



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA

“CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS
SEDIMENTARIOS DEL MARGEN
CONTINENTAL PERUANO (13°-16°S)
DURANTE EL PLIO-PLEISTOCENO”

TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRA
EN CIENCIAS DEL MAR

KELLY MARIBEL QUISPE PAREDES

LIMA – PERÚ

2024

ASESORA

DRA. DIANA OCHOA

JURADO DE TESIS

DR. RODOLFO MARTIN SALAS GISMONDI

PRESIDENTE

DR. FRANCO RENATO SALVATTECI MERINO

VOCAL

DR. DIMITRI ALEXEY GUTIERREZ AGUILAR

SECRETARIO

DEDICATORIA

A mi Padre Celestial por guiarme y
fortalecerme en todo momento.

A mi esposo Andree por su apoyo
incondicional.

A mis padres Frangel y Maribel por
su fe inquebrantable.

AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero y profundo agradecimiento a la Dra. Diana Ochoa, asesora de esta tesis, por su apoyo, paciencia y guía constante en el desarrollo de esta investigación. Por sus consejos, enseñanzas y amistad brindada.

A todos los profesores principales e invitados del programa de Maestría en Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano Heredia, por las enseñanzas y la información brindada durante los años de estudio.

A Rodolfo Salas y Mario Urbina por sus guías en el campo, compañerismo y conocimientos compartidos. A Josefina Rojas, por su hospitalidad brindada durante las salidas de campo a Sacaco.

A mis compañeros y amigos de la Maestría por compartir sus habilidades y conocimientos adquiridos en sus carreras bases, “todas las carreras menos químicos”. Por haber hecho las clases más amenas y divertidas.

A todos mis amigos del Laboratorio de Ciencias del Mar y Biogeociencias, por su apoyo y compañerismo a lo largo de los dos años de estudio, por los momentos cuando ya casi formábamos parte del inventario.

Mi profundo agradecimiento a mis padres Frangel y Maribel, por su fe y ánimos, a mi esposo Andree por su apoyo incondicional y a mis segundos padres Yosel y Lidia por apoyarme aún en las cosas más simples pero significativas.

A todos y cada uno de ustedes,

Muchas Gracias

FUENTE DE FINANCIAMIENTO

La realización de esta tesis ha sido posible gracias a la beca de financiamiento para estudios de posgrado otorgada por PROCENCIA – CONCYTEC al proyecto “*Efectos del calentamiento global sobre el sistema marino-costero del Perú: Estudio de un modelo natural del Plioceno* [Contrato N° 105-2018-FONDECYT]” en el marco de la convocatoria Proyectos de Investigación Básica 2018-01.

CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS DEL MARGEN CONTINENTAL PERUANO (13°-16°S) DURANTE EL PLIO-PLEISTOCENO

INFORME DE ORIGINALIDAD

3%	3%	1%	0%
INDICE DE SIMILITUD	FUENTES DE INTERNET	PUBLICACIONES	TRABAJOS DEL ESTUDIANTE

FUENTES PRIMARIAS

1	dokumen.pub Fuente de Internet	<1%
2	repositorio.unal.edu.co Fuente de Internet	<1%
3	Eduardo Cuevas, María de los Ángeles Liceaga-Correa, Luis Alberto Rincón-Sandoval, Guadalupe Mexicano-Cíntora et al. "Morphological and sedimentological assesment of submarine dune fields on the coast of Yucatan, Mexico", Ciencias Marinas, 2013 Publicación	<1%
4	docplayer.net Fuente de Internet	<1%
5	revistas.unne.edu.ar Fuente de Internet	<1%
6	rabida.uhu.es Fuente de Internet	<1%

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN

ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN	1
2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN.....	4
2.1. Marco teórico	4
2.1.1. Geoquímica elemental	4
2.1.2. Geoquímica isotópica	14
2.1.3. Granulometría	18
2.1.4. Cuenca Pisco Este	24
2.1.5. Circulación atmosférica y oceánica en el Pacífico Este durante el Plio-Pleistoceno (5.3-1.5 Ma).....	34
2.1.6. Preservación de la MO y transporte de material terrígeno hacia la plataforma continental	37
2.2. Planteamiento del problema.....	41
2.3. Justificación del estudio.....	43
2.4. Hipótesis	45
2.4.1. Hipótesis general.....	45
2.4.2. Hipótesis específica	45
2.5. Objetivos.....	46
2.5.1. Objetivo General.....	46

