



UNIVERSIDAD DE SONORA



**DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**“MINERALES DE ARCILLA Y GEOQUÍMICA DE LAS
ROCAS SILICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN MORITA,
SECCIÓN SIERRA SAN JOSÉ, SONORA, MÉXICO”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

GEOLÓGO

PRESENTA:

SAIRA ALHELY PACHECO OLIVAS

DIRECTOR: DR. MADHAVARAJU JAYAGOPAL

CO-DIRECTOR: DR. INOCENTE GUADALUPE ESPINOZA MALDONADO



HERMOSILLO, SON.

MAYO 17



Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Hermosillo, Sonora a 07 de diciembre del 2016

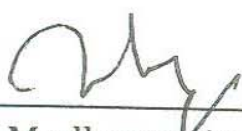
DRA. SILVIA MARTINEZ RETAMA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
UNIVERSIDAD DE SONORA
PRESENTE.-

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos someter a su consideración para el registro y aprobación el siguiente tema de tesis intitulado:

"MINERALES DE ARCILLA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN MORITA, SECCIÓN SIERRA SAN JOSÉ, NACO, SONORA, MÉXICO"

Esto con el fin de que la estudiante: **SAIRA ALHELY PACHECO OLIVAS** con **EXPEDIENTE NO. 211201373**, pueda presentar su examen profesional para la obtención de su título de Licenciatura en Geología.

Sin otro en particular y agradecimiento de antemano su atención al presente, quedamos de Usted.



Dr. Madhavaraju Jayagopal
Director de Tesis
ERNO-UNAM



Dr. Inocente Gpe. Espinoza Maldonado
Co-Director de Tesis
UNIVERSIDAD DE SONORA





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora, 20 de abril, 2017

DR. MADHAVARAJU JAYAGOPAL

DIRECTOR DE TESIS

DR. INOCENTE GUADALUPE ESPINOZA MALDONADO

CO-DIRECTOR DE TESIS

P R E S E N T E.-

Por este conducto, les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por ustedes intitulado:

**"MINERALES DE ARCILLA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS
SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN MORITA, SECCIÓN SIERRA SAN
JOSÉ, NACO, SONORA, MÉXICO"**

Esto es con el fin de que la alumna: **SAIRA ALHELY PACHECO OLIVAS** con **Expediente No. 211201373**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Licenciatura en Geología. Así mismo les comunico que han sido asignados los siguientes Sinodales:

PRESIDENTE	DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA
SECRETARIO	DR. FRANCISCO JAVIER GRIJALVA NORIEGA
VOCAL	DR. INOCENTE GUADALUPE ESPINOZA MALDONADO
VOCAL	DR. MADHAVARAJU JAYAGOPAL

Sin otro en particular y agradeciendo de antemano su atención al presente, quedo de Usted.

ATENTAMENTE
"EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA"



DRA. SILVIA MARTÍNEZ RETAMA
JEFA DEL DEPARTAMENTO.



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo.



UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

NOMBRE DE LA TESIS:

**"MINERALES DE ARCILLA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS
SILICICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN MORITA, SECCIÓN SIERRA
SAN JOSÉ, NACO, SONORA, MÉXICO"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

SAIRA ALHEL Y PACHECO OLIVAS

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuado, como requerimiento parcial para obtener el Título de Licenciatura en la Universidad de Sonora.

DR. ROGELIO MONREAL SAAVEDRA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuado, como requerimiento parcial para obtener el Título de Licenciatura en la Universidad de Sonora.

DR. FRANCISCO JAVIER GRIJALVA NORIEGA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuado, como requerimiento parcial para obtener el Título de Licenciatura en la Universidad de Sonora.

DR. INOCENTE GUADALUPE ESPINOZA MALDONADO

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuado, como requerimiento parcial para obtener el Título de Licenciatura en la Universidad de Sonora.



DR. MADHAVARAJU JAYAGOPAL

A T E N T A M E N T E

"EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI GRANDEZA"

**DRA. SILVIA MARTÍNEZ RETAMA
JEFA DEL DEPARTAMENTO**

El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Archivo.

*A mis padres por ser ejemplo de perseverancia y dedicación. Gracias
por heredarme lo más valioso, el estudio.*

Primeramente agradezco a la Universidad de Sonora (UNISON) por haberme permitido formar parte de ella, así como también a los diferentes docentes que brindaron sus conocimientos y apoyo durante mi formación profesional.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), de la Universidad Nacional Autónoma de México por el apoyo económico brindado para la realización del trabajo de campo y análisis geoquímico del proyecto titulado: "Procedencia y evolución tectónica de las rocas clásticas de la Formación Morita del Grupo Bisbee: enfoque desde la geoquímica y geocronología - IN112214", del cual es parte mi trabajo de tesis bajo la dirección del Dr. Madhavaraju Jayagopal. Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología. UNAM, de igual manera debo agradecer por concederme una beca con la cual fue posible la realización de esta tesis.

Agradezco a mi director de tesis, el Dr. Madhavaraju Jayagopal encargado del proyecto, y al co-director de tesis al Dr. Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado, por confiarme este trabajo y brindarme sus conocimientos, por su valiosa dirección y apoyo en la realización de este trabajo.

Quiero agradecer a mis sinodales el Dr. Francisco Javier Grijalva Noriega, el Dr. Rogelio Monreal Saavedra, el Dr. Carlos González León por las valiosas contribuciones que hicieron al trabajo final y por el tiempo que dedicaron para revisarlo.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Carlos González León por su importante información sobre la estratigrafía y la geología del área de estudio.

A Dr. Francisco Molina Freaner, Instituto de Geología de la UNAM (ERNO), Estación Regional del Noroeste, por permitirme ser parte de este proyecto.

De igual manera quiero agradecer a mis tutores Erik Guadalupe Ramírez Montoya y Julio César Saucedo Samaniego, por su ayuda para la comprensión y entendimiento de este tema, especialmente a Erik por la dedicación, paciencia y amistad que me brindo durante el desarrollo de este documento.

Al Quím. Pablo Peñaflor Escárcega, del Instituto de la UNAM, Estación Regional del Noroeste, por su ayuda en la preparación de las muestras para los estudios geoquímicos

y a la Dra. Teresa Pi I Puig, Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México por su ayuda en el análisis de difracción de rayos-X (XRD).

A mis hermanas Vivian y Yadira por brindarme su apoyo y cariño en todo momento.

Quiero agradecer especialmente a mis amigos Mayra Ivett Peña Ortega y Rodrigo Merced Rodríguez Rodríguez por brindarme sus conocimientos para mejorar y comprender el trabajo realizado, así como también agradezco a Nallely Leyva Ruiz, Gisela Guadalupe Araujo Quintero, Sebastián Jurado Hernández, Isaac Armado Arias González, Ángel Merino Franco, Liliana Pamela Baldenegro Ortiz y a Juan Antonio Rivera Figueroa, por brindarme su ánimo y cariño.

Agradezco a Jorge Antonio Encinas Valenzuela por mantenerme motivada, por brindarme su apoyo y cariño.

ÍNDICE

Lista de tablas *i, ii, iii*

Lista de tablas *iv*

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Localización y vías de acceso	3
1.4 Antecedentes	4
CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA	7
2.1 Geología regional	7
2.1.1 Grupo Bisbee	7
2.1.2 Formación Morita.....	8
2.2 Estratigrafía de la sección Sierra San José	11
2.2.1 Formación Morita.....	11
CAPÍTULO 3. MINERALES DE ARCILLA	14
3.1 Introducción	14
3.2 Estructura de los minerales de arcilla.....	16

3.2.1 Principales minerales de arcilla.....	18
3.2.1.1 Grupo caolinita-serpentina	20
3.2.1.2 Grupo de las micas	21
3.2.1.3 Grupo esmectita.....	23
3.2.1.4 Grupo clorita.....	24
3.3 Procedimiento y equipo utilizado	25
3.4 Análisis semicuantitativo de minerales de arcilla	26
3.5 Análisis mineralógico	27
3.5 Minerales de arcilla	38
3.6 Discusión	32
3.6.1 Sobreimpresión diagenética	32
3.6.2 Implicaciones climáticas	32
CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA	36
4.1 Introducción	36
4.2 Métodos y materiales.....	38
4.3 Resultados	40
4.3.1 Elementos mayores.....	40
4.3.2 Elementos traza	43
4.3.2.1 Elementos litófilos de radio iónico grande (LILE)	43
4.3.2.2 Elementos de alto campo de fuerza (HFSE)	47
4.3.2.3 Elementos traza de transición (TTE)	47
4.4 Elementos de tierras raras (REE).....	48
4.4.1 Presentación de los datos de elementos de tierras raras (REE)	50

4.5 Intemperismo del área fuente, madurez y reciclaje	53
4.6 Procedencia	60
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES.....	66
Referencias.....	71

Lista de Figuras

Figura 1. Localización de la sección A-A' en sierra San José modificado de Sánchez-Medrano, 2016.

Figura 2. Columna estratigráfica de las 4 Formaciones representativas del Grupo Bisbee, de la base a la cima: Conglomerado Glance, Caliza Mural y Formación Cintura, modificado de Ramírez-Montoya, 2014.

Figura 3. Fotografía panorámica de la sección sierra San José.

Figura 4. Columna estratigráfica sección Sierra San José, indicando las muestras de areniscas (J1A, J4A, J6A, J12 y J13) y lutitas (J1-J21) colectadas a lo largo de esta sección, se muestran las facies sedimentarias: lodolita (M), arena de grano grueso con guijarros (St), arena de grano fino a grueso. Posible guijarro (Ss), Conglomerado (Cgl), modificado de Sánchez-Medrano, 2016.

Figura 5. Diagrama esquemático de la estructura de los minerales arcilla tipo 1:1, modificado de Grim, 1968.

Figura 6. Diagrama esquemático de la estructura de los minerales arcillas tipo 2:1, modificado de Grim, 1968.

Figura 7. Clasificación de los principales minerales arcillas tipo 1:1., modificado de Caillère et al., 1982.

Figura 8. Distribución vertical de los minerales de arcilla de la sección sierra San José de la Formación Morita.

Figura 9. Difractogramas de las muestras J1, J7 y J11, en minerales orientados, glicolados y calentados a 550°C, donde se identifica la mineralogía de los minerales de arcilla clorita (C), illita (I), cuarzo (Q).

Figura 10. Difractogramas de las muestras J13, J18 y J20, en minerales orientados, glicolados y calentados a 550°C, donde se identifica la mineralogía de los minerales de arcilla clorita (C), illita (I), cuarzo (Q).

Figura 11. Clasificación geoquímica de areniscas y lutitas utilizando el diagrama Log ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) - Log ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) (Herron, 1988).

Figura 12. A. Diagrama de elementos traza normalizados con UCC para areniscas. B y C. Diagrama de elementos traza normalizados para lutitas de la Formación Morita.

Figura 13. Concentraciones de elementos de tierras raras en meteorito condrita carbonoso Orgueil (Nakamura, 1974).

Figura 14. Patrones de tierras raras para el promedio de la corteza continental (Rudnick y Fountain, 1995), lutita promedio, promedio de basaltos de dorsales medio oceánicas (MORB) y del meteorito Orgueil.

Figura 15. A. Patrones de tierras raras normalizados con condrita para areniscas, B y C. Patrones de tierras raras normalizados con condrita para lutitas de la Formación Morita.

Figura 16. Diagrama A-CN-K muestra la tendencia de intemperismo de las areniscas y lutitas de la Formación Morita (Nesbitt y Young, 1982). A: Al_2O_3 ; CN: $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$; K: K_2O (porción molecular). Granito y Esquisto (presente estudio), valores UCC y PAAS de Condie, 1993.

Figura 17. Gráfica dispersa de la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ contra los valores de CIA (indicador químico de alteración) (Selvaraj y Chen, 2006). Nota la interrelación entre $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ y CIA refleja la intensidad de intemperismo del silicato.

Figura 18. El diagrama bivalente Th/Sc contra Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Tendencial muestra la variación composicional, mientras que la tendencia 1 indica variación composicional, así mismo la tendencia 2 indica la adición del circón debido a la clasificación del sedimento y el reciclaje.

Figura 19. Diagrama de función discriminante para areniscas y lutitas de la sección Sierra San José de la Formación Morita (Roser and Korsch, 1988).

Figura 20. Gráfica de Eu/Eu^* contra Gd_n/Yb_n para areniscas y lutitas de la Formación Morita (McLennan and Taylor, 1991).

Figura 21. Diagrama bivalente de Th/Co contra La/Sc para areniscas y lutitas de la Formación Morita (Cullers, 2002).

Figura 22. A) El patrón de REE de areniscas se compara con el promedio de los datos de REE de los granitos del Bloque Caborca (Iriondo et al., 2004), granitoides del Permotrásicos (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012) y Esquisto Pinal y Granito Mesteña (presente estudio) para identificar las probables rocas fuente. B) Patrones de REE de lutitas se compara con el promedio de los datos de REE de los granitos del Bloque Caborca (Iriondo et al., 2004), granitoides Permotrásicos (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012) y Esquisto Pinal y Granito Mesteña (presente estudio) para identificar las rocas fuente probable.

Tabla 1. Clasificación general de minerales de arcilla, modificado de Bailey 1980a.

Tabla 2. Mineralogía de roca total de las lutitas de la Formación Morita de la sección Sierra San José.

Tabla 3. Abundancia de minerales de arcilla en lutitas de la sección Sierra San José de la Formación Morita.

Tabla 4. Comparación de datos de elementos mayores, tierras raras y traza para referencia USGS muestra MAG-1 (sedimento marino) con certificado de análisis USGS (Govindaraju 1994; véase también en el sitio web de USGS).

Tabla 5. Concentración de elementos mayores (en peso %) de lutitas y areniscas del sección Sierra San José de la Formación Morita.

Tabla 6. Concentraciones de elementos traza (ppm) para lutitas y areniscas del sección Sierra San José de la Formación Morita.

Tabla 7. Concentraciones de elementos de tierras raras (ppm) de las areniscas y lutitas de la sección Sierra San José de la Formación Morita

Resumen

Las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior asignadas al Grupo Bisbee están bien expuestas en la parte noreste de Sonora, México. El Grupo Bisbee está conformado por las formaciones Glance, Morita, Mural y Cintura que fueron depositadas en una cuenca de rift, llamada Cuenca Bisbee. Este estudio presenta resultados de un análisis geoquímico en minerales de arcilla que se llevaron a cabo en muestras de lutita y areniscas de la Formación Morita, recolectadas en la sierra San José del noroeste de Sonora con el fin de interpretar las condiciones de paleoclima y paleointemperismo que prevalecían en la región fuente de estos sedimentos.

Las muestras de la sección sierra San José están compuestas principalmente por los minerales de arcillas clorita e illita ($2\mu\text{m}$ fracción, tamaño del grano de arcilla). La fase illita muestra altos grados de cristalinidad que van de 0.21 a 0.98 en el ángulo 2θ . Los minerales illita y clorita son derivados de roca por efecto de intemperismo físico y debido a que son los más abundantes en esta sección, esto indica que el intemperismo físico prevalece sobre el químico. Los climas áridos están dominados por intemperismo físico, por lo que la composición mineralógica de la fracción de arcilla es equivalente a la de las rocas fuente. Además, el conjunto de illita y clorita refleja condiciones climáticas áridas o semi áridas en la región fuente.

Las muestras recolectadas de areniscas y lutitas de la Formación Morita en la sierra San José muestran grandes variaciones en las concentraciones de óxidos mayores. En el diagrama $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ vs $\text{Log}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ de Herron (1988), las muestras de lutitas caen en los campos de wacka y lutita, mientras que las areniscas caen en los campos de sub-litarenita. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de lutitas varía entre 0.15 y 0.26, en el rango de

valores del mineral illita. En el caso de las areniscas, el anterior cociente varía en un rango de 0.06 a 0.13, indicando una composición de caolinita e illita.

En los diagramas normalizados con condrita, las muestras de arenisca y lutita muestran un patrón de enriquecimiento de LREE, un plano de HREE y anomalías negativas de Eu (Eu^{*}). Los diagramas A-CN-K y la relación Al_2O_3/Na_2O vs CIA de las lutitas indica un grado de intemperismo químico de bajo a moderado en la región fuente. Sin embargo, las areniscas tienen valores de CIA Y PIA que van de moderado a alto, sugiriendo un intemperismo químico de moderado a intenso en la región fuente. La relación SiO_2/Al_2O_3 , las gráficas divariantes y ternarias, y las relaciones elementales indican la naturaleza félsica de fuente para los sedimentos clásticos de la Formación Morita

CAPÍTULO 1

1.1 Introducción

El Cretácico Inferior en Sonora es uno de los más estudiados al noroeste de México, el cual está caracterizado por rocas sedimentarias que afloran hacia el noreste del estado, y está representado por las rocas del Grupo Bisbee, formadas en ambientes fluviodeltaicos y marinos someros durante etapas transgresivas y regresivas. Estos afloramientos se extienden hasta el sureste de Arizona.

La Cuenca Bisbee está relacionada a una cuenca de rift desarrollada a partir del Jurásico Tardío, los depósitos de esta cuenca se encuentran divididos en cuatro formaciones: 1) Conglomerado Glance en la base, el cual se encuentra representada por depósitos aluviales del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, y que registran el rifting activo; 2) la Formación Morita sobreyace a la unidad anterior y está constituida por estratos de areniscas de grano fino intercaladas con calizas fosilíferas y calizas arcillosas; 3) para el Aptiano-Albiano se deposita la Formación Caliza Mural como una sedimentación marina somera constituida por calizas fosilíferas intercaladas con areniscas y areniscas arcillosas; y 4) en la cima de esta secuencia se encuentra la Formación Cintura, la cual está compuesta principalmente de areniscas intercaladas con capas de lodolitas. (Ransome, 1904).

Se analizaron químicamente 21 muestras de minerales arcilla, las cuales fueron separadas de 21 muestras de rocas clásticas de la Formación Morita. El estudio se enfocó hacia los minerales arcilla, debido a que preservan el registro geológico de cambios climáticos ambientales, procesos de intemperismo y procedencia de sedimentos. Mediante el análisis químico en las fases de arcilla se determinaron las concentraciones de óxidos

mayores y elementos trazas. Los datos generados, fueron utilizados en el estudio de procedencia, paleoclima y paleointemperismo de la parte clástica de la Formación Morita.

El análisis de minerales de arcilla tiene una relación directa con los cambios climáticos y ambientales, como también con los procesos de intemperismo y la procedencia de los sedimentos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo consiste en realizar estudios de minerales de arcilla y un análisis geoquímico en las rocas siliciclásticas de la Formación Morita en la sección Sierra San José, ubicada al noreste del estado de Sonora, México, con el fin de obtener las condiciones climáticas que se encontraban presentes durante la depositación de los sedimentos de la cuenca Bisbee.

En el área de estudio no está disponible un reporte detallado sobre el estudio de minerales de arcilla, por lo que este estudio se lleva a cabo para entender la génesis de las arcillas y otra información relacionada.

1.2.2 Objetivos Específicos

El siguiente estudio tiene como objetivos específicos:

1. Definir las condiciones paleoclimáticas, caracterizando mineralógicamente a las arcillas que aparecen en los sedimentos finos.
2. Determinar la procedencia de las rocas clásticas de la Formación Morita.
3. Caracterizar los elementos mayores, traza y tierras raras.

4. Evaluar las condiciones de paleointemperismo y caracterizar la procedencia de dicha formación.

1.3 Localización y vías de acceso

El área de estudio se encuentra dentro de la Sierra San José, en el municipio de Naco, al noreste del estado de Sonora. Esta localidad se encuentra a 265 km aproximadamente al noreste de la ciudad de Hermosillo, y a 42 km al oeste del poblado Agua Prieta (Figura 1).

Para llegar al área de estudio se toma la carretera Federal No. 15 Hermosillo-Santa Ana, al llegar a la ciudad de Imuris se toma la carretera Federal No. 2 Imuris-Agua Prieta hasta el entronque que comunica al poblado de Naco, en esta parte se toma un camino de terracería hacia el norte durante 2 km aproximadamente hasta el rancho El microondas.

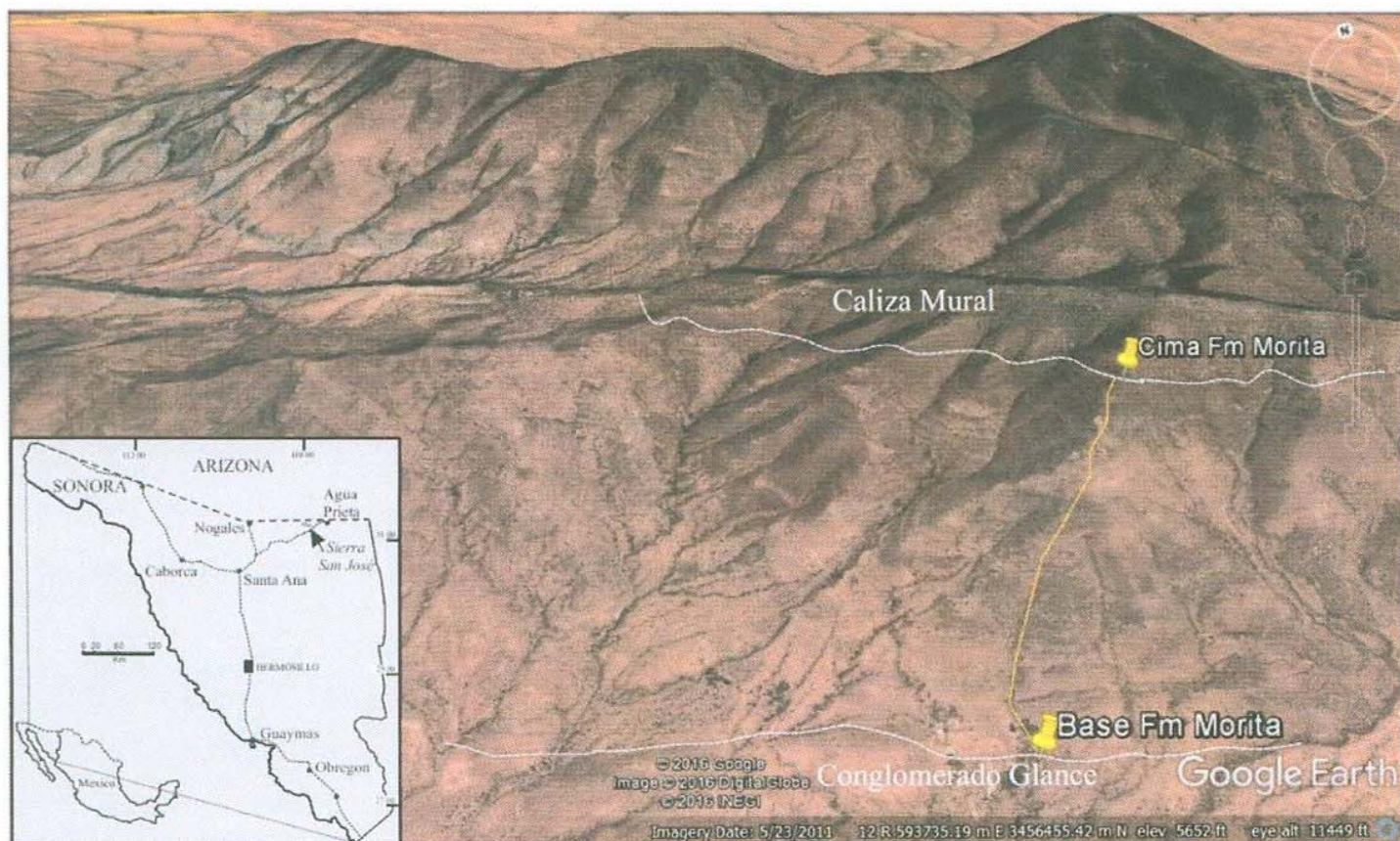


Figura 1. Localización de la sección A-A' en Sierra San José modificado de Sánchez-Medrano, 2016.

1.4 Antecedentes

Existe un gran número de estudios bioestratigráficos, litoestratigráficos y sedimentológicos, llevados a cabo para comprender los procesos y las condiciones fisicoquímicas que tuvieron mayor importancia en el depósito de los sedimentos que dieron origen a las diferentes unidades del Grupo Bisbee, así como también para conocer los ambientes y las correlaciones que hay entre éstas en diferentes localidades.

En Sonora afloran rocas que cubren un rango de edad que va desde el Mesoproterozoico hasta el Cuaternario, en las cuales quedaron registrados a lo largo del tiempo geológico, una gran variedad de eventos tectónicos. De estos eventos, los más estudiados son aquellos relacionados a la formación de cuencas extensionales y sus respectivas secuencias sedimentarias, dentro de las cuales se encuentra la cuenca Bisbee.

Aguilera (1888) fue quien reportó por primera vez una caliza gris compacta fosilífera (Caliza Mural) del Grupo Bisbee, al este del valle San Bernardino y otro al oeste del valle de Agua Prieta. Dumble (1901) describió afloramientos de caliza fosilífera de la Formación Mural en los alrededores de Cabullona. La secuencia del Grupo Bisbee fue descrita posteriormente por Dumble (1902) como “Capas Bisbee” en Las montañas Mule cerca de Bisbee en el sureste de Arizona. Fue Ransome (1904) quien definió y nombró esa secuencia como Grupo Bisbee y la describe como una sucesión sedimentaria del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

La configuración tectónica de la región de Sonora y el sureste de Arizona durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano fue dominada por la tectónica extensional detrás

de un arco magmático desarrollado a lo largo de la costa occidental de Norte América (Dickinson, 1981).

Dickinson (1986) y Klute (1991) proponen que la evolución de la cuenca Bisbee ocurrió en tres fases: (1) Un rifting inicial del Jurásico con volcanismo silícico contemporáneo. (2) Una continuación del rifting en el Cretácico Temprano con la depositación contemporánea del Conglomerado Glance en ambientes de abanico aluvial y fluviales, con intercalaciones volcánicas, dentro de estructuras tipo graben y semi-graben; y (3) una subsidencia termotectónica pasiva con sedimentación contemporánea del remanente del Grupo Bisbee en ambientes fluvial y marino somero del Cretácico medio.

Taliaferro (1933) reconoce ampliamente al Grupo Bisbee en el noreste de Sonora, en la Sierra de Anibacachi. González-León y Jaques-Ayala (1988) propusieron una nueva unidad estratigráfica como parte del Grupo Bisbee: la Formación Cerro de Oro del Barremiano-Aptiano en la localidad de la cañada de Los Tubos.

El Conglomerado Glance está compuesto por orto y paraconglomerados polimícticos de cantos rodados intercalado con derrames y tobas de composición ácida, y representa depósitos de rift sintectónicos (Bilodeau et al., 1987). En la Sierra El Chanate presenta estratificación cruzada bimodal (Jaques-Ayala, 1992; 1993) representando una línea de costa con una dirección al noroeste la cual influyó en la depositación de estos sedimentos. Rosales-Domínguez et al. (1995) mencionan que en el rancho Culantrillo, la Formación Morita presenta bivalvos, algas y gasterópodos que no proporcionan una edad precisa.

Estudios de la Caliza Mural registran cambios menores de facies laterales de oeste a este que están representados en sus ocho miembros litoestratigráficos: Fronteras, Rancho Búfalo, Cerro La Ceja, Lutita Tuape, Los Coyotes, Cerro La Puerta, Cerro La Espina y Mesa Quemada; estos miembros representan facies marinas someras de un evento marino importante de transgresión-regresión que abarcó la cuenca Bisbee. Las facies, sucesión y la correlación de estos miembros indican que la depositación de la Caliza Mural ocurrió en el noreste de Sonora en una amplia plataforma carbonatada (Lawton et al., 2004; González-León et al., 2008).

