

Petrografía y proveniencia de las areniscas del Grupo Morro Solar (Berriasiano superior-Valanginiano) de Lima (77°01' O, 12°10' S): implicancias geodinámicas y paleogeográficas

***Aldo A. Alvan^{1, 2, 3}, Astrid H. Criales¹, Augusto Bernuy¹**

¹ Universidad San Martín de Porres, Facultad de Ingeniería y Arquitectura (FIA), av. La Fontana 1250, La Molina, Lima 15024, Perú.
aalvand@usmp.pe, acrialesj@usmp.pe, abernuya@usmp.pe

² Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), E.P., Ingeniería Geológica, av. Venezuela, cdra. 34, Lima 15088, Ciudad Universitaria, Lima, Perú.
aalvand@unmsm.edu.pe

³ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú.
aalvan@ingemmet.gob.pe

* Autor de correspondencia: aalvand@unmsm.edu.pe

RESUMEN. El registro sedimentario del margen costero de Lima, Perú (77°01' O, 12°10' S) desempeña un papel importante para la comprensión de la geología regional, dada su ubicación en la parte más occidental de la plataforma siliciclástica del Cretácico temprano, desarrollada antes de la orogenia Andina. En este trabajo se examina la composición mineral de 20 muestras de areniscas litocuarzosas y areniscas cuarzosas de las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca, del Grupo Morro Solar (Berriasiano superior-Valanginiano), mediante el método de Gazzi-Dickinson para investigar su proveniencia. Los resultados revelan que los sedimentos del Grupo Morro Solar se acumularon producto de la exhumación de un orógeno reciclado ubicado en la Cordillera Oriental, el cual incluye el Complejo Metamórfico de Marañón. Se interpreta que este orógeno estaría conformado por rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico y Triásico. No se descarta la participación de rocas metamórficas de edad precámbrica provenientes del Cratón de Amazonas dentro de este esquema de proveniencia.

Palabras clave: Morro Solar, Petrografía, Estratigrafía, Lima, Gazzi-Dickinson, Proveniencia, Valanginiano.

ABSTRACT. Petrography and provenance of the Grupo Morro Solar sandstones (upper Berriasian-Valanginian) of Lima (77°01' W, 12°10' S): Geodynamic and paleogeographic implications. The sedimentary record of the continental margin of Lima, Peru (77°01' W, 12°10' S) plays a significant role in understanding the regional geology given its location along the westernmost part of a siliciclastic platform developed during the Early Cretaceous, prior to the Andean orogeny. In this contribution, the mineral composition of 20 samples of litho-quartzose sandstones and quartzose sandstones from the Salto del Fraile, La Herradura, and Marcavilca formations of the Morro Solar Group (Upper Berriasian-Valanginian) is examined by using the Gazzi-Dickinson method to shed light into sediment provenance. Results reveal that the sediments of the Morro Solar Group accumulated after the exhumation of a recycled orogen located in the Eastern Cordillera, which includes the Marañón Metamorphic Complex. This orogen is interpreted to be composed of sedimentary and volcanic rocks of Paleozoic and Triassic age. A minor provenance of metamorphic Precambrian rocks from the Amazon Craton is not totally discarded.

Keywords: Morro Solar, Petrography, Stratigraphy, Lima, Gazzi-Dickinson, Provenance, Valanginian.

1. Introducción

La Cuenca Sedimentaria Occidental Peruana de los Andes Centrales (CSOPAC) fue una extensa depresión topográfica donde simultáneas áreas de recepción sedimentaria coexistieron durante el Cretácico (Jaillard *et al.*, 2000). La CSOPAC fue parte de la evolución tectónica del continente sudamericano luego de la separación de Gondwana y Laurasia (Robert *et al.*, 1998; Jaillard *et al.*, 2000). Su desarrollo tectonosedimentario se refleja mejor a través del registro sedimentario del Jurásico, Cretácico

y, parcialmente, con el inicio del Cenozoico, cuando empezó la orogenia Andina (Oncken *et al.*, 2006). Parte de este registro se mantiene preservado en sitios aislados del margen costero peruano y en especial en la región de Lima (Fig. 1).

Un buen ejemplo de estos afloramientos se presenta en el sur de la ciudad de Lima Metropolitana, en el promontorio de rocas conocido como el “Morro Solar”, ubicado en la línea de costa del distrito de Chorrillos (77°01' O, 12°10' S) (Fig. 1B). Lissón (1904, 1907, 1913), Steinmann (1918, 1930), Steinmann *et al.* (1924), Fernández (1958), Rivera *et al.* (1975) y

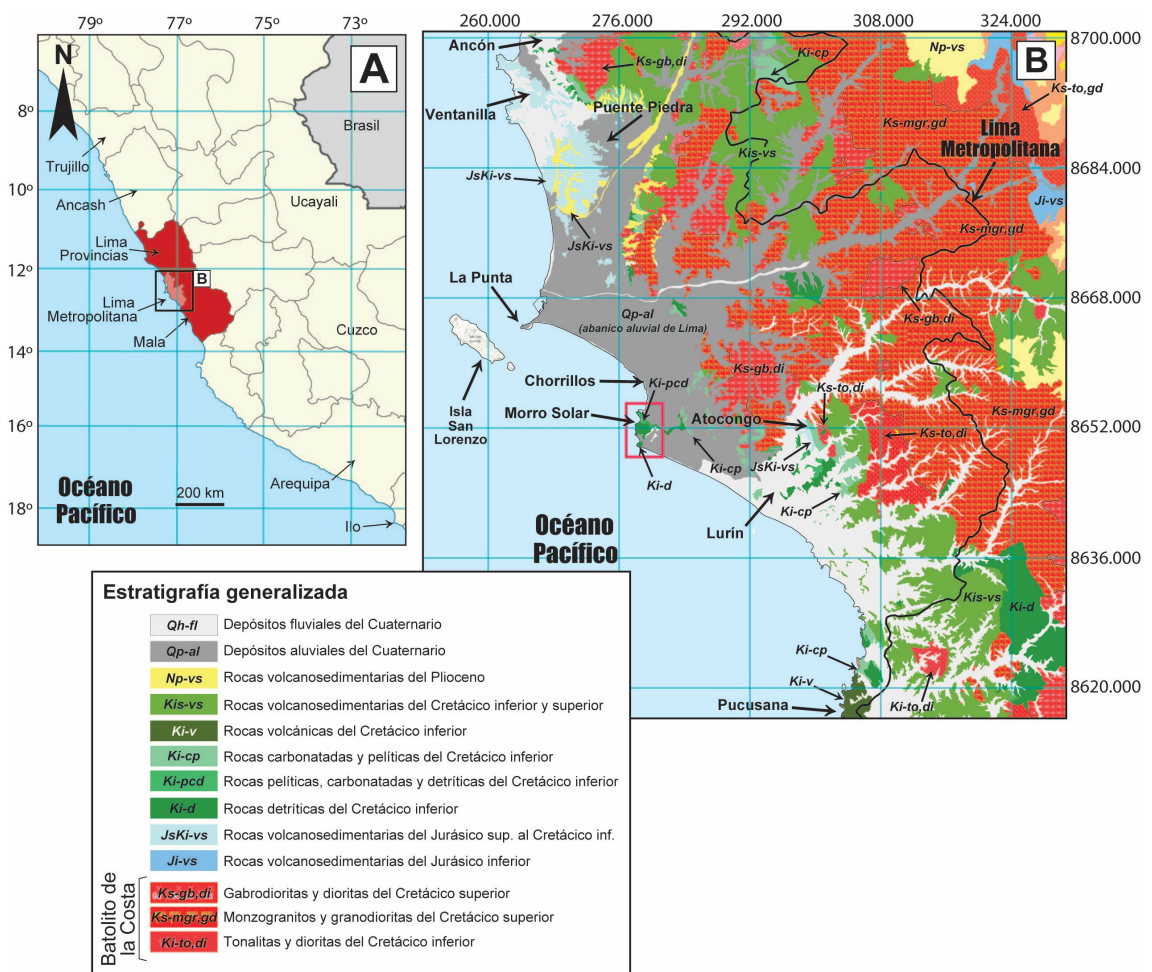


FIG. 1. Ubicación de la zona de estudio (A) y geología regional simplificada (B). Geología regional integrada y empalmada por INGEMMET (2021). Las abreviaturas geológicas fueron tomadas del empalme geológico a escala 1:100.000 de INGEMMET (<https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/>). Los polígonos de tonalidades verdes corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas, mientras que los polígonos en tonalidades rojizas representan los cuerpos plutónicos del Batolito de la Costa. El polígono gris oscuro (Qp-al) resalta la extensión del abanico aluvial de Lima, en donde se asienta Lima Metropolitana. El área de estudio (Morro Solar) está enmarcada en el rectángulo rojo.

Palacios *et al.* (1992) plantearon la geología de la región de Lima tomando este promontorio rocoso como base, el cual se definió como Grupo Morro Solar. En los últimos cuarenta años, numerosos autores, entre ellos Tapia (1988), Moulin (1988, 1989), Núñez del Prado y Chávez (1989), Alemán *et al.* (2006), Alleman (2009, 2015, 2019), López *et al.* (2015), Meza-Vélez y O’Gorman (2020) y Ayala (2021) aportaron en diversas disciplinas para entender mejor el sistema sedimentario y la paleoecología del Grupo Morro Solar. En líneas generales, coincidieron en que tales sedimentos se acumularon durante el Valanginiano, sobre una extensa plataforma mareal con eventuales incursiones marinas. Sin embargo, la proveniencia de estos sedimentos y el contexto geodinámico previo a la orogenia Andina aún no están explorados en profundidad en la región.

Estudios de proveniencia sedimentaria ayudan al entendimiento del desarrollo litosférico de una cuenca sedimentaria en períodos geológicos específicos (*e.g.*, McCann y Saintot, 2003), donde se busca e investiga la litología que dio origen al relleno sedimentario. Varios de estos estudios se han efectuado en areniscas (*e.g.*, Amorosi y Zuffa, 2011), donde resulta útil la cuantificación modal de litoclastos y de minerales como cuarzo y feldespato usando la mezcla ternaria QFL y sus relaciones genéticas (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll *et al.*, 1984; Zuffa, 1985). En el Grupo Morro Solar, los estudios de proveniencia sedimentaria aún son escasos y presentan información contradictoria. Por ejemplo, Wilson (1963) propuso que estos sedimentos derivaron de la denudación de una fuente cratónica al este (Cratón de Amazonas), mientras que Alemán *et al.* (2006) mencionan una fuente más cercana (Macizo de Arequipa o Grupo Puente Piedra). En este estudio, en consecuencia, se provee un análisis más profundo de proveniencia sedimentaria para las rocas del Grupo Morro Solar, empleando para ello el método Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1970; Dickinson *et al.*, 1983; Ingersoll *et al.*, 1984).

2. Geología de Lima y alrededores

Lima Metropolitana y sus alrededores están edificadas sobre un extenso depósito de conglomerados provenientes de un abanico aluvial generado, probablemente, durante el Mioceno tardío (Le Roux *et al.*, 2000; Villacorta *et al.*, 2015). La morfología

de este depósito permite que sobresalgan algunos afloramientos del sustrato mesozoico, preferentemente hacia sus bordes, como por ejemplo en las comunidades de Ancón y Ventanilla por el norte, y el Morro Solar (Chorrillos) por el sur (Fig. 1B). El estudio de tales afloramientos ha permitido refinar la cronoestratigrafía del basamento mesozoico de Lima (Fig. 2).

Palacios *et al.* (1992) propusieron asignar las rocas más antiguas de Lima como Grupo Puente Piedra, las cuales se reportaron por primera vez en la comunidad de Ancón (51 km al noroeste del Morro Solar) con un espesor aproximado de 1.285 m de andesitas, lutitas y eventuales areniscas. Posteriormente, Mamani *et al.* (2021) dividieron este grupo en las formaciones Puente Piedra (ex-Formación Ancón), Puente Inga y Ventanilla. La edad del Grupo Puente Piedra abarca del Titoniano al Berriasiano temprano (Rivera, 1951; Rivera *et al.*, 1980; Mamani *et al.*, 2021). Sobre el techo de la Formación Ventanilla yacen en concordancia las areniscas del Grupo Morro Solar (Fig. 2), aunque solo se aprecian algunos metros de espesor la zona de Ancón.

2.1. Litoestratigrafía del Grupo Morro Solar (~530 m)

Las rocas del Grupo Morro Solar (Berriasiano tardío a Valanginiano; Fernández, 1958) sobreyacen concordantemente al Grupo Puente Piedra (Palacios *et al.*, 1992) (Fig. 2). Ancón es la única localidad donde se aprecia esta relación. Las rocas del Grupo Morro Solar han sido estudiadas por numerosos autores, quienes desde un inicio resaltaron sus atributos litológicos y paleontológicos, particularmente en la zona de Chorrillos (*e.g.*, Lissón, 1907, 1913; Steinmann, 1930). El primer esquema estructural fue presentado por Fernández (1958), donde se reconocieron fallas normales orientadas ~O-E, confirmando el régimen transtensivo para el antearco andino durante el Eoceno (Viveen y Schlunegger, 2018). Fernández (1958) también organizó las rocas sedimentarias del Grupo Morro Solar en tres formaciones: Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca (Fig. 2). La Formación La Herradura se subdivide en los miembros La Virgen y La Herradura, mientras que la Formación Marcavilca, en los miembros Morro Solar, Marcavilca y La Chira (Fig. 3). En el presente trabajo se respetó el esquema litoestratigráfico propuesto por Fernández (1958) y Ayala (2021). La cartografía detallada del