2.5.2.	Objetivos específicos	46
3.	METODOLOGÍA	47
3.1.	Zona de Estudio	47
3.2.	Diseño del Estudio	48
3.2.1.	Población de estudio	48
3.2.2.	Muestra	49
3.3.	Operacionalización de las Variables	49
3.3.1.	Variables explicativas o independientes	49
3.3.2.	Variables respuesta o dependientes	49
3.4.	Procedimientos y Técnicas	50
3.4.1.	Registro estratigráfico y colecta de muestras	51
3.4.2.	Análisis granulométrico	51
3.4.3.	Análisis elemental	53
3.4.4.	Análisis del contenido de sílice biogénica	56
3.4.5.	Análisis elemental del contenido de C y N	57
3.4.6.	Análisis del contenido isotópico de ¹³ C	58
3.4.7.	Análisis del contenido isotópico de ¹⁵ N	58
4.	RESULTADOS	59
4.1.	Análisis litoestratigráfico de los sedimentos.	59
4.1.1.	Sección estratigráfica de Cerro Amarillo	60
4.1.2.	Variabilidad en el tamaño de grano	64

4.1.3.	Diagramas de dispersión bivariados	65
4.1.4.	Análisis discriminante lineal (LDA).....	68
4.2.	Análisis geoquímico de elementos	70
4.2.1.	Validación de datos geoquímicos	70
4.2.2.	Proporciones geoquímicas en dominio de profundidad.....	74
4.2.3.	Análisis multivariado: conglomerados y escalamiento multidimensional no métrico (NMDS)	76
4.3.	Análisis geoquímico de contenido biogénico y MO.....	83
4.3.1.	Registro de sílice biogénica	83
4.3.2.	Registro geoquímico de MO en dominio de profundidad	86
4.3.3.	Origen de la MO	91
5.	DISCUSIÓN	92
5.1.	Configuración geológica del ambiente costero central-sur peruano durante el Plio-Pleistoceno	92
5.2.	Condiciones oceanográficas y ambientales en el margen central-sur peruano durante el Plioceno tardío	97
5.3.	Productividad durante el Plio-Pleistoceno en la localidad CAM	103
6.	CONCLUSIONES	108
7.	RECOMENDACIONES	109
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110
9.	ANEXOS.....

FIGURAS

Figura 1.1. Registro de la temperatura superficial del mar (SST) en la región del sudeste del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno, a partir del ODP Site 1237. Las áreas sombreadas hacen referencia a las unidades litoestratigráficas del margen sur de la cuenca Pisco Este. Nótese el enfriamiento gradual hacia el Pleistoceno. Modificado de Dekens et al.(2007).	2
Figura 2.1. Diagrama de Hjulström	19
Figura 2.2. Ubicación de la Cuenca Pisco Este (CPE) y Oeste. La CPE incluye, entre otras, las sub-cuencas del Valle de Ica (norte) y de Sacaco (sur). La Fm. Caracoles, unidad litoestratigráfica de estudio de este proyecto, está preservada y aflora exclusivamente en la sub-cuenca de Sacaco. Mapa modificado de Thornburg and Kulm (1981).....	26
Figura 2.3. Cuadro cronoestratigráfico de las secuencias depositadas entre depósitos sedimentarios Plio-Pleistocénicos. (Ochoa et al. 2022).....	30
Figura 2.4. (a) Ubicación del área de estudio. Cuadro rojo señala la zona donde se tiene un registro de la Fm. Caracoles. (b) Distribución espacial de la Fm. Caracoles y ubicación de las localidades CAM (Cerro Amarillo) y CAR (quebrada Caracoles).....	31
Figura 2.5. Distribución temporal de la fauna para los últimos 10 Ma de la CPE. Dentro del cuadro, las barras grises indican géneros extintos, y las barras azules indican los géneros actuales similares al SCH. Nótese que los géneros actuales del SCH se encuentran en la parte superior y fuera del cuadro cronológico. CAR-PON: (formaciones Caracoles y Pongo). Modificado de Ochoa et al. (2021).....	33
Figura 2.6. (a) Ubicación de los núcleos sedimentarios de los que se obtuvieron los datos de temperatura, (b) evolución temporal del gradiente de temperatura en el Océano	