La Formación Cintura (Ransome 1904) está formada por lodolitas y lutitas. Esta formación fue depositada en ambientes marino marginales en su parte inferior y ambientes fluviales dentro de meandros en la parte superior representando la fase regresiva del Grupo Bisbee (González-León, 1994). González-León (1994) realizó un trabajo sobre la evolución tectosedimentaria del Cretácico Temprano en el margen suroeste en la cuenca Bisbee, y a partir de los estudios que realizó en las unidades litoestratigráficas carbonatadas reporta el registro de tres eventos transgresivo-regresivos marinos. Interpretando que la cuenca Bisbee fue formada por un proceso de distensión de tipo rift y que sus límites se extendían hasta el centro de Sonora.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA

2.1 Geología regional

2.1.1 Grupo Bisbee

La secuencia Bisbee (Figura 2) se desarrolló en una cuenca de tras arco (Dickinson, 1981; Dickinson *et al.*, 1986, 1989; Bilodeau, 1982). El relleno de esta cuenca durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano dio como origen la depositación del Grupo Bisbee (González-León, 1994).

El Grupo Bisbee se encuentra distribuido en el sur de Arizona y una buena parte de la mitad norte de Sonora (Grijalva-Noriega, 1991; Escalona-Alcázar y Roldán-Quintana, 1993; Fernández-Aguirre *et al.*, 1993, Monreal *et al.*, 1994b). Ha sido reportado tan lejos como Caborca en el noroeste de Sonora (Jacques-Ayala, 1995) y hasta Cerro de Oro, al suroeste de Rayón, centro de Sonora (Servicio Geológico Mexicano, 2004; González-León *et al.*, 2008, Monreal, 1994b).

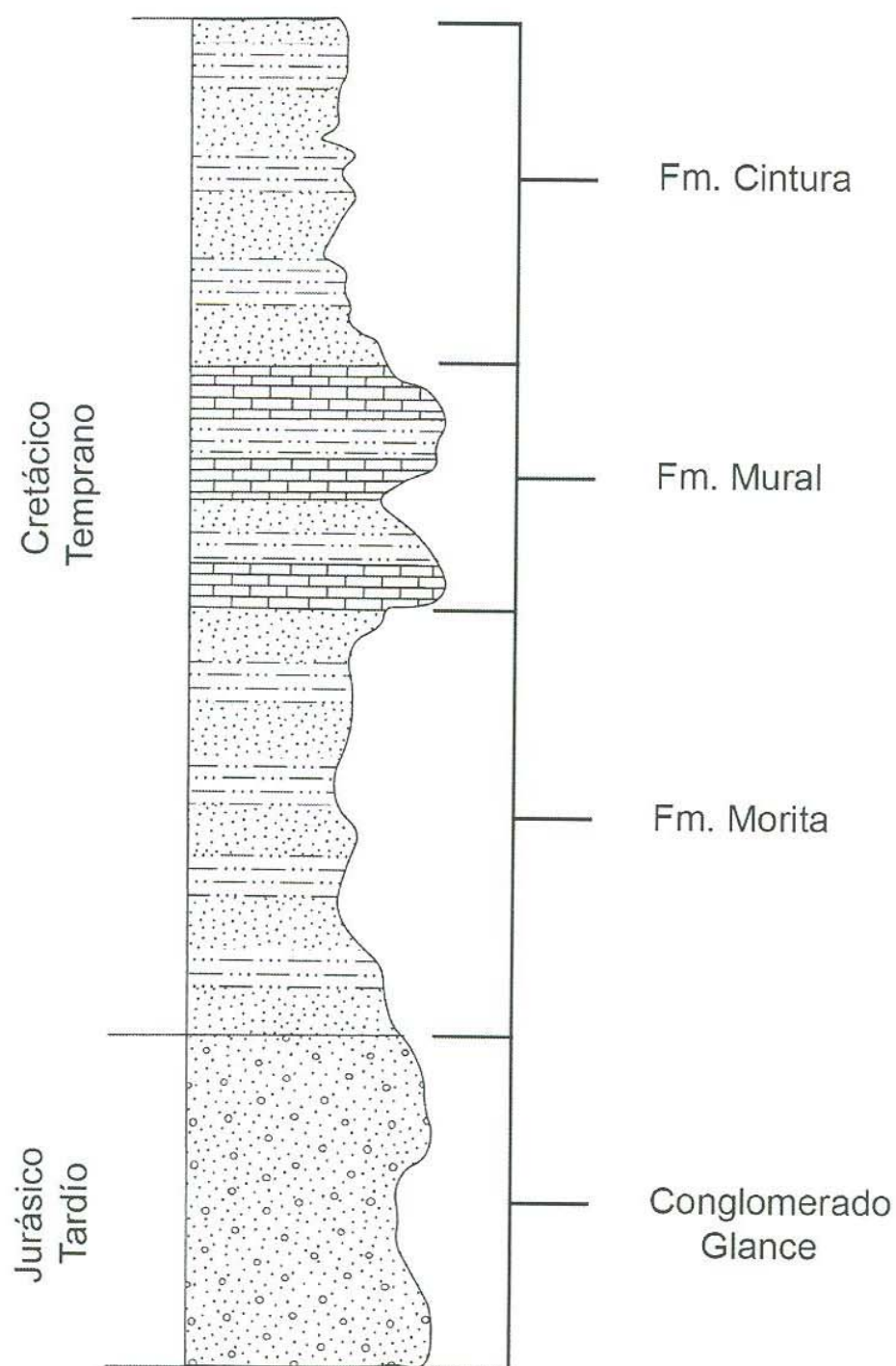


Figura 2. Columna estratigráfica de las 4 Formaciones representativas del Grupo Bisbee, de la base a la cima: Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura, modificado de Ramírez-Montoya, 2014.

2.1.2 Formación Morita

Ransome (1904) reportó la localidad tipo de la Formación Morita, en el cerro La Morita, cerca de Agua Prieta, Sonora. Esta formación se encuentra constituida principalmente por una alternancia de capas de lutita de color café rojizo, y areniscas con coloraciones rojas y gris, con capas de arenisca conglomerática y granos angulosos y lentes

de caliza impura. El contacto inferior es transicional con el Conglomerado Glance en localidades de Sonora y al suroeste de Arizona.

En la sierra El Chanate, la Formación Morita tiene estratificación cruzada bimodal, indicando una línea de costa de dirección noroeste que influyó en el depósito de los sedimentos de esta unidad; la fuente probable se encontraba al noreste o suroeste de la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1992, 1993).

Willard (1988) describió que la Formación Morita, en el área del puerto El Álamo, tiene un espesor de 445m, la cual está compuesta por lodolita masiva, y contiene localmente nódulos calcáreos, presenta intercalaciones menos importantes de grano fino, gris a púrpura, en estratos medianos a gruesos, y un conglomerado rojo en lentes de menos de 5 m de espesor. La parte superior consiste en limolita púrpura gris rojizo, arenisca parda de grano mediano a grueso, en estratos medianos con algunas intercalaciones de caliza, la cual constituye localmente una transición con la base de la Caliza Mural. En algunos sitios, se ha logrado identificar estratos de tobas interestratificados. El depósito de la Formación Morita tuvo lugar en planicies de marea, deltas y corrientes meándricas.

Jacques-Ayala (1993) estimó un espesor de 800 m para esta formación, en los cerros Cabeza Colgada, en donde esta unidad forma cerros relativamente altos y redondeados, consiste en lodolita de color rojo a rojo púrpura, en estratos gruesos a masivos; localmente muestra estratificación muy delgada. La Formación Morita en el área del Rancho El Culantrillo consiste de un paquete 700 m de espesor de areniscas con estratificación cruzada intercalada con lutitas y lodolitas, un horizonte de calizas fosilíferas en la parte media y areniscas calcáreas con fósiles en la parte superior (Rosales-Domínguez et al.,

1995). En la parte media, se encontró *Trigonia ornata* en un horizonte de areniscas tobáceas, que implican un vulcanismo cercano durante el Aptiano, probablemente relacionado con el magmatismo de arco reportado en la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1989).

El ambiente de depósito de la Formación Morita tuvo lugar en una planicie fluvial o de mareas. Algunas grietas de desecación sugieren un ambiente subaéreo. Los conglomerados con clastos de arranque (*rip-up clasts*) probablemente indiquen erosión en ríos o canales de marea; y la ciclicidad de la reducción del tamaño del grano hacia arriba de la arenisca y la lodolita con el predominio de la fracción de grano más fino, sugiere un sistema fluvial meándrico. La estratificación cruzada en la arenisca muestra una orientación suroeste-noreste bimodal, sugiriendo que la línea de costa tenía una orientación noroeste-sureste, con la fuente de sedimentos hacia el noreste. La presencia de caliza con ostreas sugiere una incursión marina en alguna época durante el Aptiano (García y Barragán y Jacques-Ayala, 2011).

La Formación Morita tiene una gran similitud a la Formación Cintura, la característica distintiva es que la primera de ellas presenta capas de conglomerado las cuales están ausentes en la segunda formación, esto sin considerar que la Caliza Mural las separa estratigráficamente (Rodríguez-Castañeda, 1997).

2.2 Estratigrafía de la sección Sierra San José

2.2.1 Formación Morita

Los afloramientos bien expuestos de la Formación Morita se tienen en el flanco sur de la Sierra San José. El espesor medido aquí es de 885 m y descansa con un contacto litológico abrupto de areniscas rojizas y limolitas sobre el Conglomerado Glance, mientras que en la cima es sobreyacida por una coquina arcillosa (shaly coquina limestone) de dos metros de espesor con fragmentos de bivalvos de la base de la Caliza Mural (Figura 3).

Figura 3. Fotografía panorámica de la sección sierra San José.



En los primeros 150 m de la Formación Morita (Figura 4) está compuesta de ciclos ascendentes de depósitos fluviales verticalmente superpuestos de areniscas y lutitas-

limolitas. Las capas de areniscas que están en la base erosiva son de grano medio a fino, con un espesor de 30 a 80 cm, y forma niveles amalgamado de hasta 5 m que se acuñan lateralmente en distancias de decenas de metros. Localmente se encuentran guijarros finos en la base de las capas de areniscas.

Las areniscas están sobreyacidas en contacto que varían de gradual a abrupto por una limolita rojiza y masiva de hasta 15 m de espesor con nódulos calcáreos pedogénicos y capas delgadas intercaladas de toba piroclástica. Localmente se tienen algunas capas de limolitas y tobas con laminaciones.

La parte media de la sección es dominada por lutitas-limolitas con una coloración rojiza y púrpura n paquetes de hasta 45 m de espesor que tienen algunas intercalaciones de capas lenticulares de arenisca de grano fino a medio con un espesor de un metro excepto por un nivel de capas amalgamadas cerca de la cima de este intervalo que tiene cuatro metros de espesor. De igual manera, la presencia de nódulos calcáreos y capas de paleosuelos calcáreos con un espesor de hasta un metro es común, mientras que localmente se presentan capas de tobas con un espesor de 50 cm. Esta parte de la sección es interpretada por haber sido depositada en ambientes llanos aluviales.

Los últimos 200 m de la cima de la sección todavía están dominados por las limolitas rojizas y púrpuras que tienen abundantes horizontes de suelos de nódulos calcáreos y areniscas de grano fino lenticulares hasta 50 cm de espesor. En esta parte de la sección hay tres niveles lenticulares de capas de areniscas amalgamadas de estratificación cruzada con un conglomerado basal erosivo. Esta porción se interpreta como depósito principalmente aluvial que fue intersectado por canales fluviales. Debido a la abundancia

de nódulos y caliche dentro de planicies de inundación interpretadas, es muy probable que el clima haya sido relativamente árido durante la depositación de la Formación Morita.

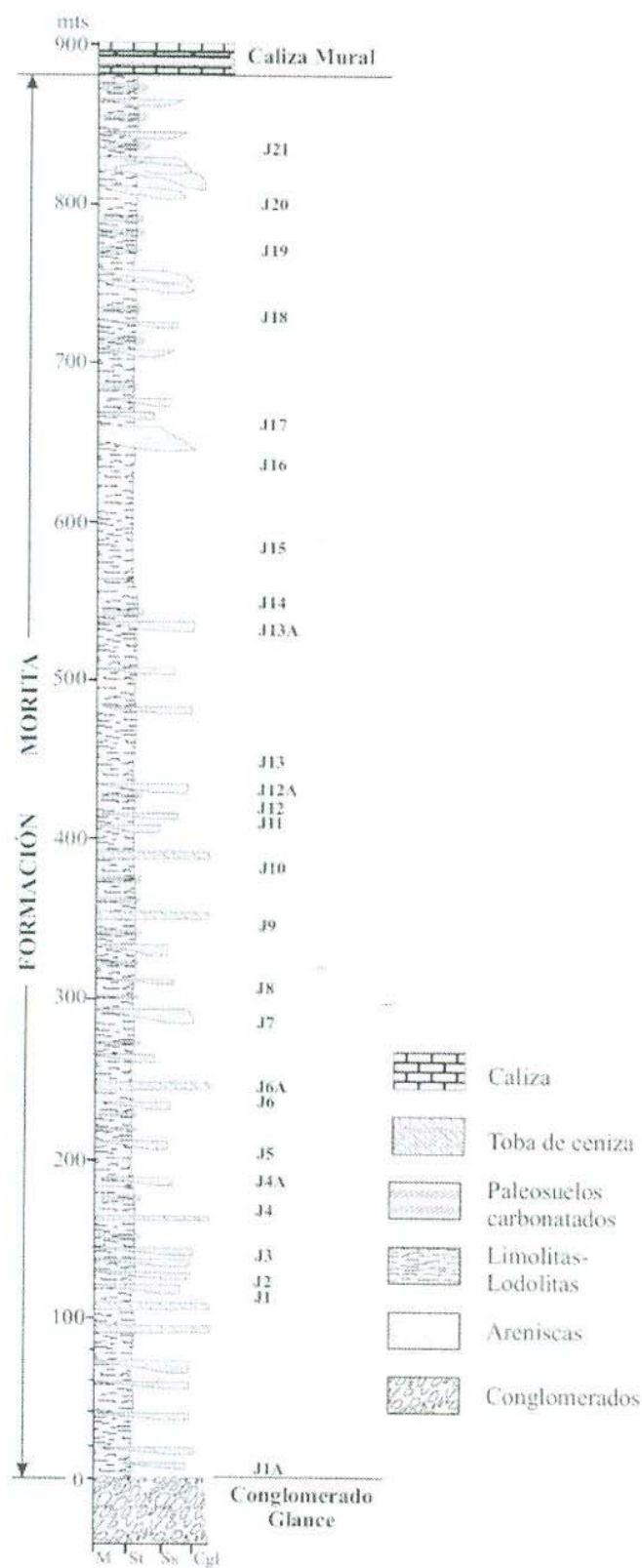


Figura 4. Columna estratigráfica sección Sierra San José, indicando las muestras de areniscas (J1A, J4A, J6A, J12 y J13) y lutitas (J1-J21) colectadas a lo largo de esta sección, se muestran las facies sedimentarias: lodolita (M), arena de grano grueso con guijarros (St), arena de grano fino a grueso. Posible guijarro (Ss), Conglomerado (Cgl), modificado de Sánchez-Medrano, 2016.

CAPÍTULO 3

MINERALES DE ARCILLA

Los minerales de arcilla son utilizados ampliamente en los estudios paleoclimáticos y paleoambientales, debido a que tienen una relación directa con los cambios climáticos y ambientales, ya que dependen de la naturaleza de la roca fuente, así como con los procesos de intemperismo y la procedencia de los sedimentos (Hardy y Tucker, 1988). Los minerales de arcilla son por varias razones, materiales potencialmente prometedores para la documentación y resolución de una amplia variedad de diferentes ambientes genéticos y su reacción, ya que éstos, tienen la ventaja de estar presentes en casi todas las secuencias sedimentarias de una amplia gama de facies, permitiendo tener de esta manera un conocimiento mucho más completo de los cambios a través del tiempo y el espacio (Hallam et al., 1991). La variación de minerales de arcilla en los sedimentos y rocas sedimentarias puede ser resultado de cambios en las áreas de origen relacionadas con movimientos controlados tectónicamente en la fuente de sedimentos (Chamley, 1989), o por cambios en la intensidad de la erosión o condiciones deposicionales, dependiendo de las condiciones climáticas y del nivel del mar (Schieber, 1986; Li et al., 2000).

Los minerales de arcilla se distribuyen comúnmente en varios tipos de sedimentos y sus composiciones son muy útiles para conocer la procedencia de los sedimentos de grano fino, para identificar las variaciones climáticas en la región de origen, y también para interpretar los agentes de transporte, como las corrientes oceánicas, los vientos y los hielos flotantes (Singer, 1980; Chamley, 1989; Velde, 1995; Thiry, 2000). Estos minerales son indicadores adecuados de la intensidad del proceso de intemperismo en la región de origen

dado que los cambios mineralógicos están influenciados principalmente por las variaciones en el promedio de humedad, temperatura y estacionalidad (Ruffell et al., 2002). La mayoría de las arcillas detríticas provienen del intemperismo de la corteza por la desintegración física y la descomposición química a baja temperatura. La arcilla detrítica es relativamente estable en ambientes terrestres, sin embargo, puede llegar a ser metaestable e inestable (Galán y Ferrell, 2013).

Los minerales de arcilla depositados durante la sedimentación y formados durante la diagénesis temprana en las cuencas no marinas, constituyen un registro potencial de cambios morfológicos, tectónicos y climáticos en las áreas continentales antiguas (Webster y Jones, 1994; Armenteros et al., 1995; López y González, 1995). Pequeñas cuencas no marinas generalmente tienen áreas limitadas de captación con algunos tipos de roca, por lo tanto, las asociaciones de arcillas en esta cuenca pueden ser homogéneas, excepto en los casos relevantes donde cambios significativos sindeposicionales paleoclimáticos y/o tecto-morfológicos afectan el intemperismo y los procesos de erosión en la región de origen, o cambios paleoambientales de fuerza significativa en la cuenca. (Saez et al., 2003).

Los conjuntos de minerales de arcilla actúan como un indicador paleoclimático útil porque los depositados en ambientes marinos modernos o pasados se heredan principalmente de masas de tierra después de la erosión de las rocas primarias y de la pedogénesis (Chamley, 1989). En secuencias sedimentarias antiguas, se tiene que tomar un cuidado especial porque el sedimento retrabajado, la diagénesis, o autigénesis puede transformar la composición primaria, y alterar la señal paleo climática (Thiry, 2000). El impacto que tiene el cambio climático en ambientes continentales es un tema de interés

para los que tratan de entender el sistema climático de la Tierra, y posiblemente la predicción de respuestas al cambio climático futuro (Dou et al., 2010).

Los minerales de arcilla de sedimentos y rocas sedimentarias también indican cambios en la región de origen, como la intensidad de la hidrólisis continental, y/o condiciones deposicionales (Chamley, 1989; Weaver, 1989; Adatte et al., 2002; Deconinck et al., 2003, 2005; Dera et al., 2009). La composición de las asociaciones de estos minerales es controlada climáticamente, mientras se está influenciando significativamente por la duración de la hidrólisis, la relación roca-agua y la química del agua (Weaver, 1989; Nesbitt et al., 1997; Fürsich et al., 2005). Por lo tanto, la mineralogía de las arcillas es considerada ampliamente como una herramienta fiable para interpretar las condiciones de intemperismo (Chamley, 1989; Weaver, 1989; Ruffell et al., 2002; Sheldon y Tabor, 2009), y también para proporcionar información útil sobre los efectos climáticos (Thiry, 2000; Madhavaraju y Ramasamy, 2001; Madhavaraju et al., 2002, 2016).

3.2 Estructura de los minerales de arcilla

Los cristales de arcilla consisten fundamentalmente de sílice, aluminio o magnesio, oxígeno, e hidroxilo (OH), con varios cationes asociados conforme a las especies. Estas iones y grupos de OH son organizados dentro de estructuras de dos dimensiones clasificadas en dos tipos, llamados láminas. Las láminas tetraédricas tiene una composición general T_2O_5 (T= catión tetraédrico; principalmente Si, con un contenido variable de Al o Fe^{3+}). El SiO_2 está situado en el centro del tetraedro, unido por aniones de oxígeno a partir de las cuatro esquinas del tetraedro. Los tetraedros individuales están conectados con un

tetraedro adyacente compartiendo tres esquinas (los tres oxígenos basales), que constituyen un arreglo de malla hexagonal.

La estructura de los minerales de arcilla se divide en dos tipos:

Tipo 1:1 (TO), consiste en la unión de una capa tetraédrica compuestas por Si-O con una capa octaédrica compuesta por Al-O y Al-OH (Figura 5).

Tipo 2:1 (TOT), consiste en una capa octaédrica cubierta por dos capas tetraédricas quedando la capa octaédrica en medio (Figura 6).

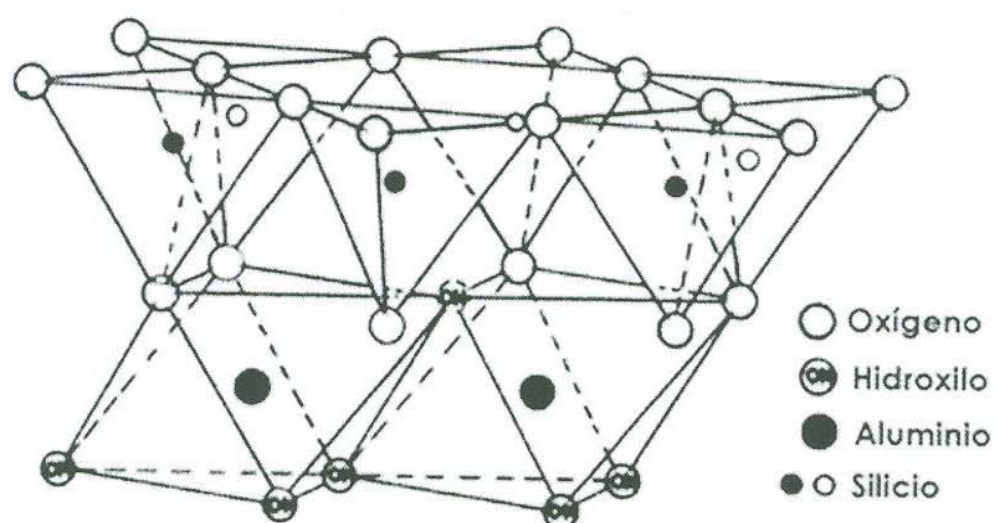


Figura 5. Diagrama esquemático de la estructura de los minerales de arcilla tipo 1:1, modificado de Grim, 1968.

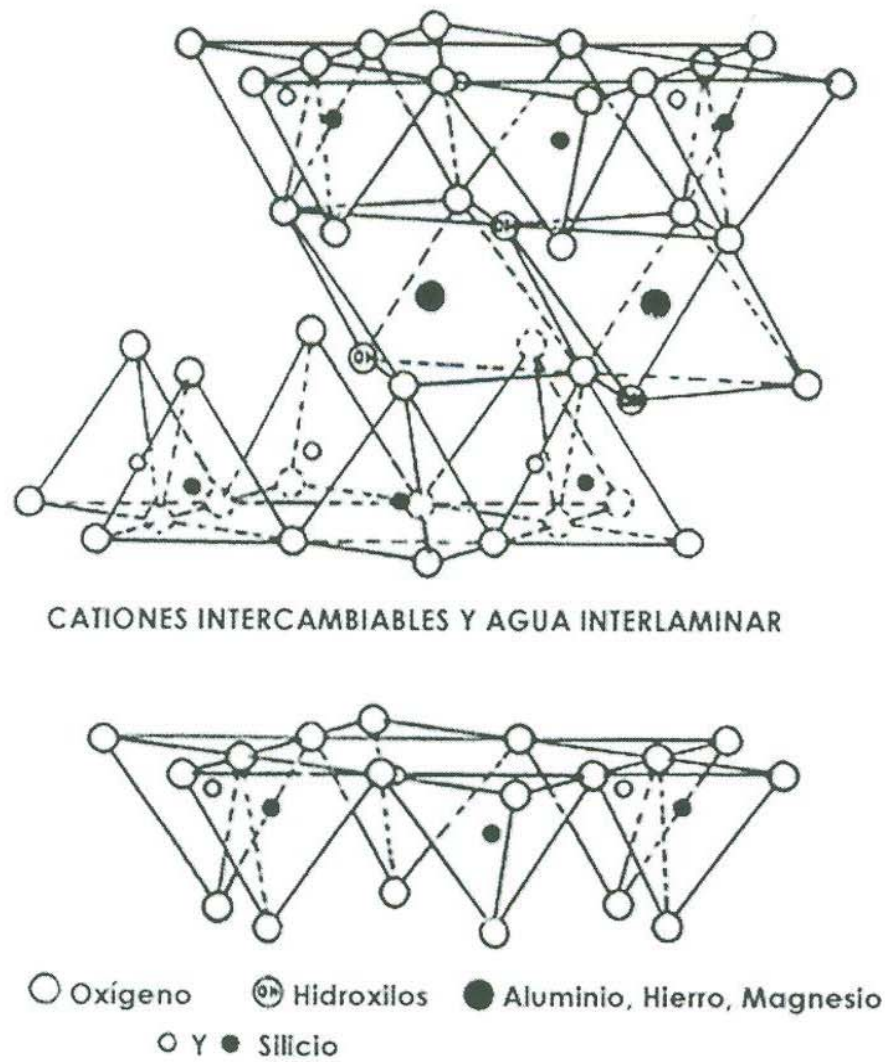


Figura 6. Diagrama esquemático de la estructura de los minerales de arcilla tipo 2:1, modificado de Grim, 1968.

3.2.1 Principales minerales de arcilla

El tipo de capa y la carga permiten la identificación de ocho grupos de capas de minerales de silicato; estas incluyen los minerales arcilla más comunes, las micas quebradizas, y las arcillas fibrosas así llamadas (paligorskita, sepiolita). Una división en subgrupos y especies se basa en el tipo de lámina octaédrica, la composición química, y la geometría de la capa y la capa intermedia de superposición. Un resumen de los principales grupos y subgrupos está propuesto por Bailey (1980) de acuerdo con las recomendaciones del Comité de Nomenclatura de la AIPEA (Asociación Internacional para el estudio de las arcillas) (Tabla 1).

Tabla 1. Clasificación general de filosilicatos relacionados con minerales de arcilla, modificado de Bailey 1980a.

Tipo de capa	Grupo	Subgrupo	Ejemplo de especies
1:1	Caolín-serpentina (X~ 0)	Serpentinas	Crisolito, antigorita, lizardita, amesita, berthierine Caolinita, dickita, nacrita
		Caolines	
2:1	Pirofilita-talco (X~ 0)	Talcos	Talco
		Pirofilitas	Pirofilita
	Esmectita (X~ 0.2-0.6)	Montmorillonitas (dioctaédrica)	Montmorillonita, beidelita, nontronita
		Saponitas (trioctaédrica.)	Saponita, hectorita, sauconita, estevensita
		Vermiculita dioctaédrica	Vermiculita dioctaédrica
	Vermiculita (X~ 0.6-0.9)	Vermiculita trioctaédrica	Vermiculita trioctaédrica
		Micas dioctaédrica	Muscovita, paragonita, illita, glauconita
			Margarita
		Mica frágil dioctaédrica	
	Mica (X~ 1.0)	Mica frágil trioctaédrica	Clintonita
	Mica frágil (X~ 2.0)		
2:1:1	Clorita (X variable)	Clorita dioctaédrica	Dombassita
		Clorita trioctaédrica	Clorita s.s., clinocloro, chamosita, nimita
2:1	Paligorskita-sepiolita (= arcillas fibrosas) (X variable)	Clorita di, trioctaédrica	Cookeita, sudoita
		Paligorskita	
		Sepiolita	Paligorskita
Cintas invertidas			Sepiolita, xilotila

X= carga de capa por unidad de fórmula. X se refiere a una unidad de fórmula $O_{10} (OH)_2$ para esmectita, vermiculita, mica y mica frágil.