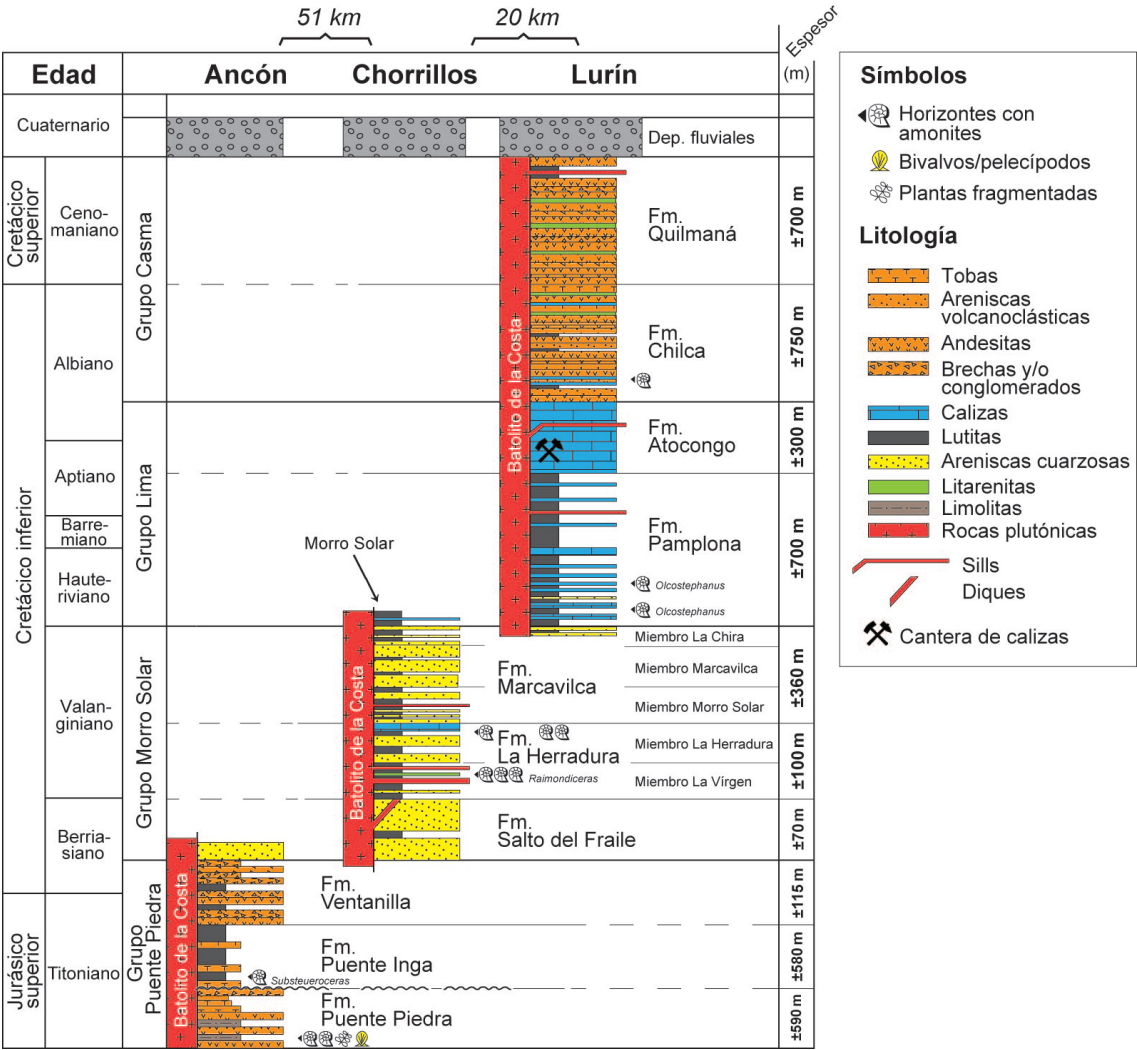


FIG 2. Estratigrafía de las localidades de Ancón, Chorrillos y Lurín, según datos de Lissón (1907), Fernández (1958), Jacay *et al.* (2015) y Jacay (2018), y trabajos cartográficos de la Carta Geológica Nacional del INGEMMET a escala 1:100.000 por Palacios *et al.* (1992). La estratigrafía es continua, aunque correlacionable en diferentes localidades.

área de estudio, con foco exclusivo en las rocas del Grupo Morro Solar, se presenta en la figura 4.

La base de la Formación Salto del Fraile no está expuesta, aunque, su espesor medido es de alrededor de 70 m. Según Fernández (1958), la Formación Salto del Fraile consiste en estratos de 0,5 a 1 m de espesor, compuestos de areniscas cuarzosas de grano fino a medio con menores intercalaciones de lutitas (Fig. 5). Estas areniscas son muy conocidas por la abundante presencia del icnofósil *Tigillites habichi* (Lissón, 1907; Rivera, 1979; Alleman, 2009), el cual

es un excelente indicador de ambientes mareales de substratos semiconsolidados (cf. Pemberton y Frey, 1985; Buatois y Encinas, 2006). Sin embargo, aún no se cuenta con elementos cronológicos que permitan asignarle a esta formación una edad consistente. Por su posición estratigráfica, fue asignada al Berriasiano tardío, debido a que se tomó en consideración que la sobreyacente Formación La Herradura ha sido atribuida al Valanginiano temprano con base en el hallazgo de amonites de los géneros *Raimondiceras* y *Favrella* en varias de sus capas con lutitas negras



FIG. 3. Afloramientos rocosos en el Morro Solar, Chorrillos, sur de Lima (ver ubicación en Fig. 1). El Morro Solar está conformado por los cerros Marcavilca (A, vista al sureste) y La Virgen (B y C, desde distintas perspectivas). El Grupo Morro Solar se muestra con las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca, según la propuesta de Fernández (1958). Las líneas rojas en A representan diques andesíticos de <2 m de espesor. Los círculos rojos indican algunas de las muestras analizadas petrográficamente en este trabajo. **Fm.**: Formación, **Mbr.**: Miembro.

(Lissón, 1907; Romero *et al.*, 1995; Alleman, 2019; Villaseca, 2019). Con respecto a su ambiente de depositación, Moulin (1988, 1989) y Núñez del Prado y Chávez (1989) afirmaron que los sedimentos de la Formación Salto del Fraile se acumularon por influencia del refluo de las mareas de un ambiente inframarino.

En contacto concordante sobryace la Formación La Herradura (~100 m de espesor), la cual se distingue de las otras formaciones adyacentes por su textura granulométrica fina. Localmente (Cerro la Virgen), los miembros La Virgen (28 m) y La Herradura (92 m) están separados por un sill andesítico de 4 a 10 m de espesor (Figs. 3B, 4 y 5). El Miembro La Virgen se caracteriza por contener estratos de lutitas negras con eventuales capas de areniscas de grano fino con matriz de arcillitas negras en contraste con el

sobreyacente Miembro La Herradura, el cual presenta progresivamente una mayor proporción de estratos de areniscas cuarzosas. Las lutitas del Miembro La Virgen son las que contienen los amonites reportados por Lissón (1907), Romero *et al.* (1995), Alleman (2019) y Villaseca (2019), tales como *Raimondiceras raimondii*, *Raimondiceras pfluckeri*, *Lissonia riveroi*, *Favrella lorensis* y *Argentiniceras pardoii* (Fernández, 1958; Alleman, 2009, 2015) y los bivalvos *Buchotrigonia paradisisensis*, *Buchotrigonia lorenti* y *Anditrigonia lorenti*, los cuales son característicos del Valanginiense. La mayoría de estos ejemplares también se observan en la parte superior del Miembro La Herradura, donde hay ciertos niveles de calizas negras de grano fino (Fernández, 1958; Alemán *et al.*, 2006). Según Núñez del Prado y Chávez (1989), los sedimentos de la Formación La Herradura se

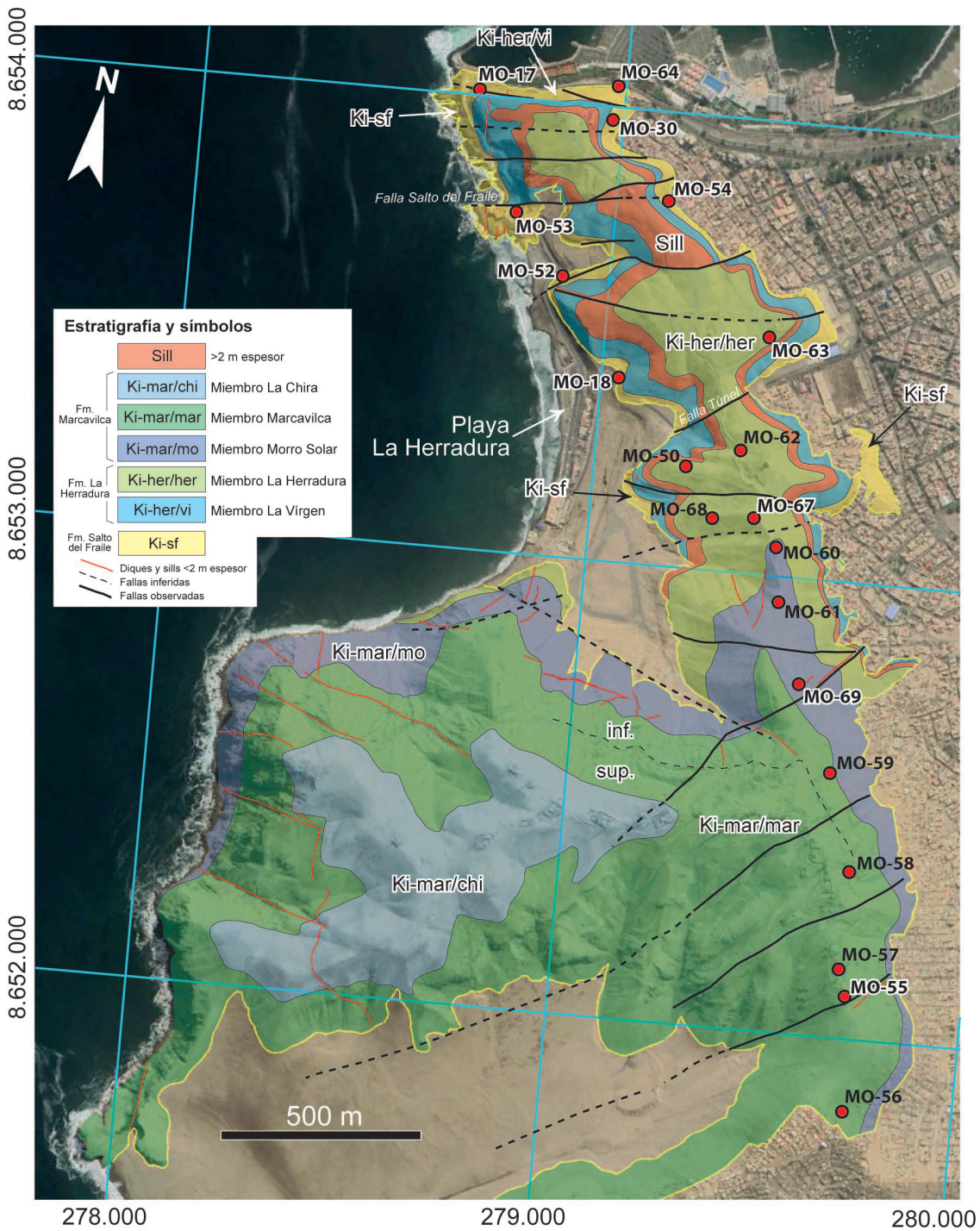


FIG. 4. Mapa litoestratigráfico del promontorio Morro Solar (Chorrillos), basado en Fernández (1958), Ayala (2021) y el presente trabajo. Las abreviaturas geológicas fueron tomadas del cartografiado geológico a escala 1:50.000 de INGEMMET (<https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/>). Las líneas continuas y discontinuas representan fallas normales observadas e inferidas, respectivamente. Las líneas rojas delgadas representan sills y diques de espesores <2 m. Los puntos rojos indican la ubicación de las 20 muestras de areniscas recolectadas en este estudio.

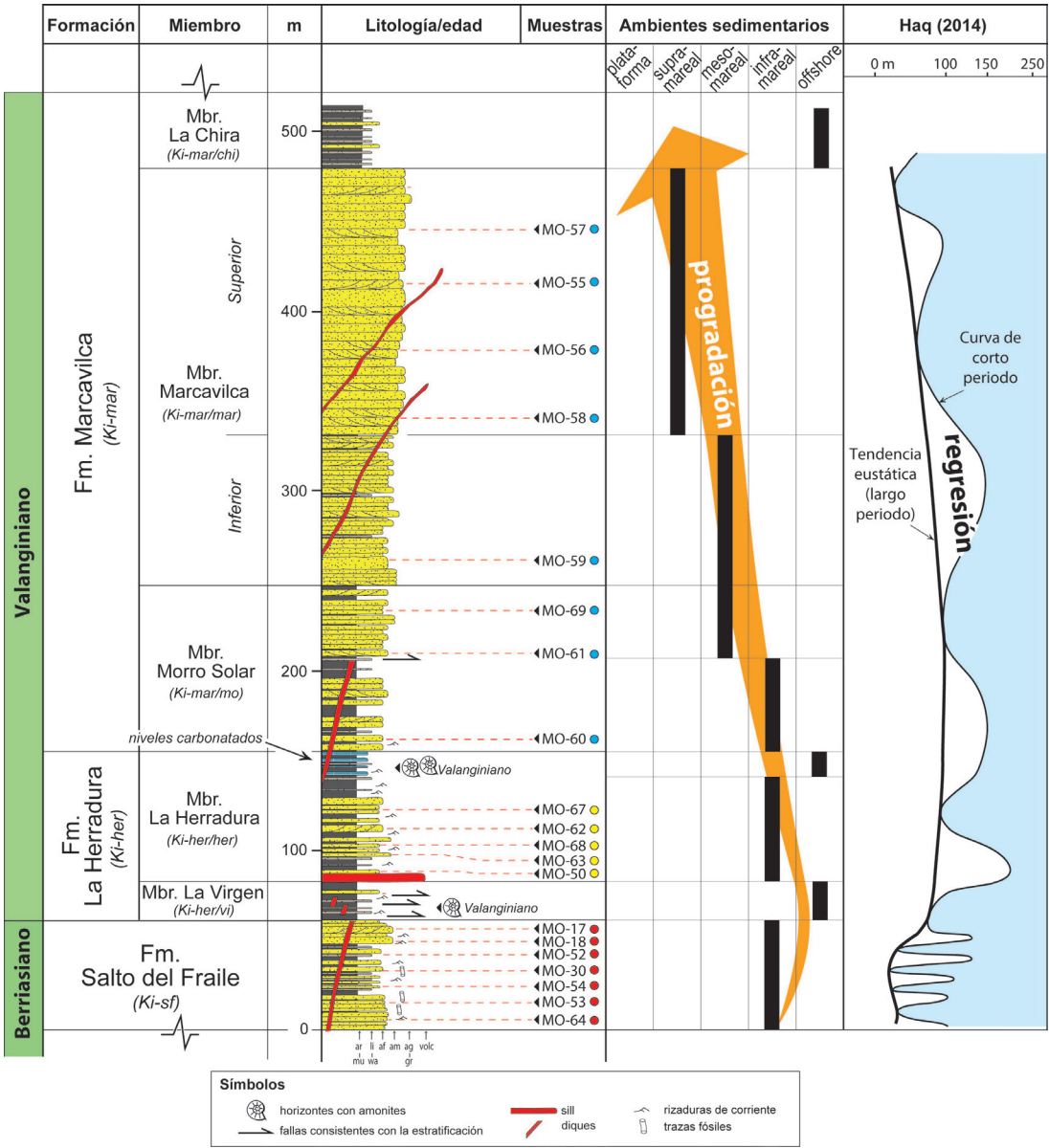


FIG. 5. Columna estratigráfica de las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca del Grupo Morro Solar, de acuerdo con las divisiones litoestratigráficas propuestas por Fernández (1958) en el Morro Solar de Chorrillos. La base de la Formación Salto del Fraile no está expuesta. La flecha anaranjada resalta una progradación sedimentaria de un ambiente inframareal a uno supramareal para gran parte del Grupo Morro Solar. Al extremo derecho se muestra un fragmento de la curva eustática presentada por Haq (2014), donde la tendencia regresiva observada sustenta el patrón progradante presentado en este estudio. Abreviaturas, **ar**: arcillitas, **li**: limolitas, **af**: areniscas de grano fino, **am**: areniscas de grano medio, **ag**: areniscas de grano grueso, **v**olc: rocas volcánicas, **mu**: caliza tipo *mudstone*, **wa**: caliza tipo *wackestone*, **gr**: caliza tipo *grainstone*.

acumularon en un ambiente *offshore* a *inframareal*, en el que predominan los sedimentos finos.

