



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN GEOLOGÍA
AMBIENTAL**

Curso 2024-2025

**Estudio de la variación climática mediante la
comparación de indicadores geoquímicos entre
series sedimentarias paleozoicas y actuales.**

**Climatic Variation through the Study of Geochemical Indexes
of Paleozoic and Actual Sedimentary Sequences.**

INÉS BLÁZQUEZ BLÁZQUEZ

TUTORES DEL TRABAJO:

JOSÉ MANUEL FUENLABRADA PÉREZ

RICARDO ARENAS MARTÍN



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

Curso 2024-2025

**Estudio de la variación climática mediante la
comparación de indicadores geoquímicos entre series
sedimentarias paleozoicas y actuales.**

**Climatic Variation through the Study of Geochemical Indexes of
Paleozoic and Actual Sedimentary Sequences.**

INÉS BLÁZQUEZ BLÁZQUEZ

TUTORES DEL TRABAJO:

JOSÉ MANUEL FUENLABRADA PÉREZ Y RICARDO ARENAS MARTÍN

Fdo.:

Fdo.:



Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

DECLARACIÓN DE NO PLAGIO

Inés Blázquez Blázquez con NIF 51191634M, estudiante de Máster de Geología Ambiental en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid en el curso 2024 -2025 , como autora del trabajo de fin de máster titulado Estudio de la variación climática mediante la comparación de indicadores geoquímicos entre series sedimentarias Paleozoicas y actuales y presentado para la obtención del título correspondiente, cuyos tutores son: José Manuela Fuenlabrada Pérez y Ricardo Arenas Martín.

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

En Madrid, a 11 de Enero de 2025

Fdo.:

Declaración Responsable sobre Autoría y Uso Ético de Herramientas de Inteligencia Artificial (IA)

Yo, [Inés Blázquez Blázquez](#)

Con DNI/NIE/PASAPORTE: 51191634

declaro de manera responsable que el/la presente:

- Trabajo de Fin de Grado (TFG)
- Trabajo de Fin de Máster (TFM)
- Tesis Doctoral

Titulado/a

Estudio de la variación climática mediante la comparación de indicadores geoquímicos entre series sedimentarias paleozoicas y actuales.

es el resultado de mi trabajo intelectual personal y creativo, y ha sido elaborado de acuerdo con los principios éticos y las normas de integridad vigentes en la comunidad académica y, más específicamente, en la Universidad Complutense de Madrid.

Soy, pues, autor del material aquí incluido y, cuando no ha sido así y he tomado el material de otra fuente, lo he citado o bien he declarado su procedencia de forma clara -incluidas, en su caso, herramientas de inteligencia artificial-. Las ideas y aportaciones principales incluidas en este trabajo, y que acreditan la adquisición de competencias, son mías y no proceden de otras fuentes o han sido reescritas usando material de otras fuentes.

Asimismo, aseguro que los datos y recursos utilizados son legítimos, verificables y han sido obtenidos de fuentes confiables y autorizadas. Además, he tomado medidas para garantizar la confidencialidad y privacidad de los datos utilizados, evitando cualquier tipo de sesgo o discriminación injusta en el tratamiento de la información.

En Madrid a 14 de Enero 2024

AGRADECIMIENTOS:

Quiero agradecer al proyecto “Ofiolitas y suturas del Macizo Ibérico (Orógeno Varisco) (OPHITURES)” PID2020-112489GB-C21 por facilitar la financiación necesaria para realizar los análisis químicos y al departamento de Mineralogía y Petrología por el uso del microscopio necesario para estudiar las láminas delgadas de la Fm. Rodada. También quiero agradecer a mis tutores José Manuel Fuenlabrada y Ricardo Arenas por su guía y atención y, finalmente, a Teo por su paciencia y opiniones.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES	3
3. CONTEXTO GEOLÓGICO:	4
4. CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO Y PALEO GEOGRÁFICO DE LA FORMACIÓN RODADA	7
5. METODOLOGÍA	8
5.1 Muestreo	8
5.2 Preparación de muestras	8
5.4 Análisis Geoquímicos e Isotópicos	9
5.5 Selección de Índices de Alteración y de Discriminación de Procedencia	9
5.6 Selección Bibliográfica de Series Sedimentarias y Clasificación Climática	11
6. LA FORMACIÓN RODADA	12
6.1 Petrografía	12
6.2 Elementos Mayores	13
6.2.1 Índices de Alteración en la formación Rodada y las series paleozoicas de la ZCI.	15
6.2.2 Índices de Discriminación de ambiente tectónico	15
6.3 Elementos Traza	16
6.3.1 Tierras Raras (REE)	18
6.4 Sistemas Isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr	19
7. DESCRIPCIÓN DE LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES.	22
7.1 Climas ecuatoriales	23
7.2 Climas áridos desérticos	24
7.3 Climas templados húmedos	25
7.4 Climas continentales	26
7.5 Climas polares de tundra y glacial	27
8. DISTRIBUCIÓN DE LOS ÍNDICES GEOQUÍMICOS DE ALTERACIÓN EN LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES Y PALEOZOICAS	29
9. DISCUSIÓN	35
9.1 Potencial y limitaciones de los índices de alteración como proxies climáticos	35
9.2 Las características de Rodada: procedencia o alteración	37
10. CONCLUSIONES	40
REFERENCIAS	41
ANEXO 1. DATOS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA DE LA FM. RODADA	47
ANEXO 2: RESUMEN DE LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES	48

RESUMEN

La primera extinción masiva de la historia de la Tierra ocurrió a finales del Ordovícico y se debió a la Glaciación Hirnantiana. Los motivos que llevaron a este gran enfriamiento son ampliamente debatidos, así como el momento en el que comenzó esta glaciación, ya que a finales del Cámbrico, menos de 40 Ma antes, la Tierra se encontraba en un periodo de *Greenhouse*, caracterizado por altas temperaturas. Los sedimentos que posteriormente formaron las pizarras de la Formación Rodada se depositaron a mediados del Ordovícico (c. 460 Ma) y por lo tanto, registraron las variaciones climáticas durante el proceso de meteorización en sus áreas fuente, ya que este proceso tiene una fuerte influencia climática. Los índices de alteración que usan los elementos mayores son una herramienta muy utilizada en la reconstrucción paleoclimática. Sin embargo, es necesario contrastar la información que nos dan sus valores con los observados en secuencias sedimentarias actuales en las que conozcamos todas las variables que afectan a la alteración química.

En el presente trabajo, se ha seleccionado al menos una serie de muestras actuales por cada zona climática de Köppen Geiger para contrastar sus características climáticas (como la precipitación y la temperatura) con sus índices de alteración, y así, poder generar una serie de diagramas que permitan la comparación con la secuencia de la Fm. Rodada aunque también con otras series Paleozoicas de Iberia. Además y debido a la influencia de la procedencia, se han utilizado datos de geoquímica de elementos traza e isótopos de Nd y Sr para caracterizar el contexto tectónico, naturaleza de la roca madre y condiciones de sedimentación de la Fm. Rodada.

El diagrama A-CN-K y los índices propuestos por Bilinski et al. (2003) son los que mejor diferencian cualitativamente la alteración característica de climas húmedos y áridos. La Fm. Rodada se encuentra en la mayoría de casos indicando una alta meteorización, común en zonas húmedas. La temperatura no muestra una fuerte correlación con ninguno de los índices de alteración ni con ninguno de los elementos mayores, sin embargo debido a las reconstrucciones paleogeográficas ampliamente aceptadas para esta época, es probable que tuviera unas temperaturas, como mínimo, templadas, ya que la Fm. Rodada se encontraba en posiciones cercanas al Polo Sur. Las funciones de discriminación utilizadas en este trabajo indican un contexto de rift para la Fm. Rodada y los protolitos de los sedimentos de estas pizarras tienen características concordantes con rocas félsicas volcánicas

1.INTRODUCCIÓN

Los índices geoquímicos de alteración en rocas sedimentarias siliciclásticas son una herramienta utilizada en el estudio climático desde la década de los 70 (*p. ej.* Parker, 1970; Nesbitt & Young, 1982). Estos índices contraponen la concentración de algunos de los elementos mayores, asumiendo que sus concentraciones relativas nos hablan de la historia de alteración enmarcada en un contexto climático concreto, que sufrieron los minerales de una roca desde la erosión en el/las área(s) fuente, hasta la consolidación de las rocas sedimentarias en las cuencas sedimentarias.

Varios autores han estudiado cómo determinados factores, como la procedencia y la distribución hidráulica, pueden distorsionar estos índices (Garzanti et al., 2014; Dinis et al., 2020; Ekoko et al., 2021; Nesbitt & Young, 1996; Guo et al., 2018; Perri et al., 2020). Por lo que su uso debe ir de la mano de un estudio complementario que ayude a discriminar la potencial influencia de estos factores.

La Formación Rodada es una secuencia de pizarras negras del Ordovícico Medio, de bajo grado metamórfico, que aflora en la zona NE del Sistema Central Ibérico (Rubio Pascual, 2013; Hernaiz Huerta et al., 2005). En el Ordovícico Medio, la Zona Centro Ibérica (ZCI), que compone gran parte del basamento de la Península Ibérica (*p. ej.* Rubio Pascual, 2013; Díez Fernández & Arenas, 2015) se encontraba en el margen norte de Gondwana (*p. ej.* Cocks, 2000; Crowley et al., 2000; Bea et al., 2010; Cambeses et al., 2017), uno de los continentes más longevos de la historia de la Tierra (Jokat et al., 2003; Roger & Santosh, 2004). La localización paleogeográfica de Gondwana durante el Paleozoico Inferior está sujeta a un amplio debate, especialmente durante el periodo anterior al Ordovícico, el Cámbrico (Landing & MacGabhann, 2010; Wong-Hearing et al., 2021, Torsvik & Cocks, 2013; 2016). Por el contrario, existe un mayor consenso sobre las características paleoclimáticas durante el Paleozoico Inferior. Las temperaturas marcan un calentamiento global desde principios del Cámbrico hasta el Ordovícico (Wong-Hearing et al., 2021; Babcock et al., 2015). A partir del Ordovícico Inferior, la tendencia cambia hasta culminar en la Glaciación Hirnantiana (Pohl et al., 2016; Trotter et al., 2016), uno de los cuellos de botella más importantes de la historia de la Tierra, que causó la extinción de aproximadamente el 85% de las especies marinas (Sheehan, 2001; Delabroye & Vecoli, 2010). Sin embargo, este cambio de tendencia climática es enigmático, ya que el registro geológico es escaso o confuso, llegando a contradecirse en muchos de los casos (Wong-Hearing et al., 2018; Cocks & Torsvik, 2020). Aun así, es importante discernir los mecanismos que generaron este cambio a escala global. El registro geológico, aunque incompleto, es el único rastro material que permite estudiar la evolución paleogeográfica de la Tierra y sus consecuencias, que marcaron la evolución de la vida en el planeta.

Este trabajo se centra en el análisis de los elementos mayores y traza, así como en la composición isotópica de Nd y Sr de la Formación Rodada (ZCI). Además, se han seleccionado dos series previamente estudiadas en esta zona de Iberia y ocho series actuales de diversas zonas climáticas para comparar sus respectivos rangos de valores, en especial, las variaciones de sus índices de alteración. Por tanto, el objetivo de este trabajo es poner a prueba estos índices tan ampliamente utilizados en la literatura e intentar establecer qué información climática y paleogeográfica nos indican las firmas geoquímicas de los materiales geológicos.

2. ANTECEDENTES

Los primeros estudios modernos de las rocas metamórficas del Sistema Central, realizados por Schäfer (1969) y Fúster & García Cacho (1970), se enfocaron principalmente en las características generales del metamorfismo. Las rocas del Sistema Central forman parte del basamento ibérico, que ha sido posteriormente correlacionado con otras zonas europeas y norteamericanas (Lefort, 1989; Neuman & Max, 1989; Martínez-Catalán et al., 2002; 2009). La mayoría de estas rocas fueron formadas durante la colisión de Laurusia y Gondwana durante la Orogenia Varisca (Arenas et al., 2014; Díez Fernández & Arenas, 2015).

La reconstrucción paleogeográfica durante el Paleozoico es muy extensa en la literatura. Cocks & Torsvik (2021) la unen especialmente con la reconstrucción paleoclimática, basándose en la paleontología, las poblaciones de circones e isótopos estables como el oxígeno, medido principalmente en conodontos (Trotter et al., 2008).

Para el estudio de rocas con acceso limitado a otros proxies climáticos surgieron estudios como el de Parker (1970) y el de Nesbitt & Young (1982), que propusieron los índices Weathering Index of Parker (WIP) y Chemical Index of Alteration (CIA), respectivamente. Unos índices geoquímicos sencillos basados en contenidos en elementos mayores, que permiten establecer a grandes rasgos la evolución geoquímica de las rocas. Estos trabajos fueron revisados y modificados (*p. ej.* añadiendo una corrección para el CaO) y también surgieron nuevos índices que trataban de evitar algunos de los problemas del CIA, el más ampliamente utilizado.

Harnois propuso el índice Chemical Index of Weathering (CIW; Harnois, 1988), que evita usar el K debido a su movilidad durante la diagénesis y metamorfismo. Posteriormente, Fedo et al. (1995) propusieron el índice Plagioclase Index of Alteration (PIA), similar al CIA pero centrándose en la alteración sólo de las plagioclasas. El mismo año, Cox et al. propuso el Index of Compositional Variability (ICV), que mide la madurez de las rocas sedimentarias.

Más recientemente, Garzanti et al. (2014) ha revisado estos indicadores, proponiendo el CIX y PIX, una versión del CIA y el PIA en el que se obvia el contenido en CaO para rocas con menos de un 2% de este elemento.

Desde el comienzo, estos índices fueron usados para el estudio del clima, aunque también se han tenido en cuenta otros factores, como el efecto de la selección mecánica (Young & Nesbitt, 1996; Guo et al., 2018; García et al., 1991), la procedencia (Dinis et al., 2020; Garzanti et al., 2014; 2019) o los diferentes efectos de la meteorización en los suelos según cada clima de Köppen-Geiger (Perri, 2020).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO:

La zona de estudio se encuentra al N de Guadalajara, en el sinclinal de Majaelayo, dentro del denominado autóctono ibérico, en la sección oriental del dominio central del Sistema Central. Las rocas estudiadas pertenecen a la Formación Rodada (Hernáiz Huerta et al., 1994), concretamente a la Fm. Rodada 2, una unidad compuesta por pizarras negras homogéneas, aunque cuenta con unos escasos niveles de arenisca fuera de la zona de estudio (Hernáiz Huerta et al., 2005).

El basamento de la Península Ibérica fue formado mayoritariamente durante la Orogenia Varisca (*p. ej.* Martínez Catalán et al. 2009; Arenas et al. 2014; Díez Fernández et al. 2016) y se divide en una serie de terrenos según la afinidad de sus protolitos y sus distintas evoluciones tectonotermales. La procedencia mayoritaria es Gondwánica, aunque el sector más SW de la Península Ibérica se considera parte de Laurasia. Se han diferenciado seis zonas geotectónicas en el Orógeno Varisco de la Península Ibérica (Fig. 1). La Formación Rodada pertenece a la Zona Centro Ibérica y se encuentra cerca de la Falla de Berzosa. Esta zona registró un metamorfismo de tipo barroviense (P y T media) de bajo grado metamórfico, inferior a la isograda del granate (Rubio Pascual, 2013). La edad obtenida para esta formación se corresponde con el Darriwilliense (Ordovícico Medio), basándose siempre en las edades bioestratigráficas obtenidas de trilobites, braquiópodos y bivalvos (Hernáiz Huerta et al., 2005; Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985).

Durante el Precámbrico, se desarrolló la Orogenia Pan-Africana, se formó el supercontinente de Gondwana, a través de una serie de complejas colisiones entre áreas cratónicas (Meert & Van Der Voo, 1997; Oriolo et al., 2017). A finales del Precámbrico y paralelamente a los últimos estadios de la Orogenia Pan-Africana, se produjo la Orogenia Cadomiense en el margen N de Gondwana (Linnemann et al., 2007). Esta orogenia consistió en un cierre y posteriormente, una apertura de cuencas sedimentarias asociadas a la actividad de un arco-isla. En la cuenca tras-arco se acumularon al mismo tiempo los sedimentos del desmantelamiento del arco así como sedimentos derivados de la erosión de las áreas cratónicas adyacentes. En este contexto geodinámico se formaron las dos series de la ZCI que se describirán más adelante, la Formación Pusa y la serie del Alcudiense Inferior (Fuenlabrada et al., 2016 y 2023; Rojo-Pérez et al., 2023; y las referencias citadas).

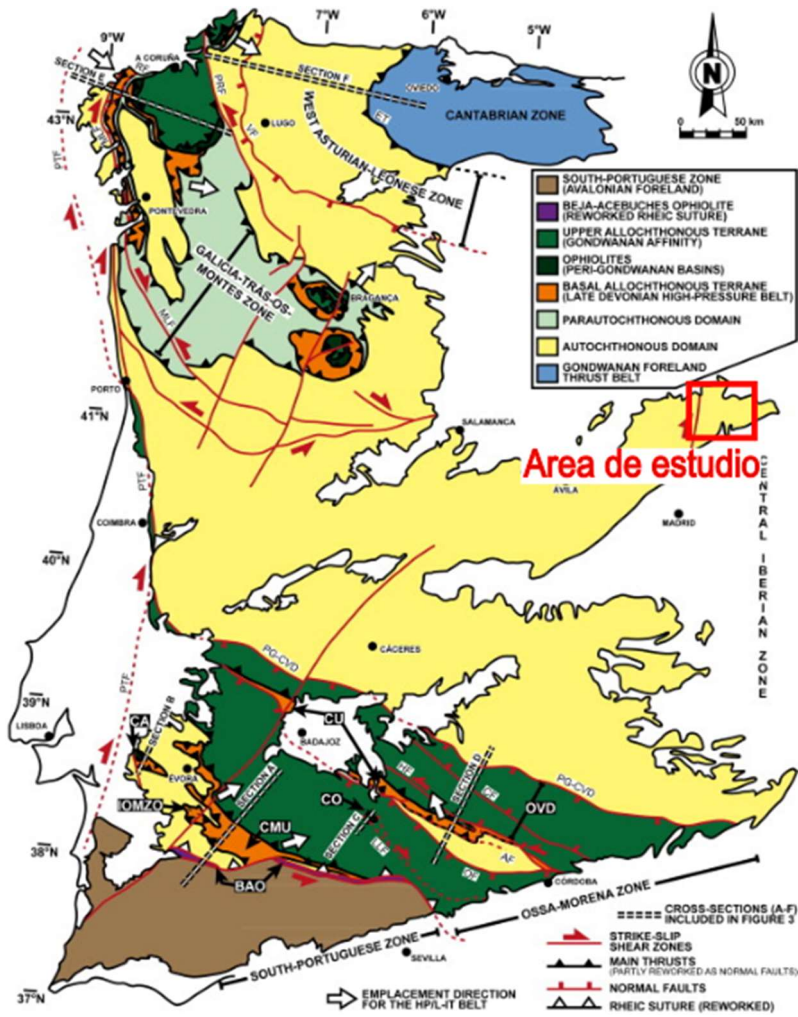


Fig. 1. Mapa geológico esquemático del Macizo Ibérico que muestra la distribución de terrenos y las zonas geotectónicas. Tomado de Díez Fernández & Arenas (2015)

Existen diferentes métodos para estudiar la procedencia de las rocas sedimentarias siliciclásticas, uno de ellos es analizando las composiciones isotópicas Sm-Nd y calculando las correspondientes edades modelo de Nd (T_{DM}). La plataforma continental del margen N de Gondwana ha sido dividida en dos secciones bien diferenciadas: la primera, más al oeste, recibiría sedimentos procedentes del West African Craton (WAC) y tendría unas edades modelo (T_{DM}) variables entre 2 y 1,7 Ga; mientras que la segunda sección se encontraría más al este y recibiría sedimentos mayoritariamente del entorno del Sahara Metacraton (SMC), con edades T_{DM} más modernas comprendidas entre 1,8 y 1,3 Ga (Stephan et al., 2019; Fuenlabrada et al., 2023).

La ZCI, aunque reconocida como un terreno con carácter autóctono según su historia tectonotermal durante el Orógeno Varisco, muestra en general unas edades modelo más

jóvenes que otros terrenos denominados autóctonos en Iberia, de 1,2 Ga a 1,9 Ga (no obstante se da cierto solapamiento con el alóctono, con edades T_{DM} de 1,4 a 2,4), lo que implicaría que en algún momento se encontraría en la sección E del margen, cercana al SMC (Fuenlabrada et al., 2023).