La abundante variedad de minerales de arcilla, está bastante relacionada a la estructura de los minerales, por lo que se pueden identificar a cuatro grupos de minerales de arcilla que son:

3.2.1.1 Grupo caolinita-serpentina

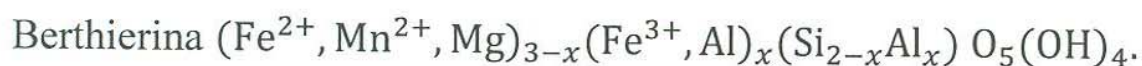
El grupo 1:1. (T.O.) arcilla que comprende tanto minerales dioctaédricos como trioctaédricos (Figura 7). Las principales especies son las siguientes:

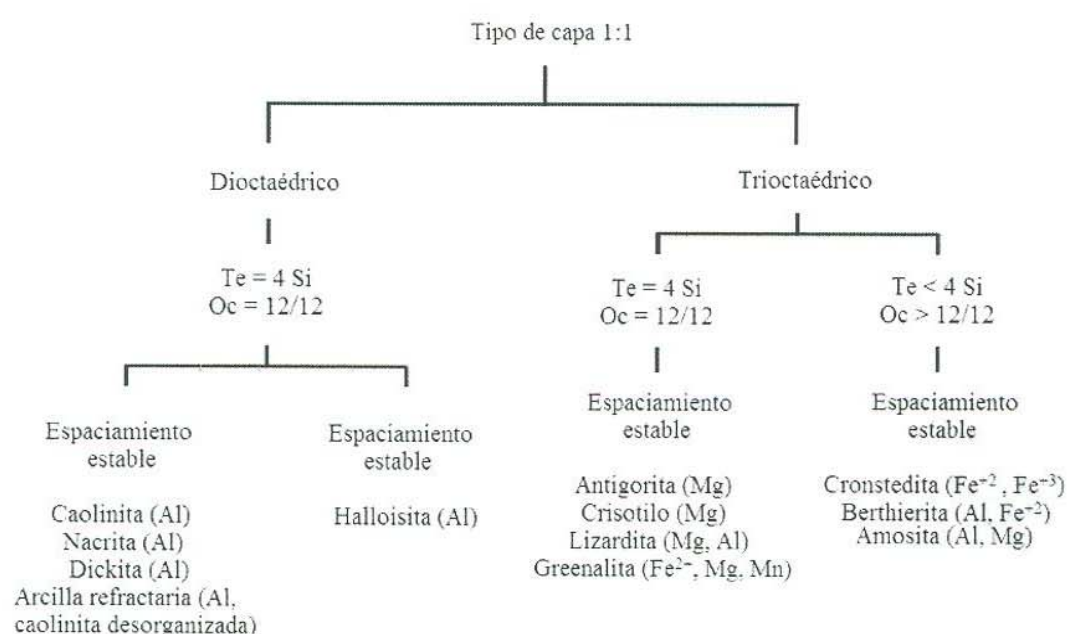


La caolinita pertenece al sistema triclínico y es un mineral de arcilla dioctaédrico bien ordenado, cuyos cristales a menudo muestran distintos contornos hexagonales. Este mineral principalmente se forma en ambientes superficiales a través de procesos pedogenéticos, pero también se puede desarrollar durante la diagénesis temprana.

El grupo de las serpentinas son minerales trioctaédricos marcados por las diferencias significativas en la composición química y en la tasa de sustitución. Antigorita, crisolito, greenalita, y amesita muestran pocas o ninguna sustitución, mientras que cronstedtita y berthierina presentan sustituciones tetraédricas y octaédricas notables.

Ejemplos:





- Dioctaedral: 2/3 de octaedro ocupado por cationes trivalentes.
- Trioctaedral: 3/3 de octaedro ocupado por cationes trivalentes.
- Te = número de cationes de Si en tetraedros.
- Oc = carga octaédrica.

Figura 7. Clasificación de los principales minerales de arcilla tipo 1:1. modificado de Caillière et al., 1982.

3.2.1.2 Grupo de las micas

La estructura de la mica 2:1 consta de capas marcadas por sustituciones notables, y por las fuertes cargas negativas neutralizadas por grandes cationes univalentes intralaminares. La mayor parte de los cationes interlaminares son univalentes y se asocian a pocas o a ninguna molécula de agua. Este grupo gran grupo se caracterizado por un espaciamiento estable en los diagramas de rayos X, y bordes bien definidos pero irregulares en de las micrografías electrónicas. Incluye minerales tanto dioctaédricos como trioctaédricos, donde la mayoría de las especies son encontradas en fracciones de arcillas, limos y arenas de rocas sedimentarias.

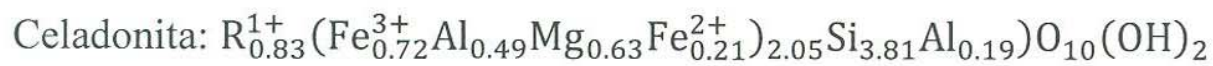
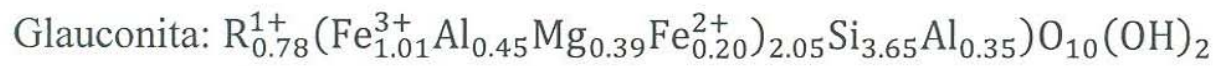
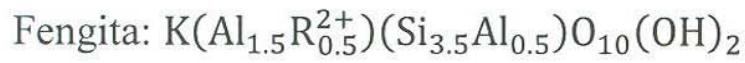
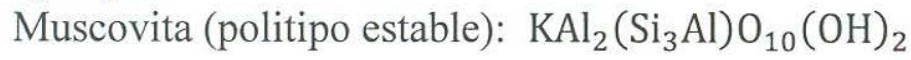
Micas dioctaédricas (cationes trivalentes en su mayoría octaedros)

Formula general (Bailey 1980a)



Intercapa Octaedro Tetraedro Grupo anión

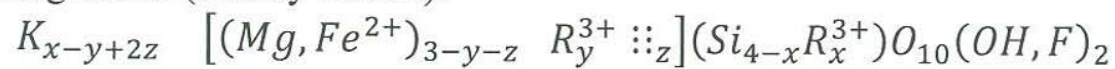
Ejemplos:



La muscovita y la fengita son originadas principalmente por rocas ígneas y metamórficas ricas en sílice. La glauconita forma una gran parte de los gránulos verdes presentes en la parte superior de los márgenes continentales. La celadonita es una mica como la glauconita, rica en hierro, con menos sustituciones tetraédricas significativas; constituye un producto de alteración de rocas volcánicas.

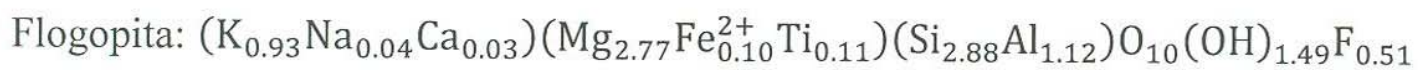
Micas trioctaédricas (principalmente cationes bivalentes en octaedros)

Formula general (Bailey 1980a):

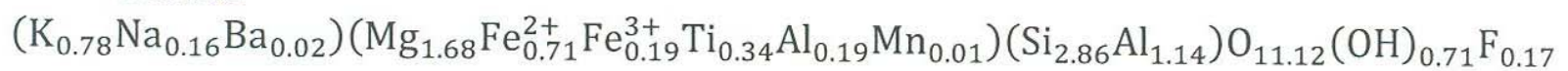


Intercapa Octaedro Tetraédrico Grupo anicónico

Ejemplos:



Biotita:



La biotita un mineral muy común, y al igual que la flogopita, son principalmente emitidas de las rocas cristalinas ferromagnesianas.

Ilita

Ilita es el nombre que los geólogos usualmente le dan a los minerales micáceos presentes en una fracción de tamaño de una arcilla en las rocas sedimentarias. Estadísticamente la ilita es predominantemente de un tipo de dioctaedro cercano a la muscovita, porque la muscovita es un mineral muy común y una de las micas más estables. Sin embargo la ilita generalmente contiene más Si, Mg, H₂O y menos K que la muscovita ideal. En efecto el término ilita puede designar todos los tipos de micas pequeñas, y a veces corresponde a la mezcla de minerales micáceos de orígenes diferentes.

2.2.1.1 Grupo esmectita

Las esmectitas constituyen un grupo grande de minerales T.O.T, marcados por una carga baja de capa ($x < 0.6$). Estas características determinan una fragilidad en la vinculación entre las diferentes capas de una partícula dada, y permite un fenómeno considerable de expansión así como posibilidades de rotación (disposición turbostática). Las intercapas están ocupadas por cationes (principalmente Na, K, o Ca) y por capas de agua (espacio basal desde 10 a 18Å). La forma de las esmectitas varía de acuerdo a las condiciones de la génesis: hojuelas, rizos, listones de diferentes tamaños, etc. Las esmectitas principalmente pertenecen a las fracciones de rocas de tamaño de acillas. Minerales de esmectita pueden formarse en diferentes ambientes químicos, la mayoría de ellos siendo suelos superficiales o sedimentos. Esta es la razón del porque presentan varias composiciones químicas, en los subgrupos dioctaédricos y trioctaédricos. Sustituciones

octaédricas son muy frecuentes, sustituciones tetraédricas ocurren comúnmente. Términos de transición existen entre algunas especies del miembro final.

Ejemplos de las formulas estructurales (Milot 1964):

Esmectitas dioctaédricas (Al, Al-Fe o esmécticas de Fe)

Montmorillonita: $\text{Na}_{0.33}(\text{Al}_{1.67}\text{Mg}_{0.33})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

Beidelita: $\text{Na}_{0.36}(\text{Al}_{1.46}\text{Fe}_{0.50}^{3+}\text{Mg}_{0.04})(\text{Si}_{3.64}\text{Al}_{0.36})\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

Nontronita: $\text{K}_{0.33}(\text{Fe}_{0.50}^{3+}\text{Mg}_{0.04})(\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33})\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

Esmectitas trioctaédricas (esmectitas de Mg)

Estevensita: $\text{Na}_{0.16}(\text{Mg}_{2.92} \text{ :::}_{0.08})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

Saponita: $\text{Na}_{0.33}\text{Mg}_3(\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33})\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

Hectorita: $\text{Na}_{0.33}(\text{Mg}_{2.67}\text{Li}_{0.33})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2, n\text{H}_2\text{O}$

3.2.1.4 Grupo clorita

Las cloritas son consideradas ya sea como un grupo 2:1 de capas con una capa intermedia de hidróxido, o como un grupo 2:1:1 de capas (Bailey 1980a, Caillère et al. 1982). Su estructura típica muestra una alternancia regular de carga negativa de capas micáceas trioctaédricas y cargas positivas de láminas octaédricas. El espacio basal de la unidad de estructura está cerca de 14Å; es invariable para cloritas reales, porque las capas T.O.T y las intercapas están fuertemente unidas. La sustitución tetraédrica de Al por Si induce un déficit en la carga variable, que se compensa en parte por un exceso de carga en la lámina de intercapa octaédrica. (“hoja de brucita”). Y quizá en la capa octaédrica. La mayoría de las cloritas son trioctaédricas, con magnesio como el catión principal en tanto en la capa como en la intercapa del octaedro.

Ejemplos de fórmulas simplificadas (Bailey 1980a, Caillière et al. 1982):

Intercapa octaédrica	Capa octaédrica	Tetraédrica	Grupo anión
Clorita s.s. (Mg _{3-y} Al ₁ Fe _y ³⁺)	Mg ₃	(Si _{4-x} Al)	O ₁₀ (OH) ₈
Dombassita Al _{2+1/3}	Al ₂	(Si ₃ Al)	O ₁₀ (OH) ₈
Sudoita (Mg _{2.3} Al _{0.7})	Al ₂	(Si _{3.3} Al _{0.7})	O ₁₀ (OH) ₈

Cloritas ricas en hierro, o chamositas, aparecen comúnmente en depósitos de minerales de hierro. Sus patrones de difracción de rayos X difieren de la caolinita ferrífera (berthierina) por la presencia de una pequeña reflexión y de las cloritas reales por el aumento de altura en el pico (14Å) de esta reflexión (001) después de ser calentado.

3.3 Procedimiento y equipo utilizado

Para este estudio se seleccionaron 19 muestras de minerales de arcilla, se prepararon siguiendo el protocolo estándar para análisis por DRX (Brindley y Brown, 1980; Moore y Reynolds, 1989). Primeramente las muestras seleccionadas se analizaron por roca total sin pre concentración. Las muestras fueron pulverizadas utilizando un mortero de ágata hasta alcanzar un tamaño <75µm, posteriormente montadas en portamuestras de aluminio para su análisis por DRX. Después se hizo una concentración gravitacional de la fracción <2

μm , lavada y concentrada por centrifugación y finalmente montadas en portaobjetos de vidrio y analizada por DRX. Los análisis se realizaron utilizando el difractómetro Shimadzu XRD-6000 del Instituto de Geología de la UNAM. La condición de funcionamiento del equipo es la siguiente: un acelerador de voltaje de 40kV, una corriente de filamento de 30mA, $\text{CuK}\alpha$ radiación y monocromador de grafito. Las fracciones de arcilla se examinaron por XRD en tres partes: 1) la forma secado al aire, 2) saturado con etileno glicol (EG) y 3) después de calentar (550°C). Se compararon los patrones producidos (por los métodos 1 y 2) a partir de secado al aire con preparaciones solvatadas EG. Las muestras secadas al aire se midieron en un intervalo de ángulo 2θ entre 2 y 70° y las muestras glicoladas y calentadas se midieron entre 2 y 40° en intervalos de 0.02° y 2 segundos de tiempo de integración. Los perfiles se analizaron utilizando el software Shimadzu. Las posiciones de pico (espaciamientos d) se estandarizaron contra el pico de cuarzo 100 tomado a 4.26 \AA . Todas las muestras se analizaron por duplicado para obtener valores estadísticamente representativos y las mediciones se realizaron en las mismas condiciones analíticas y calibrados usando materiales de referencia internacional (NIST NIST 675 y 640d). Los valores dados aquí son de la abundancia relativa de mineral de arcilla, es decir, la abundancia de éste con relación a la asociación total de mineral de arcilla de una muestra.

3.4 Análisis semicuantitativo de minerales de arcilla

La cantidad relativa de minerales de arcilla en las rocas sedimentarias se ha calculado utilizando varios métodos por muchos investigadores. Las especies de arcilla se estimaron en forma semicuantitativa, a partir de preparaciones orientadas utilizando factores de ponderación de pico simple y una normalización de contenido de arcilla total

siguiendo el procedimiento modificado por Pierce y Siegel (1969). Para la estimación de área se utilizó Fityk, un programa para procesamiento de datos y ajuste de curvas no lineales, simple substracción de fondo y fácil colocación de picos y el cambio de parámetros de pico. La traza DRX glicolada se separó en zonas de illita y esmectita calculando la proporción porcentual de estas áreas. La cantidad relativa de illita se estima con el área de pico de 10 Å multiplicado por cuatro. Para la cantidad relativa de clorita y caolinita se calculó con la intensidad integrada del pico glicolado 7 Å multiplicado por dos. Por último se estimó la cantidad relativa de clorita y caolinita en la traza DRX calentada a 550 ° C.

La cristalinidad de illita (IC) se midió utilizando el parámetro FWHM del pico illita 10 Å en la preparación de la arcilla orientada de la fracción <2 µm (Kübler 1967,1968; Warr y Rice, 1994; Kübler y Jaboyedoff, 2000) y expresando los resultados en términos del ángulo de Bragg 2θ .

3.5 Análisis mineralógico

La carga mineralógica y el análisis mineralógico de las arcillas fue realizado en las muestras de lutita de la sección sierra San José. La mineralogía mayor está dominada por cuarzo, con rangos desde 26 a 79% con un promedio de 62%. Un menor contenido de cuarzo, se observa en la muestra J15 (26%) (Tabla 2). El contenido de calcita muestra una tendencia inversa (0 a 14%), con valores muy altos observados en el centro y parte superior de la sección, llegando a 14 y 12% respectivamente. El contenido de plagioclasa muestra valores bastantes bajos en la parte inferior de la sección, un incremento en la parte central y en la parte superior una disminución gradual (7 a 46%, promedio: 18%). Alto contenido de

arcillas se observan en la parte inferior de la sección (J1: 29%), sin embargo, permanece relativamente bajo en el resto de la misma, entre 10% y 15%. El contenido de hematita muestra valores bastante bajos sin exceder el 4%.

Tabla 2. Mineralogía de roca total de las lutitas de la Formación Morita de la sección Sierra San José.

Muestra	Cuarzo	Plagioclasa	Calcita	Hematita	Filosilicatos	Total
J1	54	11	4	2	29	100
J3	67	12	6	2	13	100
J4	55	31	1	2	11	100
J5	66	19	2	1	12	100
J6	79	10	0	1	10	100
J7	78	7	3	1	11	100
J8	78	7	3	1	11	100
J9	70	12	3	2	13	100
J10	52	33	3	2	10	100
J11	59	24	6	1	10	100
J13	54	26	3	2	15	100
J14	68	10	7	3	12	100
J15	26	46	14	3	11	100
J16	78	10	1	1	10	100
J17	62	21	3	0	14	100
J18	50	31	6	2	11	100
J19	56	12	14	3	15	100
J120	65	13	4	4	14	100
J21	62	12	12	2	12	100

3.6 Minerales de arcilla

Los minerales del tamaño de arcilla (fracción < 2 μm) de la sección sierra San José están dominados por clorita e illita (Figura 8). La asociación clorita + caolinita fue identificada en una muestra (J9). Las fluctuaciones mayores se muestran en los contenidos de clorita (18 – 79%) e illita (21 – 82%) (Figuras 9 y 10). El contenido de clorita disminuye hacia la parte media de la sección y se observó un aumento gradual hacia la parte superior. El contenido de illita muestra valores bastante altos en la parte media de la sección y una

ligera disminución en la parte superior. Los valores de cristalinidad de illita son relativamente altos, ya que van desde 0.21 a $0.98^\circ\Delta 2\theta$.

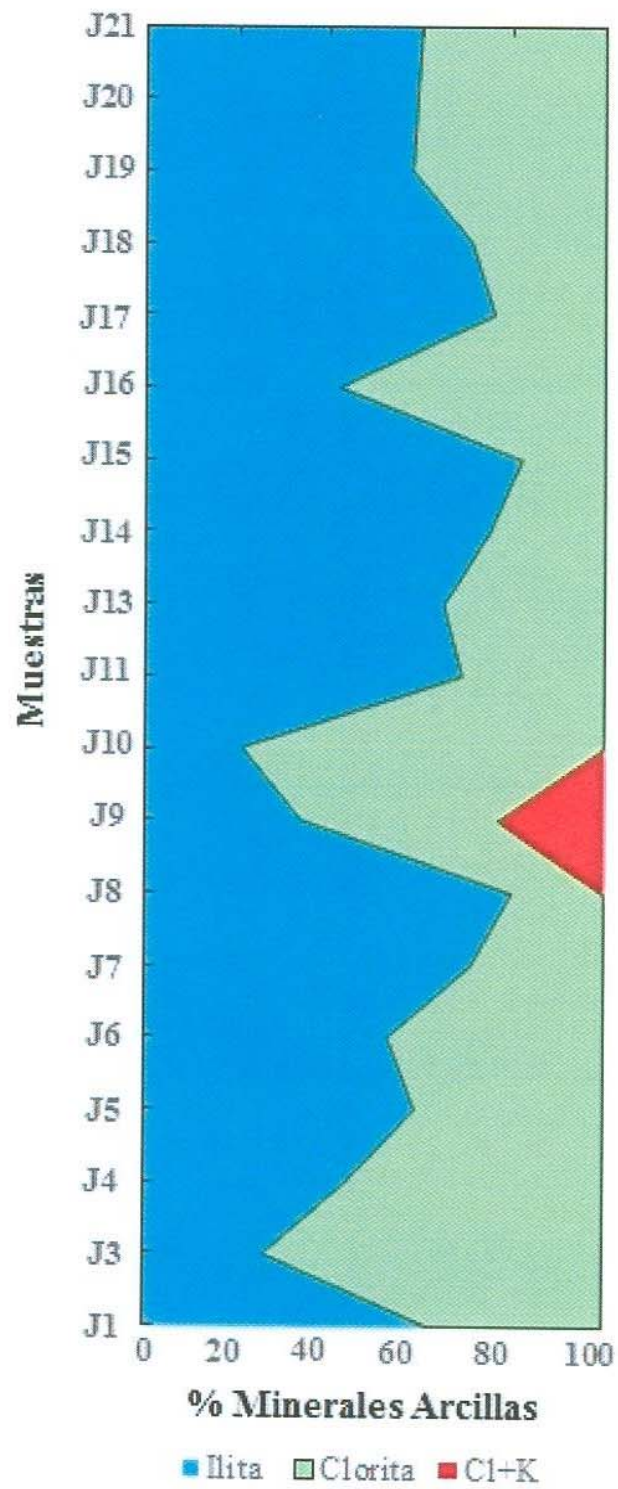


Figura 8. Distribución vertical de los minerales de arcilla de la sección sierra San José de la Formación Morita.

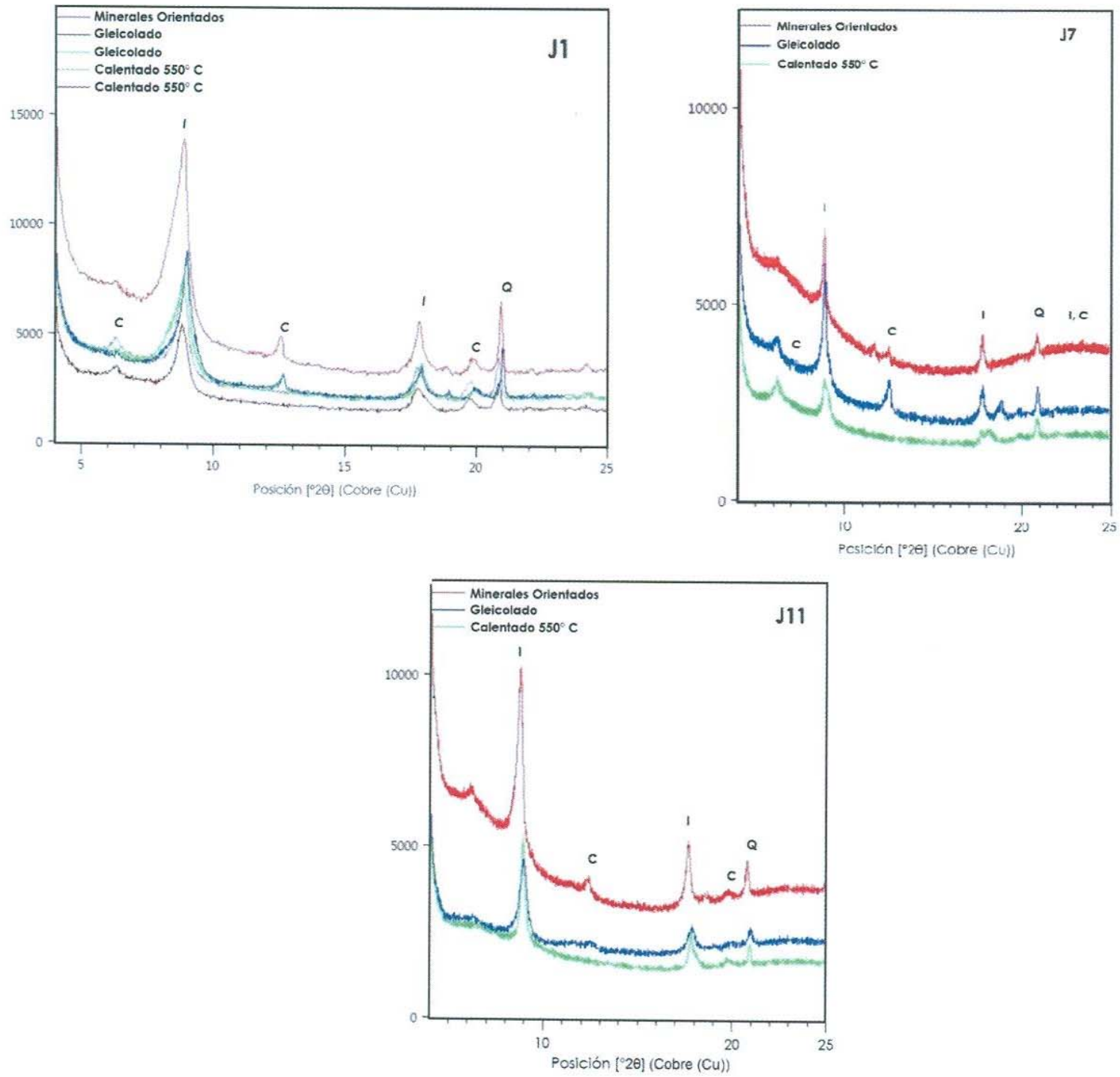


Figura 9. Difractogramas de las muestras J1, J7 y J11, en minerales orientados, glicolados y calentados a 550°C, donde se identifica la mineralogía de los minerales de arcilla clorita (C), illita (I), cuarzo (Q).