La sobreyacente Formación Marcavilca (~360 m de espesor) inicia en contacto concordante sobre la

Formación La Herradura, precisamente encima de los niveles carbonatados descritos para el Miembro La Herradura (Fig. 5). Esta formación consiste en un apilamiento de areniscas cuarzosas de grano fino a

medio, organizado en sets grano y estratocrecientes, con eventual ocurrencia de lutitas hacia su base y techo. Fernández (1958) dividió la Formación Marcavilca en tres miembros en función de la presencia de lutitas: Morro Solar (90 m), Marcavilca (230 m) y La Chira (40 m). El Miembro Morro Solar consiste en alternancias de areniscas cuarzosas de grano fino a medio y lutitas grises y negras, casi en idéntica proporción. El Miembro Marcavilca se caracteriza en su parte inferior por presentar areniscas de grano fino a medio con eventuales intercalaciones de lutitas, en una proporción de 4:1, mientras que su parte superior contiene exclusivamente areniscas cuarzosas de grano medio, dispuestas en estratos de 1 a 1,5 m de espesor, con laminaciones oblicuas tangenciales. El presente trabajo divide este miembro en dos partes (inferior y superior) con base en sus atributos litológicos (Figs. 3A, 4 y 5). Finalmente, el Miembro La Chira se compone de lutitas y eventuales areniscas cuarzosas de grano fino a medio. Las facies de la Formación Marcavilca han sido interpretadas por Núñez del Prado y Chávez (1989) como una evolución de un ambiente inframareal (Miembro Morro Solar) a uno supramareal (parte superior del Miembro Marcavilca) con potentes y extensas barras de arena.

No se cuenta con evidencia fósil que permita atribuirle una edad a la Formación Marcavilca; sin embargo, se sabe que en la localidad de Lurín (20 km al sureste del Morro Solar), Rivera (1951) y Palacios *et al.* (1992) cartografiaron lutitas y calizas que sobreyacen concordantemente al Grupo Morro Solar, las que fueron agrupadas en el Grupo Lima (Fig. 2). Las edades de estas rocas fueron atribuidas al intervalo Hauteriviano-Albiano temprano por el hallazgo de los amonites *Olcostephanus cf. astierianus* y *Olcostephanus cf. jeanotti*, y el equinodermo *Enallaster texanus* (Rivera, 1951; Palacios *et al.*, 1992). En consecuencia, la Formación Marcavilca fue restringida al Valanginiense tardío por Palacios *et al.* (1992).

2.2. Unidades más jóvenes que el Grupo Morro Solar

Según Palacios *et al.* (1992), las formaciones Pamplona (Hauteriviano-Aptiano inferior) y Atocongo (Aptiano superior-Albiano inferior) sobreyacen al Grupo Morro Solar. Estas formaciones fueron integradas dentro del Grupo Lima y consisten mayormente en lutitas y calizas de grano fino (Fig. 2).

Afloran en los alrededores de Lima Metropolitana y se extienden al sur de Lima, desde Atocongo hasta Pucusana (Salazar y Landa, 1993) (Fig. 1).

Palacios *et al.* (1992) también propusieron las formaciones Chilca (~750 m de espesor) y Quilmaná (~700 m), las cuales sobreyacen en concordancia al Grupo Lima en la comunidad de Lurín (Fig. 2). Según estos autores, la Formación Chilca consiste en andesitas, lutitas, litarenitas, calizas, areniscas volcanoclásticas y tobas, mientras que la Formación Quilmaná, en andesitas, brechas piroclásticas, litarenitas y lutitas. Soler y Bonhomme (1990) propusieron que estas rocas representan productos derivados del arco volcánico Casma (Barremiano-Albiano inferior). En tanto, el resto del área de Lima Metropolitana, así como del margen costero peruano en la región, están compuestos de rocas ígneas atribuidas al Segmento Lima del Batolito de la Costa por Cobbing (1979). Este autor caracterizó al Segmento Lima como un complejo intrusivo conformado por monzogranitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y eventuales andesitas (Fig. 1B).

3. Potenciales rocas fuente del Grupo Morro Solar

La litología de las potenciales rocas fuente del Grupo Morro Solar está representada por rocas volcánicas, sedimentarias, metasedimentarias y posiblemente plutónicas y metamórficas. Estas rocas se ubican al este del área de estudio, preferentemente en la costa pacífica de Sudamérica. Se incluyen también en este grupo rocas pertenecientes a la Cordillera Oriental y al Cratón de Amazonas (Fig. 6).

3.1. La costa pacífica

Las rocas de la costa pacífica de la región Lima consisten en afloramientos acotados de andesitas, brechas piroclásticas, tobas, limolitas y lutitas (Figs. 1 y 2). Estas rocas forman parte del Grupo Puente Piedra (~1.285 m de espesor), el cual se reconoce al norte de la ciudad de Lima, y podrían corresponder a las rocas parentales más próximas geográficamente al Morro Solar. Según Palacios *et al.* (1992) y Mamani *et al.* (2021), el Grupo Puente Piedra se divide en las formaciones Puente Piedra, Puente Inga y Ventanilla (Fig. 2). La Formación Puente Piedra (~590 m) consiste en andesitas, brechas piroclásticas y tobas, con eventuales niveles de limolitas. La Formación Puente Inga (~580 m)

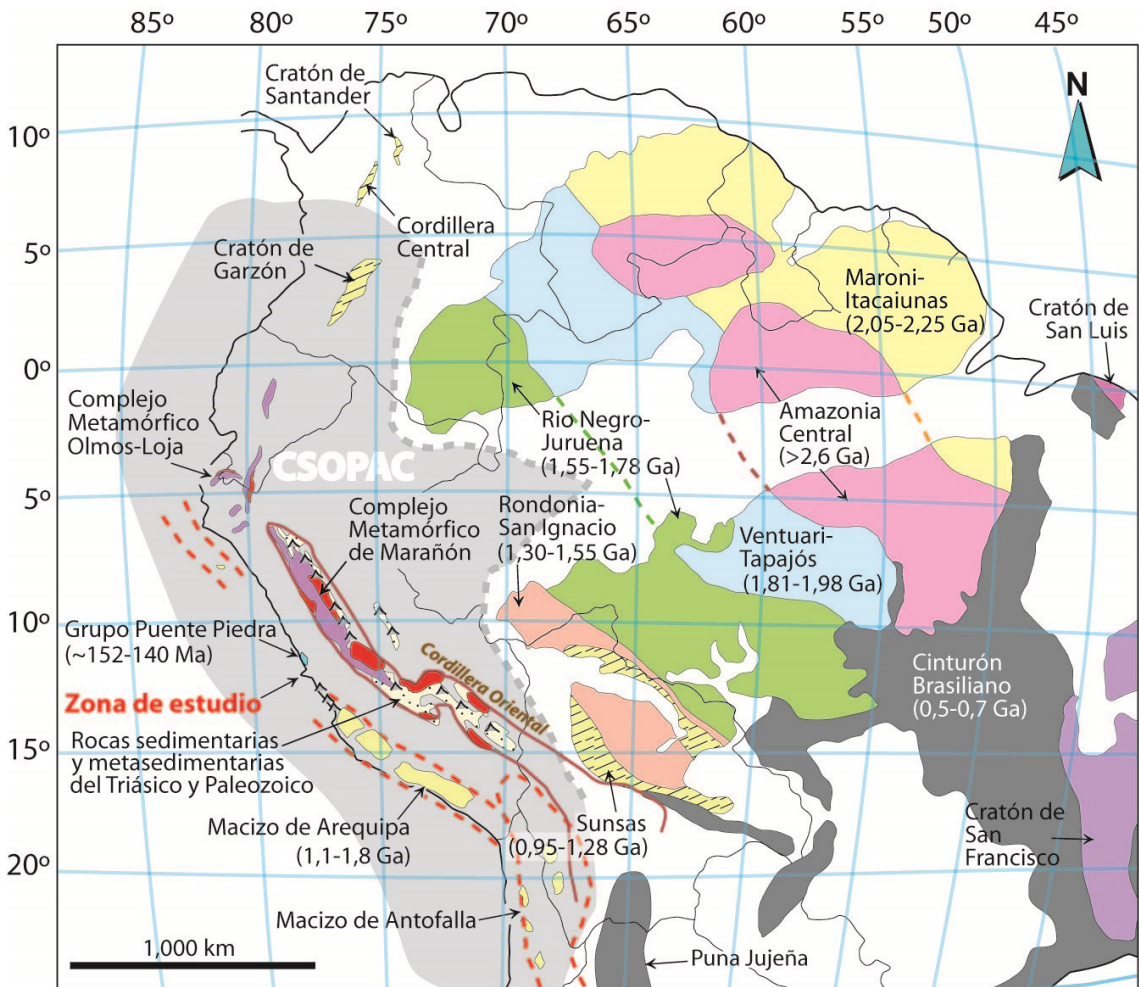


FIG. 6. Principales provincias orogénicas del norte de Sudamérica, consideradas en el presente trabajo como potencialmente parentales del Grupo Morro Solar. La extensión aproximada de la Cuenca Sedimentaria Occidental Peruana de los Andes Centrales (CSOPAC) está resaltada en gris y modificada de Palacios *et al.* (1995) y Souza y Vidotti (2024). La distribución de las rocas sedimentarias triásicas y paleozoicas se realizó según Palacios *et al.* (1995). Las áreas de color rojo en la Cordillera Oriental indican afloramientos de plutones ordovícicos, carboníferos y permotriásicos (Chew *et al.*, 2008). Las líneas rojas segmentadas muestran la extensión del Macizo de Arequipa, cuya proyección hacia el norte se infiere según Romero *et al.* (2013) con base en dataciones U-Pb. Figura modificada de Ramos (2000), Cordani *et al.* (2009) y Chew *et al.* (2008, 2010).

sobreyace en discordancia a la Formación Puente Piedra y consiste en tobas y lutitas organizadas rítmicamente, con abundantes amonites titonianos (cf. Rivera, 1951). Finalmente, la Formación Ventanilla (~115 m) consiste en brechas piroclásticas y lutitas con eventuales intercalaciones de andesitas grises verdosas. La edad depositacional del Grupo Puente Piedra ha sido atribuida al intervalo del Titoniano-Berriasiano inferior con base en amonites (mayormente de los géneros *Substeuoceras* y *Argentiniceras*) hallados

en las formaciones Puente Piedra y Puente Inga por Rivera (1951) y Mamani *et al.* (2021).

Al sureste del área de estudio afloran las rocas del Macizo de Arequipa (Cobbing y Pitcher, 1972), conocido también como “Complejo Basal de la Costa”. Corresponde a un complejo de rocas metamórficas proterozoicas y plutónicas ordovícicas que se extiende desde las costas del sur peruano hasta el norte chileno (Ramos, 2008). Según este último autor, estas rocas fueron datadas entre 1,1 y 1,8 Ga

(edades U-Pb; Cobbing *et al.*, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1977; Shackleton *et al.*, 1979) y consisten en migmatitas, granulitas y gneises dioríticos muy foliados; mientras que las rocas ordovícicas (458-473 Ma; Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2008) se componen de granitos y sienogranitos (*e.g.*, Batolito de San Nicolás; Mukasa y Henry, 1990). Decou *et al.* (2011) y Alvan *et al.* (2015) caracterizaron mineralógicamente el Macizo de Arequipa por la presencia de anfíbol, granate, apatito y turmalina, en cambio, el Batolito de San Nicolás por titanitas y zircones. Si bien estas rocas no afloran en Lima, Romero *et al.* (2013) presentaron dataciones entre 465 y 1.847 Ma en las islas Hormigas, ubicadas en el *offshore* de Lima (77°44' O, 11°57' S), y propusieron que tales afloramientos corresponderían a la extensión norte del Macizo de Arequipa.

Por encima del Macizo de Arequipa se ubica el Grupo Cabanillas. Esta unidad aflora entre las regiones de Arequipa y Tacna, y está constituida por conglomerados y areniscas depositados entre el Carbonífero temprano y el Devónico (Palacios *et al.*, 1993; Reimann *et al.*, 2010). Dataciones U-Pb en zircones detríticos indican máximos de 1.730-1.790 Ma en Arequipa y 500-700 Ma en Tacna, lo cual sugiere proveniencia desde el Macizo de Arequipa y el Cratón de Amazonas (Reimann *et al.*, 2010).

3.2. Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental es un dominio morfotectónico que se extiende desde el norte de Perú hasta el sur de Bolivia (Fig. 6) y que contiene a algunas de las rocas más antiguas del territorio peruano (Palacios *et al.*, 1995; INGEMMET, 2016). La Cordillera Oriental comprende a las metasedimentitas del Complejo Metamórfico de Marañón, además de gneises, rocas sedimentarias, metasedimentarias y volcánicas del Paleozoico y Triásico.

3.2.1. Complejo Metamórfico de Marañón

Según Wilson y Reyes (1964), Mègard (1979) y Cardona *et al.* (2004), el Complejo Metamórfico de Marañón consiste en un bloque de 2 km de espesor, compuesto de mica-esquistos grises verdosos, filitas negras y metandesitas verdosas, con presencia local de rocas carbonatadas metamorfizadas, pizarras y metarenitas. Estas rocas afloran en la parte norte de la Cordillera Oriental (Fig. 6) y muestran intenso

foliamento. Según estos mismos autores, se observa un predominio de minerales, tales como plagioclasa, feldespato potásico, turmalina y moscovita. La edad de este complejo se ha estimado mesoproterozoica a cámbrica de acuerdo con dataciones U-Pb SHRIMP en zircones detríticos (Cardona *et al.*, 2006; Chew *et al.*, 2007, 2016; Miškovic *et al.*, 2009). Cardona *et al.* (2006) sugirieron, además, que esos circones habrían provenido de la denudación de las rocas más jóvenes del Cratón brasileño.

El Complejo Metamórfico de Marañón también presenta emplazamientos intrusivos de rocas plutónicas, por ejemplo, granitoides de tipo I, granodioritas, dioritas y granitos de tipo S del Ordovícico, Pérmico y Triásico (Miškovic *et al.*, 2009) (Fig. 6), así como también rocas sedimentarias y volcánicas paleozoicas y triásicas (Carlotto *et al.*, 2009).