Pacífico. Modificado de Kar et al. (2016), O’Dea et al. (2016), Dekens et al. (2007), Ravelo et al. (2006), Wara et al. (2005) y Haywood (2000).	35
Figura 3.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio Cerro Amarillo (CAM, estrella amarilla) y de la localidad quebrada Caracoles (CAR, estrella blanca). Nótese que se indica la ubicación de la localidad SAS (Sacaco Sur) la cual será mencionada más adelante.	47
Figura 3.2. Esquema general de la metodología seguida para esta investigación en relación con los objetivos planteados.	50
Figura 3.3. Esquema general de la metodología seguida para el análisis granulométrico.	52
Figura 3.4. Esquema general de la metodología seguida para el análisis elemental.	55
Figura 4.1. Imagen satelital de la distribución en superficie de los afloramientos de las formaciones Pisco, Caracoles a lo largo de las Quebradas Sacaco, Caracoles, Pongo y Toro Muerto. La ubicación de la sección estratigráfica estudiada es indicada por la estrella amarilla. Modificado de DeVries (2020).	59
Figura 4.2. Foto panorámica de la ubicación de la sección estudiada en CAM. La figura muestra las unidades litoestratigráficas y la discordancia que las separa. Modificado de Ochoa et al. (2021).	60
Figura 4.3. (a) Columna estratigráfica analizada en alta resolución de la Fm. Caracoles. (b) Columna estratigráfica de las rocas que afloran en la localidad CAM, modificado de Ochoa et al., (2021). En este estudio se analizó la sección resaltada en el recuadro.	63
Figura 4.4. Variabilidad del tamaño de grano de las cuatro muestras representativas. H: altura estratigráfica de la que se extrajo la muestra.	64
Figura 4.5. Gráfico bivariado de la desviación estándar del tamaño de grano versus el tamaño de grano promedio. Propuesto por Folk and Ward (1957).	66

Figura 4.6. Gráfico bivariado de la desviación estándar del tamaño de grano versus la asimetría. Propuesto por Folk and Ward (1957). Nótese que la muestra correspondiente a H=1.4m se encuentra detrás de la muestra correspondiente a H=6.2m.....	66
Figura 4.7. Gráfico bivariado de la curtosis versus la asimetría. Propuesto por Folk and Ward (1957). Nótese que la muestra correspondiente a H=1.4 m (rombo rojo) se encuentra detrás de la muestra correspondiente a H=6.2m (triángulo verde).....	67
Figura 4.8. Diagramas para la determinación de los procesos y el ambiente sedimentario con el análisis discriminante lineal. El cálculo de los valores de Y1, Y2, Y3 e Y4 se encuentran desarrollados en el ítem 2.1.3.2. Modificado de Baiyegunhi et al. (2017) ..	69
Figura 4.9. Precisión del analizador XRF para Ca, Mn, Fe, Cu, Al ₂ O ₃ y K ₂ O. Las líneas verdes representan los límites de detección del instrumento XRF y la línea azul representa la media de dichos límites.....	71
Figura 4.10. Curvas de correlación de los resultados obtenidos del espectrómetro vs. el analizador XRF para los 7 elementos analizados como parte de este estudio. Las muestras con humedad natural son representadas en azul y las muestras secas son mostradas en rojo.....	73
Figura 4.11. Variabilidad geoquímica de Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al, P/Al, Si/Al y Ca/Al a lo largo de la sucesión estratigráfica. Las zonas sombreadas de los registros geoquímicos indican litologías más finas, gris para capas de limolitas y beige para capas de areniscas limosas.	75
Figura 4.12. Dendrograma de conglomerados restringido en modo Q que muestra 3 grupos de muestras, los cuales coinciden con los intervalos anteriormente establecidos.	77
Figura 4.13. Ordenamiento de las muestras de los tres intervalos superiores usando un análisis de NMDS. Nótese que las muestras del intervalo II están representadas en verde,	

las muestras del intervalo III están representadas en anaranjado y las muestras del intervalo IV están representadas en morado.	78
Figura 4.14. Ordenamiento de las muestras en base a sus litologías usando un análisis de NMDS. Las muestras de areniscas están representadas de amarillo, las muestras de limolitas están representadas en gris y las muestras de areniscas limosas están representadas en anaranjado.	79
Figura 4.15. Diagrama de cajas y bigotes de las proporciones: Ti/Al, Rb/Al, Zr/al, /Al, Si/Al y Ca/Al entre intervalos.....	80
Figura 4.16. Variación de contenido de sílice biogénica (Si-Bio) representado por el área azul y la sílice de origen clástico (Si-nBio) representado por la línea gris.....	85
Figura 4.17. Variabilidad del contenido geoquímico de la MO a lo largo de la sección.	86
Figura 4.18. Diferencias entre intervalos para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C, N y C/N.	88
Figura 4.19. Razón C/N versus $\delta^{13}\text{C}$. (Modificado de Lamb et al, 2006). Las muestras de este estudio están representadas en azul.	91
Figura 5.1. Variación temporal de los procesos biogeoquímicos entre el Mioceno tardío al Pleistoceno temprano de la Fm. Caracoles en las localidades Quebrada Caracoles y Cerro Amarillo.....	101
Figura 5.2. Variación temporal de los procesos biogeoquímicos entre el Mioceno tardío al Pleistoceno temprano de la Fm. Caracoles en las localidades Quebrada Caracoles y Cerro Amarillo y la Fm. Pisco en las localidades Cerro Amarillo y Sacaco Sudeste. .	102
Figura 5.3. Variación de P/Al, Ca/Al, $\delta^{15}\text{N}$, Si-bio/(Ti+Zr) y Ca-bio/(Ti+Zr) a lo largo de la secuencia estratigráfica de la Fm. Caracoles en la localidad CAM.	106
Figura 5.4. Variación de Si-biogénica, Si-clástica, proporciones de Si/Al y Si-bio/(Ti+Zr) a lo largo de la secuencia estratigráfica de la Fm. Caracoles en la localidad CAM. El área	

rosada indica el rango de valores de Si/Al presentes en las muestras correspondientes a la
Fm. Pisco de la localidad CAM. 107