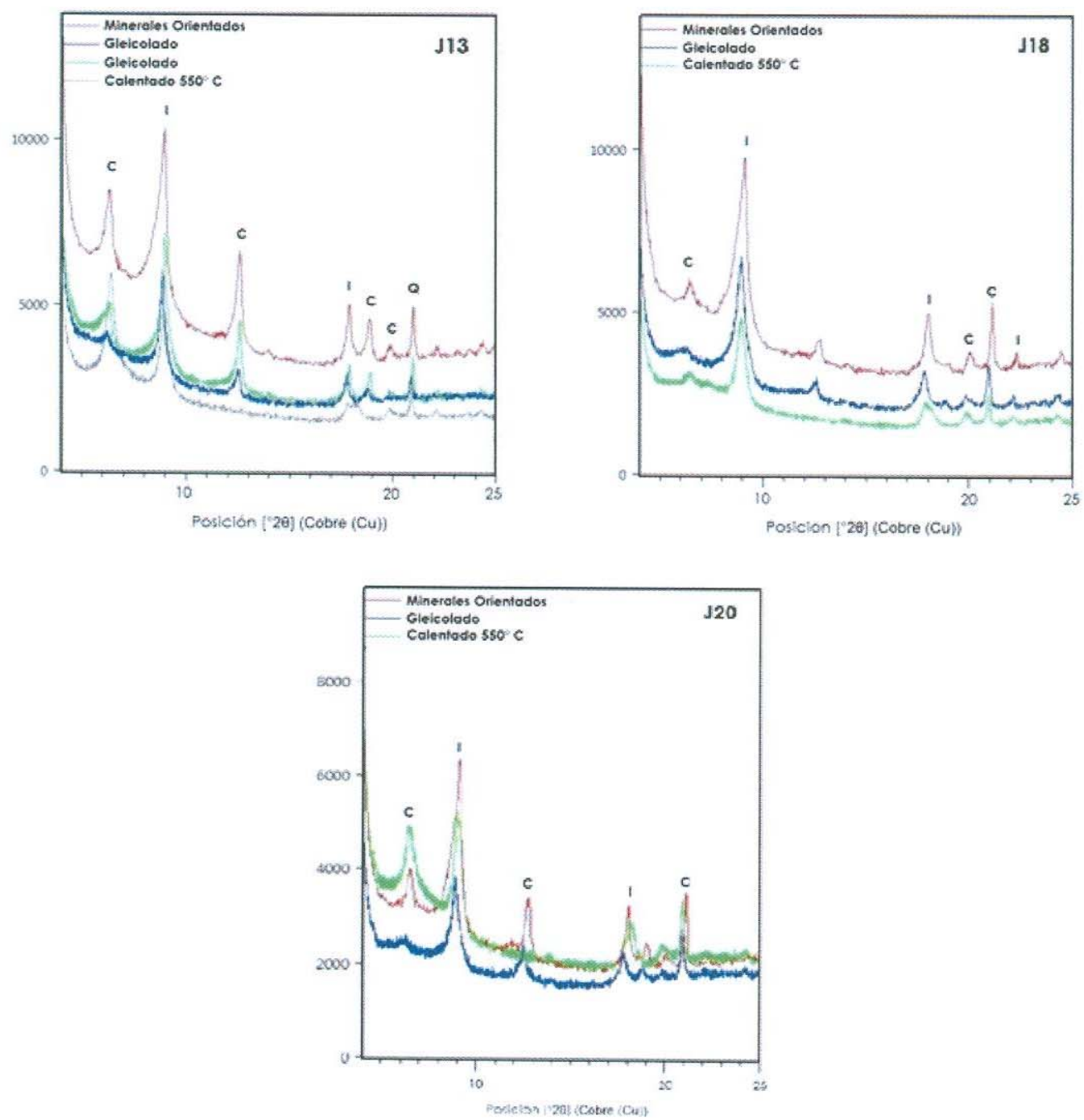


Figura 10. Difractogramas de las muestras J13, J18 y J20, en minerales orientados, glicolados y calentados a 550°C, donde se identifica la mineralogía de los minerales de arcilla clorita (C), illita (I), cuarzo (Q).

3.7 Discusión

3.7.1 Sobreimpresión diagenética

Los cambios en la mineralogía de roca total y la fracción de arcilla pueden registrar los cambios paleoambientales y/o una sobreimpresión diagenética de los sedimentos/rocas sedimentarias depositadas en ambientes marinos y fluviales. Es importante estimar el impacto diagenético sobre la composición mineralógica de la sucesión sedimentaria (sobre todo en la fracción de arcilla) antes de realizar cualquier interpretación paleoambiental. En algunos casos los minerales de arcilla se producen durante la diagénesis y sepultamiento (recristalización y formación de nuevos minerales). El combinado regular illita-esmectita (I/S) está completamente ausente en la sección estudiada lo que indican una sobreimpresión diagenética significativamente menor (Godet et al., 2008). Además, la presencia de variaciones significativas (> 5%) en la composición mineralógica y la falta de una continua tendencia vertical dentro de la sección estudiada sugieren un impacto relativamente bajo en la señal primaria del medio ambiente por diagénesis debido a sepultamiento (Duchamp-Alphonse et al., 2011). Por lo tanto, las variaciones en los conjuntos de minerales de arcilla se pueden utilizar como proxies paleoambientales.

3.7.2 Implicaciones climáticas

El presente estudio sobre los minerales de arcilla en la sección San José, proporciona información crucial, que pudiera aproximarnos (ser utilizada como proxy) a las condiciones climáticas que prevalecieron durante el Aptiano en esta porción de la Cuenca Bisbee.

El porcentaje mayor de illita (21 - 82%) se observó en las lutitas de la sección sierra San José, la cual se formó por tres procesos principales: i) degradación por lixiviación de

ilita a la formación de la capa expandible (apertura de ilita), ii) cristalización de ilita en la parte inferior de la zona de intemperismo, y iii) transformación de esmectita en capas de ilita. El mineral ilita es uno de los productos iniciales del intemperismo de las rocas feldespáticas y micas y es estable en condiciones paleoclimáticas templadas (Chaudhri y Kalita, 1985). Además, la fase ilita es actualmente, una arcilla típica de las latitudes altas, lo que indica predominio de la erosión física sobre la hidrólisis continental (Weaver, 1989). La fase esmectita es considerada producto de alteración de ceniza volcánica y su distribución en el fondo del mar refleja vulcanismo oceánico, así como composición de río derivada de carga de lodo (Hardy y Tucker, 1988). En general, la ocurrencia de esmectita, indica un origen o procedencia de silicatos retrabajados, especialmente de rocas donde la mineralogía dominante son minerales ferromagnesianos (Biscave, 1987). La esmectita está completamente ausente en la sección Sierra San José de la Formación Morita, se puede inferir que no proceden de rocas con minerales ferromagnesianos. La aparición de caolinita sugiere que la región de origen experimentó un intenso intemperismo en condiciones tropicales, posiblemente, donde la precipitación abundante favorece el transporte y la difusión iónica y el desarrollo pedogénico (Leung y Lai, 1965; Millot, 1970; Wang y Chen, 1988). La abundancia de caolinita es particularmente un buen indicador para la erosión de masas continentales con pendientes pronunciadas con buen drenaje, bajo un clima cálido y húmedo (subtropical a tropical) (Chamley, 1989; Fürsich et al., 2005; Ruffell et al., 2002). Sin embargo, la caolinita está completamente ausente en la sección estudiada.

En este estudio se observó un alto contenido de clorita (18 – 79%) en toda la sección. La fase clorita se encuentra comúnmente en las rocas ígneas como producto de la alteración de minerales máficos como piroxeno, anfíbol y biotita. En estos ambientes la

clorita puede ser una alteración metamórfica retrograda de los minerales ferromagnesianos existentes o se encuentran presente como producto de metasomatismo por la adición de Fe, Mg u otros componentes dentro de la masa de la roca. Este mineral está asociado con depósitos minerales hidrotermales y comúnmente ocurre con epidota, sericita, adularia y minerales de sulfuro; también es un mineral metamórfico común y suele ser indicador de metamorfismo de bajo grado.

Los minerales de arcilla, illita y clorita son dominantes en la sección Sierra San José (Tabla 3), lo que sugiere el predominio del intemperismo físico sobre la meteorización química, ya que estos minerales se forman durante las etapas iniciales del proceso de intemperismo (Nesbitt y Young 1984, 1989; Weaver 1989; Fürsich et al., 2005). El contenido de illita muestra valores bastante altos en la parte media y superior de la sección, lo que refleja un decrecimiento del proceso hidrolítico y un incremento en el intemperismo físico de la región de origen. Además, la presencia de illita junto con cuarzo y feldespato indica un alto aporte de detritos bajo climas secos (Adate y Keller, 1998). El contenido de clorita disminuye hacia la parte media de la sección y se observó un aumento gradual hacia la parte superior. El predominio de clorita podría indicar influencia creciente de masas continentales en la depositación, lo que refleja ambientes más proximales a la cuenca (Duarte, 1998). El predominio de illita y clorita en las rocas sedimentarias indican erosión relativamente rápida de la zona de procedencia (Fürsich et al., 2005). La presencia de porcentajes altos de illita y clorita sugieren una condición paleoclimática de árida a semiárida, prevaleciente en la región de origen durante el depósito de estas rocas sedimentarias (Ruffell y Batten, 1990; Madhavaraju et al., 2002, 2016).

Tabla 3. Abundancia de minerales de arcilla en lutitas de la sección sierra San José de la Formación Morita.

No. Muestra	Clorita	Ilita	Ch+k	Cristalinidad de ilita
J1	38	62		0.87
J3	74	26		0.79
J4	56	44		0.88
J5	41	59		0.61
J6	47	53		0.71
J7	29	71		0.28
J8	20	80		0.21
J9	43	34	23	0.98
J10	79	21		0.48
J11	31	69		0.42
J13	35	65		0.80
J14	25	75		0.58
J15	18	82		0.77
J16	58	42		0.81
J17	24	76		0.73
J18	29	71		0.78
J19	42	58		0.24
J120	41	59		0.47
J21	40	60		0.41

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA

4.1 Introducción

Los sedimentos clásticos proporcionan información importante en estudios de procedencia, y para la reconstrucción de la tectónica, clima y situación geográfica de las cuencas sedimentarias (Basu, 1985). Las rocas siliciclásticas contienen abundante información sobre la composición, ambiente tectónico así como crecimiento de las primeras cortezas continentales (Taylor y McLennan, 1985; McLennan et al., 1993). La firma de rocas fuente, los cambios climáticos, el transporte, la historia deposicional y las transformaciones diagenéticas son los factores que controlan la composición en el sedimento (Dickinson et al., 1983; Basu, 1985; Dickinson, 1985; McBride, 1985). Los registros químicos evidencian varios factores como la composición de la roca fuente y el grado de diagénesis de las rocas sedimentarias (McLennan, 1989; Cox y Lowe, 1996; Armstrong-Altrin et al., 2004; Madhavaraju, 2015). Sin embargo, pocos autores (e.g. Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1986) hacen hincapié en la relación entre la geoquímica y la procedencia, o incluso entre la geoquímica y el contexto tectónico de depositación.

La composición química de lutitas provee información importante sobre el ambiente tectónico regional, procedencia, condiciones de intemperismo, y el reciclado de los sedimentos (Roser y Korsch, 1988; McLennan et al., 1993; Cullers, 1995). Las rocas sedimentarias más antiguas son de naturaleza detrítica con un historial significativo y amplio reciclaje (Veizer y Jansen, 1979, 1985). Dicho reciclamiento relacionado a un margen continental pasivo permito a partir de mezclas y homogenización y una uniformidad mayor en composiciones de elementos de tierras raras y traza. Sin embargo, en

ambientes tectónicos activos los procesos de reciclaje sedimentarios son muy pocos, y derivan en rocas sedimentarias inmaduras (wacka). En tales casos, la firma de las rocas fuentes del primer se puede inferir de su composición geoquímica, especialmente, de la geoquímica de elementos de tierras raras (REE) y de otros elementos traza (Lee, 2009). La geoquímica de lutitas, particularmente elementos traza, representa la composición media de la corteza continental superior más que de otras rocas sedimentarias (DaPeng et al., 2012), y subsecuentemente preservan la firma original de la historia diagenética y de procedencia (Baïoumy y Ismael, 2010; Mondal et al., 2012; Spalletti et al., 2012). Debido a la naturaleza de impermeabilidad y su grano fino, las lutitas conservan la mayor parte de los componentes minerales de las rocas fuente (Blatt, 1985; Graver y Scott, 1995).

La geoquímica de roca total de lutitas generalmente preserva la firma original de las rocas fuentes y refleja la historia diagenética y de intemperismo (Paikaray et al., 2008). Ciertos elementos traza (Zr, V, Cr, Ni y Ba) incluyendo tierras raras y sus abundancias, son más útiles para caracterizar la procedencia de lutitas en diagramas binarios y ternarios (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Roser y Korsch, 1986; Schieber, 1992; Fedo et al., 1995, 1996, 1997; Hayashi et al., 1997; Zhang et al., 1998; Campo y Guevara, 2005, Sugitani et al., 2006; Deru et al., 2007; Nagarajan et al., 2007; Madhavaraju y Lee, 2010; Armstrong et al., 2013; Madhavaraju, 2015; Madhavaraju et al., 2016a).

Recientes investigaciones sugieren que los registros de elementos traza en rocas sedimentarias clásticas pueden contener información importante de las regiones paleoclimáticas en los sedimentos y ambientes deposicionales y climáticos (Wei et al., 2004). Algunos de estos elementos mayores y traza, tales como elementos alcalino y alcalinotérreos, que son elementos móviles en soluciones acuosas y muy sensibles al

cambio climático, pueden ser utilizados como una herramienta valiosa para interpretar la evolución paleoclimática (Wei et al., 2004).

4.2 Métodos y Materiales

Se tomaron 22 muestras de la Fm Morita, que incluyen areniscas y lutitas, para el análisis por elementos mayores y trazas, incluyendo tierras raras. Cada muestra se pulverizó con un mero de ágata, el polvo obtenido se mezcló con fundente y la mezcla fue fundida para producir “perlas de vidrio”, las cuales fueron analizadas por espectrometría de fluorescencia de rayos-X para obtener los porcentajes de óxidos mayores, utilizando el espectrómetro de fluorescencia Phillip PW 1480 X-ray (ver Norrish y Hutton, 1969; Giles et al., 1995). La precisión analítica de SiO₂, Al₂O₃ y K₂O es mejor que ±1%, y que Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, y MnO son mejor que ±3%. P₂O₅ y TiO₂ son mejor que ±6%.

Estos elementos traza como Cr, Sc, Sr y Zr se midieron utilizando el equipo Jobin Yvon 138 Ultrace Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES). Elementos de tierras raras y ciertos elementos traza (Co, Y, Th y Pb) fueron analizados usando un Espectrómetro de Masas de Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS por sus siglas en inglés) VG PQ II plus (Jarvis, 1988). Se utilizó el estándar en rocas sedimentarias, MAG-1 (USGS), para la calibración y los resultados analíticos, se compararon con los valores compilados y publicados por Govindaraju (1994) (Tabla 4). La precisión para elementos traza Ba, Co, Ni, Y, Sr, Zr, Rb, Th y U son superiores al ±4%, mientras que para Cr, C, Nb y Pb son superiores al ±10%. La precisión de elementos de tierras raras (REE) es superior al ±4% (excepto Tb, Ho, Tm y Lu). La precisión de Tb, Dy, Ho, Tm y Lu son mayor al ±10%. Los límites de detección para los procedimientos analíticos mostrados en la

Tabla 1, están de acuerdo con los reportados en los trabajos anteriores (Verma et al., 2002; Santoyo y Verma, 2003; Verma y Santoyo, 2005). Los elementos mayores, traza y tierras raras fueron analizados en el Instituto de Ciencias Básicas de Corea. En la normalización de los elementos tierras raras fue con respecto al estándar. Post Archean Australian Shale (PAAS) con los valores de Taylor y McLennan (1985). La anomalía Eu/Eu* se calculó de manera similar usando los valores de Sm, Eu y Gd.

Tabla 4. Comparación de datos de elementos mayores, tierras raras y traza para referencia USGS muestra MAG-1 (sedimento marino) con certificado de análisis USGS (Govindaraju 1994; véase también en el sitio web de USGS).

Óxidos /Elementos	Estudio	Govindaraju 1994		LOD	Óxidos /Elementos	Estudio	Govindaraju 1994		LOD	Óxidos /Elementos	Estudio	Govindaraju 1994		LOD
		Promedio	±				Promedio	±				Promedio	±	
SiO ₂	50.6	50.4	0.96	-	Ba	462.47	480	41	-	La	41.64	43	4	0.004
Al ₂ O ₃	16.5	16.4	0.3	5	Co	20.4	20	2	0.029	Ce	87.3	88	9	0.003
Fe ₂ O ₃	6.95	6.8	0.6	20	Ni	51.38	53	8	-	Pr	10	-	-	0.003
CaO	1.4	1.37	0.1	5	Cr	88.96	97	8	-	Nd	38.24	38	5	0.003
MgO	3.06	3	0.1	5	Sc	-	17	1	-	Sm	7.6	7.5	0.6	0.003
K ₂ O	3.59	3.55	0.17	5	V	132.44	140	6	-	Eu	1.66	1.6	0.14	0.003
Na ₂ O	3.74	3.83	0.11	50	Y	26.78	28	3	0.008	Gd	5.86	5.8	0.7	0.004
MnO	0.1	0.098	0.01	5	Sr	144.98	150	15	-	Tb	1.07	0.96	0.09	0.002
TiO ₂	0.71	0.75	0.07	15	Zr	127.77	130	13	-	Dy	5.5	5.2	0.3	0.002
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.02	15	Nb	13.1	12	-	-	Ho	1.14	1	0.1	0.003
LOI	14.17	-	-	-	Pb	26.34	24	3	0.06	Er	3.07	3	-	0.002
					Rb	146.22	150	6	-	Tm	0.49	0.43	0.43	0.002
					Th	11.96	12	1	0.047	Yb	2.7	2.6	0.3	0.003
					U	2.74	2.7	0	-	Lu	0.46	0.4	0.04	0.002

* Óxidos mayores en peso % se encuentran por XRF (Promedio de 43 mediciones); Elementos traza en ppm por ICP-AES y ICP-MS (Promedio de 6 mediciones).

** Límite de detección: Tres veces la desviación estándar de siete mediciones en blanco; Para los elementos principales en µg / L y para los elementos traza en ng / L.

- : No determinada o no reportada

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Elementos mayores

La concentración de elementos mayores en areniscas y lutitas colectadas de la Formación Morita en la sección sierra San José se muestran en la Tabla 5. Ambas litologías muestran grandes variaciones en SiO_2 (59.6 – 93.0%; 53.1 – 76.5%; respectivamente) y contenidos de Al_2O_3 (3.43 – 6.42%; 9.48 – 16.6%; respectivamente). Del mismo modo, las areniscas presentan grandes concentraciones de CaO que las lutitas (0.25 – 11.9%; 0.28 – 7.23%, respectivamente). Las lutitas tienen concentraciones altas de Fe_2O_3 (2.79 – 5.88%) que las areniscas (0.47 – 1.40%). La mayoría de las lutitas son enriquecidas en K_2O comparadas con Na_2O , mientras que las areniscas están empobrecidas en ambos (Tabla 5). Las areniscas y lutitas tienen bajas concentraciones en MnO , TiO_2 y P_2O_5 (Tabla 5).

Tabla 5. Concentración de elementos mayores en peso % de lutitas y areniscas de la sección Sierra San José de la Formación Morita.

Roca	Lutita														
	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15
SiO ₂	65.7	70.34	68.79	64.61	76.55	73.54	60.43	78.18	69	65.56	70.22	71.78	62.17	59.88	61.8
TiO ₂	0.6	0.57	0.64	0.65	0.46	0.55	0.49	0.42	0.42	0.62	0.5	0.54	0.74	0.51	0.54
Al ₂ O ₃	15.89	14.53	13.88	16.58	11.48	12.93	13.01	9.48	13.21	14.95	13.67	12.11	16.27	14.69	12.95
Fe ₂ O ₃	5.41	3.73	4.67	5.47	3.66	4.1	4.12	2.79	4.49	5.88	3.11	3.58	5.29	5.27	4.06
MnO	0	N.D	0.01	0	0	0	0.09	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.07	0.16	0.09
MgO	1.38	2.29	1.84	2.8	0.98	1.8	1.83	1.22	1.58	2.2	1.4	1.26	2.56	2.25	1.3
CaO	1.15	0.28	1.91	0.65	0.56	0.29	7.23	2.06	2.48	1.61	2.03	2.13	2.65	5.36	6.85
Na ₂ O	0.53	0.73	0.45	1.63	0.91	0.51	1.08	0.48	0.58	2.29	1.62	1.73	2.52	0.2	2.46
K ₂ O	4.11	2.49	2.31	2.32	2.45	2.48	2.06	1.8	2.84	2.21	2.58	2.44	2.42	3.44	2.19
P ₂ O ₅	0.18	0.05	0.07	0.11	0.04	0.05	0.11	0.04	0.1	0.12	0.1	0.1	0.13	0.09	0.14
PPC	4.21	4.08	5.04	4.5	2.75	3.41	8.8	3.79	4.93	4.21	4.14	3.82	4.85	7.91	7.46
Suma	99.17	99.08	99.62	99.32	99.84	99.66	99.24	100.27	99.67	99.69	99.44	99.53	99.66	99.77	99.84
CIA	72	77	78	72	69	76	69	73	73	62	63	59	60	77.08	55
PIA	86.85	87.37	88.53	78.52	77.87	88.3	75.22	82.7	84.23	65.25	67.05	62.41	62.18	94.4	56.7
ICV	0.83	0.69	0.85	0.81	0.79	0.75	1.3	0.93	0.94	0.99	0.83	0.97	1	1.17	1.35
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.13	4.84	4.96	3.9	6.67	5.69	4.64	8.25	5.22	4.39	5.14	5.93	3.82	4.08	4.77
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.26	0.17	0.17	0.14	0.21	0.19	0.16	0.19	0.21	0.15	0.19	0.2	0.15	0.23	0.17
K ₂ O/Na ₂ O	7.81	3.41	5.16	1.42	2.68	4.89	1.91	3.75	4.92	0.96	1.59	1.41	0.96	17.35	0.89
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	26.51	25.34	21.79	25.62	25.02	23.37	26.64	22.76	31.09	24.05	27.43	22.49	21.98	28.59	23.8

Roca	Lutita						Arenisca								
	J16	J17	J18	J19	J20	J21	Promedio	J1A	J4A	J6A	J12A	J13A	Promedio	EP	GM
SiO ₂	74.93	66.92	62.15	59.65	53.11	60.87	66.48 ± 6.44	59.62	88.61	87.23	93.03	86.7	83.04 ± 13.32	64.85	68.94
TiO ₂	0.65	0.59	0.56	0.46	0.37	0.57	0.55 ± 0.09	0.09	0.23	0.21	0.17	0.18	0.18 ± 0.05	0.66	0.6
Al ₂ O ₃	11.44	14.08	13.99	13.39	9.93	12.3	13.37 ± 1.86	3.43	6.42	5.78	3.9	4.78	41.86 ± 1.25	17.96	14.23
Fe ₂ O ₃	3.77	4.98	4.67	4.55	4.59	5.23	4.45 ± 0.83	0.47	0.83	1.4	0.85	0.64	0.84 ± 0.35	5.56	3.91
MnO	0.02	0.04	0.12	0.12	0.14	0.09	0.06 ± 0.05	0.19	0.01	0.01	0.02	0.11	41.86 ± 1.25	0.1	0.14
MgO	1.25	1.58	1.58	4.17	2.46	2.59	1.92 ± 0.74	6.08	1.36	1.27	0.87	0.97	2.11 ± 2.23	1.03	0.76
CaO	1.01	2.12	5.19	5.75	12.43	5.9	2.86 ± 2.28	11.93	0.41	1.18	0.25	2.77	3.31 ± 4.92	0.34	1.79
Na ₂ O	1.02	2.32	1.39	0.89	0.89	1.1	1.21 ± 0.72	0.17	0.05	0.93	0.48	0.61	0.45 ± 0.35	1.57	2.77
K ₂ O	2.28	2.67	3.07	2	2.04	2.49	2.51 ± 0.52	0.45	0.66	0.35	0.22	0.62	0.46 ± 0.18	4.18	4.48
P ₂ O ₅	0.06	0.1	0.03	0.07	0.14	0.07	0.09 ± 0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04 ± 0.01	0.08	0.25
PPC	3.2	3.97	7.05	8.59	12.65	7.81	5.58 ± 2.48	16.96	2.2	2.43	1.61	3.3	5.30 ± 6.55		
Suma	99.62	99.65	98.75	99.02			99.52 ± 0.34	100.73	101.5	100.8	100.82	99.42	100.64 ± 0.74		
CIA	66	72	66	66			67.94 ± 6.83	-	143.6	79.42	42.29	88.8	88.54 ± 53.69	70	53
PIA	72.84	79.21	72.4	72.67			75.43 ± 10.74	84.09	97.42	63.76	74.74	67.24	77.45 ± 13.62		
ICV	0.87	1.34	2.31	1.46			1.07 ± 0.36	5.66	0.55	0.92	0.73	1.24	1.82 ± 2.16		
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.55	4.46	5.35	4.95			5.09 ± 1.06	17.4	13.8	15.09	23.83	18.14	17.65 ± 3.87	3.61	4.85
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.2	0.15	0.21	0.2			0.19 ± 0.03	0.13	0.1	0.06	0.06	0.13	0.10 ± 0.04	0.23	0.31
K ₂ O/Na ₂ O	2.25	2.24	2.28	2.26			3.41 ± 3.64	2.65	14.26	0.38	0.46	1.03	3.75 ± 5.94	2.66	1.61
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	17.69	28.84	26.54	21.57			24.76 ± 2.99	36.89	27.34	1.35	23.34	26.42	23.07 ± 13.16	27.38	23.8

En el diagrama $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ contra $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ de Herron (1988), se observan que tanto areniscas (indicadas con círculos azules) y lutitas (triángulos verdes) caen en los campos de lutita y wacka (Figura 11). Los valores graficados aquí no son concentraciones, son logaritmos de cocientes de concentraciones de óxidos mayores. Las lutitas analizadas muestran un contenido relativamente alto de SiO_2 . La correlación negativa de SiO_2 contra Al_2O_3 ($r = -0.60$), CaO ($r = -0.66$) y K_2O ($r = -0.59$) indica que las tendencias significan diferentes porciones ricas en limos y arcillas y de componentes ricos en cuarzo, como se observa en otras rocas sedimentarias (Bhatia, 1983; Dostal y Keppie, 2009; Yang et al., 2012).

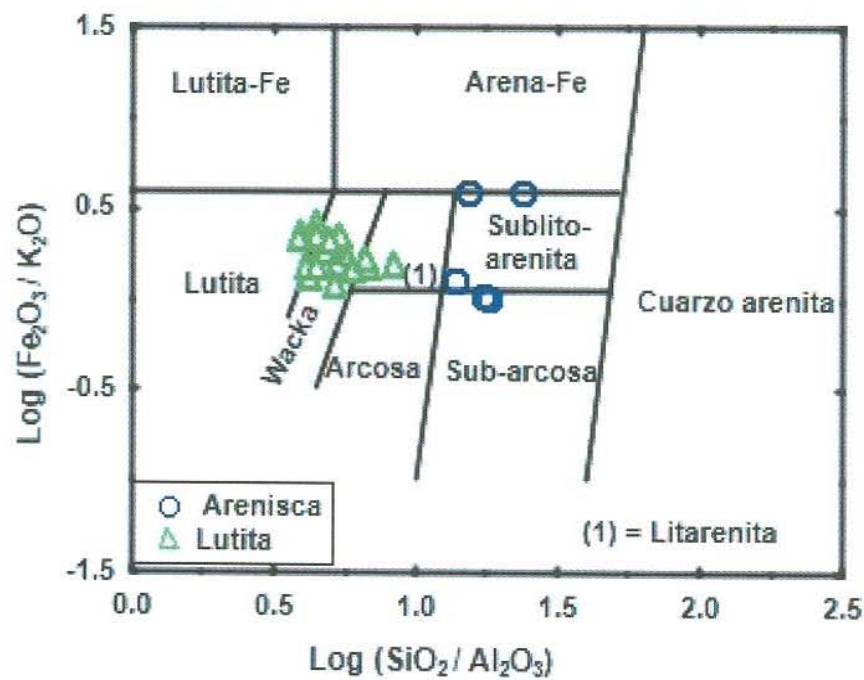


Figura 11. Clasificación geoquímica de areniscas de la Formación Morita de la sección sierra San José utilizando el diagrama $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

La relación de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_2$ puede ser utilizada como un indicador de la composición original de lutitas antiguas, y es importante mencionar que esta relación para minerales de arcilla (0.0 a 0.3) son muy diferentes que para las de feldespato (0.3 a 0.9; Cox et al., 1995). La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_2$ para las lutitas estudiadas varía entre 0.15 y 0.26, y estos valores se

sitúan en el rango composicional para minerales de arcilla, particularmente, la illita. Para el caso de las areniscas, el mismo cociente varía de 0.06 y 0.13, sugiriendo que los minerales de arcilla presentes en éstas son principalmente compuestos de caolinita e illita. La mayoría de las muestras de lutitas tienen un alto contenido de Al_2O_2 y Fe_2O_3 , indicando la presencia de clorita. La correlación positiva observada entre Al_2O_2 y Fe_2O_3 y ($r=0.93$, $n=26$) el análisis petrográfico lo confirman.