3.2.2. Rocas sedimentarias, metasedimentarias y volcánicas de la Cordillera Oriental

Estas rocas, de edad paleozoica a triásica, afloran predominantemente en la parte sur y norte de la Cordillera Oriental (Fig. 6). Corresponden a las formaciones Ollantaytambo (areniscas y lutitas, Cámbrico; Carlotto *et al.*, 1996), Verónica (conglomerados de arenisca, Ordovícico temprano; Carlotto *et al.*, 1996), San José (lutitas, Ordovícico; Palacios *et al.*, 1993), Sandia (areniscas, Ordovícico; Palacios *et al.*, 1993), San Gabán (pizarras y cuarcitas, Ordovícico; Carlotto *et al.*, 1996), Paucartambo (pizarras y esquistos, Silúrico-Devónico; Carlotto *et al.*, 1996) y el Grupo Mitu (areniscas, conglomerados, andesitas y riolitas, Triásico; Reitsma *et al.*, 2010; Spikings *et al.*, 2016). Según estos últimos autores, el material detrítico de tales rocas sedimentarias tendría su origen en el Cratón de Amazonas.

Bahlburg *et al.* (2008, 2011) y Reimann *et al.* (2010) realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos en algunas de estas unidades. Las edades obtenidas son similares a las del cinturón brasiliano (500-700 Ma), aunque se observan también edades en el intervalo de las provincias amazónicas de Sunsas, Rio Negro-Juruena y Ventuari-Tapajós, que abarcan hasta el Paleoproterozoico (Fig. 6). Para el margen occidental sudamericano, Chew *et al.* (2008) sugirieron que rocas de edad neoproterozoica podrían estar presentes, pero sepultadas bajo unidades más jóvenes, algo sustentado también por Bahlburg *et al.* (2011) y Souza y Vidotti (2024).

3.3. Cratón de Amazonas

El Cratón de Amazonas es una extensa unidad morfotectónica conformada por algunas de las rocas más antiguas de la Tierra (Miškovic *et al.*, 2009). Esta unidad abarca Brasil y el norte de Bolivia, así como el sur de Colombia, Venezuela y Guayana Francesa (Tassinari *et al.*, 2000) (Fig. 6). El cratón se divide en al menos siete provincias definidas por sus características geológicas y edades metamórficas: Amazonia Central (>2,6 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,05-2,25 Ga), Ventuari-Tapajós (1,81-1,98 Ga), Rio Negro-Juruena (1,55-1,78 Ga), Rondonia-San Ignacio (1,30-1,55 Ga) y Sunsas (0,95-1,28 Ga) (Tassinari y Macambira, 1999; Lowey *et al.*, 2004; Ramos, 2008; Cordani *et al.*, 2009; Chew *et al.*, 2010). Según lo expuesto en Tassinari *et al.* (2000), la litología de estas unidades varía entre complejos de granulitas, gneises, granitoides, esquistos verdes y productos derivados de volcanismo máfico.

4. Métodos

Para investigar las areniscas del Grupo Morro Solar, se examinó la composición mineral de 20 muestras en láminas delgadas. Las muestras se encuentran moderadamente alteradas por diagénesis, son de grano fino a medio, y cubren toda la sucesión estratigráfica del Grupo Morro Solar (Figs. 4 y 5). Las láminas delgadas fueron analizadas mediante un microscopio de polarización Olympus BX51-P de luz transmitida. Se identificaron modalmente los componentes mayoritarios, tales como cuarzo (Q), feldespato (F) y fragmentos líticos (L), con el objetivo de caracterizarlos y clasificarlos según Garzanti (2019). Para esto, se tomaron en consideración las abundancias relativas de los granos de cuarzo, con énfasis en fragmentos monocristalinos de extinción ondulante (Q_{mo}) y extinción recta (Q_{mr}), así como en los de cuarzo policristalino (Q_p) compuestos totalmente de sílice (cf. Basu *et al.*, 1975; Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll *et al.*, 1984), con la finalidad de investigar relaciones entre la sedimentación y la litología parental. Los feldespatos, lo cual incluye potásicos (F_k) y plagioclasas (F_p), no son comunes en los sedimentos del Grupo Morro Solar y muchas veces están ausentes; sin embargo, se pudo hacer en este trabajo una discriminación de acuerdo con

sus propiedades ópticas. Los fragmentos líticos, por su parte, se discriminaron con base en sus texturas (Garzanti, 2019), y se clasifican en sedimentarios (L_s), metamórficos (L_m) y volcánicos (L_v). Los granos con textura microcriptocristalina de chert se clasificaron como L_v según las propuestas de Zuffa (1980) y Garzanti (2019). Como elementos minoritarios se contabilizaron las micas, minerales pesados, matriz y cemento; si bien estos dos últimos no influyen en la clasificación petrográfica (Dickinson, 1970), sí proveen información relevante del periodo posterior a la diagénesis. Los parámetros composicionales mencionados se explican en la tabla 1.

Para el análisis cuantitativo modal se contaron entre ~300 y 570 granos por muestra, siguiendo los métodos transversales de perfil estándar de la metodología de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1970; Ingersoll *et al.*, 1984). Se justifica el uso de este método debido a la ausencia de variaciones litológicas significativas dentro del Grupo Morro Solar, en las regiones de Lima y Pucallana.

5. Petrografía de las areniscas del Grupo Morro Solar

Los resultados del análisis petrográfico se presentan en la tabla 2 y figura 7. Todas las muestras corresponden a areniscas cuarzosas o a areniscas litocuarzosas. El cuarzo (Q) constituye el mineral predominante, preferentemente aquel con extinción ondulante (Q_{mo}). De manera subordinada, se observan fragmentos líticos con textura volcánica (L_v). Las formaciones Salto del Fraile y Marcavilca se componen de areniscas litocuarzosas y areniscas cuarzosas grises claras con tonalidades rojizas (por eventual cementación de óxidos de hierro), de grano medio; mientras que la Formación La Herradura se compone de areniscas cuarzosas grises claras, de grano fino a medio, con mayor presencia de cementación de calcita. El color de las areniscas varía de gris claro a gris blanquecino con ocasionales tonalidades rojizas en función de la cementación presente. Los granos de las areniscas del Grupo Morro Solar están parcialmente alineados debido a procesos diagenéticos de compactación. Fotomicrografías de las muestras más representativas se presentan en las figuras 8 y 9. Información composicional y litoestratigráfica adicional se muestra en la figura 10.

TABLA 1. PARÁMETROS COMPOSICIONALES DE LAS ARENISCAS CONSIDERADAS EN ESTE ESTUDIO (METODOLOGÍA SEGÚN GARZANTI, 2019).

Q-F-L
Q = total de granos de cuarzo ($Q_{mr}+Q_{mo}+Q_p$), donde: Q_{mr} = cuarzo monocristalino de extinción recta Q_{mo} = cuarzo monocristalino de extinción ondulante Q_p = cuarzo policristalino F = total de feldespatos (F_k+F_p), donde: F_k = feldespato potásico F_p = plagioclasa L = total de fragmentos líticos ($L_m+L_s+L_v$)+chert+otros L_m = litoclastos metamórficos L_s = litoclastos sedimentarios L_v = litoclastos volcánicos
Q_{mr}-F-L_t
Q_{mr} = cuarzo monocristalino de extinción recta F = total de feldespatos L_t = total de fragmentos líticos+ Q_p +chert otros = minerales pesados, micas, matriz y cemento

La distinción entre los granos de cuarzo monocristalino de extinción recta y ondulante se basa en Basu *et al.* (1975), Dickinson y Suczek (1979) e Ingersoll *et al.* (1984).

5.1. Cuarzo (Q)

Las areniscas del Grupo Morro Solar presentan abundantes granos de cuarzo de grano fino a medio, subangulosos a subredondeados y moderadamente alineados. Se aprecia, además, un abundante crecimiento sintaxial de cuarzo con visibles contactos largos entre los granos, preferentemente en las areniscas de la Formación Salto del Fraile, lo cual se considera como un indicio de compactación posdiagenética (Fig. 8G-I). En esta misma formación, la proporción de los fragmentos de tipo Q_{mo} varía entre 67-81% (Tabla 2). Esta proporción oscila levemente hacia el techo de la sección, donde se obtienen valores de 66-76% en la Formación La Herradura y 63-86% en la Formación Marcavilca (Tabla 2). En contraste, las proporciones de Q_{mr} van en aumento desde la Formación Salto del Fraile (6-10%) hasta un máximo de 32% (Formación Marcavilca). Los fragmentos de tipo Q_p son muy minoritarios en las areniscas del Grupo Morro Solar (<5%), aunque son ligeramente más recurrentes en la Formación Marcavilca. Respecto a las inclusiones minerales,

los fragmentos de tipo Q_{mo} en la Formación Salto del Fraile tienen eventuales inclusiones de piroxenos.

5.2. Feldespatos (F)

El feldespato es el mineral menos abundante de las areniscas del Grupo Morro Solar (<4%). Está presente en las formaciones Salto del Fraile y La Herradura y prácticamente ausente en la Formación Marcavilca (Fig. 10; Tabla 2). Se muestra comúnmente como fragmentos individuales, subredondeados y con frecuente evidencia de desgaste y alteración (Fig. 9F, muestra MO-67). La proporción de feldespato potásico (F_k) y plagioclasa (F_p) es visiblemente similar a lo largo del Grupo Morro Solar.

5.3. Fragmentos líticos (L)

La presencia de fragmentos líticos en las areniscas del Grupo Morro Solar es acotada (Fig. 10; Tabla 2). Ejemplos de su ocurrencia se muestran en la figura 9. Esta población está representada por granos de texturas microcristalinas similares al chert

TABLA 2. CLASIFICACIÓN DE LAS ARENISCAS DEL GRUPO MORRO SOLAR, SEGÚN LA PROPUESTA DE GARZANTI (2019) Y LA COMPOSICIÓN MODAL DE SUS COMPONENTES MINERALÓGICOS PRINCIPALES.

Unidades		Muestra	Clasificación	Qmr	Qmo	Qp	Fp	Fk	Lv	Ls	Lm	ch	otros	Total	Q	F	L	Qmr	Qmo	Qp	Fp	Fk	Lm	Ls	Lv	ch	otros	Total %	Q	F	L	Qt	F	Lt	Total	Qmr	F	Lt	CaCO ₃	filítica	SiO ₂	FeO	Total
Fm. Marcavilca	Mbr. Marcavilca	MO-57	Arenisca cuarzosa	141	279	4	0	0	12	0	0	1	4	441	96	0	4	32	63	1	0	0	0	0	3	0	1	100	424	0	17	145	0	22	167	87	0	13	2	0	0	0	2
		MO-55	Arenisca cuarzosa	52	301	20	1	1	25	0	0	3	2	405	92	0	7	13	74	5	0	0	0	0	6	1	0	100	373	2	30	72	2	53	127	57	2	42	0	3	0	0	3
		MO-56	Arenisca cuarzosa	123	373	4	1	0	13	0	0	1	7	522	96	0	4	24	71	1	0	0	0	0	2	0	1	100	500	1	21	127	1	26	154	82	1	17	0	3	0	0	3
		MO-58	Arenisca cuarzosa	28	361	9	0	1	13	0	0	1	7	420	95	0	5	7	86	2	0	0	0	0	3	0	2	100	398	1	21	37	1	31	69	54	1	45	0	3	0	0	3
		MO-59	Arenisca litocuarzosa	85	336	17	4	9	40	3	0	8	2	504	87	3	11	17	67	3	1	2	0	1	8	2	0	100	438	13	53	102	13	78	193	53	7	40	2	3	0	3	8
	Mbr. Morro Solar	MO-69	Arenisca litocuarzosa	37	310	4	2	4	35	0	0	0	4	396	89	2	10	9	78	1	1	1	0	0	9	0	1	100	351	6	39	41	6	43	90	46	7	48	0	3	0	4	7
		MO-61	Arenisca cuarzosa	83	343	2	10	4	25	0	0	1	5	473	90	3	7	18	73	0	2	1	0	0	5	0	1	100	428	14	31	85	14	34	133	64	11	26	7	4	0	0	11
		MO-60	Arenisca cuarzosa	67	359	3	6	7	38	0	0	0	2	482	89	3	8	14	74	1	1	1	0	0	8	0	0	100	429	13	40	70	13	43	126	56	10	34	8	2	0	0	10
Fm. La Herradura	Mbr. La Herradura	MO-67	Arenisca cuarzosa	82	241	3	3	5	23	0	1	3	2	363	90	2	8	23	66	1	1	1	0	0	6	1	1	100	326	8	29	85	8	35	128	66	6	27	0	3	0	0	3
		MO-62	Arenisca cuarzosa	79	200	1	3	5	12	0	1	0	2	303	92	3	5	26	66	0	1	2	0	0	4	0	1	100	280	8	15	80	8	16	104	77	8	15	5	0	0	0	5
		MO-68	Arenisca cuarzosa	77	351	2	6	2	22	0	0	1	2	463	93	2	5	17	76	0	1	0	0	0	5	0	0	100	430	8	25	79	8	28	115	69	7	24	9	3	0	1	13
		MO-63	Arenisca cuarzosa	65	303	3	6	5	19	1	3	3	1	409	91	3	7	16	74	1	1	1	1	0	5	1	0	100	371	11	27	68	11	33	112	61	10	29	20	0	0	0	20
		MO-50	Arenisca litocuarzosa	34	292	4	3	1	39	0	0	4	6	383	86	1	13	9	76	1	1	0	0	0	10	1	2	100	330	4	49	38	4	57	99	38	4	58	0	1	0	6	7
Fm. Salto del Fraile		MO-17	Arenisca litocuarzosa	32	323	10	8	2	67	3	0	8	3	456	80	2	18	7	71	2	2	0	0	1	15	2	1	100	365	10	81	42	10	99	151	28	7	66	2	4	0	4	10
		MO-18	Arenisca litocuarzosa	43	312	3	5	0	76	0	0	3	1	443	81	1	18	10	70	1	1	0	0	0	17	1	0	100	358	5	80	46	5	86	137	34	4	63	1	4	0	1	6
		MO-52	Arenisca litocuarzosa	48	398	7	6	4	97	1	0	7	0	568	80	2	18	8	70	1	1	1	0	0	17	1	0	100	453	10	105	55	10	119	184	30	5	65	0	0	2	0	2
		MO-30	Arenisca cuarzosa	38	373	7	9	7	39	0	0	4	2	479	87	3	9	8	78	1	2	1	0	0	8	1	0	100	418	16	45	45	16	56	117	38	14	48	5	2	0	0	7
		MO-54	Arenisca litocuarzosa	52	373	7	8	5	100	1	0	13	1	560	77	2	21	9	67	1	1	1	0	0	18	2	0	100	432	13	115	59	13	135	207	29	6	65	0	3	0	1	4
		MO-53	Arenisca cuarzosa	31	277	5	3	2	36	0	0	1	0	355	88	1	10	9	78	1	1	1	0	0	10	0	0	100	313	5	37	36	5	43	84	43	6	51	2	2	0	2	6
		MO-64	Arenisca cuarzosa	30	397	4	10	8	37	0	0	1	3	490	88	4	8	6	81	1	2	2	0	0	8	0	1	100	431	18	41	34	18	46	98	35	18	47	9	1	0	0	10

Las proporciones composicionales de las areniscas han sido recalculadas después de identificar la cementación. No se observa matriz en las muestras. Abreviaturas según tabla 1.

