambiental y preservación paleontológica de los fósiles de Tlayúa

Las capas de caliza contienen tapetes microbianos, presencia de micrita coagulada de origen microbiano, así como estructuras de ojo de pájaro y estromatolitos. Esto indica que es una facies de depósito de ambiente inter y submareal. Dichas observaciones se complementan con las de otros autores como Applegate et al. (2006) y Suárez et al. (2009).

En el caso de la Cantera de Tlayúa, la información obtenida mediante las distintas técnicas analíticas sugiere que las capas gruesas y las microcapas de arcillas NO tienen un origen común. Las capas gruesas de arcilla se interpretan como materiales asociados a nubes de ceniza distales, que cayeron de forma brusca en la cuenca marina de Tepexi (Pantoja-Alor, 1990). Las microcapas rojas asociadas a la preservación de los fósiles se formaron en parte por la actividad de los tapetes de algas. Las

aguas por debajo de los tapetes eran probablemente anaeróbicas. La sedimentación de pequeñas capas de material volcánico (o volcano-sedimentario) de tipo explosivo (pobre en fenocristales, con algunos líticos y probablemente rico en vidrio) determinó un cambio brusco en el ambiente de la laguna ocasionando la destrucción de los tapetes y el enterramiento rápido (y un inicio en la descomposición o *decay*) de los organismos. La composición de las capas de ceniza, por ser muy delgadas, se vio muy afectada por la interacción con las aguas salinas y anaerobias de la laguna. El vidrio empezó a alterarse a arcillas de forma bastante rápida y en el proceso de enterramiento posterior se produjo primero la autigénesis de feldespato potásico por enterramiento y subsidencia y la ferruginización durante las condiciones diagenéticas tardías. El hierro que fue transportado en condiciones reductoras y procedía probablemente de los tapetes algales (formación de hidróxidos de hierro solubles en las condiciones anóxicas iniciales) pero también de la descomposición de silicatos primarios y del vidrio de la ceniza volcánica, precipitando finalmente como cemento. En lo referente a la preservación fosilífera la presencia de los tapetes microbianos indica la existencia de alta productividad y por tanto se van a dar condiciones para la descomposición inicial (*decay*) y la posterior preservación (por pseudomorfismo) de los fósiles. Debemos recordar que los tapetes microbianos son de los pocos organismos que pueden vivir en estas condiciones y que los procesos que permiten la fosilización son la permineralización, que es resultado de la infiltración de agua con iones minerales en los tejidos, y la mineralización autigénica, que consiste en que el mineral que precipita depende principalmente de la composición del sedimento y de las condiciones ambientales (Briggs, 2003)

La baja energía del sistema, la anoxia, el enterramiento rápido y la presencia de tapetes microbianos serían los factores principales que favorecieron la preservación por remineralización de las estructuras fósiles. Cabe mencionar que la mayoría de los “Konservat-Lagerstätten” son preservados por el crecimiento mineral durante la diagénesis temprana, que es el caso de la Formación Tlayúa (Briggs, 2003).

Evidentemente tenemos que considerar un agente externo (agente de cambio en el medio) que determina la muerte de las cianobacterias y la detención en el proceso de producción de carbonato. Esta fuente es la que pensamos que está asociada a procesos volcánicos o volcano-sedimentarios.

4.3.4 Geocronología K–Ar e importancia regional

Todas las edades obtenidas son más jóvenes que las edades paleontológicas reportadas (Pantoja-Alor, 1990; Alvarado et al., 2006; Cantú-Chapa, 1987) para la cantera de Tlayúa.

Las edades de las diferentes fracciones granulométricas de las microcapas lutíticas (T1) corresponden a la datación del feldespato potásico autigénico y están en un rango entre 94 y 82 Ma. La muestra T4 fue analizada utilizando diferentes fracciones intentando concentrar el feldespato potásico (que es de grano muy fino) en alguna fracción. Finalmente, la muestra limpiada con ácido nítrico (T14c nítrico) fue considerada la más confiable (97.8 ± 1.6 Ma) ya que por observación estereoscópica comprobamos que se trata de un concentrado más limpio y que con el tratamiento ácido se eliminaron los carbonatos y la posible presencia de restos alterados de feldespatos primarios. Para el caso de la muestra T1 se separaron tres fracciones [FG 4-2 μm : 94.0 ± 1.5 Ma; FM 2-0.5 μm : 82.6 ± 2 Ma y FF 1-0.5 μm : 71.4 ± 2.2 Ma). La baja edad en la fracción fina de esta muestra se relaciona con la pérdida de argón por difusión en cristales muy pequeños de feldespato. En definitiva, se considera que el proceso de autigénesis del feldespato potásico inició a los 98 Ma y se prolongaría como máximo hasta los 82 Ma.

Por otra parte, se fecharon varias fracciones diferentes de dos capas gruesa de arcilla (T2 y T3). La muestra T2 [FG 4-2 μm : 69.5 ± 4.6 Ma; FM 2-0.5 μm : 67.0 ± 4.3 Ma; FF 1-0.5 μm : 61.4 ± 3.4 Ma] nos da un rango de edades entre 67 y 61 Ma (excluyendo la FG que está contaminada con FK) que consideramos corresponde a la fase final de diagénesis por levantamiento tectónico. Cabe mencionar que el error de las mediciones es bastante elevado dado que el contenido en potasio es inferior al 1% pero que habiendo comprobado que las fracciones FM y FF no tienen feldespatos, la única explicación posible a ese potasio que estamos fechando, es que corresponden al poco potasio que logró introducirse en la estructura de la esmectita (Nakata et al., 2019) para iniciar su ilitización, proceso que se vio interrumpido por un levantamiento tectónico.

En la muestra T3 [FM 2-0.5 μm : 78.9 ± 2.6 Ma; FF 1-0.5 μm : 67.4 ± 2.9 Ma; FMF < 0.5 μm : 63.1 ± 3.0 Ma] se comprobó que la fracción media y fina presentan un pequeño grado de contaminación de feldespato volcánico de grano muy fino (7.9% y 7.1% respectivamente) por lo que concluimos que únicamente la edad de la fracción muy fina (que no tiene feldespato potásico) y es de 63.1 ± 3 Ma puede ser considerada como del fechamiento de una autigénesis muy inicial de la ilita.

Las edades obtenidas en el presente trabajo indican que esta autigénesis incipiente se detuvo hace ~60 Ma. De acuerdo con la literatura (Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 2007; Salvador, 1991a), a fines del Cretácico las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide elevaron una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica. En consecuencia, las edades presentadas por los niveles de capas gruesas de arcilla quedarían enmarcadas en el rango definido para la formación del orógeno Mexicano (Fitz- Díaz et al., 2018).

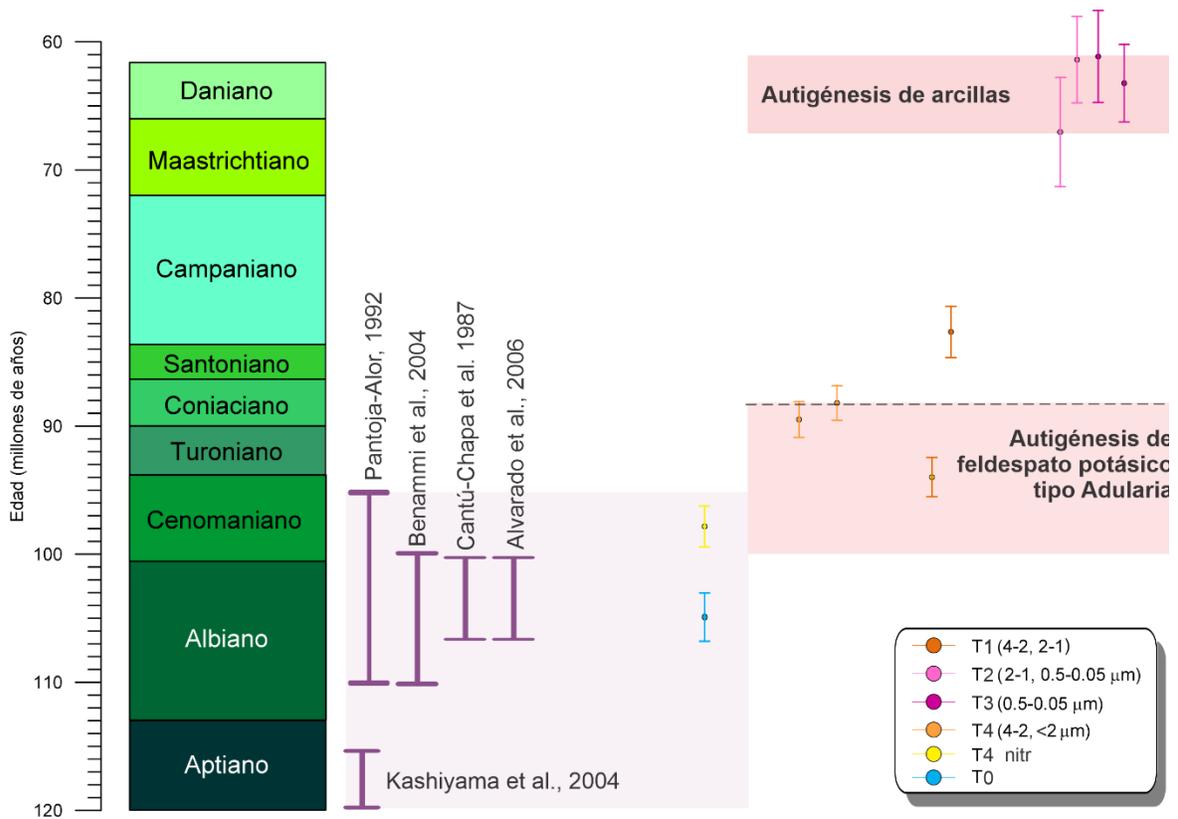


Figura 4.12. Representación de las edades obtenidas en este trabajo que corresponden a dos etapas diagenéticas en la Formación Tlayúa.

4.4 Conclusiones sobre la Formación Tlayúa

Con base a los estudios mineralógicos y geocronológicos del miembro medio de la Formación Tlayúa, se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Las capas de carbonatos del miembro medio de la formación Tlayúa presentan evidencias posteriores al depósito de compactación física, recristalización de la calcita, dolomitización y formación de estilolitas por presión-disolución.
- La concentración de elementos mayores traza y lantánidos de las capas gruesas de arcilla tienen un comportamiento geoquímico muy similar al de las cenizas volcánicas de arco volcánico de lo que se deduce que se trata esencialmente de capas volcánicas muy alteradas.
- Las microcapas rojas fosilíferas, se interpretan como materiales genéticamente asociados a la actividad microbiana preexistente, sedimentados en condiciones de anoxia y muy transformados por procesos diagénéticos. La deposición de pequeños niveles de cenizo y/o sedimento y su posterior alteración diagénética favoreció probablemente la preservación de los fósiles.
- Las capas gruesas de lutita (C) contienen principalmente feldespato potásico primario (con diferente grado de alteración a caolinita), mientras que las microcapas rojas y lutíticas (B) contienen feldespato potásico autigénico tipo adularia de tamaño muy pequeño (<5micras).
- El miembro medio de la Formación Tlayúa experimentó procesos diagenéticos de bajo grado (diagénesis temprana o eodiagénesis), como son la ferruginización, compactación y una mínima transformación de la esmectita. La Cantera de Tlayúa no experimento nunca temperaturas superiores a los 100°C.
- En las subfracciones finas de las arcillas (no contaminadas con feldespato) de las capas gruesas de lutita, se logró fechar (~67 a 61 Ma) por el método K-Ar, un estadio muy incipiente de la transformación de la esmectita a illita (o pequeña incorporación de potasio a la estructura de la esmectita) aunque con un margen de error considerable ($\pm 5\text{Ma}$) dadas las bajas concentraciones de K (< 1%) que tienen las muestras.
- En las subfracciones finas de las arcillas de las microcapas de lutita se logró fecha la autigénesis del feldespato potásico la cual inició a los $98 \pm \text{Ma}$ y se prolongaría como máximo hasta los $82 \pm \text{Ma}$.

- Ambas edades son posteriores a las edades de deposición y nos informan del periodo en que el miembro medio de la Fm. Tlayúa experimentó procesos de enterramiento y diagénesis de muy bajo grado. A partir de los 60 Ma la formación quedó totalmente expuesta y ya no experimentó procesos de autigénesis de arcillas.

Capítulo 5 Formación Pimienta

Capítulo 5 Formación Pimienta	69
5.1 Marco Geológico	70
5.1.1 Estratigrafía y contexto tectónico	71
5.1.2 Paleoambiente	74
5.1.3 ¿Por qué estudiar la mineralogía y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Pimienta?	74
5.2 Resultados	76
5.2.1 Bentonitas	76
5.2.2 Calizas	88
5.3 Discusión	90
5.3.1 Naturaleza mineralógica, geoquímica y origen de las capas de bentonitas de la Formación Pimienta	90
5.3.2 Grado diagenético a partir de indicadores inorgánicos y orgánicos.....	91
5.3.3 Edad y significado tectónico regional de las edades postdeposicionales de las bentonitas.	93
5.4 Conclusiones sobre la Formación Pimienta	96

5.1 Marco Geológico

La Formación Pimienta es una unidad carbonatada del Jurásico Tardío, que aflora en diferentes zonas de las denominadas provincias petroleras mexicanas (Figura 5.1) que circundan al Golfo de México (PEMEX, 2013; EIARRI, 2013). Geológicamente, se formó en un sistema transgresivo muy extenso y presenta espesores muy variables dado que como se depositó encima de un basamento afectado por un proceso de rift y en los altos del basamento la formación está acuñada. Desde el punto de vista económico esta formación es muy importante ya que en ella se han identificado las principales rocas generadoras de aceite y gas del país (PEMEX 2013). Actualmente se está evaluando su posible potencial como yacimiento no convencional tipo *Shale Gas/Oil* (Martínez-Yáñez, 2015).

Dicha formación está definida como una secuencia de calizas tipo mudstone-wackestone y calizas arcillosas de color negro a gris oscuro, intercaladas con capas delgadas de lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, con abundante materia orgánica (Heim, 1926; Hermoso-De-La-Torre y Martínez-Pérez, 1972; Nava y Alegría, 2001; López-Palomino y Piña-Arce, 2007; Jiménez-Hernández y Mendoza-Torres 2010).

El presente trabajo se realizó cerca de la localidad de Tlapacoyan, Veracruz (97°10'N; 19° 55'O), porque dicha formación también aflora donde la Faja volcánica Transmexicana colinda con el extremo sur de la Cuenca Tampico-Misantla (Figura 5.1).



Figura 5.1. Mapa con las cuencas petroleras del Golfo de México. La estrella roja indica la ubicación del área de estudio en el presente trabajo. Tomado y modificado del Plan de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (2015).

5.1.1 Estratigrafía y contexto tectónico

Los contactos inferiores y superiores de la Formación Pimienta varían dependiendo de su ubicación geográfica, pero en la zona estudiada en el presente trabajo, suprayace concordantemente a la Formación San Pedro y su contacto superior es concordante y transicional con la Formación Tamaulipas Inferior (Figura 5.2 y 5.3) (Cantú- Chapa, 1971; PEMEX, 1988).

La Formación San Pedro es una sucesión de caliza oolítica intercalada con packstone y grainstone de bioclastos e intraclastos expuesta en el estado de Veracruz (Manjarrez- Hernández y Hernández de la Fuente, 1989). También ha sido descrita como una sucesión formada por la alternancia de caliza y lutita calcárea de color negro con abundante materia orgánica, con una edad Kimmeridgiana.

La Formación Tamaulipas inferior, de edad Berriasiano- Aptiano, es una serie de calizas constituidas por mudstone y wackestone de color gris, con abundante microfauna compuesta por organismos planctónicos, con lentes y bandas de pedernal gris oscuro y, en ocasiones, con intercalaciones de lutitas negras laminares (Carrillo-Bravo, 1965; Nava y Alegría, 2001; PEMEX, 2013).

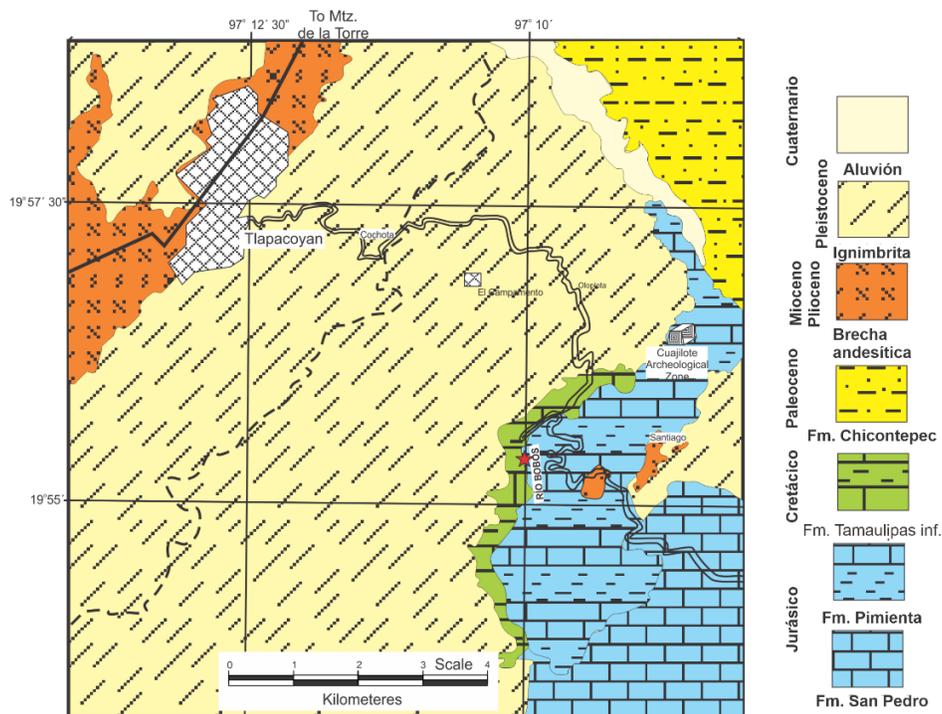


Figura 5.2. Mapa geol3gico de la localidad estudiada para la Formaci3n Pimienta en el presente trabajo. Carta Altotonga E14B16 1:50000 (Jim3nez-Hern3ndez y Mendoza-Torres, 2010)

La Formación Pimienta tiene una edad del Kimmeridgiano-Tithoniano, marcando en su parte superior el límite Jurásico-Cretácico (J-K) (Bonet, 1956; Cantú-Chapa, 1969; Cantú-Chapa, 1971; Velasco-Torres y Sepúlveda De León, 1973; Villaseñor et al., 2011; López-Martínez et al., 2015; Olóriz y Villaseñor, 2018). Dicha edad que fue obtenida a partir del estudio del contenido faunístico que incluye especies como: *Calpionella alpina*, restos de equinodermos y tintínidos (Burckhardt, 1930; Cantú-Chapa, 1969). De acuerdo con su fauna y litología, se infiere que se depositó en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto y que se produjo un cambio litológico (importante aporte de terrígenos finos) hacia la cima que se explica por una variación en las condiciones batimétricas que corresponden a mares someros de baja energía (Aguilera, 1972).

Durante el Triásico tardío, se desarrolló la primera etapa de apertura del Golfo de México, gracias a la fragmentación de Pangea. Se depositaron lechos rojos, de origen continental, constituidos por areniscas, limolitas y conglomerados con clastos de rocas extrusivas basálticas y riolíticas (Salvador, 1991; Padilla-Sánchez, 2007; PEMEX, 2013).

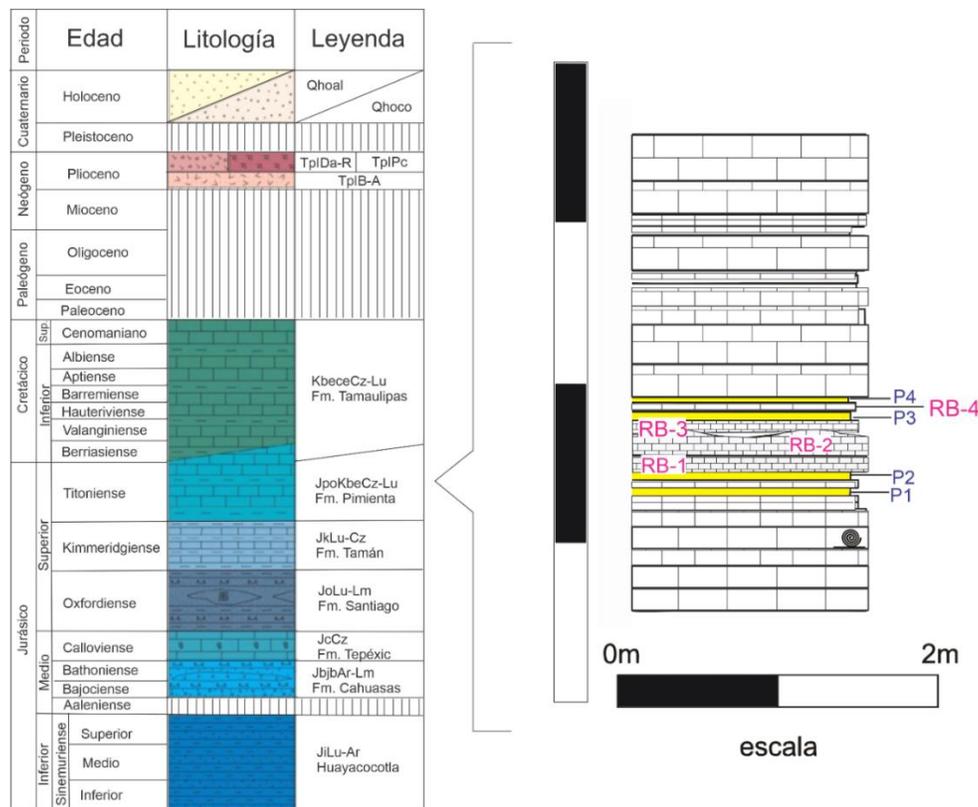


Figura 5.3. a) Columna estratigráfica regional en el área estudiada. B) Columna estratigráfica del afloramiento estudiado para la Formación Pimienta; en amarillo se indican los estratos de bentonita estudiados en el presente trabajo, tomada de Olóriz y Villaseñor. (2018). P# corresponde a las capas de bentonitas, mientras que RB-# son las capas de carbonatos.

A principios del Jurásico Temprano se depositó la Formación Huayacocotla, descrita por Imlay et al. (1948) y Carrillo-Bravo (1965), que está constituida por un conglomerado con fragmentos de areniscas y lutitas, cementadas por un material arcillo-arenoso de color gris oscuro. Representa una paleocuenca de intrarco semirestringida con una alta tasa de sedimentación y su depósito ocurrió debido al comienzo de la transgresión marina del Pacífico hacia el oriente, que fue invadiendo el actual Golfo de México.

En el Calloviense, el Océano Pacífico se unió con el Protogolfo y comenzaron los depósitos evaporíticos de sal y anhídrita (Salvador, 1987). A medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron plataformas amplias, con circulación de agua restringida, ya que estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas; éstas barras son las rocas productoras de hidrocarburos actualmente.

En el Jurásico Tardío comenzó la etapa de margen pasivo. Se caracterizó por ser una época de tranquilidad tectónica con una lenta subsidencia que propició las condiciones necesarias para el depósito de carbonatos, en grandes plataformas carbonatadas (Figura 5.4) (Padilla- Sánchez, 2007). Durante el Oxfordiano se siguieron desarrollando las plataformas de aguas someras a lo largo del Protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos y depósitos menores de lutitas (Salvador, 1991). En el Tithoniano, la subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgada de lutitas y carbonatos en los que aumentó la presencia de organismos y, por ende, de materia orgánica. Hacia fines del Tithoniano, al occidente de México se incrementó la actividad volcánica, indicada por la presencia de numerosas capas de bentonita y pedernal negro en capas, lentes y nódulos en Veracruz (Padilla- Sánchez, 2007).

En el Cretácico inferior aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo aún más, el depósito de grandes cantidades de carbonatos con lutitas intercaladas. Para el Aptiano, el mar ya había cubierto las altas áreas emergidas, mientras que la sedimentación carbonatada continuaba (Salvador, 1991; Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001).

En el Cretácico superior y Paleógeno, la sedimentación carbonatada termina debido a un aporte terrígeno causado por la deformación y plegamiento de la Orogenia Laramide (PEMEX, 2013). Dicha orogenia provocó la depositación de una secuencia tectonoestratigráfica de antifosa donde se depositaron secuencias de areniscas y lutitas de tipo turbidítico y dio origen a la cuenca antepaís de Chicontepec (Padilla-Sánchez, 2007).

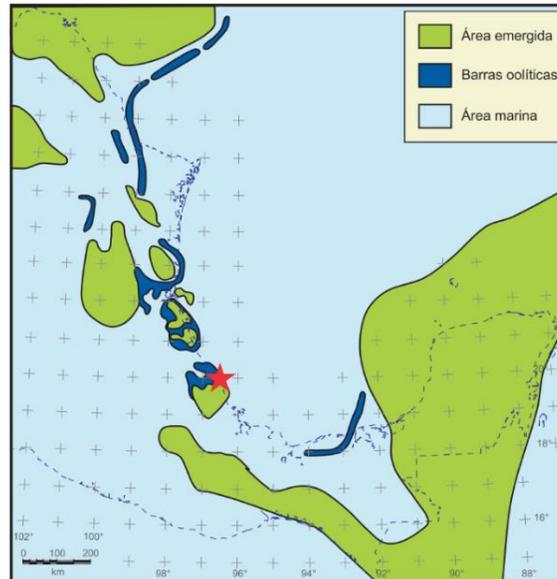


Figura 5.4. Reconstrucción paleogeográfica del Kimmeridgiano, cuando la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca cesó su movimiento lateral y el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán ocuparon la posición actual. La estrella roja indica el punto donde se ubica la localidad estudiada para la Formación Pimienta. Tomado de Padilla- Sánchez (2007), quien indica que las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.

5.1.2 Paleambiente

La microfauna de la Formación Pimienta es de tipo planctónico y está representada por tintínidos, calpionellidos (*Calpionella* Sp.), radiolarios calcificados y foraminíferos. (Aguilera, 1972; Adatte et al., 1994). Los calpionelidos *Crassicollaria* indican vulcanismo regional activo (al igual que la presencia de bentonitas) (Salvador, 1991) ya que los cambios en la temperatura del mar, así como la alta concentración de nutrientes indican mortalidad de organismos.

Cantú-Chapa (1971) propuso una subdivisión de biofacies basada en amonitas del género *Mazapili* *testobosensis* en la base, *kosmmatia victoris* en la parte media y *Parodonto cerasaffi*. *Callistoides* en la parte superior.

5.1.3 ¿Por qué estudiar la mineralogía y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Pimienta?

Caracterizar la mineralogía de los minerales de la arcilla (índice de cristalinidad, expansibilidad y tamaño de cristalito de la illita) y la geoquímica (elementos mayores y traza, incluyendo la edad K-

Ar de la ilita) de las capas bentoníticas de la Formación Pimienta, nos permitirá entender mejor los procesos postdeposicionales (diagénesis y/ o metamorfismo) que afectaron a dicha formación en la zona estudiada (Tlapacoyan, Veracruz).

Además, la correlación de esta información con los datos de la reflectancia de la vitrinita permitirá estimar a qué temperatura aproximada estuvo sujeta la Formación Pimienta en la localidad estudiada.

5.2 Resultados

La sección de la Formación Pimienta, que fue analizada en este trabajo, presenta una intercalación entre dos litologías: bentonitas y calizas. Por ello, los resultados a continuación fueron divididos en estos dos grupos.

5.2.1 Bentonitas

Las características sedimentarias de los horizontes bentoníticos, por comunicación personal del Dr. Federico Olóriz y la Dra. Ana Bertha Villaseñor (2019), es que son horizontes vulcanosedimentarios de tipo tefra (*ash beds*), conocidos como bentonitas, que presentan un color amarillento, con textura aceitosa al tacto. Los límites inferior y superior de los horizontes bentoníticos son netos y tienen un espesor centimétrico, que dificulta el reconocimiento de la organización interna, pero tienen evidencias de erosión a piso y laminación paralela. No se observa deformación ni gradación ni patrones de fracturación, pero sí estructuras sedimentarias como imbricaciones y “spaghetti seems”, deformaciones locales por carga y escamas delgadas de apariencia más carbonatada, que indican una deformación sinsedimentaria o durante la diagénesis “temprana”. Presentan intercalación con calcilimolita, esto implica una porosidad original significativa.

Caracterización mineralógica mediante petrografía y difracción de rayos X de las capas de bentonitas

Dado que las muestras son todas muy similares entre sí y de grano muy fino, se optó por hacer una lámina delgada de una única muestra (P2) para observación petrográfica.

Es una roca compuesta por un aproximadamente un 75% de matriz de grano fino a muy fino y un 25% de fenocristales menos de 1mm. La matriz es de grano fino y sin nícoles cruzados se presenta en dos tonos de color: blanco-translucido (microlitos de feldespatos) y verde-parduzco (alteración arcillosa).

La fase cristalina está compuesta por escasos fenocristales subidiomórficos de cuarzo y feldespato potásico. La alteración tardía de la muestra está relacionada con la presencia de minerales opacos de tipo hematita. Los fenocristales de feldespato y cuarzo (Figura 5.5) son subhedrales y son de tamaño inferior a 1mm. Los cristales de feldespato potásico están alterados, sin embargo, por el tamaño del mineral no se ha podido definir qué tipo de alteración es. Se identificaron también pequeñas esquirlas de vidrio volcánico.

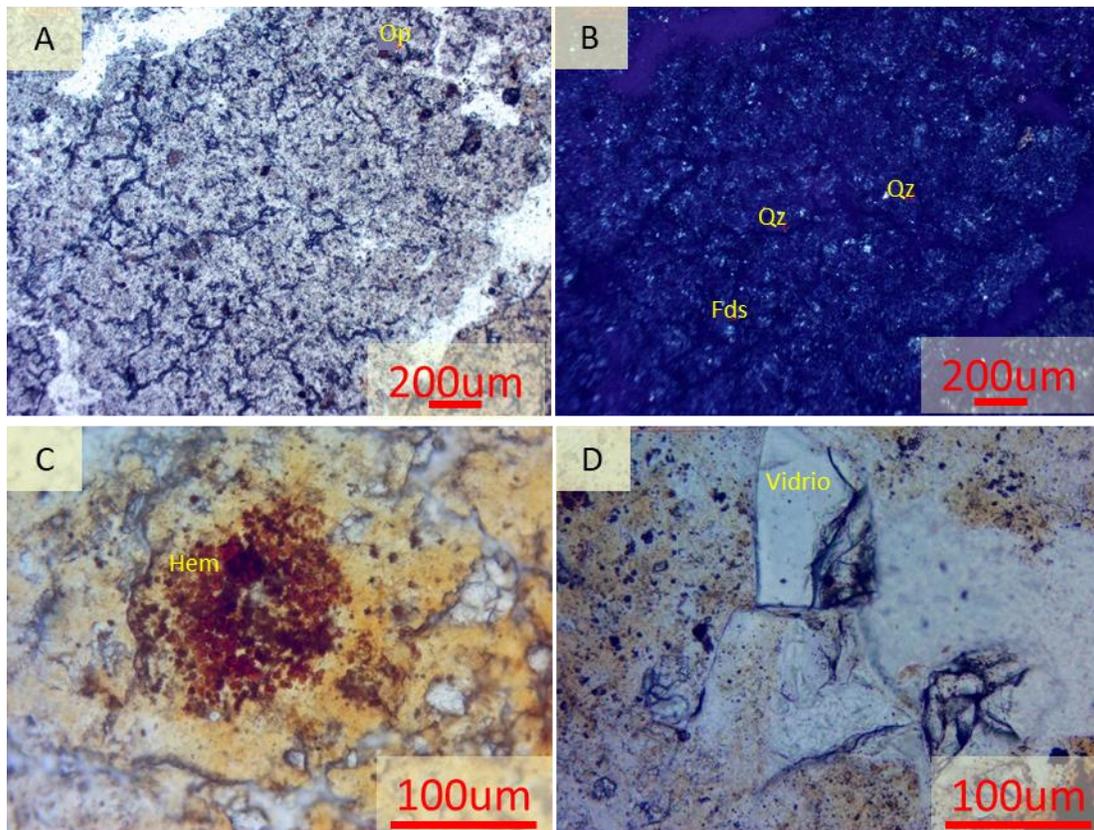


Figura 5.5. Observación petrográfica de la muestra P1; a) Aspecto general de la matriz (alterada a arcillas) y los fenocristales de cuarzo de tamaño muy fino; b) Misma observación que en a) pero con nicóles cruzados; c) Hematita asociada a oxidación tardía de la muestra; d) fragmentos de vidrio volcánico.

Como minerales accesorios (también de tamaño muy pequeño) se observan cristales de micas (biotita, y probablemente moscovita) muy escasos y alterados, zircón y apatito. Es importante también mencionar que en la matriz se observan espacios isótropos en forma de cubos y/o triángulos, posiblemente correspondientes al hueco de un mineral que fue disuelto.

Existe argilización y diseminación de óxidos de hierro en toda la muestra. En algunos casos los óxidos de hierro se encuentran en forma de patinas sobre los minerales, rodeándolos y/o rellenando las fracturas y espacios que se encontraban vacíos, lo que indica su precipitación posterior.

Análisis de roca total por difracción de rayos X

El método de difracción de rayos X fue utilizado para medir 5 muestras de bentonitas en roca total. La mineralogía de roca total consiste en filosilicatos de diferente tipo ($\sim 10\text{\AA}$; $\sim 7\text{\AA}$ y $\sim 14\text{\AA}$), cuarzo,

plagioclasa, feldespato potásico, calcita, y óxidos de hierro tipo magnetita, hematita y goethita (anexo 3). Se utilizó el método Rietveld para obtener una cuantificación de las diferentes fases minerales. Los porcentajes de cada fase mineral varían en las cinco muestras y están reportados en la Tabla 5.1. De dicha cuantificación, destaca la muy baja proporción de cuarzo en las muestras P2, P3 y P5 (1 a 5%) que se convierte en baja en las muestras P1 (~16%) y P4 (~20%). La proporción de plagioclasa es variable (0 a 13%) y la proporción de feldespato potásico es baja (3 a 5%), a excepción de la muestra 2, donde es de 18.3%. Cabe mencionar que la muestra P5 presenta zonas de color más claro y en dichas partes se identificó la presencia de yeso, que es un mineral que se relaciona con procesos de alteración tardía.

Tabla 5.1. Cuantificación mineral mediante el método Rietveld (mediante software HighScore v 4.5) de las cinco muestras de bentonitas. Smc: esmectita; Kao: caolinita; I/S: interestratificado illita- esmectita; Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Plg: plagioclasa; Cc: calcita; Mag: magnetita; He: hematita; Goe: goethita; gof: goodness of fitting.

Muestra	Smc	I/S	Kao	K-Fd	Qz	Plg	Cc	Mag	He	Goe	Total	Q/Flds	Gof
P1	0	71.3	0.1	3.3	16.2	0	3.9	4.7	0.2	0.3	100	4.91	0.65
P2	0	47.4	6.8	18.3	4.6	12.6	0	5.3	0	5.1	100	0.15	0.58
P3	0	82.2	1	4.7	0.8	8.6	0	2	0	0.6	100	0.06	0.81
P4	6.5	43.1	5.7	0	19.9	14	8.7	0.5	0	1.6	100	1.42	0.69
P5	0	84.2	1.7	4.8	1.4	3.8	0.2	3.9	0	0	100	0.16	0.92

En todas las muestras analizadas, los filosilicatos son los minerales predominantes (47 a 84%) y se caracterizan por el predominio de un componente ilítico (47 a 84%) y por la presencia de pequeñas cantidades de caolinita (trazas a 8%). Únicamente para la muestra P4 se ha identificado un componente esmectítico, obteniendo un total de 49.6% de filosilicatos en la muestra. La esmectita de la muestra P4, presenta una reflexión basal 060 con una distancia interplanar de 1.49 a 1.50Å y por tanto se concluye que la esmectita es dioctaédrica de tipo montmorillonita. Dicho componente nos evidencia la importancia de la alteración meteórica de baja temperatura para el caso particular de esta muestra.

Todas las muestras contienen el interestratificado illita-esmectita, así como pequeñas cantidades de feldespato potásico. Como ambas fases tienen potasio, se fecharon por K-Ar únicamente las subfracciones de la fracción arcilla (FG: 4-2µm; FM: 2-0.5 µm y FF: <0.5 µm) comprobando previamente que estaban libres de feldespato potásico.

Mediante un ajuste de perfil utilizando el software Fityk (Wojdyr 2010) se pudo comprobar que el pico situado a $\sim 10\text{\AA}$ (anexo 3) no se puede descomponer en illita bien cristalizada (WCI) e illita mal cristalizada (PCI) de lo que se deduce que está formado por un único componente que denominamos interestratificados illita/esmectita (I/S) *sensu lato*.

Análisis de subfracciones de la fracción arcilla por Difracción de Rayos X

De las muestras analizadas en roca total, se seleccionaron tres para ser separadas en tres subfracciones (FG=4 a 2micras, FM= 2 a 0.5 micras y FF< 0.5 micras) granulométricas. La selección estuvo basada en la cantidad de muestra que pudo ser muestreada durante el trabajo de campo y en que, de acuerdo con la difracción de roca total, son las muestras más representativas por su mineralogía (anexo 3). En ninguna muestra se logró separar una cuarta fracción más fina.