4.3.2 Elementos traza

Elementos traza con comportamiento inmóvil, fueron utilizados como indicadores de procedencia (Taylor y McLennan, 1985; Cullers et al., 1987, 1988; Cullers y Stone, 1991; McLennan et al., 1993; Cullers, 2002). Los elementos traza son clasificados como elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), elementos de alto campo de fuerza (HFSE) y elementos traza de transición (TTE).

4.3.2.1 Elementos litófilos de radio iónico grande (LILE)

Cationes grandes de carga pequeña son conocidos como elementos litófilos de radio iónico grande. Los elementos con radio iónico pequeño y con carga relativamente baja tienden a ser compatibles. Debido a que predominan los enlaces iónicos, los átomos de estos elementos se comportan aproximadamente como esferas rígidas con carga puntual fija en sus centros. Así, los factores importantes que rigen su comportamiento en las rocas ígneas son el radio iónico y carga, por lo tanto el potencial iónico (carga/radio iónico). Elementos como K, Rb, Cs, Sr y Ba, se denominan conjuntamente como litófilos de radio iónico grande (LILE).

Las concentraciones de elementos traza para las areniscas y lutitas estudiadas se muestran en la Tabla 6. La composición elemental de roca total de areniscas y lutitas de la Formación Morita fueron se normalizo por los valores de Corteza Continental Superior (UCC por sus siglas en inglés) de Taylor y McLennan (1985), y están graficados en la Figura 12. La mayoría de las areniscas se caracterizaron por el empobrecimiento de Sr, Rb y Ba relativo a UCC. Solo una muestra de arenisca muestra un ligero enriquecimiento en el contenido de Ba. La baja concentración de Sr, Rb, y Ba indican un alto grado de intemperismo para el área fuente (Nesbitt et al., 1980). Estos elementos son removidos por una solución sólida durante la degradación de feldespatos bajo el intemperismo químico. Las lutitas son enriquecidas en Sr y Rb, mientras que empobrecidas en Ba en comparación de la UCC. La correlación positiva entre Al_2O_2 y Ba en muestras de lutita ($r=0.46$, $n=21$) sugiere que el Ba es parcialmente asociado con minerales de arcilla.

Tabla 6. Concentraciones de elementos traza (ppm) para lutitas y areniscas de la Formación Morita en la sección Sierra San José.

Roca	Lutita														
	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15
Sc	13.14	11.19	17.25	15.06	11.61	11.28	11.07	9.83	12.89	9.4	6.93	5.79	9.25	11.2	8.08
V	47.63	35.73	40.92	78.03	29.15	46.55	91.75	25.59	55.99	75.78	50.54	38.88	60.78	48.08	59.71
Cr	8.27	5.23	7.18	14.36	7.37	17.14	7.53	7.83	8.91	9.8	5.92	9.3	11.76	9.29	10.63
Co	5.41	6.06	7.33	8.58	2.65	6.88	8.54	3.78	4.5	1.2	4.16	4.66	1.18	5.66	8.65
Ni	9.78	10.67	8.01	12.21	5.1	10.66	11.36	6.18	8.67	13.53	5.11	8.48	12.76	10.71	13.25
Rb	137.79	81.09	73.68	68.9	80.96	74.52	71.09	64.07	100.81	67.47	77.55	83.17	76.46	125.42	73.14
Sr	66.96	52.39	64.06	216.11	94.34	48.19	125.36	73.73	108.09	166.34	163.41	153.98	274.94	89.02	217.96
Zr	208.47	454.13	316.87	311.8	301.42	351.94	230.15	317.96	237.77	247.29	262.37	129.35	290.54	221.85	93.85
Nb	8.54	6	5.08	7.73	5.83	6.26	5.03	3.62	7.11	9.08	7.53	7.22	2.85	6.07	6.55
Hf	6.17	6.41	6.34	6.93	6.33	7.85	5.41	5.33	5.98	6.74	6.75	5.85	8.21	4.21	4.26
Pb	22.23	15.99	21.87	17.42	16.45	13.46	14.74	11.65	18.52	18.76	12.37	12.22	12.79	16.6	14.24
Th	9.88	8.03	4.19	6.49	6.85	6.82	5.34	6.06	6.51	5.98	6.76	6.77	7.2	9.23	7.74
U	2	2.93	2.78	2.41	1.82	2.78	2.11	2.4	1.93	2.9	3.95	1.98	3.7	3.84	2.65

Roca	Lutita							Arenisca							
	J16	J17	J18	J19	J20	J21	Promedio	J1A	J4A	J6A	J12A	J13A	Promedio	EP	GM
Sc	6.07	6.09	5.41	8.16	7.35	8.56	9.79 ± 3.16	0.45	3.05	2.68	0.95	2.02	1.83 ± 1.11	9.16	8.08
V	39.17	44.82	43.43	59.15	37.94	108.65	53.25 ± 20.66	11.19	16.4	9.36	11.4	18.47	13.36 ± 3.87	48.39	29.93
Cr	11.69	8.57	5.11	3.56	6.19	5.37	8.62 ± 3.24	-	2.56	3.19	2.86	2.51	2.78 ± 1.27	13.77	17.34
Co	5.13	12.4	6.62	11.33	10.8	8.98	6.41 ± 3.10	10.52	3.28	2.55	1.55	1.12	3.80 ± 3.85	13.96	6.67
Ni	8.3	16.05	9.47	10.89	14.28	10.2	10.27 ± 2.89	7.47	2.57	3.2	2.02	2.73	3.60 ± 2.21	28.19	5.04
Rb	69.49	65.14	87.11	62.79	68.98	68.17	79.90 ± 19.41	19.23	20.63	13.55	7.2	19.37	16.00 ± 5.62	174.49	194.67
Sr	74.33	178.99	116.23	142.05	409.53	125.24	141.01 ± 86.10	119.71	35.22	43.4	22.2	64.91	57.09 ± 38.29	27.06	56.49
Zr	632.64	294.1	265.02	227.1	34.19	178.72	267 ± 123.71	8.85	91.44	15.07	34.86	3.35	30.71 ± 35.97	299.17	234.77
Nb	8.79	5.65	4.61	5.63	2.5	4.97	6.03 ± 1.80	0.57	2.02	1.35	1.44	0.43	1.16 ± 0.66	12.33	14.89
Hf	15.57	8.22	8.01	7.45	1.07	5.99	6.62 ± 2.61	0.21	1.78	1.27	1.32	0.3	0.98 ± 0.69	9.28	7.91
Pb	8.74	13.8	16.45	11.87	12.61	10.6	14.92 ± 3.53	3.86	2.13	3.54	4.82	2.76	3.42 ± 1.03	24.93	36.37
Th	7.59	4.19	3.01	5.93	6.31	3.02	6.38 ± 1.76	2.48	1.16	3.36	3.55	1.86	2.48 ± 1.00	14.11	26.08
U	2.9	1.6	2.12	3.1	1.75	1.9	2.55 ± 0.70	0.76	1.14	1.06	0.98	2.38	1.26 ± 0.64	2.98	4.1

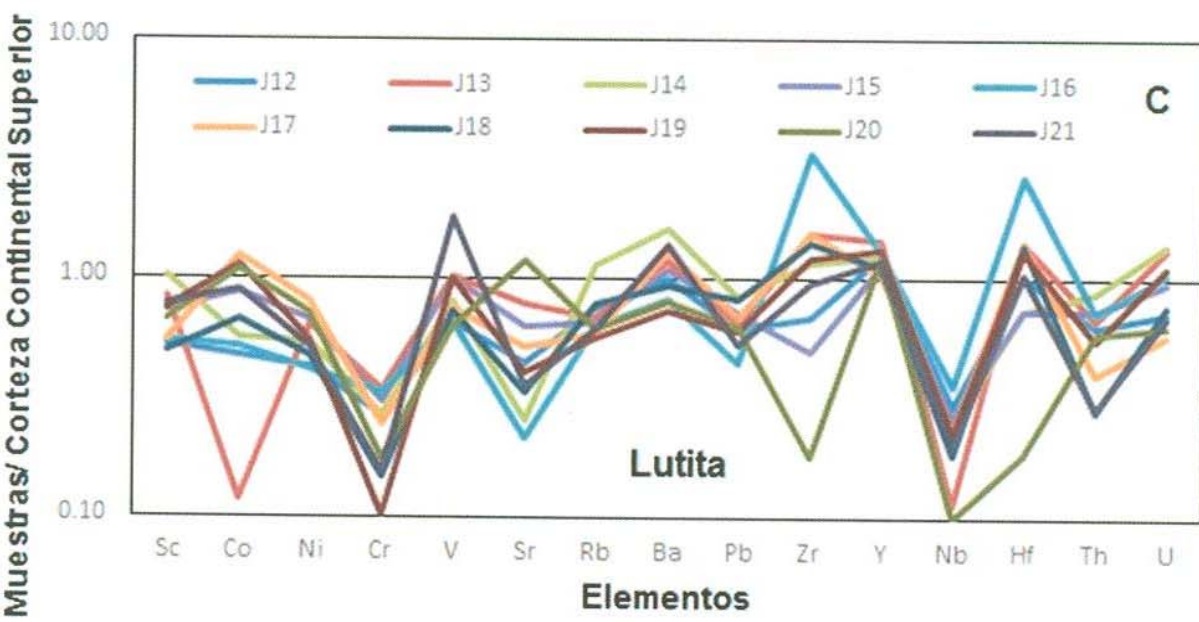
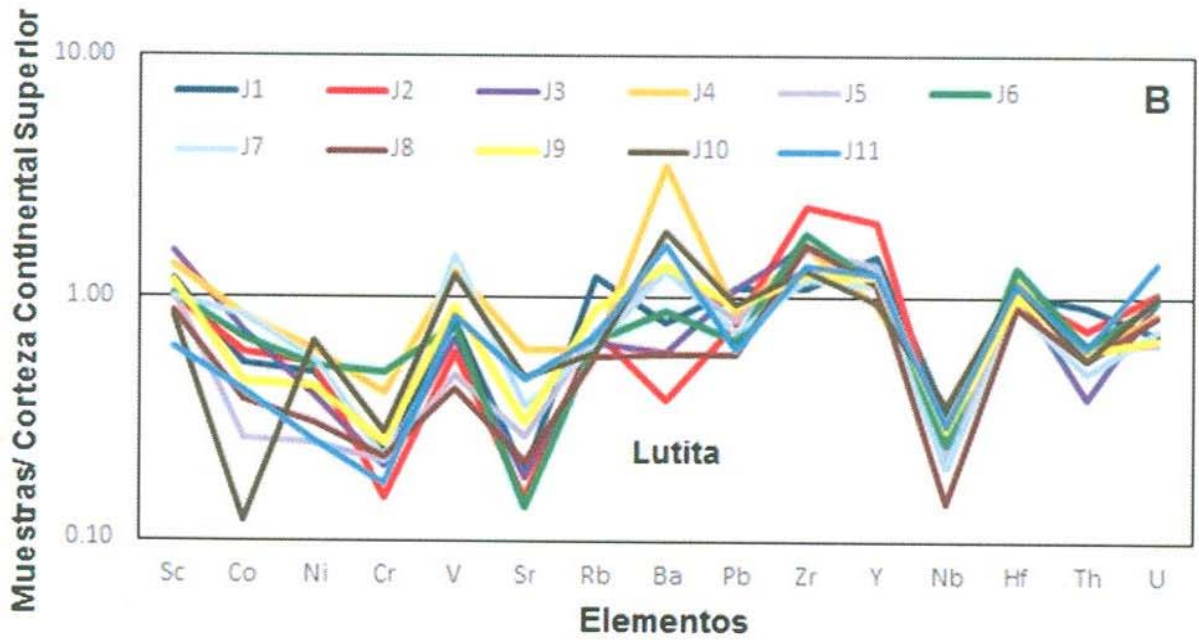
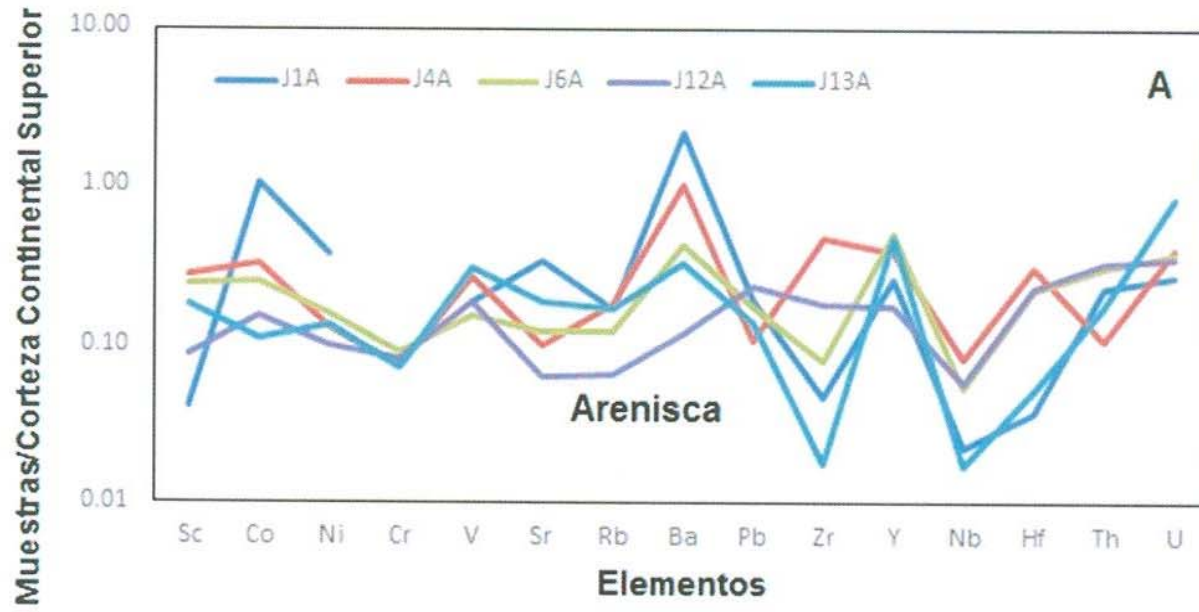


Figura 12 A. Diagrama de elementos traza normalizados con UCC para areniscas y B y C. Diagrama de elementos traza normalizados para lutitas de la Formación Morita.

4.3.2.2 Elementos de Alto Campo de Fuerza (HFSE)

Los elementos de alto campo de fuerza (HFSE: Zr, Hf, Y, Nb, Th y U) son llamados así debido a su carga iónica alta. Como consecuencia de su potencial iónico alto, o carga iónica con relación al radio iónico. Los HFSE son particularmente insolubles, como resultado, la tendencia de estos elementos suelen ser muy inmóviles durante el intemperismo y metamorfismo. Las areniscas muestran empobrecimiento en Zr, Hf, Y, Nb, Th y U comparadas con UCC. Con relación a UCC, los elementos Zr, Y, y Hf tienen contenidos altos en la mayoría de las muestras de lutitas. Las lutitas están empobrecidas en Nb, Th y U con relación al UCC. Algunas muestras de lutitas muestran un ligero enriquecimiento de U comparado con UCC. Las lutitas muestran alta correlación positiva de Zr y Hf ($r= 0.83$, $n= 21$), indicando que estos elementos se hospedan en minerales accesorios como el zircón. La mayoría de las lutitas están enriquecidas en Zr (> 300 ppm) con relación a UCC (190 ppm). Las concentraciones Zr varían significativamente en las muestras de lutitas (94 – 633 ppm).

4.3.2.3 Elementos traza de transición (TTE)

Elementos de transición de números atómicos del 21 al 30 (Sc, V, Cr, Cu, Zn, Co y Ni). Sc, V, Cr, Co y Ni). Las muestras de areniscas tienen un contenido bajo de Sc, V, Cr, Co y Ni, relativo al UCC. La mayoría de las lutitas tienen un bajo contenido en Sc, V, Cr, Co y Ni al ser comparada con UCC. Algunas muestras de lutita son enriquecidas en Sc, Co y Ni, comparadas con UCC. Nath et al., (2000) observó que hay un enriquecimiento de Co en un sistema fluvial durante los procesos de sedimentación.

4.4 Elementos de tierras raras (REE)

Los REE comprenden las series de metal con números atómicos del 57 al 71 (La a Lu): Lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pr), Neodimio (Nd), Samario (Sm), Europio (Eu), Gadolinio (Gd), Terbio (Tb), Disprosio (Dy), Holmio (Ho), Erblio (Er), Tulio (Tm), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu). Típicamente los bajos números atómicos de las series son llamados elementos de tierras raras ligeras (LREE: La-Sm), aquellos con el número atómico mayor se denominan elementos de tierras raras pesados (HREE: Gd-Lu) y menos común a los miembros de en medio, Sm a Hm, son conocidos como elementos de tierras raras de en medio (MREE).

Los resultados de los análisis por tierras raras se proporcionan en la Tabla 7. Las sumatorias de los contenidos de tierras raras Σ REE son bajos en las areniscas (26.2 – 72.5 ppm, 53 ± 20 , $n=5$) que en las lutitas (107.1 – 180.5 ppm, 145 ± 21 , $n=21$). Una muestra de arenisca presenta un alto contenido de SiO_2 (J12A= 93.0%), mayor que el resto de las areniscas, consecuentemente sus contenidos de Σ REE es bajo (J12A= 26.2 ppm). Esto puede ser atribuido a un efecto de disolución del cuarzo (Cullers, 2000). Los contenidos en Σ REE de areniscas tienen una significativa correlación positiva con Al_2O_3 ($r=0.89$, $n=5$), mientras que las lutitas no muestran dicha correlación entre ellas ($r=0.23$, $n=21$). En general, las concentraciones de REEs residen en minerales como zircones (McLennan, 1989). Tanto en las areniscas como en las lutitas sugiere que el contenido de Σ REE está controlado por la presencia de arcillas y así como de fases minerales accesorios pesados.

Tabla 7. Concentraciones de elementos de tierras raras (ppm) de las areniscas y lutitas de la Formación Morita en la sección sierra San José.

Roca	Lutita														
	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9	J10	J11	J12	J13	J14	J15
Sc	13.14	11.19	17.25	15.06	11.61	11.28	11.07	9.83	12.89	9.4	6.93	5.79	9.25	11.2	8.08
V	47.63	35.73	40.92	78.03	29.15	46.55	91.75	25.59	55.99	75.78	50.54	38.88	60.78	48.08	59.71
Cr	8.27	5.23	7.18	14.36	7.37	17.14	7.53	7.83	8.91	9.8	5.92	9.3	11.76	9.29	10.63
Co	5.41	6.06	7.33	8.58	2.65	6.88	8.54	3.78	4.5	1.2	4.16	4.66	1.18	5.66	8.65
Ni	9.78	10.67	8.01	12.21	5.1	10.66	11.36	6.18	8.67	13.53	5.11	8.48	12.76	10.71	13.25
Rb	137.79	81.09	73.68	68.9	80.96	74.52	71.09	64.07	100.81	67.47	77.55	83.17	76.46	125.4	73.14
Sr	66.96	52.39	64.06	216.1	94.34	48.19	125.36	73.73	108.09	166.34	163.41	154	274.94	89.02	218
Zr	208.47	454.1	316.9	311.8	301.4	351.94	230.15	317.96	237.77	247.29	262.37	129.4	290.54	221.9	93.85
Nb	8.54	6	5.08	7.73	5.83	6.26	5.03	3.62	7.11	9.08	7.53	7.22	2.85	6.07	6.55
Hf	6.17	6.41	6.34	6.93	6.33	7.85	5.41	5.33	5.98	6.74	6.75	5.85	8.21	4.21	4.26
Pb	22.23	15.99	21.87	17.42	16.45	13.46	14.74	11.65	18.52	18.76	12.37	12.22	12.79	16.6	14.24
Th	9.88	8.03	4.19	6.49	6.85	6.82	5.34	6.06	6.51	5.98	6.76	6.77	7.2	9.23	7.74
U	2	2.93	2.78	2.41	1.82	2.78	2.11	2.4	1.93	2.9	3.95	1.98	3.7	3.84	2.65

Roca	Lutita														
	J16	J17	J18	J19	J20	J21	Promedio	J1A	J4A	J6A	J12A	J13A	Promedio	EP	GM
Sc	6.07	6.09	5.41	8.16	7.35	8.56	9.79 ± 3.16	0.45	3.05	2.68	0.95	2.02	1.83 ± 1.11	9.16	8.08
V	39.17	44.82	43.43	59.15	37.94	108.7	53.25 ± 20.66	11.19	16.4	9.36	11.4	18.47	13.36 ± 3.87	48.39	29.93
Cr	11.69	8.57	5.11	3.56	6.19	5.37	8.62 ± 3.24	-	2.56	3.19	2.86	2.51	2.78 ± 1.27	13.77	17.34
Co	5.13	12.4	6.62	11.33	10.8	8.98	6.41 ± 3.10	10.52	3.28	2.55	1.55	1.12	3.80 ± 3.85	13.96	6.67
Ni	8.3	16.05	9.47	10.89	14.28	10.2	10.27 ± 2.89	7.47	2.57	3.2	2.02	2.73	3.60 ± 2.21	28.19	5.04
Rb	69.49	65.14	87.11	62.79	68.98	68.17	79.90 ± 19.41	19.23	20.63	13.55	7.2	19.37	16.00 ± 5.62	174.5	194.7
Sr	74.33	178.99	116.2	142.1	409.5	125.2	141.01 ± 86.10	119.71	35.22	43.4	22.2	64.91	57.09 ± 38.29	27.06	56.49
Zr	632.6	294.1	265	227.1	34.19	178.7	267 ± 123.71	8.85	91.44	15.07	34.86	3.35	30.71 ± 35.97	299.2	234.8
Nb	8.79	5.65	4.61	5.63	2.5	4.97	6.03 ± 1.80	0.57	2.02	1.35	1.44	0.43	1.16 ± 0.66	12.33	14.89
Hf	15.57	8.22	8.01	7.45	1.07	5.99	6.62 ± 2.61	0.21	1.78	1.27	1.32	0.3	0.98 ± 0.69	9.28	7.91
Pb	8.74	13.8	16.45	11.87	12.61	10.6	14.92 ± 3.53	3.86	2.13	3.54	4.82	2.76	3.42 ± 1.03	24.93	36.37
Th	7.59	4.19	3.01	5.93	6.31	3.02	6.38 ± 1.76	2.48	1.16	3.36	3.55	1.86	2.48 ± 1.00	14.11	26.08
U	2.9	1.6	2.12	3.1	1.75	1.9	2.55 ± 0.70	0.76	1.14	1.06	0.98	2.38	1.26 ± 0.64	2.98	4.1

4.4.1 Presentación de los datos de elementos de tierras raras (REE)

Las concentraciones de elementos tierras raras en las rocas, regularmente son normalizadas con una referencia a un estándar, el cual comúnmente comprende los valores para meteoritos condriticos. Se eligen los meteoritos condriticos debido a que se cree que son muestras relativamente no fraccionados del sistema solar que data la nucleosíntesis original. Además, generalmente las abundancias disminuyen con el aumento de número atómico. Una gráfica de concentración de tierras raras produce un patrón en forma de cierra (Figura 13), debido a que las tierras raras con número atómico par son más abundantes que las de número impar.

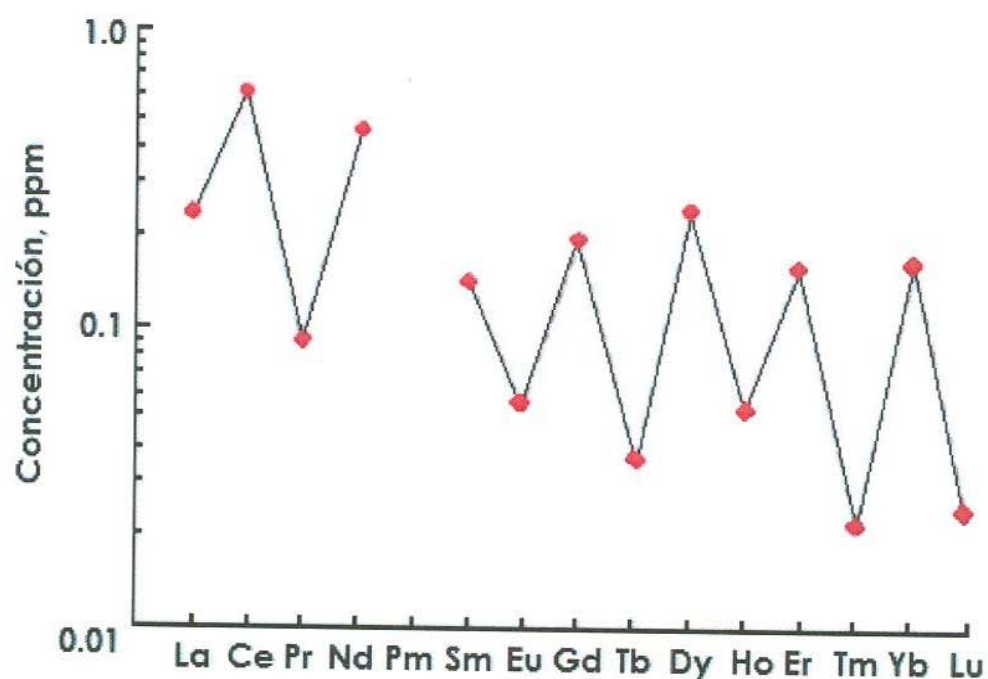


Figura 13. Concentraciones de elementos de tierras raras en el meteorito carbonoso Orgueil (Nakamura, 1974).

Sin embargo, normalizando (dividiendo uno a uno) las concentraciones de tierras raras en la muestra respecto a la concentración en meteoritos condriticos elimina el efecto zig-zag, produciendo un patrón suavizado de las concentraciones (Figura 14) (Nakamura,

1974). La presentación grafica de REE en diagramas normalizados, es la concentración normalizada en escala logarítmica en el eje Y con el número atómico en el eje X. Esto se refiere a veces como el diagrama de Masuda-Coryell (Masuda, 1962; Coryell et al., 1963).