TABLAS

Tabla 2.1. Terminología verbal correspondiente a los valores de la desviación estándar del tamaño de grano en el análisis granulométrico (Folk 1974).	21
Tabla 2.2. Terminología verbal correspondiente a los valores de la asimetría calculada en el análisis granulométrico (Folk 1974).	21
Tabla 2.3. Terminología verbal correspondiente a los valores de la curtosis calculada en el análisis granulométrico (Folk 1974).	22
Tabla 3.1. Valores corticales de Si y Al según Rudnick and Gao (2013)	57
Tabla 4.1. Distribución según la dimensión de las partículas y tamaño medio de los granos por muestra. Nótese que la muestra ubicada a una altura estratigráfica de 0.8 m presenta una distribución bimodal.	65
Tabla 4.2. Parámetros sedimentológicos de las muestras analizadas.	68
Tabla 4.3. Valores resultantes de la función de discriminante lineal de las muestras analizadas.....	68
Tabla 4.4. Cálculo del RMSE de los datos obtenidos del analizador, donde (w) corresponde a la medición obtenida en muestra húmeda y (d), en muestra seca.....	72
Tabla 4.5. Datos estadísticos para cada elemento geoquímico analizado. Donde Sd representa la desviación estándar y Cv, el coeficiente de variación.	74
Tabla 4.6. Prueba de normalidad en los datos de proporciones geoquímicas con la prueba de Shapiro. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan un comportamiento normal (>0.05).	81

Tabla 4.7. Análisis estadístico univariado usando la prueba de Kruskal-Wallis para evaluar las diferencias entre las proporciones geoquímicas a lo largo de los intervalos. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son muy significativos (<0.005)	82
Tabla 4.8. Correlaciones estadísticas de Spearman no paramétricas obtenidas entre las variables geoquímicas trabajadas. Las correlaciones estadísticas significativas ($p<0.05$) están señaladas en rojo.....	82
Tabla 4.9. Prueba de normalidad en los datos de isótopos estables del C y N, C, N y la relación C/N con la prueba de Shapiro. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan un comportamiento normal ($p>0.05$).....	89
Tabla 4.10. Prueba de homocedasticidad de Bartlett. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan homogeneidad de varianzas ($p>0.05$).	89
Tabla 4.11. Análisis estadístico univariado usando la prueba ANOVA para evaluar las diferencias entre los parámetros geoquímicos a lo largo de los intervalos.....	90

RESUMEN

Durante la transición del Plio-Pleistoceno, el progresivo enfriamiento de la Tierra y los procesos tectónicos relacionados con la orogenia andina modificaron las condiciones oceánicas y climáticas en el Pacífico Sureste. Esto habría generado cambios en la temperatura superficial del mar, aporte terrígeno y productividad oceánica en el sistema de afloramiento de Humboldt. El presente proyecto tiene como objetivo contribuir con la caracterización de las condiciones ambientales y sedimentarias existentes durante el Plio-Pleistoceno en el margen continental central-sur peruano (16° S), donde actualmente existe una celda de afloramiento, a través del análisis litoestratigráfico, granulométrico, quimioestratigráfico e isotópico. Por lo tanto, se caracterizaron los procesos de aporte terrígeno, productividad marina y oxigenación en el fondo oceánico, a través del análisis de los sedimentos plio-pleistocénicos de la Fm. Caracoles en la localidad Cerro Amarillo. Estos análisis sugieren la existencia de un ambiente marino-somero de alta energía con mayor influencia eólica, con ligeras variaciones de facies, durante la sedimentación de la Fm. Caracoles. Además, es posible los procesos de remineralización y aporte terrígeno hayan sido diferentes a los existentes durante la sedimentación de la Fm. Pisco.

PALABRAS CLAVES:

PLIOCENO, PLEISTOCENO, APORTE TERRÍGENO, CUENCA PISCO, OCEANOGRAFÍA.