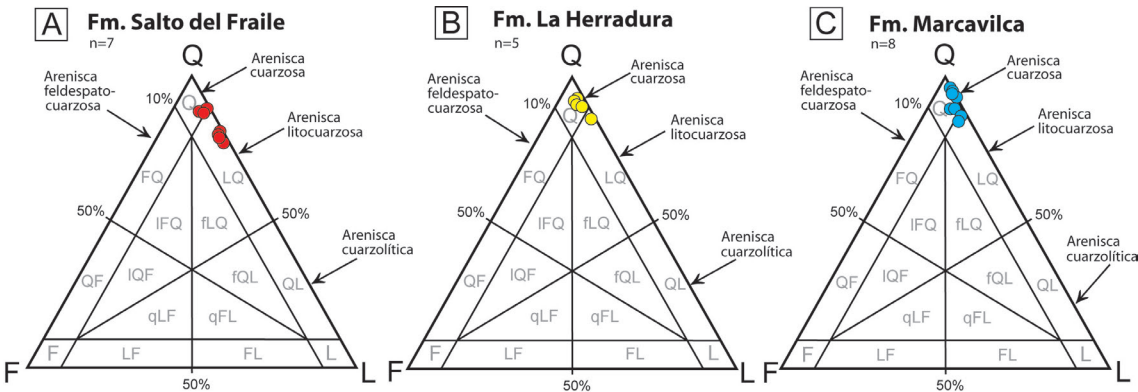


FIG. 7. Diagramas de clasificación de las areniscas del Grupo Morro Solar para las formaciones Salto del Fraile (A), La Herradura (B) y Marcavilca (C) de acuerdo con la propuesta de Garzanti (2019), donde Q: cuarzo, F: feldspato y L: fragmentos líticos. Nótese que la proporción de los feldspatos es reducida.

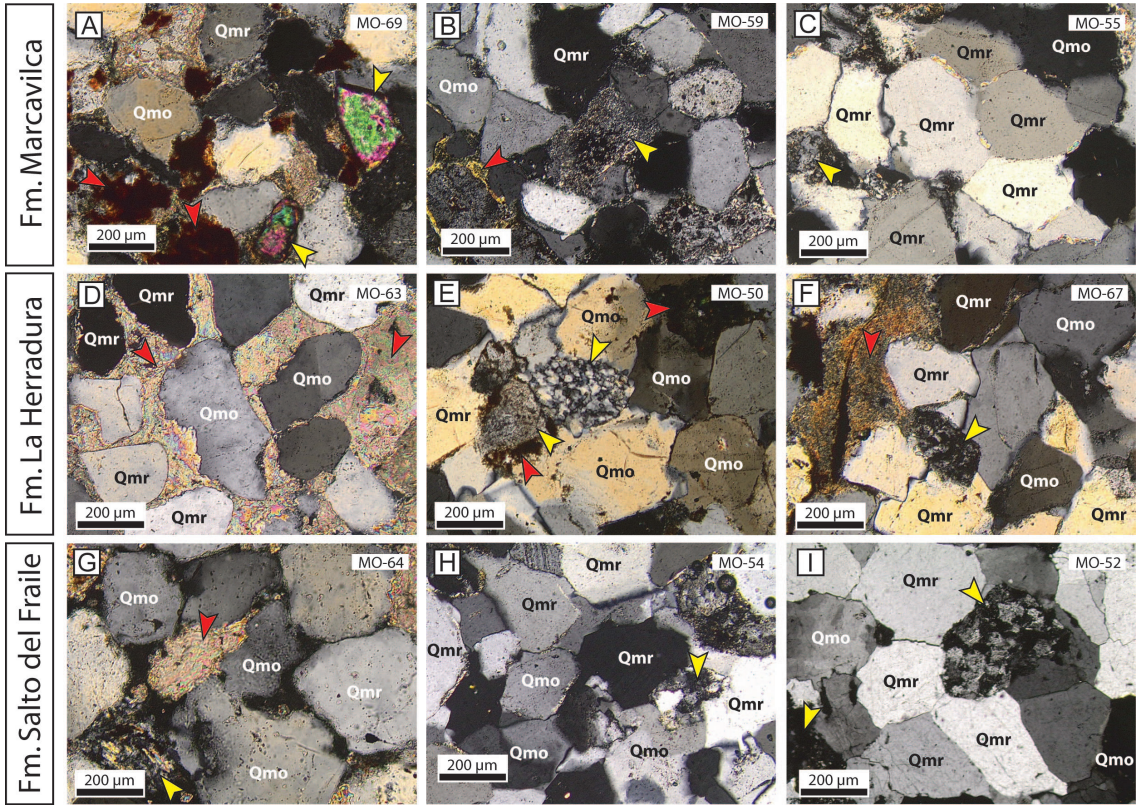


FIG. 8. Fotomicrografías de areniscas representativas de las formaciones Marcavilca (A-C), La Herradura (D-F) y Salto del Fraile (G-I). A. Arenisca litocuarzosa de grano medio (muestra MO-69), con cementación de óxido de hierro. B. Arenisca litocuarzosa de grano medio (muestra MO-59), con presencia de litoclastos metamórficos (filita) deformados. C. Arenisca cuarzosa de grano medio (muestra MO-55). D. Arenisca cuarzosa de grano medio (muestra MO-63), con cementación de calcita. E. Arenisca litocuarzosa de grano medio (muestra MO-50). F. Arenisca cuarzosa de grano medio (muestra MO-67), con litoclastos de filita y pseudomatrix derivada de su desgaste. G. Arenisca cuarzosa de grano medio (muestra MO-64). H. Arenisca litocuarzosa de grano medio (muestra MO-54). I. Arenisca litocuarzosa de grano medio (muestra MO-52). En las imágenes, las flechas amarillas indican litoclastos variados, mientras que las rojas, la ocurrencia de cementación filica y de óxidos de hierro. Abreviaciones según tabla 1.

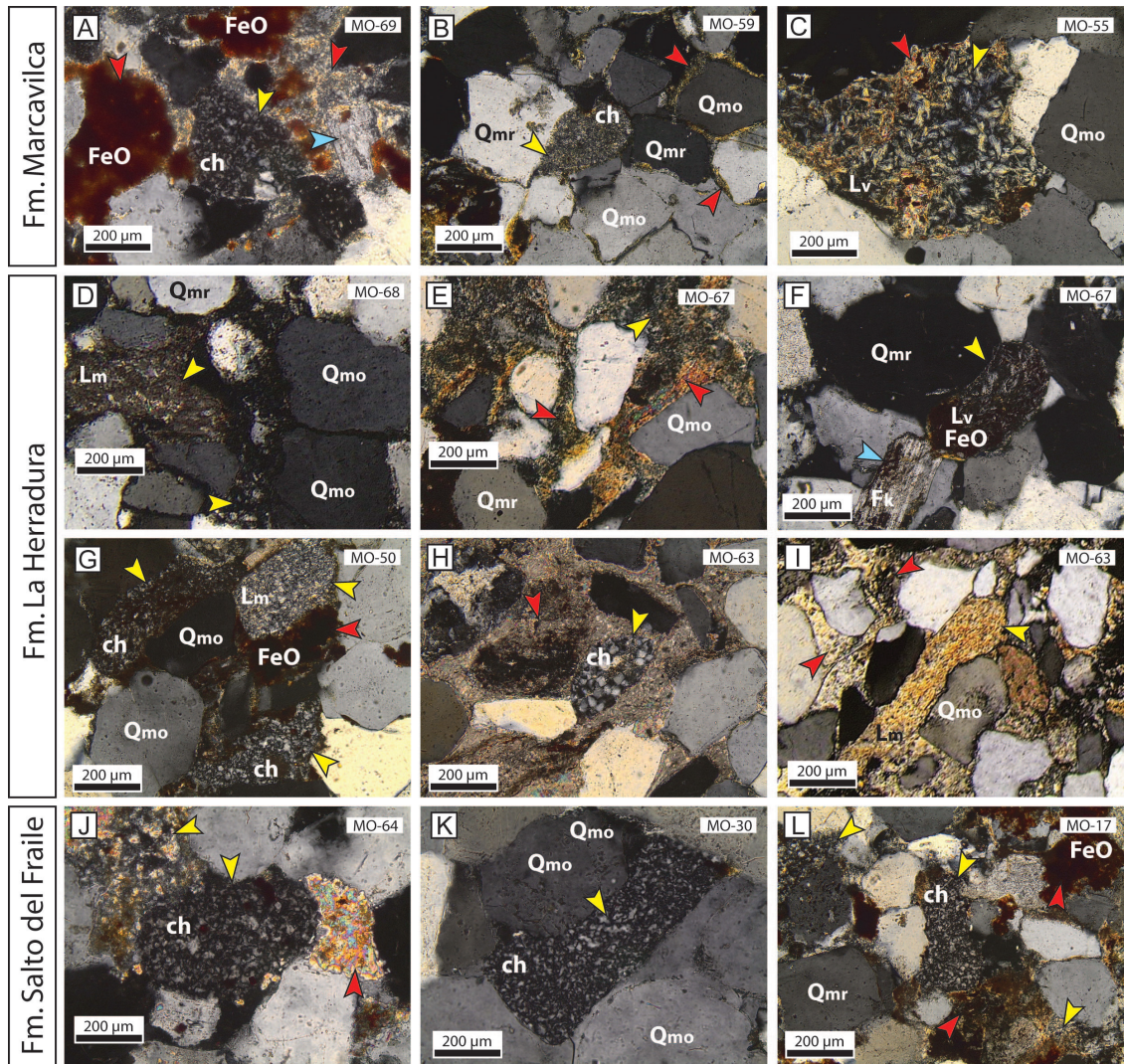


FIG. 9. Fotomicrografías de fragmentos líticos representativos de las areniscas de las formaciones Marcavilca (A-C), La Herradura (D-I) y Salto del Fraile (J-L). En A, B, H y J se observan litoclastos de textura microcristalina similar al chert, mientras que en C y F se muestran litoclastos de microcristales de plagioclasa de posible composición andesítica (L_v). En D, G e I se aprecian litoclastos de origen metamórfico (L_m), posiblemente filitas. Los fragmentos L_m están generalmente deformados y pueden formar parte de la cementación. En las imágenes, las flechas rojas indican cementación de óxidos de hierro (A, G, L) o de calcita (B, C, E, H, I, J). Las flechas amarillas indican fragmentos líticos lávicos (C, F), metamórficos (D, G, I) o de chert (A, B, G, H, J, K, L). Las flechas celestes indican fragmentos de feldespatos (A, F). Abreviaciones según tabla 1.

(Fig. 9A, B, G, H, J-L), con una población mayoritaria de fragmentos de origen volcánico (L_v) (Fig. 9C, F). Se reconoció, además, una población muy escasa de fragmentos de origen metamórfico (L_m), deformados y con texturas muy similares a las filitas (Figs. 8B, F, 9I), por lo que algunos forman parte de la armazón granulométrica y pueden también ser considerados como pseudomatrix (Fig. 9E). Se identificó también

una fracción menor de cuarzo policristalino (Q_p), la cual en este caso fue integrada a la población L_v . La abundancia de L_v en las areniscas de la Formación Salto del Fraile varía entre 8 y 18%, mientras que en la Formación La Herradura promedia 6%. En la Formación Marcavilca, en tanto, la proporción de L_v y chert se reduce hasta un mínimo de 2%. Muchos de los fragmentos L_v de aspecto andesítico

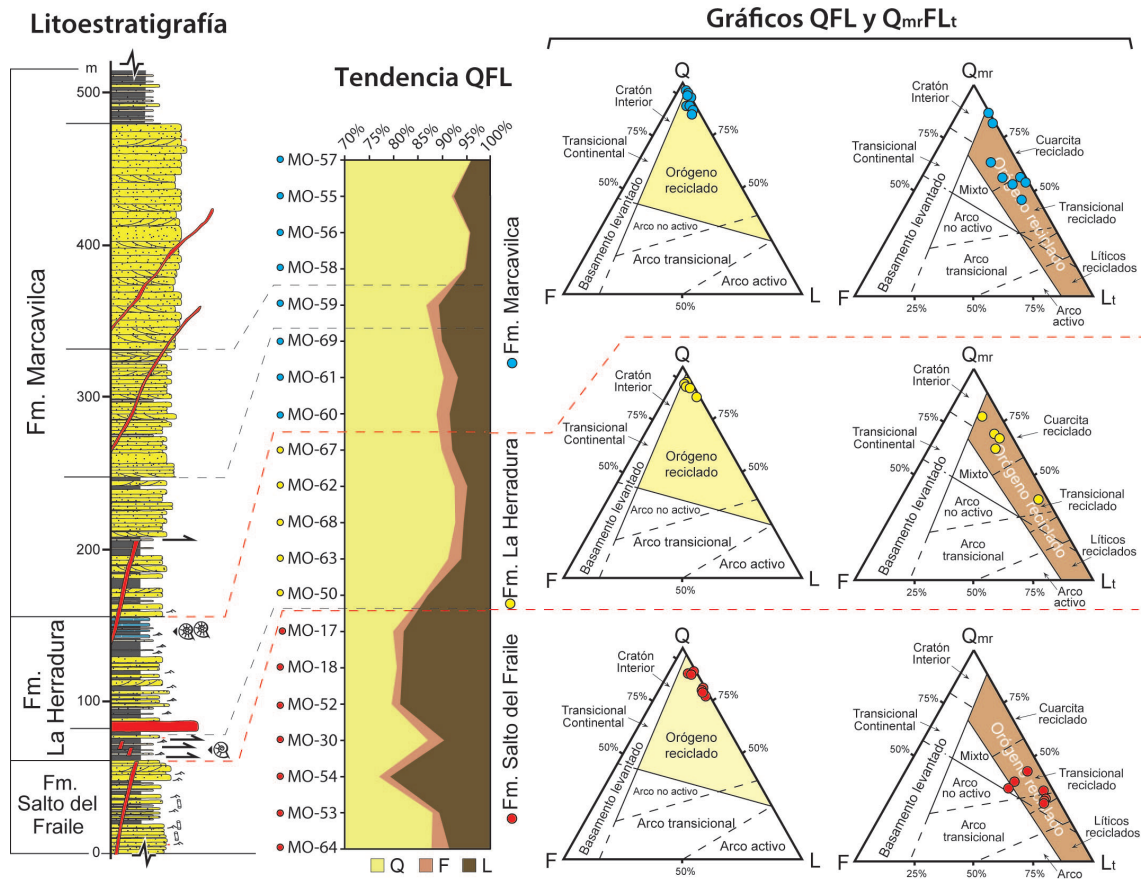


FIG. 10. Relación entre la litoestratigrafía (según la Fig. 5) y la abundancia de componentes QFL, e interpretación del esquema de proveniencia de las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca, basados en los diagramas propuestos por Dickinson *et al.* (1983). En términos generales, los granos de cuarzo son predominantes en las areniscas del Grupo Morro Solar. Nótese que la proporción de feldspatos descende considerablemente hacia la parte superior de la Formación Marcavilca. Abreviaciones y simbología según tabla 1.

presentan microcristales comúnmente alterados a carbonatos. Finalmente, se presentan escasos litoclastos sedimentarios (L_s), aparentemente calizas y lutitas, en las formaciones Salto del Fraile y Marcavilca.