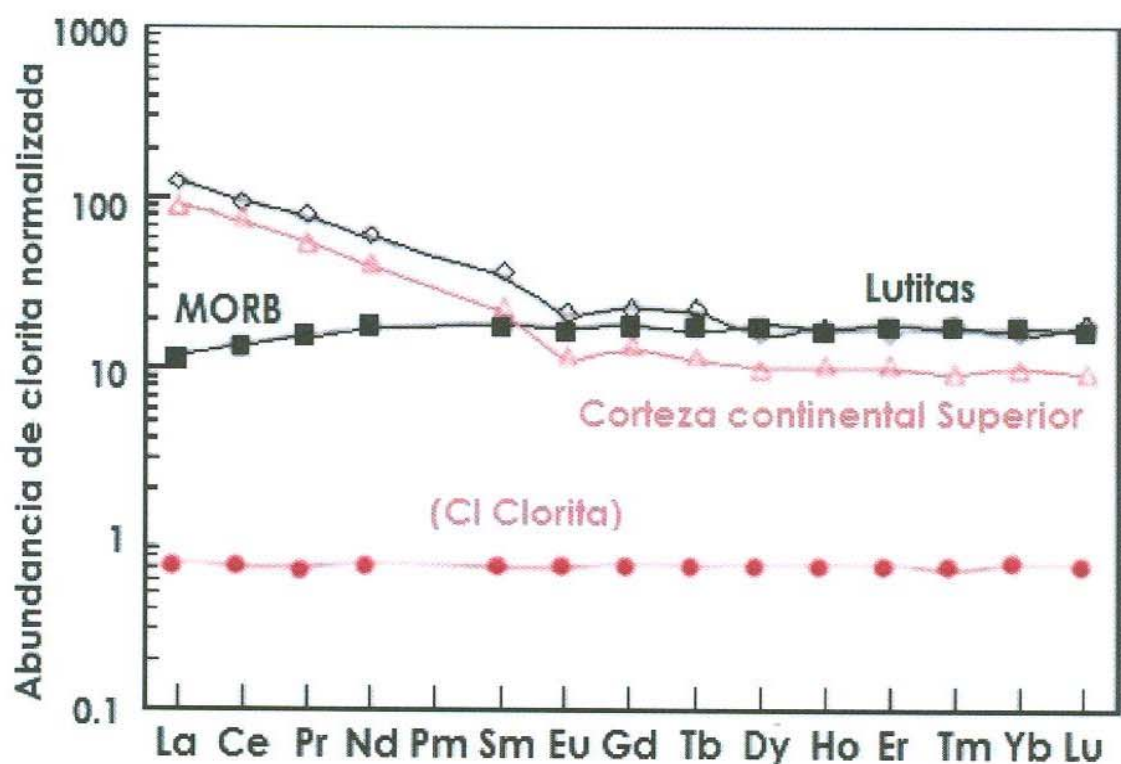


Figura 14. Patrones de tierras raras para el promedio de la corteza continental (Rudnick y Fountain, 1995), lutita promedio, promedio de basaltos de dorsales medio oceánicas (MORB) y del meteorito Orgueil.

En la Figura 15, se muestran los patrones de tierras raras en areniscas y lutitas normalizadas a condritas (McDonough y Sun, 1995). En los patrones de tierras raras normalizados con condritas, las muestras de areniscas y lutitas muestran moderación fraccionada de LREE/HREE (La_n/Yb_n : 4.86 – 8.04; 2.28 – 3.30; respectivamente, donde “n” expresa la normalización condritica) y una anomalía negativa en Eu (Eu/Eu^* : 0.56 – 0.94). La distribución de los patrones de elementos de tierras raras ligeros normalizados con condrita (LREE) es un indicador de las rocas fuente y puede indicar la contribución relativa de los materiales félsicos y máficos de la región fuente (McLennan et al., 1980). En los diagramas normalizados con condrita, las muestras de areniscas y lutitas muestran un

enriquecimiento de LREE (La_n/Sm_n : 2.98 – 4.41; 2.28 – 3.30; respectivamente), patrones planos de HREE Gd_n/Yb_n : 1.05 – 1.77; 1.13 – 1.70; respectivamente) y anomalías negativas de Eu (Eu/Eu^* : 0.62 – 0.79; 0.56 – 0.94; respectivamente). Sólo una muestra de arenisca (J1A) muestra anomalía positiva de Eu (Eu/Eu^* :1.63), indicando alto contenido en plagioclasas. Esto significa que las anomalías de areniscas y lutitas (0.70 ± 0.07 , $n=4$; 0.70 ± 0.1 , $n=21$; respectivamente) son similares a los valores de PAAS (PAAS: 0.70).

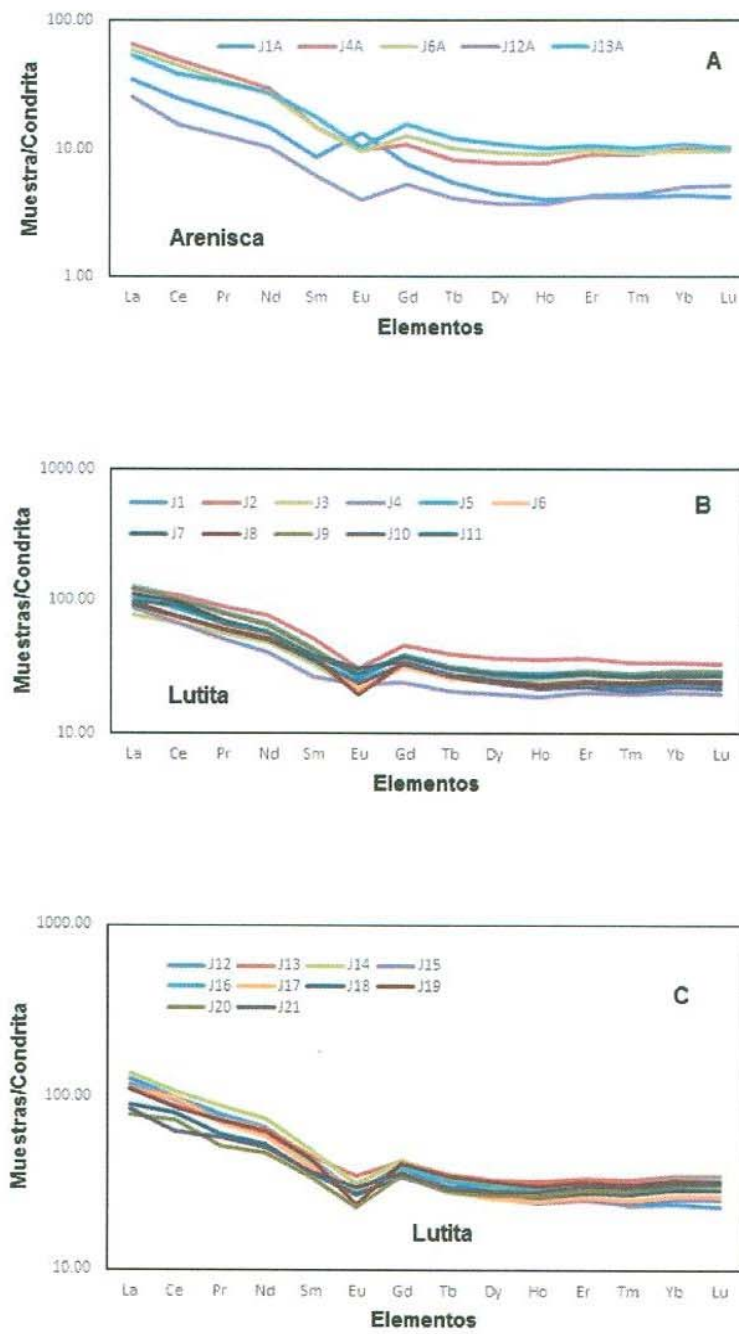


Figura 15. Patrones de REE normalizados a condrita para areniscas y lutitas de la Formación Morita en la sección sierra San José.

4.5 Intemperismo del área fuente, madurez y reciclaje

Los procesos geoquímicos tales como el intemperismo y la formación sólida son dominados por alteración de feldespato y vidrio volcánico, que representa el 70% de la corteza superior, si se descarta al cuarzo que es relativamente inerte (Nesbitt y Young, 1984). Grados variables de intemperismo en las regiones fuente pueden tener un impacto significativo en la abundancia de elementos alcalinos en las secuencias siliciclásticas. El Rb y el Ba se fijan principalmente en el perfil de intemperismo, mientras que cationes con pequeño radio iónico, tales como Na, Ca, y Sr, pueden ser removidos fácilmente de éste (Nesbitt et al., 1980). El intemperismo químico afecta fuertemente la geoquímica de los elementos mayores y la mineralogía de los sedimentos siliciclásticos (Nesbitt y Young, 1982, 1984; Johnsson et al., 1988; McLennan et al., 1993; Fedo et al., 1995). Estas firmas químicas son últimamente transferidas al registro sedimentario (e.g., Nesbitt y Young, 1982; Wronkiewicz y Condie, 1987), como resultado proporciona una herramienta útil para el monitoreo de las condiciones de intemperismo del área fuente.

Varios índices de intemperismo han sido propuestos por varios investigadores, entre otros: índice de intemperismo de Parker (WIP; Parker, 1970), índice químico de intemperismo (CIW; Harnois, 1988), índice químico de alteración (CIA; Nesbitt y Young, 1982) e índice de alteración de plagioclasa (PIA; Fedo et al., 1995). Una buena medida del grado de intemperismo puede obtenerse a través el cálculo del índice químico de alteración (CIA, Nesbitt y Young, 1982) utilizando las proporciones moleculares: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O)] \times 100$, donde CaO* representa CaO incorporado solo en los minerales de silicato. Este valor de CIA da las proporciones relativas de minerales de

arcilla secundarias de aluminio a minerales primarios de silicato como feldespatos (Nesbitt y Young, 1982).

El contenido de CaO varía ampliamente en areniscas y lutitas (0.25-11.9%; 0.28 – 12.4%; respectivamente). Algunas lutitas y areniscas muestran un alto contenido de CaO (>5%). Los valores de CaO en estas muestras no pueden ser consideradas como CaO* y también son inadecuados para calcular CIA. En consecuencia el método propuesto por McLennan (1993) para calcular el CaO* es seguido en este estudio. El contenido de CaO* se calculó de la siguiente manera: Si el contenido de CaO fue menor o igual para el contenido de Na₂O, entonces el valor de CaO se utilizó como tal para su siguiente cálculo, si el contenido de CaO es mayor que Na₂O, entonces el valor de Na₂O es considerado como el valor de CaO* (Bock et al., 1998; Gallet et al., 1998; Roddaz et al., 2006; Ujvari et al., 2008). Los valores calculados de CIA para areniscas, lutitas y de referencia tales como el Granito Mesteña y el Esquisto Pinal se enumeran en la Tabla 5.

Las areniscas tienen valores de CIA de moderado a alto de 64 – 88, con un promedio de 73; mientras que las lutitas muestran un rango más amplio en estos valores (57 – 77) con una media de 68. Solo una muestra de arenisca presenta un valor alto en CIA (J4A: 88) y es respaldado por el alto contenido de SiO₂ (88.6%). Dichas variaciones amplias en los valores de CIA en areniscas indican un intemperismo químico de moderado a una intensidad alta.

Numerosos autores están a favor de utilizar el diagrama ternario Al₂O₃ - (CaO*+Na₂O) - K₂O (A-CN-K) para evaluar las tendencias del intemperismo, ya que compara numéricamente los valores de una manera sencilla (e.g., Nesbitt y Young, 1984,

1989; Roddaz et al., 2006). Además, el plano A-CN-K es también bueno para descifrar la modificación metasomática post-deposicional de las composiciones de óxidos mayores (Fedo et al., 1995). Los datos geoquímicos en areniscas y lutitas también son graficadas en el espacio composicional $Al_2O_3 - (CaO^*+Na_2O) - K_2O$ (A-CN-K), utilizando proporciones moleculares, esto se puede observar en la Figura 16. Adicionalmente la composición del Granito Mesteñas, Esquisto Pinal, UCC y PAAS (Taylor y McLennan, 1985), y Basalto (Condie, 1993) son también graficados para comparación. Los planos de las areniscas sobre los feldespatos se unen y en su mayoría caen paralelos a la línea A-CN y sólo una arenisca se acerca al vértice A, indicando que estas areniscas fueron sometidas a intemperismo químico moderado a intenso en las regiones fuente. En el diagrama A-CN-K, los planos de lutita son paralelos a la línea A-CN y dispersados hacia el área entre la illita y moscovita mostrando una tendencia ideal de intemperismo de una roca fuente con composición granítica (Fedo et al., 1995). Las lutitas muestran una gran variación en los valores de CIA, es por eso que muestran una extensión en este diagrama.

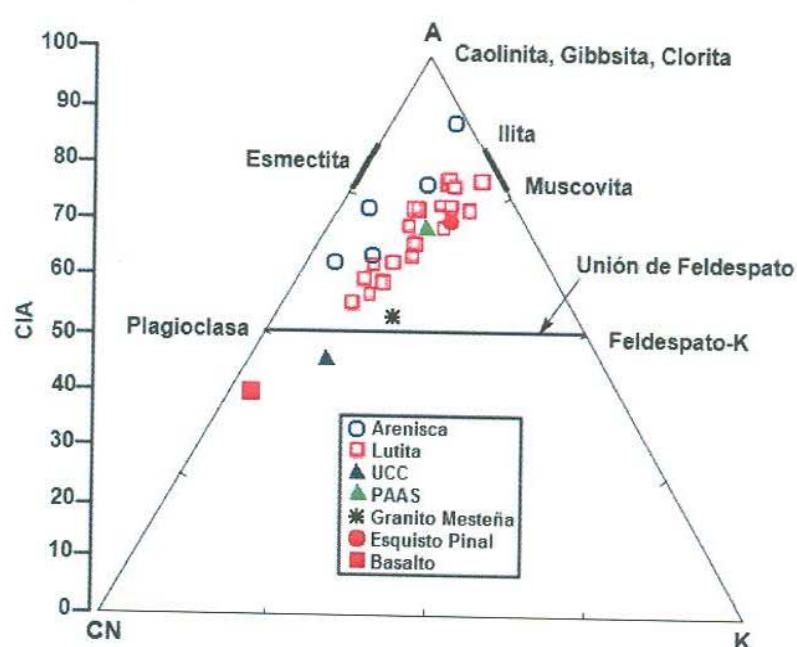


Figura 16. Diagrama A-CN-K muestra la tendencia de intemperismo de las areniscas y lutitas de la Formación Morita (Nesbitt y Young, 1982). A: Al_2O_3 ; CN: $CaO^* + Na_2O$; K: K_2O (porción molecular). Granito y Esquisto (presente estudio), de Condie, 1993.

El intemperismo de las plagioclasas también provee información útil respecto a los sedimentos y rocas sedimentarias (Fedó et al., 1995) y los índices de alteración de plagioclasa (PIA) pueden ser calculados de la siguiente manera: $PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* - K_2O)] \times 100$ (proporciones moleculares). Los valores de PIA de las areniscas y lutitas (64 – 97; 57 – 94; respectivamente) son consistentes con los valores de CIA.

Las gráficas de Al_2O_3/Na_2O contra CIA (Figura 17) proveen información acerca de la intensidad del intemperismo químico en las rocas sedimentarias (Selvaraj y Chen, 2006). Una sola muestra de arenisca (J4A) presenta una alta relación de Al_2O_3/Na_2O de 139.6, sugiriendo una intensidad alta de intemperismo químico, que revelan la ausencia de plagioclasa (Na_2O : 0.05%) en esta muestra.

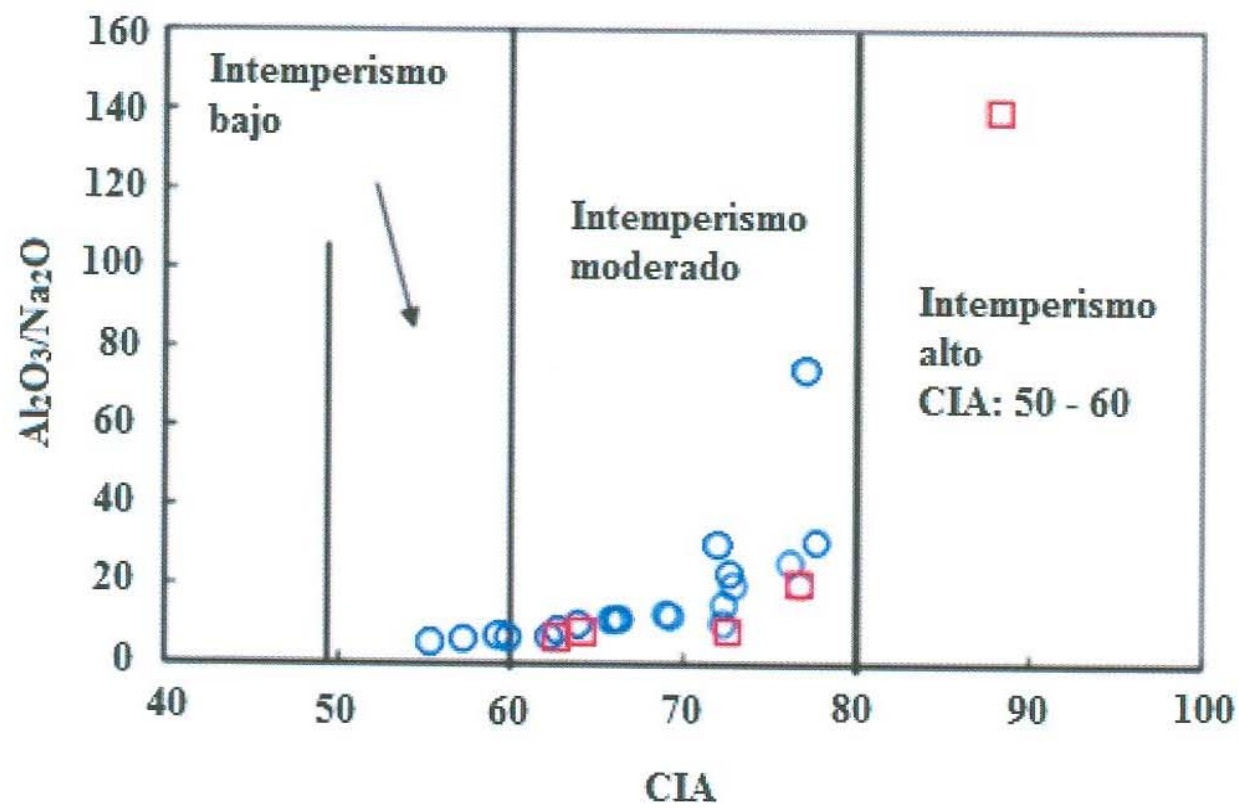


Figura 17. Gráfica dispersa de la relación Al_2O_3/Na_2O contra los valores de CIA (indicador químico de alteración) (Selvaraj y Chen, 2006). Nota la interrelación entre Al_2O_3/Na_2O y CIA refleja la intensidad de intemperismo del silicato.

El proceso de clasificación puede dar lugar a variaciones significativas en contenidos de ΣREE en los sedimentos debido a las diferentes fracciones granulométricas y contenidos minerales (Cullers et al., 1975, 1979; Gromet et al., 1984; McLennan, 1989). Durante este proceso los granos detríticos puede alterar la composición química de los sedimentos de manera significativa y también el control de la ocurrencia de ciertos elementos REE como Th, U, Zr, Hf y Nb. Por lo tanto, es muy difícil de evaluar las características de procedencias que utilizan estos elementos, en el que es sedimento o rocas sedimentarias contienen cantidades significativas de minerales pesados (Morton y Hallsworth, 1999; Hughes et al., 2000; Campos-Álvarez y Roser, 2007; Ohta, 2008).

Las areniscas y lutitas muestran grandes variaciones en contenidos de ΣREE (26.2 – 72.5 ppm, n=5; 107.1 – 180.5 ppm, n=21; respectivamente). Numerosos estudios sugieren

que las inclusiones de zircón, ilmenita y magnetita en los sedimentos pueden producir enriquecimiento en Σ REE (López et al., 2005; Pe-Piper et al., 2008; Armstrong-Altrin et al., 2012). La relación Th/Sc es un indicador sensible de la composición global de la procedencia, y el diagrama de Zr/Sc es un índice útil de enriquecimiento de circón (McLennan et al., 1993). Así, el diagrama divariante Th/Sc vs. Zr/Sc se puede utilizar para discriminar la variación de la composición, el grado de reciclamiento de sedimentos y la clasificación de minerales pesados (Long et al., 2012; Yan et al., 2012).

En el diagrama Th/Sc–Zr/Sc (Figura 18), los puntos de las areniscas caen a lo largo de la línea de tendencia 1 (variación composicional), mientras que algunos de los puntos de lutitas caen a lo largo de la línea de tendencia 2 (clasificación mineral) lo que sugiere que la influencia de clasificación mineral es significativa en estas muestras. Las muestras marcadas a lo largo de la línea de tendencia 2 son indicativas de la concentración de zircón mediante el reciclaje de sedimentos y la clasificación. La relación Zr/Sc para las areniscas (1.66 – 36.53) son significativamente más bajas que las muestras de lutita (4.65 – 104.25), sugiriendo que las concentraciones de zircón son mayores en las lutitas que en las areniscas. Las grandes variaciones observadas de la relación Zr/Al₂O₃ en lutitas (3.44 – 55.31) que en areniscas (0.70 – 14.25) también apoyan la afirmación anterior. El enriquecimiento de Zr contenido en las lutitas puede ser debido a la concentración del mineral circón. En general, el área fuente con composición granítica y gnéisica normalmente libera más granos de circón en el sistema sedimentario.

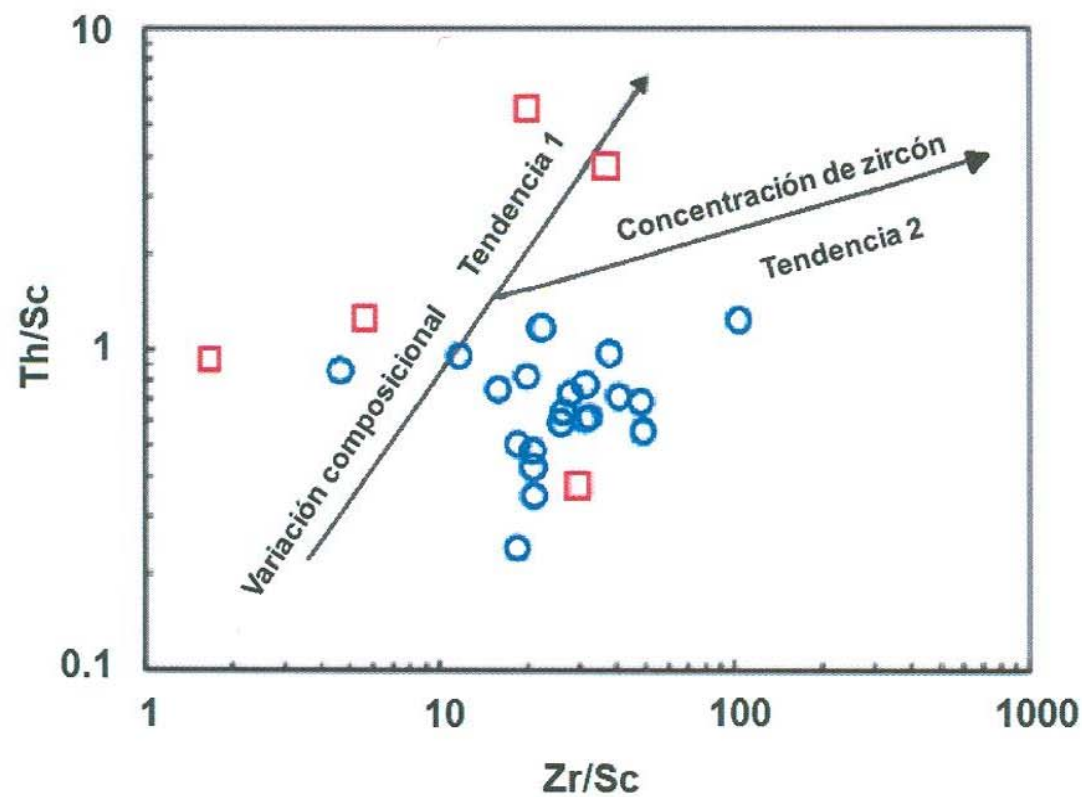


Figura 18. El diagrama bivalente Th/Sc contra Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Tendencia 1 muestra la variación composicional, mientras que la tendencia 2 indica la adición del zircón debido a la clasificación del sedimento y el reciclaje.

Durante la clasificación del tamaño de grano, las fases ricas en K (ilita y biotita-vermiculita) son enriquecidas en lutitas y plagioclasas en arenas. La acumulación de plagioclasa en arenas da como resultado una disminución en la anomalía de Eu (McLennan et al., 1993). Esto es especialmente cierto para la arena derivada de la configuración tectónica activa, donde la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) en arenas difiere tanto como 0.1 de la de las lutitas coexistentes (McLennan et al., 1990). En ausencia de abundante plagioclasa, no existe un enriquecimiento sistemático de Eu en arenas asociadas a lodos (Nathan 1976; Bhatia 1985). En la Formación Morita, los valores de Eu/Eu^* en ambas, areniscas y lutitas muestran una tendencia uniforme ($0.62 - 0.79$, 0.71 ± 0.07 , $n=4$; $0.56 - 0.94$, 0.70 ± 0.10 , $n=21$; respectivamente). Por lo tanto, la relación Eu/Eu^* (Eu^* : anomalía negativa de Eu) en lutitas son similares o superiores a los de las unidades de arenisca asociados, esto indica que la baja abundancia de plagioclasa es debido a la madurez de la arena.

4.6 Procedencia

Las técnicas de geoquímica han sido utilizados para los estudios de procedencia de sedimentos clásticos (Yan et al., 2002; Rashid, 2005; Moosavirad et al., 2011). REE, Th, Sc, Co y Cr son muy útiles para inferir composiciones de la corteza, ya que su distribución no se ve afectada por los procesos secundarios tales como diagénesis y metamorfismo, y menos afectado por fraccionamiento mineral que los elementos pesados tales como Zr y Hf (Bhatia y Crook, 1986; Wronkiewicz y Condie, 1987; McLennan, 2001). Los elementos de alto campo de fuerza (HFSE) tales como Zr, Nb, Hf, Y, Th son repartidos preferentemente en el magma (material fundido) durante la cristalización (Feng y Kerrich, 1990), y como resultado estos elementos se enriquecen en fuentes félsicas en lugar de máficas. Estos elementos se cree que reflejan composiciones de procedencias como consecuencia de su comportamiento que generalmente es inmóvil (Taylor y McLennan, 1985).

La madurez de los sedimentos y rocas sedimentarias puede ser calculada utilizando las relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Le Maitre, 1976). La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ es sensible al reciclamiento de sedimentos y al proceso de intemperismo, y puede ser utilizado como una señal de sedimentos maduros (Roser y Korsch, 1986). El promedio de la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en las rocas ígneas alteradas varía desde ~ 3.0 (básico) a ~ 5.0 (ácido), mientras que valores de $>5.0-6.0$ en los sedimentos son una indicación de la madurez progresiva (Roser et al., 1996).

La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de lutitas varía entre 0.15 y 0.26, y estos valores se encuentran en el rango de los indicados para minerales de arcilla, particularmente en la composición de ilita. Igualmente, las areniscas varían de 0.06 a 0.13, lo cual sugiere que los

minerales de arcilla son principalmente de composición de caolinita e illita. Numerosas muestras de lutita contienen alto contenido tanto de Al_2O_3 como de Fe_2O_3 , indicando la presencia de clorita.

Se utilizó un diagrama de función discriminante de óxidos mayores (TiO_2 , Al_2O_3 , total Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O) propuesto por Roser y Korsch (1988), en el cual se establecen cuatro diferentes grupos de procedencia: (1) máfico, (2) detritos predominantemente andesíticos, (3) detritos félsicos, plutónicos y volcánicos y (4) detritos de cuarzo reciclados maduros. Este diagrama es usado por numerosos autores (Drobe et al., 2009; Gabo et al., 2009; Bhusan y Sahoo, 2010; Madhavaraju y Lee, 2010; Wani y Mondal, 2010; Purevjav y Roser, 2012; Madhavaraju et al., 2016). En este diagrama, la mayoría de las muestras estudiadas cayeron dentro de los campos de reciclados y félsicos, mientras que pocas muestras cayeron en los campos de rocas intermedias (Figura 19).