Durante el Ordovícico Medio (460 Ma), se fueron depositando en estas cuencas los sedimentos que actualmente conforman las rocas de la Formación Rodada, registrando no solo la posición relativa de Gondwana, sino también el ambiente climático en el que tuvo lugar la sedimentación.

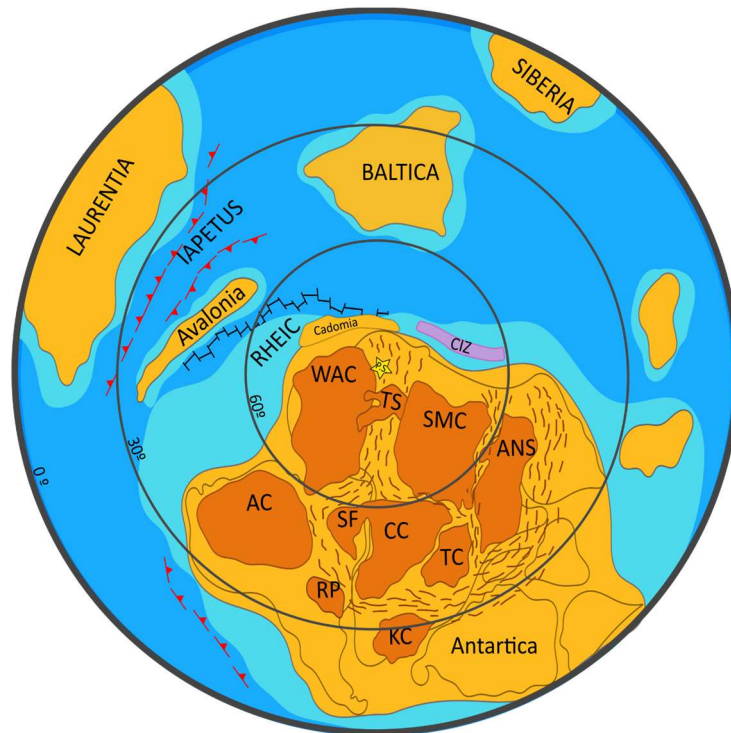


Fig. 2. Distribución de los principales paleocontinentes durante el Ordovícico medio c. 460 Ma. CIZ (Zona Centro Ibérica); PS (Polo Sur); WAC (West African Craton); SMC (Sahara Metacraton); ANS (Arabian Nubian Shield); AC (Amazonian Craton); SF (San Francisco Craton); CC (Congo Craton); TC (Tanzanian Craton); RP (Rio de la Plata Craton); KC (Kaapval Craton). Datos paleogeográficos: Cocks & Torsvik, 2021,2006; Cambeses et al., 2017; Fuenlabrada et al., 2023; Stephan et al., 2019; Arenas et al. 2024; Abalos et al., 2012.

La posición final de la ZCI se encuentra determinada por la deformación Varisca ligada al ensamblado de Pangea, que comenzó en el Devónico Inferior (Arenas et al., 2014). Esta colisión es por tanto responsable de la generación del basamento de Europa central y occidental. El Orógeno Varisco tiene su prolongación al otro lado del Atlántico en la Orogenia Appalachiana (Neuman & Max, 1989; Martínez Catalán et al., 2002). La última orogenia en afectar al Macizo Ibérico fue la Orogenia Alpina responsable del levantamiento del basamento Varisco y de la generación del relieve actual.

4. CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO Y PALEOGEOGRÁFICO DE LA FORMACIÓN RODADA

Las dos teorías paleogeográficas principales para la paleogeografía Cámbrica son; (i) la ecuatorial, según la cual la mayor parte de las masas continentales se encontraban en latitudes medias y bajas (Landing & MacGabhann., 2010) y (ii), la polar, en la que la mayoría de masas continentales se encontraban alrededor del polo sur (Nance et al., 2010; Wong-Hearing et al., 2021; Torsvisk & Cocks, 2013). La teoría ecuatorial se basa en el extenso registro de rocas climáticamente sensibles en zonas europeas que pertenecían a Gondwana a principios del Paleozoico, (Landing & MacGabhann, 2010). Sin embargo, la velocidad de movimiento de Gondwana debería ser hasta un orden de magnitud mayor que durante el resto de Paleozoico para que se pudiera reconciliar con la paleogeografía Ordovícica (Wong-Hearing et al., 2021). Por el contrario, las teorías polares se basan en datos paleontológicos y paleomagnéticos, aunque estos datos muestran ocasionalmente algunas contradicciones (Wong-Hearing et al., 2021).

El mayor consenso es que, durante el Cámbrico, se habría desarrollado un proceso de *Greenhouse* (Hearing et al., 2018; Wong-Hearing et al., 2021). Sin embargo a principios del Ordovícico, la mayoría de datos apuntan a que las masas continentales, en concreto el margen norte de Gondwana, se encontraría alrededor del polo sur (Cocks & Torsvik, 2021). El clima a lo largo de este periodo se caracterizaría por un progresivo enfriamiento, que culminaría con la glaciación Hirnantiana (Trotter et al., 2008; Cocks & Torsvik, 2021). Esta glaciación generó extensos registros geológicos como las diamictitas que se pueden observar en Iberia (Robardet & Doré, 1988), así como superficies de erosión glaciares en todo el norte de África, que se corresponde con el margen norte de Gondwana (Ghienne et al., 2007; 2023; Mou et al., 2023).

Hay varios mecanismos responsables para el enfriamiento de los océanos durante el Ordovícico, el más probable tiene que ver con variaciones de CO₂ durante el Ordovícico (Cocks & Torsvik, 2021; Turner et al., 2012). Trotter et al. (2008) propone una línea de evolución de las Sea Surface Temperatures (SST), en la que en c. 473 Ma la tendencia de enfriamiento llevaría a unas temperaturas en el ecuador similares a las actuales. Es justamente esta primera etapa de enfriamiento la que ha sido señalada como el comienzo de la primera fase de la glaciación Hirnantiana (Turner et al., 2012; Pohl et al., 2016). A principios del Ordovícico Superior (entre c. 460 y 450 Ma) se desarrollaría un corto periodo de calentamiento moderado para luego pasar a un periodo de enfriamiento brusco, que constituye la segunda y principal fase de la mencionada glaciación Hirnantiana (Trotter et al., 2008; Sheehan, 2001; Delabroye & Vecoli, 2010)

5. METODOLOGÍA

5.1 Muestreo

El muestreo de las pizarras de la Formación Rodada se realizó en las inmediaciones de la población Campillo de Ranas (Guadalajara), a lo largo de la carretera GU-194, que corta de forma perpendicular las unidades de pizarras objeto de este estudio, como se puede ver en la Figura 3. El muestreo total cuenta con 15 muestras, tomadas a lo largo de 2,5 kilómetros. Para la selección de los puntos de muestreo se tuvo en cuenta tanto la estructura tectónica de la zona (que cuenta con numerosos pliegues semi-verticales), como la zonación metamórfica realizada en la tesis de Rubio Pascual (2013). Para ello se han tomado las muestras en el flanco oeste del pliegue siguiendo un aumento del grado metamórfico.

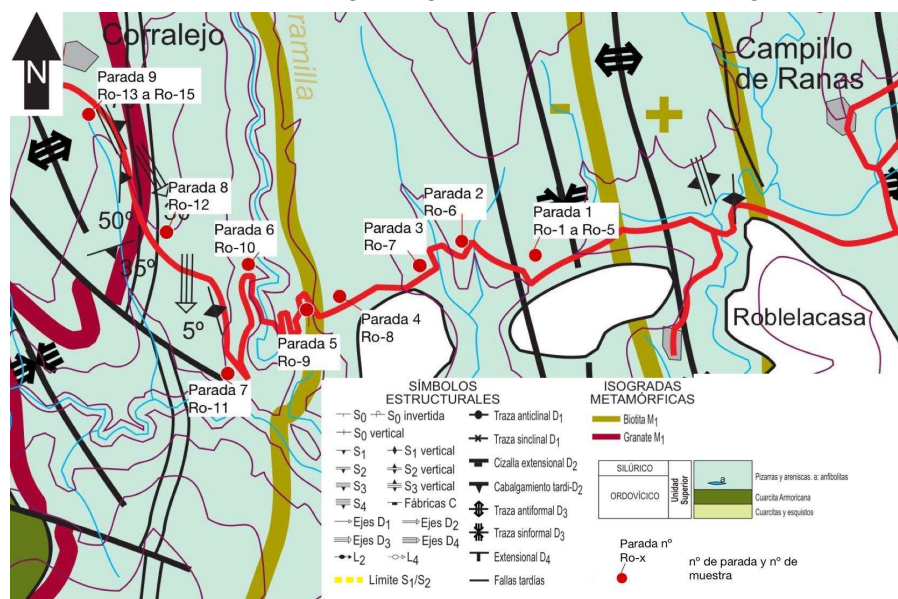


Fig.3 Mapa tectonotermal del sector de Somosierra con los puntos de muestreo (Sistema Central Español). Modificado de Rubio Pascual (2013) y fuentes incluidas.

5.2 Preparación de muestras

Las muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM). Primero, se limpiaron utilizando con una cortadora de diamante para eliminar las zonas alteradas de la roca. Posteriormente, se seleccionaron las muestras para las que se realizaría una lámina delgada (una por cada parada de muestreo) y fueron cortadas al tamaño apropiado y finalmente, pasaron por un proceso de lijado y laminado. Simultáneamente, se prepararon todas las muestras para la realización de los análisis químicos. Primero, las rocas se pasaron por una machacadora de mandíbulas y por un molino de discos, cuyo objetivo es reducir el tamaño de las rocas para que pueda ser cuarteado y finalmente se realizó el pulverizado en el mortero de ágata. El producto de este proceso se tamizó a través de una red de nylon hasta quedar seleccionado un tamaño de grano de 100 micras.

5.4 Análisis Geoquímicos e Isotópicos

Las muestras en polvo fueron enviadas al laboratorio de Actlabs© en Canadá. Allí fueron disueltas mediante un método de fusión alcalina (metaborato/tetraborato de litio). El análisis de los elementos mayores y los elementos traza Sc, Be, V, Sr, Zr y Ba se realizó mediante ICP-OES (Espectrometría de emisión óptica con plasma de acoplamiento inductivo). El resto de elementos traza se analizaron mediante ICP-MS (Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo). Las concentraciones de elementos mayores tienen unos límites de detección de entre 0,001 y 0,01 % y de entre 0,002 y 30 ppm en los diferentes elementos traza.

Los análisis de la composición isotópica de Sr y Nd se realizaron en la Unidad de Geocronología (CAI de Ciencias de la Tierra y Arqueometría, UCM). Las muestras pulverizadas, tras una disolución por vía húmeda con reactivos ultrapuros, se pasaron por un doble proceso de separación de los elementos de interés mediante columnas cromatográficas, y finalmente se analizaron mediante Espectrometría de Masas por Ionización Térmica (TIMS).

5.5 Selección de Índices de Alteración y de Discriminación de Procedencia

De todos los índices disponibles se discutirán principalmente los valores de CIA (Nesbitt & Young, 1982) y PIA (Fedo et al., 1995), debido a que su extenso uso permite una comparación directa con la mayoría de trabajos de esta temática. Estos índices funcionan de tal manera que a mayores valores más intensa es la alteración, por lo que una roca poco alterada tendrá valores <50, mientras que una roca muy alterada tendrá valores >70. Estos índices se basan en la movilidad relativa de unos elementos mayores frente a otros, como es el caso del CaO, Na₂O y K₂O. Estos elementos son componentes comunes de los minerales del grupo de los feldespatos, uno de los minerales más abundantes de la Corteza Continental Superior (UCC; Condie, 1993) pero que a diferencia del cuarzo (el mayor elemento formador de la UCC), son fácilmente alterables a arcillas, lo que permite medir esta evolución química debida a la meteorización y posteriores procesos sedimentarios.

Debido a las recomendaciones de Wani et al. (2016) se usará también el WIP (Parker, 1970), ya que este no considera ningún elemento como inmóvil, aunque Garzanti et al. (2014) menciona que la dilución de cuarzo lo afecta especialmente. El WIP funciona de forma inversa al PIA y al CIA, a mayores valores menos intensa es la alteración. Por lo tanto, una roca poco alterada tendrá valores >75 y una roca muy alterada <40.

Además, se utilizará el Index of Compositional Variability (ICV; Cox et al., 1995), ya que tiene en cuenta los óxidos Fe₂O₃ y TiO₂, que no se tienen en cuenta en los índices mencionados anteriormente.

Para descartar el efecto del CaO de minerales no silicatos se aplica la siguiente corrección, $CaO^* = CaO - (P_2O_5 * 10/3)$ en todos los índices que usen este elemento (Fedo et al., 1995). De la misma manera, para descartar el efecto del metasomatismo del potasio se observará la desviación de las series hacia el vértice K en un diagrama triangular A (Al_2O_3)-CN ($CaO^* + Na_2O_3$)-K (K_2O_3) (Algeo et al., 2025).

Por último, se utilizarán las funciones diseñadas por Bilinski et al. (2003), ya que estas fueron expresamente diseñadas para marcar el efecto de la hidrólisis en sedimentos siliciclásticos y es el único índice de los considerados en usar el contenido en SiO_2 .

Index	Fórmula	Propuesto por:
CIA	$Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*) * 100$	Nesbitt & Young, 1982
PIA	$[(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)] * 100$	Fedo et al., 1995
WIP	$(CaO^* / 0,7 + 2Na_2O / 0,35 + 2K_2O / 0,25 + MgO / 0,9) * 100$	Parker, 1970
ICV	$(CaO + K_2O + Na_2O + Fe_2O_3^* + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$	Cox et al., 1995
Índices Bilinski	Index A = $(SiO_2 + CaO + K_2O + Na_2O) / (Al_2O_3 + SiO_2 + CaO + K_2O + Na_2O)$ Index B = $(CaO + K_2O + Na_2O) / (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)$	Bilinski et al., 2003

Tabla 1. Índices de Alteración utilizados en este trabajo

Debido a la influencia del contexto tectónico, tanto en la sedimentación como por su importancia en la paleogeografía, se utilizarán los diagramas de Bhatia y Crook (1986) que discriminan entre una sedimentación encuadrada en cuatro posibles contextos geodinámicos: arco isla oceánico, arco isla continental, margen continental activo y margen pasivo. Por el contrario, los autores Verma & Armstrong-Altrin (2013) realizaron una revisión de los índices clásicos de diferenciación tectónica y generaron dos conjuntos de funciones de discriminación dependiendo de sus contenidos en sílice, con rocas ricas (>63%) o pobres en sílice (63 a 35%).

DF1	$(-0,263 * \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0,604 * \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1,725 * \ln(Fe_2O_3^t/SiO_2)_{adj}) + (0,660 * \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2,191 * \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0,144 * \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1,304 * \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0,054 * \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0,330 * \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1,588$
DF2	$(-1,196 * \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1,064 * \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0,303 * \ln(Fe_2O_3^t/SiO_2)_{adj}) + (0,436 * \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0,838 * \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0,407 * \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1,021 * \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1,706 * \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0,126 * \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1,068$

Tabla 2. Funciones de Discriminación propuestas por Verma & Armstrong (2013) para rocas ricas en sílice (>63%)

DF1	$(0,608 * \ln (\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1,854 * \ln (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,299 * \ln (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0,550 * \ln (\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,120 * \ln (\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,194 * \ln (\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1,510 * \ln (\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (1,941 * \ln (\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,003 * \ln (\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) - 0,294$
DF2	$(-0,554 * \ln (\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-0,995 * \ln (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (1,765 * \ln (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1,391 * \ln (\text{MnO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (-1,034 * \ln (\text{MgO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,225 * \ln (\text{CaO}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,713 * \ln (\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,330 * \ln (\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) + (0,637 * \ln (\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)_{\text{adj}}) - 3,631$

Tabla 3. Funciones de Discriminación propuestas por Verma & Armstrong (2013) para rocas pobres en sílice (<63%)

5. 6 Selección Bibliográfica de Series Sedimentarias y Clasificación Climática

Los criterios para la selección de series sedimentarias se han basado en encontrar la mayor cantidad de similitudes con los datos bibliográficos que conocemos de la Fm. Rodada. En primer lugar y siempre que fuera posible, se seleccionaron series de plataforma continental o de estuario, ya que estos dos ambientes pueden ser compatibles con el posible paleoambiente durante la sedimentación de las pizarras de la Fm. Rodada (Ghienne et al., 2023), en los que se cuenta con importantes aportes terrígenos. Por este mismo motivo y según lo descrito por Gutiérrez Marco et al. (2019), las series deben ser poco profundas, aunque esto no es absolutamente necesario si la procedencia de los sedimentos tiene una clara influencia de sedimentos del continente. El objetivo de este trabajo es discutir los límites de los índices de alteración y su relación con los factores climáticos existentes y por lo tanto, las series sedimentarias seleccionadas deben estar constituidas por sedimentos siliciclásticos y pertenecer a sistemas sedimentarios activos y actuales. También se han evitado zonas con una gran influencia antrópica, para evitar la distorsión en los datos geoquímicos debida a la contaminación.

La clasificación de Köppen-Geiger es una de las más utilizadas en parte por su sencillez. Esta clasificación discrimina los distintos climas basándose en tres variables principales, la temperatura media anual, la precipitación y la temperatura del aire (Kottek et al., 2006). Para la selección de las series se han intentado recopilar varios ejemplos dentro de cada una de las zonas climáticas principales: A (Ecuatorial), B (Árido), C (Templado), D (Continental) y E (Polar). Para la recopilación de los datos climáticos de cada zona se ha utilizado el Copernicus Climate Change Service (CCCS, s.f.), seleccionando la serie climatológica de 1981- 2010. Para realizar un análisis en conjunto de todas las series, se ha realizado un análisis de correlación de Pearson utilizando el software de Statgraphics.

6. LA FORMACIÓN RODADA

6.1 Petrografía

En total se han realizado 9 láminas delgadas de las 15 muestras tomadas, una por cada parada en el muestreo. Las rocas aumentan en profundidad según aumenta el número de la muestra. Todas las muestras recogidas evidencian una gran homogeneidad tanto en textura como en composición mineralógica. Todas las muestras excepto la Ro-13 son ricas en materia orgánica, lo que también fue observado para la misma serie en la misma zona por Rubio Pascual (2013). La muestra Ro-2, recogida en la zona superior de la Fm. Rodada, contiene una mayor cantidad de porfiroblastos de clorita, con un tamaño habitualmente superior a los 100 micrómetros. Las muestras Ro-6 a Ro-12 tienen en general una textura lepidoblástica, con un matriz conformada principalmente por micas. Hay abundantes cristales de clorita, especialmente agrupados junto con el cuarzo en las sombras de presión que rodean los muy abundantes cristales de óxidos (probablemente ilmenitas) que encontramos, así como alrededor de algunos cloritoides (Fig. 5), siendo estos últimos los más abundantes y de mayor tamaño. Por el contrario, la muestra Ro-13, recogida en la zona inferior de la Fm. Rodada, muestra signos de pliegues que reflejan varios estadios de deformación, aunque solo aparece como nuevo mineral la biotita, además localmente su textura pasa de nematoblástica a lepidoblástica.

La cantidad de óxidos aumenta según profundizamos en la Fm. Rodada, especialmente en las muestras Ro-10 a Ro-12, aunque su concentración aparentemente disminuye en la Ro-13. Según lo observado en campo y en lámina delgada, no hay motivos para pensar que en esta zona la formación Rodada sobrepasará el grado metamórfico de la biotita, aunque en la cartografía realizada por Rubio Pascual (2013) al menos la muestra Ro-13 corresponde al grado del granate.