Respecto a los minerales pesados, las areniscas de la Formación Marcavilca presentan una mayor presencia de circones (Fig. 8A), rutilos, y eventuales apatitos y turmalinas, los cuales decrecen en abundancia en el resto de la sucesión.

5.4. Matriz/cementación

No es evidente la presencia de matriz entre los granos de las areniscas del Grupo Morro Solar; sin embargo, se observa una eventual pseudomatrix filítica,

la cual ocasionalmente tiene aspecto de cemento y podría reflejar una matriz de arcilla previa o bien fragmentos de filitas deformadas. En este último caso, existiría cierto grado de metamorfismo en las areniscas del Grupo Morro Solar, probablemente por efectos litostáticos y/o tectónicos.

Se observan también al menos tres tipos de cemento: calcáreo, ferroso y silíceo (Tabla 2). Las areniscas de las formaciones Salto del Fraile y La Herradura presentan mayor abundancia de cemento, preferentemente de tipo calcáreo (Fig. 8D) y ferroso (Fig. 8A). Por otro lado, prácticamente la totalidad de las areniscas analizadas de la Formación Marcavilca, y en particular las del Miembro Marcavilca, no presentan evidencias significativas de cementación.

6. Análisis de la proveniencia sedimentaria de las areniscas del Grupo Morro Solar

6.1. Esquema de proveniencia

Para investigar la proveniencia sedimentaria de las areniscas del Grupo Morro Solar, se emplearon esquemas ternarios para las 20 muestras analizadas (Fig. 10). Estos esquemas están basados en la tradicional propuesta de Dickinson *et al.* (1983), en donde se considera que existe una conexión entre la firma modal de los tipos de minerales más abundantes en los sedimentos (cuarzos y feldespatos) y la geología del área fuente (Folk, 1980).

Respecto al componente geológico, la dominancia de granos de cuarzo en los diagramas QFL sugiere que, para las tres formaciones descritas, los sedimentos del Grupo Morro Solar derivaron principalmente de un interior orogénico reciclado (Fig. 10). Este orógeno podría corresponder a la Cordillera Oriental (Fig. 11), la cual está conformada en gran parte por areniscas de las formaciones Ollantaytambo, Verónica, Sandía y/o el Grupo Mitu, depositadas durante el intervalo Paleozoico-Triásico. Bahlburg *et al.* (2008, 2011) y Reimann *et al.* (2010), no obstante, afirmaron a partir de edades U-Pb en circones, que los componentes de algunas de estas formaciones, especialmente la Formación Ollantaytambo, provinieron de una fuente metamórfica lejana, como el Cratón de Amazonas.

Al considerar que los granos de cuarzo tipo Q_{mo} son dominantes en los sedimentos del Grupo Morro Solar (Tabla 2), resulta consistente que estos granos hayan procedido de las rocas metamórficas que conforman las provincias orogénicas brasileñas. Esto se sustenta también en que el material denudado proveniente de estas provincias se acumuló y forma actualmente parte sustanciosa del relleno sedimentario de la CSOPAC (Chávez *et al.*, 2022) (Fig. 6).

Por otra parte, no se observa evidencia a favor de la denudación de rocas plutónicas de la Cordillera Oriental. En efecto, minerales ígneos, tales como feldespatos o plagioclasas no son abundantes en el Grupo Morro Solar, en su lugar, se aprecian minerales pesados típicos de reciclamiento y madurez sedimentaria, como circón, turmalina y posiblemente rutilo (Hubert, 1962; Morton y Hallsworth, 1999). Dentro del esquema de proveniencia propuesto (Fig. 11), se sugiere para el Berriasiano tardío un frente orogénico ubicado en la Cordillera Oriental y la exhumación y erosión de areniscas ricas en

cuarzo de tipo Q_{mo} de las formaciones Ollantaytambo, Verónica y/o Sandía.

Adicionalmente, la proporción variable de fragmentos líticos de tipo L_v en las areniscas del Grupo Morro Solar (Tabla 2) también sugiere participación de las rocas del Grupo Mitu como fuente sedimentaria. Otra alternativa no excluyente es que provengan del Grupo Puente Piedra. Esto último se planteó en Alemán *et al.* (2006); sin embargo, de ser así habría de observarse en los sedimentos del Grupo Morro Solar una proporción bastante más elevada de fragmentos de tipo L_v , dada la cercanía geográfica entre los grupos Morro Solar y Puente Piedra. En consecuencia, del análisis de los fragmentos L_v en las rocas del Grupo Morro Solar, se propone como región fuente a la Cordillera Oriental. La proporción de los fragmentos L_v en las rocas del Grupo Morro Solar decrece sección arriba (Tabla 2). Esta tendencia sugiere que el material volcánico de la Cordillera Oriental fue rápidamente removido, dando paso a una dominancia de unidades compuestas por cuarzo detrítico de tipo Q_{mo} .

6.2. Implicancias geodinámicas y paleoclimáticas

Numerosos autores han sugerido que existió una transgresión marina durante el Cretácico temprano que afectó a gran parte de Sudamérica (*e.g.*, Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998; Robert *et al.*, 1998; Jaillard *et al.*, 2000; Jacay, 2005). Sin embargo, Haq (2014) presentó una notoria curva regresiva de largo periodo durante el Valanginiano, cuya tendencia concuerda con el aspecto regresivo y progradante del Grupo Morro Solar (Fig. 5). Este patrón regresivo es coincidente con las regresiones reportadas por Riccardi (1987) y Schwarz y Howell (2005) en terrenos valanginianos de Argentina y Chile, y sugiere que durante el Valanginiano no hubo episodios tectónicos significativos que lograran perturbar la tendencia progradante observada para el Grupo Morro Solar, a excepción de un par de transgresiones marinas menores detectadas en la Formación La Herradura durante el Valanginiano temprano (Figs. 5 y 11B). Según estos últimos autores, la progradación sedimentaria del Valanginiano pudo estar asociada con reactivaciones de fallas en un contexto de un margen de subducción convergente. Eso significa que gran parte de la CSOPAC pudo también haberlo estado, propiciándose la acumulación de arenas enriquecidas de cuarzo a lo largo de una extensa plataforma siliciclástica.

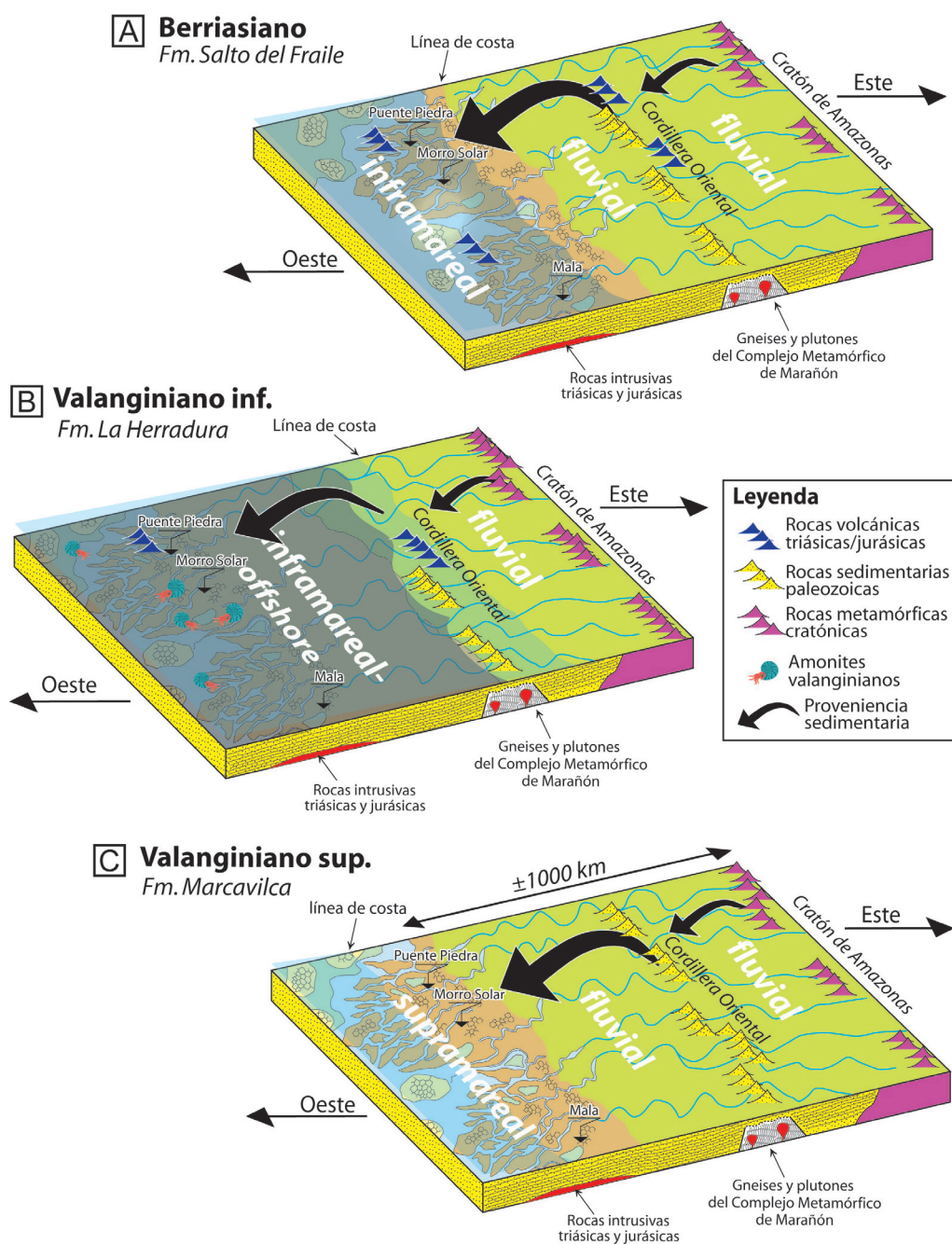


FIG. 11. Esquema paleogeográfico y de proveniencia de la depositación del Grupo Morro Solar. **A.** Depositación de la Formación Salto del Fraile (Berriasiano). Nótese los abundantes depósitos volcánicos dispersos en el área, donde destacan el Grupo Puente Piedra al oeste y el Grupo Mitu al este (Cordillera Oriental). **B.** Depositación de la Formación La Herradura (Valanginiano inferior). **C.** Depositación de la Formación Marcavilca (Valanginiano superior). El esquema paleogeográfico propuesto plantea que durante el Berriasiano y Valanginiano, la Cordillera Oriental estuvo conformada por areniscas y andesitas paleozoicas y triásicas, mientras que los plutones y gneises aún no exhumaban. Según Moulin (1988, 1989) y Núñez del Prado y Chávez (1989), el sentido generalizado de la sedimentación en la plataforma siliciclástica de la CSOPAC durante el Cretácico temprano fue de este a oeste.

Por otro lado, en este estudio se propone que el enriquecimiento en cuarzo de los sedimentos de Grupo Morro Solar se debió a la denudación de un orógeno reciclado y su retrabajo a lo largo de la plataforma siliciclástica de la CSOPAC. Sin embargo, factores climáticos pudieron también haber influenciado tal enriquecimiento. En efecto, al diagramar las razones $\ln(Q/F)$ versus $\ln(Q/L)$ según Weltje (1994), se observa que las areniscas del Grupo Morro Solar se habrían depositado en un clima cálido y subhúmedo (algo también propuesto por Jaillard *et al.*, 2000), y en un relieve moderado a bajo, como lo puede ser un ambiente mareal (cf. Moulin, 1988; Núñez del Prado y Chávez, 1989). Dada esta evidencia, es probable que las condiciones húmedas del margen continental peruano durante el Berriasiano tardío-Valanginiano hayan influenciado en la degradación de las arenas lo suficiente como para reducir la abundancia relativa de feldespatos (Boggs, 2009). En consecuencia, factores climáticos, geomorfológicos y geodinámicos influenciaron en la acomodación de los sedimentos del Grupo Morro Solar.

7. Discusiones

7.1. Estudios previos sobre proveniencia sedimentaria

Son escasos los estudios en proveniencia sedimentaria en el área de estudio; sin embargo, se cuenta con algunos aportes sobre la caracterización mineralógica de los sedimentos del Grupo Morro Solar. Por ejemplo, Wilson (1963) a través de ensayos de petrografía sedimentaria en areniscas del Grupo Morro Solar, afirmó que las formaciones Salto del Fraile y Marcavilca se componen de sublitarenitas, protocuarzitas y ortocuarzitas (según la clasificación de Pettijohn, 1957 y Pettijohn *et al.*, 1987), en las que la más dominante es la proporción de cuarzo en la Formación Marcavilca. Se destaca que Wilson (1963) también identificó que la proporción de litoclastos volcánicos y feldespatos es mínima en ambas formaciones. Finalmente, atribuyó que la proveniencia de tales sedimentos correspondería a una fuente cratónica ubicada al este (*i.e.*, Cratón de Amazonas). Varias décadas después, Alemán *et al.* (2006), mediante los diagramas petrográficos de Dickinson y Suczek (1979), afirmaron que los sedimentos del Grupo Morro Solar habrían derivado

de la denudación del Macizo de Arequipa y del Grupo Puente Piedra, y propusieron, además, que aquellas rocas afloraron al oeste (actual *offshore*), contrario a lo propuesto por Wilson (1963). En tal consideración, el presente estudio desestima ambos modelos y propone que las rocas paleozoicas y triásicas de la Cordillera Oriental, incluidas aquellas del Complejo Metamórfico de Marañón, conformarían las fuentes principales de proveniencia del Grupo Morro Solar.