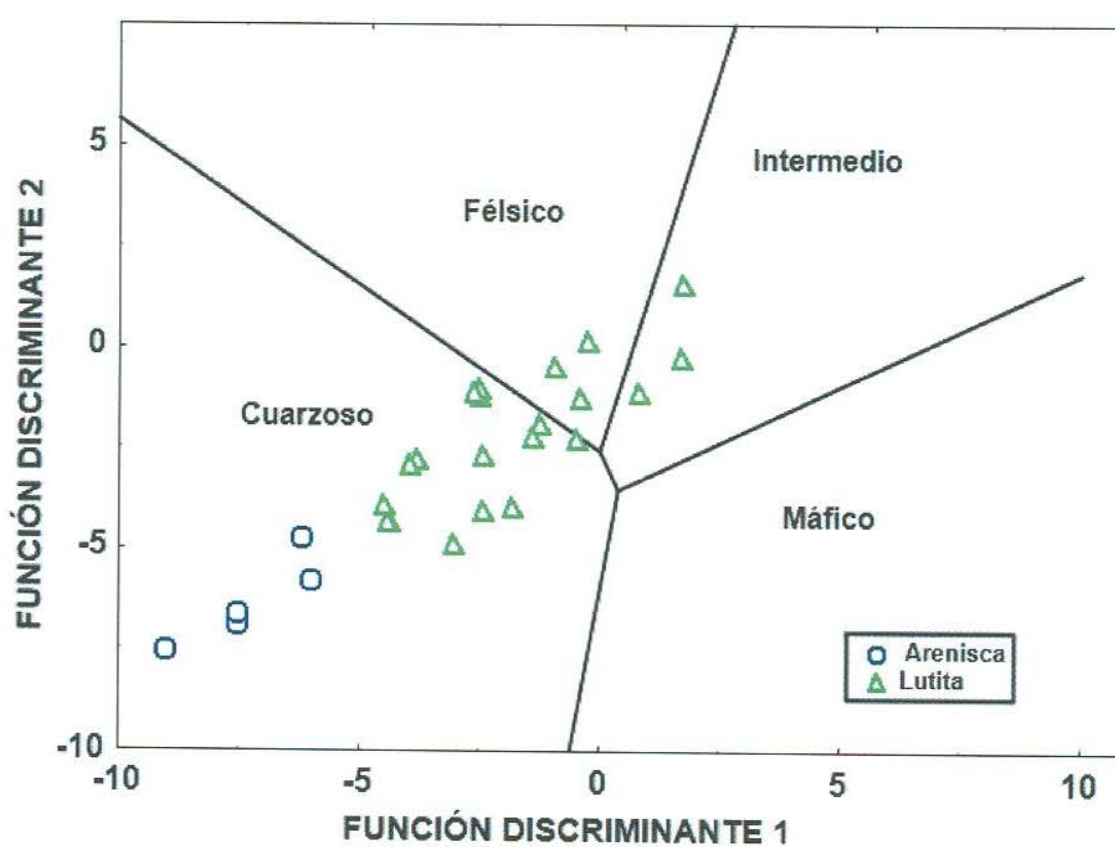


Figura 19. Diagrama de procedencia mediante funciones discriminantes (de Roser y Korsch, 1988).

Los contenidos de REE, Th, Sc y Cr y sus cocientes son particularmente sensibles al rango de composición y procedencia, debido a que Th y REE son fuertemente incompatibles y Sc y Cr son compatibles. Además, estos elementos son transferidos cuantitativamente en sedimentos terrígenos de la fuente al sitio de la depositación. Las relaciones de estos elementos pueden exhibir solo un cambio ligero, incluso cuando el reciclaje es importante (Wronkiewicz y Condie 1990; Gu, 1994). Las relaciones o cocientes Eu/Eu^* (E^* anomalía de europio), La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co , y Cr/Th son extensamente usadas para entender la composición de procedencia ya que la abundancia de REE, Th y La es mayor en las rocas félsicas que en las rocas básicas, mientras que, contenidos de Co, Sc y Cr son más altos en las rocas máficas que en las rocas félsicas (Cullers, 1994, 2000, 2002; Armstrong-Altrin et al., 2004; Armstrong-Altrin, 2009; Madhavaraju y Lee, 2010; Madhavaraju et al., 2010, 2016a, b; Tijani et al., 2010; Konstantopoulos y Zelilidis, 2012; Madhavaraju, 2015; Ramachandran et al., 2016). En este estudio las relaciones de Eu/Eu^* , $(La/Lu)_{cn}$, La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co , y Cr/Th de areniscas y lutitas caen en el rango de sedimentos derivados de rocas fuente félsicas. Además, altas concentraciones de Cr (> 150) y Ni (>100) se asocian a rocas fuente ultramáficas (Garver et al., 1996). La magnitud de la anomalía de Eu y los patrones de REE en las rocas sedimentarias pueden ser consideradas como una importante pista para descifrar las firmas de roca fuente (Taylor y McLennan, 1985; Madhavaraju y Lee, 2010; Fu et al., 2010; Armstrong-Altrin et al., 2013). En general, las rocas félsicas presentan una mayor relación LREE / HREE y de anomalía negativa de Eu, mientras que las rocas máficas muestran menores relaciones LREE / HREE con poca o ninguna anomalía de Eu (Cullers et al., 1987; Cullers, 1994). La mayoría de las relaciones

altas LREE/HREE muestran anomalías significativas, tales anomalías son indicativas de rocas madre félsicas.

Los diagramas de Eu/Eu^* vs Gd_n/Yb_n proveen una pista importante respecto a la fuente de los sedimentos (Taylor y McLennan, 1985). Los sedimentos derivados de rocas de la corteza superior caen en rangos de Gd_n/Yb_n entre 1.0 y 2.0, aunque estas proporciones pueden variar debido a la composición del mineral pesado (McLennan, 1989; McLennan et al., 1993). Las areniscas y las lutitas presentes en este estudio tienen relaciones de $\text{Gd}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}}$ menores a 2 (1.05 – 1.77, $n=5$; 1.13 – 1.70, $n=21$; respectivamente) sugiriendo que estos sedimentos se derivaron de fuentes que tienen pocos o ausencia de elementos de tierras raras pesadas. En los diagramas de Eu/Eu^* y Gd_n/Yb_n (Figura 20).

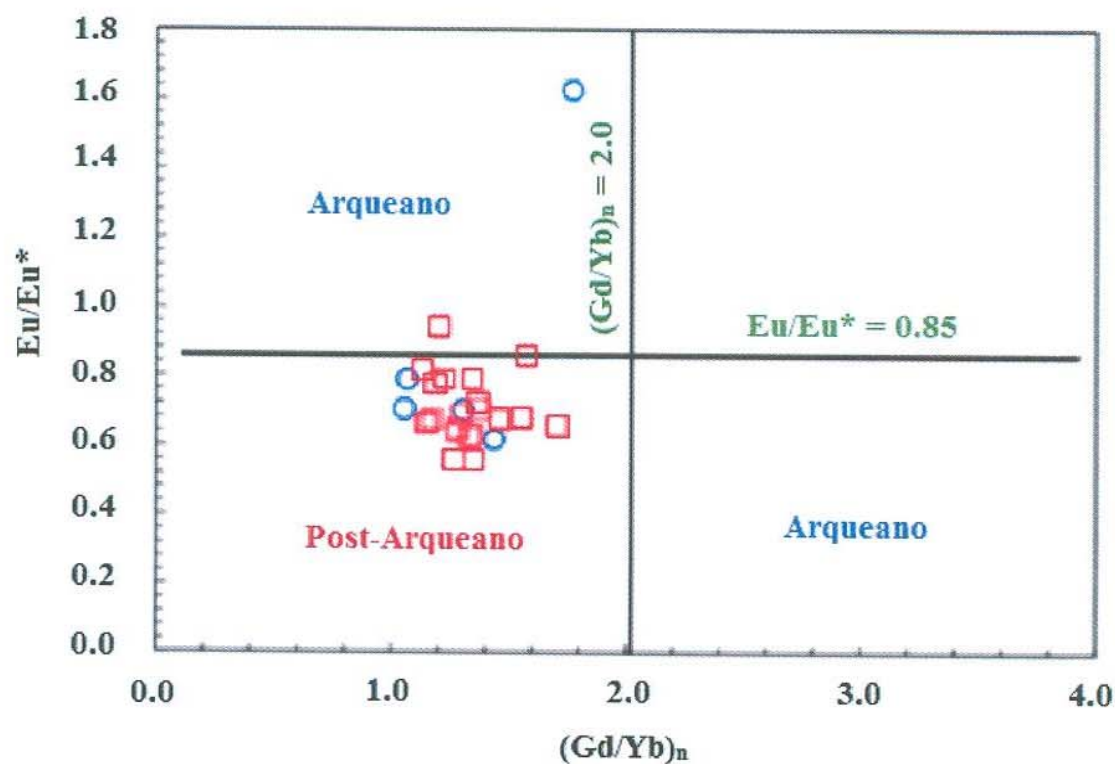


Figura 20. Gráfica de Eu/Eu^* contra Gd_n/Yb_n para areniscas y lutitas de la Formación Morita (McLennan y Taylor, 1991).

También se evaluó la contribución relativa de los derivados de máfico a félsico mediante el trazado de datos en una relación de La/Sc vs Th/Co . El diagrama divariante de

La/Sc vs Th/Co es también útil para encontrar información fuera de las rocas fuentes de las rocas clásticas (Cullers, 2002). En el presente estudio, para las rocas clásticas de la Formación Morita la mayoría de las muestras caen en los campos félsicos lo que indica que la fuente fue félsica (Figura 21).

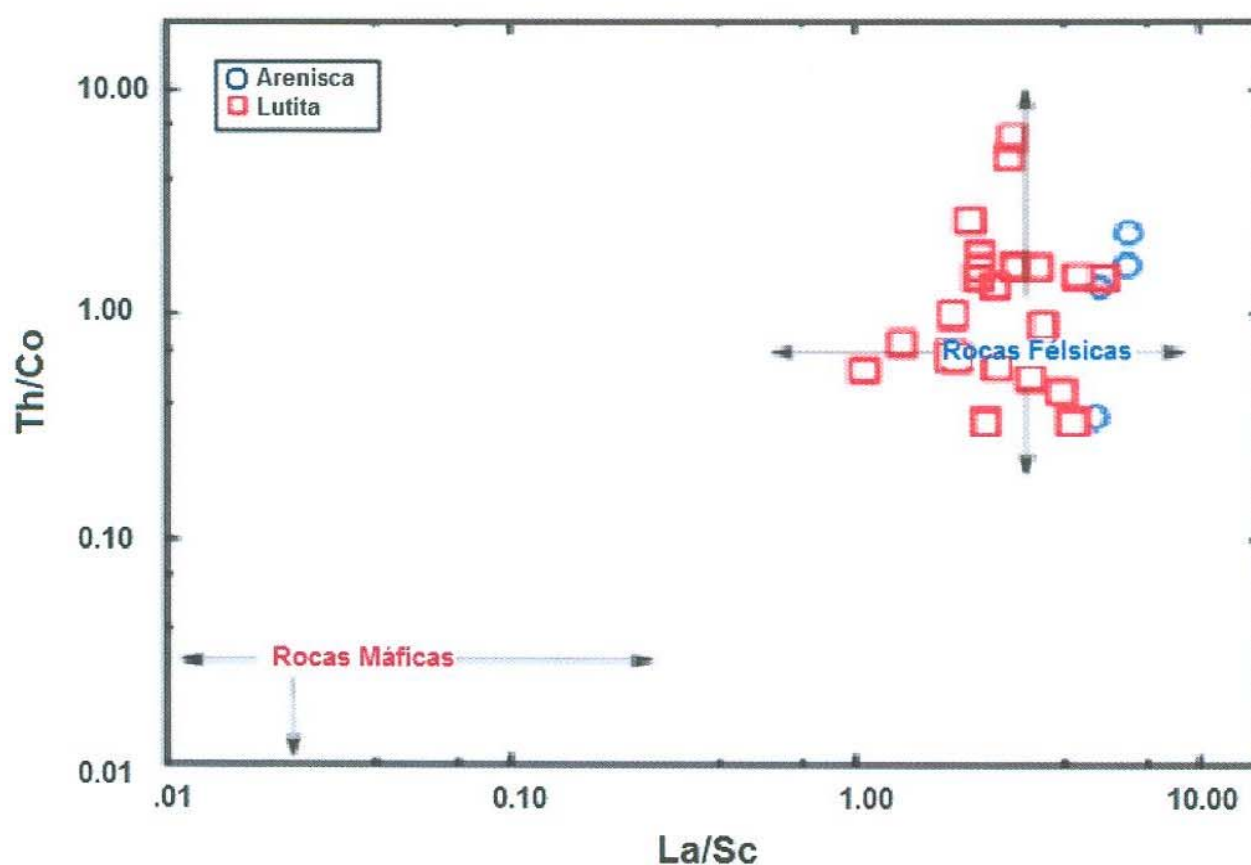


Figura 21. Diagrama bivalente de Th/Co contra La/Sc para areniscas y lutitas de la Formación Morita (Cullers, 2002).

Además, las rocas fuente del bloque Caborca (Iriondo et al., 2004), granitoides permotráficos (origen del arco magmático continental) expuestos en las áreas de sierra Pinta sierra Los Tanques y sierra San Francisco (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012), así como el Esquisto Pinal y el Granito Mesteñas, son comparados con los patrones de REE de areniscas y lutitas (Figura 22) para identificar la probable roca fuente. El promedio de los

datos de REE de los granitoides permotrásicos (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012), son comparados con los patrones de REE de areniscas. Igualmente, el promedio de los patrones de REE de lutitas muestra una similitud en los patrones de REE del Esquisto Pinal (presente estudio) y del granito (Iriondo et al., 2004) del Bloque de Caborca.

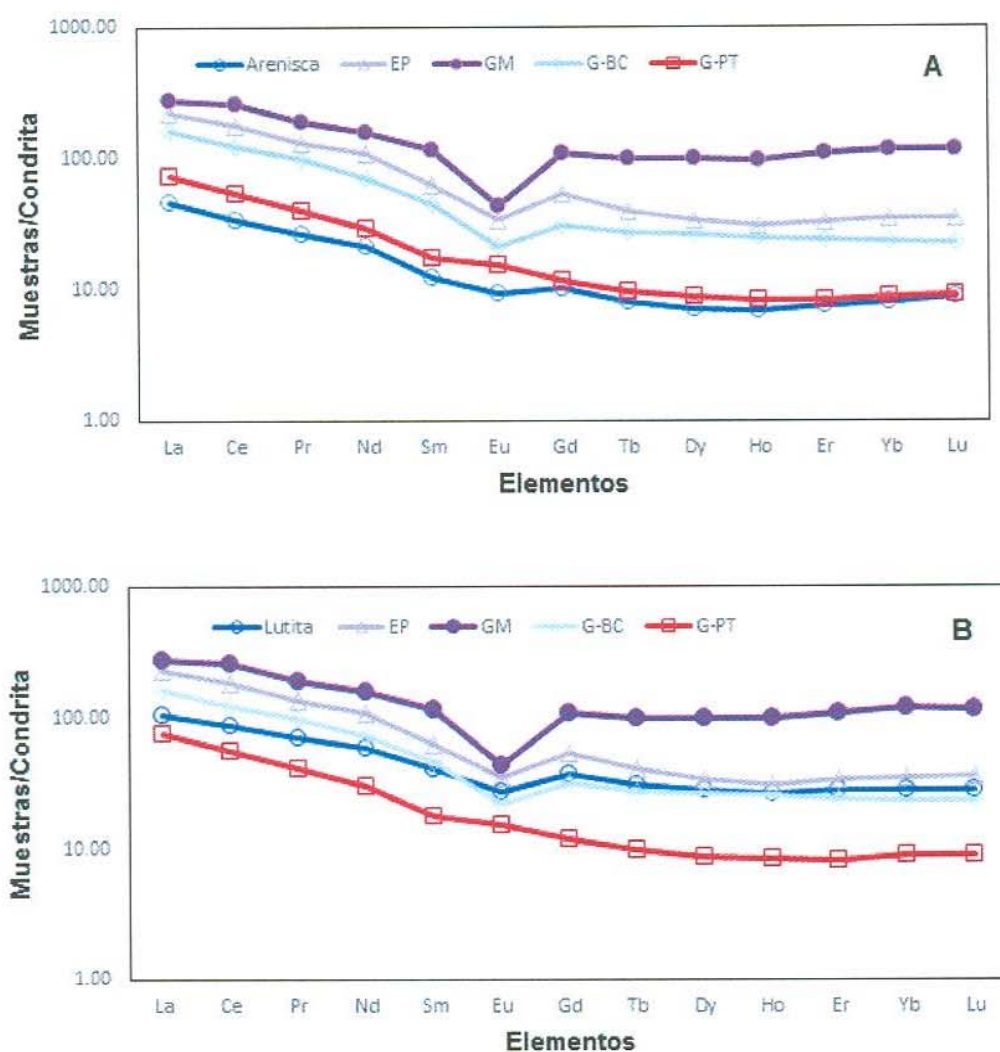


Figura 22. A. El patrón de REE de areniscas se compara con el promedio de los datos de REE de los granitos del Bloque Caborca (Iriondo et al., 2004), granitoides permotrásicos (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012) y Esquisto Pinal y Granito Mesteña (presente estudio) para identificar las rocas fuente probable, y B. Patrones de REE de lutitas se compara con el promedio de los datos de REE de los granitos del Bloque Caborca (Iriondo et al., 2004), granitoides permotrásicos (Arvizu et al., 2009; Arvizu, 2012) y Esquisto Pinal y Granito Mesteña (presente estudio) para identificar las rocas fuente probable.

CAPITULO 5

CONCLUSIONES

La Formación Morita está compuesta por limolita rojiza marrón, lutita y capas lenticulares de arenisca que fueron depositadas bajo condiciones fluviales. El espesor total de esta formación en la sección Sierra San José es alrededor de 900 metros.

En la sección sierra San José se muestran valores bastante altos en el centro y en la parte superior, lo que refleja un decrecimiento del proceso hidrolítico y un incremento en el intemperismo físico de la región de origen.

La abundancia de ilita y clorita en las muestras estudiadas sugieren que el intemperismo físico dominaba sobre el intemperismo químico, donde se observa que los minerales de arcilla derivados de roca son más abundantes que los derivados de suelo. Los climas áridos están determinados por el intemperismo físico, por lo tanto la composición mineralógica de la fracción de arcilla es más bien equivalente a las de la roca fuente. Además, el conjunto de ilita y clorita refleja condiciones climáticas áridas o semi áridas en la región fuente.

Por otro lado la ausencia de caolinita en la sección Sierra San José descarta las condiciones de intemperismo intensas en las regiones de origen.

El enriquecimiento en el contenido de K_2O en las lutitas puede ser atribuido a la presencia de ilita, mientras que el empobrecimiento de K_2O en areniscas es probablemente debido a una cantidad relativamente pequeña de feldespatos potásicos.

En el diagrama Log (SiO₂/Al₂O₃) contra Log (Fe₂O₃/K₂O) de Herron (1988), las muestras de lutitas se grafican en los campos de wacka y lutita, mientras que para las areniscas cayeron en los campos de sub-litarenita (Figura 10). La correlación negativa de SiO₂ contra Al₂O₃ (r = -0.60), CaO (r = -0.66) y K₂O (r= -0.59), las tendencias indica diferentes porciones ricas en limos y arcillas y de componentes ricos en cuarzo, como se observa en otras rocas sedimentarias.

Se observaron valores altos de CIA (80 a 100) en las rocas sedimentarias, lo que sugiere un intenso intemperismo químico en la región fuente, mientras que los bajos valores (60 o menos) indican una baja intensidad de este tipo de intemperismo y es también reflejo de condiciones frías y áridas (Fedó et al., 1995). De igual forma los valores de CIA en las lutitas estudiadas son ligeramente más bajos que en el rango de los valores de PAAS (PAAS: 70 – 75) indicando un grado de intemperismo químico de bajo a moderado en la región fuente. Valores de CIA de areniscas son mayores que los valores de UCC (UCC: 46) y más o menos similar a el promedio de los valores de lutitas (PAAS: 70- 75). Se observaron valores altos de CIA en una de las muestras de arenisca (J4A) sugiriendo que la condición de intemperismo intenso produce el primer ciclo de sedimentos maduros, o el proceso de reciclaje tales como areniscas.

En la presentación de datos geoquímicos de REE se muestran los valores de la relación Al₂O₃/Na₂O contra los valores de CIA (indicador químico de alteración), en un diagrama, donde se indica que la intensidad de intemperismo químico en areniscas es moderado, debido a que muestran cocientes de Al₂O₃/Na₂O de bajo a moderado (6.2 – 20.3, n=4). Además, esto es apoyado por la presencia de una pequeña cantidad de plagioclasa (Na₂O: 0.17 – 0.93%).

La relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (5.3 – 31.0) y los valores de Na_2O (0.45 – 2.52%) de bajo a moderado en las muestras de lutita sugieren que fueron sometidos a intemperismo químico de bajo a moderado en las regiones fuente.

El contenido de ΣREE es más bajo en areniscas (26.2 – 72.5 ppm, 53 ± 20 , $n=5$) que en lutitas (107.1 – 180.5 ppm, 145 ± 21 , $n=21$). Una sola muestra de arenisca muestra un alto contenido de SiO_2 (J12A = 93.0%) que el resto de las areniscas, consecuentemente el contenido de ΣREE es bajo (J12A = 26.2 ppm). Esto puede ser atribuido a un efecto de disolución del cuarzo. El contenido de ΣREE en areniscas tiene una importante correlación positiva con Al_2O_3 ($r=0.89$, $n=5$), mientras que las lutitas no muestran correlación entre ellos ($r=0.23$, $n=21$). Esto último sugiere que el contenido de ΣREE en areniscas es influenciado en gran medida por los minerales de arcilla, mientras que el contenido de ΣREE en lutitas no es controlado por éstos y algunas otras fases accesorias, como los minerales pesados que pueden ser consideradas también como principales huéspedes para las tierras raras.

En los diagramas normalizados con condrita, las muestras de arenisca y lutita muestran un patrón de enriquecimiento de LREE (La_n/Sm_n : 2.98 – 4.41; 2.28 – 3.30; respectivamente), un patrón de suave a plano de HREE (Gd_n/Yb_n : 1.05 – 1.77; 1.13 – 1.70; respectivamente) y anomalías negativas de Eu (Eu/Eu^* : 0.62 – 0.79; 0.56 – 0.94; respectivamente). Sólo una muestra de arenisca (J1A) presenta una anomalía positiva de Eu (Eu/Eu^* : 1.63). Las anomalías medidas de Eu en arenisca y lutita (0.70 ± 0.07 , $n=4$; 0.70 ± 0.1 , $n=20$; respectivamente) son similares a los valores de PAAS (PAAS: 0.70).

Los cocientes de Gd_{cn}/Yb_{cn} en las muestras de areniscas y lutitas de la Formación Morita caen en el campo post-Arqueano, lo que indica que los materiales sedimentarios fueron derivados en gran medida por la erosión de las rocas post-Arqueano expuestas en las áreas circundantes (Figura 19).

En el presente estudio, la mayoría de las muestras caen en los campos félsicos, lo que indica que la naturaleza de la roca fuente es félsica (Figura 22) para las rocas clásticas de la Formación Morita.

Las areniscas tienen valores más altos de CIA (64 – 88) que las lutitas (57 – 77). Los valores de CIA de las lutitas son ligeramente más bajos que el valor de PAAS (PAAS: 70 – 75), indicando un intemperismo químico de bajo a moderado en la región de fuente. Los valores de CIA en areniscas son más altos que los valores de UCC (UCC: 46) y más o menos similar al valor promedio de las lutitas (PAAS: 70 – 75). Una sola muestra de arenisca tiene valores altos de CIA (J4A: 88) y se respalda por su alto contenido de SiO_2 (88.6%). Dichas variaciones altas de los valores de CIA en areniscas indican intemperismo químico de moderado a alto. Los valores de PIA en areniscas y lutitas (64 – 97; 57 – 94; respectivamente) son consistentes con los valores de CIA.

En el diagrama composicional $Al_2O_3 - (CaO^*+Na_2O) - K_2O$ (A-CN-K) las areniscas son graficadas por encima del feldespatos y caen principalmente paralelos a la línea A-CN y una sola arenisca se acerca al vértice A, indicando que estas areniscas fueron sometidas a un intemperismo químico de moderado a intenso en la región fuente. En el diagrama A-CN-K, las lutitas se grafican paralelas a la línea A-CN dispersas hacia el área entre ilita y

muscovita y muestran una tendencia hacia el intemperismo de una roca fuente con una composición de tipo granítica.

La gráfica $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ vs CIA indica que la intensidad de intemperismo químico en areniscas es moderado, como lo respalda en su relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ de baja a moderada (6.2 – 20.3, n=4). Sin embargo, una sola muestra de arenisca (J4A) muestra una relación alta $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ de 139.6, sugiriendo una intensidad alta de intemperismo químico.

Las areniscas de la Formación Morita muestran cocientes altas de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (13.80 – 23.83, n=5) indicando que estas areniscas muestran un incremento progresivo en la madurez composicional con composición félsica. Las relaciones de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en lutitas están dentro del intervalo de composición félsica (3.82 – 8.25). En el diagrama de funciones discriminantes que utiliza óxidos mayores propuesto por Roser y Korsch (1988) para interpretar las características de la roca fuente, la mayoría de las muestras estudiadas caen en los campos félsicos y reciclados, mientras que pocas muestras caen en los campos de rocas intermedias, sugiriendo que las rocas sedimentarias de la Formación Morita se derivaron principalmente de rocas fuente félsica.

Las concentraciones de Cr y Ni y las relaciones Eu/Eu^* , $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}$, La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co , and Cr/Th de areniscas y lutitas caen dentro del rango de sedimentos derivados de rocas de fuente félsica. Además, el tamaño de la anomalía de Eu, los patrones REE y las relaciones de LREE/HREE también indican una naturaleza félsica de las rocas fuente. Además, la gráfica bivariante La/Sc vs Th/Co y la gráfica ternaria La-Th-Sc sugieren que estas rocas sedimentarias son derivadas principalmente de rocas fuente de naturaleza félsica.

REFERENCIAS

- Adatte, T., Keller, G., 1998. Increased volcanism, sea-level and climatic fluctuations through the K/T boundary: mineralogical and geochemical evidences. Abstract, International Seminar on Recent Advances in the Study of Cretaceous Sections, Oil and Natural Gas Corporation Limited, Regional Geoscience Laboratory, Chennai, India, p. 2.
- Adatte, T., Keller, G., Stinnesbeck, W., 2002. Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 178, 165–196.
- Aguilera, J.G., 1888. Estudio de los fenómenos sísmicos del 3 de mayo de 1887: *Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana*, 10, 5–56.
- Armenteros, I., Bustillo, M.A., Blanco, J.A., 1995. Pedogenic and groundwater processes in a closed Miocene basin (northern Spain). *Sed. Geol.* 99, 17-36.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009. Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino beaches, Mexico. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 26, 764–782.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Garcia, D., Eby, N., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chem. Erde. Geochem.* 72, 345–362.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India:

implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J. Sed. Res.* 74, 285-297.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comp. Rend. Geosci.* 345, 185-202.

Arvizu, H.E., 2012. Magmatismo Permo-Triásico en el NW de Sonora, México: Inicio de la subducción y maduración de un margen continental activo. Tesis de maestría. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro. 250pp.

Arvizu, H.E., Iriondo, A., Izaguirre, A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solis-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-SantaCruz, R., 2009. Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norteamérica. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 26, 709-728.

Bailey, S.W., 1980. Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays & Clay Miner.* 28, 73-78.

Bailey, S.W., 1980a. Structures of layer silicates. Ch. 1 in: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (Eds.), *Mono. 5 Mineralogical Soc., London*. P. 1-124.