En las muestras orientadas sin tratamiento (air dried), los picos prominentes de 10.6, 5.0 y 3.33 \AA indican una fase predominantemente ílítica pero con una cierta cantidad de I/S. La saturación con etilenglicol amplía aún más la reflexión de primer orden para revelar dos componentes a ~ 12.0 y ~ 9.4 \AA . El pico de segundo orden (002) se desplaza ligeramente a 5.20 \AA , lo que indica una proporción máxima de 20% de esmectita dentro de los interestratificados (Moore y Reynolds 1997) (anexo 3).

Al calentar a 350 $^{\circ}\text{C}$, la fase expandida colapsa a 10.0 \AA y observamos un espectro de illita pura. Para mejorar el cálculo del porcentaje de capas de esmectita dentro de los interestratificados, se midió la magnitud ($\Delta 2\theta$) (Srodon, 1980, Moore y Reynolds, 1997) considerando los dos picos basales (001, 002) más importantes. Esta medición puede considerarse más precisa ya que al basarse en las diferencias entre diferentes picos reflectores no se ve afectada por los errores de calibración del cero del difractómetro y también se minimizan los errores asociados a los diferentes grosores de las láminas (Moore y Reynolds, 1997). El resultado obtenido en este caso para todas las muestras en fracción glicolada, es de que todas las subfracciones incluyen como máximo un 28% de niveles de esmectita (72 a 78% de illita) dentro de los interestratificados (Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Valores de 2θ de las reflexiones 001/002 y 002/003 así como el %ilita en cada muestra (Moore y Reynolds 1997).

	002/003	001/002	diferencia	%(001/002)	%(002/003)	%ilita	+/- 1s.d.
P2-FG	16.90	9.49	7.41	67	76	72	5
P2-FM	17.07	9.37	7.71	73	81	78	4
P2-FF	17.22	9.46	7.77	68	85	79	9
P3-FG	17.32	9.53	7.79	64	87	79	12
P3-FM	17.13	9.41	7.72	70	83	78	6
P3-FF	17.26	9.54	7.71	64	86	78	11
P4-FG	17.1	9.43	7.67	69	82	77	6
P4-FM	17.22	9.47	7.75	67	85	79	9
P4-FF	17.18	9.39	7.79	72	84	79	6

Indicadores cristalográficos de la illita (índice de Kübler y tamaño de cristalito)

En las tres muestras, los índices de cristalinidad de la illita (IK) fueron corregidos mediante la estandarización propuesta por Warr y Rice (1994).

Los índices de las fracciones de arcilla orientadas, corregidas, varían en un rango entre 1.13 y 0.98 y para las subfracciones glicoladas, varían entre 0.8 y 0.7 (Tabla 5.3), por lo que podemos considerar que los valores son bastante constantes. El tamaño de cristalito (8-12nm) calculado mediante la fórmula de Debye-Scherrer también es muy homogéneo (Tabla 5.4)

Se realizó un gráfico (Figura 5.6) comparando el índice de cristalinidad de las illitas medidas contra el tamaño del cristalito. El gráfico fue sobrepuesto al de Kübler y Jaboyedoff (2000), ya que correlacionan el índice de cristalinidad de la illita con el tamaño de cristal, indicando en qué etapa de enterramiento se localizaría una muestra. Los datos utilizados para realizar este diagrama fueron los de las subfracciones glicoladas y nos ubican las muestras en el campo de la diagénesis.

Tabla 5.3. Índices de cristalinidad de la illita para cada subfracción de cada muestra, en fracción orientada y glicolada.

Muestra	Fracción	IC _{illitaOR}	IC _{illitaGI}
P2	4-2m μ	1.12	0.8
	2-0.5m μ	1.06	0.8
	<0.5m μ	1.21	0.69
P3	4-2m μ	1.13	0.77
	2-0.5m μ	1.15	0.73
	<0.5m μ	1.24	0.72
P4	4-2m μ	1.11	0.70
	2-0.5m μ	1.15	0.70
	<0.5m μ	1.25	0.78

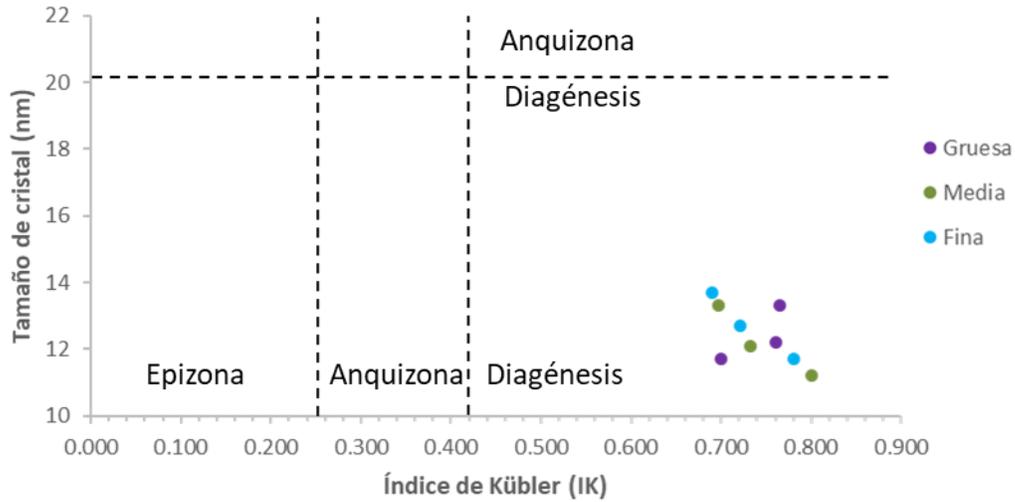


Figura 5.6. Gráfico que relaciona el tamaño del cristalito (Cz) y el índice de cristalinidad (IK) en los cristales de cada fracción, modificado de Kübler y Jaboyedoff (2000).

Tabla 5.4. Resumen de las características cristalográficas de los minerales de las arcillas. . IC = índice de cristalinidad, %illita= porcentaje de illita en el interstratificado illita/esmectita; Cz= tamaño de cristalito en nanómetros; (d060)= distancia interplanar de la reflexión 060 y I_{002}/I_{001} = relación de intensidades de los picos basales con índices de Miller 001 y 002 respectivamente; Q=cuarzo; FK=feldespatos potásico; PL=plagioclasas; K=caolinita; Cc=calcita; Hem=hematita; Mag=magnetita; Sm=esmectita y Ye= Yeso.

Muestra	Fracción	IC _{illitaOR}	IC _{illitaGI}	%illita	Cz (nm)	Reflexión(060) Random	I_{002}/I_{001}	Otros Minerales
Pim 1	RT				8	~1.49 a 1.49Å		Q, Fk, Pl, K, Cc, Hem, Mag
Pim 2	RT				8	~1.49 a 1.49Å		Q, Fk, Pl, K, Mag
Pim 2-1	4-2μ	1.12	0.8	71	12	~1.49 a 1.49Å	0.40	
Pim 2-2	2-0.5μ	1.06	0.8	78	11	~1.49 a 1.49Å	0.30	
Pim 2-3	>0.5μ	1.21	0.69	79	14	~1.49 a 1.49Å	0.20	
Pim 3	RT				9	~1.49 a 1.49Å		Q, Fk, Pl, K, Mag
Pim 3-1	4-2μ	1.13	0.77	79	12	~1.49 a 1.49Å	0.54	
Pim 3-2	2-0.5μ	1.15	0.73	78	12	~1.49 a 1.49Å	0.26	
Pim 3-3	>0.5μ	1.24	0.72	78	13	~1.49 a 1.49Å	0.32	
Pim 4	RT				9	~1.49 a 1.49Å		Q, Fk, Pl, K, Cc, Mag, Sm
Pim 4-1	4-2μ	1.11	0.70	76	13	~1.49 a 1.49Å	0.55	
Pim 4-2	2-0.5μ	1.15	0.70	78	13	~1.49 a 1.49Å	0.52	
Pim 4-2	>0.5μ	1.25	0.78	75	12	~1.49 a 1.49Å	0.28	
Pim 5	RT				8	~1.49 a 1.49Å		Q, Fk, Pl, K, Cc, Mag, Ye

Caracterización geoquímica de las capas de bentonita

Para caracterizar mejor la naturaleza y el posible origen de las capas bentoníticas se realizaron análisis de elementos mayores y elementos traza. Estos análisis se aplicaron a tres muestras y los resultados se muestran a continuación.

Elementos mayores

La concentración química de elementos mayores en roca total para las muestras P2, P3 y P4 se muestra en la Tabla 5.5. Los resultados fueron proyectados en el diagrama de TAS (Total Alcalis vs. Silica)(Figura 5.7); se puede observar que las tres muestras tienen valores relativamente bajos en SiO₂ (46 a 51% en peso), por lo que, de ser rocas no alterada, se clasificarían como traquibasaltos y basaltos. Cabe destacar que la concentración de potasio (K₂O) en todas las muestras es bastante elevada (4 a 6%).

Tabla 5.5. Concentración química de elementos mayores para las muestras P2, P3 y P4.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Suma
P2	47.167	0.62	22.352	9.392	0.016	1.239	1.579	0.002	5.703	0.329	11.6	99.9
P3	46.721	1.15	26.381	5.033	0.008	1.837	1.223	-	5.737	0.25	11.66	100
P4	51.136	0.36	22.435	3.666	0.04	1.965	4.075	0.115	3.963	0.076	12.16	100

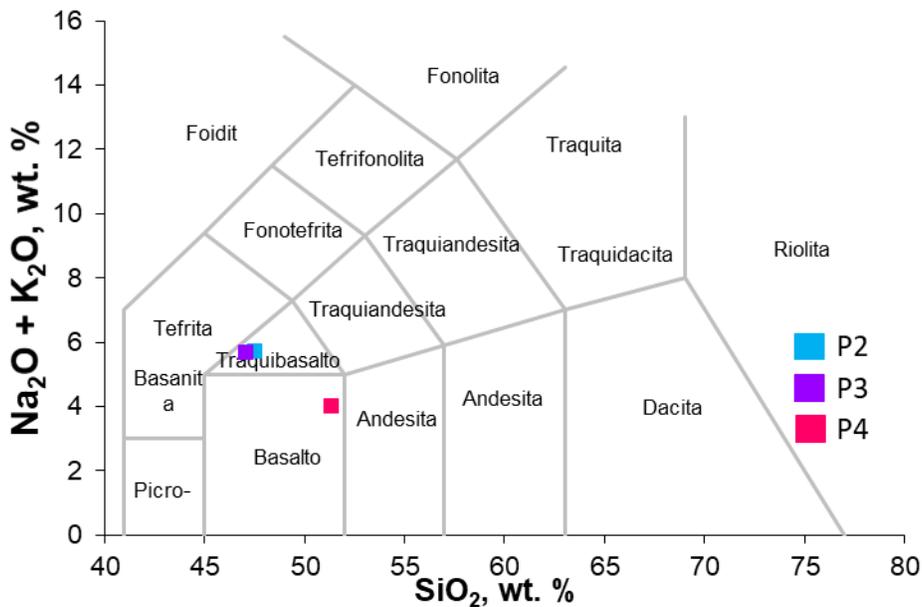


Figura 5.7. Diagrama TAS (Alkali-silica total) tomado de Le Bas et al. (1986).

La relación entre TiO_2 y Al_2O_3 es un parámetro que se utiliza para identificar si los sedimentos tienen componentes volcánicos e identificar su naturaleza (Spears y Kanaris-Sotiriou, 1976; Zhao, et al., 2015). Las relaciones para las tres muestras son de 0.027, 0.043 y 0.016, que indican composiciones intermedias (entre félsicas y máficas).

Winchester y Floyd (1977) proponen un diagrama (Figura 5.8) para clasificar a las rocas ígneas que han sufrido algún proceso de alteración (como el caso de las bentonitas estudiadas) que no utiliza los álcalis, porque son los primeros elementos químicos que se remobilizan cuando hay alteración. El diagrama es un equivalente al diagrama de clasificación TAS, donde la relación Nb/Y es el equivalente a los álcalis ($Na_2O + K_2O$) y la relación Zr/TiO₂ lo es a la sílice. La relación Nb/Y incrementa de una composición sub-alcalina a alcalina, mientras que el cociente Zr/TiO₂ incrementa de una composición básica a ácida.

Las muestras P2, P3 y P4 tienen valores de 0.01 a 0.1 en la relación Zr/TiO₂, y valores de 0.5 a 1 en la relación Nb/Y, lo que indica ligeros enriquecimientos en estos elementos. Con base a este diagrama, las rocas volcánicas originales se localizan en los campos de andesita, traquiandesita y riolacita, demostrando que la clasificación obtenida en el diagrama TAS no era correcta.

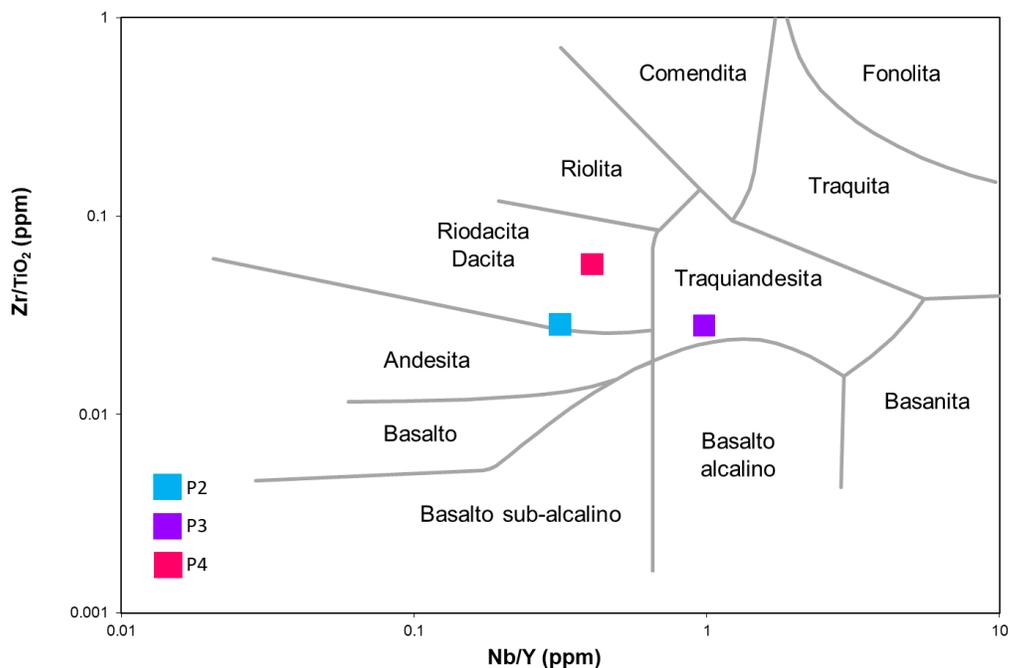


Figura 5.8. Diagrama propuesto por Winchester y Floyd (1977) en el que se observa que las muestras tienen una composición de rocas andesítica, dacítica y traquiandesítica.

Elementos traza

Las mismas muestras (P1, P2 y P3) fueron seleccionadas para determinar las concentraciones de sus elementos traza (Tabla 5.6) con el objetivo de corroborar al 100% si son bentonitas, en sentido estricto, o deben definirse como niveles volcano-sedimentarios.

La Figura 5.9 es un diagrama multi-elemental, normalizado por los valores de corteza continental de Rudnick y Fountain (1995). Observamos para las bentonitas empobrecimientos en algunos elementos LILE (Large Ion Lithophile elements) como son el Ba y el Sr y en algunos lantánidos (Eu, La, Ce) ligeros y enriquecimientos de elementos HFS (High Field Strength Elements) como son Hf, Pb, Th, Ti, U, Zr lo que nos confirma un origen magmático para estas rocas. La muestra P4 presenta una anomalía negativa en Ti (posible presencia de ilmenita, rutilo o esfena), mientras que en P2 y P3 esta anomalía es positiva. La anomalía positiva de Zr se asocia a la presencia de zircón (observado petrográficamente) y la de K₂O a la ilitización de la esmectita.

La anomalía negativa de Nb se puede relacionar a rocas magmáticas contaminadas por corteza continental (Rollinson, 1993).

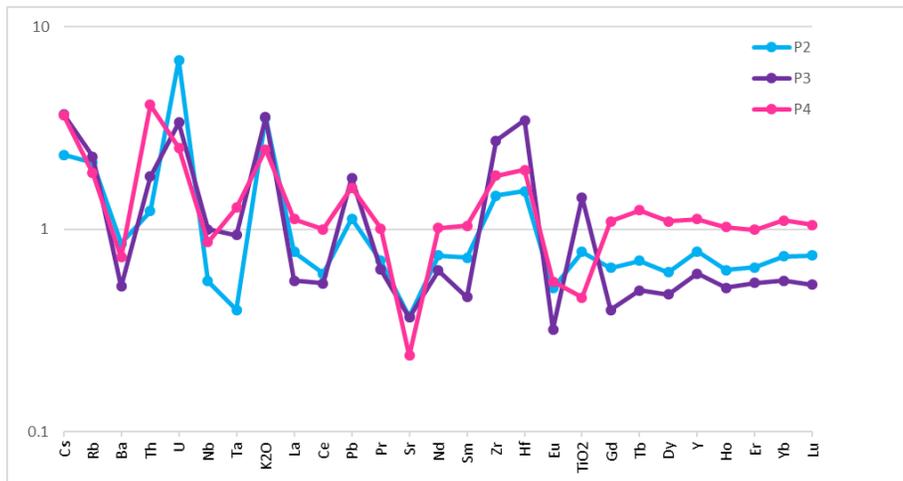


Figura 5.9. Diagrama multi-elemental normalizado respecto a los valores de corteza continental de Rudnick y Fountain (1995), para las muestras seleccionadas.

Elementos de las Tierras Raras

Se realizó un diagrama multielemental normalizado con los valores estándar de la condrita (Sun y McDonough, 1989), en el que se observa que el comportamiento de las tierras raras presenta un enriquecimiento en las Tierras Raras Ligeras y decrece hacia las Tierras Raras Pesadas (Figura 5.10).

La relación LREE/HREE es de 6.466, 7.254 y 5.960; y la relación La/Lu es de 5.959, 5.968 y 6.124, respectivamente. Además, la suma de tierras raras ligeras (LREE) es 53.92ppm, 44.67ppm y 81.70ppm; y la suma de tierras raras pesadas (HREE) es de 8.34ppm, 6.16ppm y 13.71ppm, respectivamente.

El Eu es un elemento con dos estados de oxidación diferentes que puede sustituir al Ca en minerales como la plagioclasa. En el diagrama sobresale la anomalía negativa de Eu en las tres muestras, cuyos valores de Eu/Eu^* calculados son de 0.682, 0.677 y 0.479, respectivamente para cada muestra.

El Ce presenta valores de Ce/Ce^* de 0.856, 0.967 y 0.979, pero por ser valores muy cercanos a 1 indican la no existencia de anomalías negativas de este elemento.

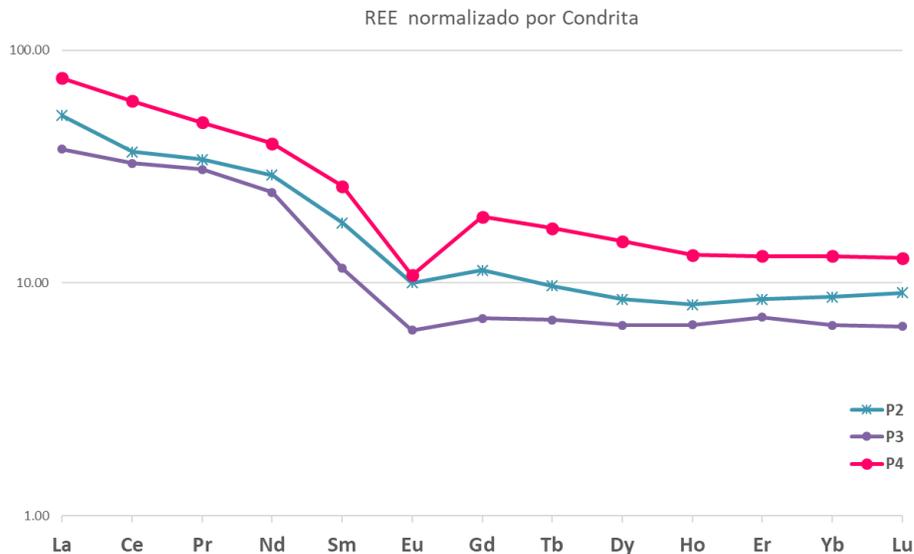


Figura 5.10. Gráfico de lantánidos para las muestras P2, P3, y P4.

Clasificación genética

Se utilizó el diagrama de Pearce (1983) (Figura 5.11), que es un gráfico de Th/Yb contra Ta/Yb, que clasifica a las rocas plutónicas en determinado ambiente tectónico; de acuerdo con diagrama, las tres bentonitas (P2, P3 y P4) pertenecen a un ambiente de arco volcánico oceánico.

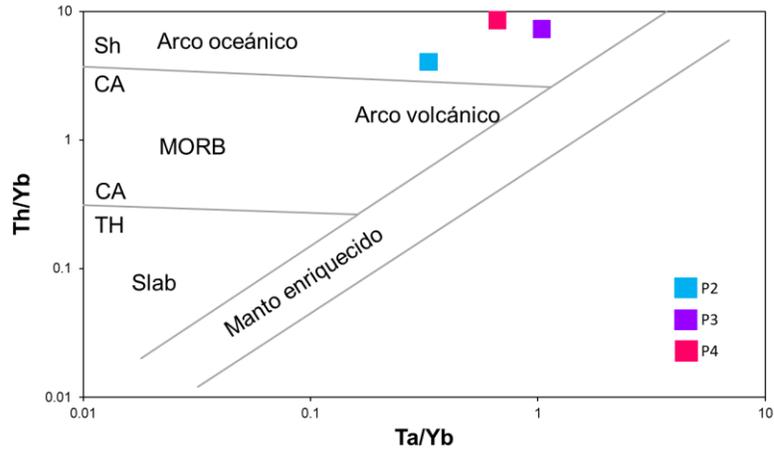


Figura 5.11. Diagrama de rocas volcánicas, tomado de Pearce (1983).

Geocronología K-Ar

Se fecharon tres subfracciones (FG, FM y FF) de tres muestras (P2, P3 y P4). Las edades K-Ar en la fracción gruesa (4-2 μ m) son de 27.5 \pm 0.4 a 29.6 \pm 1.3Ma; para la fracción media (2-1 μ m) las edades son de 25.0 \pm 0.4 a 26.5 \pm 0.4 Ma, mientras que para la fracción más fina (0.5-0.05 μ m) son de 20.4 \pm 0.8 a 22.8 \pm 0.6 Ma.

Se puede observar que el rango de edades para las tres muestras es muy cercano, de 20 a 30Ma considerando todas las subfracciones. Se observa una pequeña tendencia, donde la subfracción gruesa (<2 μ m) es más vieja y se van rejuveneciendo a medida que llegamos a la subfracción más fina (<0.5 μ m) (Tabla 5.7).

Tabla 5.6. Datos geocronológicos de las subfracciones de las tres muestras (P2, P3 y P4) medidas.

Muestra	Fracción	peso	K	40Ar*(mol/g)	%40Ar*	Edad	\pm
Pim 2	> 2	2.350	4.30	2.097E-10	85.5	27.9	0.4
Pim 2	2-0.5	2.119	4.18	1.802E-10	79.8	24.7	0.4
Pim 2	0.5-0.05	2.159	3.94	1.532E-10	79.5	22.3	0.4
Pim 3	4-2	1.121	4.53	2.344E-10	11.2	29.6	1.3
Pim 3	2-0.5	2.006	4.61	2.131E-10	89.7	26.5	0.4
Pim 3	0.5-0.05	0.854	4.27	1.521E-10	46.9	20.4	0.8
Pim 4	> 2	2.494	4.10	1.971E-10	83.6	27.5	0.4
Pim 4	2-0.5	2.040	4.17	1.817E-10	80.4	25.0	0.4
Pim 4	0.5-0.05	1.344	3.95	1.569E-10	64.1	22.8	0.6

5.2.2 Calizas

Análisis mineralógico por difracción de rayos X de las rocas calizas

La mineralogía de roca total consiste principalmente de cuarzo, calcita no magnesiana y dolomita (anexo 3). Como minerales accesorios se encontraron trazas de pirita en dos de las cuatro muestras. Se observaron pequeñas trazas de arcilla ilítica pero en tan baja proporción que no pudieron cuantificarse.

Tabla 5.7. Cuantificación mineral mediante el método Rietveld (mediante software HighScore v 4.5) de las cuatro muestras de calizas.

Muestra	Cc	Dol	Qz	Pir	Fd	Ill	Total	GOF
RB-1	82	17.8	0	0.2	0	0	100	0.8584
RB-2	77.1	13.1	9.6	0.2	0	0	100	0.80192
RB-3	91.9	0	8.3	0	0	0	100	0.76126
RB-4	94.3	0	5.7	0	0	0	100	0.7972

Materia Orgánica

Se utilizaron tres muestras de calizas, RB-1, RB-2 y RB-3, para la observación de materia orgánica. Las tres muestras fueron seleccionadas con base a la cantidad de muestra disponible.

Fueron observadas en un microscopio petrográfico con luz reflejada y con fluorescencia y todas las muestras se utilizaron para hacer un conteo puntual de macerales. Con dicho conteo, se generó un histograma de reflectancias (Figura 5.12) para todas las partículas orgánicas encontradas en cada muestra. Es importante mencionar que durante la realización de este estudio la escases de macerales, en específico de vitrinita, impidió obtener el conteo mínimo de ejemplares (50) para poder establecer una estadística más confiable con respecto a los valores de %Ro. Además, la muestra RB-3 no contó con suficientes partículas para ser representadas en el histograma.

El histograma y la observación al microscopio de luz reflejada indica que las dos muestras son muy similares entre sí y que existen dos poblaciones de macerales, todos embebidos en una matriz arcillosa- calcárea (Figura 5.13). Dichos macerales son:

- Población 1: Vitrinita de bajo rango, que presenta un color gris intermedio, relieve bajo, sin fluorescencia y con un tamaño que va de las 10µm a las 200µm. Su reflectancia es de 0.3 a 0.5%. Constituye un 90% del total de macerales en las muestras.
- Población 2: Inertinita con un color amarillento, relieve más alto al de la vitrinita y con tamaños de 10 a 20µm; con reflectancias entre 1.3 y 1.5%. Constituye únicamente un 10% de los macerales medidos.
- Se encontraron minerales como pirita framboidal, formando agregados con hábito esférico, de 20 a 50 µm, compuestos por pequeños cristales esféricos individuales (Figura 5.13a).

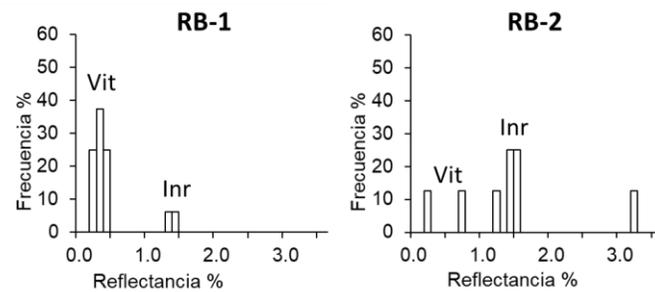


Figura 5.12. Histograma de reflectancias de las muestras RB-1 y RB-2. En ambos se observa la presencia de dos poblaciones diferentes de macerales, que corresponden a una de vitrinita (vit) y otra de inertinita (inr).

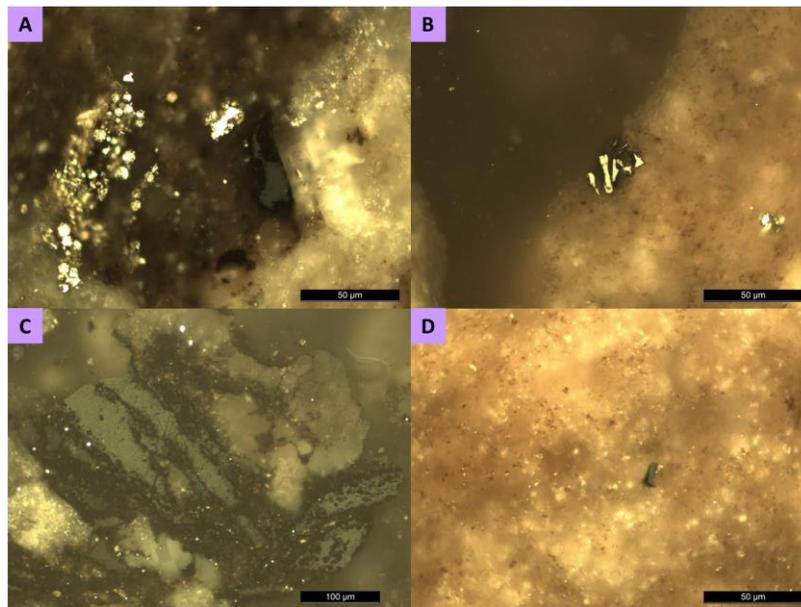


Figura 5.13. Microfotografías en luz reflejada: a) vitrinita de bajo rango y pirita, c) y d) vitrinita de bajo rango en 9na matriz calcárea. b) Inertinita en una matriz calcárea.

5.3 Discusión

5.3.1 Naturaleza mineralógica, geoquímica y origen de las capas de bentonitas de la Formación Pimienta

Las fases minerales mayoritarias, identificadas en las bentonitas, son filosilicatos (interestratificados I/S y en menor proporción caolinita), cuarzo, calcita, feldespato potásico, plagioclasa y óxidos de hierro (magnetita y goetita). Dichos minerales se presentan en proporciones muy variables en las cinco muestras estudiadas, por ejemplo, la relación entre el cuarzo y el feldespato (Qz/Fds) varía de 0.1 a 5. Esta variabilidad mineralógica se debe a que las bentonitas son materiales resultantes de la alteración de niveles piroclásticos que cayeron por gravedad, segregándose, de forma diferencial en cada explosión, la proporción de fenocristales y vidrio. Como minerales accesorios se identificaron cristales individuales, muy pequeños y escasos de zircón y apatito (<5micras) que nos ayudan a confirmar el origen magmático de estas rocas. El tamaño de grano es fino a muy fino y los fenocristales son escasos, lo cual lleva a interpretar que las capas bentoníticas son emisiones distales arrastradas sobre todo por transporte eólico. El poco espesor de los horizontes bentoníticos analizados (generalmente <5cm) y su sucesión discontinua en un intervalo estratigráfico de espesor reducido, son compatibles con emisiones volcánicas distales e intermitentes, relacionadas con actividad volcánica explosiva. Los episodios de interrupción o ralentización de la sedimentación aportarían tiempo para alterar a las cenizas depositadas.

En lo referente a su química, cabe destacar que los álcalis y la sílice han sido fuertemente modificados; es un aspecto bastante común en los procesos de alteración por fluidos de los vidrios volcánicos. La variación entre el contenido en Si y el de otros elementos como Ti, Mg, Al, K es inversa, confirmando nuevamente una segregación química diferencial que es función de la proporción de fenocristales existente en cada una de las muestras. Es por ello, que para poder determinar la naturaleza del magma original del que proceden las bentonitas, se utilizaron diagramas de elementos inmóviles. Se obtuvieron valores de 0.01 a 0.1 en la relación Zr/TiO_2 , y valores de 0.5 a 1 en la relación Nb/Y , indicando que su composición es de tipo andesita, traquiandesita y riocacita. Lo anterior sugiere que las bentonitas probablemente derivaron de magmas félsicos a intermedios con composición calciocalina (anomalía negativa de europio muy marcada). Las muestras analizadas presentan altas concentraciones de Hf, Nb, Pb, Ta, Th, Ti, U, Y, Zr y bajas concentraciones de Cr, Cs y Rb. Interpretamos que, en las bentonitas, las concentraciones de lantánidos pueden considerarse más confiables como trazadores geoquímicos que los elementos mayoritarios y taza

dado que experimentan poco fraccionamiento durante la segregación de fenocristales y vidrios por procesos de caída.

La relación entre TiO_2 y Al_2O_3 es un parámetro que se utiliza para identificar si los sedimentos tienen componentes volcánicos y para identificar la posible composición del magma original (Spears y Kanaris-Sotiriou, 1976; Zhao, et al., 2015). Las relaciones TiO_2/Al_2O_3 para las tres muestras son de 0.027, 0.043 y 0.016, respectivamente y de acuerdo con los criterios de Spears y Kanaris-Sotiriou (1976) para indicar si el magma original tenía composición félsica ($TiO_2/Al_2O_3 < 0.02$), intermedia ($TiO_2/Al_2O_3: 0.02$ a 0.07) o máfica ($TiO_2/Al_2O_3 > 0.07$) confirmando nuevamente una naturaleza intermedia para las capas de ceniza volcánica que por alteración dieron lugar a las capas bentónicas P2 y P3.

Otro aspecto relevante de su composición química es que el contenido en potasio de las muestras analizadas es elevado y casi constante para todas las muestras (4-5 %K), aspecto que conjuntamente con la presencia de interestratificados de illita esmectita (72 a 79% de illita) nos confirma que esas bentonitas deben ser clasificadas sin duda alguna como *K-bentonitas*, término acuñado por Weaver en 1954, para definir a las bentonitas parcial o totalmente desvitrificadas, en las que la esmectita ya se transformó a interestratificados illita/esmectita por procesos de enterramiento y diagénesis s. l. (ver apartado 5.3.2).

5.3.2 Grado diagenético a partir de indicadores inorgánicos y orgánicos

Las *K-bentonitas* derivan de la alteración progresiva de tobas y/o cenizas volcánicas en la columna de agua, mediante la generación de minerales de arcillas tras el depósito, y finalmente durante transformaciones post-enterramiento con enriquecimiento en potasio durante la illitización. Usualmente están relacionadas con magmatismo calcoalcalino y son productos de la diagénesis temprana, la cual inicia en la interfase agua/sedimento, en un ambiente continental a uno marino a profundidad variable.

Los valores del índice de Kübler (Tabla 5.3) en las diferentes subfracciones de las muestras sin tratamiento (air dried), no muestran una tendencia, ya que la variación es pequeña (1.06° a 1.25° , 2θ). Para las muestras glicoladas los valores del índice de Kübler están entre 0.7 y 0.8° (2θ) y corresponden a temperaturas entre 128° a $142^\circ C$ (Kübler y Jaboyedeff, 2000; Abad, 2007). Los datos termométricos obtenidos utilizando el contenido en illita de los interestratificados (72% a 79%)

nos dan temperaturas muy constantes y en mismo rango (119°C a 129°C) a las obtenidas utilizando los valores de IK. Se interpreta que las bentonitas analizadas forman una secuencia heterogénea composicionalmente (fraccionamiento por el proceso explosivo que las forma) que experimentó procesos homogéneos de enterramiento y diagénesis s.l. En el diagrama de Flores et al. (2014) las muestras quedan ubicadas en la parte alta del campo de la catagénesis y por tanto de la ventana de aceite/gas, utilizada para definir el área óptima de maduración de la materia orgánica y la explotación de hidrocarburos. En lo referente a la profundidad de enterramiento todo parece indicar que la Formación Pimienta en esta área de estudio, estuvo enterrada aproximadamente a profundidades de 3.5 a 4.9 Km.

Por otra parte, mediante la petrografía orgánica se observó la presencia de macerales inmaduros a pocos maduros pertenecientes al rango de la vitrinita y de la inertinita. El registro de vitrinita indica un origen basado en material lignocelulósico (leñosa-forestal) y sustancias húmicas derivadas (Pickel et al., 2017). El contexto paleogeográfico resulta coherente con la existencia de una cubierta boscosa en un clima subtropical, con masas de agua marina confinadas y áreas pantanosas de aguas un poco ácidas, poco oxigenadas y con alto contenido en materia orgánica. La inertinita podría ser originaria de un material meteorizado procedente de incendios forestales, cuya existencia podría relacionarse con la actividad volcánica explosiva que propició la generación de los horizontes bentoníticos.

Los valores de reflectancia de los macerales son de 0.5%R y 1.3%R aproximadamente, que corresponden a una población de vitrinita y otra población de inertinita. Por otra parte, los índices de cristalinidad en muestra orientada varían entre 1.2 y 1.0, indicando temperaturas de 90 a 100°C y para muestra glicolada son de 0.7 a 0.8 con temperaturas de 120 a 140°C. La diferencia entre ambos indicadores puede deberse a que la reflectancia de la vitrinita tiende a ser más sensible a la temperatura que a otros parámetros que suelen influir en la mineralogía como son las múltiples reacciones químicas que se generan con la interacción con fluidos o sustituciones químicas que producen soluciones sólidas (Underwood et al., 1993; Laughland y Underwood, 1993).

El conjunto de esos valores indica diagénesis en transición a catagénesis, donde se puede estimar que la temperatura alcanzada es de 120°C y una profundidad de 4km, como se muestra en la Figura 5.14 (Flores, 2014 y Abad, 2007).

Los resultados obtenidos fueron comparados con los datos propuestos en las tesis de Martínez-Yáñez, 2015 y Ortega Flores, 2011 para los afloramientos de Pimienta situadas en la parte central

de la Cuenca Tampico-Misantla, donde los valores de reflectancia de la vitrinita tienen un rango entre 0.3 y 0.7%R y las temperaturas propuestas son entre 60 y 170°C, mientras que las temperaturas máximas, por el método de Pirólisis Rock Eval varían en un rango entre 300 y 470°C. El objetivo de dicha comparación fue para determinar si los valores eran o no iguales, ya que las localidades están en distintos puntos, centro y sur de la Cuenca Tampico-Misantla. Los valores son cercanos pero las temperaturas y reflectancias obtenidas en este trabajo son ligeramente más bajas que las indicados por dichos autores.