ABSTRACT

During the Plio-Pleistocene transition, progressive cooling of the Earth and tectonic processes related to the Andean orogeny modified oceanic and climatic conditions in the Southeast Pacific. This would have generated changes in sea surface temperature, terrigenous input, and oceanic productivity in the Humboldt upwelling system. The present project aims to contribute with the characterization of the environmental and sedimentary conditions during the Plio-Pleistocene in the central-southern Peruvian continental margin (16° S), where there is currently an upwelling cell, through lithostratigraphic, granulometric, chemostratigraphic and isotopic analysis. Therefore, the processes of terrigenous input, marine productivity and oxygenation in the ocean floor were characterized through the analysis of Plio-Pleistocene sediments of the Caracoles Fm. at the Cerro Amarillo locality. These analyses suggest the existence of a high-energy shallow-marine environment with major aeolian influence, with slight facies variations, during the sedimentation of the Caracoles Fm. In addition, it is possible that remineralization processes and terrigenous input were different from those during the sedimentation of the Pisco Fm.

KEYWORDS:

PLIOCENE, PLEISTOCENE, TERRIGENOUS CONTRIBUTION, PISCO BASIN, OCEANOGRAPHY.

1. INTRODUCCIÓN

El Sistema de surgencia de la Corriente de Humboldt (SCH) frente a las costas del Perú-Chile es altamente productivo y se caracteriza por el afloramiento de aguas frías, ricas en nutrientes y deficientes en oxígeno, manteniendo una intensa zona mínima de oxígeno (ZMO) frente al margen continental de Perú-Chile. La presencia de la ZMO restringe la extensión de la zona fótica y la actividad biológica en los sedimentos del fondo oceánico. Gracias a ello, los sedimentos depositados por debajo de la influencia de olas están menos reabajados, preservando mejor las características del ambiente de depósito.

Durante el Plio-Pleistoceno (entre hace 5.3-1.5 Millones de años [Ma]), se dieron complejas interacciones y retroalimentaciones entre el clima, el océano y la tectónica Andina. Durante el Plioceno temprano, se generaron condiciones cálidas permanentes similares a las existentes durante las fases de eventos El Niño en el Pacífico suroriental, contrastando con condiciones progresivamente más frías durante el Pleistoceno (Haug et al. 2001; Molnar and Cane 2007; O’Dea et al. 2016; Raymo et al. 1992). Reconstrucciones de la temperatura superficial del mar (SST) del Pacífico suroriental, a partir del índice de insaturación de alquenonas en sedimentos profundos (ODP Site 1237; 3212 metros bajo el nivel del mar) muestran que a pesar de las temperaturas más cálidas (+2.9 °C) el afloramiento habría estado activo desde el Plioceno (Figura 1.1. Registro de la temperatura superficial del mar (SST) en la región del sudeste del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno, a partir del ODP Site 1237. Las áreas sombreadas hacen referencia a las unidades litoestratigráficas del margen sur de la cuenca Pisco Este. Nótese el enfriamiento gradual hacia el Pleistoceno. Modificado de Dekens et al. (2007).

) (Dekens et al. 2007; Ibaraki 1997; Zhang et al. 2014).

La Fm. Caracoles aflora en el margen sur de la cuenca Pisco Este (CPE; área de Sacaco) y contiene sedimentos depositados durante el Plio-Pleistoceno (2.7-1.8 Ma) (Figura 1.1. Registro de la temperatura superficial del mar (SST) en la región del sudeste del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno, a partir del ODP Site 1237. Las áreas sombreadas hacen referencia a las unidades litoestratigráficas del margen sur de la cuenca Pisco Este. Nótese el enfriamiento gradual hacia el Pleistoceno. Modificado de Dekens et al.(2007).

) (DeVries 2020; Ochoa et al. 2020). Esta unidad, inicialmente considerada como parte de la unidad estratigráfica infrayacente (i.e., Fm. Pisco), ha sido reconocida recientemente como una unidad litoestratigráfica independiente por sus características litoestratigráficas y malacológicas (DeVries 2020). No obstante, las condiciones ambientales de los ambientes sedimentarios y su relación con el desarrollo y establecimiento del actual SCH durante el Plio-Pleistoceno aún se desconocen.

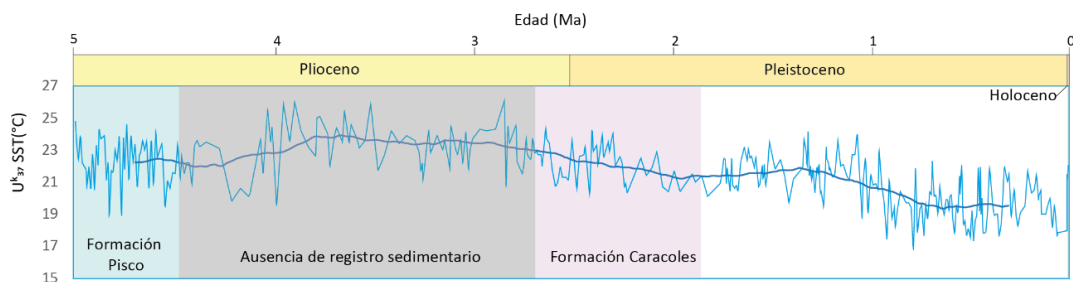


Figura 1.1. Registro de la temperatura superficial del mar (SST) en la región del sudeste del Pacífico durante el Plio-Pleistoceno, a partir del ODP Site 1237. Las áreas sombreadas hacen referencia a las unidades litoestratigráficas del margen sur de la cuenca Pisco Este. Nótese el enfriamiento gradual hacia el Pleistoceno. Modificado de Dekens et al.(2007).