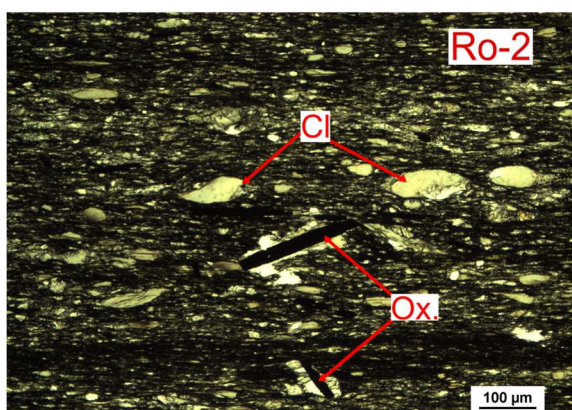


Fig. 4 Imagen al Microscopio de la muestra Ro-2. Textura lepidoblástica con matriz de micas y materia orgánica y porfiroblastos de Clorita (Cl) y Óxidos (Ox)

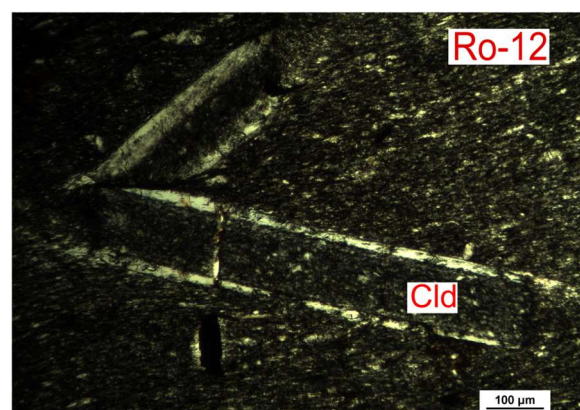


Fig. 5 Imagen al Microscopio de la muestra Ro-12. Textura fina con matriz de micas y materia orgánica y porfiroblastos de Cloritoide (Cld) de mayor tamaño

6.2 Elementos Mayores

Todas las muestras analizadas presentan una gran homogeneidad geoquímica. Las pizarras de la Fm. Rodada se caracterizan por ser rocas silíceas con alrededor de un 50% de SiO₂ (Tabla 4), relativamente inferior al valor medio del PAAS de 62% (Post Archean Australian Shale; Taylor & McLennan, 1985), y al de la UCC de 66,79 % (Condie, 1993). El Al₂O₃ es el siguiente elemento con mayor porcentaje con un valor medio de 24%, muy superior a los valores de PAAS y UCC con un 9,31% y un 5,4%, respectivamente. Además, muestra una fuerte correlación con el Na₂O y el CaO. La relación entre el Al₂O₃ y el SiO₂ (2,2) indica un enriquecimiento en feldespatos y minerales de la arcilla, inferior tanto a los ratios de PAAS (3,32) como UCC (4,46), cuya tendencia no se ve afectada por la cantidad de CaO (Gasching et al. 2016) La concentración de este elemento es muy baja, con un valor inferior a 0,5% y un coeficiente de variación del 47% siendo el valor que más varía entre las muestras (Tabla 4).

nº	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI
Ro-1	51.48	24.04	10.03	0.086	2.39	0.41	1.12	3.11	0.898	0.16	5.13
Ro-2	52.79	24.73	8.4	0.064	1.88	0.36	1.35	3.27	0.709	0.17	5.26
Ro-3	53.41	25.28	7.48	0.056	1.68	0.34	1.25	3.63	0.805	0.11	5.13
Ro-4	52.72	24.71	8.77	0.088	1.95	0.42	1.35	3.4	1.2	0.24	5.47
Ro-5	50.57	25.07	9.76	0.114	2.37	0.32	1.15	3.24	0.809	0.11	5.27
Ro-6	51.45	25.78	10.15	0.128	2.28	0.42	1.24	3.37	0.81	0.15	5.18
Ro-7	54.96	22.96	8.45	0.063	2.17	0.24	1.29	3.49	0.828	0.17	4.5
Ro-8	51.15	26.63	9.11	0.057	2.2	0.49	1.5	2.9	0.593	0.1	5.21
Ro-9	54.03	24.35	9	0.077	2.06	0.43	1.12	3.18	0.989	0.15	5.03
Ro-10	52.96	25.56	8.59	0.055	1.98	0.63	1.41	3.08	1.162	0.18	5.17
Ro-11	54.45	23.89	9.25	0.05	2.33	0.49	1.14	2.97	0.892	0.13	5.15
Ro-12	54.52	23.56	9.17	0.045	2.34	0.37	1.2	2.87	0.864	0.11	5.14
Ro-13	58.3	21.76	6.73	0.04	1.65	0.03	0.52	4.4	0.889	0.1	4.69
Ro-14	56.93	21.83	8.85	0.061	2.08	0.11	0.95	3.46	0.962	0.12	4.88
Ro-15	56.72	24.42	6.94	0.036	1.65	0.11	1.23	3.65	0.672	0.05	4.97
Media	53.76	24.30	8.71	0.07	2.07	0.34	1.19	3.33	0.87	0.14	5.08

Tabla 4. Elementos mayores de la Fm. Rodada (óxidos en porcentaje del peso).

El FeO₂ es otro de los óxidos en los que encontramos una concentración ligeramente superior a la que encontramos en el PAAS y en la UCC. Las pizarras de Rodada tienen un valor medio de 8,72%, aproximadamente el doble que la UCC (4,51%), este elemento tiene una correlación positiva especialmente importante con el MgO y con el MnO. El resto de elementos mayores se encuentran en concentraciones muy similares a las encontradas tanto para el PAAS como para el UCC (Fig. 6)

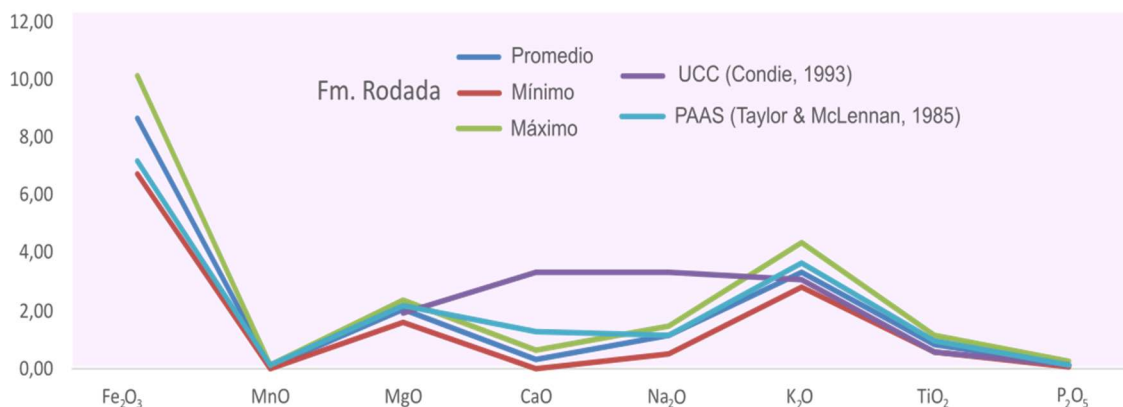


Fig. 6 Comparación de las concentraciones de algunos de los óxidos principales de la Formación Rodada, UCC (Condie, 1993) y PAAS (Taylor & McLennan, 1985)

Para poder apreciar tendencias dentro de la Zona Centro Ibérica se han tenido en cuenta los valores de dos series Paleozoicas y Precámbricas del sur de la ZCI: la Formación Pusa, compuesta principalmente por metasedimentos de principios del Cámbrico y depositados en una plataforma somera (Fuenlabrada et al., 2016; y referencias citadas), y la serie del Alcudiense Inferior, compuesta principalmente por turbiditas de edad Ediacárica tardía (Fuenlabrada et al., 2016; y referencias citadas). Estas tres series se colocan generando una tendencia lineal, en la que aumenta el ratio de Al_2O_3 frente a la SiO_2 a lo largo del Paleozoico inferior (Fig. 7).

La media de la relación de Al_2O_3 frente a TiO_2 en la Fm. Rodada (Tabla 4) se encuentra por encima de los valores del PAAS (18,9%) y de la UCC (24,18%), con un valor medio de 28,89%. Esto se debe a la mayor concentración de Al_2O_3 en las pizarras de la formación Rodada (24,99 %) respecto a la UCC (14,95%) y el PAAS (18,9%). Ambos elementos se consideran relativamente inmóviles, excepto en ambientes extremos en los que se moviliza el aluminio, bien por disolución o por su acumulación en una fracción fina (Nesbitt & Young, 1996). En este caso tenemos por el contrario un relativo enriquecimiento de Aluminio, que se puede deber a una acumulación de la fracción fina en un clima extremo, a la procedencia, o a una mezcla de ambas. La distribución de estos índices para todas las series de la ZCI no sigue una linealidad sino que se distribuyen de forma vertical (Fig. 8).

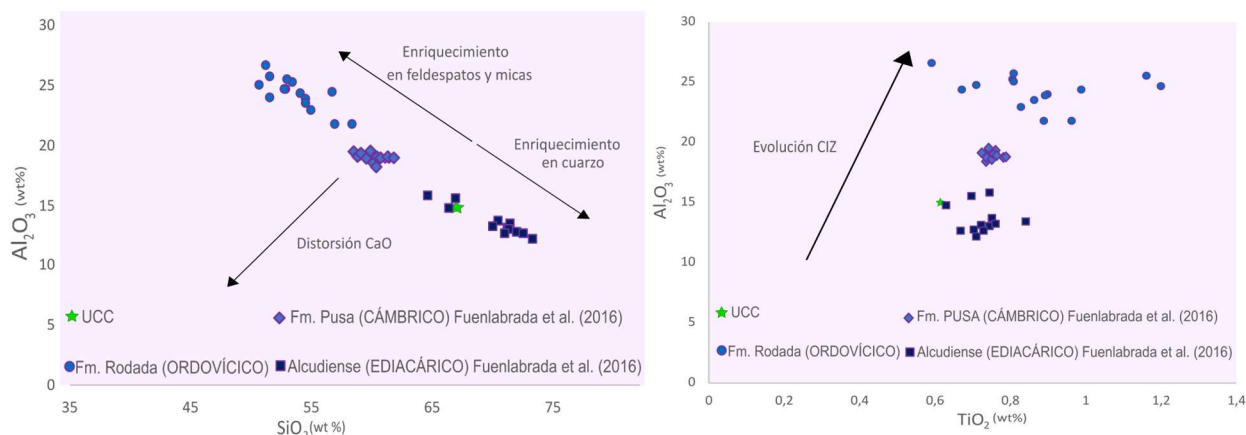


Fig. 7. Diagrama Al_2O_3 y SiO_2 de las series de la ZCI. (Gasching et al., 2016). Fig. 8. Diagrama Al_2O_3 y TiO_2 de las series de la ZCI.

6.2.1 Índices de Alteración en la formación Rodada y las series paleozoicas de la ZCI.

El bajo contenido en CaO (< 0,3 % de media), junto con el bajo valor de LOI (de alrededor del 5%) en la Formación Rodada hacen viable el uso del CIA (Nesbitt & Young, 1982). Este índice presenta valores muy similares en todas las muestras, con un valor medio de 80,56, relativamente más alto que el calculado para el PAAS (70), lo que indicaría una elevada alteración química de las rocas del área fuente en procesos de meteorización. Por su parte, el índice de alteración de la plagioclasa (PIA; Fedo et al., 1995) es además relativamente más alto que el del PAAS (90 frente a 79) indicando una alta alteración de las plagioclasas y por lo tanto, apoya la madurez química de las rocas.

El ICV (Cox et al., 1995) del PAAS y de las pizarras de Rodada son ambos inferiores a 1 (0,88 y 0.68, respectivamente), indicando una alteración de los feldespatos, lo que unido a la relación de K_2O/Al_2O_3 de Rodada (inferior al de 0,14) indica enriquecimiento de minerales de la arcilla (Cox et al., 1995).

El WIP (Parker, 1970) tiene valores en torno a 48, por lo que la alteración sería potencialmente más moderada, especialmente si tenemos en cuenta que el PAAS tiene un valor de 52. Este es el índice que muestra una menor variación entre las rocas de la formación Rodada y los valores medios del PAAS.

6.2.2 Índices de Discriminación de ambiente tectónico

Verma & Armstrong-Altrin (2013) analizaron los diagramas clásicos de discriminación de ambientes tectónicos para rocas sedimentarias. Concluyeron que estos diagramas no son válidos y a su vez, propusieron unos nuevos cálculos basados en funciones de discriminación estadísticas. En este caso diferenciaron entre ambientes de arco (tanto continentales como oceánicos), zonas de colisión y ambientes de rift. El análisis estadístico de estos autores da un margen de éxito de más del 75% en todos los casos estudiados.

Las Grauvacas del Alcudiense tienen más de un 63% de SiO₂ y se proyectan sobre el campo de arco, por el contrario tanto la Fm. Pusa como la Fm. Rodada son pobres en sílice; la Fm. Pusa se proyecta completamente dentro del campo de Rift. La formación Rodada se encuentra principalmente en el mismo campo aunque dos de ellas (Ro-13 y Ro-5) caen dentro del campo de colisión continental (Fig. 9b), y cuatro de ellas se encuentran en el límite entre este campo y el campo de rift continental (RO-1, 6, 9, y 14).

Las probabilidades de cada campo son menores cuanto más cerca se encuentre de la línea de borde que marca el 50% de probabilidad.

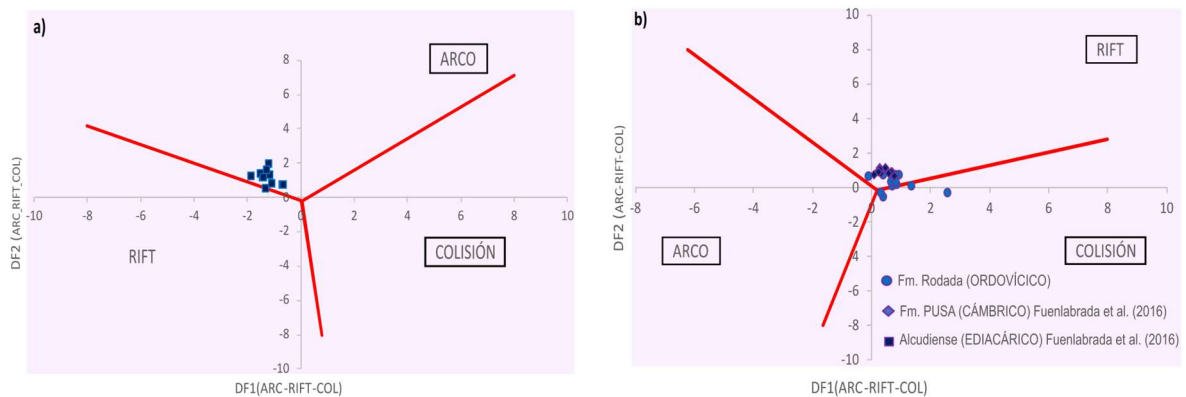


Fig. 9 Diagrama de discriminación tectónica de Verma & Armstrong (2013) para las series paleozoicas a) ricas en sílice (>63% de SiO₂) y b) pobres en sílice (<63% SiO₂)

6.3 Elementos Traza

Como habíamos visto anteriormente en los análisis de elementos mayores, las rocas de la Fm. Rodada son muy homogéneas geoquímicamente (Anexo 1). Las relaciones entre Co/Th y La/Sc (Fig. 10) señalan hacia una fuente félsica ácida, lo que se ve también reforzado por las relaciones de Cr/V y Sc/Th (White, 2013), que descartan un origen máfico o ultramáfico de la roca fuente (Fig. 11).

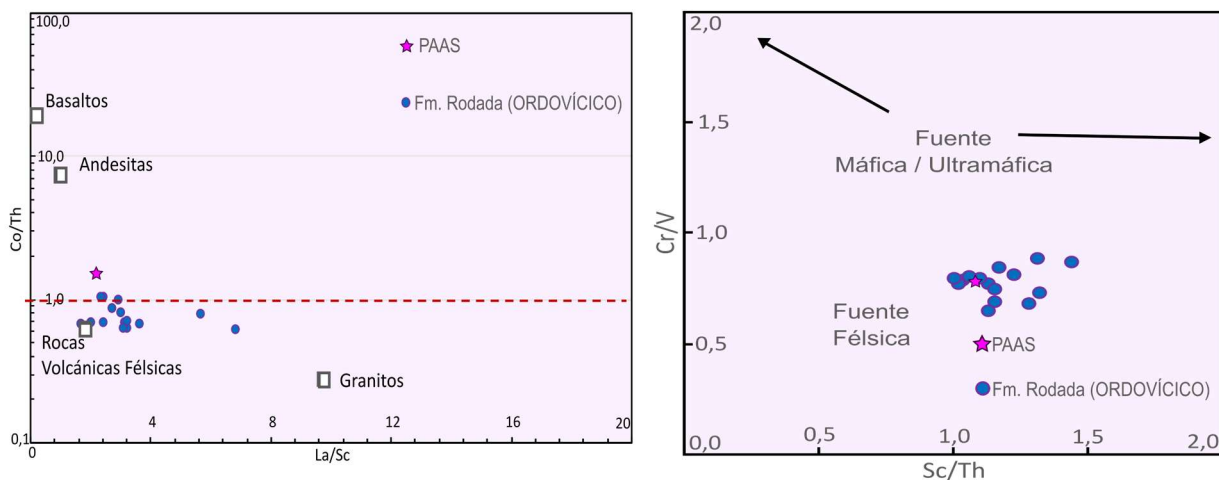


Fig.10 Co/Th vs La/Sc. Composiciones medias de Condie (1993) Fig. 11 Diagrama Cr/V y Sc/Th (White, 2013)

Bhatia & Crook (1986) realizaron una serie de diagramas que intentan discriminar el ambiente tectónico de sedimentación de rocas siliciclásticas a partir de las concentraciones de determinados elementos traza inmóviles en procesos de alteración (La-Th-Sc y Th-Co-Zr/10; Fig. 12). En la mayoría de casos estos suelen proyectarse en los campos B y C; correspondientes a ambientes de un arco isla continental o un margen continental activo.

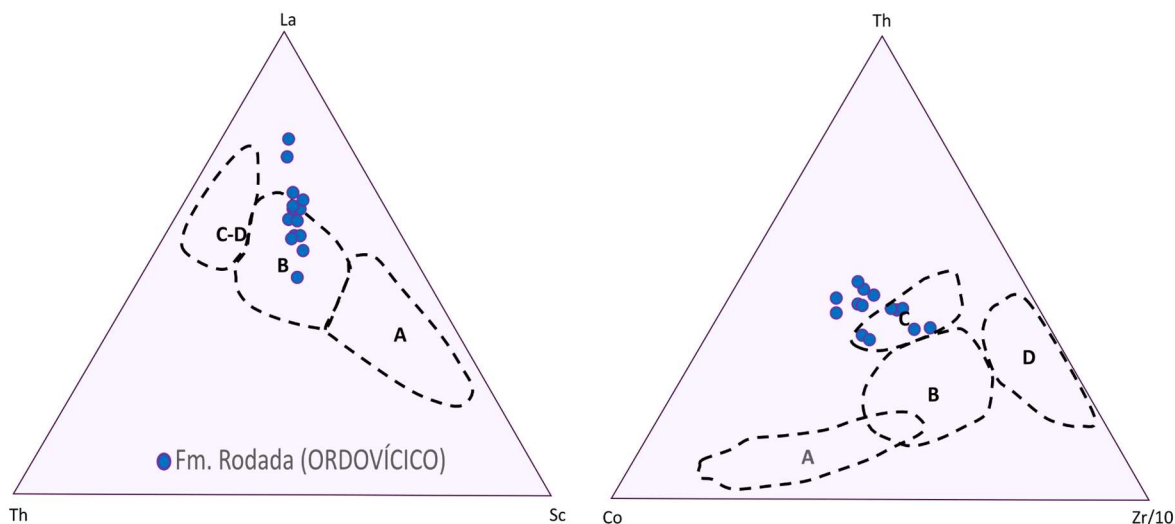


Fig. 12. Diagramas de Bhatia y Crook (1986) para la discriminación del contexto tectónico de sedimentación de las pizarras de la Formación Rodada.