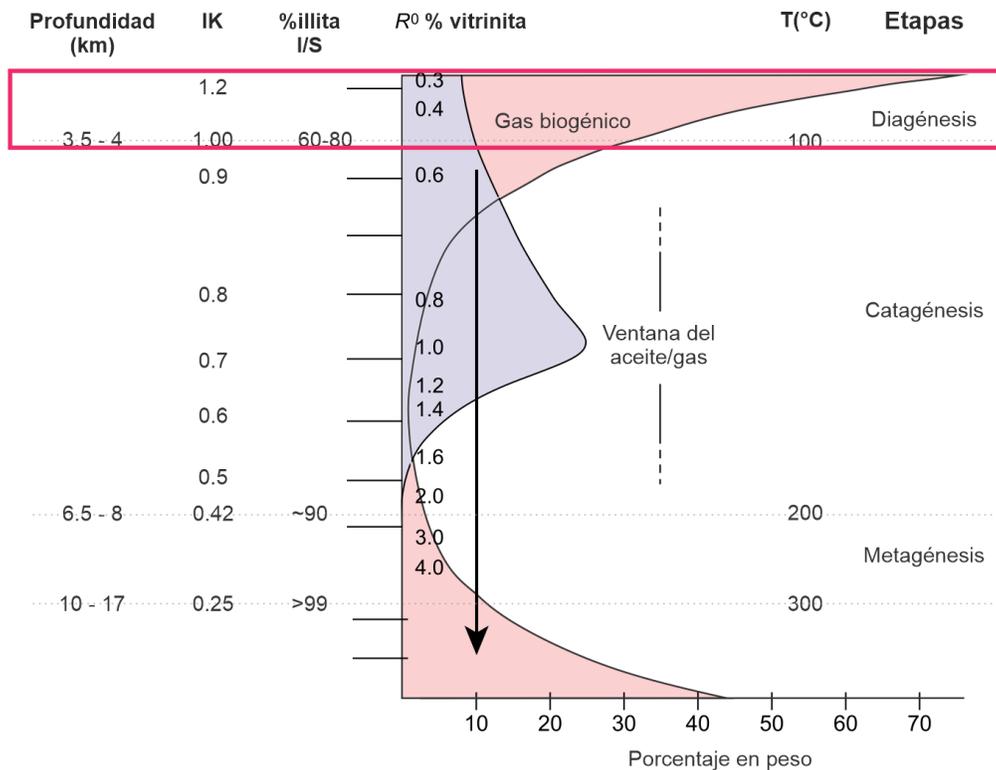


Figura 5.14. Correlación entre diferentes indicadores diagenéticos orgánicos e inorgánicos. El cuadro rojo indica el rango en que se encuentran las muestras de la Fm. Pimienta. Combinada y modificada de Flores (2014) y Abad (2007).

5.3.3 Edad y significado tectónico regional de las edades postdeposicionales de las bentonitas.

Edad estratigráfica de la Formación Pimienta y posible origen del volcanismo

En su descripción original de la Formación Pimienta Heim (1926) menciona que no se encontraron fósiles. Sin embargo, agrega que la edad puede ser del Tithoniano. Cantú-Chapa (1971) le asigna la

misma edad con base en amonitas. Por otro lado, diferentes autores que han microfósiles del grupo de los calpionelidos de esta formación en diferentes afloramientos (Bonet, 1956, Cantú-Chapa, 1969, Velasco-Torres y Sepúlveda De León, 1973) indican que la edad de la formación se extiende muy probablemente hasta el Cretácico Temprano (Berriasiano-Valanginiano). Por lo anterior, de manera general se considera que la Formación Pimienta tiene un alcance del Tithoniano al Berriasiano/Valanginiano. En el área de estudio, la bioestratigrafía y biocronología de amonites han sido estudiados de manera detallada en las siguientes publicaciones (Villaseñor et al., 2011, Olóriz y Villaseñor, 2018) comprobando que a grandes rasgos el mismo rango de edades es también válido para los afloramientos de la Formación Pimienta en la zona de Tlapacoyan, Veracruz. Por otra parte, en la zona de Tamazunchale (San Luís Potosí), López-Martínez et al. (2015) reportan edades U-Pb de 139.1 ± 2.6 M para una bentonita fechada por U-Pb con características de campo similares a las estudiadas en el presente estudio en los afloramientos de Tlapacoyan, Veracruz.

Edades Postdeposicionales

Por lo que se refiere a su edad postdeposicional, que era uno de los objetivos principales de esta tesis; se dataron por K-Ar las ilitas de tres subfracciones de arcilla (FG:4-2micras; FM: 2-0.5micras; FF: >0.5micras) de tres muestras (P2, P3 y P4) de bentonita (Figura 5.15).

La edad K-Ar de la fracción gruesa de todas las muestras está en un rango de 29.6 ± 1.3 a 27.5 ± 0.4 Ma; la edad de la fracción media de 27.9 ± 0.4 a 25.0 ± 0.4 Ma y la edad de la fracción fina va de 22.8 ± 0.6 a 20.4 ± 0.8 Ma. Las edades son mucho más jóvenes que la edad de depositación de la formación Pimienta y dado que no hay politipo 2M1 en las muestras se descarta la presencia de un componente detrítico heredado y se interpreta que dichas edades corresponden a un proceso de neoformación de las arcillas íliticas que dejaron de formarse a los 20 Ma indicando que en este momento culminó la exhumación de la formación Pimienta en el área estudiada. Dado que las fracciones gruesas son de mayor edad que la fracción fina (recordando que no hay componente detrítico en las bentonitas) se interpreta que la nucleación y el crecimiento continuo dominan el proceso de ilitización (Eberl et al., 1998). Cabe destacar que todo parece indicar que la sección estudiada por encontrarse en el área más externa de la Cuenca Tampico y Misantla (porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras), donde colinda con la Faja Volcánica Transmexicana, se vio poco (o tardíamente) afectada por la Orogenia Larámide. Dicha orogenia determinó pulsos de deformación con edades de 93–80Ma, 75–64 Ma y 55–43 Ma, (Gray et al., 2001; Fitz et al., 2018). Estos datos concuerdan con la escasa deformación que se observa en campo de las rocas de este

afloramiento en contraposición con la deformación mucho más intensa reportada por diferentes autores (Suter, 1980; Suter, 1990; Ortega-Flores, 2011) en la región de Tamazunchale.

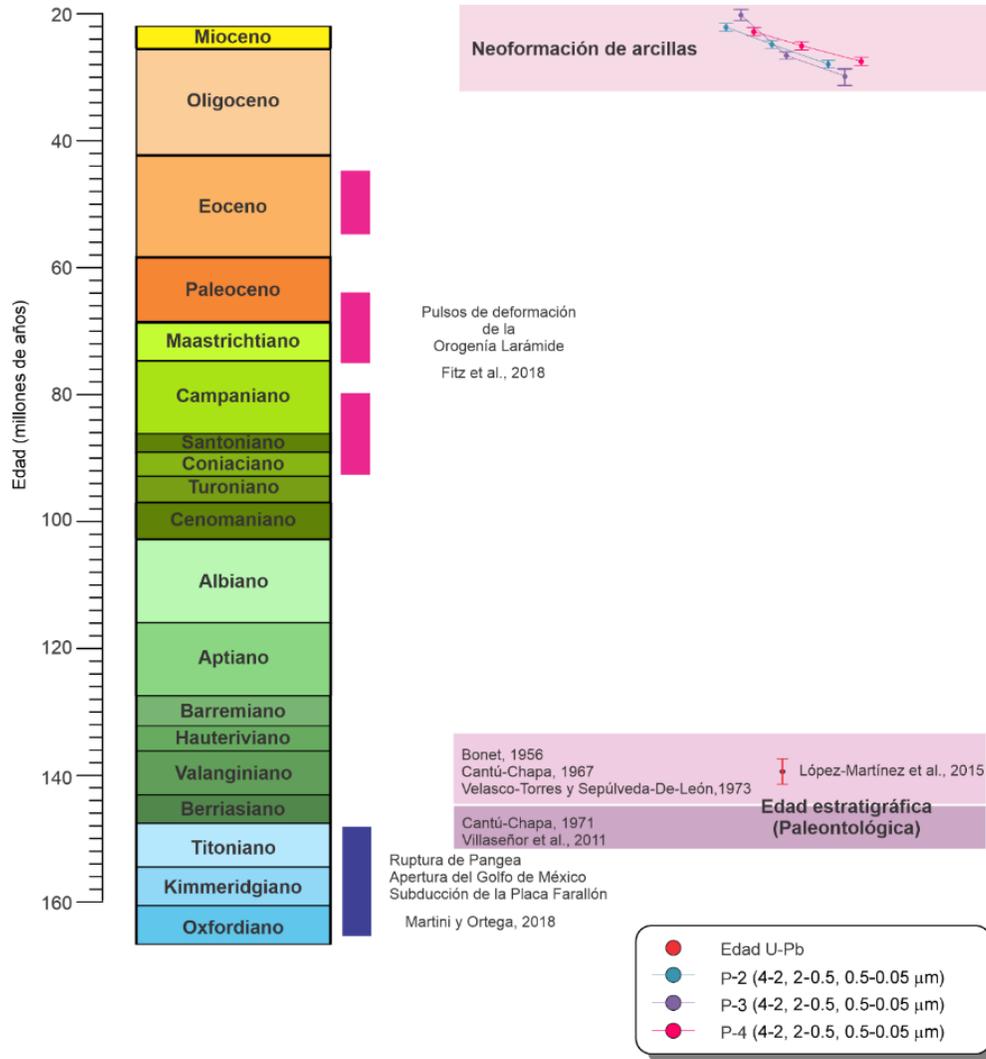


Figura 5.15. En el gráfico se indican las edades postdeposicionales obtenidas para las tres muestras de la Formación Pimienta, analizadas en el presente trabajo. Adicionalmente se indican las edades paleontológicas propuestas por diversos autores y también se indica los acontecimientos geológicos más importantes que influenciaron en la historia de esta Formación, en la localidad estudiada.

5.4 Conclusiones sobre la Formación Pimienta

Con base a los estudios mineralógicos y geocronológicos de la Formación Pimienta en su afloramiento de Tlapacoyan (Veracruz), se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Las fases minerales identificadas en las bentonitas son filosilicatos (interestratificados I/S y en menor proporción caolinita), cuarzo, calcita, feldespato potásico, plagioclasa y óxidos de hierro.
- Las capas de ceniza son horizontes vulcanosedimentarios de tipo tefra cuya mineralogía principal consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, filosilicatos y óxidos de hierro. Respecto a su composición, la concentración de potasio tiene un porcentaje entre 4 a 6% y son rocas intermedias a ácidas. El tamaño de grano fino, la escasez de fenocristales y el poco espesor, indican que las bentonitas fueron emisiones distales intermitentes arrastradas por el aire.
- El contenido de potasio en las muestras analizadas es elevado, de 4-5% y casi constante en todas. Dicho contenido de potasio y la presencia de interestratificados de ilita esmectita lleva a clasificar a estas bentonitas como *K-bentonitas*. Los valores obtenidos del índice de cristalinidad de la ilita, el contenido en ilita de los interestratificados, y la reflectancia de los macerales, indican que las bentonitas experimentaron un proceso de diagénesis en transición a catagénesis, donde se puede estimar que la temperatura alcanzada es de aproximadamente 120°C con una profundidad máxima de enterramiento de ~4km.
- Las edades K-Ar obtenidas por las diferentes subfracciones de arcilla corresponden a edades posteriores al depósito, que varían en un rango entre los 29 y 20 Ma y son mucho más jóvenes que las edades de deposición.
- Las edades son mucho más jóvenes que la edad de depositación de la formación Pimienta y dado que no hay polilito 2M1 en las muestras se descarta la presencia de un componente detrítico heredado y se interpreta que dichas edades corresponden a un proceso de neoformación de las arcillas ílticas. Dichas arcillas dejaron de formarse a los 20 Ma y ello indica que, en este momento, culminó la exhumación de la Formación Pimienta en el área estudiada. Dado que las fracciones gruesas son de mayor edad que la fracción fina (recordando que no hay componente detrítico en las bentonitas) se interpreta que la nucleación y el crecimiento continuo dominan el proceso de ilitización (Eberl et al., 1998).

Capítulo 6 Formación Matzitzi

Capítulo 6 Formación Matzitzi	97
6.1 Antecedentes y Marco Geológico de la Formación Matzitzi	98
6.1.1 Marco tectónico	98
6.1.2 Estratigrafía	99
6.1.3 Paleoambiente	100
6.1.4 ¿Por qué estudiar la mineralogía y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Matzitzi?	101
6.2 Resultados Matzitzi	102
6.2.1 Afloramiento área de los Reyes Metzontla	109
6.2.2 Afloramiento autopista México-Oaxaca,	121
6.2.3 Clasificación litológica y contexto tectónico de las areniscas de la formación Matzitzi	126
6.2.4 Materia orgánica	127
6.3 Discusión	132
6.3.1 Historia postdeposicional de la Formación Matzitzi	132
6.3.2 Interpretación de las edades K–Ar	137
6.4 Conclusiones sobre la Formación Matzitzi	140

6.1 Antecedentes y Marco Geológico de la Formación Matzitzi

La Formación Matzitzi es una de las unidades sedimentarias más antiguas que afloran al sur de México y su importancia radica en que es una pieza clave para la reconstrucción paleogeográfica a finales del Paleozoico. Su contenido de flora fósil continental ha permitido que se le asigne una edad entre el Pensilvánico y Pérmico (Hernández- Láscares, 2000; Weber et al., 1987; Velasco-Hernández y Lucero-Arellano, 1996), pero el límite superior de esta unidad sigue siendo objeto de debate en la actualidad dado que se interpreta por diferentes autores como Lopingiano (Elías-Herrera et al., 2011, 2019) o, mediante la geocronología de circones, se le infiere una edad del Triásico (Centeno-García et al., 2009; Solari et al., 2014; Bedoya- Mejía et al., 2019)

Se localiza al oriente del terreno Mixteco y aflora en la región de los Reyes Metzontla y en la autopista México-Oaxaca. Geológicamente, esta unidad es muy importante ya que es la única unidad de la cobertura paleozoica que cubre a los complejos Acatlán y Oaxaqueño, de manera discordante. Barceló-Duarte (1978) menciona que esta unidad se encuentra muy afectada por plegamiento, erosión e intrusiones, pero hay afloramientos en los que solo se hace evidente un leve plegamiento de gran escala.

6.1.1 Marco tectónico

Durante el Paleozoico, el sur de México sufrió eventos colisionales y extensionales; particularmente, en el Devónico medio, Laurencia y Gondwana colisionaron generando la yuxtaposición de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, donde el segundo cabalgó al Complejo Acatlán (Elías-Herrera y Ortega- Gutiérrez, 2002; Kirsch, 2012). Este evento de colisión ocasionó la intensa deformación dúctil, el metamorfismo y el magmatismo sintectónico del Complejo Acatlán.

Durante el Pérmico temprano este evento formó parte de un frente colisional que concluyó con la consolidación de Pangea, formando un arco volcánico (Kirsch, 2012). Posteriormente, la fragmentación de Pangea dio lugar al desarrollo de sistemas fluviales (Silva-Romo et al., 2018) que construyeron sucesiones sedimentarias por todo el sur de México.

Hacia el Triásico tardío, el régimen dominante era de tipo extensional, dando lugar a la apertura del Golfo de México y a la construcción de plataformas carbonatadas (Ortega- Gutiérrez et al., 2018) (Figura 6.1). Entre el Cretácico tardío y el Paleógeno ocurrió la orogenia Laramide (Cinturón de pliegues y cabalgaduras Mexicano, Fitz et al., 2018), un evento orogénico de acortamiento a la que está asociado el volcanismo del Oligoceno de la Sierra Madre Occidental. Se ha identificado que,

posterior a dicha orogenia, en el valle de Tehuacán tuvo lugar un cambio de régimen tectónico, pasando de acortamiento a extensión. El régimen de extensión produjo fallamiento frágil, de tal forma que se originaron las primeras estructuras del sector norte de la falla de Oaxaca (Centeno-García et al., 2009).

Los zircones detríticos más jóvenes encontrados en Matzitzi son de la misma edad (290-270Ma) que los granitos sintectónicos (Elías-Herrera et al., 2019) de la zona y las edades de 240Ma de apatitos por trazas de fisión de la Formación Tiangusitengo (Bedoya- Mejía et al., 2019) sugieren una acumulación Triásica para esta formación que no ha podido ser confirmada para la Formación Matzitzi.



Figura 6.1. Reconstrucción paleogeográfica desde el Pérmico al Jurásico en la región del actual continente americano. Tomado de Kirsch et al. (2012).

6.1.2 Estratigrafía

El Complejo Oaxaqueño, que aflora hacia el sureste del estado de Puebla, es un complejo metamórfico en facies de granulita y tiene una edad grenvilliana entre 1.1 y 0.94 Ga (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999).

Por otro lado, en el área de Los Reyes Metzontla, aflora el Complejo Acatlán. Se originó por la deformación y polimetamorfismo asociados a un evento de colisión continental hace al menos 391 Ma; las rocas fueron metamorfozadas en condiciones de bajo a alto grado y sufrieron otro evento de deformación hace 354 Ma (Elías-Herrera et al., 2005).

La Formación Matzitzi es una secuencia clástica de areniscas intercaladas con horizontes delgados de lutita y limolita, que en ocasiones contiene escasos lentes de conglomerado, capas de carbón y que presenta un gran contenido de restos de plantas fósiles (por ejemplo, Velasco-Hernández y Lucero-Arellano, 1996). Hernández-Láscares (2000) menciona que en los afloramientos presentes

sobre la autopista Tehuacán-Oaxaca, la base de esta unidad está formada por conglomerado; mientras que la parte superior está dominada por los cuerpos de arenisca típicos de esta formación. La composición de los clastos de los conglomerados y areniscas indican una fuente principalmente de basamento cristalino, ya que los clastos son principalmente de gneisses y granitos con texturas miloníticas, aunque se han encontrado escasos clastos de esquistos, areniscas y rocas ígneas que sugieren como fuente un orógeno reciclado (Centeno- García et al., 2009, Juárez-Zúñiga 2019). La edad de los clastos de dichos conglomerados está distribuida principalmente en tres rangos: Pérmico, Panafricano y Grenvilliano (Juárez-Zúñiga, 2019).

Hacia la base de la Formación Matzitzi se encuentra la Toba Atolotitlán, un cuerpo de roca ígnea de composición felsítica (Elías- Herrera et al., 2005; Centeno et al., 2009) con una edad U-Pb en zircones de 240 ± 3 Ma (Triásico Medio). Su naturaleza sinsedimentaria o intrusiva es motivo de debate dada la importancia que tiene para definir de forma definitiva el límite temporal superior de la Formación Matzitzi.

Sobre la Formación Matzitzi se encuentran unidades jurásicas, compuestas por areniscas, conglomerados y lutitas, que contienen clastos de caliza fosilífera (Juárez-Zúñiga, 2019). Sobre estas se encuentra la Formación Caltepec, la cual fue descrita en un principio como “capas de lechos rojos” por Hernández- Láscars, 2000, y que está conformada por conglomerados rojizos intercalados con areniscas, limolitas y lutitas. Los conglomerados contienen clastos de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, de calizas y de las areniscas de la Fm. Matzitzi; y gracias al registro fósil que incluye se sabe que es del Cretácico Inferior (Centeno- García et al., 2009; Mendoza-Rosales, 2010).



Figura 6.2. Imagen de algunos bancos de arenisca muestreados de la Formación Matzitzi en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca.

6.1.3 Paleoambiente

Según Silva-Pineda (1970) la Formación Matzitzi debe asociarse a un clima cálido y un ambiente continental de tipo pantanoso y de acuerdo con Galván- Mendoza (2000), en esta formación se

observan las características de un sistema de abanico aluvial. Centeno- García et al., 2009, interpretan que el ambiente de depósito de esta formación fue fluvial, con presencia de flujos de escombros conglomeráticos y abundantes depósitos de canales arenosos con sus distintas facies, que contienen algunos pequeños canales conglomeráticos (barras, overbank, bedforms, creavasses play, etc.). Los depósitos fluviales, cambian lateral y verticalmente a planicies de inundación y pantanos.

6.1.4 ¿Por qué estudiar la mineralogía y geocronología de las capas de arcillas de la Fm. Matzitzi?

La Formación Matzitzi tiene capas de areniscas y de lutitas intercaladas con las areniscas que, si bien hay sido identificadas a nivel estratigráfico, por el momento no han sido estudiadas desde el punto de vista mineralógico y/o geocronológico. Como esta unidad es muy extensa como objetivo de esta tesis se decidió estudiar la mineralogía de la fracción arcillas de muestras de arenisca en dos afloramientos diferentes (área de los Reyes Metzontla y autopista México-Oaxaca) de esta formación.

Esta formación se presenta en contacto discordante con todas las unidades sub y sobreyacentes. En el mapa geológico vemos que en diferentes áreas dicha unidad se encuentra en contacto tectónico (cabalgamientos y fallas) con otras unidades. A pesar de que diferentes autores indican que está altamente deformada en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca las capas están plegadas, pero bien preservadas. Los fósiles de plantas están bien preservados con un grado de diagénesis y/o metamorfismo no excesivamente alto (a pesar de ser muy antiguas) y que por tanto estamos en el dominio en el que el estudio de la cristalinidad de los filosilicatos (ilita-mica) de la fracción inferior a 2micras puede dar información de la naturaleza y edad de los procesos posteriores al depósito que la afectaron y que por el momento son desconocidos.

6.2 Resultados Matzitzi

Para realizar el estudio mineralógico de esta formación se seleccionaron veinte muestras de un total de treinta y dos que se recolectaron en campo.

En muestra de mano trece corresponden a capas de arenisca (RM2 a RM13 y Mtz6), cuatro a capas de areniscas lutíticas (Mtz2, Mtz4, Mtz88 y Mtz99), dos a lutitas arenosas (Mtz5 y MtzDN) y una corresponde a un dique félsico (RM1) de edad hasta el momento desconocida, el cual corta claramente a las rocas de la Formación Matzitzi.

De las veinte muestras, siete corresponden al afloramiento de la autopista México-Oaxaca (Mtz2, Mtz4, Mtz5, Mtz6, Mtz88, Mtz99, MtzDN) y las otras al afloramiento cercano a la zona de los Reyes Metzontla (RM1 a RM13) (Figura 6.3). En el proceso de estudio las muestras RM2, RM8 y RM13 se descartaron ya que son las muestras con mayor grado de alteración meteórica. Las muestras Mtz88 y Mtz89 por ser las más ricas en materia orgánica, fueron utilizadas para la extracción de macerales y la determinación de su índice de maduración mediante la medición de la reflectancia de la vitrinita.

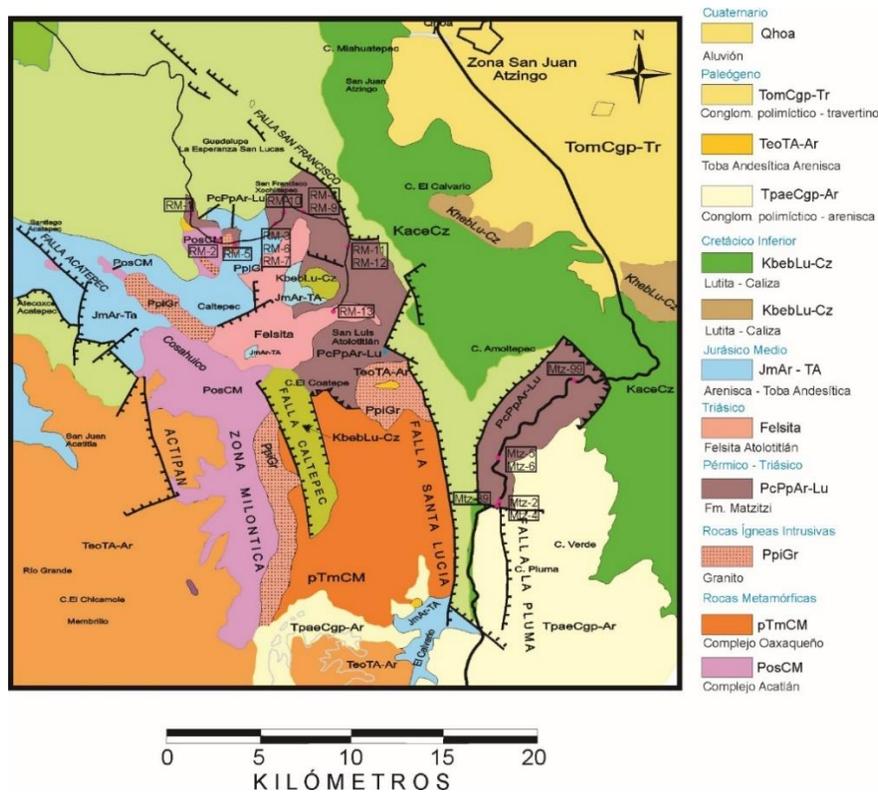


Figura 6.3. Mapa geológico con la ubicación de las zonas muestreada en el afloramiento de los Reyes Metzontla (RM) y en la Autopista México-Oaxaca (MTZ). Carta Orizaba E14-6 (Martínez-Amador et al. 2001).

En ambas zonas, la secuencia muestreada consta de paquetes de espesor centimétrico a métrico de areniscas con algunas intercalaciones de capas delgadas de lutitas. En la base de la secuencia se encontró un gran paquete de conglomerados con clastos de gran tamaño y diversidad composicional que no fue muestreado.

La secuencia tiene un color crema a marrón claro, pero en general, las capas más lutíticas son más ricas en materia orgánica y más oscuras (Figura 6.4). Las capas de areniscas presentan laminación paralela y muchas veces los contactos entre las capas parecen erosivos ya que no son horizontales y en algunos puntos parecen ser relleno de canales. En el afloramiento de la autopista México-Oaxaca, se identificaron y recolectaron capas más carbonosas de color gris oscuro a casi negro con restos de vegetales.



Figura 6.4. Imagen de algunos bancos de arenisca muestreados de la Formación Matzitzi en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca.

Todas las muestras seleccionadas se analizaron por difracción de rayos X (DRX) y petrografía en luz transmitida (PL). La difracción de rayos X resultó fundamental para identificar las fases presentes en

los cementos y las alteraciones ya que son de tamaño muy fino; mientras que la petrografía fue indispensable para entender la relación textural y temporal entre los diferentes componentes (clastos, matriz y líticos).

Se realizó una descripción petrográfica de diecisiete muestras. Dichas láminas se agruparon en conjuntos porque se observó que algunas láminas coincidían en sus características mineralógicas y texturales. Las características de cada uno de los grupos se resumen en la Tabla 6.1. Todas las areniscas estudiadas, se caracterizan por el predominio de clastos angulosos a sub-redondeados, y por la presencia de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas (en proporción variable y con diferente grado de alteración), líticos (metamórficos y muy puntualmente volcánicos), filosilicatos de diferente naturaleza y minerales opacos. Se clasificaron en grupos en base principalmente a la proporción clastos-matriz (clasto o matriz soportadas), el tamaño y selección de los componentes, la naturaleza y proporción de los líticos y la composición mineralógica de la matriz. Cabe destacar que como todas tienen más de un 5% de matriz deben considerarse como *grauvacas* o *arcosas* más que arenitas según la clasificación de Folk (1974).

La conjunción de los resultados obtenidos en ambas técnicas fue clave para poder identificar todas las fases ricas en potasio y para interpretar correctamente los resultados geocronológicos obtenidos a partir del fechamiento K–Ar. En total, se fecharon 6 muestras en fracción total <2micras y 12 subfracciones correspondientes a tres muestras adicionales.

De las muestras estudiadas por DRX y petrografía se seleccionaron cinco muestras (cuatro de areniscas y una de arenisca lutítica) para separación de subfracciones de la fracción arcilla (FG: 4-2 μm ; FM: 2-0.5 μm y FF: <0.5 μm). Cabe destacar que, si bien se intentó separar una fracción más fina, no se logró separar suficiente material en ninguna de las muestras. Este aspecto se puede relacionar con la falta de autigénesis reciente de filosilicatos de baja temperatura para estas muestras.

La DRX se utilizó para determinar la composición mineralógica cuantitativa por el método de Rietveld y en el caso de los minerales del grupo de las micas-ilita se determinó:

- a) índice de cristalinidad (IC_{ilita} según índice de Kübler),
- b) tamaño de cristalito (Cz),
- c) porcentaje de componente íltico en los interestratificados (%il),

- d) descomposición por *profile fitting* del pico de $\sim 10\text{\AA}$ para calcular el porcentaje de componente ilítico bien cristalizado (%WCI) y el porcentaje del componente ilítico pobremente cristalizado (%PCI),
- e) politipos y carácter dioctaédrico y trioctaédrico de las arcillas (060; 2 theta) (Tabla 6.2).

La determinación de los politipos y el carácter dioctaédrico-trioctaédrico en las fracciones finas es menos preciso por la presencia de diferentes componentes (filosilicatos y otros silicatos); los picos de otros minerales interfieren en la identificación del politipo y la presencia de cuarzo determina la aparición de un pico de 1.54\AA que se confunde con el pico de las especies trioctaédricas. Por otra parte, la presencia de clorita impide discriminar los diferentes minerales del grupo illita-mica en la muestra no orientada.

Tabla 6.1. Resumen de las características petrográficas de las láminas estudiada mediante microscopía de luz transmitida para las rocas de la Fm. Matzitzi.

Muestra/s	Clasificación	Redondeamiento	Contactos	Cantidad de matriz	Cementante o matriz	Fases minerales
RM3	Moderadamente clasificada	Angulares	Flotantes y puntuales	Matriz-soportada	Matriz arcillosa rica en filosilicatos (sericita± clorita ±biotita)	Oz, FK, Pl (escasamente sericitizadas), Bt, Cl, (Ms), Hem y líticos metapelíticos rango 3.
RM4	Mal clasificada	Subredondeados a angulares	Planares	Clasto-soportada	Filosilicatos de tipo sericita + calcita	Oz, FK (peritíticos y con maclas en parilla), Pl (sericitizadas), Bt (alteradas a óxidos y clorita), Gra (fragmentado), líticos metamórficos metapelíticos de rango 3 y metafelsíticos de rango indeterminado, Op.
RM5 y RM6	Mal clasificada	Angulares a subredondeados	Planares	Matriz-soportada con zonas clasto-soportada	Filosilicatos de tipo sericita	Oz, FK, Pl (medianamente sericitizadas), Bt (alteradas a óxidos y clorita) líticos metamórficos metapelíticos de rango 3, Op.
RM7	Mal clasificada (similar a RM3)	Subredondeados a angulares	Planares	Clasto-soportada	Filosilicatos de tipo sericita	Oz, FK (peritíticos y con maclas en parilla), Pl (sericitizadas), Bt (alteradas a óxidos y clorita), Gra (fragmentado), líticos metamórficos metapelíticos de rango 3, Op.
RM9, RM10	Mal clasificada a moderadamente bien clasificada	Subredondeados a angulares	Puntuales, planares y cóncavo-convexos	Clasto soportada pero muy heterogénea	Filosilicatos de tipo sericita	Oz, FK (peritíticos y con maclas en parilla), Pl (sericitizadas), Bt (alteradas a óxidos y clorita), Gra (fragmentado), Cc, líticos metamórficos metapelíticos de rango 3 y metafelsíticos de rango indeterminado, Op.
Matz2, Matz4, Matz6, Matz89, Matz99	Moderadamente bien clasificada	Subredondeados	Puntuales, planares y cóncavo-convexos	Matriz-soportada a clasto soportadas	Filosilicatos de tipo sericita	Oz, FK (peritíticos y con maclas en parilla), Pl (sericitizadas), Bt (alteradas a óxidos y clorita), Gra (fragmentado), líticos metamórficos metapelíticos de rango 3.
Matz5, MatzDn	Moderadamente bien clasificada	Angulares	Planares y cóncavo-convexos	Matriz-soportada	Filosilicatos de tipo sericita	Oz, Pl (sericitizada), FK.

Tabla 6.2. Datos cuantitativos (DRX+Rietveld) de las Rocas Totales y <math><2\mu\text{m}</math> analizadas para la Fm. Matzitzi. Lit.=litología; A=arenisca; AL=arenisca lutítica; LA= lutita arenosa; Fr.=fracción; CC=calcita; Q=cuarzo; Pl=plagioclasa; FK=feldespato potásico; Se+il= sericita + illita; Cl=clorita; Sm= esmectita; Px= piroxeno; Biot= biotita; Anf= aníbol; GOF= goodness of fitting del ajuste por Rietveld.

Muestra	Lit.	Fr.	CC	Q	Pl	FK	Se+il	Cl	Sm	Px	Biot	Anf	TOTAL	GOF
RM1	D	<math><2\mu\text{m}</math>		1.9	67.2	10.2			6.6	2	2.5	9.7	100	1.19828
RM2	A	<math><2\mu\text{m}</math>	1.2	3.3	19.6	15.2	42.5	17.3	0.7				100	0.8466
RM3	A	<math><2\mu\text{m}</math>		14.3	18.9	9.7	29.3	27.7	0				100	0.6303
RM4	A	<math><2\mu\text{m}</math>	1.3	32.1	34.8	7.8	23.1	0.8	0.2				100	1.277
RM5	A	RT		21.7	15.9	14.6	42.9	4.1	0.8				100	0.8998
RM6	A	<math><2\mu\text{m}</math>		20	17.8	11.3	46.5	1.2	3.2				100	1.053
RM7	A	RT		27.2	15.7	18	32.6	6.1	0.3				100	1.467
RM9	A	<math><2\mu\text{m}</math>	6.6	16	30	13.2	22.1	10.8	1.2				100	0.7702
RM10	A	RT		40.5	22	15.5	14.2	7.5	0.2				100	1.777
RM11	A	RT	0.8	41.1	28.3	4.6	18.5	6.6	0				100	1.3431
RM12	A	<math><2\mu\text{m}</math>	17.6	23.1	22	8.7	17.8	8	2.7				100	0.8172
Matz89	AL	RT		20.2	17.2	10.7	46.7	5.1	0				100	1.031
Matz99	Al	RT		21.1	16	18.6	37.5	6.2	0.1				100	0.9586
DN	LA	RT		16.8	20.7	14.9	40.8	6	0.8				100	0.8579
Matz2	AL	<math><2\mu\text{m}</math>	0.2	2.9	6.4	26.3	46.7	17	0				100	0.8234
Matz4	AL	<math><2\mu\text{m}</math>		14.5	13.1	21	40.2	10.8	0				100	0.8137
Matz5	LA	<math><2\mu\text{m}</math>	0	4.5	3.1	17.9	66.9	7.7	0				100	1.103
Matz6	A	<math><2\mu\text{m}</math>	5.2	7.2	15.5	22.3	36.9	12.8	0.1				100	1.065

Tabla 6.3. Resumen de las características cristalográficas del componente ilitico y del componente clorítico de las muestras de arcilla (diferentes subfracciones) de la Fm. Matzitz. IC = índice de cristalinidad; %WCI= porcentaje de ilita bien cristalizada; %PCI= porcentaje de ilita mal cristalizada, Cz= tamaño de cristalito en nanmetros; (d060)= distancia interplanar de la reflexión 060 y I₀₀₂/I₀₀₁ = relación de intensidades de los picos basales con índices de Miller 001 y 002 respectivamente.

Muestra Lit.	F.	IC _{Clorita}	IC _{ilita}	IC _{ilita} Total	IC _{ilita}	WCI	IC _{ilita}	PCI	%WCI	%PCI	IC _{ilita} GII	IC _{ilita} WCI.GII	IC _{ilita} PCI.GII	Cz(nm)	%2M	(d060)	I ₀₀₂ /I ₀₀₁
RM2	A FG	0.716	0.289	0.222	0.282	82	18	0.3240	0.279	0.266	42	1.538	0.60				
	A FM	0.897	0.448	0.309	0.369	78	22	0.3150	0.313	0.446	23	1.539	0.65				
	A RT(<2µm)																
RM3	A FG	0.675	0.956	0.640	0.704	85	15	0.3420	0.379	0.433	9	1.499 y 1.538	0.60				
	A FM	0.763	0.601	0.365	0.679	71	29				16	1.497	0.75				
	A FF	1.302	0.299	0.229	0.326	82	18				40	1.498	0.35				
	A RT(<2µm)																
RM5	A FG	0.584	0.680	0.185	0.219	83	17	0.2730	0.222	0.216	14	1.533	0.80				
	A FM	0.641	0.456	0.252	0.369	81	19	0.3000	0.292	0.339	22	1.498 y 1.539	0.61				
	A RT(<2µm)																
RM6	A FG	0.481	0.299	0.132	0.199	78	22	0.1710	0.109	0.139	40	1.541	0.31				
	A FM	0.98	0.176	0.220	0.260	75	25				105	1.541	0.44				
	A FF	1.735	0.36	0.225	0.437	61	39				24	1.54	0.37				
	A RT(<2µm)																
RM10	A FG	0.404	0.461	0.379	0.399	80	20				22	1.541	0.44				
	A FM	0.372	0.219	0.222	0.320	72	28				67	1.549	0.57				
	A FF	0.341	0.169	0.212	0.251	72	28				116	1.539	0.35				
RM11	A FG	0.788	0.504	0.2156	0.4407	72	28	0.2370	0.226	0.226	20	1.5	0.54				
	A FM	1.332	0.684	0.2406	0.5533	80	20	0.3310	0.258	0.597	14	1.499 y 1.539	0.46				
	A FF	1.585	0.756	0.2948	0.3350	67	33				12	1.539	0.51				
	A RT(<2µm)																
RM12	A FG	0.581	0.210	0.155	0.259	77	23	0.2100	0.152	0.219	72	1.5	0.42				
	A FM	0.893	0.249	0.309	0.359	80	20	0.3400	0.303	0.309	54	1.539	0.48				
	L FG		0.979	0.917	0.637	86	14				9	1.496	0.40				
Matz99	L FM		1.319	0.938	0.690	81	19				8	1.5	0.50				
	L FF		1.127	0.962	0.734	80	20				8	1.499	0.52				

A continuación, se describen los resultados más importantes obtenidos para cada muestra o grupo de muestras según sea el caso considerando la zona en que fueron recolectadas.