Respecto a las rocas paleozoicas y triásicas de la Cordillera Oriental, Bahlburg *et al.* (2008, 2011) y Reitsma *et al.* (2010) confirmaron que las edades de proveniencia de tales rocas son similares a las del cinturón brasiliano, y en menor proporción a aquellas de las provincias de Sunsas, Rio Negro-Juruena y Ventuari-Tapajós. Esta observación refuerza la propuesta de un orógeno reciclado, en el cual las rocas del Cratón de Amazonas habrían conformado la proveniencia principal de las rocas de la Cordillera Oriental. La presencia considerable de cuarzo de tipo Q_{mo} en las areniscas del Grupo Morro Solar refuerza esta idea.

7.2. Ubicación de los arcos volcánicos

Pitcher *et al.* (1985) y Jaillard *et al.* (2000) plantearon que a lo largo del margen costero peruano se emplazó el arco magmático del Mesozoico. Evidencia de esto son los plutones graníticos que conforman el Batolito de la Costa y sus productos volcánicos asociados. Tales productos fueron asignados a las formaciones Puente Piedra y Ventanilla (Grupo Puente Piedra), los cuales yacen bajo el Grupo Morro Solar (Fig. 2).

A diferencia del Grupo Puente Piedra, las areniscas del Grupo Morro Solar no presentan evidencias contundentes que sugieran la denudación de algún cuerpo volcánico cercano. La menor proporción de fragmentos de tipo L_v en las areniscas del Grupo Morro Solar apunta a un mínimo aporte de rocas volcánicas ubicadas al este, como por ejemplo, las andesitas del Grupo Mito en la Cordillera Oriental. Asimismo, numerosos autores han afirmado que los sedimentos de las unidades detríticas del Cretácico temprano en la CSOPAC habrían provenido de una fuente ubicada hacia el este (Moulin, 1988, 1989; Núñez del Prado y Chávez, 1989; Palacios *et al.*, 1995; Jaillard *et al.*, 2000).

7.3. Exhumación diferencial en la Cordillera Oriental y otras potenciales fuentes de proveniencia

Benavides (1956) y Robert *et al.* (1998) propusieron la existencia de un alto estructural durante el Cretácico temprano manifestado en las rocas de la Cordillera Oriental. Este alto habría representado una influencia importante en los patrones de sedimentación de la CSOPAC (Chávez *et al.*, 2022; Souza y Vidotti, 2024). Scherrenberg *et al.* (2016) dieron a conocer edades de exhumación de estas rocas con máximos en 247,1, 139,1 y 135,0 Ma (edades obtenidas por trazas de fisión en apatitos detríticos del Grupo Mitu), las cuales confirman que estas rocas ya estaban parcialmente exhumadas cuando comenzó la sedimentación del Grupo Morro Solar y sus equivalentes orientales (*i.e.*, formaciones Chimú y Cushabatay). En ese contexto, la denudación progresiva de la Cordillera Oriental habría aportado al relleno sedimentario de la CSOPAC.

Por otro lado, aunque se conoce poco acerca de las edades de exhumación de los granitoides que afloran en la Cordillera Oriental, Alemán *et al.* (2006) los propusieron como una potencial región fuente para el Grupo Morro Solar. Estos cuerpos

intrusivos presentan edades de cristalización entre 236,3 y 223,7 Ma (U-Pb en circones; Reitsma *et al.*, 2010; Spikings *et al.*, 2016), pero no se cuenta con evidencias geocronológicas ni mineralógicas sólidas que sustenten su exhumación durante el Berriasiano o Valanginiano. Respecto a la mineralogía, Van der Plas (1966) y Datta (2005) mencionaron que los feldespatos detríticos tienen un origen ígneo félsico o bien gneisítico, y que su proporción relativa suele ser significativa en las arenas y areniscas cercanas al área fuente. No obstante, en el caso de las areniscas del Grupo Morro Solar, la proporción de F es mínima (<4%; Tabla 2), y disminuye sección arriba hasta desaparecer (Fig. 10), lo cual podría ser un reflejo del retrabajo sedimentario y/o la influencia climática (Fig. 12). En complemento, el índice semicuantitativo de desgaste planteado en este estudio sugiere que los sedimentos del Grupo Morro Solar se acumularon en un relieve bajo a moderado y bajo la influencia de un clima cálido subhúmedo (Fig. 12). Tal interpretación es consistente con la paleogeografía y el paleoclima planteados por Benavides (1956), Moulin (1988) y Jaillard *et al.* (2000), entre otros. En ese contexto fisiográfico, los plutones pudieron desgastarse y sus productos ser depositados a corta distancia de su fuente; sin embargo, Garzanti (2019) sugirió

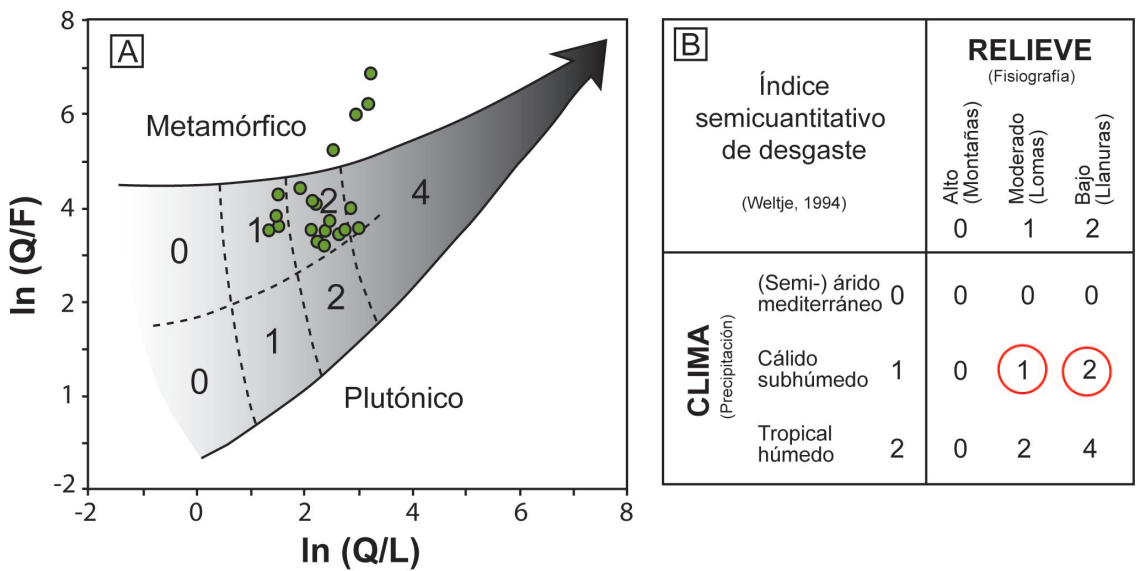


FIG. 12. Diagrama de condiciones paleoclimáticas mediante la composición mineral de las areniscas basado en un control climático-fisiográfico moderno. A. Índice semicuantitativo de desgaste según Weltje (1994), el cual define el clima y el paleorelieve. Se encierran en círculos rojos los resultados planteados en A. A. Diagrama ln(Q/F) versus ln(Q/L) según Weltje (1994) para las 20 muestras analizadas en este trabajo. Los resultados sugieren índices de desgaste moderado a bajo, típico de climas cálidos y subhúmedos.

que en sistemas sedimentarios amplios y de climas húmedos, los feldespatos de origen ígneo logran permanecer en el registro sedimentario, aunque de manera subordinada. En síntesis, se considera improbable que las areniscas del Grupo Morro Solar hayan tenido un origen ígneo.

8. Conclusiones

Las areniscas del Grupo Morro Solar corresponden a areniscas litocuarzosas y areniscas cuarzosas. Estas rocas documentan el registro sedimentario de una progradación mareal hacia el oeste ocurrida durante el Cretácico temprano en la plataforma siliciclástica del margen costero peruano. Estas areniscas son ricas en cuarzo monocristalino de extinción ondulante, por lo que se sugiere provendrían de la denudación de un orógeno reciclado ubicado en la Cordillera Oriental de Perú. Este orógeno está representado por rocas sedimentarias y volcanosedimentarias del intervalo Cámbrico-Ordovícico, tales como las formaciones Ollantaytambo, Verónica, San José y Sandía, por rocas volcánicas y sedimentarias del Grupo Mitu (Triásico), y por rocas ígneas y metasedimentarias del Complejo Metamórfico de Maraón (Mesoproterozoico a Cámbrico).

Dentro del Grupo Morro Solar, las modalidades representativas de las formaciones Salto del Fraile, La Herradura y Marcavilca son $Q_{83}F_2L_{15}$, $Q_{91}F_2L_7$ y $Q_{93}F_0L_6$, respectivamente, donde Q corresponde al total de cuarzo, F al total de feldespatos y L al total de líticos. Estas concentraciones resultan cruciales para caracterizar litológicamente a las formaciones del Grupo Morro Solar y así posibilitar correlaciones estratigráficas con otras formaciones hacia el este (Chimú, Cushabatay, entre otras).

La proporción de cuarzo monocristalino de extinción recta aumenta estratigráficamente sección arriba, en cambio, la proporción de fragmentos líticos volcánicos decrece. Esta razón sugiere que durante el Berriasiano tardío-Valanginiano, el aporte de las rocas sedimentarias fue en aumento, mientras que el aporte de las rocas volcánicas fue en descenso.

En síntesis, se recomienda realizar un análisis geocronológico de las areniscas del Grupo Morro Solar para reforzar y/o refinar el modelo de proveniencia sedimentaria propuesto en este estudio, a fin de evaluar la influencia de potenciales fuentes adicionales de proveniencia y definir así de mejor manera el contexto tectónico regional.

Agradecimientos

Este estudio se realizó como parte de las actividades académicas de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura (FIA) de la Universidad San Martín de Porres, enmarcadas dentro del proyecto “Estudio litológico de los suelos del Morro Solar (Chorrillos) para la mejor comprensión de la geomorfología de Lima” (código E09002023002). Se agradece a especialistas en el tema quienes amablemente ofrecieron su tiempo para discusiones en el inicio de la elaboración del manuscrito, como J. Jacay (Lima) y L. Ayala (Lima). También, a los revisores D. Kietzmann (Argentina), C. Muruaga (Argentina) y H. Rivera (Chile) por sus acertados comentarios. Asimismo, se agradece especialmente a D. Bertin (Chile) por sus valiosas observaciones. El análisis petrográfico se realizó en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de la E.P. Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Lima).

Referencias

- Alemán, A.; Benavides, V.; León, W. 2006. Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica del Área de Lima. Sociedad Geológica del Perú, Guía de Campo/Excursión Geológica, Serie Guía de Campo 11 (Segunda Edición): 144 p.
- Alleman, V. 2009. Registro de la Colección “Formación Salto del Fraile”, Grupo Morro Solar del Valanginiano (Departamento de Lima). Biotiempo 9: 61-65.
- Alleman, V. 2015. Clave de identificación de las especies de Ammonoidea del Grupo Morro Solar, Valanginiano-Hauteriviano de Lima, Perú. Sociedad Geológica del Perú, Boletín 110: 49-51.
- Alleman, V. 2019. Identificación y registro de los ejemplares de Raimondiceras pflückeri (Lissón, 1904) y Raimondiceras raimondii (Gabb, 1877) (Ammonoidea) de la Colección Vera Alleman Haeghebaert. Revista de Ciencias 15: 63-75.
- Alvan, A.; von Eynatten, H.; Dunkl, I.; Gerder, A. 2015. Zircon U-Pb geochronology and heavy mineral composition of the Camaná Formation, southern Peru: Constraints on sediment provenance and uplift of the Coastal and Western Cordilleras. Journal of South American Earth Sciences 61: 14-32. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.02.008>
- Amorosi, A.; Zuffa, G.G. 2011. Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences. Sedimentary Geology 236 (1-2): 153-163. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.01.003>

- Ayala, L. 2021. Influencia de la tectónica cenozoica del antearco peruano en el mecanismo de deformación del Morro Solar mediante el análisis estructural. Tesis de magister (Inédito), Universidad Nacional Mayor de San Marcos: 121 p. Lima.
- Bahlburg, H.; Vervoort, J.D.; DuFrane, S.A.; Carlotto, V. 2008. Provenance of the Early Paleozoic Ollantaytambo Formation, southern Peru: The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons. *In* Congreso Latinoamericano de Geología, No. 14, Resúmenes Extendidos: 3 p. Lima.
- Bahlburg, H.; Vervoort, J.D.; DuFrane, S.A.; Carlotto, V.; Reimann, C.; Cárdenas, J. 2011. The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (3): 196-209. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.07.002>
- Basu, A.; Young, S.W.; Lee, J.; Sutter, W.; Calvin, J.; Mack, G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research* 45 (4): 873-882. <https://doi.org/10.1306/212F6E6F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Benavides, V. 1956. Cretaceous system in Northern Peru. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 108 (4): 359-493.
- Boggs, S. 2009. Provenance of siliciclastic sedimentary rocks. *In* *Petrology of Sedimentary Rocks* (Boggs, S.; editor). Cambridge University Press: 220-267. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487.008>
- Buatois, L.A.; Encinas, A. 2006. La icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: su significado estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 43 (1): 3-9.
- Cardona, A.; Cordani, U.; Galdos, J.; Onoe, A.; Sánchez, A. 2004. Petrología y geocronología K-Ar del Complejo Maraón (Región Huánuco-Tingo María), Cordillera Oriental de los Andes Peruanos: Consideraciones tectónicas preliminares. *In* Congreso Peruano de Geología, No. 12, Resúmenes Extendidos: 179-180. Lima.
- Cardona, A.; Cordani, U.G.; Ruiz, J.; Valencia, V.; Nutman, A.P.; Sánchez, A. 2006. U/Pb detrital zircon geochronology and Nd isotopes from Paleozoic metasedimentary rocks of the Maraón Complex: Insights on the Proto-Andean tectonic evolution of the Eastern Peruvian Andes. *In* South American Symposium on Isotope Geology, No. 5, Extended Abstracts: 208-211. Punta del Este.
- Carlotto, V.; Gil, W.; Cárdenas, J.; Chávez, R. 1996. Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas 27-r y 27-s. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 65, Serie A: 254 p. Lima.
- Carlotto, V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D.; Cerpa, L.; Mamani, M.; Díaz-Martínez, E.; Navarro, P.; Jaimes, F.; Velarde, T.; Lu, S.; Cueva, E. 2009. Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 103: 1-89.
- Chávez, C.; Roddaz, M.; Dantas, E.L.; Ventura, R.; Alvan, A. 2022. Provenance of the Middle Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks of the Arequipa Basin (South Peru) and implications for the geodynamic evolution of the Central Andes. *Gondwana Research* 101: 59-76. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.07.018>
- Chew, D.M.; Schaltegger, U.; Košler, J.; Whitehouse, M.J.; Gutjahr, M.; Spikings, R.A.; Miškovíc, A. 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 119 (5-6): 697-711. <https://doi.org/10.1130/B26080.1>
- Chew, D.M.; Magna, T.; Kirkland, C.L.; Miškovíc, A.; Cardona, A.; Spikings, R.; Schaltegger, U. 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research* 167 (1-2): 186-200. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.08.002>
- Chew, D.M.; Cardona, A.; Miškovíc, A. 2010. Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *International Geology Review* 53 (11-12): 1280-1296. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.527630>
- Chew, D.M.; Pedemonte, G.; Corbett, E. 2016. Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Research* 35: 59-78. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2016.03.016>
- Cobbing, E.J. 1979. El Batolito Costanero en la parte Central del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 7, Serie D: 40 p. Lima.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. 1972. Plate Tectonics and the Peruvian Andes. *Nature Physical Science* 240: 51-53. <https://doi.org/10.1038/physci240051a0>
- Cobbing, E.J.; Ozard, J.M.; Snelling, N.J. 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Geological Society of America Bulletin* 88 (2): 241-246.