Actualmente, una de las celdas permanentes del afloramiento costero se ubica cerca del lugar de depositación de la Fm. Caracoles (14°S). Asumiendo que, la posición de la celda no ha cambiado desde el Plioceno tardío (los últimos 3 Ma), el estudio integral de la Fm. Caracoles permitiría comprender la evolución de las condiciones oceanográficas y los procesos sedimentarios en el margen continental peruano en esta latitud durante el Plioceno tardío y, en consecuencia, contribuir con el conocimiento de la evolución de los ambientes costeros donde se desarrolla el actual SCH.

Este trabajo tiene como finalidad caracterizar en detalle los procesos sedimentarios existentes durante la depositación de la Fm. Caracoles, a través del análisis de las variaciones litológicas, granulométricas y mineralógicas de los sedimentos, junto con el análisis de la variabilidad de algunos indicadores geoquímicos (composición elemental, carbono orgánico total, isótopos estables de carbono y nitrógeno, entre otros). Este estudio permitirá caracterizar los medios de aporte terrígeno hacia la plataforma continental, así como el origen de la materia orgánica (MO) preservada en los sedimentos, considerando las condiciones que habrían afectado su concentración durante la sedimentación en el margen continental del Perú durante el Plioceno tardío.

2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

2.1. Marco teórico

2.1.1. Geoquímica elemental

En los últimos 70 años, la quimioestratigrafía elemental se ha usado para interpretar y correlacionar eventos de escala global o regional, tal como la evolución de las glaciaciones, el rol del vulcanismo en las extinciones en masa, la variación de la salinidad, las condiciones redox del océano y la atmósfera, proveniencia sedimentaria, entre otras aplicaciones (eg., Sial et al. 2019). A partir del análisis químico-elemental de los sedimentos se pueden caracterizar los procesos de productividad y condición redox del fondo marino, y evaluar el efecto de la variabilidad climática y la circulación oceánica sobre las cuencas sedimentarias (eg., Mir et al. 2022). Así mismo, los análisis elementales han demostrado ser útiles para definir si el aporte de material terrígeno hacia cuencas oceánicas proviene del transporte eólico o la escorrentía, permitiendo caracterizar los agentes sedimentarios y la influencia de procesos climáticos sobre éstos (Calvert and Pedersen 2007).

El contenido porcentual de un elemento en una muestra de sedimento depende de la proporción relativa de las fases constituyentes, las cuales pueden provenir del continente, del suelo marino o de la columna de agua. Los procesos físicos y químicos que ocurren durante el transporte, la depositación y acumulación de los sedimentos (procesos post-depositacionales) también afectan la composición elemental de la roca. Por tanto, para hacer un análisis adecuado de las

concentraciones de elementos se debe descartar un enriquecimiento o agotamiento relativo. Para ello, las concentraciones de elementos se deben evaluar en relación con una referencia que comúnmente es la roca de la corteza promedio (Tribovillard et al. 2006). Para depósitos de origen sedimentario, se suele usar como referencia el aluminio (Al), el cual es un indicador de la fracción aluminio-silicato de los sedimentos, es abundante, tiene muy poca inestabilidad química evitando su transformación o movilización durante la diagénesis (Böning et al. 2004), manteniéndose (casi) constante en las rocas (Calvert and Pedersen 1993).

Para hacer un análisis adecuado de las concentraciones de elementos se debe descartar un enriquecimiento o agotamiento relativo. Para ello, las concentraciones de elementos se deben evaluar en relación con una referencia que comúnmente es la roca de la corteza promedio (Tribovillard et al. 2006). Para depósitos de origen sedimentario, se suele usar como referencia el Al el cual es un indicador de la fracción aluminio-silicato de los sedimentos, con muy poca habilidad para moverse durante la diagénesis (Böning et al. 2004), además, se mantiene constante en las rocas (Calvert and Pedersen 1993).

Por consiguiente, el Al se usó para normalizar la información geoquímica, realizar comparaciones entre diferentes unidades y ver cambios químicos proporcionales entre muestras. En este trabajo, se utilizaron las siguientes proporciones: Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al, P/Al, Si/Al, Ca/Al.