Los valores de las relaciones de Th/Sc y Zr/Sc (Fig. 13) muestran una correlación ambigua. Son similares a los valores de PAAS, y se colocan cerca de la tendencia de un margen activo, aunque muy cercano al borde de un mayor reciclaje sedimentario, típico de un ambiente tectónico pasivo, además se puede ver una tendencia lineal paralela al eje de Zr/Sc, que marca un empobrecimiento en Zr según se avanza en el tiempo en las series de la ZCI. Los elementos traza son en general más inmóviles que los elementos mayores, sin embargo hay varios que sí son sensibles a los procesos sedimentarios. La relación entre el Th y el U (6,61) marca una progresiva alteración (Taylor & McLennan, 1985; Armstrong-Altrin et al., 2014), lo que es también corroborado por la relación Sr/Rb que varía de 0,726 a 1,414, muy por encima del límite de 0,5. Esto indica una alta alteración química durante los procesos sedimentarios que genera la redistribución del Sr en procesos post-deposicionales. Por el contrario, la relación de Ba/Sr en las pizarras de la Fm. Rodada (3,36; valor medio) es similar a la encontrada en el PAAS (3,25), lo que indicaría una baja alteración de los feldespatos y plagioclasas. El índice Sr/Ba ha demostrado ser un índice interesante que se correlaciona con la humedad (si $Sr/Ba < 1$) o con la aridez (Si $Sr/Ba > 1$) (Dai et al., 2020; Berinyuy et al., 2023) debido a la influencia de agua marina o agua dulce, ya que esta última se asocia a un clima húmedo. Rodada tiene un valor medio de Sr/Ba de 0,32, que en todo caso indicaría una gran influencia de terrígenos y de agua dulce. Los valores de Ga/Rb y Sr/Cu (Fig.14) indican

un clima más árido, a excepción de la muestras Ro-9, que se encuentra en límite de un ambiente húmedo.

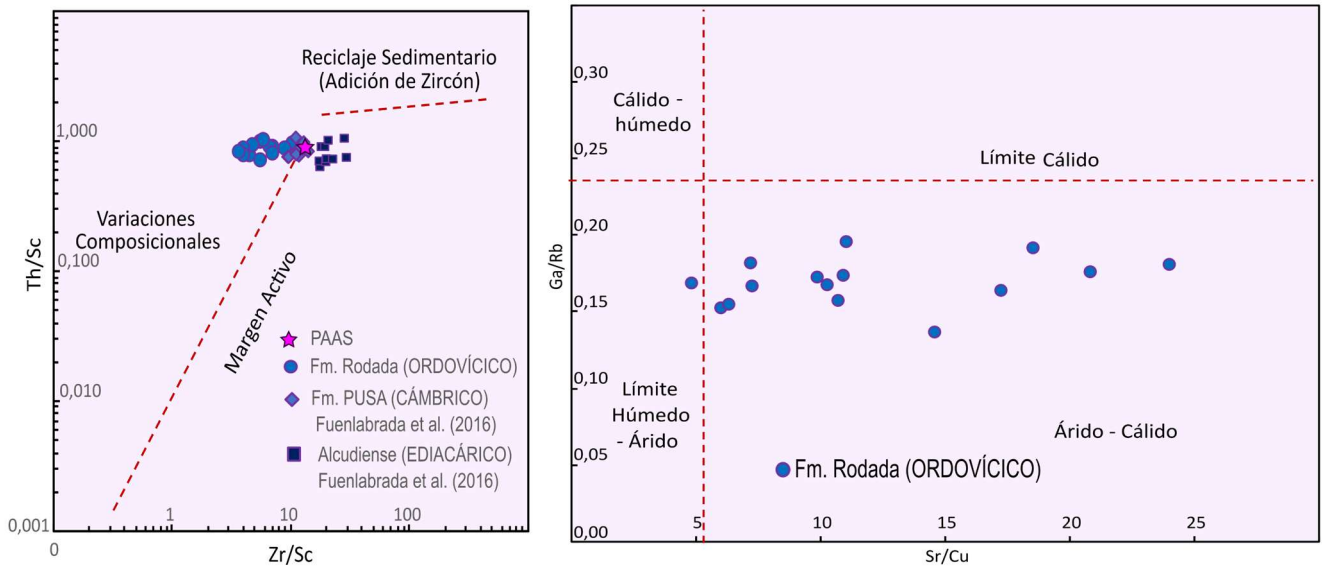


Fig. 13 Diagrama Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan et al., 1993) Fig. 14 Ga/Rb vs Sr/Cu (Xie et al., 2018)

Varios elementos son sensibles al efecto del estado de reducción del ambiente y pueden ser utilizados como proxies de los mismos (Zhao et al., 2016). Los más ampliamente utilizados son las relaciones Th/U, Ni/Co y V/Cr (Jones & Manning, 1994; Zhao et al., 2016; Dai et al., 2020; Berinyuy et al., 2023). Todos ellos comparten la idea de que se trataba de un ambiente de deposición óxico, lo que aparentemente contrasta con la acumulación de materia orgánica encontrada en las rocas, pero que concuerda con la gran cantidad de óxidos encontrados en las rocas.

6.3.1 Tierras Raras (REE)

Los valores en las concentraciones de los elementos de las tierras raras en la Fm. Rodada (Anexo 1) fueron normalizados respecto al valor medio de las condritas según Nakamura (1974). El perfil de las REE para todas las muestras es muy homogéneo (Fig. 15), exceptuando las muestras Ro-6 y Ro-13, con una mayor concentración en Pr, Nd y Sm. Hay un claro enriquecimiento de las LREE sobre las HREE, ($La_N/Yb_N=15,02$) de nuevo conforme con unos sedimentos maduros, puede que reciclados (McLennan et al., 1993). El patrón de HREE ($Gd_N/Yb_N=2,02$) se encuentra en la parte superior del rango normal de las rocas ígneas de la corteza superior (McLennan et al., 1993). La anomalía de Eu es ligeramente negativa (0,7; valor medio), lo que de nuevo confirma la afinidad a una corteza continental superior (McLennan et al., 1993).

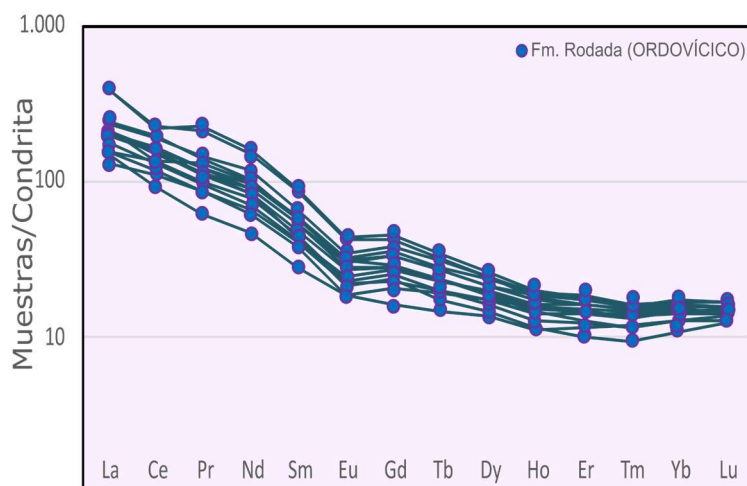


Fig.15. Tierras Raras de la Fm. Rodada normalizadas a condritas. Valores de Condritas de Nakamura (1974)

6.4 Sistemas Isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr

El estudio de las composiciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd ha sido ampliamente utilizado para estudios de procedencia y alteración geoquímica (Garzanti et al., 2013; Allègre et al., 1996). Para realizar los cálculos isotópicos de Sr y Nd de las pizarras objeto de estudio, se ha tenido en cuenta una edad Darriwilliense (460 Ma), ya que esta es la edad asumida para la serie. La relación $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ inicial da un rango de valores relativamente limitado (0,51184 a 0,51199), lo que apoya el argumento de una misma fuente para las muestras tomadas (Tabla 5). Las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varían entre 0,10404 y 0,11945, por lo que se localizaron dentro de los rangos para rocas de procedencia félsica (Sun et al., 1995), de forma coherente con lo visto en el resto de análisis geoquímicos (Fig. 10).

Sample	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$\pm\text{StErr} \cdot 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\text{StdErr} \cdot 10^{-6}$
RO_01	0.1157	0.511912	1	2.602	0.730364	3
RO_02	0.1084	0.511914	1	2.279	0.727875	2
RO_03	0.1138	0.511902	1	2.696	0.730624	3
RO_04	0.1181	0.511910	1	2.617	0.730677	2
RO_05	0.1084	0.511895	1	2.621	0.730412	2
RO_06	0.1115	0.511909	1	2.207	0.726923	3
RO_07	0.1195	0.511995	1	3.506	0.736797	3
RO_08	0.1168	0.511911	1	2.214	0.728770	3
RO_09	0.1163	0.511888	1	2.717	0.731221	2
RO_10	0.1186	0.511903	1	2.447	0.729434	2
RO_11	0.1176	0.511933	1	3.086	0.732130	2
RO_12	0.1170	0.511922	1	2.533	0.728481	2
RO_13	0.1106	0.511867	4	4.103	0.739576	2
RO_14	0.1131	0.511840	1	2.932	0.732293	3
RO_15	0.1040	0.511874	1	2.104	0.729413	3

Tabla 5. Datos isotópicos Sm-Nd y Rb -Sr de la Fm. Rodada

Estos valores se encuentran por encima de 0,08 por lo que se pueden descartar procesos de fraccionamiento del Sm en procesos corticales (Bea et al., 2023). Al tener valores inferiores a 0,165, se puede calcular la edad modelo de Nd (T_{DM}) con seguridad (Stern, 2002). Las T_{DM} se basan en concretar el momento en el que el material, que posteriormente conformará una roca se separa del manto, íntimamente relacionado con la evolución del sistema isotópico Sm-Nd a lo largo del tiempo de una roca, desde el momento de la mencionada extracción hasta la actualidad (DePaolo, 1981). Los valores de $\epsilon Nd_{(0)}$ y $\epsilon Nd_{(460)}$ son muy similares, con rangos de entre -15,57 a -12,55 y de -10,67 a -8,02, respectivamente. Tampoco se puede apreciar una tendencia clara en las edades modelo de las muestras a parte de un ligero envejecimiento según aumenta la profundidad de la serie. Las edades modelo varían de 1623 y 1824 Ma, por lo que se corresponden con finales del Paleoproterozoico (Fig. 16). Estas edades son más antiguas que las encontradas en las pizarras de la Fm Pusa y las metagrauvascas del Alcudiense Inferior, con edades comprendidas entre el Neoproterozoico y el Mesoproterozoico (1256 - 1657 Ma; Fuenlabrada et al., 2016).

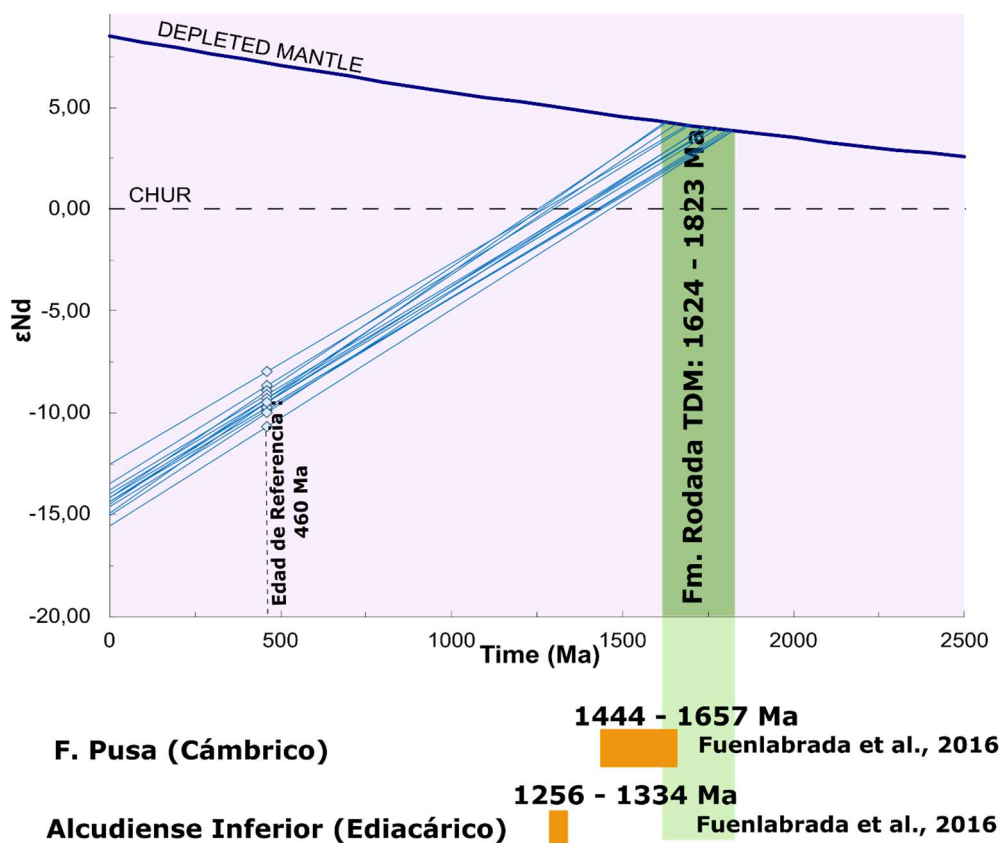


Fig. 16. Edades modelo (TDM) según el modelo de (DePaolo, 1981) de la Fm. Rodada, con una edad de sedimentación de 460 Ma (Hernáiz Huerta et al., 2005). Se compara con las edades modelo de las formaciones de Pusa y Alcudiense inferior tomadas de Fuenlabrada et al., 2016. Constante de Decaimiento para ^{147}Sm : $6.54 \times 10^{-12} \text{ y } -1$ (Lugmair and Marti, 1978). Parámetros del CHUR en la actualidad para $^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} = 0.1967$; $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0.512638$ (Jacobsen and Wasserburg, 1980).

La relación Rb/Sr de las muestras de Rodada es de nuevo relativamente homogénea, con una media de 0,935, muy superior al rango medio de la Tierra en su conjunto (White, 2013). La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varía entre 0,726923 a 0,739576 (Tabla 5), con un coeficiente de variación inferior al 0,5%. La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ tampoco muestra una gran variación, con valores entre 2,104 y 4,103. Los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial son de nuevo muy homogéneos (entre 0,71441 y 0,71773), todo ello parece indicar que este sistema no fue abierto durante procesos de metamorfismo. La figura 17 muestra un diagrama con los valores de $\epsilon\text{Nd}_{(460)}$ respecto a las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, que indica una clara afinidad de las pizarras de la Fm Rodada con una corteza continental (White, 2013).

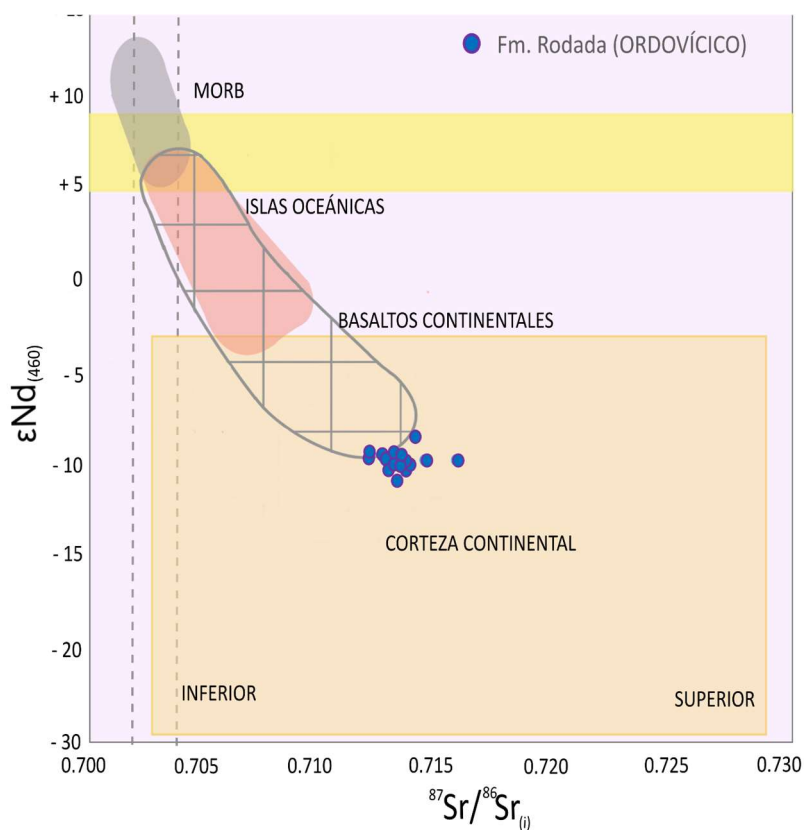


Fig. 17 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ y $\epsilon\text{Nd}_{(460)}$ para la procedencia de la Fm. Rodada. Constante de decaimiento para ^{87}Rb : 1.42×10^{-11} y -1 (Steiger and Jäger, 1977). Parámetros del CHUR en la actualidad para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.085$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7047$ (Caro and Bourdon, 2010).

7. DESCRIPCIÓN DE LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES.

Para la selección de las series sedimentarias actuales, a parte de los criterios establecidos anteriormente, se ha añadido una limitación al CaO ya que en la Fm. Rodada es inferior al 1%. Se han seleccionado las muestras de las series con menos de un 5% de CaO, ya que de esta forma se limita la influencia de las corrientes marinas (Maslov et al., 2022) así como de la erosión de rocas fosfatadas y carbonáticas, con un comportamiento diferente a los sedimentos siliciclásticos y así se evitan distorsiones en el uso de los índices principales (Bahlburg & Dobrzanski, 2015)

La clasificación de Köppen-Geiger hace una diferenciación entre cinco climas principales (Kottek et al., 2007). Para tener cierta representatividad se ha seleccionado al menos una correspondiente a cada clima (Fig. 18). Las series elegidas son:

- A. Clima Ecuatorial: Serie de los Manglares de Camerún (Berinyuy et al., 2023) y la Serie del plataforma del SW de la India (Kurian et al., 2013)
- B. Clima Árido: Serie del Golfo de California (Armstrong-Altrin et al., 2014) y serie de la llanura mareal de Al-Kharrar, Mar Rojo (Haredy & Ghandour, 2020)
- C. Clima Templado: Serie del Estuario de Mallacota, SE Australia (Nesbitt et al., 1996)
- D. Clima Continental: Serie del Estuario del Río Öre, Norte de Suecia (Bilinski et al., 2003)
- E. Clima Polar: Serie de la plataforma de Svalbard, Ártico (Maslov et al., 2022) y serie de la plataforma de Schirmander Oasis, Antártida (Srivastava et al., 2013)

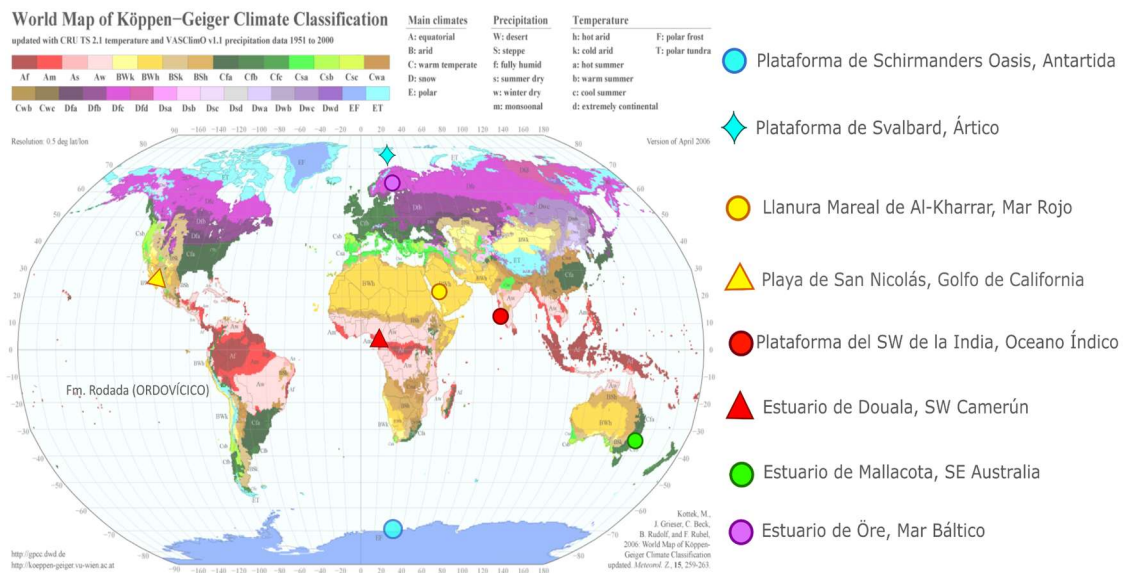


Fig 18. Mapa zonas climáticas de Köppen-Geiger con la localización de las series elegidas. Obtenido de Kottek et al., 2007.