6.2.1 Afloramiento área de los Reyes Metzontla

Muestra RM1

Petrografía, difracción de Rayos X y edad en roca total (RM1RT)

La muestra RM1 es un dique que corta a la Formación Matzitzi. Fue colectado con el objetivo de determinar su edad y observar si presenta el mismo tipo de alteración que las areniscas.

De acuerdo con la observación petrográfica, su textura es porfídica, ($\phi_{\min} = 0.05 \text{ mm}$; $\phi_{\max} = 1 \text{ mm}$), de grano muy fino a fino. Contiene abundantes fenocristales de plagioclasa de composición intermedia, escasos fenocristales de feldespato potásico de tipo sanidino y de hornblenda subhedrales a euhedrales con bordes de oxidación muy marcados y algunos fenocristales aislados de cuarzo, piroxeno tipo augita y de biotita. La matriz es microcristalina y parece contener poco vidrio. La textura de la roca es fluidal (Figura 6.5). No se observa alteración importante de los cristales.

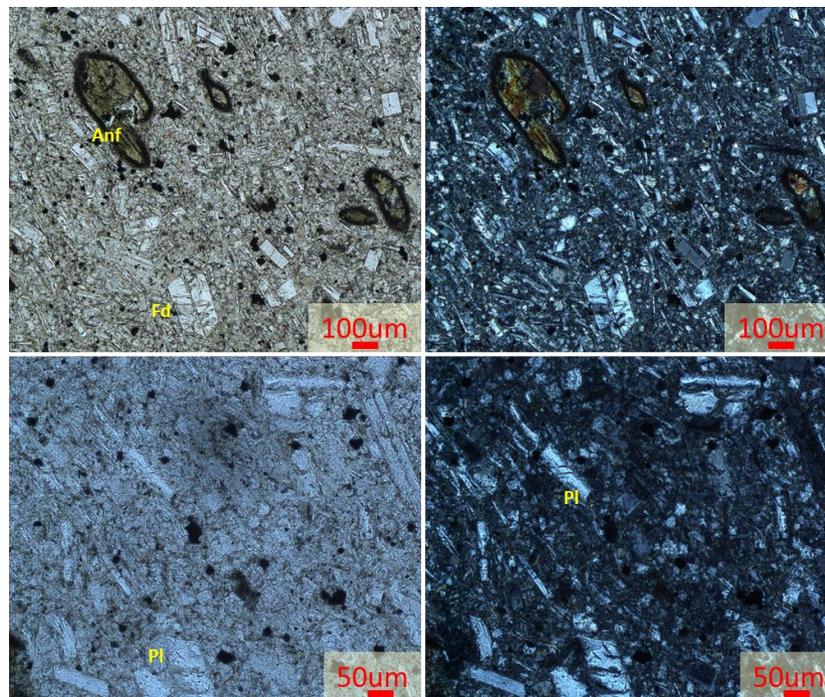


Figura 6.5. Microfotografías a) y c) en luz transmitida (b) y d) Luz polarizada de la muestra RM1. Fd= feldespato potásico; Pl= Plagioclasa; Anf= Anfíbol con bordes de oxidación.

La misma muestra también se analizó por DRX y el método de Rietveld para evidenciar la presencia de diferentes fases con potasio (Tabla 6.2) y para confirmar los datos de la observación petrográfica. Este estudio nos evidenció la presencia de aproximadamente un 10% de arcilla de tipo esmectítico no ilitizada. Es probable que la esmectita proceda de la alteración del vidrio volcánico y podemos concluir que esta roca (a diferencia de todas las areniscas estudiadas) no presenta evidencia alguna de haber estado sometida a procesos diagenéticos o alteración hidrotermal.

La edad K–Ar de la muestra RM1 $< 2 \mu\text{m}$ ($23.1 \pm 1.3 \text{ Ma}$) es, como se describe más adelante, muy posterior a las edades sedimentarias y diagenéticas de la Fm. Matzitzi (Tabla 6.8).

Muestra RM3

Petrografía, difracción de rayos X y edad K–Ar en roca total (RM3RT)

Arenisca de grano fino, con una variación de 40 a 45% de clastos según la zona, moderadamente bien clasificada ($\phi_{\text{min}} = 0.05 \text{ mm}$; $\phi_{\text{max}} = 1.0 \text{ mm}$) con predominio de clastos pequeños (0.1mm a 0.2mm) angulosos a subredondeados, con contactos flotantes y en menor proporción puntuales.

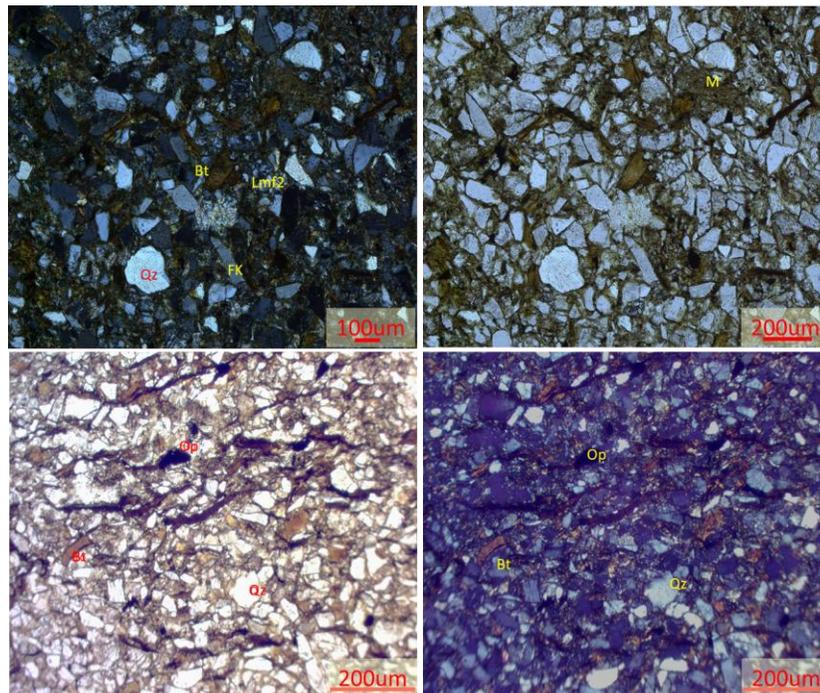


Figura 6.6. Microfotografías en luz transmitida (b y c) y luz polarizada (a y d) de la muestra RM3. Qz= Cuarzo; FK= Feldespato potásico; M= Matriz rica en filossilicatos; Bt=Biotita; Lmf2= lítico metamórfico felsítico de rango 2; Op= Minerales opacos.

Contiene principalmente clastos de cuarzo y de feldespato potásico (con pocas maclas), ambos bastante limpios y algunos clastos de plagioclasa más turbios, pero sin sericitización aparente. Como minerales accesorios se identificaron algunos cristales grandes y aislados de moscovita, biotita y óxidos (probablemente hematita y magnetita). El componente lítico constituye aproximadamente un 5% de la roca y son principalmente líticos metafelsíticos (cuarzo) de rango 2 (Garzanti y Vezzoli, 2003) (Figura 6.6a). Su matriz está compuesta por filosilicatos de tipo biotita + sericita + clorita. La clorita parece proceder de la alteración de biotita y es muy abundante. La muestra presenta una incipiente foliación por orientación de los filosilicatos de la matriz y los óxidos (Figura 6.6c y Figura 6.6d). Dicha foliación no se observa bien en la muestra de mano.

La misma muestra también se analizó por DRX + Rietveld para evidenciar la presencia de diferentes fases con potasio (Tabla 6.2). Se comprobó que la presencia de filosilicatos (ilita + sericita y clorita) es bastante elevada (~50%) y que la proporción de cuarzo y feldespatos también.

Análisis mineralógico y geocronológico de la subfracciones (FG, FM, FF) de la fracción arcilla de RM3

Al contrario de lo que se observa con las sucesiones ílticas típicas en secuencias diagenéticas, la cristalinidad del componente íltico (FG: 0.96, FM: 0.60, FF: 0.30) y el tamaño de cristalito (FG: 9 nm, FM: 16 nm, FF: 40 nm) crecen al disminuir el tamaño de grano (Tabla 6.3). La descomposición por *profile fitting* del componente íltico en las tres subfracciones indica un porcentaje de 70 a 85% de componente íltico bien cristalizado (WCI) y de un 15 a 30% del componente íltico mal cristalizado (PCS). Por glicolación se comprobó que el componente íltico tiene aproximadamente un 94% de componente no expansivo y un máximo de 6% de componente esmectítico.

Al mismo tiempo se observa que los índices de cristalinidad de la ilita (IC_{ilita} o Índice de Kübler) y de la clorita ($IC_{clorita}$ o Índice de Arkai) presentan tendencias inversas indicando que probablemente ambos minerales tienen un origen diferente. También se observa, tanto en el gráfico (anexo 4) como en la Tabla 6.4, un incremento del porcentaje de feldespato potásico y de cuarzo y una disminución de los filosilicatos y de su cristalinidad (\downarrow FWHM) al disminuir el tamaño de la fracción.

Los resultados cuantitativos del análisis de DRX + Rietveld de las subfracciones de la muestra RM3 se encuentran en la Tabla 6.4.

Tabla 6.4. Resultados cuantitativos (DRX + Rietveld) de las subfracciones de la muestra RM3; Lit.= litología; F=fracción granulométrica; CC=calcita; Q=cuarzo; Pl=plagioclasa, Se+il=sericita + illita; K=Caolinita; Sm=esmectita; GOF= goodness of fitting (bondad del ajuste del refinamiento RIETVELD).

Muestra	Lit.	F.	CC	Q	PI	FK	Se+il	Clorita	K	Sm	K-Filosilicatos	Σ K-Minerales	ΣFilosilicatos	Fk+PL	TOTAL	GOF
RM3	A	FG	0	3.3	28.1	8.9	43.9	15.7	0	0	43.9	52.8	59.6	37	100	2.345
RM3	A	FM	0	2.7	13.9	10.9	60.5	11.9	0.2	0	60.5	71.4	72.6	24.8	100	1.732
RM3	A	FF	0	14.6	24.6	31.2	12.5	1.9	15.2	0	12.5	43.7	29.6	55.8	100	1.587

Esta muestra es la única estudiada en toda la secuencia que presenta un incremento de las edades al disminuir el tamaño de la fracción (FG: 208.0 ± 2.2 Ma; FM: 316.3 ± 3.3 Ma; FF: 334.3 ± 3.5 Ma) y que nos proporciona edades más antiguas (FM y FF) que las de la sedimentación (Tabla 6.8).

Muestra RM4

Petrografía y difracción de rayos X en roca total (RM4RT)

Arenisca con grano fino a medio. Está mal clasificada ($\phi_{\min} = 0.1$ mm; $\phi_{\max} = 1$ mm) con predominio de los tamaños intermedios (0.4mm a 0.5mm), conformada por clastos subredondeados a angulares, que presentan contactos planares.

Entre los contactos se pueden observar filosilicatos de naturaleza sericítica y muy localmente calcita como cementantes. Contiene clastos de cuarzo, feldespatos potásicos poco alterados (predominio de microclina maclada y presencia de feldespatos peritéticos), plagioclasas a menudo arcilificadas, cristales aislados de biotita alterada (óxidos + clorita) de gran tamaño, fragmentos de granates y, de acuerdo a la clasificación de Garzanti y Vezzoli (2003), escasos líticos metafelsíticos de rango 1 y 2 (1: cuarzo con extinción ondulante y 2: textura porfidoblástica-ameboidal), así como líticos volcánicos de tipo lathwork, los cuales presentan fenocristales de feldespato en una matriz vítrea (Figura 6.7). Se ha calculado que los líticos representan como máximo un 12% de la roca, pero por el elevado grado de alteración de los líticos de tipo metamórfico (sericitización principalmente) a menudo sus bordes de grano se han diluido y es fácil confundir estos clastos con la matriz circundante (Figura 6.7). No presenta ningún tipo de foliación mineralógica.

La misma muestra también se analizó por DRX + Rietveld para evidenciar la presencia de diferentes fases con potasio (Tabla 6.3). Se comprobó que la presencia de filosilicatos de tipo sericita (con algo de clorita) es de aproximadamente el 25% y que la proporción de clastos de cuarzo y feldespatos es muy elevada. Esta muestra no fue fechada.

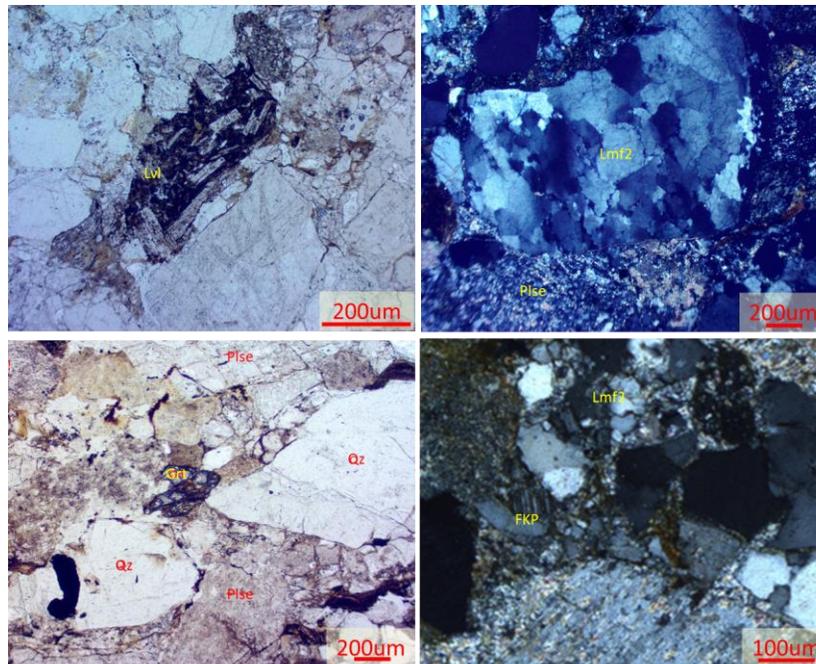


Figura 6.7. Microfotografías en luz transmitida (a y c) y luz polarizada (b y d) de la muestra RM4 que muestra el aspecto general de esta. Qz= Cuarzo; FKP= Feldespato potásico pertítico; Plse= Plagioclasa sericitizada; Grt= Granate; Lvl= Lítico volcánico lathwork; Lmf2= lítico metamórfico felsítico de rango 2.

Muestras RM5 y RM6

Petrografía, difracción de Rayos X y edad en roca total (RM5RT, RM6RT)

Petrográficamente estas muestras de areniscas son similares entre sí y a RM3, pero más heterogéneas. En promedio, los clastos forman el 40% de la muestra y son angulares a mínimamente subredondeados y están poco clasificados ($\phi_{\min} = 0.1 \text{ mm}$; $\phi_{\max} = 1 \text{ mm}$), con predominio de los clastos de pequeño tamaño (0.1mm a 0.5mm). Entre los contactos de los diferentes clastos se puede observar la presencia de filosilicatos de tipo sericita. Contiene clastos de cuarzo, feldespatos potásicos sin pertitas, plagioclasas alteradas a sericita, fragmentos metapelíticos de biotita de tamaño variable, y en algunos casos, deformados (<5%), líticos metafelsíticos de rango 1 y 2 (Garzanti y Vezzoli, 2003) bastante alterados, y líticos volcánicos de tipo lathwork (Figura 6.8). Los opacos están parcialmente alineados.

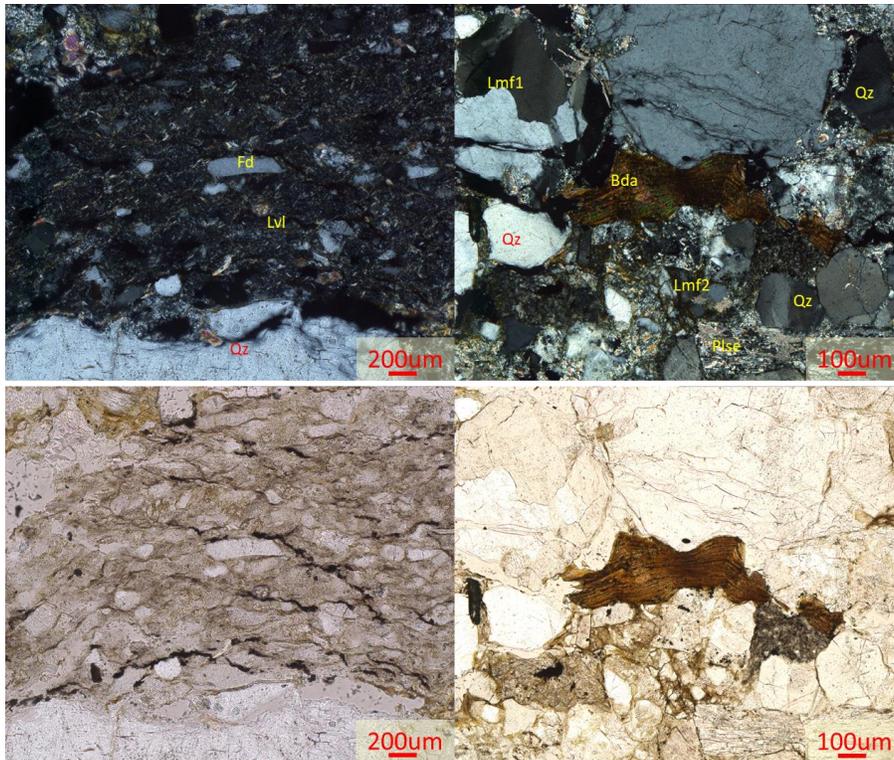


Figura 6.8. Microfotografías en luz transmitida (c y d) y luz polarizada (a y b) de la muestra RM5. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa seritizada; Fd= Feldespato; Lvl= Lítico volcánico lathwork; Lmf1-2= Lítico metamórfico felsítico de rango 1 y 2; Bda= biotita deformada y alterada.

Las muestras RM5y RM6 también se analizaron por DRX + Rietveld para evidenciar la presencia de diferentes fases con potasio (Tabla 6.2) y se confirmaron los datos de la observación petrográfica, pero también se demostró que la sericita es la fase predominante en la matriz mientras que la clorita es muy escasa dado que procede básicamente de la alteración de los minerales máficos que son escasos en estas muestras. Esos cristales máficos son en su mayoría de gran tamaño (>200 µm) y por tanto ya no se encuentran en las subfracciones de la fracción arcilla.

Las fracciones inferiores a 2micras de las muestras RM5 y RM6 fueron fechadas (RM5 <2 µm: 196.2 ± 2.2 Ma; RM6 <2 µm : 185.2 ± 2.2 Ma) (Tabla 6.8).

Muestra RM7

Petrografía, difracción de Rayos X y edad en roca total (RM7RT)

Su textura y composición es bastante similar a la descrita para la muestra RM4 (Figura 6.9) pero con mayor grado de clasificación (moderadamente clasificada), menos clastos y menor proporción de

líticos metamórficos (~4%). Los feldespatos potásicos de la muestra RM7 presentan texturas pertíticas y exsoluciones propias de rocas formadas a elevada temperatura y la plagioclasa está bastante sericitizada (Figura 6.9). La biotita se encuentra como cristales grandes aislados que se observan deformados y totalmente alterados a óxidos y clorita.

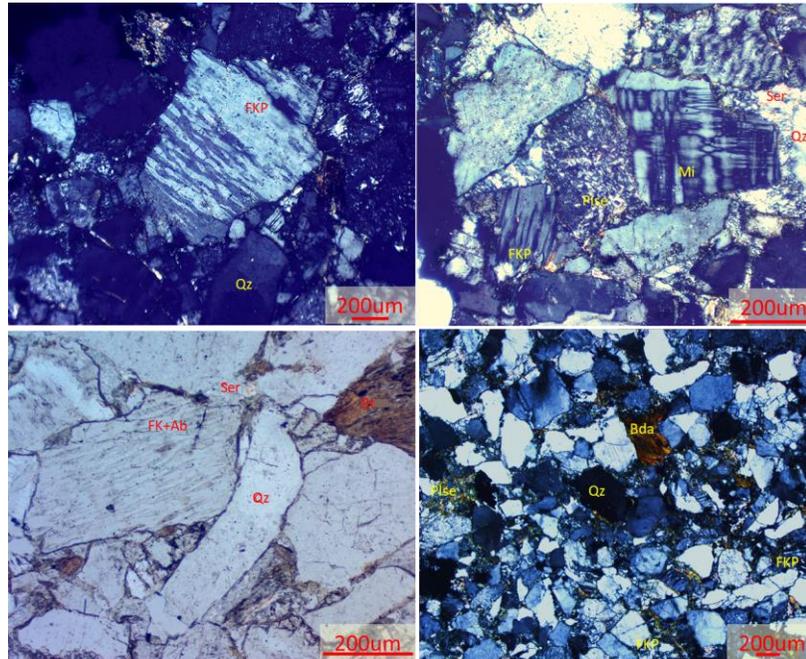


Figura 6.9. Microfotografías en luz transmitida (c) y luz polarizada (a, b y d) de la muestra RM7. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa sericitizada; FKp= Feldespato potásico pertítico; Bt= Biotita; Ser= Sericita; Mi= Microclina; Bda= biotita deformada y alterada.

Análisis mineralógico y geocronológico de la subfracciones (FG, FM, FF) de la fracción arcilla de RM7

La cristalinidad de la sericita (FG:0.30, FM:0.78, FF: 0.43) decrece con el tamaño de grano, y el tamaño de cristalito (FG:40nm FM: 105nm, FF: 24nm) muestra una tendencia más irregular (Tabla 6.3). La descomposición por profile fitting del pico (~10Å) del componente íltico en las tres subfracciones nos indica un porcentaje de 61 a 78% de componente íltico bien cristalizada (WCS) y de un 39 a 22%% de componente íltico mal cristalizada (PCS). El porcentaje del politipo 2M1 se encuentra entre 50 y 60%. Por glicolación se comprueba el componente íltico tiene como máximo un 5-6% de minerales expansibles, demostrando que el grado de expansibilidad y el índice de cristalinidad no muestran una buena correlación.

Al mismo tiempo se observa que los índices de cristalinidad de la illita (índice de Kübler) y de la clorita (índice de Arkai) presentan tendencias paralelas indicando que ambos minerales podrían ser autigénicos. También en la Tabla 6.5 se observa un incremento del porcentaje del componente íltico (sericita + illita) y una disminución del cuarzo y de los feldespatos al disminuir el tamaño de la fracción. Como ejemplo, del refinamiento Rietveld se muestran los resultados obtenidos para la muestra RM7FM en la Figura del anexo 4.

Las edades de esta muestra (Tabla 6.8) decrecen ligeramente de manera regular al disminuir el tamaño de la fracción (FG:192.1 ± 2.1 Ma; FM: 187 ± 2.1 Ma; FF: 182.3 ± 2.1 Ma) evidenciando la presencia de componentes neoformados en las tres subfracciones.

Tabla 6.5. Resultados cuantitativos (DRX + Rietveld) de las subfracciones de la muestra RM7. Lit.= litología; F=fracción granulométrica; CC=calcita; Q=cuarzo; Pl=plagioclasa, Se+il=sericita + illita; K=Caolinita; Sm=esmectita; GOF= goodness of fitting (ajuste del refinamiento RIETVELD):

Muestra	Lit.	F.	CC	Q	Pl	FK	Se + Il	Clorita	K	Sm	K- Filosilicatos	Σ K- Minerales	ΣFilosilicatos	Fk+PL	TOTAL	GOF
RM7	A	FG	0	25.3	26.1	8.9	17.6	21.9	0.2	0	17.6	26.5	39.7	35	100	0.867
RM7	A	FF	0	16.1	14.3	12.9	28.8	11.4	16.6	0	28.8	41.7	56.8	27.2	100.1	0.834
RM7	A	FF	0	1.7	4.4	13	62.5	12.5	6	0	62.5	75.5	81	17.4	100.1	0.882

Muestras RM9, RM10, RM11 y RM12

Petrografía, difracción de Rayos X y edad en roca total (RM9RT, RM10RT, RM11RT y RM12RT)

Todas las muestras tienen una textura y composición similar a la descrita para la muestra RM4, pero con diferentes grados de clasificación y proporción variable de cuarzo y de líticos metamórficos. Los feldespatos presentan en general texturas periticas y exsoluciones propias de rocas formadas a elevada temperatura y la plagioclasa está bastante sericitizada. A continuación, se describen sus características individuales.

RM9: su textura y composición es bastante similar a la descrita para la muestra RM4 pero con mayor grado de clasificación (moderadamente clasificada), menor cantidad de cuarzo y menor proporción de líticos metamórficos felsíticos (~5%) (Figura 6.10).

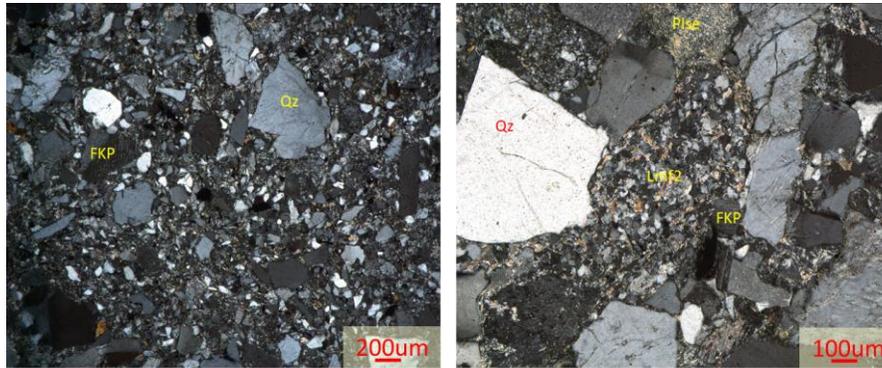


Figura 6.10. Microfotografías en luz polarizada de la muestra RM9. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa sericitizada; FKP= Feldespato potásico peritítico; Lmf2= Lítico metamórfico felsítico de rango 2.

RM10: su textura es inequigranular y muy heterogénea (Figura 6.11), con parches donde los granos están en contacto y otros donde los granos son rodeados por matriz. En el primer caso se observa que está mal clasificada ($\phi_{min} = 0.05 \text{ mm}$; $\phi_{max} = 1 \text{ mm}$), con contactos planares y cóncavo-convexos. En los otros parches, también está mal clasificada y la matriz es microcristalina. Toda la muestra contiene mucho cuarzo y feldespatos potásicos con pertitas. La plagioclasa está sericitizada y puntualmente se encuentra asociada a calcita. Se identificaron abundantes líticos metafelsíticos de rango 2 (~8%) y clastos metapelíticos de biotita, de acuerdo con la clasificación de Garzanti y Vezzoli (2003) y fragmentos de granate.

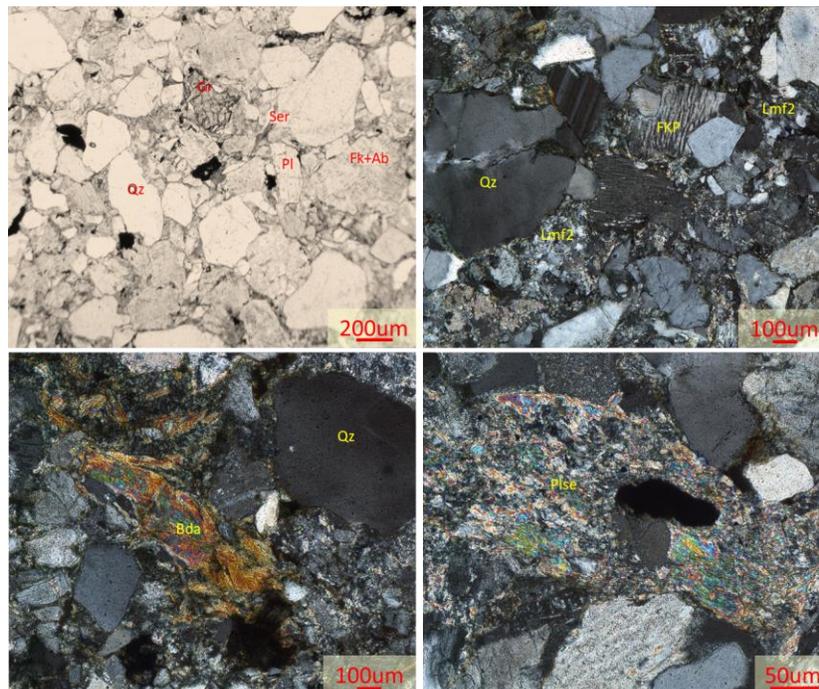


Figura 6.11. Microfotografías en luz transmitida (a) y luz polarizada (b, c y d) de la muestra RM10. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa seritizada; Pl= Plagioclasa; FKP= Feldespato potásico pertítico; Ser= Sericita; Grt= Granate; Lmf2= Lítico metamórfico felsítico de rango 2; Bda= biotita deformada y alterada.

RM11: su textura es muy similar a RM10 pero es más equigranular (Figura. 6.12). No contiene calcita pero si escasos (~4%) líticos metamórficos y pequeños fragmentos rotos de granate. Presenta abundante cantidad de sericita formando la matriz y la alteración de muchos de los cristales de plagioclasa. Se identificó biotita ligeramente altera y deformada, además se determinó la presencia de minerales opacos subhedrales distribuidos en toda la muestra.

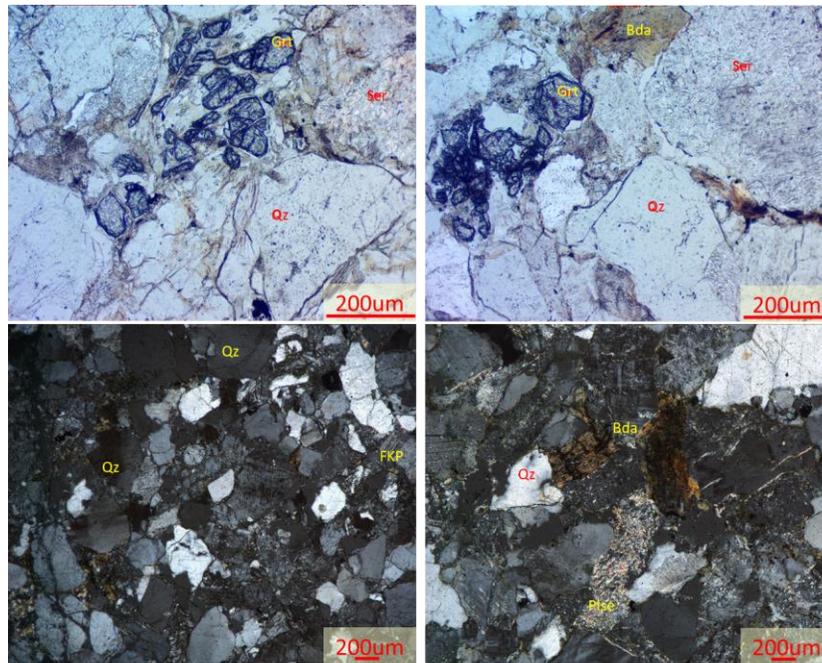


Figura 6.12. Microfotografías en luz transmitida (a y b) y luz polarizada (c y d) de la muestra RM11. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa seritizada; FKP= Feldespato potásico pertítico; Ser= Sericita; Grt= Granate; Bda= biotita deformada y alterada.

RM12: esta muestra está moderadamente bien clasificada ($\phi_{min} = 0.05 \text{ mm}$; $\phi_{max} = 1.5 \text{ mm}$), con clastos subredondeados a subangulares, con contactos planares a cóncavo-convexo. El cementante es calcita y sericita. Contiene cuarzo, feldespatos (plagioclasas básicamente seritizadas), clastos metapelíticos de biotita (0.7mm), y arcilla en los contactos entre granos (Figura 6.13).

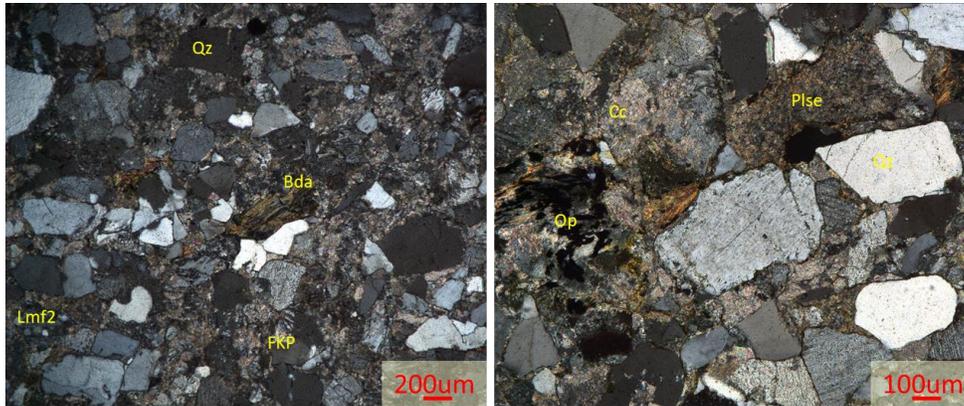


Figura 6.13. Microfotografías en luz polarizada de la muestra RM12. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa sericitizada; FKp= Feldespato potásico perítico; Cc= Calcita; Op= Minerales opacos; Lmf2= Lítico metamórfico felsítico de rango 2; Bda= biotita deformada y alterada.

Los datos mineralógicos cuantitativos (DRX+Rietveld) de las muestras totales de RM9, RM10, RM11 y RM12, se muestran al igual que para las otras muestras en la Tabla 6.3. se comprueba (anexo 4) que composicionalmente las muestras, RM10, RM11 son bastante similares entre sí y muy ricas en cuarzo. La muestra RM12 es similar texturalmente, pero es mucho más rica en calcita.

La muestra RM9 fue fechada (Tabla 6.8) como roca total (RM9<2micras: $182 \pm 2.3\text{Ma}$) y la RM10 y RM11 fueron utilizadas para la separación de las subfracciones de arcilla y su fechamiento y los resultados mineralógicos y geocronológicos de estas subfracciones se muestran a continuación.

Análisis mineralógico y geocronológico de la subfracciones (FG, FM, FF) de la fracción arcilla de RM10 y RM11

RM10

La cristalinidad de la sericita (FG:0.46, FM:0.22, FF: 0.17) y el tamaño de cristalito (FG:22nm FM: 67nm, FF: 116nm) crecen claramente al disminuir el tamaño de grano (Tabla 6.4). La descomposición por profile fitting del componente íltico en las tres subfracciones (anexo 4) nos indica un porcentaje de 72 a 80% de componente íltico bien cristalizada (WCI) y de un 28 a 20% del componente lítico mal cristalizado (PCS). El porcentaje del politipo 2M1 no se pudo calcular. Por glicolación, se comprueba el componente íltico es básicamente no expansible (~95%).

Al mismo tiempo se observa que los índices de cristalinidad de la illita (índice de Kübler) y de la clorita (índice de Arkai) presentan tendencias paralelas pero inversas a las esperadas en una secuencia diagenética. En el gráfico (anexo 4) se observa que las tres fracciones de RM10 son bastante similares entre sí, pero la Tabla 6.6 nos indica una disminución del cuarzo y una substitución progresiva de plagioclasas por feldespato potásico (sericitización). La cantidad de sericita se mantiene constante en las tres subfracciones. Como ejemplo de refinamiento por el método de Rietveld se muestran los resultados de la muestra RM11FM en la Figura del anexo 4.

RM11

La cristalinidad de la sericita (FG:0.50, FM:0.68, FF: 0.76) y el tamaño de cristalito (FG:20nm FM: 14nm, FF: 12nm) decrecen claramente al disminuir el tamaño de grano (Tabla 6.4). La descomposición por profile fitting del pico del componente íltico en las tres subfracciones nos indica un porcentaje de 67 a 80% de componente íltico bien cristalizado (WCS) y de un 23 a 20% de componente íltico mal cristalizado (PCS). El porcentaje del politipo 2M1 no es muy confiable por la presencia de varias fases en las muestras medias en fracción no orientada. Por glicolación se comprueba que la sericita tiene más de 90% de componente íltico.

Al mismo tiempo se observa que los índices de cristalinidad de la illita (índice de Kübler) y de la clorita (índice de Arkai) presentan tendencias paralelas indicando que ambos minerales tienen probablemente un mismo origen. También se observa en la Tabla 6.6 un incremento del feldespato potásico y una disminución del cuarzo, de las plagioclasas y de la sericita al disminuir el tamaño de la fracción.