2.1.1.1. Proporción Ti/Al

El titanio (Ti) es un elemento que forma parte de minerales pesados, como el rutilo y la ilmenita, que se forman mucho más antes que los minerales compuestos por Al (Cheng et al. 2013). Bertrand et al. (2012) señaló que se puede usar la proporción Ti/Al en la reconstrucción paleoclimática relacionada a los cambios en la energía de descarga fluvial de los sedimentos, por consiguiente, como un indicador de aporte terrígeno. Cabe señalar que, el Ti y otros elementos como el zirconio (Zr), al estar asociados con minerales pesados, presentan un tamaño de grano que varía entre los del limo de grano grueso a las arenas de grano fino (Rydberg et al. 2016), a diferencia del rubidio (Rb), que es un elemento asociado a los minerales de arcilla y micas, ya que presenta un tamaño de grano que varía entre los de la arcilla a limo de grano fino (Rydberg et al. 2016), sin embargo, Wang et al. (2021) sugiere que este elemento puede presentar concentraciones similares en las arenas. Por tanto, así como con el Ti, también se puede utilizar la abundancia de los elementos asociados con sedimentos detríticos para hacer inferencia sobre el aporte de sedimento terrígeno a una cuenca, aunque los elementos varían, los principales son: Al, potasio (K) y Zr. Cabe señalar que, el Ti es inerte ante los procesos diagenéticos (Richter et al. 2006).

Chen et al. (2013) señalaron que la proporción Ti/Al, en ausencia de aportes eólicos, puede ser usada como indicador de los cambios en la proximidad a las fuentes de sedimento detrítico y a la variación en el nivel relativo del mar en periodos en los

que los sedimentos llegan a la cuenca por el arrastre de la descarga de los ríos, cuyos caudales crecen por el aumento de las lluvias. Además, también indicaron que encontraron tendencias semejantes en los perfiles de nivel del mar basados en los perfiles de ^{18}O bentónico y la proporción Ti/Al de los núcleos sedimentarios extraídos al sur del mar de China y del mar de Japón; encontrándose menores valores de Ti/Al en los sedimentos en los periodos interglaciales y mayores valores de Ti/Al en los sedimentos en los periodos glaciales tras el incremento en el aporte de sedimento de origen continental a la cuenca.

2.1.1.2. Proporción Rb/Al

A diferencia del Ti, que es un elemento ligado a minerales pesados en sedimentos de grano grueso, la abundancia de rubidio (Rb) en las rocas sedimentarias se relaciona con la meteorización de los sedimentos, ya que el Rb suele estar asociados con minerales terrígenos de grano fino y baja densidad, tal como los minerales de arcilla (Calvert & Pedersen 2007). El Rb no se presenta en la naturaleza en una forma nativa, a menudo dada la gran afinidad que existe con el K, lo substituye en minerales como micas (moscovita), feldespatos potásicos (microclinas y ortoclasas), y minerales de arcilla (illita y montmorillonita) (Reine et al. 2023). Al estar concentrado en los sedimentos con un tamaño de grano equivalente al de las arcillas, el Rb puede substituir otros elementos, por lo que es sensible al grado de meteorización de los feldespatos, permitiendo la removilización de elementos (Dinelli et al. 2007). Por lo anterior, las proporciones de ratios Rb/Al y K/Al se han usado como indicador de aporte terrígeno de grano fino (Yin et al. 2022).

Asimismo, Atar et al. (2019) indicaron que estas pueden ser usadas para inferir cambios en las condiciones climáticas y procesos de aporte terrígeno en las márgenes continentales.

2.1.1.3. Proporción Zr/Al

Del mismo modo que con el Ti, el Zr es un elemento que suele formar parte de los minerales pesados, como el zircón (Yin et al. 2022). La disminución de la concentración del Zr en un ambiente costero podría sugerir la existencia de un ciclo transgresivo dado que indicaría que la fuente de los sedimentos detríticos se estaría alejando de la cuenca, mientras que el incremento de la concentración del Zr en un ambiente costero podría sugerir la existencia de un ciclo regresivo, sugiriendo que la fuente de sedimentos detríticos se estaría acercando hacia la cuenca (Coleman et al. 2018). Cambios locales en la sedimentación suelen correlacionar con los cambios en las concentraciones de los sedimentos detríticos, tal como el Zr que se puede usar como un indicador de aporte terrígeno continental (Pearce and Jarvis 1999).