La mayoría de zonas se encuentran alejadas de límites activos de placa (Fig. 19) excepto la serie del Golfo de California y de Al-Kharrar en Arabia Saudí, que se trata de un límite divergente de rift (Hasterok et al., 2022).

Pese a conocer los contextos tectónicos de las series actuales, todos los datos han sido representados dentro de los diagramas de Verma & Armstrong (2013) para facilitar la comparación con la Fm. de Rodada y las otras dos series de la Zona Centro Ibérica (Fig. 20a y 20b).

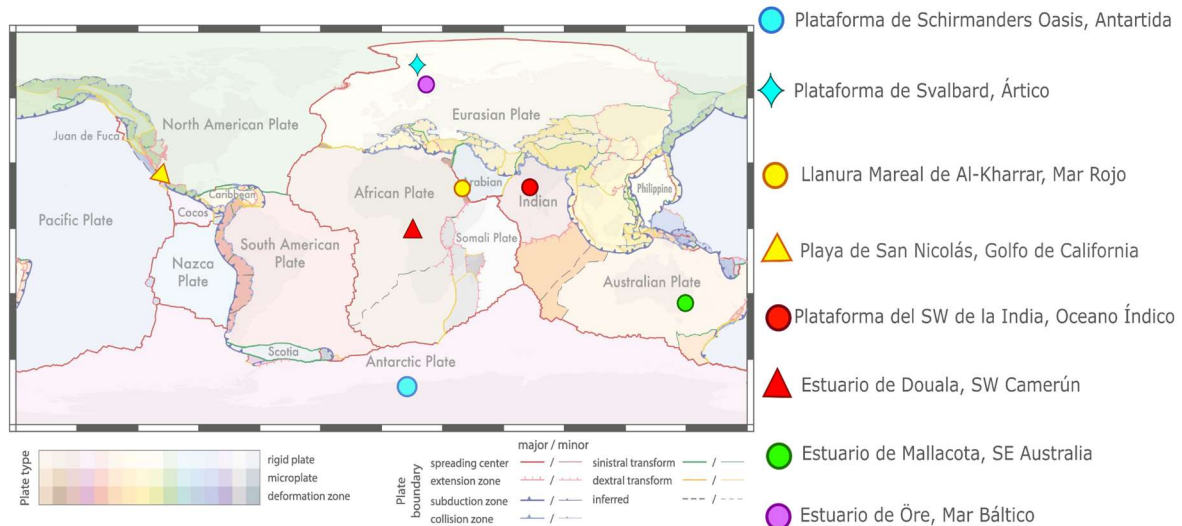


Fig. 19 Mapa de la distribución de las series en un mapa de las placas tectónicas mundiales. Obtenido de Hasterok et al., 2022

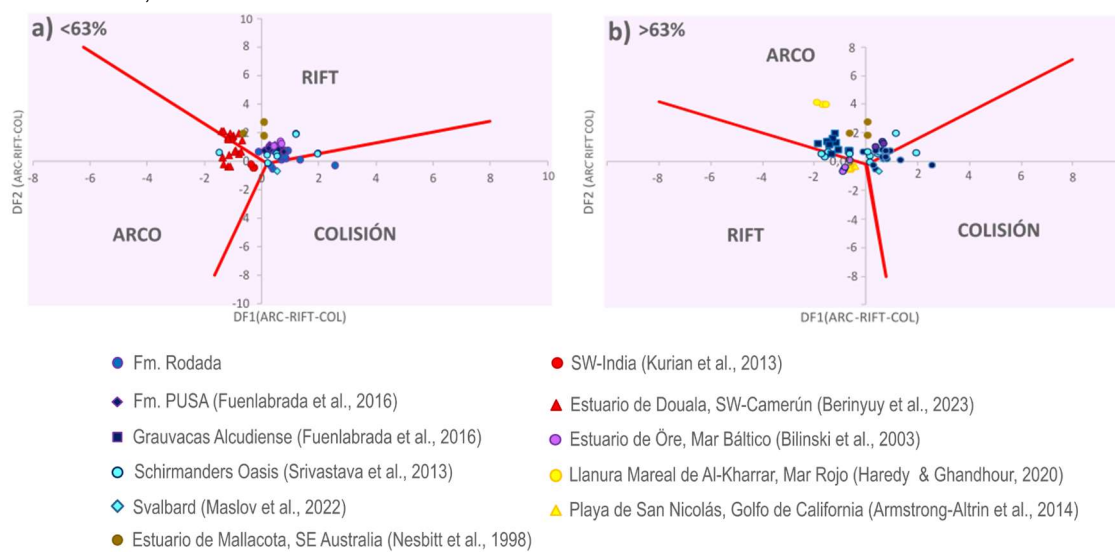


Fig. 20. a) Diagrama Verma & Armstrong-Altrin, 2013 para series pobres en sílice (35-63%) b) Diagrama Verma & Armstrong-Altrin, 2013 para series ricas en sílice (63-95%)

7.1 Climas ecuatoriales

Estos climas (A) son típicos de bajas latitudes, cercanas al ecuador, se caracterizan por no tener ningún mes temperaturas medias inferiores a 18°C, y en los que la precipitación es superior a la evaporación. Se han seleccionado dos series del clima Tropical monzónico, caracterizados por, al menos, tener un mes por debajo de 60 mm/anuales y porque el valor de la precipitación mínima sea superior a la fórmula 100- (Precipitación anual /25) (Kottek et al., 2007). En esta zona climática se incluye la serie de manglares en el SW de Camerún (3,5°N; 9,21°E) y en la costa SW de la India (8°-16° N; 75°-76° E), con unas precipitaciones

anuales medias de 2700,75 y de 2007,5 respectivamente (CCCS, s.f.). En ninguno de los dos casos las temperaturas medias bajan de 24°C siendo altamente cálidos y húmedos (CCCS, s.f.). El transporte en estos casos es sobre todo de naturaleza fluvial, debido a la abundante precipitación.

En la serie del SW de la India transcurren una gran cantidad de ríos, como el Mormugao, el Bhatkal, el Mangalore, el Kochi o el Qilin, atraviesan una zona compuesta principalmente por gneises y esquistos precámbricos (Kurian et al., 2013). Esta serie tiene los índices más altos de todas las series estudiadas, con un CIA de 83, PIA de 89 y un WIP de 28, lo que indica una intensa alteración; su ICV es de 0,86 por lo que confirma la madurez de estas rocas. Cabe destacar que muchas de las muestras de esta serie fueron descartadas debido a su exceso de CaO y a que se encontraban a una profundidad superior a los 50 m de profundidad. La serie de los Manglares de Douala, Camerún, está caracterizada por ser una zona intermareal de baja energía, con un gran porcentaje de materia orgánica, formada por la llegada del Río Douala a la costa Atlántica (Berinyuy et al., 2023). La litología de la cuenca tiene dos zonas principales, al NW se encuentra la línea volcánica de Camerún (CVL) de edad Terciaria y Cuaternaria y al SE la litología está conformada principalmente por rocas sedimentarias del Cuaternario al Cretácico, aunque río arriba aflora el Cratón del Congo, de edad Precámbrica (Ngon et al., 2012). Después de la serie de la India, es la serie con mayores índices de alteración. Sus valores de CIA y PIA son muy similares, de 71 y 73. El WIP en este caso es más moderado, con un 48, aunque de nuevo el ICV (0,77) indica una alta madurez de las rocas. El índice de V/Cr, ampliamente utilizado para paleoredox, da valores inferiores a 2, por lo que se corresponde con un ambiente óxico de sedimentación de las rocas.

7.2 Climas áridos desérticos

Los climas áridos (B), debido a sus bajas precipitaciones y altas temperaturas, se clasifican según una variable de aridez y no por su precipitación o temperatura media, que diferencia entre climas de estepa y desierto. En este caso, se han seleccionado series pertenecientes al subclima BWh, que corresponde con los climas áridos y cálidos de desierto. Incluye una serie en el Golfo de California, en la Playa de San Nicolás del trabajo de Armstrong-Altrin et al. (2014) y una serie de la zona de llanuras mareales de Al Kharrar en el Mar Rojo (Arabia Saudí) en el trabajo de Haredy & Ghandour (2020). Estos climas se describen por una temperatura media anual superior a los 18°C, en el caso del Golfo de California esta T^a asciende hasta los 23°C y en el caso del Mar Rojo llega hasta los 27°C (CCCS, s.f.). Estas zonas son extremadamente áridas, el Mar Rojo recibe unos 54 mm/anuales mientras que en el Golfo de California se llegan a ver unos 357 mm/anuales. (CCCS, s.f.). Esta extrema aridez hace que no se desarrollen ríos o flujos de agua constantes, por lo que el transporte principal se da por medio eólico.

La serie de la zona del Al-Kharrar, Mar Rojo (22,9°N; 38,9° E) se trata de una llanura mareal de baja energía y una profundidad media inferior a los 14 m (Haredy & Ghandour, 2020). Al este, la litología está compuesta principalmente por rocas de basamento de edad precámbrica, pertenecientes al Escudo Árabe-Nubio (ANS), aunque en la mayoría de su superficie se encuentra cubierta por el desierto de Rub al-Jai, uno de los desiertos de arena o ergs más extensos del mundo (Kumar & Abdullah, 2011). La composición mineralógica está compuesta en más de un 60% por cuarzo y minerales del grupo de los feldespatos así como por micas y otros filosilicatos. También tiene un 9% de calcita y dolomita.

Las muestras seleccionadas se trataban de arena fina a barro, con unos índices que indican una muy baja alteración química (CIA: 46; PIA: 45; WIP: 81) y una baja madurez según los valores de ICV (2,27).

La serie de la Playa de San Nicolás (29° N; 112° W) es la única de las series seleccionadas compuesta principalmente por arenas medias a finas. La mayor parte de la zona circundante al Golfo de California está compuesto por aluviones y sedimentos lacustres cuaternarios, con algunas zonas de rocas paleozoicas metamórficas así como rocas volcánicas miocenas y pliocenas, aunque estos dos últimos cubren pequeñas superficies. Su composición mineralógica está compuesta principalmente por cuarzo, fragmentos sedimentarios y volcánicos, minerales del grupo de los feldespatos y minerales pesados. También tiene cierta influencia (<5%) de elementos biogénicos (Armstrong-Altrin et al., 2014).

Esta serie es la que tiene unos índices de alteración que indican una menor meteorización (CIA; 45; PIA: 42 y WIP: 78). El valor de ICV es de nuevo el más elevado, indicando una alta inmadurez de las rocas, con un valor de 7,18.

Estas dos zonas, la Playa de San Nicolás y la llanura mareal de Al Kharrar, son las únicas que se localizan en un límite de placa activo. Tanto en el Mar Rojo como en el Golfo de California se está desarrollando un proceso de rift de apertura de los mismos (Hasterok et al., 2022), lo que se ve reflejado en los diagramas de discriminación tectónica (Figs. 20, 21a y 21b).

7.3 Climas templados húmedos

Los climas templados (C) se caracterizan por tener temperaturas mínimas entre -3 y 18 ° C. Para este tipo de clima se han seleccionado unos sedimentos en el SW de Australia, pertenecientes al estuario de Mallacota obtenidos del trabajo de Nesbitt & Young (1998). Esta zona se localiza dentro del clima templado húmedo ya que no tiene un periodo de sequía definido (Kottek et al., 2007). La temperatura media anual es de 15,75 °C. El mes con la temperatura media más baja es el mes de julio, con un valor de 8,99 °C, el mes más cálido por el contrario es Febrero, con una media de 23,75°C (CCCS, s.f.). La precipitación media anual es de 857,75 mm, frente a una media de evaporación de 1251,95 mm (CCCS, s.f.).

Las muestras se tomaron dentro del estuario de Mallacota (37,30 ° S; 149,45 E), formado por la llegada de los ríos de Genoa y Wallagaraugh al mar de Tasmania (Nesbitt et al., 1996). Las rocas que conforman esta cuenca se componen de rocas paleozoicas, metamórficas sedimentarias e ígneas (Geosciences Australia, s. f.), siendo esta última la que ocupa la mayor área al pertenecer al batolito Bega de edad Devónica, aunque se han desarrollado extensos perfiles de alteración sobre él (Nesbitt et al., 1996). Los sedimentos tienen alrededor de un 40% de cuarzo, y alrededor del mismo porcentaje de minerales de la arcilla como la vermiculita, esmectita, illita y caolinita, aunque conserva un 22 % de feldespatos.

Según los diagramas de Verma & Armstrong-Altrin, 2013; estas rocas se localizan en una área en el campo de Rift (Fig. 20). Esta zona se encuentra alejada de cualquier límite de placa activo (Hasterok et al., 2022), esta aparente contradicción se debe a que no hay un campo designado específicamente a un límite de placa pasivo.

De las muestras disponibles, se seleccionaron aquellas correspondientes a barro y arena fina. Estas muestras tenían altos contenidos de cuarzo así como de minerales de la arcilla (illita, vermiculita y caolinita) y minerales del grupo de los feldespatos

Los valores de los índices son relativamente elevados (CIA; 76 y PIA; 79) similares a los encontrados en las series ecuatoriales. El valor de WIP es el más bajo de todas las series estudiadas, con un valor medio de 24, aunque su concentración en sílice es relativamente baja (63,33 %). Su valor de ICV ronda el 1,34 por lo que indicaría rocas inmaduras, lo que no concuerda con lo esperable (Cox et al., 1995) frente a una elevada alteración del resto de índices.

7.4 Climas continentales

Estos climas (D) se caracterizan por tener temperaturas inferiores a los -3°C en el mes más frío (Kottek et al., 2007). La serie seleccionada para esta zona climática se localiza en el Estuario de Öre, al norte de Suecia (63,30° N; 19,44° E). La temperatura media anual es en esta zona de 1,63°C. El mes más frío es el mes de enero y tiene una temperatura mínima media diaria de -25°C (CCCS, s.f.). Su precipitación es de 631 mm/año, muy similar a la encontrada en Svalbard. La mayor diferencia se encuentra en su temperatura, ya que esta zona llega a superar los diez grados en su T^a máxima mensual (19,38°), mientras que Svalbard, 13° al norte, no llega a superar los 5°C, como se verá posteriormente (CCCS, s.f.). El río Öre acaba en un estuario en el mar de Botnia. Un mar relativamente aislado sin una gran influencia de las corrientes marinas, teniendo la mayor importancia el transporte fluvial y del hielo (Bilinski et al., 2003). Debido a la importancia de la erosión mecánica, podemos ver un gran porcentaje de cuarzo incluso en las fracciones más pequeñas, con un 64,76 % de SiO₂. Otros minerales abundantes son minerales del grupo de la biotita y los feldespatos así como otros minerales máficos (clorita, hornblenda y diopsido), aunque hay una carencia

de otros minerales del grupo de las arcillas (Bilinski et al., 2003). Este ambiente de estuario tranquilo, permite además la acumulación y deposición de la materia orgánica derivada del río, y de la superficie de la cuenca cubierta por arbolado típico de la tundra (Agren et al., 2008) La mayoría de la litología de la cuenca de drenaje está compuesta por granitos y gneises precámbricos, aunque más de la mitad de la superficie se encuentra cubierta por tills glaciares (Agren et al., 2008).

Los índices de alteración, CIA de 55 PIA de 57 y WIP de 59, indican una madurez geoquímica baja a moderada, mientras que el ICV con un valor de 1,84 (superior a 1) indica una naturaleza inmadura de los sedimentos, Todos ellos valores bastante similares a los encontrados en las zonas polares y bastante inferiores a los encontrados en zonas ecuatoriales. Esta serie, por lo tanto, tiende a localizarse en posiciones intermedias entre las series ecuatoriales y templadas, frente a las más áridas, como las desérticas y polares.

7.5 Climas polares de tundra y glacial

En la clasificación de Köppen-Geiger los climas polares (E) se caracterizan por unas temperaturas máximas inferiores a 10° (Kottek et al., 2007). Estos climas se dan a altas latitudes, superiores a los 60° o 70°, incluyendo principalmente la zona de la Antártida y las zonas rodeando el Mar Ártico. Para este trabajo, se han recogido los datos de muestreo en Schirmander Oasis en la Antártida del trabajo de Srivastava et al. (2013) y en la zona sur de Svalbard, del trabajo de Maslov et al. (2022).

Ambas zonas tienen temperaturas medias inferiores a los 0°, aunque la temperatura de la Antártida es bastante inferior a la temperatura Ártica, con valores máximos de -16 y de -6 °C, respectivamente. Aunque ambos se encuentran dentro del clima polar, la Antártida es de un clima Polar Gélido, mientras que Svalbard se encuentra dentro de una zona de Tundra, cuya temperatura máxima debe encontrarse entre 0° y 10°, siendo en el caso de Svalbard de 1,77 °C, mientras que para la Antártida la temperatura máxima nunca debe superar los 0°C, en Schrimanders Oasis es de 0.33°C.

Aunque ambas zonas reciben una precipitación reducida, la zona de Svalbard es un 60% superior a la de la Antártida (580 frente a 360 mm/anales respectivamente). Lo que hace a la serie ártica más susceptible de solaparse con zonas más húmedas.

La serie escogida de Schirmander Oasis, Antártida (70, 44°S; 11,50° E) se localiza en la plataforma continental, con aportes importantes de canales subglaciales marinos, sedimentos arrastrados por el hielo y por el efecto del oleaje (Srivastava et al., 2013). La mayor parte de la superficie se encuentra cubierta por hielo, pero la mayor parte de los afloramientos se corresponden con un basamento cristalino de alto grado metamórfico de edad Precámbrica (Srivastava et al., 2013). La composición mineralógica de los sedimentos estaba compuesta por cuarzo, feldspatos y clorita, aunque se encontraron minerales de la arcilla como illita,

caolinita o esmectita. También se encuentran minerales como el anfíbol (Srivastava et al., 2013).

La zona de Svalbard (76,5° N; 15,5° E) fue seleccionada del trabajo realizado por Maslov et al. (2022). De entre otras series, se descartaron aquellas con más de un 5% de CaO, ya que estaban altamente influenciada por la llegada de corrientes marinas cálidas, con una gran abundancia en foraminíferos de esqueleto carbonático. Las muestras se recogieron en el sureste del archipiélago. Esta zona está compuesta principalmente por rocas neoproterozoicas y en menor medida, en la zona SE rocas de edad Mesozoica (Norwegian Polar Institute, 2016). En este caso, la mayor influencia viene por el material erosionado y arrastrado por los glaciares e icebergs que llegan a la costa (Maslov et al., 2022). Los sedimentos están compuestos en más de un 60% por cuarzo y plagioclasa. Los siguientes minerales más abundantes son la moscovita y la clorita (Maslov et al., 2022). También se encontraba en torno a un 5% de caolinita.

Ambas zonas se encuentran dentro de los rangos de los índices de alteración esperados para su ambiente climático. La zona de Svalbard (CIA: 55; PIA: 56) muestra una ligera mayor alteración que la serie de Schirmander Oasis (CIA: 50; PIA: 51). Esta diferenciación está aún más marcada por el WIP, ya que Schirmander Oasis (WIP: 69) muestra relativamente menos alteración que Svalbard (WIP: 62). En ambos casos, las series son inmaduras, con ICV de 1,94 en el caso de Schirmander Oasis y de 1,96 en el caso de Svalbard. Además, ambas series han sido recogidas en zonas anóxicas $V/Cr < 4$ (Jones & Manning, 1994), con valores de 1,85 en Svalbard y de 0,44 en Schirmander Oasis.

8. DISTRIBUCIÓN DE LOS ÍNDICES GEOQUÍMICOS DE ALTERACIÓN EN LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES Y PALEOZOICAS

Todas las series elegidas son secuencias siliciclásticas depositadas en ambientes sedimentarios actuales. El rango de valores de SiO₂ va desde valores de 40% en el caso de los Manglares de Douala en Camerún, hasta valores superiores al 60% (Tabla 6), como es el caso de la serie de Öre (Suecia), la serie de Mallacota (Australia) y la serie de la playa de San Nicolás (México).