Las edades de las tres subfracciones de arcilla de RM10 (Tabla 6.8) se mantiene constantes al disminuir el tamaño de la fracción (FG:213.1 ±2.5Ma; FM: 216.9± 2.4Ma; FF: 215.1± 2.4Ma).

Las edades tres subfracciones de arcilla de RM11 (Tabla 6.8) muestran una tendencia directa con la granulometría fracción (FG:193.5 ± 2.1Ma; FM:187.6 ± 2.1Ma; FF: 173.8 ±2.0Ma) y son muy parecidas a los de la muestra RM7 evidenciando la presencia de componentes neoformados en las tres subfracciones

Tabla 6.6. Resultados cuantitativos (DRX+Rietveld) de las subfracciones de las muestras RM10 y RM11. Lit.= litología; F=fracción granulométrica; CC=calcita; Q=cuarzo; Pl=plagioclasa, Se+il=sericita + illita; K=Caolinita; Sm=esmeclita; GOF= goodness of fitting (ajuste del refinamiento RIETVELD).

Muestra	Lit.	F.	CC	Q	PI	FK	Se + il	Clorita	K	Sm	K-Filosilicatos	Σ K-Minerales	ΣFilosilicatos	Fk+PL	TOTAL	GOF
RM10	A	FG	3.2	15.3	29.3	9.6	22.4	7.8	12.5	0	22.4	32	42.7	38.9	100.1	1.113
RM10	A	FM	2.3	15.6	36.2	4.8	21.8	6.1	13.4	0	21.8	26.6	41.3	41	100.2	1.092
RM10	A	FF	7	3.8	11.7	27.3	19.3	6.8	24	0	19.3	46.6	50.1	39	99.9	0.982

Muestra	Lit.	F.	CC	Q	PI	FK	Se + il	Clorita	K	Sm	K-Filosilicatos	Σ K-Minerales	ΣFilosilicatos	Fk+PL	TOTAL	GOF
RM11	A	FG	0.2	17.3	16.8	3.6	48.1	10.4	3.7		48.1	51.7	62.2	20.4	100.1	0.877
RM11	A	FM	0.3	6	30.8	11.2	37.6	10.2	3.9	0	37.6	48.8	51.7	42	100	0.944
RM11	A	FF	0	8.4	8.8	24.3	25.2	7.9	25.3	0	25.2	49.5	58.4	33.1	99.9	0.750

6.2.2 Afloramiento autopista México-Oaxaca,

Petrografía, difracción de Rayos X y edad en roca total (Mtz2, Mtz4, Mtz6, Mtz89, Mtz99, Mtz5 y MtzD)

A grandes rasgos, las muestras del afloramiento de la autopista México-Oaxaca son similares a las del afloramiento de la zona de los Reyes Metzontla. Todas son de grano fino a medio, mal clasificadas ($\phi_{min} = 0.05 \text{ mm}$; $\phi_{max} = 1.2\text{mm}$) y con clastos subredondeados o angulares muy similares a RM4 pero en general tienen más matriz (Figura 6.14).

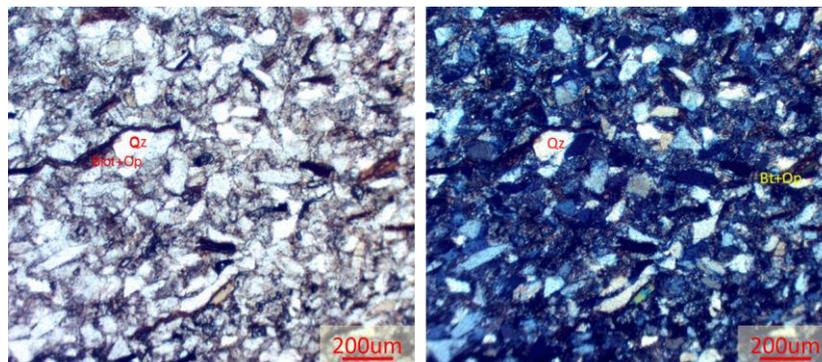


Figura 6.14. Microfotografías en luz transmitida (a) y luz polarizada (b) de la muestra Mtz4. Qz= Cuarzo; Bt= Biotita; Op= Minerales opacos.

Contienen clastos de cuarzo, feldespatos potásicos poco alterados y plagioclasas a menudo arcilificadas, cristales aislados de biotita alterada (óxidos + clorita) de gran tamaño y fragmentos rotos de granate. Con excepción de la muestra Mtz4 no presentan ningún tipo de foliación mineralógica. Mtz4 y Mtz89 son de grano más fino (predominio de tamaños que van de 20 a 40µm)

y están más sericitizadas (Figura 6.14.). Mtz2 y Mtz6 incluyen más clastos grandes de biotita (<50 μm) y más minerales opacos, pero son bastante similares (Figura 6.15).

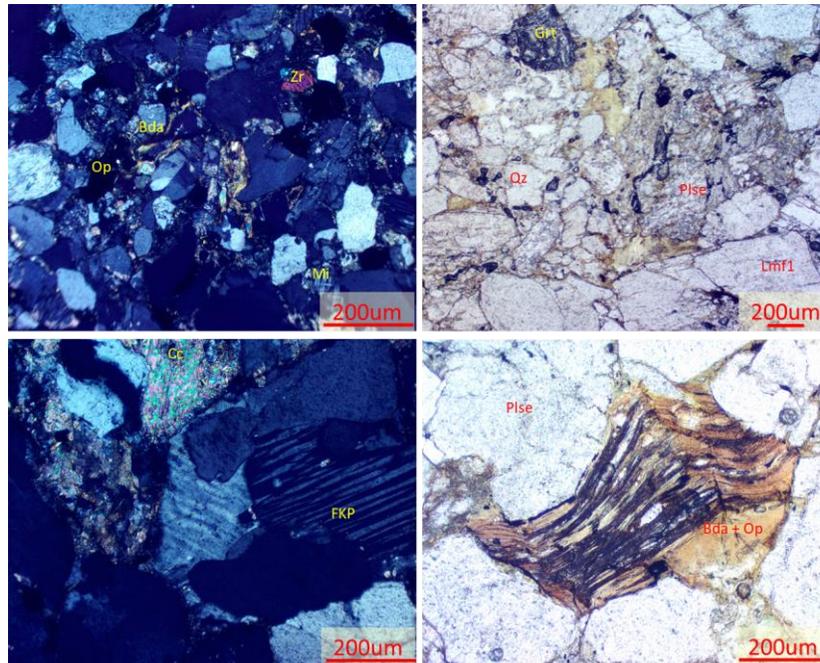


Figura 6.15. Microfotografías en luz transmitida (b y d) y luz polarizada (a y c) de la muestra Mtz6. Qz= Cuarzo; Plse= Plagioclasa sericitizada; FKP= Feldespato potásico pertítico; Grt= Granate; Zr= Circón; Op= Minerales opacos; Mi= Microclina; Cc= Calcita; Lmf1= Lítico metamórfico felsítico de rango 1; Bda= Biotita deformada y alterada a opacos.

Mtz5 y MtzDn

Son muestras de lutita con clastos de tamaño arena. Los clastos son angulosos y finos (0.05mm a 0.3mm) pero están mal clasificados y son principalmente de cuarzo y feldespatos (Figura 6.16). La matriz de color verdosa marrón y está formada principalmente por biotita con diferentes grados de alteración) y sericita, que es muy abundante y rodea por completo a los clastos de cuarzo y feldespato que se encuentran dispersos. La clasificación de los clastos es baja. Hay algunos cristales de moscovita de más de 20 μm pero son muy escasos. En estas muestras (probablemente por el tamaño) no se identificaron líticos de ningún tipo. Se parecen a RM3 pero están más sericitizadas y son de grano más fino.

Los difractogramas (anexo 4) muestra la gran similitud mineralógica (con excepción de la abundancia de caolinita) de las muestras Mtz2, Mtz4, Mtz 6 y Mtz 99.

De este grupo de muestras se fecharon las muestras Mtz4 $<2 \mu\text{m}$ ($180 \pm 2.0 \text{ Ma}$) y Mtz6 $<2 \mu\text{m}$ ($177.2 \pm 2.6 \text{ Ma}$) (Tabla 6.8) y únicamente de la muestra Mtz99 se separaron tres subfracciones cuyos resultados mineralógicos y geocronológicos se expone a continuación.

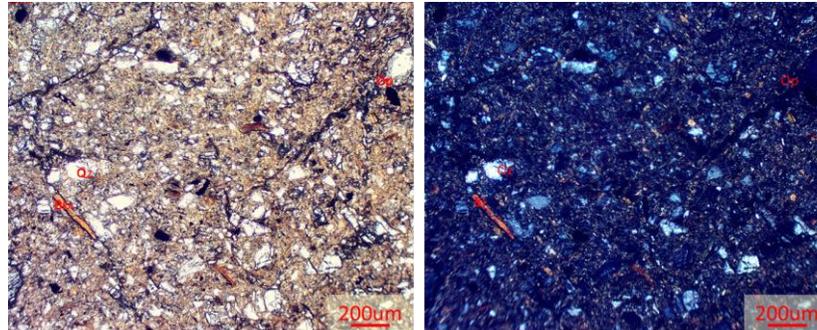


Figura 6.16. Microfotografías en luz transmitida (a) y luz polarizada (b) de la muestra Mtz5. Qz= Cuarzo; Bt= Biotita; Op= Minerales opacos.

Análisis mineralógico y geocronológico de la subfracciones (FG, FM, FF) de la fracción arcilla de Matz99

La cristalinidad de la sericita (FG: 0.97, FM: 1.1, FF: 1.1) es siempre próxima a 1 y por tanto, mucho más grande que para las muestras del sector de los Reyes Metzontla. El tamaño de cristalito (no supera en ningún caso los 10 nanómetros y por tanto es mucho menor que para las muestras de los Reyes Metzontla. Predomina el politipo 1M pero los datos de %PCI y %WCI parecen un poco contradictorios (Tabla 6.2) con esta información. Se detectó muy poca clorita en esta muestra por lo que no se pueden correlacionar los índices de ambos minerales.

También se observa tanto en el gráfico (anexo 4) como en la Tabla 6.7 que las tres subfracciones son bastante similares entre si desde el punto de vista mineralógico. Se observa que tienen muy poca clorita y que los grados de cristalinidad del componente íltico es bastante más baja que para las muestras del Afloramiento de los Reyes Metzontla.

Tabla 6.7. Resultados cuantitativos (DR X+ Rietveld) de las subfracciones de la muestra Matz99.

Muestra	Lit.	F.	CC	Q	PI	FK	Se + il	Clorita	K	Sm	K- Filosilicatos	Σ K- Minerales	ΣFilosilicatos	Fk+PL	TOTAL	GOF
Matz99	L	FG	5.5	4.1	6.7	9.8	57.9	0	16	0	57.9	11.3	16	27.3	100	0.778
Matz99	L	FM	0.2	1.9	19.5	14.1	52.3	0	12	0	52.3	13.5	12	25.5	100	0.782
Matz99	L	FF	0	1.3	13.6	15.2	59.5	3.1	7.3	0	59.5	74.7	69.9	28.8	100	0.713

Las edades de las subfracciones de la muestra Mat99 (Tabla 6.8) decrecen con el tamaño de la fracción (FG: $172.9 \pm 2.0\text{Ma}$; FM: $165.1 \pm 1.8\text{Ma}$; FF: 132.6 ± 1.7) y son en conjunto más bajas que para las muestras del otro afloramiento.

Tabla 6.8. Edades K-Ar obtenidas por el método K-Ar mediante fusión láser, para las muestras totales (<2micras) y subfracciones de arcilla.

Muestra	Lit.	F.	K (%)	40Ar*(mol/g)	%40Ar*	Edad	±
RM2	A	<2µm	1.48	5.970E-11	82.9	23.1	1.3
	A	FG	3.40	1.300E-09	95.9	208.0	2.2
RM3	A	FM	2.23	1.337E-09	95.6	316.3	3.3
	A	FF	2.11	1.344E-09	95.5	334.3	3.5
RM5	A	<2µm	3.57	1.283E-09	99.0	196.2	2.2
RM6	A	<2µm	3.35	1.133E-09	97.4	185.2	2.2
RM7	A	FG	3.18	1.118E-09	90.3	192.1	2.1
	A	FM	3.08	1.053E-09	90.2	187.0	2.1
	A	FF	3.64	1.211E-09	95.8	182.3	2.1
RM9		<2µm	2.74	9.098E-10	96.1	182.0	2.3
RM10	A	FG	3.24	1.271E-09	92.1	213.1	2.5
	A	FM	3.39	1.355E-09	92.8	216.9	2.4
	A	FF	3.40	1.347E-09	91.3	215.1	2.4
RM11	A	FG	3.92	1.389E-09	96.3	193.5	2.2
	A	FM	3.88	1.330E-09	95.0	187.6	2.1
	A	FF	3.60	1.139E-09	93.4	173.8	2.0
99	L	FG	4.81	1.513E-09	94.8	172.9	2.0
	L	FM	5.05	1.514E-09	94.6	165.1	1.8
	L	FF	3.84	9.159E-10	89.1	132.6	1.7
Matz5	AL	RT	4.61	1.513E-09	97.3	180.0	2.0
Matz6	L	RT	2.90	7.716E-10	97.8	177.2	2.6

6.2.3 Clasificación litológica y contexto tectónico de las areniscas de la Formación Matzitzi

Las muestras tienen más de un 5% de matriz y deben clasificarse como grauvacas feldespáticas utilizando el diagrama de Garzanti (2016) (Figura 6.17a). Por otra parte, si las proyectamos en un diagrama de Dickinson et al. (1985), para determinar el contexto tectónico (Figura 6.17b y 6.17c), ya que quedan en o cerca del campo de las areniscas asociadas a la exhumación del basamento especialmente cuando consideramos a la sericita conjuntamente con los feldespatos.

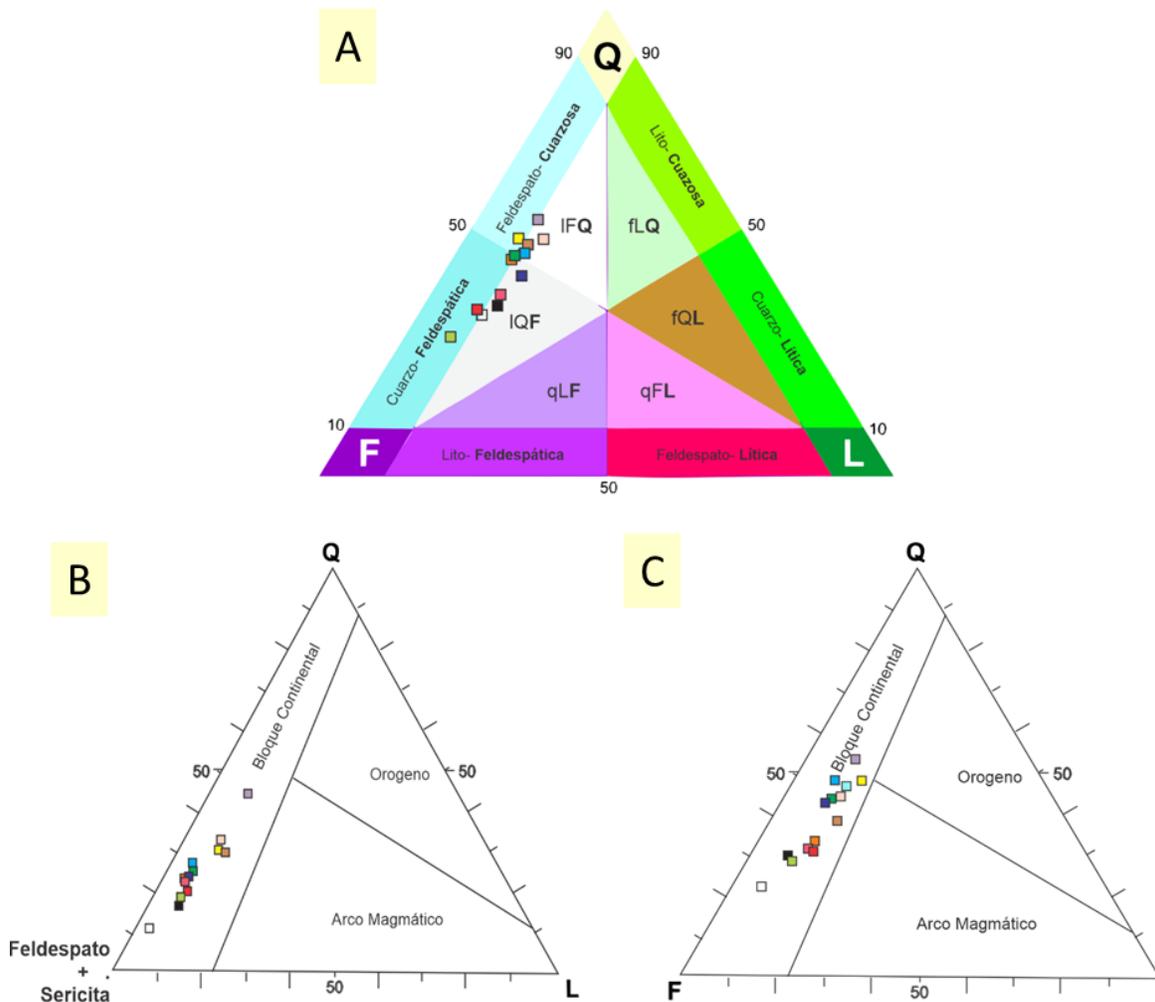


Figura 6.17. Clasificación de las areniscas estudiadas. a) Clasificación según Garzanti (2016) y Dickinson et al., (1985).

6.2.4 Materia orgánica

Las muestras utilizadas para observación de materia orgánica fueron la muestra Mtz99 (1 alícuota) y Mtz89 (3 alícuotas).

La muestra Mtz99 contiene partículas de vitrinita e inertinita. Las reflectancias varían en un rango entre 1.2 y 2.5 %R, y como se puede observar en el histograma, se divide en tres distintos grupos: de 1.2 a 2 %R es para la materia orgánica dispersa, de 2 a 2.5 %R es la vitrinita, y 2.5 a 2.6 %R es para la inertinita (Figura 6.18). En esta muestra, los macerales presentan deformación o plegamiento, como se muestra en la Figura 6.19.

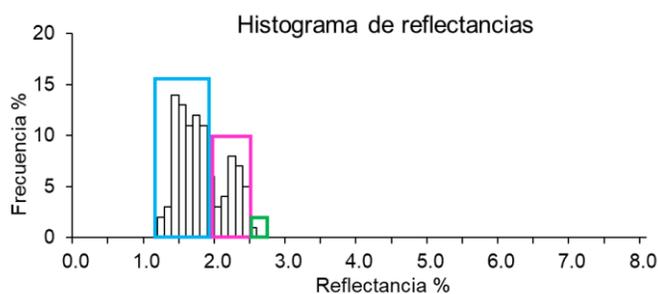


Figura 6.18. Histograma de reflectancias de las partículas orgánicas presentes en la muestra Mtz99. El recuadro de color azul hace referencia a la materia orgánica dispersa, el rosa a la vitrinita y el recuadro de color verde a la inertinita.

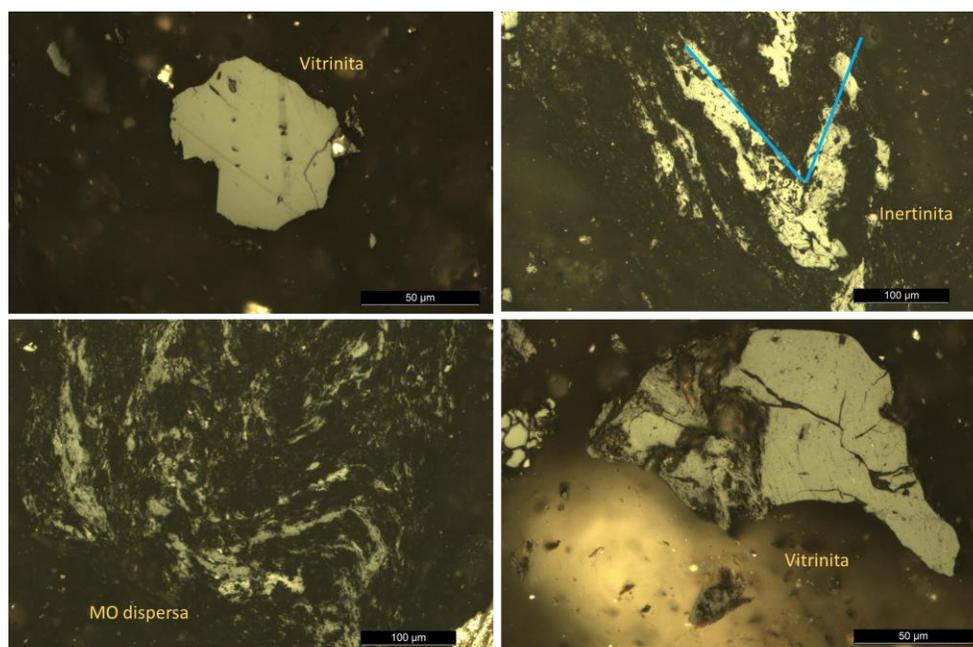


Figura 6.19. Micrografías de la muestra Mtz99, donde en a) y d) se observan partículas de vitrinita, mientras que en b) y c) se observa que los macerales presentan plegamiento.

La muestra Mtz89 se dividió en 3 alícuotas que se denominaron: a ,b y c. La Mtz89a contiene demasiada arcilla y carbonato, pero presenta partículas de vitrinita y partículas de grafito abundantes. Las reflectancias varían en un rango entre 0.9 y 3.6. De dicho rango se descompone en: 2.4 a 2.7 %R para la vitrinita, y de 3 a 3.6 %R para el grafito. Los valores inferiores a los de la reflectancia de la vitrinita, de 0.9 a 2.3 %R corresponden a la materia orgánica dispersa (Figura 6.20). En esta muestra, los macerales no presentan deformación como en Mtz99 pero sí presentan grafito. El grafito tiene estructura tipo flakes y masiva, lo que indica que está en su etapa inicial de maduración (Figura 6.21).

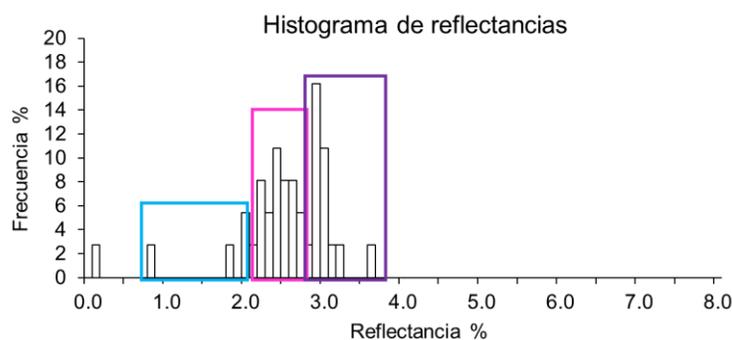


Figura 6.20. Histograma de reflectancias de las partículas orgánicas presentes en la muestra Mtz89a. El recuadro de color azul corresponde a la materia orgánica dispersa; el recuadro de color rosa a la vitrinita y el de color morado al grafito.

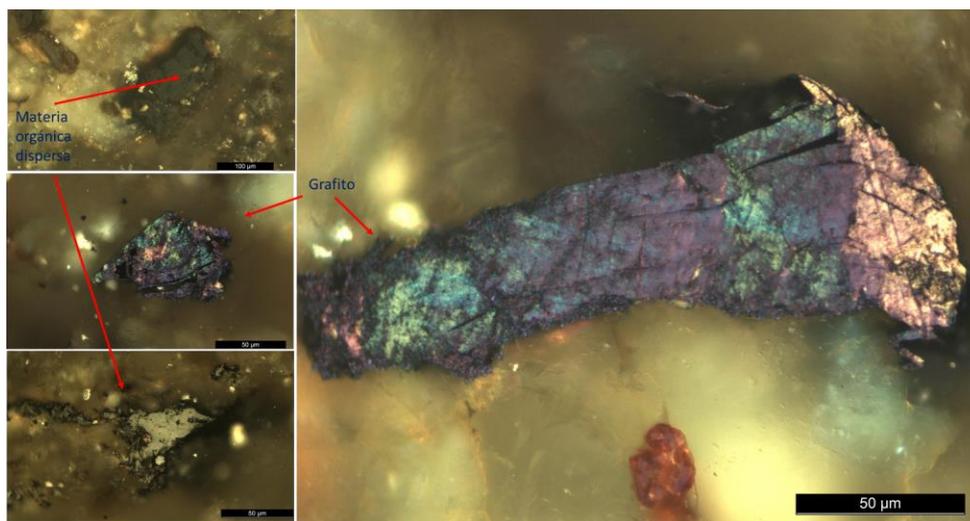


Figura 6.21. Micrografías de la muestra Mtz89a, donde en a) y c) se muestran partículas de materia orgánica dispersa con diferentes grados de reflectancia; y en b) y d) se muestran las partículas de grafito con estructura de tipo flakes y masiva.

La alícuota b de la muestra Mtz89 contiene materia orgánica dispersa partículas de vitrinita, pocas de inertinita y de grafito. Las reflectancias varían en un rango entre 1.3 y 4 %R. Dicho rango se divide en: 1.3 a 2 %R es la materia orgánica disgregada; de 2.2 a 2.4 %R para la vitrinita; de 2.4 a 3.1 %R es la inertinita y de 3.1 a 4 %R es el grafito (Figura 6.22).

Los macerales tampoco presentan deformación, pero se encontraron un par de vitrinitas que presentan vesículas de desgasificación y fracturas mecánicas; además, otra partícula presenta una mezcla entre vitrinita y su transformación a inertinita. También se encontró grafito, cuya estructura es tipo flakes y masiva, que igualmente indica una presión tectónica (Figura 6.23).

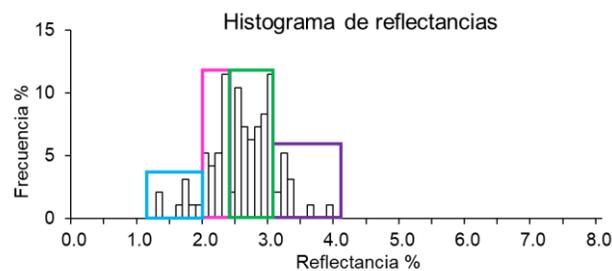


Figura 6.22. Histograma de reflectancias de las partículas orgánicas presentes en la muestra Mtz89b. El recuadro de color azul corresponde a la materia orgánica dispersa; el recuadro de color rosa a la vitrinita, el recuadro en color verde a la inertita y el de color morado al grafito.

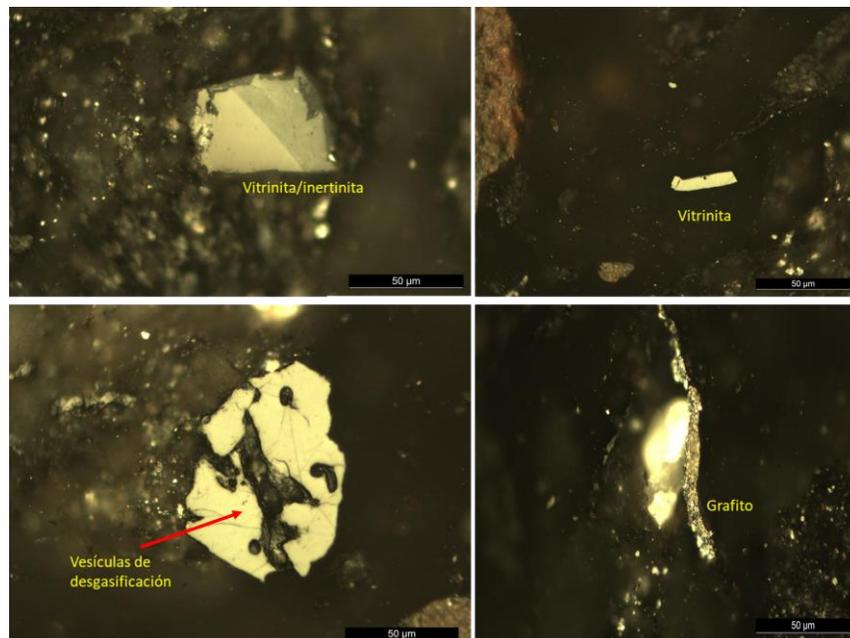


Figura 6.23. Micrografías de la muestra Mtz89b, donde se muestran vitrinitas en a) mezclada con inertinita, b) de alta reflectancia, y en c) con vesículas de desgasificación y fracturas mecánicas. En d) es una partícula de grafito con estructura masiva.

Finalmente, la muestra Mtz89c contiene también vitrinita e inertinita de alta reflectancia, así como partículas de grafito y, tiene un alto contenido de calcita. Las reflectancias varían en un rango entre 2 y 4 %R, donde de 2 a 3 %R es la vitrinita y la inertinita, y de 3 a 4 %R es el grafito (Figura 6.24).

La vitrinita e inertinita tienen la misma proporción a lo largo de la muestra, así como tamaños similares, entre 40 y 60 μm . Una de las inertinitas, como se muestra en la Figura 6.33b, se observa fracturada, con vesículas de desgasificación y presenta pirita en su interior. También se encontró grafito, cuya estructura es de tipo flakes, lo que indica un poco más de evolución que las muestras anteriores (Figura 6.25).

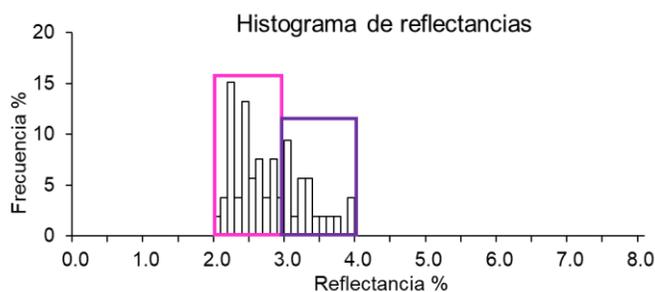


Figura 6.24. Histograma de reflectancias de las partículas orgánicas presentes en la muestra Mtz89c. El recuadro de color rosa corresponde a la vitrinita y el de color morado al grafito.

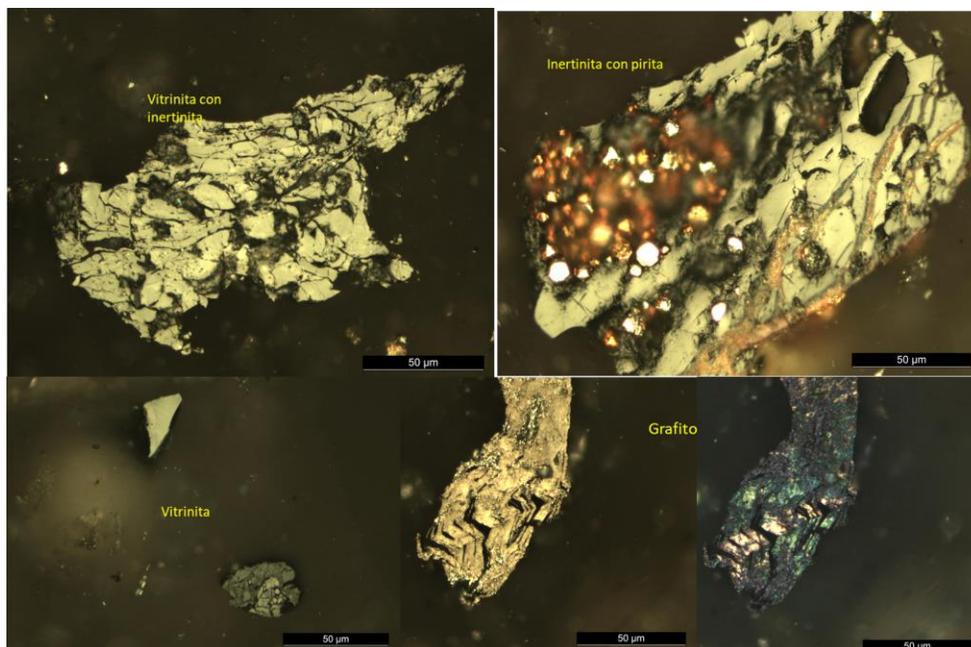


Figura 6.25. Micrografías de la muestra Mtz89c, donde se muestra: a) vitrinita mezclada con inertinita, b) inertinita con pirita, c) vitrinitas con dos reflectancias distintas (alta en la de arriba comparada con la de abajo) y d) y e) partícula de gráfico con estructura de tipo flakes.

En resumen, ambas muestras presentan las siguientes características:

- Materia orgánica dispersa plegada.
- Vitrinita de alto rango con un tamaño entre las 50 μm y 2mm. Algunas partículas presentan bordes de meteorización o vesículas de desgasificación. Su reflectancia oscila entre 2.3% y 2.6%.
- Inertinita con tamaños de 20 μm a 60 μm . Su abundancia es menor a la de los demás macerales y se presenta comúnmente combinada con la vitrinita. Su reflectancia esta entre 2.5% y 2.9%.
- Grafito con tamaños entre 50 μm y 200 μm . Se presenta con estructura de flakes principalmente y estructura masiva. Su reflectancia esta entre 2.8% y 4%.
- Fases minerales como pirita framboidal, calcita y arcilla.

6.3 Discusión

6.3.1 Historia postdeposicional de la Formación Matzitzi

Diagénesis

Las areniscas de la Formación Matzitzi presentan características mineralógicas que son consideradas típicas de la etapa filomórfica (o tercera etapa) de la diagénesis de este tipo de rocas (Dapples, 1979), que se caracteriza por la formación de filosilicatos de tipo mica-ilita y que se relaciona con un enterramiento profundo. La primera etapa sería la redomórfica, la cual se caracteriza por cambios en el estado de oxidación y se da en condiciones muy superficiales de enterramiento; mientras que la segunda, es la etapa locomórfica (intermedia entre las dos anteriores), la cual se relaciona principalmente con cambios minerales por reemplazamiento de las fases inestables por fases más estables en las nuevas condiciones de presión y temperatura y que se considera muy importante durante el proceso de litificación de la roca. La facies filomórfica en areniscas coincide con el grado metamórfico de facies zeolita-clorita que algunos autores también denominan pre-metamorfismo (Dapples, 1979).

Así como en las etapas redomórfica y locomórfica los filosilicatos experimentan pocas modificaciones, en la etapa filomórfica se da la sericitación de la plagioclasa que en algunos casos – como se ha podido observar en algunas de las areniscas de la Fm. Matzitzi– determinan fusión entre los bordes de grano y la matriz ya que la estructura del mineral original ha desaparecido por el pseudomorfismo. Para que se forme esta etapa se requiere de un cierto incremento de la temperatura. Las areniscas de la Fm. Matzitzi presentan en la matriz un mosaico de cristales de sericita (\pm cuarzo \pm óxidos de hierro \pm clorita \pm calcita \pm feldespato autigénico) de grano fino, disseminados en la muestra y orientados al azar. Esta matriz tiene un color verdoso que dificultó en gran medida la discriminación entre sericita y clorita (afortunadamente por lo que respecta a su fechamiento, la clorita tiene muy poco potasio en comparación con la sericita). El color verde se ha relacionado en la literatura con un pseudomorfismo parcial de las plagioclasas ya que cuando la sericita es totalmente pura puede llegar a ser de color blanco (Berzina et al., 1973). Con base a las observaciones indicadas, se presume que las areniscas estudiadas estuvieron alteradas por la acción de fluidos hidrotermales.

Considerando la roca total y el conjunto de subfracciones se determinó que los porcentajes de sericita varían de 12 a 67% dependiendo de la naturaleza de las areniscas (clasto o matriz

soportadas). Las areniscas con clastos de mayor tamaño son más difíciles de sericitizar dado que los cristales de plagioclasa originales son más grandes y solo están parcialmente pseudomorfizados a sericita, en forma de parches.

Uno de los objetivos particulares de la tesis era correlacionar los valores de del índice de cristalinidad de illita (IC_{illita}) con los de la clorita ($IA_{clorita}$) sin embargo la dispersión obtenida en el diagrama correspondiente (Figura 6.26) es muy alta y la relacionamos con el posible origen metasomático de ambos minerales. La clorita se generó por alteración de máficos (especialmente biotita) y la sericita principalmente por la alteración hidrotermal de plagioclasas. El gráfico nos sirve únicamente para observar que las muestras se proyectan en el campo de la diagénesis y que las muestras sin componentes detríticos (RM7 y RM11) muestra una correlación positiva y ordenada de ambos índices en todas las subfracciones de la muestra. Como la muestra Matz99 tiene muy poca clorita no se pudo establecer para esta muestra dicha correlación.

Otro elemento que considerar es que la correlación entre el índice de cristalinidad del componente ilítico ordenado (IC_{WCI}) y el componente esmectítico poco ordenado (IC_{PCI}) (Figura 6.27) nos indica que ambos componentes se forman conjuntamente (Meunier y Velde, 2004) y por tanto todo parece indicar que el componente sericítico es único.

En lo referente a la pureza del material sericítico, cabe destacar que únicamente en la muestra RM3FF se identificaron interestratificados claros. Para el resto de las muestras la glicolación destaca la baja expansibilidad (<6% de esmectita) en las muestras de arcillas analizadas en las diferentes subfracciones. Si los filosilicatos fueran de tipo ilítico esperaríamos (con base a su IC_{illita}) más capas de esmectita en los interestratificados. Este comportamiento poco expansible de la sericita ha sido también señalado por otros autores y se intentará explicar un poco a continuación con base a lo que conocemos sobre la naturaleza mineralógica de la sericita.