- [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C241:RGOTCB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C241:RGOTCB%3E2.0.CO;2)
- Cordani, U.G.; Teixeira, W.; D'Agrella, M.S.; Trindade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research* 15 (3-4): 396-407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.12.005>
- Dalmayrac, B.; Lancelot, J.R.; Leyreloup, A. 1977. Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. *Science* 198 (4312): 49-51. <https://doi.org/10.1126/science.198.4312.49>
- Datta, B. 2005. Provenance, tectonics and palaeoclimate of Proterozoic Chandarpur sandstones, Chattisgarh basin: A petrographic view. *Journal of Earth System Science* 114 (3): 227-245. <https://doi.org/10.1007/BF02702947>
- Decou, A.; von Eynatten, H.; Mamani, M.; Sempere, T.; Worner, G. 2011. Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15-18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. *Sedimentary Geology* 237: 55-72. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.02.004>
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research* 40 (2): 695-707. <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson, W.R.; Suczeck, C. 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63 (12): 2164-2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Dickinson, W.R.; Bead, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94 (2): 222-235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2)
- Fernández, J. 1958. Geología del Morro Solar. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 33: 3-50.
- Folk, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co.: 182 p. Austin.
- Garzanti, E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews* 192: 545-563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>
- Haq, B.U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113: 44-58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007>
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 238 (4793): 1156-1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M.B.; Jacquin, T.; De Graciansky, P.C.; Vail, P. 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. *In Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Graciansky, P.C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T.; Vail, P.; editors), SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publication 60: 3-13. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02>
- Hubert, J.F. 1962. A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 32 (3): 440-450. <https://doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- INGEMMET. 2016. Mapa geomorfológico del Perú, primera versión. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://portal.ingemmet.gob.pe/web/guest/mapa-geomorfolologico>
- INGEMMET. 2021. Mapa geológico del Perú, segunda versión. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/3837>
- Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.L.; Grimm, J.P.; Pickle, J.D.; Sares, S. 1984. The effect of grains size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research* 54 (1): 103-116. <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Jacay, J. 2005. Análisis de la sedimentación del sistema Cretáceo de los Andes del Perú Central. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG* 8 (15): 49-59.
- Jacay, J. 2018. Evolución de facies mareicas en el frente deltaico del delta del Goyllarisquiza, Cretáceo Inferior. *In Congreso Peruano de Geología, No. 19, Resúmenes Ampliados*: 259-262. Lima.
- Jacay, J.; Apaza, P.; Calizaya, L.; López, W.; Mamani, Y.; Romero, M.; Rossello, C.; Sánchez, J. 2015. Desarrollo de las secuencias volcánicas y de plataforma del Mesozoico de la paleomargen Andina del Perú Central. *In Congreso Geológico Chileno, No. 14, Actas* 1: 711-713. La Serena.
- Jaillard, E.; Hérail, G.; Monfret, T.; Díaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenue, A.; Dumont, J.F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *In Tectonic evolution of South America* (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). International Geological Congress, No. 31: 481-559. Rio de Janeiro.
- Le Roux, J.P.; Tavares, C.; Alayza, F. 2000. Sedimentology of the Rímac-Chillón alluvial fan

- at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea-level changes, glacial cycles and tectonic. *Journal of South American Earth Sciences* 13 (6): 499-510. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00044-4)
- Lissón, C. 1904. Los Tigillites del Salto del Fraile y algunos Sonneratia del Morro Solar. *Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú* 17: 5-64.
- Lissón, C. 1907. Contribución a la geología de Lima y sus alrededores. Librería e Imprenta Gil: 123 p. Lima.
- Lissón, C. 1913. Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos en la república. Oficina Tipográfica "La Opinión Nacional": 70 p. Lima.
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N.; Dalziel, I.W.D.; 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin* 116 (1-2): 171-187. <https://doi.org/10.1130/B25226.1>
- López, W.; Jacay, J.; Rojas, L.; Ayala, L.; Rosselló, C.; Romero, M.; Apaza, P. 2015. Sedimentología e icnología del Miembro Marcavilca (Formación Marcavilca-Morro Solar, Lima): Implicancias paleoambientales. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 14, Actas 1: 714-717. La Serena.
- Mamani, Y.; Fabián, C.; Jacay, J. 2021. Geología del cuadrángulo de Chancay (hoja 24i2). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 33, Serie L: 53 p. Lima.
- Mange, M.A.; Maurer, H.F.W. 1992. Heavy minerals in Colour. Chapman & Hall: 156 p. London.
- McCann, T.; Saintot, A. 2003. Tracing tectonic deformation using the sedimentary record: an overview. *Geological Society of London, Special Publication* 208: 1-28. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.01>
- Mégard, F. 1979. Estudio geológico de los Andes del Perú Central. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 8, Serie D: 249 p. Lima.
- Meza-Vélez, I.; O'Gorman, J. 2020. First Plesiosaurian record (Diapsida; Sauropterygia) from the La Herradura formation, (Valanginian-Hauterivian), Morro Solar, Peru. *Cretaceous Research* 106. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.104247>
- Miškovic, A.; Spikings, R.A.; Chew, D.M.; Košler, J.; Ulianov, A.; Schaltegger, U. 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 121 (9-10): 1298-1324. <https://doi.org/10.1130/B26488.1>
- Morton, A.C.; Hallsworth, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstone. *Sedimentary Geology* 124 (1-4): 3-29. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3)
- Moulin, N. 1988. Facies y ambiente sedimentarios de la Formación Salto del Fraile (Cretáceo Inferior de Lima, Perú). *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 78: 165-170.
- Moulin, N. 1989. Faciès et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Ph.D. Thesis (Unpublished), Université de Montpellier II: 287 p.
- Mukasa, S.B.; Henry, D.J. 1990. The San Nicolas Batholith of coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism. *Journal of the Geological Society* 147: 27-39. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.1.0027>
- Núñez del Prado, H.; Chávez, A. 1989. Análisis sedimentológico y evolución vertical, de facies de la serie cretácica en el Morro Solar (OSO, Lima-Perú). *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 80: 77-105.
- Oncken, O.; Hindle, D.; Kley, J.; Elger, K.; Victor, P.; Schemmann, K. 2006. Deformation of the central Andean upper plate system-Facts, fiction, and constraints for plateau models. *In The Andes: Active subduction orogeny* (Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Gotze, H.-J.; Ramos, V.A.; Strecker, M.R.; Wigger, P.; editors). Springer-Verlag: 3-27. Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_1
- Palacios, O.; Caldas, J.; Vela, Ch. 1992. Geología de los cuadrángulos de Lima, Chosica, Lurín, Chancay y Chosica. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 43, Serie A: 172 p. Lima.
- Palacios, O.; De La Cruz, J.; De la Cruz, N.; Klinck, B.A.; Allison, R.A.; Hawkins, M.P. 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). Hojas 31-t, 31-u, 31-x, 31-y, 32-s, 32-t, 32-u, 32-v, 32-x, 32-y, 33-v, 33-x, 33-y, 33-z. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 42, Serie A: 268 p. Lima.
- Palacios, O.; Sánchez, A.; Herrera, F. 1995. Geología del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 65, Serie A: 254 p. Lima.
- Pemberton, S.G.; Frey, R.W. 1985. The Glossifungites ichnofacies: modern examples from the Georgia Coast, USA. *In Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments* (Curran, H.A.; editor). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 35: 237-259. <https://doi.org/10.2110/pec.85.35.0237>
- Pettijohn, F.J. 1957. Sedimentary rocks, 2nd Edition. Harper and Brothers: 718 p. New York.

- Pettijohn, F.J.; Potter, P.; Siever, R. 1987. Petrography of common sands and sandstones. *In* Sand and Sandstone (Pettijohn, F.J.; Potter, P.; Siever, R.; editors). Springer-Verlag: 139-213. New York.
- Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D. (editors) 1985. Magmatism at a Plate: the Peruvian Andes. Blackie Halstead Press: 328 p.
- Ramos, V. 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36: 289-324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramos, V.A. 2000. The southern Central Andes. *In* Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz, F.; Campos, D.A.; editors, Tectonic Evolution of South America: 560-604.
- Reimann, C.R.; Bahlburg, H.; Kooijman, E.; Berndt, J.; Gerdes, A.; Carlotto, V.; López, S. 2010. Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°-17° S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research* 18 (2-3): 370-384. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.002>
- Reitsma, M.; Schaltegger, U.; Spikings, R.; Winkler, W.; Carlotto, V. 2010. Constraining the age of the Mitu Group, south-east Peru: U-Pb ages of detrital and igneous zircons. EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12: 4299.
- Riccardi, A.C. 1987. Cretaceous paleogeography of Southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 59: 169-195. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(87\)90078-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(87)90078-2)
- Rivera, R. 1951. La fauna de los Estratos Puente Inga. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 22: 53 p.
- Rivera, R. 1979. Zonas faunísticas del Cretáceo de Lima. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 62: 19-24.
- Rivera, R.; Petersen, G.; Rivera, M. 1975. Estratigrafía de la costa de Lima. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 45: 159-186.
- Rivera, R.; Miranda, C.; Martínez, J. 1980. Estudio litoestratigráfico de los miembros inferiores de la Formación Puente Piedra. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 65: 129-138.
- Robert, E.; Bulot, L.G.; Dhondt, A.; Jaillard, E.; Villagómez, R.; Rivadeneira, M.; Paz, M. 1998. La transgresión del Cretácico inferior en el margen Andino (Perú y Ecuador): Datos Preliminares. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 88: 73-86.
- Romero, L.; Aldana, M.; Rangel, C.; Villavicencio, E.; Ramírez, J. 1995. Fauna y flora fósil del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 17, Serie D: 332 p. Lima.
- Romero, D.; Valencia, K.; Alarcón, P.; Peña, D.; Ramos, V.A. 2013. The offshore basement of Perú: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 47-60. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.003>
- Salazar, H.; Landa, C. 1993. Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chinchá, Tantara y Castrovirreyna. Hojas 26-j, 26-k, 26-l, 26-m, 27-k, 27-l, 27-m. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 44, Serie A: 117 p. Lima.
- Scherrenberg, A.F.; Kohn, B.P.; Holcombe, P.; Rodney, J.; Rosenbaum, G. 2016. Thermotectonic history of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an evolving orogen. *Tectonophysics* 667: 16-36. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.007>
- Schwarz, E.; Howell, J.A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London, Special Publication* 252: 109-138. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.06>
- Shackleton, R.M.; Ries, A.C.; Coward, M.P.; Cobbold, P.R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of coastal Peru. *Journal of the Geological Society* 136: 195-214. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.2.0195>
- Soler, P.; Bonhomme, M. 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *Geological Society of America, Special Paper* 241: 173-191. <https://doi.org/10.1130/SPE241-p173>
- Souza, R.; Vidotti, R.M. 2024. The role of tectonic inheritance in the development of fan Andean retroarc foreland basin system: The Acre Basin (NW Brazil). *Marine and Petroleum Geology* 160. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106645>
- Spikings, R.; Reitsma, M.J.; Boekhout, F.; Miskovic, A.; Ulianov, A.; Chiaradia, M.; Gerdes, A.; Schaltegger, U. 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research* 35: 124-143. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.008>
- Steinmann, G. 1918. Observaciones geológicas efectuadas desde Lima hasta Chanchamayo. Ministerio de Fomento, Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Boletín 17: 5-64.
- Steinmann, G. 1930. Geología del Perú, con contribuciones de R. Stappenbeck sobre yacimientos de minerales útiles, de F. Sieberg, sobre los terremotos en el Perú y de C. Lissón en el mapa geológico. Heidelberg: 448 p.

- Steinmann, G.; Lissón, C.; Steppenbeck, R. 1924. Mapa geológico de la Cordillera del Perú. In *Geologie von Peru* (Steinmann, G.; editor). Heidelberg: 1 mapa escala 1:3.000.000.
- Tapia, P. 1988. Revisión bibliográfica de los Ammonoidea (Cephalopoda, Mollusca) del Cretáceo de Lima. Tesis de bachiller en Biología (Inédito), Universidad Ricardo Palma: 156 p. Lima.
- Tassinari, C.G.; Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes* 22 (3): 174-182. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/004>
- Tassinari, C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In *Tectonic evolution of South America* (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). International Geological Congress, No. 31: 41-95. Rio de Janeiro.
- Van der Plas, L. 1966. The identification of detrital feldspars. *Developments in Sedimentology*, Vol. 6. Elsevier: 305 p. Amsterdam.
- Villacorta, S.; De Torres, T.; Llorente, M.; Ayala, L.; Pérez-Puig, C.; Macharé, J.; Benavente, J. 2015. Datos preliminares de la evolución geomorfológica del abanico aluvial de Lima y sus implicaciones en el análisis de los riesgos asociados al cambio climático. In *Congreso Peruano de Geología*, No. 17: 5 p. Lima.
- Villaseca, A. 2019. Identificación, registro y estudio taxonómico de *Favrella lorensis* (Lissón, 1907) del Valanginiano, Formación La Herradura, Morro Solar, Chorrillos, Lima. Tesis de licenciatura en Biología (Inédito), Universidad Ricardo Palma: 93 p. Lima.
- Viveen, W.; Schlunegger, F. 2018. Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic. *Tectonophysics* 730: 48-62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.018>
- Weltje, G.J. 1994. Provenance and dispersal of sand-sized sediments: reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modelling techniques. Ph.D. Thesis (Unpublished). Utrecht University: 207 p.
- Wilson, J. 1963. Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 47 (1): 1-34. <https://doi.org/10.1306/BC74396D-16BE-11D7-8645000102C1865D>
- Wilson, J.; Reyes, L. 1964. Geología del cuadrángulo de Pataz. Hoja 16-h. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional, Boletín 9, Serie A: 100 p. Lima.
- Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Research* 50 (1): 21-29. <https://doi.org/10.1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In *Provenance of Arenites* (Zuffa, G.G.; editor). Reidel Publishing Company: 165-189. Dordrecht.