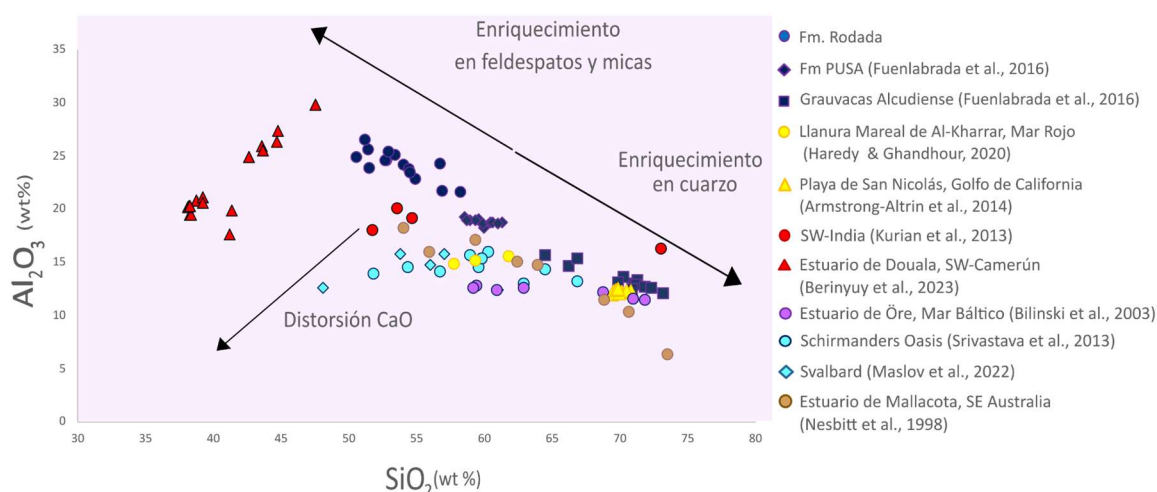


Fig. 21 Diagrama Al₂O₃ y SiO₂ de las series actuales que marcan el enriquecimiento en feldspatos y micas o en cuarzo (según Gasching et al., 2016).

En la mayoría de series se ve una relación inversa entre el contenido en aluminio y sílice, debido a la predominancia del Al₂O₃ en minerales micáceos y arcillosos. La formación Rodada es la serie con un mayor porcentaje de Al₂O₃, con valores en torno al 24%, seguido por la serie de Camerún, con valores del 22%, mientras que la serie del estuario de Öre, como la Playa de San Nicolás tienen los valores más bajos en Al₂O₃.

	Serie	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
A	Douala	<u>40,76</u>	22,35	14,91	0,11	2,00	2,22	2,32	1,33	2,92	0,36
	SW India	57,71	18,44	6,85	0,03	1,47	<u>0,52</u>	<u>0,65</u>	1,62	1,27	0,14
B	Al-Kharrar	59,64	15,31	7,25	0,12	4,15	4,91	4,78	1,41	1,07	-
	P. San Nicolás	70,10	<u>12,35</u>	<u>1,67</u>	<u>0,02</u>	<u>1,15</u>	3,23	3,54	3,67	<u>0,28</u>	<u>0,12</u>
C	Mallacota	63,30	13,15	4,73	0,05	1,21	0,98	0,95	<u>0,88</u>	0,60	1,50
D	Öre	64,76	<u>12,33</u>	5,36	0,09	1,60	2,11	2,28	2,83	0,72	0,20
E	Svalbard	55,06	14,30	6,07	0,17	2,41	3,17	1,91	2,62	0,79	0,38
	Schirmander Oasis	59,50	14,65	8,16	0,10	3,82	4,41	2,97	2,10	1,35	0,41

Tabla 6. Media de los elementos mayores de las series actuales estudiadas. En negrita los valores máximos y subrayados los valores mínimos.

Las series de climas desérticos y polares (A y E) tienden a tener una mayor cantidad de Mg, Ca y K (Tabla 6). Mientras que la serie de Douala en Camerún muestra un enriquecimiento en FeO₂ y TiO₂. Además la serie de Mallacota cuenta con un relativo enriquecimiento en fosfato frente al resto de series.

Debido a la gran cantidad de variables estudiadas se ha realizado un análisis de correlación de Pearson para buscar correlaciones significativas entre los índices (Tabla 7), los parámetros climáticos y los elementos mayores de las series climáticas. Aquellas con valores superiores a 0,5 tienen una correlación significativa positiva y las menores a 0,5 una correlación significativa negativa. Posteriormente, se utilizarán estas correlaciones para generar gráficos que sirvan para discriminar los distintos ambientes climáticos.

	T°	P	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	CIA	ICV	WIP
T°		0,58	-0,13	0,3	0,17	-0,25	-0,51	-0,45	-0,08	-0,22	0,23	0,37	-0,36	0,02
P			-0,72	0,77	0,76	0,18	-0,19	-0,46	-0,3	-0,71	0,81	0,81	-0,61	-0,61
SiO ₂				-0,83	-0,91	-0,5	-0,3	0,07	-0,09	0,64	-0,86	-0,67	0,09	0,62
Al ₂ O ₃					0,68	0,27	0,14	-0,3	0,02	-0,62	0,76	0,84	-0,26	-0,59
Fe ₂ O ₃						0,4	0,3	-0,13	0,04	-0,72	0,9	0,63	-0,21	-0,71
MnO							0,36	0,39	0,08	-0,31	0,31	0,11	0,16	-0,45
MgO								0,45	0,3	-0,11	0,18	-0,04	0,44	-0,34
CaO									0,45	0,09	-0,06	-0,68	0,64	0,28
Na ₂ O										0,14	0,05	-0,35	0,83	0,24
K ₂ O											-0,79	-0,6	0,53	0,75
TiO ₂												0,62	-0,27	-0,64
CIA													-0,61	-0,71
ICV														0,46
WIP														

Tabla 7. Correlaciones de Pearson entre las variables de T^a (Temperatura) y P (Precipitación), los elementos mayores y los principales índices de alteración utilizados. En naranja las correlaciones significativas positivas y en azul las negativas.

La precipitación muestra una alta correlación positiva con el aluminio y el hierro, y una alta correlación negativa con la sílice y el índice CIA (Tabla 7). El ICV y el WIP tienen una correlación menos intensa con la P, que la P con el CIA. La temperatura por el contrario no muestra una fuerte correlación con ninguna de las variables, aunque sí que tiene una correlación significativa con la P y con el MgO.

El índice CIA tiene una fuerte correlación negativa con el CaO, SiO₂ y el K₂O, y una fuerte correlación positiva con el Al₂O₃ y el Fe₂O (Tabla 7). Aunque de entre estas variables solo muestra una relación lineal con el Aluminio y el Calcio. En el diagrama de Al₂O₃ frente a CIA (Fig. 22) se puede distinguir una diferenciación entre las zonas con mayor precipitación, y las más áridas.

La secuencia de la Fm. Rodada, así como la de la Fm. Pusa, quedan en la zona húmeda, mientras que las grauvacas alcudienses se localizan en zonas intermedias, aunque más cercanas a las series con menor precipitación (Fig. 22).

La serie de Mallacota se encuentra cercana a las series más húmedas, aunque se posiciona en un lugar intermedio entre ambas, ya que aunque tiene unos altos valores de CIA (>70), tiene relativamente menor aluminio (13,15%) que las series ecuatoriales (20,4 %)

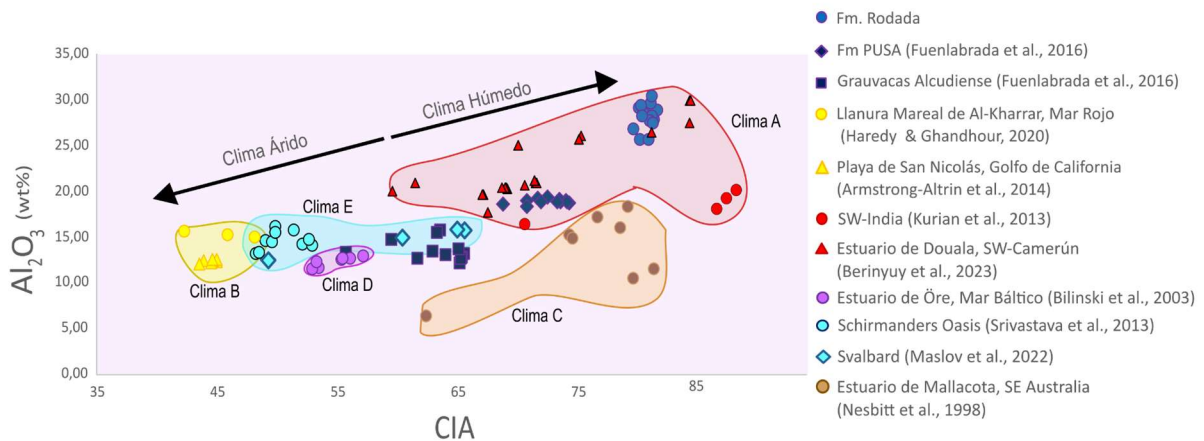


Fig. 22 Diagrama de Al_2O_3 y CIA, que muestran una relación proporcional

En el caso del CaO frente a CIA (Fig. 23), aunque se da una cierta linealidad, las series ecuatoriales se solapan completamente con las series polares, por lo que no sirven para diferenciar los climas.

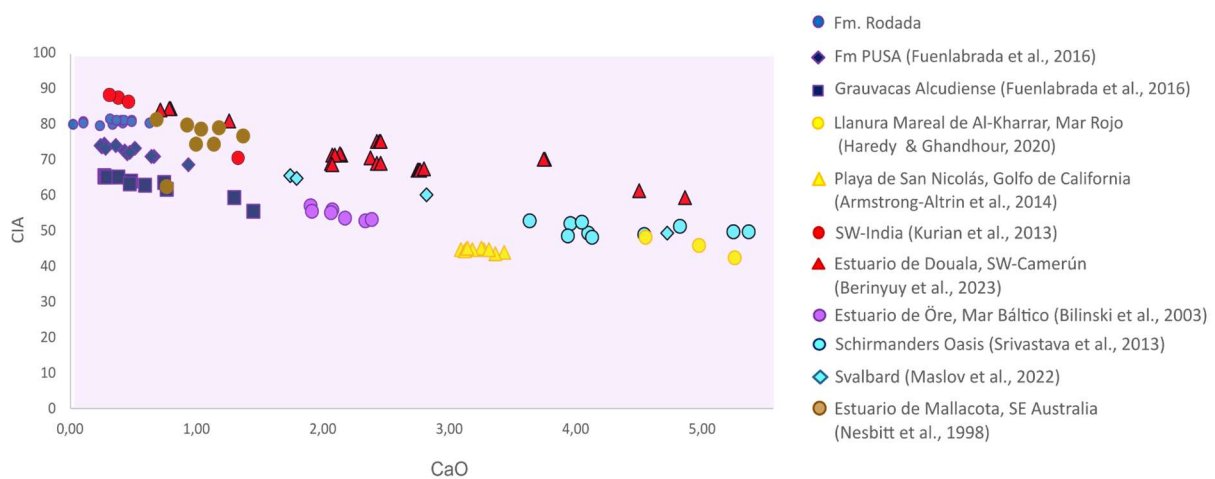


Fig. 23 Diagrama de CaO y CIA, que muestran una relación proporcional

En el diagrama triangular A-CN-K (Fig. 24), podemos observar que todas las series se distribuyen de forma paralela a la línea A-CN, en la que ninguna de las series paleozoicas se desvía de forma significativa hacia el ápice de K, descartando el efecto de adición metasomática de K_2O (Fedó et al., 1995) y, además, separa de forma muy clara las series templadas y ecuatoriales de las series con menor precipitación (continentales, polares y desérticas)

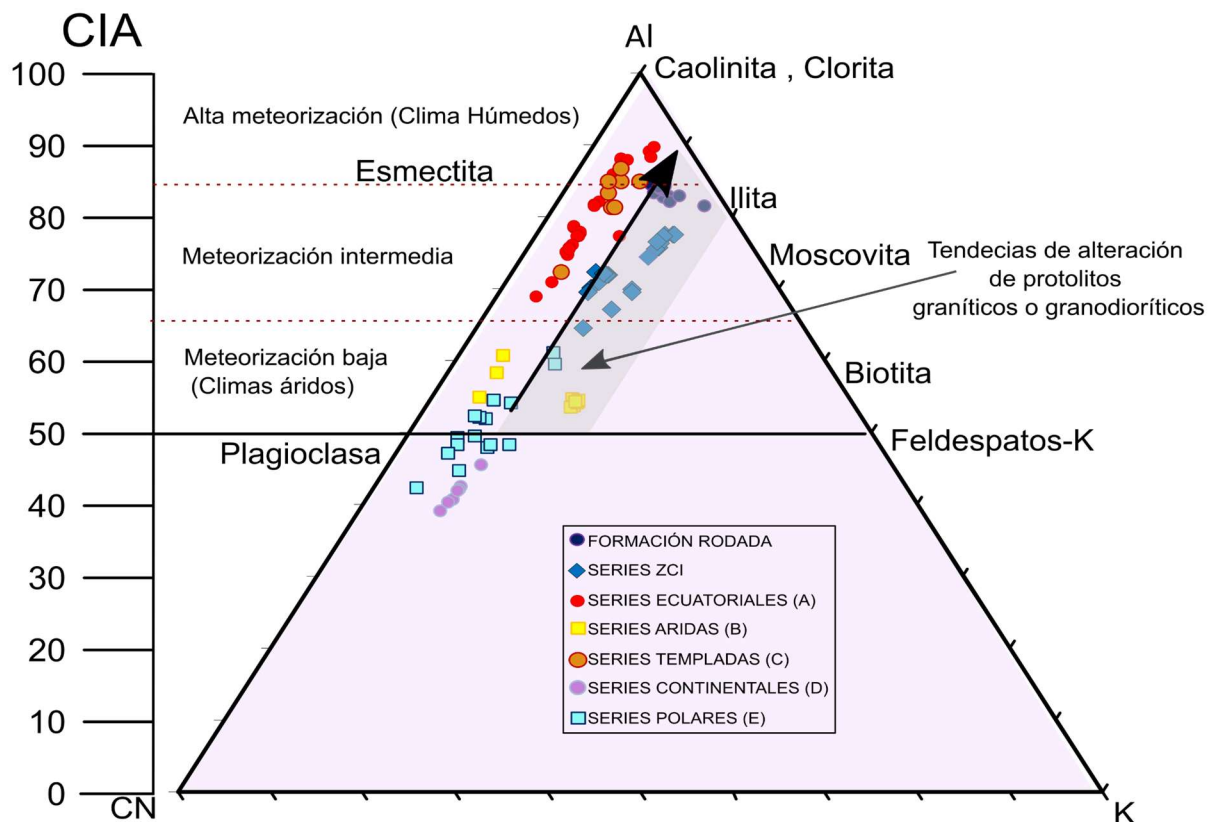


Fig. 24 Diagrama A CN -K; Aluminio (A), CN ($CaO^* + Na_2O$), K (K_2O). Basado en Nesbitt & Young, 1982

El WIP tiene una fuerte correlación positiva con el sodio y el potasio, y una relación negativa significativa con el CIA y la precipitación (Tabla 7). En los diagramas de WIP tanto frente al CaO (Fig. 25a), como al Na_2O (Fig. 25b) se ve un cierto solape entre la zona de Camerún, Svalbard y Öre, ya que en todos los óxidos considerados para el WIP (CaO , Na_2O , K_2O y MgO) las tres series tienen concentraciones parecidas.

Por el contrario, el diagrama de WIP y CIA muestra una tendencia lineal inversa que permite diferenciar claramente una zona húmeda (con las series de clima ecuatorial y templado) y una zona árida (con las series de los climas polares, desiertos y continentales) (Fig. 25c).

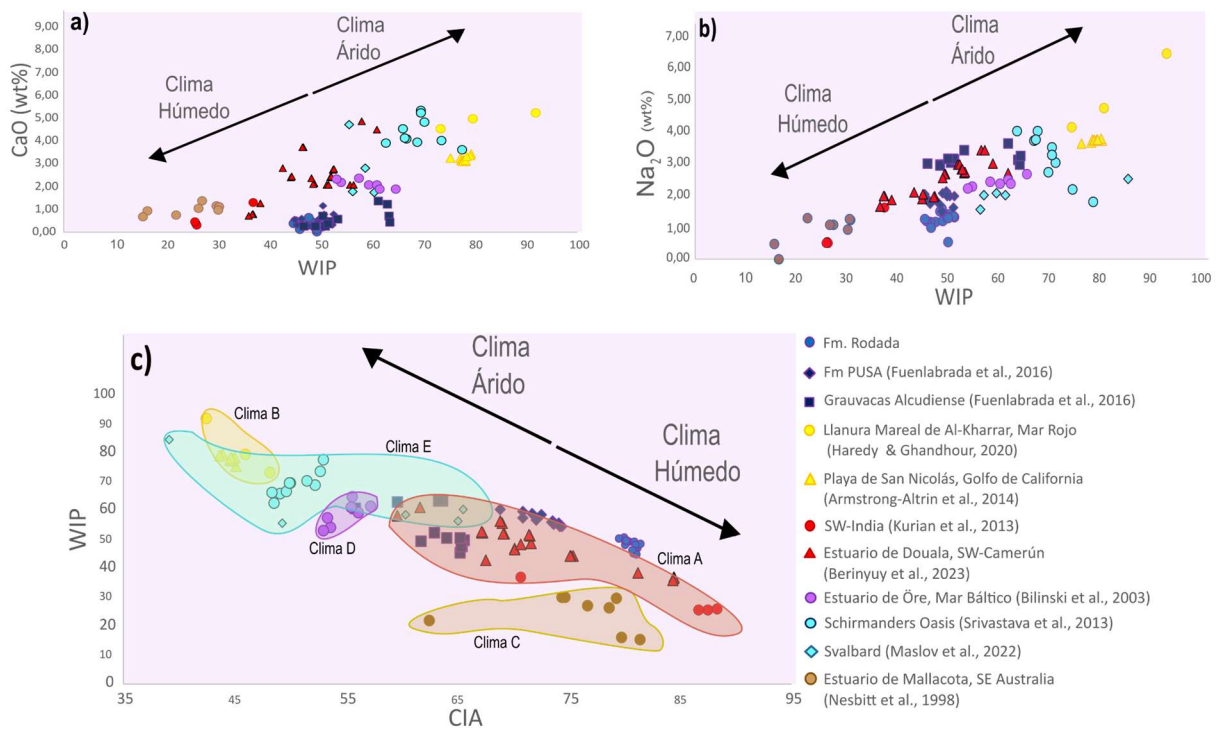


Fig. 25 Diagramas de las series estudiadas de WIP y a) CaO b) Na₂O y c) CIA para la diferenciación entre climas húmedos y áridos

El ICV de nuevo muestra una correlación positiva con la sílice y el potasio, y una fuerte correlación negativa con el hierro, el titanio y el CIA (Tabla 7). En este caso, los diagramas se encuentran muy distorsionados por las series de climas áridos, especialmente la serie de San Nicolás del Golfo de California, con valores de ICV de hasta 7 veces por encima del resto de series (Fig. 26)

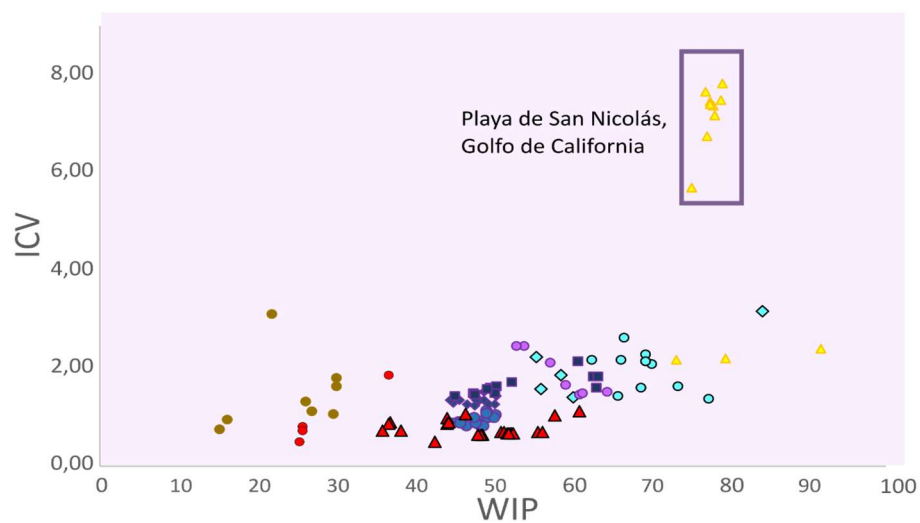


Fig. 26 Diagrama de ICV y WIP de las series objeto de estudio (leyenda como en Fig. 25).