La sericita ha sido definido por diferentes autores como un mineral hidrotermal de temperatura baja o moderada (Rogers y Tolman, 1916). A grandes rasgos tiene la misma composición que la moscovita pero se encuentra en asociaciones minerales muy diferentes, es de menor tamaño y se forma a temperaturas mucho más bajas. Diferentes trabajos (Tomita, 1971; Berzina et al., 1973,) han demostrado que puede presentar los mismos politipos que la moscovita (2M1, 1M, 1Md y 3T) siendo los politipos 1Md y 1M los que predominan en las rocas sedimentarias y metamórficas de grado

bajo. Al igual que se ha observado para la illita, Kitagawa et al. (1983) sugieren que el politipo 1Md tiene más defectos en la estructura que el politipo 2M (crecimiento hidrotermal directo) debido a se forma por procesos de nucleación y crecimiento continuos asociado el metasomatismo de las minerales preexistentes en las rocas.

Es muy común utilizar el término de sericita en un sentido petrográfico para indicar un mineral de pequeño tamaño, de aspecto micáceo, en forma de fibras o escamitas altamente birrefringentes en el microscopio óptico. Si bien los estudios de microscopio electrónico de transmisión indican la presencia de partículas individuales de mica, los datos de difracción de rayos X muestran patrones característicos de los minerales interestratificados tipo illita-*emectita* (Eberl et al., 1987). A su vez, la sericita es uno de los productos de alteración más comunes en las rocas asociadas a los yacimientos hidrotermales y es por ejemplo muy característica de la zona filítica de alteración (Lowell y Guilbert, 1970) para depósitos de tipo pórfido de cobre. Por el tamaño de grano fino de la sericita, poco se puede aprender del examen con el microscopio petrográfico que no sea su modo de ocurrencia y por ello es conveniente su caracterización mediante otras técnicas como la difracción de rayos X (DRX). En el caso de las secuencias sedimentarias diagenitizadas o asociadas a metamorfismo de grado bajo a medio, la naturaleza y edad de este mineral ha sido mucho menos estudiada que para el caso de los yacimientos de minerales metálicos.

Estas sericitas hidrotermales son diferentes de los interestratificados ilíticos formado por diagénesis en lutitas y bentonitas, ya que a menudo no muestran una buena correlación entre la química y la capacidad de expansión (Eberl et al., 1987). Además, los politipos no pueden separarse por tamaño de grano y por tanto no podemos considerar al politipo 2M1 como un componente detrítico que únicamente encontraremos en la fracción más gruesa. Se cree que estas diferencias se deben claramente a su modo de formación: la sericita precipita a partir de una solución vs el mecanismo de alteración de un componente esmectítico en la diagénesis de lutitas y bentonitas (Eberl et al., 1987).

Si partimos de la base de que las areniscas no contienen arcilla de tipo esmectico cuando son sedimentadas, el proceso de formación de los filosilicatos de grano fino es diferente del que hemos descrito en otras formaciones para bentonitas o lutitas. Diferentes autores han reconocido la importancia de fechar la sericita para determinar las edades de la diagénesis o del metamorfismo incipiente que muchas veces está relacionado al desarrollo de una primera foliación o pizarrosidad

del sedimento (Hunziker et al., 1986; Reuter y Dallmeyer, 1987; Clauer et al., 1995, Glasmacher et al., 2001).

La sericita (al igual que la moscovita) es muy estable a bajas temperaturas. También es común observar que mientras la plagioclasa está totalmente sericitizada el feldespato potásico está poco modificado. La ventaja de utilizar este mineral, es que el sistema isotópico de la sericita va a mantenerse cerrado mientras la roca no experimente temperaturas superiores a la que experimentó durante la sericitación (Verati y Jourdan, 2014). Es por ello que la sericita separada en las muestras de la Fm. Matzitzi no puede informar de eventos posteriores a los de su formación inicial, dado que dicho mineral nunca superó su temperatura de formación. Como las plagioclasas de la Fm. Matzitzi están bastante sericitizadas, consideramos que al fecharlas estamos obteniendo la edad de la sericitación (Verati y Jourdan, 2014).

La sericitación se ha descrito como un proceso de metasomatismo asociado a fluidos de naturaleza ácida o pobremente alcalina, no excesivamente salinos y con interacciones fluido/roca bajas (Rollinson, 1993). Los iones en la solución acuosa parecen proceder básicamente de la propia disolución de los minerales de las rocas afectadas por metasomatismo que, evidentemente, no están en equilibrio con la solución hidrotermal. Las areniscas estudiadas de la Fm. Matzitzi se caracterizan por no presentar minerales máficos bien preservados. Por ejemplo, la mayoría de las biotitas (con excepción de la muestra RM3) están muy alteradas a clorita y a óxidos. Los óxidos tipo hematita se encuentran principalmente asociados a los planos de exfoliación del mineral. Es probable que la disolución de biotita empezara poco después de su formación pero la transformación a hematita parece relacionada con la diagénesis más profunda.

Otro aspecto que mencionar con base a los datos mineralógicos obtenidos, es la presencia de feldespato en muchas de las fracciones. En el refinamiento Rietveld el feldespato identificado encaja bien con la estructura de la adularia, sin embargo, no hemos comprobado mediante microscopio electrónico de barrido su naturaleza. El incremento del porcentaje de feldespato potásico (tipo adularia) en las fracciones finas y el hecho de que las subfracciones presenten la misma edad independientemente de la cantidad de sericita vs adularia, nos induce a pensar que el feldespato potásico de las fracciones finas es principalmente autigénico y que se formó en el mismo periodo de tiempo, considerando el rango de incertidumbre del método geocronológico (1 a 3 Ma) para el conjunto de estas muestras. Este tipo de alteración *sericita-adularia* es muy común en los

yacimientos minerales (Heald et al., 1987, Fuentes et al., 2005) como resultado de la interacción de fluidos con la roca del encajante y por lo tanto se nos hace muy factible que se encuentre también en las areniscas de la Fm. Matzitzi hidrotermalizadas.

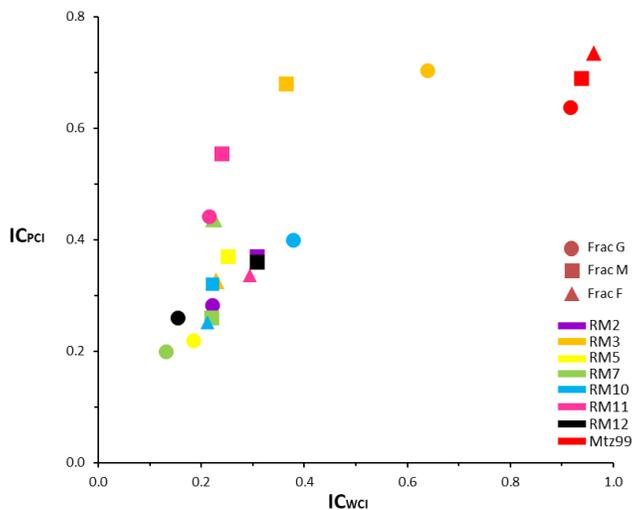


Figura 6.26. Índice de Kübler de la illita bien cristalizada (WCI) respecto al índice de Kübler de la illita mal cristalizada (PCI).

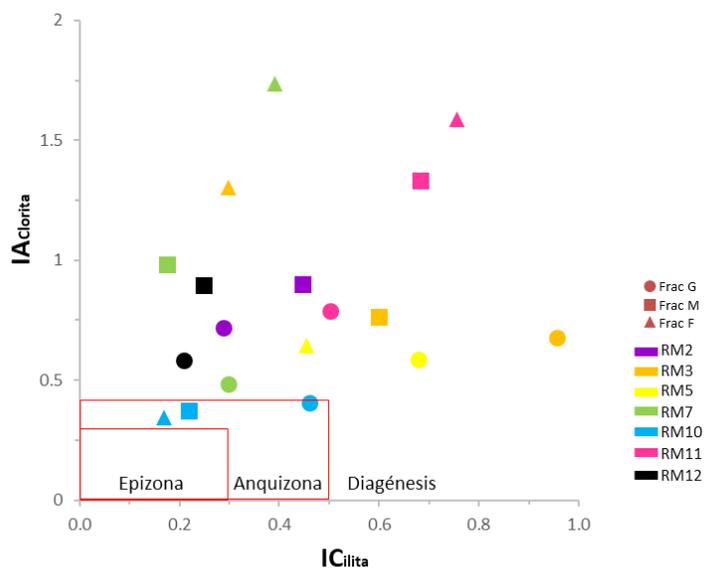


Figura 6.27. Índice de Kübler de la illita-sericita respecto índice de Arkai de la clorita (Warr y Cox 2016).

6.3.2 Interpretación de las edades K–Ar

En las muestras no contaminadas con componentes detríticos, las edades de K–Ar disminuyen con el tamaño de partícula, pero las fracciones del mismo tamaño de las diferentes muestras producen diferentes edades. Por este motivo se presentaron los datos de cada muestra de manera individual intentando que la petrografía y los datos de DRX explicados de forma conjunta nos permitieran interpretar mejor las edades K–Ar obtenidas. Para el caso de las areniscas, las edades en sericita más antiguas que las de la sedimentación se relacionan siempre a problemas de contaminación detrítica, ya que en este tipo de rocas la preparación previa (evitando fragmentación de los minerales detríticos ricos en K) es una de las claves para obtener resultados geocronológicos coherentes.

Para interpretar las edades debemos recordar que, si bien la edad de la formación sigue en discusión, el posible rango de esta se ha acotado recientemente entre los 240 y 260 Ma con base a diferentes datos geocronológicos (Elías-Herrera et al., 2005; Centeno et al., 2009, Elías Herrera et al., 2019) y paleontológicos (Hernández-Lascars, 2000). La Fm. Matzitzi pudiera tener solo una de las edades o cubrir todo el rango de edad.

De forma resumida, se observa que la alteración (sericita \pm feldespato potásico autigénico) queda fechada entre 196 y 182 Ma para la fracción gruesa del afloramiento de la zona de los Reyes Metzontla y aproximadamente entre 180 y 173 Ma para el afloramiento de la autopista México-Oaxaca. En lo referente a la fracción media se obtuvieron dos edades de 187 Ma para la zona de los Reyes Metzontla y una de 165 Ma para el afloramiento de la Autopista México-Oaxaca. Finalmente, para la fracción fina se obtienen dos edades de 182 a 174 Ma en los Reyes Metzontla y una edad de \sim 132 Ma en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca. Las diferencias de edades entre las subfracciones de las muestras FM7 y FM11 es considerable (10 Ma y 20 Ma) y podrían tener relación directa con la duración del proceso de circulación de fluidos y por tanto con el crecimiento autigénico de sericita en la región. Para el caso del afloramiento de la Autopista México-Oaxaca la diferencia entre la tres subfracciones es de más de 30 Ma indicando eventos más tardíos y prolongados de metasomatismo en esta zona que en la zona de los Reyes Metzontla (Figura 6.28).

Sin embargo, no podemos descartar problemas de reseteo del sistema K–Ar en las fracciones finas de estos minerales. Leitch y McDougall (1979) demostraron que las rocas metapelíticas que experimentaron temperaturas próximas a los 300°C se resetearon isotópicamente por completo.

Hunziker et al. (1986) estimaron temperaturas máximas de $250 \pm 30^\circ\text{C}$ de retención de argón para las sericitas de tamaño inferior a las 2 micras y de $200 \pm 30^\circ\text{C}$ para las sericitas de tamaño inferior a las 0.2 micras. Esta última temperatura es un valor muy próximo al determinado para las muestras estudiadas con base a la reflectancia de la vitrinita, ya que el valor de la reflectancia de este maceral varía entre 2 y 3%R, lo que indica temperaturas de entre 200 y 250°C . En ese caso los valores de las fracciones gruesas (196 a 182 Ma) serían los más aceptables. Sin embargo, tampoco podemos descartar que las edades de las fracciones más gruesas estén un poco contaminadas por feldespatos detríticos y en ese caso quizá las edades de las fracciones más finas (~187 Ma) serían las que deberíamos considerar como más aceptables.

Al igual que en diferentes partes del mundo, la circulación hidrotermal de fluidos a edades próximas a los 200 Ma podría relacionarse con la ruptura del supercontinente Pangea (Brockamp et al., 2003; Mitchell y Halliday, 1976).

La orogenia "Larámide" (Orógeno Mexicano, Fitz et al., 2018) no dejó evidencias en las sericitas de la Fm. Matzitzi a pesar de que la exhumación asociada a la deformación compresiva que ocurrió entre el Cretácico y el Eoceno quedó registrada en las trazas de fisión de los apatitos (Bedoya-Mejía, 2018 y Bedoya-Mejía et al., 2019).

En base al estudio cristalográfico detallado de los índices de cristalinidad de la sericita (decreciente con el tamaño de grano) se estableció que las edades superiores a los 200 Ma están contaminadas por componentes detríticos. La petrografía de las dos muestras (RM3 y RM11) que presentan estas edades nos permitió observar que son ricas en cristales de biotita de diferente tamaño (menos alteradas) que no parecen haber sido reseteados durante el proceso de metasomatismo que afectó de manera particular a las plagioclasas.

Después de la observación petrográfica pensamos que RM3 y RM11 son areniscas de origen un poco diferentes (más biotita, más foliación, pocos líticos metamórficos, menos sericita y ausencia de feldespato peritítico, granate muy escaso) que las areniscas RM7 y RM11. Las edades obtenidas para estas muestras se interpretan como una mezcla entre las edades autigénicas y las detríticas obteniéndose que las fracciones más grandes son más antiguas que las más finas por contaminación de pequeños cristales de micas no alteradas. Un estudio más detallado de la procedencia de las

areniscas de la Fm. Matzitzi ya está siendo realizado por el grupo de trabajo del Dr. Michelangelo Martini y por tanto no tendría sentido especular mucho más en ese sentido.

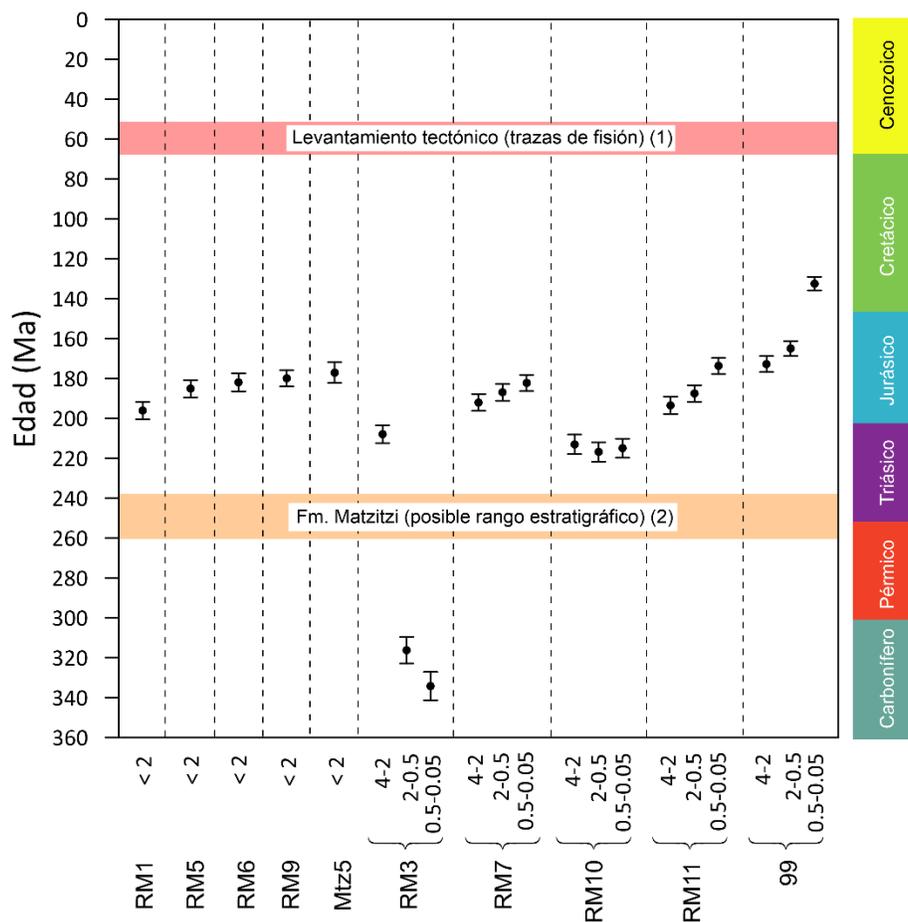


Figura 6.28. Distribución e interpretación de las edades K-Ar obtenidas para las diferentes muestras. Las barras de colores indican 1) Levantamiento tectónico por trazas de fisión (Bedoya-Mejía, 2018); 2) Rango estratigráfico conjunto de Centeno et al., 2009; Elías-Herrera et al., 2019 y Bedoya-Mejía et al., 2019.

6.4 Conclusiones sobre la Formación Matzitzi

Con base a los estudios mineralógicos y geocronológicos de la Formación Matzitzi, en el afloramiento del área de los Reyes Metzontla y el afloramiento en la autopista México-Oaxaca, se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Las rocas volcánicas recientes (RM1) no presentan la misma alteración que las areniscas de la formación Matzitzi demostrando que los procesos de sericitización, autigénesis de feldespatos alcalinos y cloritización corresponden a eventos mucho más antiguos. Estas rocas volcánicas únicamente están alteradas a esmectita no transformada indicando que nunca han sido enterradas. La edad obtenida ($\sim 23 \pm 1.2$ Ma) para un dique concuerda con esos datos.
- Las areniscas estudiadas en el presente trabajo estuvieron alteradas por la acción de fluidos hidrotermales, que determinaron la precipitación de la sericita.
- La correlación entre los valores del índice de cristalinidad de ilita ($I_{C_{ilita}}$) y los de la clorita ($I_{A_{clorita}}$) mostró una dispersión alta. Ello se relaciona al posible origen metasomático de ambos minerales, donde la clorita se generó por alteración de la biotita y la sericita por alteración hidrotermal de plagioclasas.
- El índice de Arkai nos da siempre valores más elevados que los que correspondería a los valores del Índice de Kúbler de la ilita-sericita. Esto nos indica que este mineral se formó probablemente a partir de la alteración de otros minerales preexistentes como la biotita.
- Respecto a la presencia de feldespato, el incremento del porcentaje de este en las fracciones finas y que las subfracciones presenten la misma edad, indica que el feldespato potásico de las fracciones finas es principalmente autigénico y que se formó aproximadamente en el mismo periodo de tiempo como resultado de la interacción de fluidos con la roca del encajante.
- La alteración (sericita \pm feldespato potásico autigénico) queda fechada entre 196 y 182 Ma para la fracción gruesa del afloramiento de la zona de los Reyes Metzontla y aproximadamente entre 180 y 173 Ma para el afloramiento de la autopista México-Oaxaca. En lo referente a la fracción media se obtuvieron 2 edades de 187 Ma para la zona de los Reyes Metzontla y una de 165 Ma para el afloramiento de la Autopista México-Oaxaca. Finalmente, para la fracción fina se obtienen dos edades de 182 a 174 Ma en los Reyes Metzontla y una edad de ~ 132 Ma en el afloramiento de la autopista México-Oaxaca.

- Las edades mencionadas en el punto anterior pueden relacionarse con la ruptura del supercontinente Pangea. Cabe mencionar que en las sericitas de dicha formación no quedaron registrada las edades definidas para el Orogeno Mexicano a pesar de que la literatura muestra que la exhumación asociada a la deformación compresiva que ocurrió entre el Cretácico y el Eoceno si quedó registrada en las trazas de fisión de los apatitos.

Capítulo 7 Conclusiones generales

- La combinación de las técnicas de DRX y petrografía fue fundamental para completar este trabajo. La primera técnica nos permitió conocer la naturaleza mineralógica de las fases de alteración y de la matriz que son en muchos casos (bentonitas, lutitas y areniscas) de muy pequeño tamaño y no pueden discriminarse petrográficamente entre sí por encontrarse mezcladas. Por su parte la petrografía fue indispensable para ver las relaciones texturales entre los diferentes componentes (clastos, matriz, líticos, fenocristales, alteraciones, etc) de diferente naturaleza. Únicamente con esta información combinada se pudieron interpretar los datos geocronológicos obtenidos.
- La etapa diagenética en cada una de las formaciones claramente es distinta: la Formación Tlayúa presenta una diagénesis temprana, mientras que la Formación Pimienta es una diagénesis temprana- media y la Formación Matzitzi podría considerarse diagénesis tardía y/o metamorfismo de muy bajo grado.
- La datación de los procesos postdeposicionales en rocas clásticas ha demostrado ser muy compleja dado que se forman diferentes minerales del grupo de los filosilicatos como la sericita, la illita y la clorita, pero también por la presencia de feldespatos autigénicos de pequeño tamaño que en general no pueden ser identificados por microscopía óptica. Asegurar mediante DRX o microscopía electrónica de barrido de la naturaleza mineralógica de las diferentes subfracciones ha sido fundamental para entender los datos geocronológicos.
- Los problemas planteados parecen muy interesantes para ser atendidos a futuro mediante el desarrollo y aplicación de técnicas de fechamiento K-Ar puntuales.
- Los feldespatos autigénicos asociados a la diagénesis son comunes tanto en sistemas cerrados (Tlayúa) como en sistemas más abiertos (Matzitzi). En el primer caso el aporte del K procede probablemente de la hidrólisis del vidrio volcánico y de los silicatos de la muestra (micas y feldespatos potásicos principalmente) y el caso de las areniscas el aporte parece asociado a la circulación de fluidos externos.
- Es necesario estudiar y entender con más detalle (microscopio electrónico de barrido, microsonda y fechamiento K-Ar) las alteraciones sericíticas de las rocas asociadas a procesos hidrotermales.
- El estudio de las subfracciones de la fracción arcilla en cada área es un estudio particular que requiere estrategias particulares.

- Gracias a la sensibilidad mejorada de los espectrómetros de masas acoplados a sistemas de fusión con láser, se pueden fechar los estadios iniciales de la litización cuando las esmectitas poco transformadas empiezan a incorporar algo de potasio en su estructura.

Referencias bibliográficas

- Abad, I. (2007). Physical meaning and applications of the illite Kübler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. *Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. Seminarios de la Sociedad Española de Mineralogía, Jaén*, 53-64.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., y Remane, J. (1994). The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites. *Geobios*, 27, 37-56.
- Aguilera, H. E. (1972). Ambiente de depósito de las formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico—Tuxpan en: Segundo Simposio sobre la estratigrafía y nomenclatura del Jurásico Superior de la Cuenca Tampico-Misantla. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr*, 24(1-3), 129-163.
- Algeo, T.J., Liu, J. (2020) A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*.
- Ali, S. A., Clark, W. J., Moore, W. R., y Dribus, J. R. (2010). Diagenesis and reservoir quality. *Oilfield Review*, 22(2), 14-27.
- Altaner, S. P., y Ylagan, R. F. (1997). Comparison of structural models of mixed layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Minerals*, 45(4), 517-533.
- Alvarado-Ortega, J. (2014). Ancient herring from the Tlayúa Quarry (Cretaceous, Albian) near Tepexi de Rodríguez, Puebla State, central Mexico, closing the gap in the early diversification of Clupeomorpha. *Cretaceous Research*, 50, 171-186.
- Alvarado-Ortega, J., Espinosa-Arrubarrena, L., Blanco, A., Vega, F. J., Benammi, M., y Briggs, D. E. (2007). Exceptional preservation of soft tissues in Cretaceous fishes from the Tlayua Quarry, central Mexico. *Palaios*, 22(6), 682-685.
- Alvarado-Ortega, J., y Applegate, S. P. (1999). The fossil conservation of the Tlayúa Quarry. Puebla State, Mexico, 33rd Ann. Meet., South-Central Section, Geol. Soc. Am., Abstracts, p. Al.
- Alvarado-Ortega, J., y Espinosa-Arrubarrena, L. (2004). Conservación de tejidos blandos en los fósiles de la Cantera Tlayúa: IX Congreso Nacional de Paleontología. Sociedad Mexicana de Paleontología, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, Libro de resúmenes, 16.
- Alvarado-Ortega, J., Garibay-Romero, L. M., Blanco-Piñón, A., González-Barba, G., Vega Vera, F., y Centeno-García, E. (2006). Los peces fósiles de la Formación Mexcala (Cretácico Superior) en el estado de Guerrero, México. *Revista Brasileira de Paleontología*, 9(3), 261-272
- Applegate, S. P. (1987). A preliminary study of the Tlayúa Quarry near Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.*, 1, 40-54.
- Applegate, S. P. (1988). A new genus and species of a holostean belonging to the family Ophiopsidae, *Teoichthys kallistos*, from the Cretaceous, near Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 7(2), 200-205.
- Applegate, S. P. (1992). A new genus and species of pycnodont from the Cretaceous (Albian) of central Mexico, Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 10(2), 164-178.

- Applegate, S. P. (1996). An overview of the Cretaceous fishes of the quarries near Tepexi de Rodríguez, Puebla, México. *Mesozoic Fishes*, 1, 529-538.
- Applegate, S. P. (2000). Fish fauna of the Tlayúa quarries. Guidebook for field trip, 60th Annu. Meet. Society of Vertebrate Paleontology, 2000.
- Applegate, S. P., Espinosa-Arrubarrena, L., Alvarado-Ortega, J., y Benammi, M. (2006). Revision of recent investigations in the Tlayúa Quarry. In *Studies on Mexican Paleontology* (pp. 275-304). Springer, Dordrecht.
- Árkai, P. (1991). Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of metamorphic Geology*, 9(6), 723-734.
- Árkai, P. y Sassi, F. (2007). Very low to lowgrade metamorphic rocks. *Metamorphic Rocks A Classification and Glossary Terms*.
- Arkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, D. R., y Toth, M. (1996). Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *European Journal of Mineralogy*, 8(5), 1119-1137.
- ASTM, L. (2011). Vitrinite reflectance. Obtenido de: https://www.astm.org/SNEWS/JA_2011/d0528_ja11.html
- Bailey, S. W. (1982). Nomenclature for regular interstratifications. *Clay Minerals*, 17(2), 243-248.
- Barceló-Duarte, J., 1978, Estratigrafía y petrografía detallada del área de Tehuacán-San Juan Raya, Estado de Puebla, México (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bedoya-Mejía, A. (2018). Análisis de procedencia y termocronología detrítica de las Formaciones Matzitzi y Tianguistengo: implicaciones tectónicas en la evolución Paleozoica- Mesozoica del sur de México (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bedoya-Mejía, A.M. Solari, L.A., Abdullin, F., Martini, M. (2019). Provenance analysis and fission track thermochronology of the Triassic Matzitzi and Tianguistengo formations: implications for the tectonic reconstruction of southern Mexico. *Boletín del Instituto de Geología*. N.122, p.26.
- Berzina, A.P., Grigoroyeva, T.N., Sotnikov, S.I. (1973) Polymorphic modifications of sericite in some copper-molybdenum deposits. *Internat. Geology Rev.*, v. 16, no. 6 Translated from AN SSSR SO Geologiya i Geofizika, 1973, no. 1, p. 120-122. ORIGINAL PAPER
- Bjørlykke, K. (2014). Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301, 1-14.
- Bonet, F. (1956). Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México. XX Congreso Geológico Internacional.
- Brand U., Morrison J.O., Campbell I.T. (1998) Diagenesis. In: *Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht

- Briggs, D. E. (2003). The role of decay and mineralization in the preservation of soft-bodied fossils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 275-301.
- Brockamp, O.; Clauer, N., Zuther, M. (2003). Authigenic sericite record of a fossil geothermal system: the Offenburg trough, central Black Forest, Germany. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2003) 92:843–851. DOI 10.1007/s00531-003-0368-1.
- Bruna, P.O., Lavenu, A.P.C., Matonti, Ch., Bertotti, G. (2019). Are stylolites fluid-flow efficient features? *Journal of Structural Geology* 125 (2019) 270–277.
- Buitron-Sanchez, B. E. (1993). Un diptero tipulido del Albiano de Tepexi de Rodriguez, Puebla. *Mem. IV cong. nac. paleontol. resum.*, 4, 22-23.
- Buitron-Sanchez, B. E., Applegate, S. P., y Solis-Marin, F. A. (1995). El primer hallazgo de holoturias en Mexico, procedentes de la cantera de Tlayua (Albiano) de Tepexi de Rodriguez, Puebla. In *Memoria del V Congreso Nacional de Paleontología* (Vol. 5, pp. 3-4).
- Burckhardt, C., 1930, Etude systématique sur le Mesozoïque mexicain: Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, 49-50, 279 p.
- Bustin R.M., Wüst R.A.J. (1978) Maturation, organic. In: Middleton G.V., Church M.J., Coniglio M., Hardie L.A., Longstaffe F.J. (eds) *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht
- Byerly, G. R. (1991). Igneous activity. The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. J, 191-108.
- C. Leitch, E., & McDougall, I. (1979). The age of orogenesis in the Nambucca Slate Belt: AK-Ar study of low-grade regional metamorphic rocks. *Journal of the Geological Society of Australia*, 26(3-4), 111-119.
- Cantú-Chapa, A. (1971). La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3(2), 17-40.
- Cantú-Chapa, A. (1987). Las amonitas del Albiano superior de Tepexi de Rodríguez, Puebla. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.*, 1, 159-160.
- Cantú-Chapa, A., (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Ver. (Área de Soledad-Miquetla): *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1(1), 3-9.
- Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huyacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 7, núm. 5-6, p.17-40.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., & Silva-Romo, G. (2009). Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(1), 18-36.
- Clauer, N. (2013). The K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods revisited for dating fine-grained K-bearing clay minerals. *Chemical Geology*, 354, 163-185.

- Clauer, N., Rais, N., Schaltegger, U., Piqué, A. (1995). K-Ar systematics of clay-to mica minerals in a multistage low-grade metamorphism evolution. *Chem. Geol.*,14:305-316.
- Clauer, N., Środoń, J., Francu, J., & Šucha, V. (1997). K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. *Clay minerals*, 32(2), 181-196.
- Comisión Nacional de Hidrocarburos. (2016). Atlas geológico de la Cuenca Tampico-Mizantla. México.
- Dapples, E. C. (1979). Diagenesis of sandstones in Larsen y Chilingar edit. *Developments in Sedimentology*.
- De Cserna, Z. (1989). An outline of the geology of Mexico. *The Geology of North America—An overview, Volume A: Boulder, The Geological Society of America*, 233-264.
- Dembicki Jr, H. (2009). Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. *AAPG bulletin*, 93(3), 341-356.
- Devaney, J. R. (2001). *Sedimentology and Volcanology of Selected Tectonized Stratigraphic Units, Southern Birch-Uchi Greenstone Belt, Uchi Subprovince*. Ontario Geological Survey.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.
- Diessel, C. F. (2012). *Coal-bearing depositional systems*. Springer Science y Business Media.
- Diessel, C. F. K., y Gammidge, L. (1998). Isometamorphic variations in the reflectance and fluorescence of vitrinite—a key to depositional environment. *International Journal of Coal Geology*, 36(3-4), 167-222.
- Dissanayake, C.B.,1985). Metals in algal mats -- a geochemical study from Sri Lanka. *Chemical Geology*, 47: 303—320
- Dong, H., Hall, C. M., Peacor, D. R., y Halliday, A. N. (1995). Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser 40Ar-39Ar dating. *Science*, 267(5196), 355-359.
- Duba, D., y Williams-Jones, A. E. (1983). The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration; a case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Economic Geology*, 78(7), 1350-1363.
- Duffin, M.E. (1989). Nature and origin of authigenic k-feldspar in Precambrian basement rocks of the North American Midcontinent, *Geology* 17: 765-768.
- Eberl, D. D., Drits, V. A., y Srodon, J. (1998). Deducing growth mechanisms for minerals from the shapes of crystal size distributions. *American journal of Science*, 298(6), 499-533.
- Eberl, D. D., Nüesch, R., Sucha, V., y Tshipursky, S. (1998). Measurement of fundamental illite particle thicknesses by X-ray diffraction using PVP-10 intercalation. *Clays and Clay Minerals*, 46(1), 89-97.
- Eberl, D. D., Środoń, J., Kralik, M., Taylor, B. E., y Peterman, Z. E. (1990). Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science*, 248(4954), 474-477.

- Eberl, D. D., y Srodon, J. (1988). Ostwald ripening and interparticle-diffraction effects for illite crystals. *American Mineralogist*, 73(11-12), 1335-1345.
- Eberl, D.D., Srodon, J., Lee, M., Nadeau, P.H., Northrop, H.R. (1987) sericite from the silverton caldera, colorado: correlation among structure, composition, origin, and particle thickness, *American Mineralogist*, volume 72; 914-934.
- EIA, U. (2013). EIA/ARI World Shale Gas and Shale Oil Resource Assessment Technically Recoverable Shale Gas and Shale Oil Resources: An Assessment of 137 Shale Formations in 41 Countries outside the United States. US Energy Information Administration, [www. adv-res. com](http://www.adv-res.com).
- Elías-Herrera, M., & Ortega-Gutiérrez, F. (2002). Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21(3), 4-1.
- Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Jaramillo Méndez, C., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. (2019). Evento orogénico Cisuraliano-Guadalupiano (“Orogenia Caltepecense”) relacionado a la consolidación de Pangea occidental: Nuevas evidencias tectono-estratigráficas y geocronológicas en el sur de México *Boletín del Instituto de Geología*. N.122, p.6.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J. L., & Solari, L. A. (2011). Colisión oblicua del Cisuraliano-Guadalupiano entre bloques continentales en el sur de México: Evidencias estratigráfico-estructurales y geocronológicas, en Simposio en Honor al Dr. Zoltan de Cserna, Libro de Resúmenes. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 159-164).
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., & Iriando, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83-109.
- Espinosa-Arrubarrena, L., Applegate, S.P., González - Rodríguez, K. (1996). The first Mexican record of a Coelacanth (Osteichthyes: Sarcopterygii) from the Tlayua quarries near Tepexi de Rodríguez, Puebla, with a discussion on the importance of this fossil. Sixth North American Paleontological Convention. Abstracts of papers: Special publications (Paleontological Society) 8,
- Espinosa-Arrubarrena, L., y Applegate, S. P. (1990). New finds from the Tlayua Quarry (Cretaceous, Albian) of reptiles and fish from Puebla, México. In 49th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology. *Journal of Vertebrate Paleontology* (Vol. 9, No. 3 suppl, p. 22A).
- Essene, E. J., y Peacor, D. R. (1995). Clay mineral thermometry—a critical perspective. *Clays and clay minerals*, 43(5), 540-553.
- Fitz-Díaz, E., & van der Pluijm, B. (2013). Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, 54, 174-179.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.

- Fitz-Díaz, E., Timothy F. Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin, development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews* 183: 56–84.
- Flores, J. A., Johnson, J. E., Mejía-Molina, A. E., Álvarez, M. C., Sierro, F. J., Singh, S. D., ... y Giosan, L. (2014). Sedimentation rates from calcareous nannofossil and planktonic foraminifera biostratigraphy in the Andaman Sea, northern Bay of Bengal, and eastern Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 58, 425-437.
- Flores, R. M. (2014). Chapter 4, Coalification, Gasification and Gas Storage. Del libro: *Coal and coalbed gas, fueling the future*: Elsevier Science.
- Flores, R. M. (2014). *Coal and coalbed gas: fueling the future: chapter 4-coalification, gasification, and gas storage*. Waltham, MA: Elsevier, 167-233.
- Foland, K. A., Hubacher, F. A., y Arehart, G. B. (1992). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of very fine-grained samples: An encapsulated-vial procedure to overcome the problem of ^{39}Ar recoil loss. *Chemical Geology*, 102(1-4), 269-276.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., y Lewis, D. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 13(4), 937-968.
- Foscolos, A. E., Powell, T. G., & Gunther, P. R. (1976). The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. *Geochimica et cosmochimica acta*, 40(8), 953-966.
- Franchini, M., Impiccini, A., Meinert, L., Grathoff, G., y Schalamuk, I. B. (2007). Clay mineralogy and zonation in the Campana Mahuida porphyry Cu deposit, Neuquén, Argentina: implications for porphyry Cu exploration. *Economic Geology*, 102(1), 27-54.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., Morata, D., (2005). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile. *Chemical Geology* 214 : 157–77
- Galán, E. (2006). Genesis of clay minerals. *Developments in clay science*, 1, 1129-1162.
- Galván-Mendoza, E. (2000). Contribución al conocimiento paleo ecológico de la tafoflora de la Formación Matzitzi, Paleozoico Tardío, sur del estado de Puebla (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Garduño- Marínez, D. (2015). Mineralogía y Geocronología de filosilicatos asociados a zonas de falla en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (estados de Querétaro y Guanajuato). (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Garzanti, E., & Vezzoli, G. (2003). A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 830-837.