- Baioumy, H.M., Ismael, I.S., 2010. Factors controlling the compositional variations among the marine and non-marine black shales from Egypt. *Int. Jour. Coal Geol.* 83, 35 – 45.
- Basu, A., 1985. Reading Provenance from Detrital Quartz, in Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*: Dordrecht, NATO ASI Series, C 148, D. Reidel Publishing Company, 231-247.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Geology* 91, 611-627.
- Bhatia, M.R., 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Palaeozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. *Sed. Geol.* 45, 97-113.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Miner. Petrol.* 92, 181-193.
- Bhusan, S.K., Sahoo, P., 2010. Geochemistry of clastic sediments from Sargur supracrustals and Babadudan group, Karnataka: implications on Archean Proterozoic boundary. *J. Geol. Soc. India* 75, 829-840.
- Bilodeau, W. L., 1982. Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona. *Geology* 10, 466-470.
- Bilodeau, W.L., Kluth, C.F., Vedder, L.K., 1987. Regional stratigraphic, sedimentologic and tectonic relationships of the Glance Conglomerate in southeastern Arizona in

- Dickinson, W. R., and Kluth, M. A. (Eds.). Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Soc. Dig., v. 18, pp. 229-256.
- Biscave, W.L., Kluth, C.F., Vedder, L.K., 1987. Regional stratigraphic, sedimentologic, and tectonic relationships of the Glance Conglomerate in southern Arizona, in Dickinson, W.R., Klute, M.F (eds.), Mesozoic rocks of southern Arizona adjacent areas. Az. Geol. Soc. 18, 229-256.
- Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. J. Sediment. Petrol. 55, 69 – 75.
- Bock, B., McLennan, S.M., Hanson, G.N., 1998. Geochemistry and provenance of the middle Ordovician Austin glen member (Normanskill formation) and Taconian Orogeny in new England. J. Sed. Res. 45, 635-655.
- Caillère S., Hénin S., Rautureau M., 1982. Minéralogie des Argiles: 1. Structures et Propriétés Physico-Chimiques, 2. Classification et Nomenclature. Masson Paris. p.184.
- Campo, M.D., Guevara, S.R., 2005. Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 19(2), 143-153.
- Campos-Alvarez, N.O., Roser, B.P., 2007. Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. Jour. South Amer. Earth Sci. 23, 271-289.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer Verlag, Berlin

- Chaudhri, R.S., Kalitha, C. K., 1985. X-ray study of clay mineralogy of the Krol Formation of the Mussoorie Hills, Kumaon Himalaya. *Jour. Earth Sci. Indian.* 12, 239 – 248.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1-37.
- Coryell, C. D., Chase, J. W., Winchester, J. W., 1963. A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. Geophys. Res.* 68, 559-566.
- Cox, R., Lowe, D.R., 1996. A conceptual review of regional scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *J. Sediment. Res.* 65, 1-12.
- Cox, R., Lowe, D. R., Cullers, R. L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Geochim. Cosmochim.* 59, 2919–2940.
- Culler, R.L., Stone, J., 1991. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Mountain, Colorado, U.S.A. (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments. *Lithos*, 27, 115-131.
- Cullers, R. L., Barrett, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987. Rare-Earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the wet mountains region, Colorado, USA. *Chem. Geol.* 63, 275–297.

- Cullers, R. L., Chaudhuri, S., Arnold, B., Lee, M., Wolf, C. W., 1975. Rare earth distributions in clay minerals and in clay-sized fraction of the lower Permian Havensville and Eskridge shales of Kansas and Oklahoma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1691–1703.
- Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4955-4972.
- Cullers, R.L., 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, 123, 107–131.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181-203.
- Cullers, R.L., 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.* 191, 305-327.
- Cullers, R.L., Chaudhuri, S., Kilbane, N., Koch, R., 1979. Rare earths in size fractions and sedimentary rocks of Pennsylvanian-Permian age from the mid-continent of the USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1285-1302.

- DaPeng, L., YueLong, C., Zhong, W., Yu, L., Jian, Z., 2012. Paleozoic sedimentary record of the Xing-Meng orogenic belt, inner Mongolia: implications for the provenances and tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. *Chinese Sci. Bull.* 57 (7) 776-785.
- Deconinck, J.F., 1993. The central paleo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records: *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeocology.* 105, 179-198.
- Deconinck, J.F., Amedro, F., Baudin, F., Godet, A., Pellenard, P., Robaszynski, F., Zimmerlin, I., 2005. Late Cretaceous palaeoenvironments expressed by the clay mineralogy of Cenomanian - Campanian chalks from the east of the Paris Basin. *Cre. Res.* 26, 171– 179.
- Deconinck, J.F., Hesselbo, S.P., Debuisser, N., Averbuch, O., Baudin, F., Bessa, J., 2003. Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). *Geol. Rundsch.* 92, 255–266.
- Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.F., Puc at, E., Dommergues, J.L., 2009. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeog. Palaeocli. Palaeoeco.* 271, 39–51.
- Deru, X., Xuexang, G., Penghun, L., Guanghao, C., Bin, X., Bachinski, R., Zhuanli, H., Gonggu, F., 2007. Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition: geochemistry,

- provenance and tectonic setting of clastic sedimentary rocks on the SE margin of the Yangtze Block, South China. *J. Asian Earth Sci.* 29, 637–650.
- Dickinson, W.R., 1981. Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera. In: Dickinson, W.R., Payne, W.D. (Eds.), *Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera*. *Ariz. Geol. Soc. Digest* 14, 113–135.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publ., Dordrecht, pp. 333 – 361.
- Dickinson, W.R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K.P., 1983. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation tectonic settings. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94, 222-235.
- Dickinson, W.R.; Fiorillo, A.R.; Hall, D.L.; Monreal, R.; Potochnik, A.R.; y Swift, P.N., 1989. Cretaceous stratigraphy of southeastern Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Az. Geol. Soc. Digest*. 17, 447–461.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., y Swift, P.A., 1986. The Bisbee basin and its bearing on late Mesozoic paleogeographic and paleotectonic relations between the Cordilleran and Caribbean regions, in Abbott, P.L., ed., *Cretaceous stratigraphy, Western North America: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*. 46, 51–62.

- Dostal, J., Keppie, J.D., 2009. Geochemistry of low-grade clastic rocks in the Acatlan Complex of southern Mexico: evidence for local provenance in felsic-intermediate igneous rocks. *Sed. Geol.* 222, 241-253.
- Dou, Y., Yang, S., Liu, Z., Clift, P.D., Yu, H., Berne, S., Shi, X., 2010. Clay mineral evolution in the central Okinawa Trough since 28 ka: Implications for sediment provenance and paleoenvironmental change. *Palaeogeo. Palaeocli. Palaeoeco.* 288, 108–117.
- Drobe, M., López de Luchi, M.G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina: *J. South Ame. Earth Sci.* 28, 239-262.
- Duarte, L.V., 1998. Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian–Lower Aalenian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cuad. Geol. Ibér.* 24, 69–98.
- Duchamp-Alphonse, S., Fiet, N., Adatte, T., Pagel, M., 2011. Climate and sea-level variations long the northwestern Tethyan margin during the Valanginian C-isotope excursion: mineralogical evidence from the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeo. Palaeocli. Palaeoeco.* 302, 243–254
- Dumble, E. T., 1901. Cretaceous of Obsipo Canyon, Sonora Mexico: *Texas Academy of Sciences Transactions*, 4, 81.
- Dumble, E.T., 1902. Notes on the geology of southeastern Arizona: *American Institute of Mining Engineering, Transactions.* 31, 676–715.

- Escalona-Alcázar, F., Roldán-Quintana, Jaime, 1993. Geología del Cretácico Inferior en el norte de Sonora: *Ciencia*. 44, 92–93.
- Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E.G., 1996. Stratigraphic framework of the ~3.0 GaBuhwa greenstone belt: a unique stable shelf succession in the Zimbabwe Archeancraton. *Precamb. Res.* 77, 161-178.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and Paleosols, with implications for Paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- Fedo, C.M., Young, G.M., Nesbitt, G.M., 1997. Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: A greenhouse to icehouse transition: *Precam. Res.* 86, 201–223.
- Feng, R., Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 1061–1081.
- Fernández-Aguirre, M.A., Monreal-Saavedra, Rogelio., Grijalva Haro, A.S., 1993. Carta geológica Sonora, escala 1:500,000: Hermosillo, Sonora, Gobierno del Estado de Sonora, Dirección General de Fomento Minero; y Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, 1 mapa.
- Fu, X., Wang, J., Zeng, Y., Tan, F., Feng, X., 2010. REE geochemistry of marine oil shale from the Changshe Mountain area, northern Tibet, China. *Int. J. Coal Geol.* 81, 191–199.

- Fürsich, F.T., Singh, I.B., Joachimski, M., Krumm, S., Schlirf, M., Schlirf, S., 2005. Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 217, 289–309.
- Gabo, J.A.S., Dimalanta, C.B., Asio, M.G.S., Queaño, K.L., Yumul Jr., G.P., Imai, A., 2009. Geology and geochemistry of the clastic sequence from northwestern Panay (Philippines): implications for provenance and geotectonic setting. *Tectonophysics* 479, 111–119.
- Galán, E., Ferrell, R.E., 2013. Chapter 3—genesis of clay minerals. In: Faïza, B., Gerhard, L. (Eds.), *Developments in Clay Science*. Elsevier. 83–126.
- Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet, B., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 157–172.
- García y Barragán, J.C., Jacques-Ayala, C., 2011. Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, in Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 5, 113–199.
- Garver, J.I., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sed. Res.* 66, 100–106.

- Giles, H.L., Hurley, P.W., Webster, H.W.M., 1995. Simple approach to the analysis of oxides, silicates, and carbonates using x-ray fluorescence spectrometry: *X-ray Spectrometry*, 24, 205-218.
- Godet, A., Bodin, S., Adatte, T., Föllmi, K., 2008. Platform-induced clay-mineral fractionation along northern Tethyan basin-platform transect: implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian-Early Aptian). *Cre. Res.*, 29, 830–847.
- González-León, C. M., Scott, R. W., Löser, H., Lawton, T. F., Robert, E., Valencia, V. A., 2008. Upper Aptian- Lower Albian Mural Formation: Stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern México. *Cre. Res.*, 29, 249-266.
- González-León, C.M., 1978. Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 80 p. (inérita).
- González-León, C.M., 1994a. Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 144 p. (inérita).
- González-León, C.M., 1994b. Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution of the southwestern margin of the Sonora basin: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 139–146.

- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1988. Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 5, p. 1–23.
- González-León, C.M.; Valencia-Moreno, M.A.; Noguez-Alcántara, Benito; y Salvatierra-Domínguez, E., 2006. Mapa geológico de Sonora: Hermosillo, Sonora, , acceso libre, consulta: 11 de mayo de 2009.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of working values and sample description for 383 standard reference materials. *Geostand. News Lett.* 18, 331.
- Graver, J.I., Scott, T.J., 1995. Trace elements in shale as indicators of crustal province and terrain accretion in the southern Canadian Cordillera. *Geological Society of America Bulletin* 107, 440–453.
- Grijalva-Noriega, F.J., 1991, Sobre el Cretácico Temprano en Sonora y áreas adyacentes: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, núm. 2, p. 1–18.
- Grim R.E., 1968. *Clay mineralogy*. McGraw-Hill, New York, pp. 596.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The North American shale composite: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2469-2482.
- Gu, X.X., 1994. Geochemical characteristics of the Triassic Tethysturbidites in the northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 4615–4631.

- Hallam, A., Grose, J.A., Ruffell, A.H., 1991, Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic–Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 81, 173–187
- Hardy, R. & Tucker, M. 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In *Techniques in sedimentology* (ed. Tucker, M.), 191–228 (Blackwell Scientific Publications, Oxford)
- Hayashi, K.-I., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4115-4137.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Pet.* 58, 820-829.
- Hughes, M.G., Keene, J.B., Joseph, R.C., 2000. Hydraulic sorting of heavy-mineral grains by swash on a medium-sand beach: *Jour. Sed. Res.*, 70, 994-1004
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II): United States Geological Survey, Open-File Report. 04-1444, 46.
- Jacques-Ayala, C., 1989. Arroyo Sásabe Formation (Aptian-Albian), northwestern Sonora, Mexico—marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 8, p. 171–178.

- Jacques-Ayala, C., 1992. The Lower Cretaceous Glance Conglomerate and Morita Formation of the Sierra El Chanate, northwestern Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 37–46.
- Jacques-Ayala, C., 1993. The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, disertación doctoral, 146 p. (inérita).
- Jacques-Ayala, C., 1995. Paleogeography and provenance of the Lower Cretaceous Bisbee Group in Caborca-Santa Ana area, northwestern Sonora, in Jacques-Ayala, César; GonzálezLeón, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 79–109.
- Jarvis, K.E., 1988. Inductively Coupled Plasma mass spectrometry: a new technique for the rapid or ultra-trace level determination of the rare earth elements in geological materials. Geol. Soc. Am. Bull. 87, 725-737.
- Klute, M.A., 1991. Sedimentology, sandstone petrofacies, and tectonic setting of the late Mesozoic Bisbee basin, southeastern Arizona: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 272 p. (inérita).
- Konstantopoulos, P.A., Zelilidis, A., 2012. Provenance analysis of Eocene- Oligocene turbidite deposits in Pindos Foreland Basin, fold and thrust belt of SW Greece: constraints from framework petrography and bulk-rock geochemistry. Arab. J. Geosci., <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-012-0766-4>.

- Lawton, T.F.; González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Scott, R.W., 2004. Stratigraphy and sedimentology of the upper Aptianupper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 25, p. 43–60.
- Le Maitre, R. W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.* 17, 589-637.
- Lee, Y.I., 2009. Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: implications for provenance and source weathering at an active continental margin. *Sed. Geol.* 215: 1–12.
- Leung, K. W., Lai, C. Y., 1965. A synthesis of the genesis of reddish brown latosols in Taiwan. *Jour. Agri. Assoc. China, New Series*, 52, 81–102.
- Li, X., Shen, Z., Wai, O.W.H., Li, Y.S., 2000. Chemical partitioning of heavy metal contaminants in sediments of the Pearl River Estuary. *Chem. Speciat. Bioavailab.* 12 (1): 17 – 25.
- Long, X., Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wang, Y., Cai, K., Jiang, Y., 2012. Geochemistry and Nd isotopic composition of the Early Paleozoic flysch sequence in the Chinese Altai, central Asia: Evidence for a northward-derived mafic source and insight into Nd model ages in accretionary orogen. *Gond. Res.*, 22, 554–566.
- López, F., González, J.M.G., 1995. Fibrous clays in the Almazan Basin (Iberian range, Spain) genetic pattern in a calcareous lacustrine environment. *Clay Miner.* 30, 395 – 400.

- López, J.M.G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C., Oliete, A.Y., 2005. Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: the Albian Kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain): *Chem. Geol.*, 214, 1-19.
- Madhavaraju, J., 2015. Geochemistry of Late Cretaceous sedimentary rocks of the Cauvery Basin, south India: constraints on paleoweathering, provenance and end Cretaceous environments. In: Ramkumar, M. (Ed.), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques and Applications*, first ed. Elsevier, Netherlands, pp. 185-214.
- Madhavaraju, J., Erik Ramírez-Montoya, E., Monreal, R., González-León, C.M., Pi-Puig, T., Espinoza-Maldonado, I.G., Grijalva-Noriega, F.J., 2016b. Paleoclimate, paleoweathering and paleoredox conditions of lower Cretaceous shales from the Mural Limestone, Tuape section, northern Sonora, Mexico: constraints from clay mineralogy and geochemistry. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 33, 34-48.
- Madhavaraju, J., Lee, Y.I., 2010. Influence of Deccan volcanism in the sedimentary rocks of Late Maastrichtian-Danian age of Cauvery basin Southeastern India: constraints from geochemistry. *Curr. Sci.* 98, 528-537.
- Madhavaraju, J., Loser, H., Lee, Y.I., Lozano-Santacruz, R., Pi-Puig, T., 2016a. Geochemistry of lower Cretaceous limestones of the Alisitos Formation, Baja California, Mexico: implications for REE source and paleo-redox conditions. *J. South Amer. Earth Sci.* 66, 149-165.
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S., 2001. Petrography and geochemistry of late Maastrichtian-early Paleocene sediments of Tiruchirapalli Cretaceous, Tamil Nadu: paleoweathering and provenance implications. *J. Geol. Soc. India* 59, 133-142.

- Madhavaraju, J., Tom M., Lee, Y.I., Balaram, V., Ramasamy, S., Carranza-Edwards, A., Ramachandran, A., 2016. Provenance and tectonic settings of sands from Puerto Peñasco, Desemboque and Bahia Kino Beaches, Gulf of California, Sonora, México. *J. South Amer. Earth Sci.* 71, 262-275.
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Alastair-Ruffell, Mohan, S.P., 2002. Clay mineralogy of the Late Cretaceous and Early Tertiary Successions of the Cauvery Basin (southeastern India): Implications for sediment source and palaeoclimates at the K/T boundary: *Cretaceous Research*, 23, 153-163.
- Masuda, A., 1962. Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. *Earth Sci. Nagoya Univ.* 10, 173–187.
- McBride, E.F., 1985. Diagenetic processes that effect provenance determinations in sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.). *Provenance of arenites*. Dordrecht, Reidel, pp. 95-114.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of Earth. *Chem. Geol.* 120, 223- 253.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influences of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Min. Soc. Amer., vol. 21, pp. 169-200.
- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *J. Geol.* 101, 295-303.

- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 2000GC000109.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geol. Soc. Amer., Spl. Pap., 284, 21–40.
- McLennan, S.M., Nance, W.B., Taylor, S.R., 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rocks and the composition of the continental crust. *Geoch. et Cosmoch.* 44, 1833–1839.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim.* 54, 2015–2050.
- Millot, G., 1964. *Geologie des Argiles*. Masson et Compagnie, Paris. 499.
- Millot, G., 1970. *Geology of clays*, 499. (Springer-Verlag, Berlin).
- Mondal, M.E.A., Wani, H., Mondal, B., 2012. Geochemical signature of provenance, tectonics and chemical weathering in the Quaternary flood plain sediments of the Hindon River, Gangetic plain, India. *Tectonophy.*, 566–7, 87–94.
- Monreal, R., 1994. Facies changes, unconformities, stratigraphic juxtapositions and their tectonic implications of the Cretaceous of Cerro de Oro Central Sonora, Mexico: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 11, 1–30.

- Monreal, R., Valenzuela, M., González-León, C.M., 1994, A revision of the stratigraphic nomenclature for the Cretaceous of northern Sonora and some paleogeographic implications: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 11, 171–190.
- Moosavirad, S.M., Janardhana, M.R., Sethumadhav, M.S., Moghadam, M.R., Shankara, M., 2011. Geochemistry of lower Jurassic shales of the Shemshak Formation, Kerman Province, Central Iran: provenance, source weathering and tectonic setting. *Chemie. Der. Erde*. 71, 279–288.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sed.Geol.* 124, 3-29.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic shales of Rabanpalli formation, Bhima Basin, northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 24, 150-160.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim.* 38, 757-775.
- Nath, B.N., Kunzendorf, H., Pluger, W.L., 2000. Influence of provenance, weathering, and sedimentary process on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad Lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India. *J. Sed. Res.* 70, 1081-1094.

- Nathan, S., 1976. Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician), New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 19, 683-706.
- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M., 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *J. Geol.* 105, 173-191.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering. *Geoch. et Cosmoch.* 44, 1659-1666
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim.* 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129-147.
- Norrish, K., Hutton, J. T., 1969. An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geoch. Cosmo Acta* 33,43 1-453.
- Ohta, T., 2008. Measuring and adjusting the weathering and hydraulic sorting effects for rigorous provenance analysis of sedimentary rocks: a case study from the Jurassic Ashikita Group, south-west Japan. *Sedimentology* 55, 1687–1701.

- Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherjee, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: implications on provenance, tectonics and paleoweathering. *J. Asian Earth Sci.* 32, 34-48.
- Parker, A., 1970. An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.* 107, 501-504.
- Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.W., 2008. Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: the Cretaceous Scotian basin, Canada. *J. of Sed. Res.* 78, 595–607.
- Pierce, J.W., Siegel, F.R., 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 39, 187-195.
- Purevjav, N., Roser, B.P., 2012. Geochemistry of Devonian Carboniferous clastic sediments of the Tsetserleg terrane, Hangay Basin, central Mongolia: provenance, source weathering, and tectonic setting. *Isl. Arc* 21, 270-287.
- Ramachandran, A., Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Lee, Y.I., Rao, S., Chawngthu, D.L., Velmurugan, K., 2016. Geochemistry of the Proterozoic clastic rocks of Kerur formation of Kaladgi-Badami Basin, northern Karnataka, south India: implications for paleoweathering and provenance. *Turk. J. Earth Sci.* 25, 126-144.
- Ramírez, E. G., 2014. Análisis geoquímico en la lutita de la Caliza Mural, Sección Tuape; para determinar procedencia, condiciones de oxigenación y paleointemperismo. Hermosillo, Son, Universidad de Sonora, tesis de lic.en geología, 85 p.
- Ransome, F.L., 1904. The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona: United States Geological Survey Professional Paper, 21, 168.

- Rashid, S.A., 2005. The Geochemistry of Mesoproterozoic clastic sedimentary rocks from the Rautgara Formation, Kumaun Lesser Himalaya: implications for provenance, mineralogical control and weathering. *Curr. Sci.* 88, 1832–1836.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C., Herail, G., 2006. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chem. Geol.* 226, 31-65.
- Rodríguez- Castañeda, J.L., 1997. Gravity-sliding structures in Early and Late Cretaceous rocks in north-central Sonora, Mexico -Regional significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 14,1: 1-12.
- Rosales-Domínguez, M.C., Grajales-Nishimura, J.M., Sánchez-Ríos, M.A., Gómez-Luna, M.E., Dueñas, M.A., 1995. Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Bisbee Group, Rancho Culantrillo area northeastern Sonora. In: Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*. Geological Society of America, Special Paper 301, pp. 49-57.
- Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S., Tulloch, A.J., 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand: New Zealand. *J. of Geol. and Geophy.* 39, 1-16.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstonemudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.* 94, 635-650.

- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* 67, 119-139.
- Ruffell, A. H., Batten, D. J., 1990. The Barremian–Aptian arid phase in western Europe. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 80, 197–212.
- Ruffell, A., McKinley, J.M., Worden, R.H., 2002. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Phil. T. Roy. Soc. A* 360, 675–693.
- Sanchez-Medrano, P.A., Estratigrafía y proveniencia de areniscas de la Formación Morita, secciones de Sierra San José, Noroeste de Sonora y montañas Mule, sureste de Arizona. Tesis p. 81.
- Santoyo, E., Verma, S.P., 2003. Determination of lanthanides in synthetic standards by reversed-phase high performance liquid chromatography with the aid of a weighted least-squares regression model: estimation of method sensitivities and detection limits. *J. Chromatogr.* 997, 171–182.
- Schieber, J., 1986. The possible role of benthic microbial mats during the formation of carbonaceous shales in shallow Mid-Proterozoic basins; *Sedimentology* 33, 521–536.
- Schieber, J., 1992. A combined petrographical geochemical provenance study of the Newland formation, Mid-Proterozoic of Montana. *Geol. Mag.* 129, 223–237.

- Selvaraj, K., Chen, C.T.A., 2006. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constrains from soil-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *J. Geol.* 114, 101-116.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004. Carta geológico-minera estado de Sonora, escala 1:500,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Sci. Rev.* 95, 1-52.
- Singer, A., 1980. The Pleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sci. Rev.* 15, 303–326.
- Spalletti, L.A., Limarino, C.O., Pinol, F.C., 2012. Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic Setting. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 36, 32–54.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagoaka, T., Yamamoto, K., Minami, M., Mimura, K., Suzuki, K., 2006. Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration. *Precambrian Research* 147 (1): 124-147.
- Taliaferro, N.L., 1933. An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico: *Journal of Geology*, 41, 12–37.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell UK 349 pp.
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth. Sci.* 49, 201-221
- Tijani, M.N., Nton, M.E., Kitagawa, R., 2010. Textural and geochemical characteristics of the Ajali Sandstone, Anambra Basin, SE Nigeria: implication for its provenance. *C. R. Geosci.*, 342, 136–150.
- Ujvari, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z., 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quat. Res.* 69, 421-437.
- Veizer, J., Jansen, S.L. 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.* 87, 341–370.
- Veizer, J., Jansen, S.L., 1985. Basement and sedimentary recycling–2: Time dimension to global tectonics. *J. Geol.* 93, 625–643.
- Velde, B., 1995. Composition and mineralogy of clay minerals. In: B. Velde (ed.), *Origin and mineralogy of clays*. New York, Springer-Verlag. 8-42.
- Verma, S.P., Santoyo, E., 2005. Is odd-even effect reflected in detection limits?: *Accreditation and Quality Assurance*, 10, 144-148.
- Verma, S.P., Santoyo, E., Velasco-Tapia, F., 2002. Statistical evaluation of analytical methods for the determination of rare-earth elements in geological materials and implications for detection limits. *Int. Geol. Rev.*, 44, 287-335.

- Wang, H. M., Chen, S. H., 1988. Mineralogical and chemical studies of gravel weathering and its relation to lateritic soil formation in the Linkou terrace. *Tih-Chih*, 8, 27–47.
- Wani, H., Mondal, M.E.A., 2010. Petrological and geochemical evidence of the Paleoproterozoic and the Meso-Neoproterozoic sedimentary rocks of the Bastar craton, India Peninsula: implications on paleoweathering and Proterozoic crustal evolution. *J. Asian Earth Sci.* 38, 220-232.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Weaver, C.E., 1989. *Clays, Muds, and Shales*. Elsevier, Amsterdam, 819 pp.
- Webster, D.M., Jones, B.F., 1994. Paleoenvironmental implications of lacustrine clay minerals from the Double Lakes Formation, southern High Plains, Texas, in Renault, R.W., Last, W.M., eds., *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 50*, p. 159-172, doi: 10.2110/pec.94.50.0159.
- Wei, G.J., Liu, Y., Li, X.H., Shao, L., Fang, D.Y., 2004. Major and trace element variations of the sediments at ODP Site 1144, South China Sea, during the last 230 ka and their paleoclimate implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 212, 331-342.

- Willard, J.D., 1988, Geology, sandstone petrography, and provenance of the Jurassic (?)–Cretaceous rocks of the Puerto El Álamo area, northwestern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 250 p. (in-édita).
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1987, Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2401–2416.
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1990. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa. Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 54, 343-354.
- Yan, Z., Q.R., Gao, S.L., Wang, Z.Q., Li, J.L., Xiao, W.J., Hou, Q.L., Chen, H.L., 2002. Geochemical constraints of the sediments on the provenance, depositional environment and tectonic setting of the Songliao prototype basin. *Acta Geol. Sin.* 76 (4), 455-462 (English edition).
- Yan, Z., Guo, X.Q., Fu, C.L., Wang, T., Wang, Z.Q., Li, J.L., 2012. Petrology, geochemistry and SHIMP U-Pb dating of zircons from Late Triassic OIB-basalt in the conjunction of Qinling-Qilian-Kunlun orogens, *Earth Sci. Front.*, 19, 164–176.
- Yang, X.F., He, D.F., Wang, Q.C., Tang, Y., Tao, H.F., Li, D., 2012. Provenance and tectonic setting of the Carboniferous sedimentary rocks of the East Junggar Basin, China: Evidence from geochemistry and U-Pb zircon geochronology. *Gondwana Research* 22, 567-584.