Las series desérticas, como se ha dicho antes, se encuentran enriquecidas en CaO, Na₂O y MgO, pero la Serie de San Nicolás tiene las mayores concentraciones en todos estos elementos (Tabla 6). Es especialmente relevante el MgO ya que este es uno de los óxidos que solo tiene en cuenta el ICV y el WIP.

Finalmente, se ha aplicado el índice propuesto por Bilinski et al. (2003), y en este caso podemos apreciar una clara diferencia entre las zonas húmedas y áridas (Fig. 28), de la misma forma que en el caso del diagrama de WIP vs CIA (Fig. 25c). Aunque en este caso se evita el solape de la serie de Svalbard con las zonas de climas ecuatoriales.

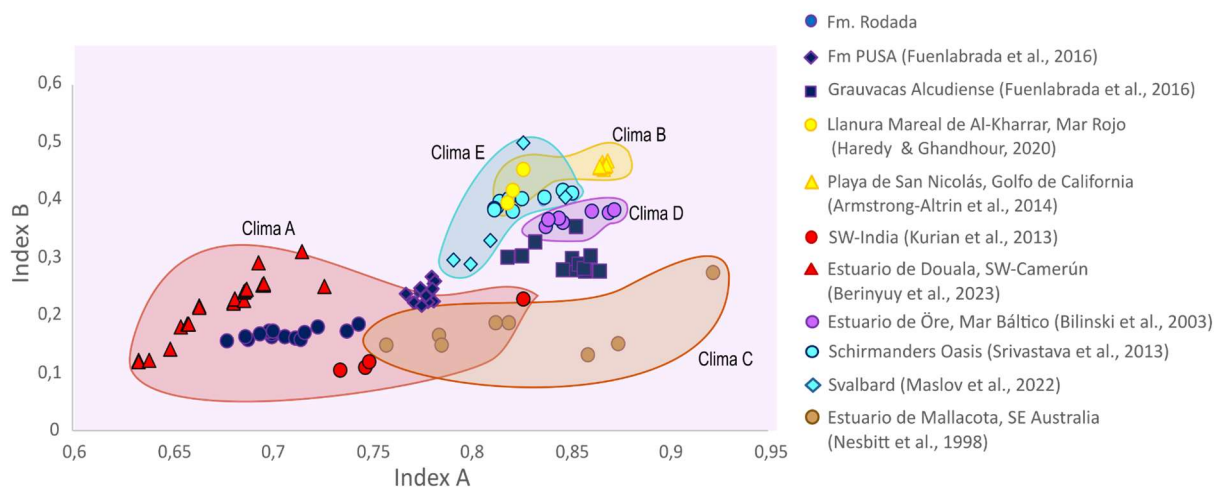


Fig. 28 Diagrama de Alteración según Bilinski et al. (2003)

9. DISCUSIÓN

9.1 Potencial y limitaciones de los índices de alteración como proxies climáticos

El uso de los índices de alteración química está muy extendido, principalmente debido a su gran utilidad y versatilidad, lo que permite aplicarlos a una gran variedad de materiales, desde suelos a rocas (Wadi et al., 2016; Nesbitt & Young 1982). El efecto del clima en la alteración química ha sido ampliamente estudiado (Zhao et al., 2016; Perri, 2020; Dinis et al., 2020). Sin embargo hay muchos otros factores que condicionan la geoquímica de las secuencias siliciclásticas.

Uno de los factores más importantes es la procedencia de los sedimentos (Dinis et al., 2020; Garzanti et al., 2013; 2014; Bilinski et al., 2003), que está marcada por su fuente sedimentaria y por su ambiente tectónico. En un ambiente de plataforma o estuario, al contrario que en un río, tenemos influencias de sedimentos marinos (como restos biogénicos carbonáticos) y continentales. Para el uso de índices geoquímicos de alteración solo nos interesan los sedimentos de origen continental (terrígenos) por este motivo se ha limitado la cantidad de CaO durante la selección de las secuencias actuales.

El ambiente tectónico tiene un efecto ambiguo; condiciona factores como el levantamiento, que afecta al transporte sedimentario, aunque también está relacionado con la actividad volcánica y por lo tanto con la roca madre. La influencia de material volcánico reciente es especialmente relevante en áreas húmedas, donde la llegada de material reciente podría generar índices de alteración más bajos, independientemente del clima, mientras que en zonas áridas los valores de los índices son ya mínimos debido al clima.

La serie de Douala en Camerún tiene aportes de la CVL, sin embargo tiene índices de alteración concordantes con lo esperable para su clima. Esta serie es, sin embargo, la que tiene una mayor precipitación anual (Anexo 2), y cuenta con un río de gran caudal, por lo que no se aprecia la influencia de material volcánico reciente.

Otro factor de gran importancia es la selección mecánica de los sedimentos (Guo et al., 2018; Young & Nesbitt, 1998) ya que condiciona la acumulación de ciertos minerales en sedimentos de un tamaño concreto. La selección física de los sedimentos depende en gran medida del transporte y ambiente de sedimentación. Este factor depende a su vez del contexto tectónico y del clima.

Las series áridas, especialmente las desérticas, tienen un transporte principalmente eólico, con un funcionamiento completamente distinto al que sufren los sedimentos fluviales. La serie de arenas (finas) de la playa en el Golfo de California estudiadas por Armstrong-Altrin et al. (2014) tiene los rangos de valores de los índices esperables para su clima, a excepción de los valores de ICV, muy superiores al resto de series (Fig. 26). Esto es en parte debido a que se trata de una acumulación de arenas silíceas, transportadas eólicamente (Armstrong-Altrin et al., 2014) lo que hace que se trate de unas arenas muy bien seleccionadas, con una gran

cantidad de cantos de cuarzo redondeados. Por lo tanto, no es casualidad que la siguiente serie con mayor valor de ICV sea también la serie del Mar Rojo en Arabia Saudi (Anexo 2). Estas zonas están rodeadas de desiertos y por lo tanto cuentan con una gran cantidad de aporte sedimentario del mismo, lo que puede favorecer el efecto de la dilución del cuarzo, que empobrece relativamente el resto de elementos y distorsiona las correlaciones entre ellos (Bern, 2009).

En el lado opuesto tenemos las series de la India y de Camerún, que tienen el ICV más bajo, de 0,77 y 0,86, respectivamente. Estos valores indican una alta madurez, debido a su gran contenido en micas y arcillas; evidenciado geoquímicamente por su mayor cantidad relativa de aluminio.

Todos estos factores condicionan la naturaleza de los sedimentos, sin embargo los índices de alteración miden justamente los procesos que modifican la geoquímica original del material. La alteración del material sedimentario puede generarse por procesos ajenos al clima, como por ejemplo durante la diagénesis y el metamorfismo (aunque este aspecto ha sido descartado para todas las series paleozoicas) o por la contaminación antrópica (factor que se tuvo en cuenta durante la selección de las series). No obstante, el clima es sin duda el factor que más condiciona los valores de los índices de alteración.

Los índices de alteración marcan sobre todo el efecto de la hidrólisis en los minerales, basándose en la movilidad relativa de los elementos (Bilinski et al., 2003), asumiendo que el Al_2O_3 es mucho menos móvil que óxidos como los de Ca, Na, y K (Perri, 2020; Dinis et al., 2020).

Son muchas las variables usadas para describir el clima, sin embargo, para simplificar, en este trabajo se han tenido en cuenta dos principalmente, la temperatura (T^a) y la precipitación (P). Para que la hidrólisis se realice es necesaria la presencia de agua, además este proceso se ve incrementado por el aumento de la temperatura, por lo tanto, a mayor precipitación y temperatura, mayor alteración queda reflejada en los índices. Esto implica que las zonas áridas, independientemente de su temperatura, van a mostrar siempre una menor alteración y madurez en los índices. La estadística de correlación realizada en este trabajo refuerza este argumento, ya que la temperatura no muestra una fuerte correlación con ninguna de las variables estudiadas (Tabla 7). Como se puede ver en los diagramas anteriores, las zonas polares y desérticas se encuentran juntas, generando una zona de series “áridas”, mientras que en el lado opuesto encontramos las series “húmedas”. La serie de Mallacota, con una precipitación intermedia (Anexo 2) se encuentra entre ambos grupos.

Varios diagramas permiten diferenciar entre las zonas climáticas, especialmente el diagrama de CIA y WIP (Fig. 25), CIA y Al_2O_3 (Fig. 22) y el diagrama A-CN-K (Fig. 24), así como en las funciones diseñadas por Bilinski et al. (2003) (Fig. 28). Los diagramas que usan el índice CIA funcionan para diferenciar las zonas climáticas al mostrar una relación lineal con sus

elementos, sin embargo, en el diagrama de WIP y CIA se da un solape entre los climas polares y tropicales, por lo que es menos fiable. El diagrama A-CN-K permite distinguir muy claramente una zona húmeda de una zona árida, sin embargo, al encontrarse todas las series siguiendo una misma tendencia lineal, no se puede diferenciar, por ejemplo, entre zonas polares y desérticas o entre templadas y ecuatoriales, un problema similar al encontrado con el diagrama de Bilinski et al., (2003).

La diferenciación entre los extremos árido y húmedo se consigue con la mayoría de los diagramas usados anteriormente. Sin embargo, las series con precipitaciones intermedias (Estuario de Öre en Suecia y el Estuario de Mallacota en Australia) muestran mayores problemas para ser clasificados. La serie de Öre se encuentra entre ambos grupos climáticos, tendiendo hacia el grupo árido. Las muestras de esta zona consisten en unos sedimentos inmaduros, con un alto porcentaje de cuarzo, pese a ser materiales finos; además la precipitación es relativamente similar a la de Svalbard. Sin embargo, vemos que la serie de Mallacota (Australia), de clima continental, tiende a proyectarse junto a las series ecuatoriales, aunque su precipitación es muy inferior (857,75 mm anuales) a estos climas (con una media de 2396 mm anuales) y apenas superior a las del Estuario de Öre (631,45 mm anuales). Los valores de los índices de esta serie se deben a su gran cantidad de minerales de la arcilla, derivados de los suelos que se han desarrollado en la cuenca y a su vez al efecto de acumulación de arcillas en las facciones más finas (Nesbitt et al., 1996).

9.2 Las características de Rodada: procedencia o alteración

La Formación Rodada está compuesta principalmente por una serie de pizarras de grano fino, aunque también pueden observarse algunas secuencias de areniscas fuera de la zona de estudio (Hernáiz Huerta, 2005). Estas pizarras corresponden a rocas siliciclásticas, formadas a partir de sedimentos depositados en el margen norte de Gondwana durante el Ordovícico Medio, hace c. 460 Ma (Hernáiz Huerta et al., 1995; Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985). Según las relaciones La/Sc y Co/Th (Fig. 10), la(s) roca(s) fuente tenía una composición ígnea félsica, seguramente volcánica. Esta composición es tan solo una aproximación ya que, al ser una roca sedimentaria y de grano muy fino, la cuenca o cuencas de las que provienen los sedimentos son muy amplias, por tanto no se puede establecer una correlación directa entre la fuente y los sedimentos.

La procedencia de la Fm Rodada, así como del resto de la Zona Centro Ibérica, ha sido ampliamente estudiada (Stephan et al., 2019 Fuenlabrada et al., 2016 y 2023; Bea et al., 2010) con el objetivo de discernir la posición relativa de la ZCI a lo largo del margen Norte de Gondwana desde el Neoproterozoico y durante todo el Paleozoico. En las rocas sedimentarias se pueden utilizar, a parte de restos paleontológicos (Stephan et al., 2019; Gutierrez Marco et al., 2019), las diferentes poblaciones de circones (Stephan et al., 2019) y

las edades modelo de Nd (Cambeses et al., 2017; Fuenlabrada et al., 2023). Estos elementos sirven para establecer una correlación aproximada con la procedencia de las distintas cuencas en el Norte de Gondwana, en comparación con los registros de edades en rocas que afloran en secciones corticales antiguas del N de África: West African Craton (WAC), Tuareg Shield (TS), Sahara Metacraton(SMC) y Arabian Nubian Shield(ANS) (de oeste a este).

Las pizarras de la Fm Rodada tienen unas edades modelo de 1,6 a 1,8 Ga (finales del Paleoproterozoico) y se solapan con las poblaciones principales de edades en rocas procedentes tanto del WAC como del SMC (Fuenlabrada et al., 2023). Las T_{DM} de unidades más antiguas (Ediacáricas y Cámbricas) de la ZCI son más jóvenes (Fuenlabrada et al., 2016; Cambeses et al., 2017), lo que indica un proceso de envejecimiento en la ZCI y por lo tanto, una variación en la procedencia de los sedimentos que la conforman. El motivo para este cambio en la procedencia de los sedimentos terrígenos de la cuenca al norte de Gondwana ha sido también estudiado por Ghienne et al. (2023), basándose en la variación de las paleocorrientes a lo largo del Ordovícico observadas en el Norte de África, aunque el motivo de esta variación no ha sido definido.

La cuenca en la que se depositó la Formación Rodada se alinea con un margen continental activo, tanto si tenemos en cuenta las funciones de Verma & Armstrong, (2013) como en el caso del trabajo clásico de Bhatia & Croock (1986). Sin embargo, autores como Lineman et al. (2007), Nance et al. (2010) o Gutierrez Marco et al. (2019) apuntan a que ya en el Ordovícico Medio se habría dado una transición a un ambiente tectónico pasivo.

La sedimentación en el margen norte de Gondwana estaba marcada por grandes ríos, con extensos abanicos aluviales (Ghienne et al., 2023) que se depositaron en una plataforma ancha y somera con una ligera inclinación hacia el norte (Gutierrez Marco et al., 2019).

La mayoría de índices de paleoredox indican que en estas plataformas, los sedimentos se depositaron en un ambiente óxico al igual que en la serie de Camerún.

Ambas series comparten un rango de valores similar en los índices climáticos, Rodada con un valor medio del CIA de 81, WIP de 48; Camerún con valores de 83 y 48, respectivamente. Los índices de la formación Rodada coinciden en su mayoría en asignar un cariz húmedo a Rodada haciendo que en muchos casos se localice junto a las series ecuatoriales, esto es marcadamente contrario a lo esperable para la paleogeografía manejada en el Ordovícico Medio, en la que Rodada se encontraría a altas latitudes (Stephan et al., 2019, Torsvik & Cocks, 2013).

Como hemos visto anteriormente, la temperatura no muestra una gran correlación con ninguno de los índices utilizados, ya que estos miden principalmente el efecto de la hidrólisis en minerales como los feldespatos y las plagioclasas. Muchos de los parámetros ambientales hacen 460 Ma son completamente diferentes a los actuales, sin embargo estudios anteriores

muestran que la temperatura de la superficie del mar (SST; Sea Surface Temperatura) sí sería similar a las temperaturas actuales (Trotter et al., 2008; Pohl et al., 2016).

De las series actuales, las únicas que llegan a acercarse a los índices de Rodada son las series de Camerún, de la India y de Mallacota (Fig. 34). Es difícil, aunque no imposible, entender que los efectos de un clima ecuatorial, como es el caso de las series de Camerún y de la India (cercanas al ecuador), puedan darse en altas latitudes, como es el caso de Rodada.

El margen norte de Gondwana, que actualmente se localiza en el norte de África, está compuesto por grandes zonas cratónicas con algunas rocas sedimentarias de gran madurez. La erosión de estas rocas sedimentarias durante el Ordovícico podría ser la responsable de conferir valores tan elevados a los índices de alteración en las pizarras de la Fm. Rodada, aunque no se ve reflejado en el enriquecimiento de zirconio para ninguna de las series de la ZCI.

Las otras dos series utilizadas de la ZCI muestran una tendencia lineal y temporal en todos los índices de alteración, lo que podría implicar una evolución climática. Así, todos los valores de los índices de la ZCI, incluyendo Rodada, dependerían del clima y no de la procedencia. Un posible motivo puede ser que se estuviera desarrollando un clima intermedio entre uno extremadamente húmedo y otro extremadamente árido, ya que estos son los climas en los que más varían sus valores de índices de alteración. En la Formación Rodada vemos que los índices de alteración que usan elementos mayores indican un clima húmedo, puede que cálido, sin embargo, los elementos trazas dan resultados más ambivalentes, indican en unas ocasiones condiciones más húmedas, de acuerdo con los índices mayores, pero en otras indican condiciones cálidas y áridas. En ambos casos hay una gran disparidad respecto al clima esperable en las paleolatitudes que se manejan actualmente para Rodada.

10. CONCLUSIONES

Aunque es importante mantener la versatilidad de los indicadores de alteración química, hay algunos factores que distorsionan los valores, pudiendo llegar a conclusiones erróneas respecto al clima. Por ejemplo, cuando se aplique a sedimentos con parte de influencia marina deben eliminarse aquellas series con un alto porcentaje en CaO, debido a que estas muestras pueden tener una importante influencia de materiales marinos biogénicos.

Los índices climáticos tienen una gran facilidad para discriminar entre climas húmedos y áridos, sobre todo cuando se trata de climas extremos (Ecuatoriales vs Desérticos o Polares). Sin embargo, series de climas con características intermedias, pueden solaparse con las distintas zonas climáticas. Por lo tanto, es poco fiable establecer una relación cuantitativa entre una serie y su P o T. No obstante, estos índices y sus diagramas derivados son una herramienta útil para establecer relaciones cualitativas entre series siliciclásticas y sus precipitaciones.

Según la geoquímica, las rocas de la Formación Rodada provienen de sedimentos de una plataforma continental somera, de origen volcánico y de composición félsica. Aunque varios autores indican que durante el periodo de formación de las pizarras de la Fm Rodada, el margen de Gondwana estaba en un contexto pasivo. La clasificación de Verma & Armstrong et al. (2013) indica que se trata de un ambiente de Rift, aunque esto puede que sea debido a la ausencia de un campo específico para un margen pasivo dentro de sus diagramas.

El clima en el margen norte de Gondwana probablemente tenía una tendencia húmeda, con temperaturas templadas a frías. No obstante puede que los índices estén distorsionados por el efecto de reciclaje de los sedimentos que provienen de rocas sedimentarias cratónicas o por la acumulación diferencial de arcillas en la fracción fina del sedimento, como ocurre en la serie de Mallacota, que casi siempre se encuentra solapada con las zonas tropicales pese a ser un clima bastante distinto. Por lo tanto, para disipar las incongruencias que se encuentran en la Formación Rodada, se debería realizar un estudio en detalle de esta unidad, siendo especialmente interesante las areniscas de esta formación, localizadas fuera del área de estudio, debido a la influencia que la granulometría tiene en los índices climáticos. De esta forma, se podrían aumentar los datos paleoclimáticos del Ordovícico Medio y, posiblemente, entender de una manera más precisa las variaciones climáticas durante este periodo.

REFERENCIAS

- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, S´anchez-Lorda, M.E., Paquette, J.L., 2012. African/Amazonian proterozoic correlations of Iberia: a detrital zircon U–Pb study of early Cambrian conglomerates from the Sierra de la Demanda (Northern Spain). *Tectonics* 31, TC3003.
- Agren, A., Jansson, M., Ivarsson, H., Bishop, K., Seibert, J. (2008). Seasonal and runoff-related changes in total organic carbon concentrations in the River Öre, Northern Sweden. *Aquatic Sciences*, 70, 21-29.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R. (2014). Two-stage collision: exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25(2), 756-763.
- Allègre, C.J., Dupré, B., Nègre, P., Gaillardet, J. (1996). Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: Constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, 131, 93–112.
- Algeo, T. J., Hong, H., Wang, C. (2025). The chemical index of alteration (CIA) and interpretation of ACNK diagrams. *Chemical Geology*.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122474>
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.I., Zubillaga, J.J.K., Córdoba Saldaña, L.P. (2014). Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implications for provenance and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.3906/yer-1309-21>
- Babcock, L.E., Peng, S.C., Brett, C.E., Zhu, M.Y., Ahlberg, P., Bevis, M., Robison, R.A. (2015). Global climate, sea level cycles, and biotic events in the Cambrian Period. *Palaeoworld*, 24(1-2), 5-15.
- Bahlburg, H., Dobrzinski, N., 2011. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In: Arnaud, E., Halverson, G.P., Shield-Zhou, G. (Eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. (pp. 81–92) Geological Society London Memoirs.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, <https://doi.org/10.1007/BF00375292>.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J.H., Molina, J.F., Moreno, J.A. (2010). The paleogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon chronology and Nd isotopes. *Terra Nova*, 22(5), 341-346.
- Berinyuy, C.T., Bertrant, B.S., Eric, B.E., Fralick, P., Mengu, E.E., Randibell, A.A., Likanjo F.L., Agyingi, C.M. (2023). Geochemical characterisation of mangrove sediments in Tiko (SW, Cameroon, West Africa): Implication for provenance, paleoweathering and sediment maturity. *Solid Earth Sciences*, 8(3), 241-253.
- Bern, C.R. (2009). Soil chemistry in lithologically diverse datasets: the quartz dilution effect. *Applied Geochemistry*, 24(8), 1429-1437.
- Bilinski, S.F., Bilinski, H., Tibljaš, D., Hanžel, D. (2003). Estuarine Sediments from the Boreal Region—an Indication of Weathering. *Croatica Chemica Acta*, 76(2), 167-176.
- Cambeses, A., Scarrow, J.H., Montero, P., Lázaro, C., Bea, F. (2017). Palaeogeography and crustal evolution of the Ossa–Morena Zone, southwest Iberia, and the North Gondwana margin during the Cambro-Ordovician: a review of isotopic evidence. *International Geology Review*, 59(1), 94-130.
- Cocks, L.R.M. (2000). The early Palaeozoic geography of Europe. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 1-10.
- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*, (pp 83-95). Geological Society of London.

- Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H. (2021). Ordovician palaeogeography and climate change. *Gondwana Research*, 100, p 53-72.
- Condie, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1-4), 1-37.
- Copernicus Climate Change Service. (s.f.). Copernicus climate change service: Climate data store. Copernicus. <https://atlas.climate.copernicus.eu/atlas>
- Crowley, Q.G., Floyd, P. A., Winchester, J.A., Franke, W.T., Holland, J.G. (2000). Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, 12(4), 171-180.
- Cox, R., Lowe, D.R., Cullers, R.L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 2919-2940.
- Dai, S., Bechtel, A., Eble, C.F., Flores, R.M., French, D., Graham, I.T., Hood, M.M., Hower, J.C., Korasidis, V.A., Moore, T.A., Püttnam, W., Wei, Q., Zhao, L., O'Keefe, J.M. (2020). Recognition of peat depositional environments in coal: A review. *International Journal of Coal Geology*, <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103383>.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193–196.
- Delabroye, A., Vecoli, M. (2010). The end-Ordovician glaciation and the Hirnantian Stage: a global review and questions about Late Ordovician event stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 98(3-4), 269-282.
- Díez Fernández, R., Arenas, R. (2015). The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654, 96-100.
- Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: gondwana–Laurussia collision revisited. *Earth-Science Reviews*, 162, 269-292.
- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeersch, P., Cabral-Pinto, M. (2020). Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>.
- Ekoko, E., Fralick, P., Ekomane, E., Bisse, S.B., Tata, C.N., Ashukem, E. N., Belinga, B.C. (2021). Geochemical constraints on the provenance, paleoweathering and maturity of the Mamfe black shales, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104078>.
- Fedo, C.M., Wayne Nesbitt, H., Young, G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924.
- Fernández Casals, M.J., Gutiérrez Marco, J.C. (1985). Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79(4), 487-510.
- Fuenlabrada, J.M., Pieren, A.P., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Arenas, R. (2016). Geochemistry of the Ediacaran–Early Cambrian transition in Central Iberia: Tectonic setting and isotopic sources. *Tectonophysics*, 681, 15-30.
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Pereira, M.F., Rojo-Pérez, E., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R. (2023). Variability in the sources of North Gondwana Cadomian basins tracked by Nd isotopic systematics (Iberian Massif). *Precambrian Research*, 397, 107185.
- Fúster, J.M., García Cacho, L. (1970). Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 26, 327–329.
- Garcia, D., Coelho, J., Perrin, M. (1991). Fractionation between TiO₂ and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (northern Portugal). *European Journal of Mineralogy*, 3(2), 401-414.

- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., Najman, Y., Peruta, L., Villa, I.M. (2013). Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(2), 292-316.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., Villa, I.M. (2014). Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, 366, 61-74.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Limonta, M., Borromeo, L., France-Lanord, C. (2019). Provenance of Bengal Shelf Sediments: 2. Petrology and geochemistry of sand. *Minerals*, 9(10), 642.
- Gaschnig, R.M., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., Kaufman, A.J., Valley, J.W., Hu, Z., Gao, S., Beck, M.L. (2016). Compositional evolution of the upper continental crust through time, as constrained by ancient glacial diamictites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 186, 316-343.
- Geoscience Australia. (s.f.). Portal. Geoscience Australia. <https://portal.geoscience.gov.au/>
- Ghienne, J.F., Le Heron, D.P., Moreau, J., et al., 2007. The late Ordovician sedimentary system of the North Gondwana Platform. In: Hambrey, M.J. et al. (Eds.), *Glacial Sedimentary Processes and Products*, (pp. 297–319). International Association of Sedimentologists Special Publication
- Ghienne, J.F., Abdallah, H., Deschamps, R., Guiraud, M., Gutiérrez-Marco, J.C., Konaté, M., Meinhold, G., Moussa, A., Rubino, J.L., 2023. The Ordovician record of North and West Africa: unravelling sea-level variations, Gondwana tectonics, and the glacial impact. *Geological Society of London Special Publication*, <https://doi.org/10.1144/SP533-2022-213>.
- Guo, Y., Yang, S., Su, N., Li, C., Yin, P., Wang, Z. (2018). Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 227, 48-63.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Piçarra, J.M., Meireles, C.A., Cozar, P., García-Bellido, D.C., Pereira, Z., Vaz, N., Pereira, S., Lopes, G., Oliveira, J.T., Quesada, C., Zamora, S., Esteve, J., Colmenar, J., Bernardes, E., Coronado, I., Lorenzo, S., Sa, A.A., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., Díez-Montes, A., Gomez-Barreiro, J., (2019). Early Ordovician–Devonian passive margin stage in the Gondwanan units of the Iberian Massif. In: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Regional Geology Reviews*(pp. 75-98). Springer Nature.
- Haredy, R., Ghandour, I.M. (2020) Geochemistry and mineralogy of the shallow subsurface Red Sea coastal sediments, Rabigh, Saudi Arabia: provenance and paleoenvironmental implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(2), 257-279.
- Harnois, L. (1988). The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary geology*, 55(3), 319-322.
- Hasterok, D., Halpin, J.A., Collins, A.S., Hand, M., Kreemer, C., Gard, M.G., Glorie, S. (2022). New maps of global geological provinces and tectonic plates. *Earth-Science Reviews*, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104069>
- Hearing, T.W., Harvey, T.H., Williams, M., Leng, M.J., Lamb, A.L., Wilby, P.R., Gabbott, S.E., Pohl, A., Donnadieu, Y. (2018). An early Cambrian greenhouse climate. *Science advances*, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aar5690>.
- Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo F., Cabra Gil, P. (1994) Mapa geológico de la Hoja nº 459 (Tamajón). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. IGME.
- Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo F., Cabra Gil, P., Solé Pont, J., Escuder, J., Valverde Vaquero P., Dunning, G., Bea F., Gálvez García, C. (2005) Memoria de la Hoja nº 459 (Tamajón). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA), Segunda Serie, Primera edición. IGME.
- Jokat, W., Boebel, T., König, M., Meyer, U. (2003). Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, <https://doi.org/10.1029/2002JB001802>

- Jones, B., Manning, D.C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111, 111–129.
- Kotttek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263.
- Kumar, A., & Abdullah, M.M. (2011). An overview of origin, morphology and distribution of desert forms, Sabkhas and Playas of the Rub? Al Khali Desert of the Southern Arabian Peninsula. *Earth Science India*, 4(3), 105-135
- Kurian, S., Nath, B.N., Kumar, N.C., Nair, K.K.C. (2013). Geochemical and isotopic signatures of surficial sediments from the western continental shelf of India: inferring provenance, weathering, and the nature of organic matter. *Journal of Sedimentary Research*, 83(6), 427-442.
- Landing, E., MacGabhann, B.A., 2010. First evidence for Cambrian glaciation provided by sections in Avalonian New Brunswick and Ireland—additional data for Avalon–Gondwana separation by the earliest Palaeozoic. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 285, 174–185.
- Lefort, J.P. (1989). *Basement correlation across the north Atlantic*. Berlin, Germany: Springer-Verlag.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICPMS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper, 423, 61–96
- Martínez Catalan, J.R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gomez Barreiro, J., Rubio Pascual, F., 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan Appalachian geodynamics. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, (pp. 163–182). Geological Society of America Special Paper.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández-Suárez, J., et al. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 114–126.
- McLennan, S.M., Hemming, S.R., McDaniel, D.K., Hanson, G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: M.J. Johnssons and A. Basu (eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geological Society of America Special Paper, 284, 21-40.
- Maslov, A.V., Klyuvitkin, A.A., Kozina, N.V., Kravchishina, M.D., Novigatsky, A.N., Novichkova, E.A., Politova, N.V., Shevchenko, V.P. (2022). Mineral and Chemical Composition of Surface Bottom Sediments in Some Regions of the Nordic Seas. *Oceanology*, 62(5), 695-708.
- Meert, J.G., Van Der Voo, R. (1997). The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *Journal of Geodynamics*, 23(3-4), 223-235.
- Mou, C., Wang, X., Wang, Q., Ge, X., Zan, B., Zhou, K., Chen, X., Liang, W. (2023). Hirnantian Glaciation. In *Lithofacies Paleogeography and Geological Survey of Shale Gas* (pp. 237-252). Singapore: Springer Nature Singapore.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R., Woodcock, N H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17(2-3), 194-222.

- Neuman, R.B., Max, M.D. (1989). Penobscot-Tian-Grampian-Finnmarken orogenies as indicators of terrane linkages. Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens. Geological Society of America Special Paper, 230, 31-45.
- Nesbitt, H., 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. (1996). Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43(2), 341-358.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *The journal of geology*, 104(5), 525-542.
- Ngon, G.F.N., Etame, J., Ntamak-Nida, M.J., Mbog, M.B., Mpondo, A.M.M., Gerard, M., Yongue-Fouateu, R., Bilong, P. (2012). Geological study of sedimentary clayey materials of the Bomkoul area in the Douala region (Douala sub-basin, Cameroon) for the ceramic industry. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(6-7), 366-376.
- Norwegian Polar Institute (2016). Geological map of Svalbard (1:250000). Norwegian Polar Institute. <https://doi.org/10.21334/npolar.2016.616f7504>
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S. (2017). Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1431-1445.
- Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107(6), 501-504.
- Perri, F. (2020). Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: an overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 556, 109873.
- Pohl, A., Donnadiou, Y., Le Hir, G., Ladant, J.B., Dumas, C., Alvarez-Solas, J., Vandenbroucke, T.R. (2016). Glacial onset predated Late Ordovician climate cooling. *Paleoceanography*, 31(6), 800-821.
- Rogers, J.J., Santosh, M. (2004). *Continents and supercontinents*. Oxford University Press.
- Robardet, M., Doré, F. (1988). The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66(1-2), 19-31.
- Rubio Pascual, F. R. (2013). *Evolución tectonotermal varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid) 364 pp.
- Rojo-Pérez, E., Fuenlabrada, J.M., Díez Fernández, R., and Arenas, R., (2023). Origin and evolution of Cadomian magmatism in SW Iberia: From subduction onset and arc building to a tectonic switching: *International Geology Review*, 66(10), 1885–1909.
- Schäfer, G. (1969). *Geologie und petrographie in östlichen Kastilischen Kauptzscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)*. Münstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie, 10, 207.
- Sheehan, P.M. (2001). The late Ordovician mass extinction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 331–364.
- Srivastava, A.K., Randive, K.R., Khare, N. (2013). Mineralogical and geochemical studies of glacial sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica. *Quaternary International*, 292, 205-216.
- Stephan, T., Kroner, U.W.E., Romer, R.L., Rösel, D. (2019). From a bipartite Gondwanan shelf to an arcuate Variscan belt: The early Paleozoic evolution of northern Peri-Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 192, 491-512.
- Stern, R.J. (2002). Crustal evolution in the East African Orogen: a neodymium isotopic perspective. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3-4), 109-117.
- Sun, S.S., Warren, R.G., Shaw, R.D. (1995). Nd isotope study of granites from the Arunta Inlier, central Australia: constraints on geological models and limitation of the method. *Precambrian Research*, 71(1-4), 301-314.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation. *Geological Society of London*. 38, 5–24.
- Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M. (2016). *Earth History and Palaeogeography* (pp. 84-124). United Kingdom: Cambridge University Press.
- Trotter, J.A., Williams, I.S., Barnes, C.R., Lécuyer, C., Nicoll, R.S. (2008). Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science*, 321, 550–554.
- Turner, B.R., Armstrong, H.A., Wilson, C.R., Makhlof, I.M. (2012). High frequency eustatic sea-level changes during the Middle to early Late Ordovician of southern Jordan: Indirect evidence for a Darriwilian Ice Age in Gondwana. *Sedimentary Geology*, 251, 34-48.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, 355, 117-133.
- Wani, S.A., Najar, G.R., Wani, J.A., Ramzan, M., Hakeem, K.R. (2016). Weathering and Approaches to Evaluation of Weathering Indices for Soil Profile Studies – An Overview. In: Hakeem, K., Akhtar, J., Sabir, M. (eds) *Soil Science: Agricultural and Environmental Prospectives*, (pp 183-198). New York: Springer.
- White, W.M., (2013). *Geochemistry*. Oxford: Wiley-Blackwell.
- Wong Hearing, T.W., Pohl, A., Williams, M., Donnadieu, Y., Harvey, T.H., Scotese, C. R., Sepulchre, P., Franc, A. Vandenbroucke, T.R. (2021). Quantitative comparison of geological data and model simulations constraints early Cambrian geography and climate. *Nature Communications*, 12(1), 3868.
- Xie, G.L., Shen, Y.L., Liu, S.G., Hao, W.D., 2018. Trace and rare earth element (REE) characteristics of mudstones from Eocene Pinghu Formation and Oligocene Huagang Formation in Xihu Sag, East China Sea Basin: implications for provenance, depositional conditions and paleoclimate. *Marine and Petroleum Geology* 92, 20–36.
- Young, G.M., Nesbitt, H.W. (1998). Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary research*, 68(3), 448-455.
- Zhao, J., Jin, Z., Jin, Z., Geng, Y., Wen, X., Yan, C. (2016). Applying sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of organic-rich shale deposition in the Sichuan Basin, China. *International Journal of Coal Geology*, 163, 52-71.

ANEXO 1. DATOS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA DE LA FM. RODADA (ppm)

	Ro-1	Ro-2	Ro-3	Ro-4	Ro-5	Ro-6	Ro-7	Ro-8	Ro-9	Ro-10	Ro-11	Ro-12	Ro-13	Ro-14	Ro-15
Sc	21	22	23	23	23	24	22	25	24	26	24	24	19	21	23
V	174	168	155	152	168	163	161	163	150	154	147	147	124	133	138
Cr	120	110	120	120	130	130	110	120	120	130	130	120	100	100	120
Co	19	13	14	18	18	15	18	13	15	15	18	17	11	13	10
Ni	30	20	20	20	40	30	30	20		30	30	30	10		30
Cu	10	30	20	20	10	10	20	20	40	20	10	20	10	30	40
Ga	32	31	31	31	33	33	29	33	30	32	30	30	28	28	28
Rb	166	169	198	185	188	182	174	168	178	184	183	173	205	183	180
Sr	185	215	213	205	208	239	144	220	190	218	172	198	145	181	248
Zr	153	159	159	133	141	146	158	117	118	107	100	91	203	196	133
Ba	620	672	700	682	663	655	584	523	587	533	500	488	1034	713	742
La	50.9	79.8	71.5	68.3	130	77.1	50.8	49.8	57.7	43.3	69.9	64.6	129	66.9	70.2
Ce	111	160	112	138	182	157	97.8	76.6	109	92.4	132	127	186	128	122
Pr	12.9	18	17	16	29.4	19.1	11.3	8.12	12.5	11.2	15.9	15	27	14.4	14.8
Nd	48.8	64.1	63.2	56.8	102	73.2	42	29.8	44.5	39.4	59.6	55.8	95.1	52.9	52
Sm	9.34	11.5	11.9	11.1	18.3	13.5	8.3	5.76	8.56	7.73	11.6	10.8	17.4	9.9	8.95
Eu	1.77	2.41	2.48	2.29	3.38	2.65	1.68	1.45	1.87	1.45	2.39	2.15	3.26	2.11	1.66
Gd	6.89	8.08	9.7	9.13	12.3	10.5	6.27	5.71	7.46	4.47	9.19	7.73	11.6	7.77	6.43
Tb	0.99	1.19	1.41	1.36	1.52	1.57	1.01	0.97	1.15	0.74	1.35	1.19	1.61	1.16	0.88
Dy	5.66	6.44	8.24	7.43	9.12	8.49	5.87	5.95	6.83	4.69	7.22	6.55	8.48	6.46	5.05
Ho	0.99	1.13	1.5	1.34	1.52	1.48	1.19	1.1	1.26	0.87	1.41	1.19	1.39	1.18	0.89
Er	2.74	2.86	4.2	3.71	4.01	3.93	3.41	3.23	3.63	2.61	3.85	3.15	3.69	3.27	2.28
Tm	0.409	0.413	0.562	0.531	0.569	0.578	0.515	0.502	0.542	0.414	0.555	0.467	0.532	0.487	0.331
Yb	2.83	2.8	3.63	3.36	3.41	3.68	3.29	3.26	3.56	2.79	3.78	3.19	3.34	3.1	2.34
Lu	0.427	0.427	0.537	0.494	0.534	0.576	0.505	0.467	0.537	0.468	0.568	0.474	0.476	0.481	0.414
Pb	22	28	29	28	30	31	22	30	27	30	25	25	22	25	28
Th	18.3	19.5	20.4	22.4	22.7	24.1	17.2	19	21.9	22.3	18.4	19.6	18	18.3	16
U	3.15	2.93	2.96	3.35	3.57	3.72	3.06	2.59	3.29	3.39	2.87	2.75	2.81	3.1	1.93

ANEXO 2: RESUMEN DE LAS SERIES SILICICLÁSTICAS ACTUALES

Clima	Serie	Trabajo	Mar /Océano	LAT.	LONG.	T° C	P (mm anuales)	Ambiente	Transporte	T. de Grano	Roca madre	CIA	WIP	ICV
A	Manglar de Douala	Berinyuy et al., 2023	Camerún	4° 40' N	9, 25° E	25,14	2700,75	Manglar / Estuario	Fluvial	<2 mm	Rocas Volcánicas actuales y sedimentarias cuaternarias y cretácicas	71	48	0,77
	Plataforma SW de la India	Kurian et al., 2013	NE del Océano Índico	8°-16° N;	75°-76° E	26,3	2007,5	Plataforma Continental	Fluvial	<0,06 25 mm	Gneises y esquistos precámbricos	83	28	0,86
B	Llanura Mareal Al-Kharrar, Arabia Saudi	Haredy & Ghandour, 2020	Mar Rojo	22.90 °N	28.9 ° E	27	54	Llanura Mareal	Eólico	<0,06 25 mm	Rocas metamórficas precámbricas y cubierta de arenas desérticas	46	81	2,27
	Playa de San Nicolás, México	Armstrong-Altrin et al., 2014	Golfo de California	29° N	112° W	23	357	Playa	Eólico	<2,5 mm	Sedimentos cuaternarios y r. metamórficas paleozoicas	45	78	7,18
C	Estuario de Mallacota, SE Australia	Nesbitt et al., 1996	Mar de Tasmania	37° 30 S	149° 45 E	15,75	857,75	Estuario	Fluvial	<0,01 56 mm	Batolito Ordovícico	76	24	1,34
D	Estuario Öre, Suecia	Bilinski et al., 2013	Mar Báltico	63° 30 N	19° 44 E	1,63	631,45	Estuario	Fluvial	<0,03 2mm	Gneises precámbrico y Tillis	55	59	1,84
E	Plataforma SW de Svalbard	Maslov et al., 2022	Ártico, N Atlántico	76,5 ° N	15,5 ° E	-6,31	580	Plataforma	Arrastre del hielo	<0,25 mm	Rocas metamórficas mesozoicas	55	62	1,96
	Plataforma de Schirmander Oasis, Antártida	Srivastava et al., 2013	Océano Austral	70,44 ° S	11,47° E	-16,54	350,4	Plataforma	Eólico, canales subglaciales	<0,06 3 mm	Rocas metamórficas precámbricas	50	69	1,94