- Glasmacher, U.A., Tschernoster, R., Clauer, N., Spaeth, G. (2001) K—Ar dating of magmatic sericite crystallites for determination of cooling paths of metamorphic overprints, *Chemical Geology* 175: 673–687.
- Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 1-58.
- Goldhammer, R. K., y Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 45-82.
- Gonterman, J. R. (1973). Petrographic study of the Precambrian basement rocks of Ohio (Doctoral dissertation, The Ohio State University).
- Gonzalez-Rodriguez, K. A., y Vega-Vera, F. J. (1993). Registro de copepodos como parte de la dieta en peces fosiles (Clupeidos) de Tepexi de Rodriguez, Puebla. In *Memoria del IV Congreso Nacional de Paleontología, Resúmenes (Vol. 4, pp. 39-40)*.
- Grabau, A. W. (1913). *Principles of stratigraphy*. AG Seiler.
- Gray, G. G., Pottorf, R. J., Yurewicz, D. A., Mahon, K. I., Pevear, D. R., Chuchla, R. J., & Bartolini, C. (2001). Thermal and chronological record of syn-to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 159-182.
- Grim, R. E., & Guven, N. (1978). *Developments in sedimentology. Clay miner.* Ed. Mc Graw-Hill Book.
- Haines, S. H., y van der Pluijm, B. A. (2008). Clay quantification and Ar—Ar dating of synthetic and natural gouge: application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 30(4), 525-538.
- Hay, W., De Conto, R. M., Wold, C. N., Wilson, K. M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A. R., y Soding, E. (1999). Alternative global Cretaceous paleogeography. *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system*, 1, 1-47.
- Heald, P., Foley, N.K., Hayba, D.O. (1987). Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Types *Economic Geology*, 82:1-26.
- Hearn, P. P., y Sutter, J. F. (1985). Authigenic potassium feldspar in Cambrian carbonates: evidence of Alleghanian brine migration. *Science*, 228(4707), 1529-1531.
- Heim, A., 1926. Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologicae Helveticae*, Vol.20.
- Hermoso-de la Torre, C., y Martínez-Pérez, J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Boletín*, 24, 45-64.
- Hernández-Láscares, D. (2000). Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Matzitzi, área Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, extremo suroriental del estado de Puebla: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad

Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado. México [master's thesis]: Uni-versidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y De Posgrado.

Hernández-Láscares, D., y Buitron-Sánchez, B. (1992). Bioestratigrafía del Cretácico inferior (Aptiano) en el Cerro Matzitzi, region de San Luis Atolotitlan, estado de Puebla. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 5(1).

Hey, M. H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, 30(224), 277-292.

Hong, H. Thomas J. Algeo, Qian Fang, Lulu Zhao, Kaipeng Ji, Ke Yin (2019), Chaowen Wange, Shi ChengaFacies dependence of the mineralogy and geochemistry of altered volcanic ash beds: An example from Permian-Triassic transition strata in southwestern China. *Earth-Science Reviews* 190: 58–88.

Horsfield, B., y Rullkotter, J. (1994). Diagenesis, Catagenesis, and Metagenesis of Organic Matter: Chapter 10: Part III. Processes.

Hower, J. C., O'Keefe, J. M., Watt, M. A., Pratt, T. J., Eble, C. F., Stucker, J. D., y Kostova, I. J. (2009). Notes on the origin of inertinite macerals in coals: observations on the importance of fungi in the origin of macrinite. *International Journal of Coal Geology*, 80(2), 135-143.

Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E., y Perry, E. A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87(5), 725-737.

Huff, W. D., Bergström, S. M., Kolata, D. R., Cingolani, C. A., y Astini, R. A. (1998). Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 142(1), 107-126.;

Huggett, J. M. (2015). Libro: Clay minerals, reference module in earth systems and environmental sciences. Editorial Elsevier.

Hunziker, J. C.; Frey, M.; Clauer, N.; Dallmeyer, R. D.;Friedrichsen, H.; Flehmig, W.; Hochstrasser, K.;Roggwiler, P.; and Schwander, H. (1986). The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral.Petrol.* 92:157–180.

Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., & Diaz, T. (1948). Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 32(9), 1750-1761.

Inoue, A., Velde, B., Meunier, A. and Touchard, G., 1988. Mechanism of illite formation during smectite-to-illite conversion in a hydrothermal system. *Am. Miner.*, 73, 1325–1334.

International Committee for Coal Petrology (ICCP). (1963). *International Handbook of Coal Petrography*, 2nd Edition. CNRS. Academy of Sciences of the USSR, Paris, Moscow.

International Committee for Coal Petrology (ICCP). (2001). The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 80(4), 459-471.

- International Committee for Coal Petrology (ICCP). (2017). The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 80(4), 459-471.
- International Committee for Coal, I. C. (1994). The new vitrinite classification. *Fuel*, 77(5), 349-358.
- Jadgozinski, H. (1949). Eindimensionale fehlordnung in kristallen und ihr einfluss auf die Rontgeninterferenzen. I. Berechnung des fehlordnungsgrades au der Rontgenintensitaten. *Acta Crystallographica*, 2, 201-207.
- Jagodzinski, H. (1949). Eindimensionale Fehlordnung in Kristallen und ihr Einfluss auf die Röntgeninterferenzen. II. Berechnung der fehlgeordneten dichtesten Kugelpackungen mit Wechselwirkungen der Reichweite 3. *Acta Crystallographica*, 2(4), 208-214.
- Jagodzinski, H. (1949). Eindimensionale Fehlordnung in Kristallen und ihr Einfluss auf die Röntgeninterferenzen. III. Vergleich der Berechnungen mit experimentellen Ergebnissen. *Acta Crystallographica*, 2(5), 298-304.
- Jasper, K., Krooss, B. M., Flajs, G., Hartkopf-Fröder, C., y Littke, R. (2009). Characteristics of type III kerogen in coal-bearing strata from the Pennsylvanian (Upper Carboniferous) in the Ruhr Basin, Western Germany: Comparison of coals, dispersed organic matter, kerogen concentrates and coal–mineral mixtures. *International Journal of Coal Geology*, 80(1), 1-19.
- Jiménez-Hernández y Mendoza-Torres, (2010) Carta Altotonga E14B16 1:50,000 (Servicio Geológico Mexicano).
- Juárez-Zuñiga, S. (2019). Análisis de los conglomerados de la Formación Matzitzi, sur de México: implicaciones para la evolución del Paleozoico (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Juárez-Zuñiga, S., Solari, L. A., y Ortega-Obregón, C. (2020). Permian igneous clasts from the Matzitzi Formation, southern Mexico: isotopic constraints on the final amalgamation of Pangea. *Geological Society, London, Special Publications*, 503.
- Kashiyama, Y., D. E. Fastovsky, S. Rutherford, J. King, and M. Montellano (2003). Genesis of a locality of exceptional fossil preservation: paleoenvironments of Tepexi de Rodríguez (mid-Cretaceous, Puebla, Mexico). *Cretaceous Research*, 25, 153-177.
- Kastner, M. Siever, R. (1979). Low temperature feldspars in sedimentary rocks. *American Journal of Science* 279: 435-479
- Kastner, M. 1971. Authigenic feldspars in carbonate rocks. *American Mineralogist* 56, 1403–42
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 1999, Middle American Precambrian basement: A missing piece of reconstructed 1-Ga Origen: *Geological Society of America, Special Paper* 336, 199-210.
- Kirsch, M., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Solari, L. A. (2012). Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and geochronological evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Bulletin* 124(9-10), 1607-1628.
- Kitagawa, R., Takeno, S., Sunagawa, I. (1983). Surface microtopographies of sericire crystals formed in different environmental conditions. *Mineralogical Journal*, 11:282-296.

- Kubler, B. (1964). Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrole.*, 19, 1093-1112.
- Kübler, B. (1967). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. En: *Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966*, 105-121. Univ. Neuchâtel, à la Baconnière, Suisse
- Kübler, B., Jaboyedoo, M. (2000): Illite Crystallinity. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 331 (2000) 75–89, Académie des Sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS.
- Lanson, B., 1997. Decomposition of experimental X-ray diffraction patterns (profile fitting): a convenient way to study clay minerals. *Clays Clay Miner.*, 45, 132–146.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., Lacharpagne, J.P. (1996); Illitization of diagenetic kaolinite-to-dickite conversion series; late-stage diagenesis of the Lower Permian Rotliegend Sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*; 66 (3): 501–518.
- Larsen, G., y Chilingar, G. V. (Eds.). (1983). *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks* (Vol. 2). Elsevier.
- Laughland, M. M., & Underwood, M. B. (1993). Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan. *Special papers-Geological Society of America*, 25-25.
- Le Bas, M. J., Rex, D. C., y Stillman, C. J. (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Magazine*, 123(3), 287-298.
- Le Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Levine, J. R. (1993). Coalification: the evolution of coal as source rock and reservoir rock for oil and gas: Chapter 3.
- Logan, B. W., y Semeniuk, V. (1976). Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia (Vol. 6). Geological Society of Australia.
- López- Palomino, I y Piña - Arce, M. , 2007. Formación Pimienta. *Léxico Estratigráfico de México*, Servicio Geológico Mexicano, 5 p
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M., y Eguiluz de Antunano, S. (2015). Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the upper jurassic-lower cretaceous Pimienta Formation (Tamazunchale, San Luis Potosí, Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1).
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M. (1970) Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, 65, 373-408.

- Machel, H. G. (2005). Investigations of Burial Diagenesis in Carbonate Hydrocarbon Reservoir Rocks. *Geoscience Canada*, 32(3).
- Mählmann, R. F., Bozkaya, Ö., Potel, S., Le Bayon, R., Šegvić, B., & Nieto, F. (2012). The pioneer work of Bernard Kübler and Martin Frey in very low-grade metamorphic terranes: paleo-geothermal potential of variation in Kübler-Index/organic matter reflectance correlations. A review. *Swiss Journal of Geosciences*, 105(2), 121-152.
- Mählmann, R. F., y Frey, M. (2012). Standardisation, calibration and correlation of the Kübler-index and the vitrinite/bituminite reflectance: an inter-laboratory and field related study. *Swiss Journal of Geosciences*, 105(2), 153-170.
- Manjarrez- Hernández, P. P. y Hernández de la Fuente, R. A. (1989). Informe geológico final "Prospecto Cardel", México, Petróleos Mexicanos, informe inédito, 193 pp.
- Marfil, R. y Caja, M.A.. (2010). Capítulo XX: Diagénesis de rocas detríticas, del libro: Miralles, A. A. (2010). *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Vol. 46). Editorial CSIC-CSIC Press.
- Marshall, J.D. (ed.) 1987. *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geological Society Special Publication no. 36. vi + 360 pp
- Martínez-Yáñez, M. (2015). Estudio de la Formación Pimienta para evaluar su potencial como un yacimiento no convencional del tipo Shale Gas/Oil; implicaciones y aportaciones. Tesis de licenciatura, Instituto Politécnico Nacional.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review *Earth-Science Reviews* 183 (2018) 38–55
- Martín-Medrano, L., Thuy, B., y García-Barrera, P. (2009). New Albian (Early Cretaceous) ophiuroids from the Tlayúa Quarry, Puebla, Mexico. *Paleontology*, 52(1), 83-94.
- McPherson, J. G. (1980). Genesis of variegated redbeds in the fluvial Aztec Siltstone (late devonian), southern victoria land, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 27(2), 119-142.
- Mendoza Rosales, C. C. (2010). "Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del sur de Puebla y su significado tectónico". (Tesis de Doctorado), Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Meunier, A. y Velde, B. (2004). *Illite: Origins, evolution and metamorphism*. Springer Science y Business Media.
- Meunier, A., Velde, B., & Zalba, P. (2004). Illite K–Ar dating and crystal growth processes in diagenetic environments: a critical review. *Terra Nova*, 16(5), 296-304.
- Milliken, K. L. (2003). Diagenesis. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, 214-218.
- Mitchell JG, Halliday AN (1976) Extent of Triassic-Jurassic hydrothermal ore deposits on the North Atlantic margins. *Trans Inst Mining Metall B* 85:159–161.

Mondol, N. H., Bjørlykke, K., Jahren, J., y Høeg, K. (2007). Experimental mechanical compaction of clay mineral aggregates—Changes in physical properties of mudstones during burial. *Marine and Petroleum Geology*, 24(5), 289-311.

Moore, C.H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sedimentology*, 46. Elsevier (338 pp.).

Moore, D. M. and R. C. Reynolds, Jr. 1997. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2nd Ed. Oxford University Press, New York.

Morad S., Ketzer J. M., and De Ros L. F. (2000) Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47(Suppl. 1), 95–120

MüCke, A. (1994). Part I. Postdiagenetic Ferruginization of Sedimentary Rocks (Sandstones, Oolitic Ironstones, Kaolins and Bauxites)—Including a Comparative Study of The Reddening of Red Beds. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 51, pp. 361-395). Elsevier.

Nakata, E., Yukawa, M., Okumura, H. y Hamada, M., (2019). K-Ar dating by smectite extracted from bentonite formations E3S Web of Conferences 98, 12015 WR1-16, doi.org/10.1051/e3sconf/20199812015

Nava, P. L., Alegría, L. M. A., (2001) Los Sistemas Petroleros de la Región de Tampico – Misantla. Tesis de Licenciatura. México UNAM, 2001.

Olóriz, F., y Villaseñor, A. B. (2018) New species of lower Tithonian macroconchiate Hybonoticerias from Mexico and the co-occurrence of Mazapilites and Hybonoticerias in the Mexico-Caribbean area Article in *Journal of Paleontology* 92(S75):1-43 ·

Ortega-Flores, B. (2011). Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 117p.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., & Solari, L. A. (2012). Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos platform and tectonostratigraphic implications. *International Geology Review*, 54(14), 1597-1634.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., & Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gomez, J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F. 1992. Texto explicativo de la Quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1: 2,000,000, Consejo de Recursos Minerales – Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Padilla-Sánchez, R. José. (2007). Evolución geológica de sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*,

tomo LIX, No. 1, p.19-42. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D.F.

Pantoja-Alor, J. (1990). Geología y paleoambiente de la cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(2), 156-169.

Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.

PEMEX, (1988). Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229 p.

Petróleos Mexicanos, (2013). Provincia Petrolera Tampico- Misantla. PEMEX Exploración y Producción, subdirección de Exploración.

Pevear, D. R. (1999). Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7), 3440-3446.

Pickel, W., Kus, J., Flores, D., Kalaitzidis, S., Christanis, K., Cardott, B. J., ... & Crosdale, P. (2017). Classification of liptinite–ICCP System 1994. *International Journal of Coal Geology*, 169, 40-61.

Quick, J. C., y Tabet, D. E. (2003). Suppressed vitrinite reflectance in the Ferron coalbed gas fairway, central Utah: possible influence of overpressure. *International Journal of Coal Geology*, 56(1-2), 49-67.

Reuter, A., & Dallmeyer, R. D. (1987). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of cleavage formation in tuffs during anchizonal metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3), 352-360.

Reygadas-Langarica, Y., Sánchez-Beristain, F., Simon, K., Bernal, J. P., y Calvillo-Canadell, L. (2019). A preliminary report on the Rare Earth Element+ Yttrium (REE+ Y) analysis from the Tlayúa Quarry Konservat-Lagerstätte (Tlayúa Formation; Lower Cretaceous, Albian) of Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico: Results from Zone 13. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(16), 524.

Reynolds RC Jr. 1993. Three-dimensional X-ray powder diffraction from disordered illite: Simulation and interpretation of the diffraction patterns. In: Reynolds RC Jr, Walker JR, editors. *Computer applications to X-ray powder diffraction analysis of clay minerals*, CMS Workshop Lectures Boulder, CO: Clay Miner Soc. p 43-78.

Reynolds, R. C. (1980). Interstratified clay minerals. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*.

Reynoso, V. H. (2000). An unusual aquatic phenodontian (Reptilia: Diapsida) from the Tlayua Formation (Albian), central Mexico. *Journal of Paleontology*, 74(1), 133-148.

Rietveld, H. (1963). The structures of p-diphenylbenzene, diphenyl and cadmium n-butyl xanthate. Ph.D. Thesis, University of Western Australia.

Rietveld, H. (1969). A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J. appl. Crystallogr.* 2 82), 65-71.

- Rogers, A. F., & Tolman, C. F. (1916). Sericite a low temperature hydrothermal mineral. *Economic Geology*, 11(2), 118-150.
- Rollinson HR (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Essex
- Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation. Longman Geochemistry Series) Editorial: Routledge. ISBN 10: 0582067014.
- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M. (1995). NATURE AND COMPOSITION OF THE CONTINENTAL CRUST: A LOWER CRUSTAL PERSPECTIVE, *Reviews of Geophysics*, 33, 3:267-309
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin*, 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico basin. *The Gulf of Mexico basin*, 389-444.
- Salvador, A. (1991). Triassic–Jurassic, in Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: The geology of North America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, (J), 131–181.
- Sandler, Amir, Harlavan, Yehudit y Steinitz, Gideon (2004) Early formation of K-feldspar in shallow-marine sediments at near-surface temperatures (southern Israel): evidence from K-Ar dating. *Sedimentology* (2004) 51, 323–338
- Sassen, R., & Moore, C. H. (1988). Framework of hydrocarbon generation and destruction in eastern Smackover trend. *AAPG Bulletin*, 72(6), 649-663.
- Sawhney, B. L. (1989). Interstratification in layer silicates. *Minerals in soil environments*, 1, 789-828.
- Scotese, C. (2013). Map Folio 23, Early Cretaceous (late Albian, 101.8 Ma) DOI: 10.13140/2.1.2863.1368.
- Seibertz, E. (1986). Paleogeography of the San Felipe Formation (mid-Cretaceous, NE Mexico) and facial effects upon the inoceramids of the Turonian/Coniacian transition. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil I, 1171-1181.
- Seibertz, Ekbert y Buitron, Blanca. (1987). Paleontología y estratigrafía de los Neohibolites del Albiano de Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla (Cretácico Medio, México). *Revista Sociedad Mexicana de Paleontología*. 1. 285-299.
- Servicio Geológico Mexicano. (2007). Formación Pimienta (Jurásico Tardío Tithoniano-Cretácico). *Léxico Estratigráfico Mexicano*. Obtenido de www.sgm.gob.mx/Lexico_Es
- Shogenova, A., (1999). The influence of dolomitization on the magnetic properties of Lower Palaeozoic carbonate rocks in Estonia. In *Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments* (Tarling, D. H. y Turner, P., eds), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 151, 167-180.
- Silva-Pineda, A. (1970). Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Paleontología Mexicana*, 29, 109.

- Silva-Romo, G. (2010). Origen tectónico y evolución de la Cuenca Tehuiztzingo–Tepexi Estado de Puebla [Ph. D. thesis]: Querétaro. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., Hernández-Marmolejo, Y. B., de la Rosa-Mora, O. A., de la Torre-González, A. I., ... & Nápoles-Valenzuela, J. I. (2018). Timing of the Cenozoic basins of Southern Mexico and its relationship with the Pacific truncation process: Subduction erosion or detachment of the Chortís block. *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 178-194.
- Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Ortega-Obregón, C., Macías-Romo, C., & Reyes-Salas, M. (2014). Detrital provenance of the Grenvillian Oaxacan Complex, southern Mexico: a zircon perspective. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1301-1315.
- Solé, J. (2009). Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 23(22), 3579-3590.
- Solé, J. Enrique, P. (2001). X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K–Ar dating. *Analytica Chimica Acta* 440 (2001) 199–205
- Spears, D. A., y Kanaris-Sotiriou, R. (1976). Titanium in some Carboniferous sediments from Great Britain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(3), 345-351.
- Środoń, J. (1980). Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, 28(6), 401-411.
- Środoń, J. (1999). Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 19-53.
- Środoń, J. (2003). Mixed-layer clays. *Sedimentology*, 732-737.
- Srodon, J. A. N., Clauer, N., y Eberl, D. D. (2002). Interpretation of K-Ar dates of illitic clays from sedimentary rocks aided by modeling. *American Mineralogist*, 87(11-12), 1528-1535.
- Srodon, J. A. N., Clauer, N., Huff, W., Dudek, D., Banas, M. (2009). K-Ar dating of the Lower Palaeozoic K-bentonites from the Baltic Basin and the Baltic Shield: Implications for the role of temperature and time in the illitization of smectite, *Clay Minerals* 44(3):361-387.
- Środoń, J., Paszkowski, M., Drygant, D., Anczkiewicz, A., y Banaś, M. (2013). Thermal history of lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and aft data. *Clays and Clay Minerals*, 61(2), 107-132.
- Steele, J. G., y Bradfield, R. (1934). The significance of size distribution in the clay fraction. *Soil Science Society of America Journal*, 15(2001), 88-93.
- Stevens, S. H., y Moodhe, K. D. (2015). Evaluation of Mexico's shale oil and gas potential. In SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. Society of Petroleum Engineers.
- Suárez, M. B., González, L. A., Ludvigson, G. A., Vega, F. J., y Alvarado-Ortega, J. (2009). Isotopic composition of low latitude paleoprecipitation during the Early Cretaceous. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), 1584-1595.

Suárez-Ruiz, I., Flores, D., Mendonça Filho, J. G., y Hackley, P. C. (2012). Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. *International Journal of Coal Geology*, 99, 54-112.

Sun, S. S., y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.

Suter, M. (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosi States). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 4(1), 19-31.

Suter, M. (1990). Hoja Tamazunchale 14Q-e (5): con geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. UNAM, Instituto de Geología.

Taylor, G. H., Teichmüller, M., Davis, A. C. F. K., Diessel, C. F. K., Littke, R., y Robert, P. (1998). *Organic petrology*.

Tissot, B.P., Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. 2nd Edition. Berlin, Springer-Verlag, 699 pp.

Tomita, K., (1971). Transformation of sericite into an Interstratified mineral. *Clay and Clay Minerals*, 1971, Vol. 19, pp. 263-270. Pergamon Press. Printed in Great Britain

Underwood, M. B., Byrne, T., Hibbard, J. P., DiTullio, L., & Laughland, M. M. (1993). The effects of ridge subduction on the thermal structure of accretionary prisms: a Tertiary example from the Shimanto Belt of Japan. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 151-151.

Van Houten, F. B. (1973). Origin of Red Beds A Review-1961-1972. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1(1), 39-61.

Velasco-Hernández, M., & Lucero-Arellano, M. R. (1996). Una localidad nueva de la Formación Matzitzi en el Río Calapa, límite estatal de Oaxaca y Puebla. *México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(1), 123-127.

Velde, B. (1992). *Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance*. Chapman and Hall Ltd.

Verati, C., y Jourdan, F. (2014). Modelling effect of sericitization of plagioclase on the 40K/40Ar and 40Ar/39Ar chronometers: implication for dating basaltic rocks and mineral deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 155-174.

Villaseñor, A.B., Oloriz, F., López-palomino, I., López-Caballero, I. (2012). Updated ammonite biostratigraphy from Upper Jurassic deposits in Mexico, *Revue de Paleobiologie* 31:249-267.

Walker, T.R., (1976). Diagenetic origin of continental red beds. In: H. Falke (Editor), *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. D. Reidel, Dordrecht, pp. 240-282.

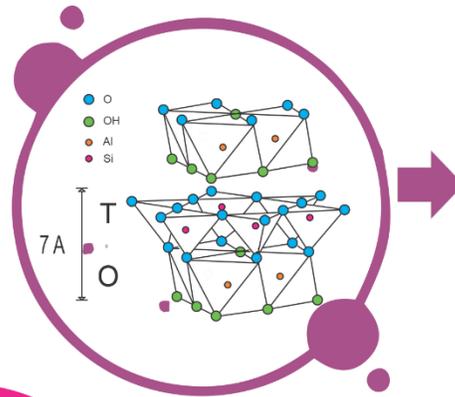
Walther, J. (1893). *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse von Johannes*

- Warr, L. N., y Cox, S. C. (2016). Correlating illite (Kübler) and chlorite (Árkai) "crystallinity" indices with metamorphic mineral zones of the South Island, New Zealand. *Applied Clay Science*, 134, 164-174.
- Warr, L. N., y Mählmann, R. F. (2015). Recommendations for Kübler index standardization. *Clay Minerals*, 50(3), 283-286.
- Warr, L. N., y Rice, A. H. N. (1994). Interlaboratory standardization and calibration of day mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of metamorphic Geology*, 12(2), 141-152.
- Waugh, B. (1978). Authigenic K-feldspar in British Permo-Triassic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 135(1), 51-56.
- Weaver, C. E. (1956). The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 41(3-4), 202-221.
- Weaver, C. E. (1960). Possible uses of clay minerals in search for oil. *AAPG Bulletin*, 44(9), 1505-1518.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, Mud and Shales. Developments in Sedimentology*, 44. Elsevier Verlag (819 pp.).
- Weaver, O. D. (1954). Geology and mineral resources of Hughes County, Oklahoma (No. 70-72). Oklahoma Geological Survey.
- Weber, R., Centeno-García, E., & Magallón-Puebla, S. A. (1987). La Formación Matzitzi tiene edad permocarbonífera (resumen). In *II Simposio sobre la Geología Regional de México*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (pp. 57-59).
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- Wojdyr, M. (2010). Fityk: a general-purpose peak fitting program. *Journal of Applied Crystallography*, 43(5-1), 1126-1128.
- Wopfner, H. y Schwarzmann, M., (1976). Ore deposits in the light of paleoclimatology. In: K.H. Wolf (Editor), *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Vol. 3. Elsevier, Amsterdam, pp.43-92.
- Worden, R. H., y Burley, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *Sandstone diagenesis: Recent and ancient*, 4, 3-44.
- Zhao, L., Ward, C. R., French, D., y Graham, I. T. (2015). Major and trace element geochemistry of coals and intra-seam claystones from the Songzao Coalfield, SW China. *Minerals*, 5(4), 870-893.

Anexos

Anexo 1. Conceptos básicos de Mineralogía de arcillas

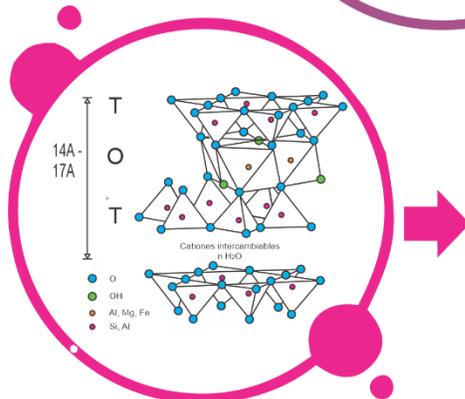
Minerales 1:1



Caolinita ($Al_2Si_2O_{10}(OH)_6$)

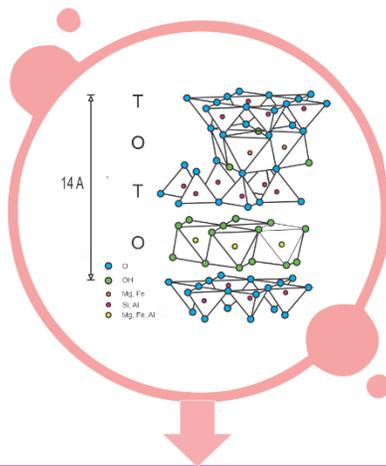
- Tiene una estructura simple: es una capa de tetraedros simples unidos por los oxígenos a una capa octaédrica con cationes de aluminio.
- La distancia entre las dos capas de cationes es de 7Å, porque la anchura de la capa tetraédrica es de 3Å y de la octaédrica es de 4Å (Velde, 1992).
- Es el aluminosilicato más abundante en los suelos, se forma como producto del intemperismo o por alteración hidrotermal de los feldspatos.
- La dickita y nacrita son politipos de la caolinita, mientras que la halloisita es una caolinita con una capa extra de moléculas de agua entre cada paquete 1:1.

Minerales 2:1



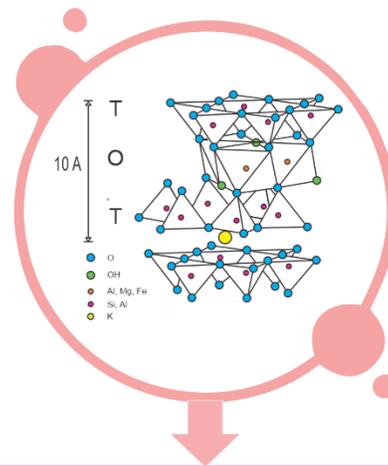
Esmectita

- Filosilicatos con estructuras dioctaédricas y trioctaédricas, que tienen la capacidad de expandirse y contraerse sin perder su estructura (Moore y Reynolds, 1997).
- Cuando la esmectita se expande, entre cada unidad 2:1, se intercambia un catión por otro.
- La montmorillonita es un mineral perteneciente a este grupo con estructura dioctaédrica, cuya fórmula es $(Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$.



Clorita

- Tiene una capa tetraédrica enlazada a una octaédrica, y esta última está enlazada a una tetraédrica.
- A este paquete se le adiciona una segunda intercapa octaédrica o capa brucita, compuesta por cationes como Si^{4+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} o Al^{3+} , y OH.
- Cuando la estructura está enriquecida de Mg, significa que estuvo sujeta a altas temperaturas (metamorfismo) y se llama clinocloro; mientras que si está enriquecida en Fe se llama chamosita y es típica de temperaturas más bajas (diagénesis) (Huggett, 2015).



Illita

- $[Si_{4-x}Al_x]O_{10}(R_{2-y}^{3+}R_y^{2+})(OH)_2K_{x+y}$, donde R es Fe o Mg, y $(x+y)$ está entre 0.75 y 0.95.
- En su capa octaédrica se intercambia Al por Si, y la cantidad de Mg^{2+} y Fe^{2+} es variable.
- Tiene bajo contenido de potasio, un plano basal de 10 Å y presenta dos politipos (1M y 2M) principales (Meunier y Velde, 2004).
- Es la arcilla más abundante en las rocas sedimentarias. Se forma en condiciones estables, diagenéticas, metamórficas de bajo grado o por intemperismo en la superficie terrestre.

Índice de Arkai

- Árkai (1991) propone un índice que estima el grado de metamorfismo de bajo grado en las rocas y está basado en la evolución estructural de la clorita.
- Se obtiene mediante el método de DRX y se mide la anchura de la mitad de la reflexión en 002, que se determina en fracción arcilla (<2m) orientada y sin tratamiento.
- Los valores del índice de Árkai para la anquizona están en un rango entre 0.31 y $0.42^{\circ}2\theta$ (Árkai, 1991; Árkai et al., 1996; Warr y Cox, 2016).

Índice de Kübler

- Por enterramiento la red cristalina de la esmectita se ordena y pierde agua que se transforma en illita. A su vez, incrementa el grado metamórfico y la illita se transforma en moscovita.
- Kübler (1964) propone un índice de cristalinidad para la illita, el cual mide la anchura a la mitad del pico con mayor intensidad, en 10Å , de un espectro de DRX.
- El límite para la diagénesis/ anquizona es de $0.52 \Delta^{\circ}2\theta_{\text{CuK}\alpha}$, y el límite epizona/ anquizona es $0.32 \Delta^{\circ}2\theta_{\text{CuK}}$. (Warr y Mählmann, 2015; Warr y Cox, 2016).
- Se usa como geotermómetro (Abad, 2007):
Si $K.I \geq 1$, son $T^{\circ} < 100^{\circ}\text{C}$.
Si $K.I = 0.40$ y 0.25 , $T^{\circ} = 200$ y 300°C .
Si $K.I < 0.25$, $T^{\circ} > 300^{\circ}\text{C}$.

Interestratificados

- Son fases minerales compuestas por más de una arcilla (Reynolds, 1980).
- Se identifican mediante su reflexión basal 001, que corresponde a la suma de la distancia interplanar de cada uno de sus componentes elementales (Sawhney, 1989).
- Se forman por procesos como la disolución y cristalización producto del intemperismo, alteraciones hidrotermales, o metamorfismo de bajo grado (Sawhney, 1989).
- La illita/esmectita (I/S) surge por un proceso de ilitización de la esmectita al aumentar la profundidad en cuencas sedimentarias mediante la disolución de capas de la esmectita simultáneamente a la nucleación de partículas de illita en las intercapas expandibles de la esmectita. Es una evolución continua donde el porcentaje de esmectita decrece hasta obtener un 100% de illita. Dicha relación porcentual es un indicador (de la misma forma que el índice de Kübler) del grado

diagenético en cuencas sedimentarias (Weaver, 1956; Hower et al., 1976; Srodon et al., 2013).

Politipos

- Son arreglos tridimensionales dados por variaciones en el apilamiento de las capas tetraédricas y octaédricas, donde los oxígenos forman un ángulo monoclinico que varía y es medible con la difracción de rayos X.
- Para la illita existen tres tipos: el politipo 2M, formado por dos capas distintas que se repiten; 1M, formado por la misma capa repetida de manera regular y 1Md, que es como el anterior, pero en el que las capas sobrepuestas se repiten desordenadamente.
- La medición de politipos se realiza mediante el método de difracción de rayos X, en muestra no orientada porque eso permite que se analicen los picos no basales de cada capa que compone al politipo.
- El politipo 2M suele formarse en una temperatura de 280 a 360°C correspondiente a una zona del metamorfismo llamada anquizona. Cuando la proporción de politipo 2M corresponde al 100%, se define otra zona llamada epizona y que mineralógicamente se corresponde a una transformación total de la illita a mica (Moore y Reynolds, 1997).

Anexo 2. Gráficos Capítulo 4: Formación Tlayúa

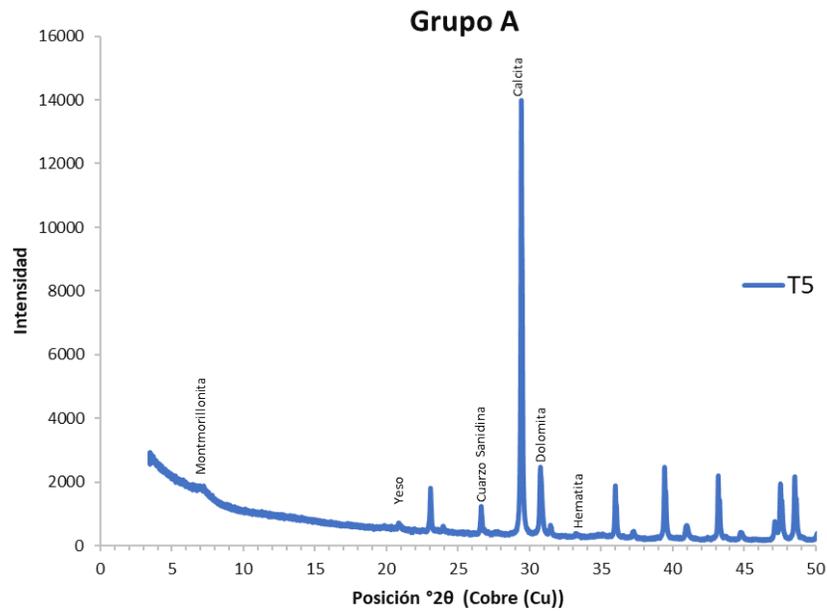


Figura A2.1. Difractograma de roca total de la muestra T5 con las fases minerales indicadas.

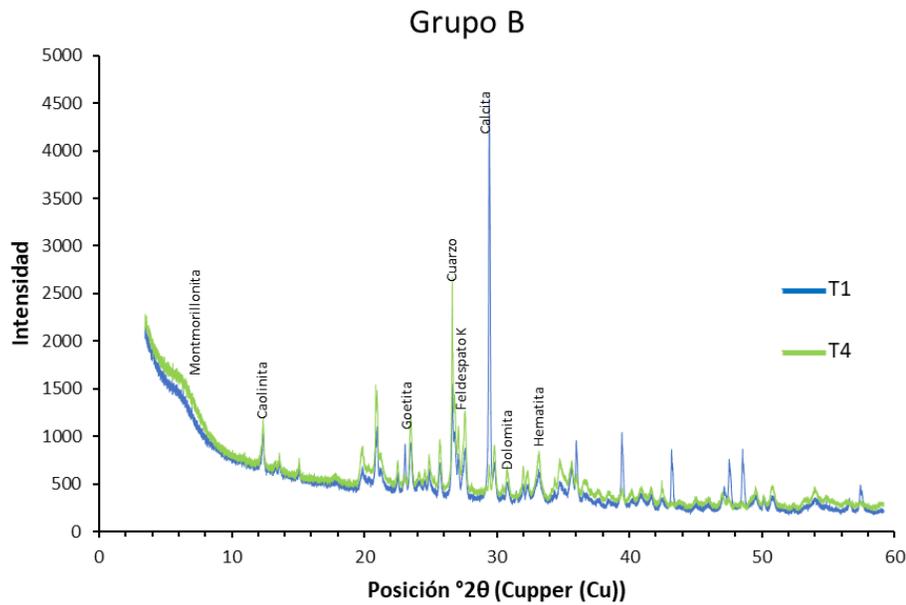


Figura A2.2. Difractogramas de roca total de las muestras T1 y T4.

T1

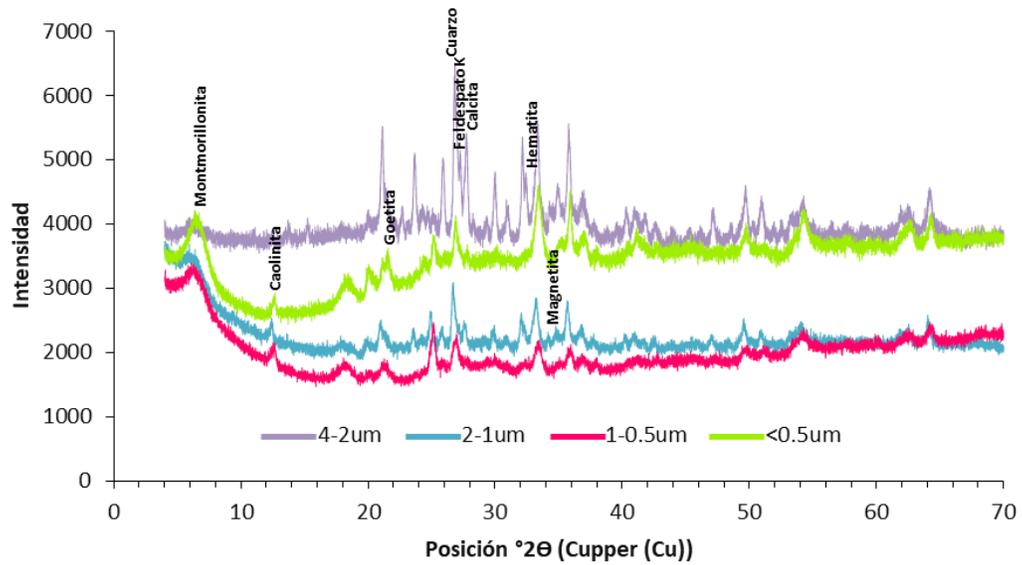


Figura A2.3. Diffractogramas de las cuatro subfracciones de la muestra T1. Dichas fracciones son de 4-2µm, 2-1µm, 1-0.5µm y <0.5µm.

Grupo C

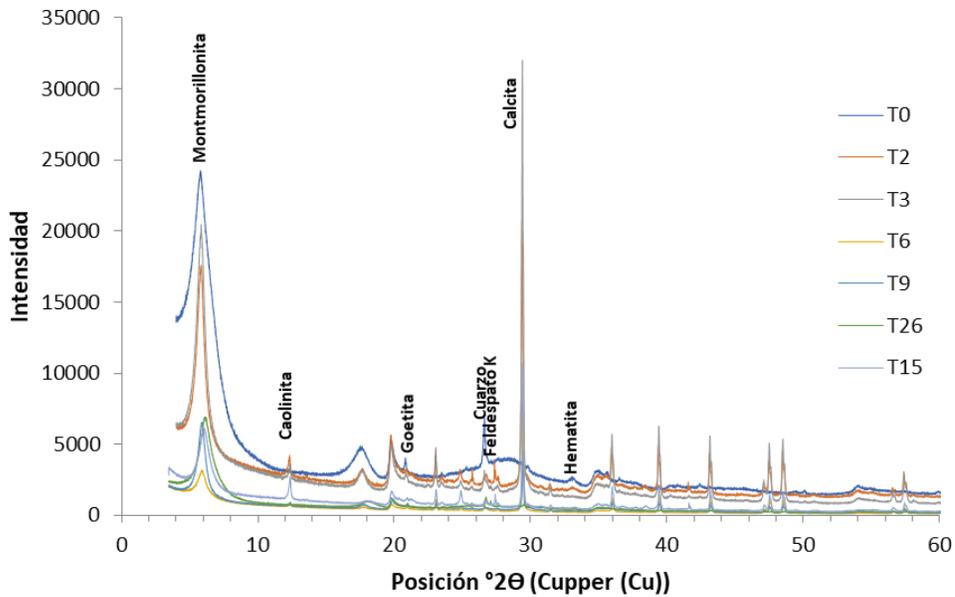


Figura A2.4. Diffractogramas de roca total de las muestras T0, T2, T3, T6, T9, T15 y T26.

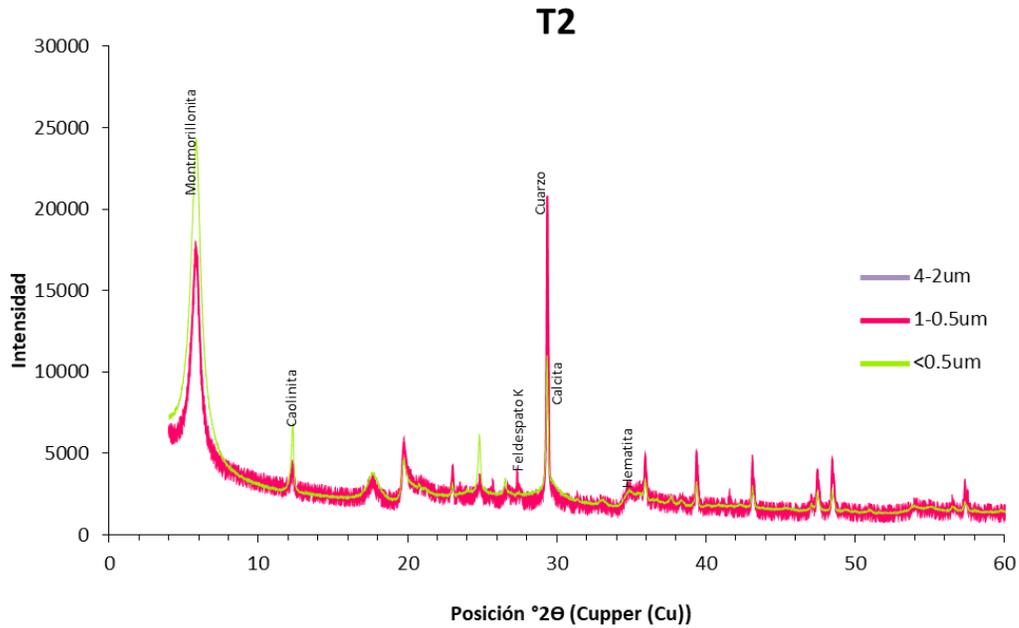


Figura A2.5. Difractogramas de tres de las cuatro subfracciones separadas de la muestra T2. Dichas fracciones son de 4-2µm, 1-0.5µm y <0.5µm.

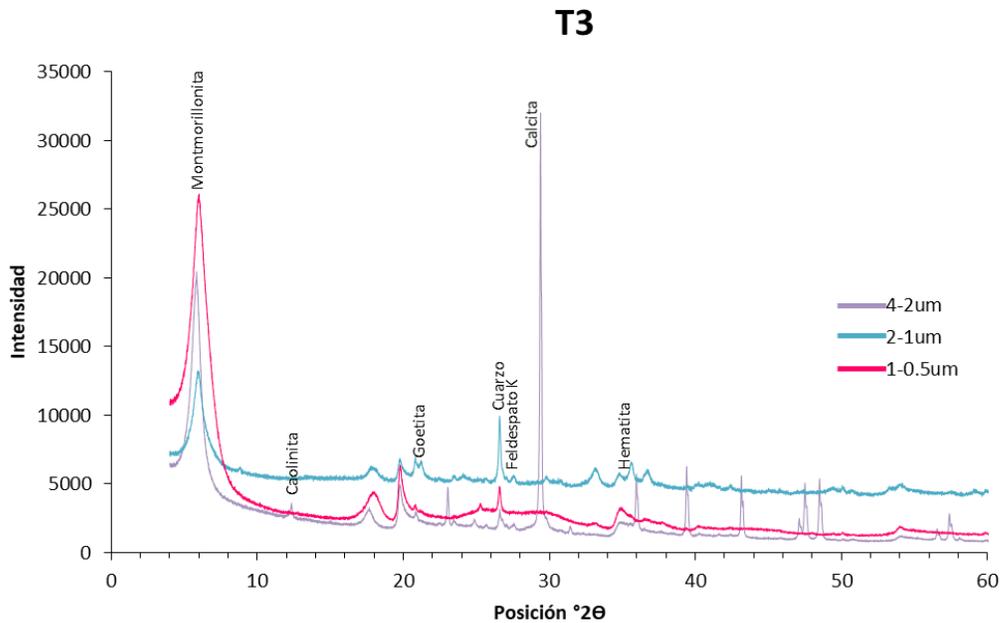


Figura A2.6. Difractogramas de las tres subfracciones separadas de la muestra T3. Dichas fracciones son de 4-2µm, 2-1µm y 1-0.5µm.

Tabla A2.1. Concentración de elementos traza para las muestras T2 (tipo C), T3 (tipo C) y T4 (tipo B). Todos los resultados en ppm.

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
T-2	262	<20	7	60	20	30	16	0.9	30	47	61	12.1	209	10.4
T-3	169	30	7	90	20	40	19	0.7	36	59	61	16	244	13
T-4	1290	850	7	840	220	350	23	2.6	269	42	53	5.6	242	19.9

	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
T-2	6	0.7	0.1	3	2.8	4.3	128	6.6	1.2	2	0.1	22	0.4	14.4	2.2
T-3	26	0.8	0.1	4	1.7	5	40	7.6	1.4	1.5	0.1	21	0.4	16.7	2.8
T-4	>100	0.7	<0.1	3	17	3.6	235	6.8	1.3	35	1.0	29	0.3	2.7	13

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
T-2	10.4	27	3.7	14	3.5	0.5	2.9	0.5	2.9	0.6	1.6	0.25	1.7	0.27
T-3	14.5	39	5.1	20	4.6	0.6	3.8	0.6	3.8	0.7	2	0.31	2.1	0.33
T-4	2.63	6.7	0.8	3.2	0.8	0.2	0.9	0.2	1.0	0.2	0.7	0.11	0.8	0.13

Anexo 3. Gráficos Capítulo 5: Formación Pimienta

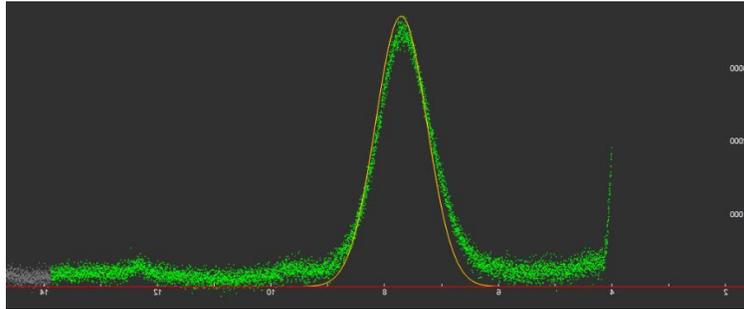


Figura 1

Figura A3.1. Descomposición por el software FITYK de la muestra P3 en roca total, donde se observa que únicamente hay un componente ilitico.

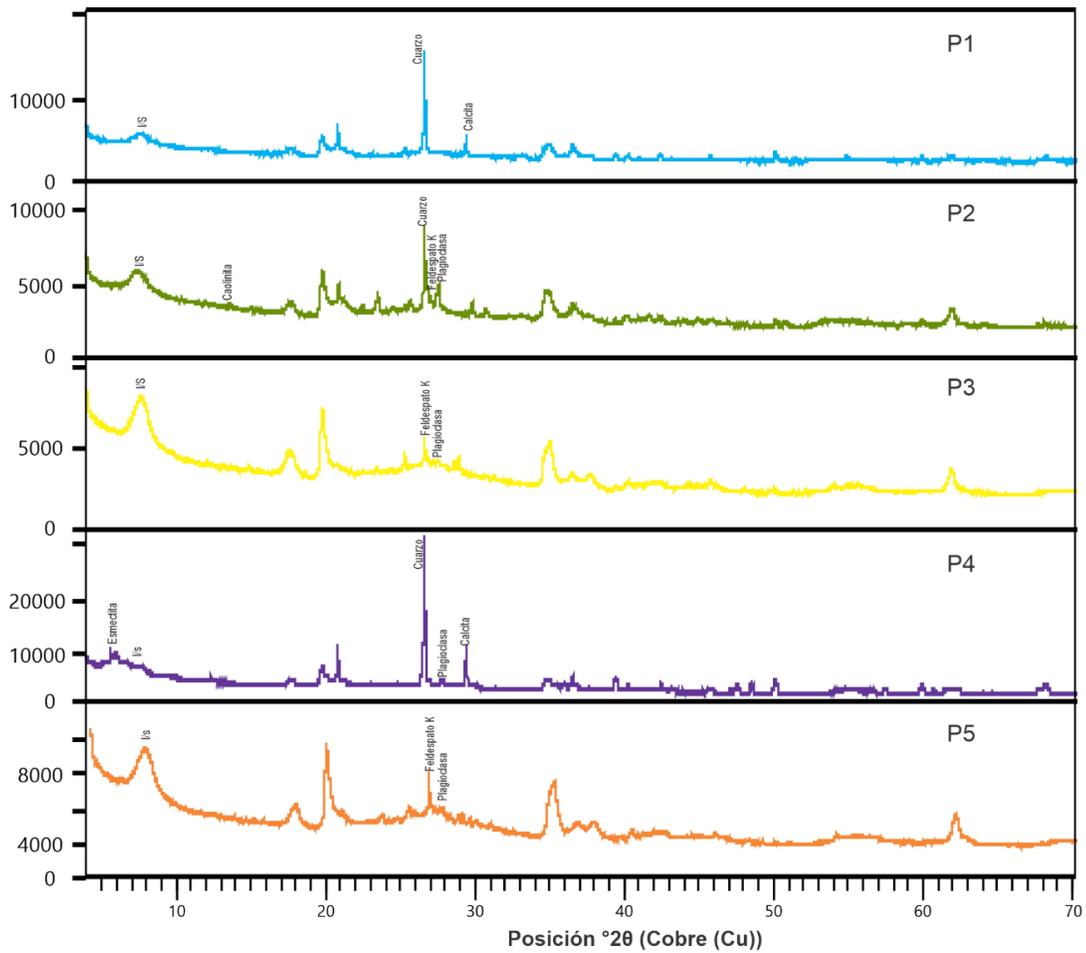


Figura A3.2. Difractogramas en roca total de las cinco muestras de bentonita de la Fm. Pimienta.

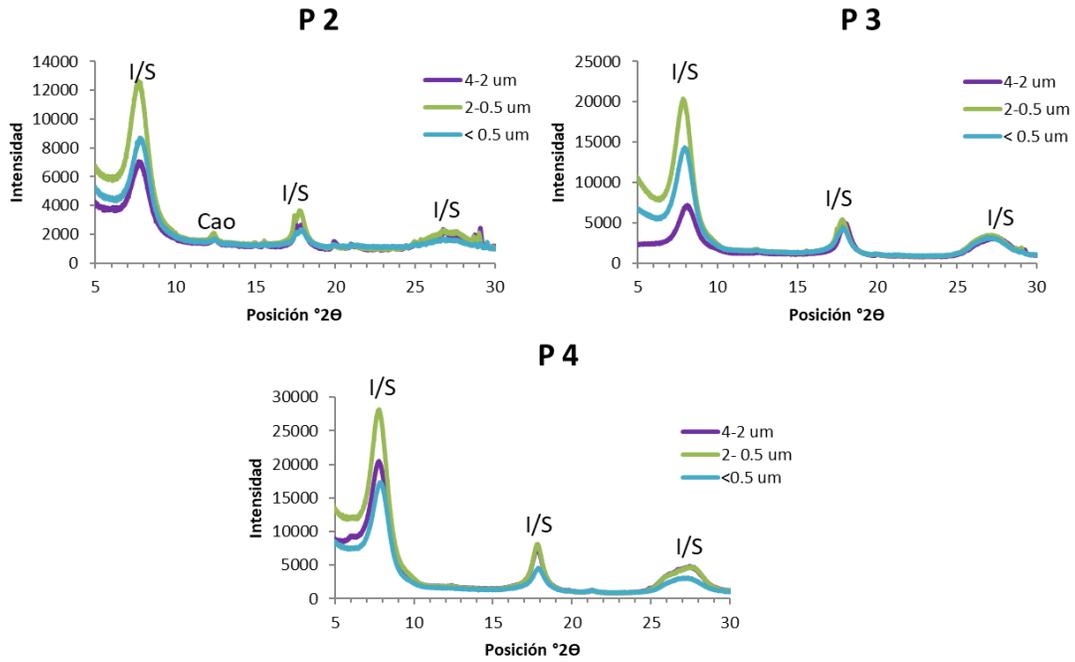


Figura A3.3. Difractogramas de las muestras en fracción orientada a) P2, b) P3 y c) P4 para las fracciones de: 2-4 μm, 2-0.5μm y menor a 0.5μm.

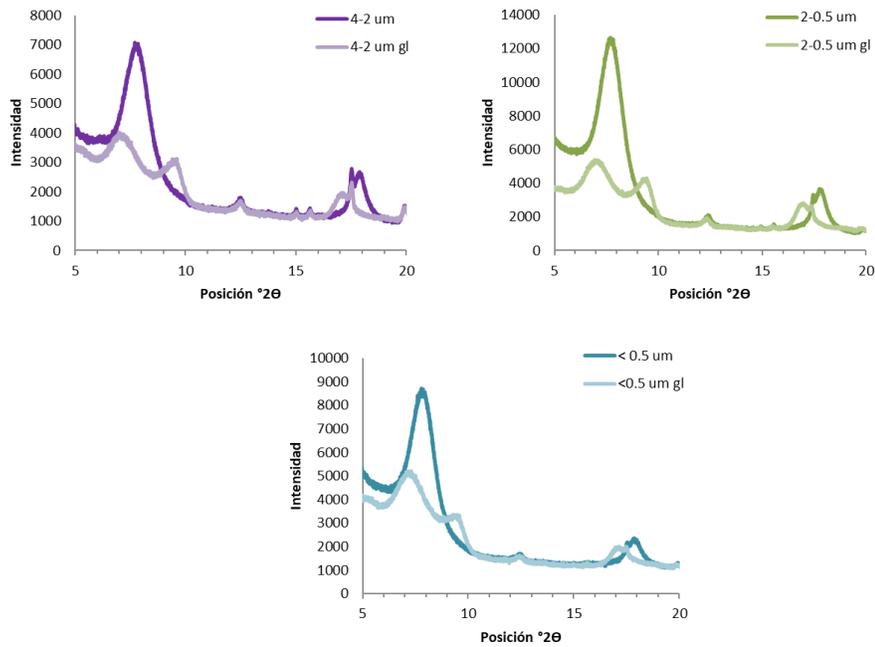


Figura A3.4. Muestra P2 con sus respectivas subfracciones glicoladas; comparadas con las subfracciones orientadas.

Tabla A3.1. Concentraciones de elementos traza para las tres muestras medidas mediante ICP_MS

Elementos traza														
Muestra	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
P2	496	80	7	50	50	120	8	0.5	32	105	126	14.8	163	6.1
P3	249	20	7	20	20	30	12	0.5	37	112	125	11.5	304	11
P4	73	40	6	20	20	70	16	0.5	13	93	81	21.3	204	9.5
Elementos traza														
	Mo	Ag	In	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
P2	55	0.6	0.1	4.9	310	12.4	22.4	3.15	13.3	2.68	0.564	2.26	0.35	2.09
P3	45	1.1	0.1	7.8	190	8.91	20	2.85	11.2	1.71	0.353	1.4	0.25	1.62
P4	18	0.6	0.1	7.7	265	18	37.1	4.55	18.2	3.85	0.608	3.83	0.62	3.72
Elementos traza														
	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	
P2	0.44	1.36	0.217	1.4	0.223	5.1	0.44	1.2	2.3	12	0.1	5.79	8.23	
P3	0.36	1.14	0.168	1.06	0.16	11.4	1.03	1.7	1.66	19	0.1	8.55	4.05	
P4	0.72	2.09	0.313	2.1	0.315	6.5	1.41	0.8	1.15	17	0.1	19.4	3.04	

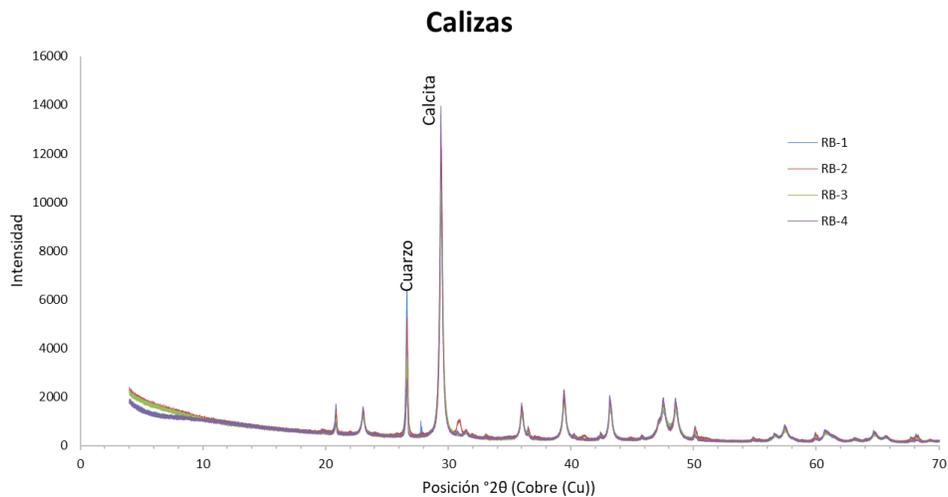


Figura A3.5. Mineralogía de roca total de las cuatro muestras de calizas.

Anexo 4. Gráficos Capítulo 6: Formación Matzitzi

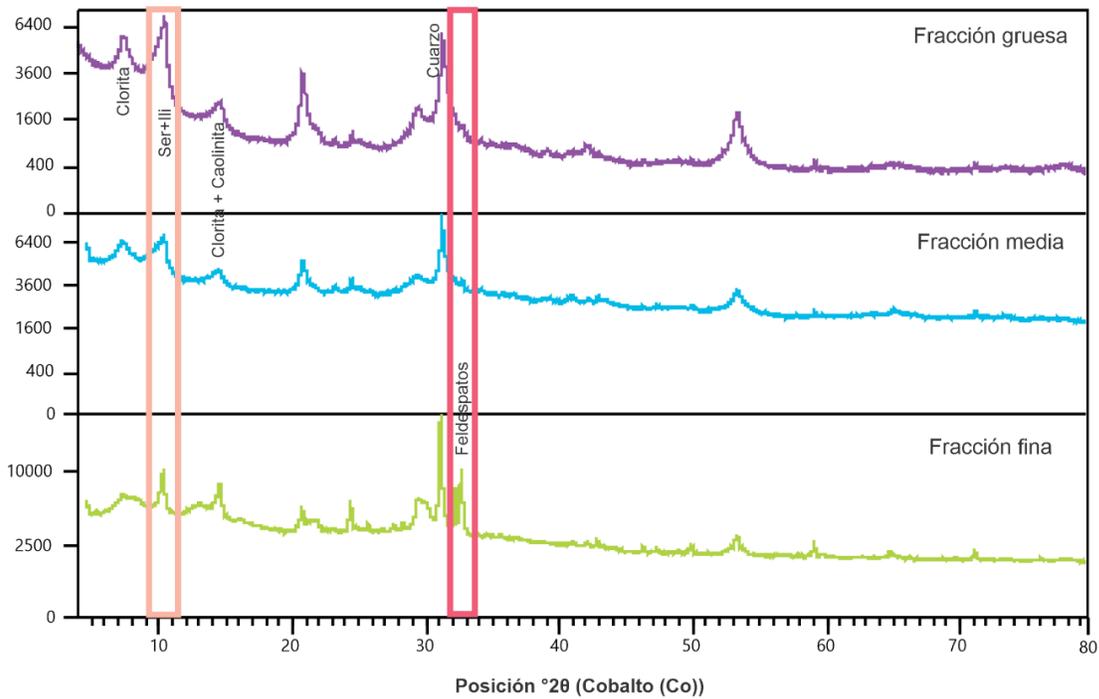


Figura A4.1. Difractogramas de las subfracciones de arcilla de la muestra RM3. Recuadro en rosa claro para mostrar pico basal (001) del componente ílítico y recuadro rosa oscuro para mostrar picos más intensos de los feldespatos.

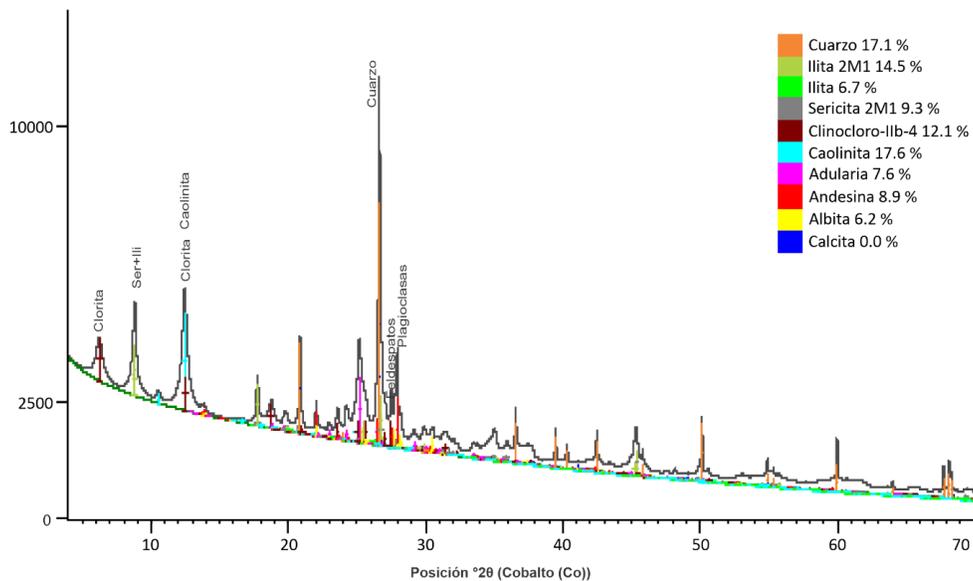


Figura A4.2. Resultados cuantitativos (DRX +refinamiento Rietveld) de la muestra RM7, fracción media.

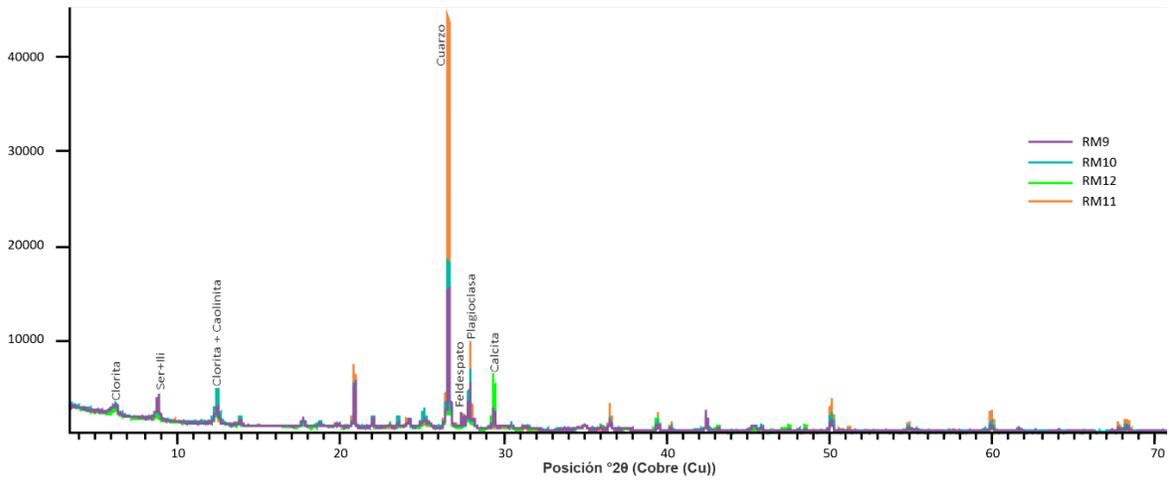


Figura A4.3. Comparación difractogramas en roca total de las muestras RM9, RM10, RM11 y RM12.

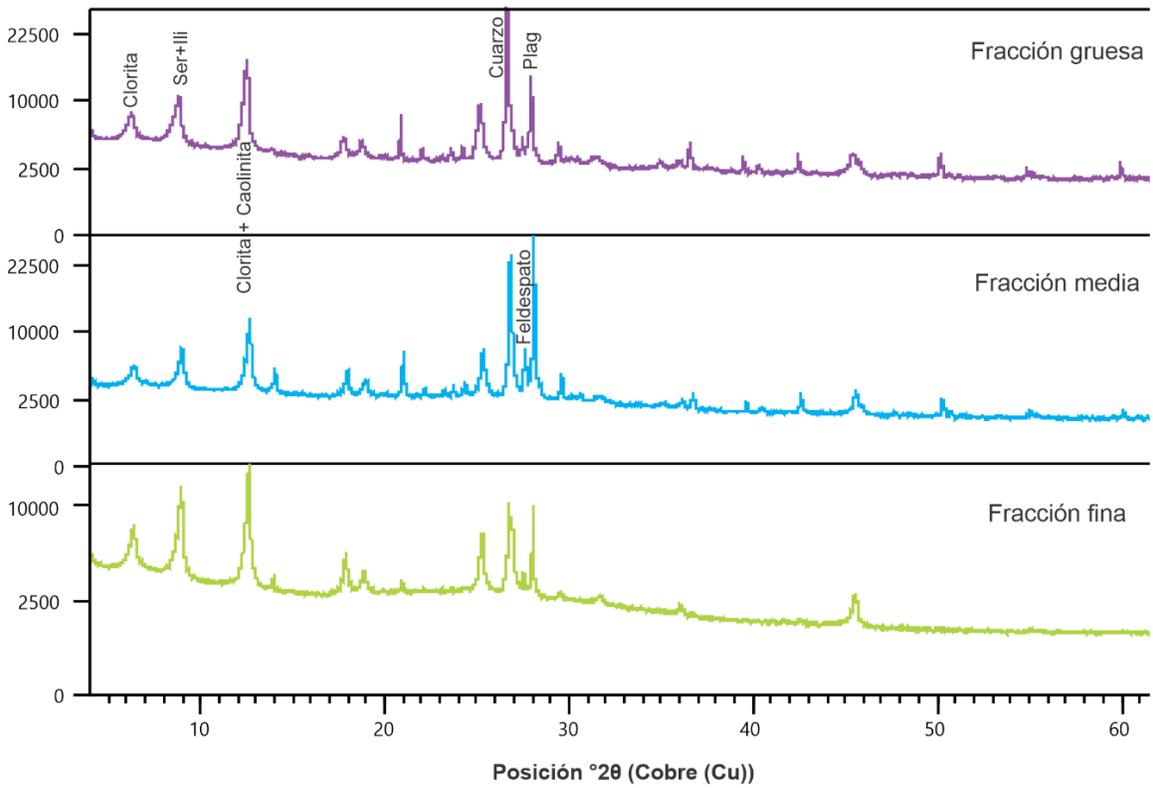


Figura A4.4. Diffractogramas de las subfracciones de arcilla de la muestra RM10 dónde se puede comprobar la gran semejanza mineralógica de las tres subfracciones de la muestra.

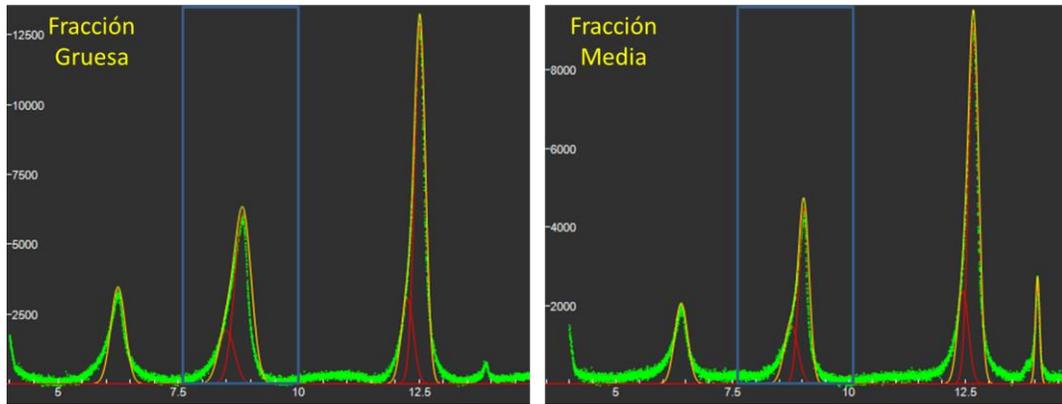


Figura A4.5. Profile fitting de las subfracciones gruesa y media de la muestra RM10, mediante el software Fytik; se observan dos componentes ílíticos, uno mal cristalizado y otro bien cristalizado.

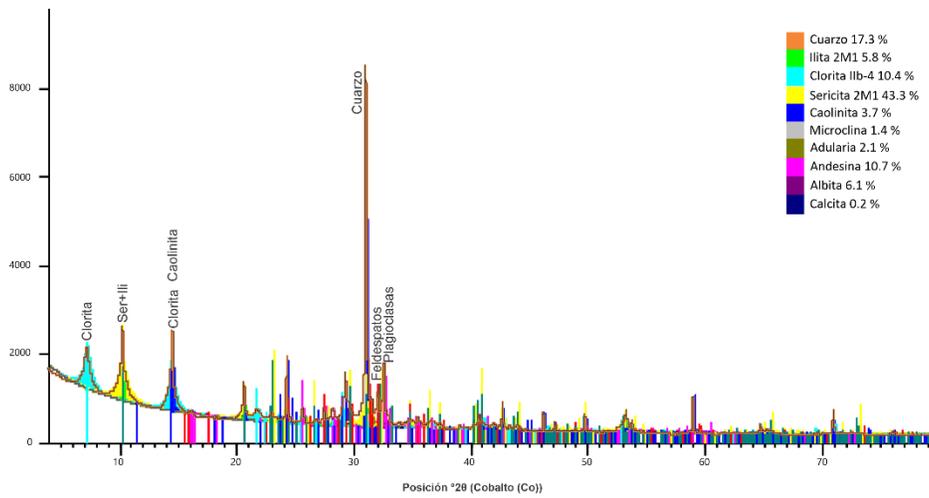


Figura A4.6. Resultados DRX +refinamiento Rietveld de la muestra RM11, fracción gruesa.

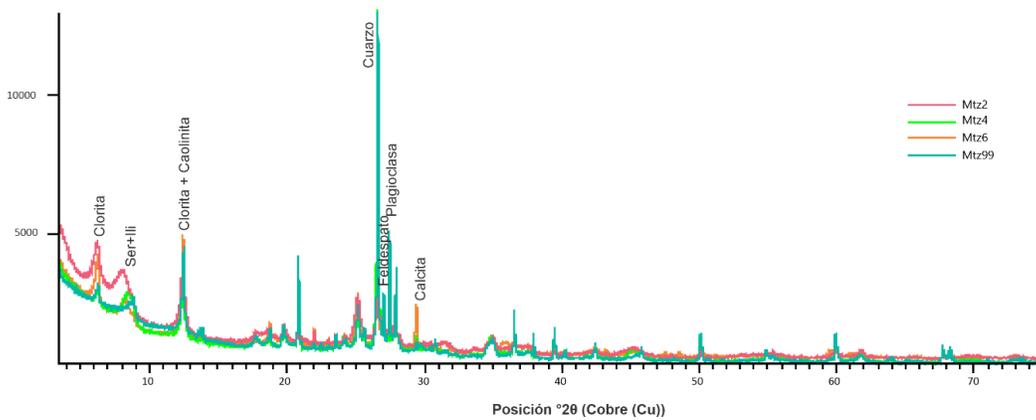


Figura A4.7. Comparación difractogramas en roca total de las muestras de areniscas: Matz2, Matz4, Matz6 y Matz99.

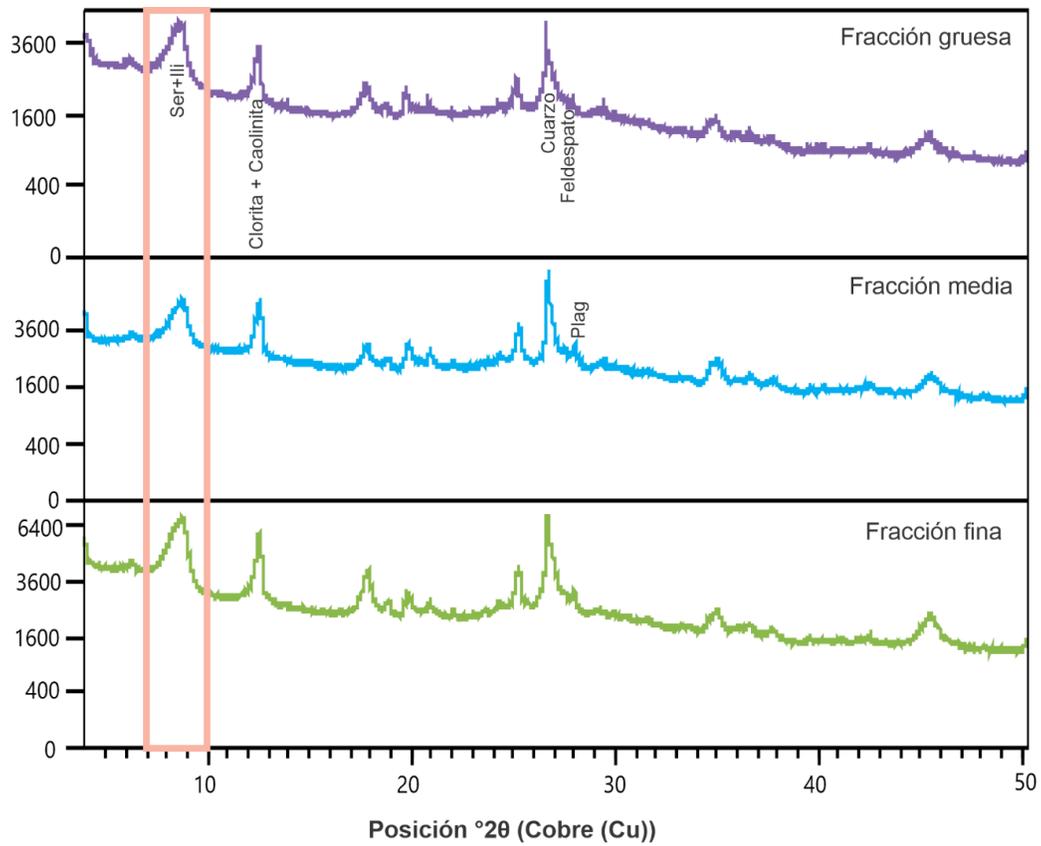


Figura A4.8. Difractogramas de las subfracciones de arcilla de la muestra Mtz99. En azul oscuro pico basal(001) del componente ilítico (sericita+ilita).