Por otra parte, se puede usar la proporción Zr/Al como un indicador de la influencia de actividades de corriente en el retrabajo de los sedimentos (Böning et al. 2004) y también se puede usar en conjunto con Si/Al para indicar los cambios en la abundancia del aporte de sedimento de grano grueso, dado que el Si/Al se usa como un indicador en la abundancia de los limos en relación con las arcillas (LaGrange et al. 2020). Una correlación positiva entre el Zr y Si indicaría una contribución

terrígena de silicio, que podría darse en la forma de sedimentos; y una correlación negativa una contribución biogénica o marina (Yin et al. 2022). Del mismo modo, Ratcliffe et al. (2004) y Dinelli et al. (2007) señalaron que el incremento en los valores del Zr/Al se puede deber al incremento en la proporción de la abundancia de limos respecto a los minerales de arcilla.

2.1.1.4. Proporción P/Al

El fósforo (P) presenta una abundancia promedio en la corteza terrestre del 0.01% y suele estar presente en la mayoría de los sedimentos marinos y rocas sedimentarias (Mckenzie et al. 1993, Trappe 1998). El aporte de P a los sedimentos se da en la forma de biodetritos (gránulos fecales, restos de plancton y restos de peces) de aguas superficiales con altos niveles de productividad (p. ej., Müller and Suess 1979; Suess, 1981), aunque la principal fuente de P es la MO del fitoplancton que alcanza la interfaz agua-sedimento. El fósforo se remineraliza preferentemente en relación con el carbono orgánico total (COT) en los biodetritos que se depositan a través de la columna de agua (Müller and Suess 1979), lo que da como resultado un aumento de las relaciones COT/P. En el margen sur peruano, los sedimentos presentan relaciones altas (106:0.23) de COT/P (Müller and Suess 1979), lo que sugiere una remineralización continua del P dentro de los sedimentos. En condiciones anóxicas, el P se libera como iones fosfato (PO_4^{-3}) a causa de la descomposición de la MO por la acción bacteriana bajo la interfaz sedimento-agua (Tribovillard et al. 2006), aunque también puede precipitar y quedar atrapado dentro del sedimento (p. ej., Span et al. 1992; Louchouart et al. 1997; Kidder et al. 2003).

No obstante, se ha estimado que sólo el 1% del P orgánico escapa del ciclo y queda atrapado en sedimentos y rocas sedimentarias (Benitez-Nelson 2000). El ciclo del P, a gran escala, puede ser usado para explicar períodos inusuales de intensa productividad en condiciones anóxicas del agua del fondo, propensas a la regeneración del P (p. ej., Föllmi 1996; Kim et al. 1999; Benítez-Nelson 2000; Murphy et al. 2000a, b; Hoppie and Garrison 2001). No obstante, en esta situación se puede desarrollar una alta productividad en las aguas superficiales sin que los sedimentos registren ningún enriquecimiento en P.

En ciertas condiciones, el P liberado, puede alcanzar concentraciones relativamente altas, de modo que, las fases autigénicas pueden precipitar. La precipitación autigénica está condicionada por la alcalinidad, el pH, el Eh y la actividad bacteriana (Reimers et al. 1996; Benítez-Nelson 2000). Las principales fases autigénicas o minerales formados pertenecen a la familia de las apatitas. Por ejemplo, el mineral carbonato-fluorapatita llamado francolita. La francolita puede precipitar rápidamente, reemplazando a un mineral en formación o lentamente, reemplazando a la calcita (Jarvis et al. 1994; Trappe 1998; Piper and Perkins 2004). La concentración debe ser lo suficientemente alta como para soportar la sobresaturación de francolita. Este enriquecimiento puede resultar de un alto suministro de MO en ambientes marinos altamente productivos, como áreas de afloramiento, no obstante, una alta productividad no siempre es un requisito previo. En zonas de baja productividad en los océanos, a menudo, se considera que el enriquecimiento de P puede efectuarse a través del ciclo redox del hierro, a través del proceso de adsorción de P sobre recubrimientos de oxihidróxidos de hierro y

coprecipitación Fe-P (Jarvis et al. 1994; Piper and Perkins 2004). Por otra parte, el Mn también puede participar en el enriquecimiento con P (Wang and Van Cappellen 1996). Por lo que no se puede establecer una relación directa entre la abundancia de P y un flujo elevado de MO, dado que el P puede alcanzar concentraciones elevadas, incluso en ausencia de condiciones de alta productividad del agua superficial.

En consecuencia, P no es un indicador redox o de productividad confiable para reconstrucciones a pequeña escala. Sin embargo, como la pérdida/retención de P del sedimento está estrechamente relacionada con las condiciones redox, la distribución de P puede ser útil para los presupuestos paleoredox globales (Ingall et al. 1993). Por ejemplo, Algeo and Ingall (2007) elaboraron una curva de variación de pO_2 atmosférica a lo largo del Fanerozoico. En resumen, el grado en que el P orgánico remineralizado se retiene como fracción reactiva en los sedimentos depende, entre otros procesos, de las condiciones redox del sistema de depósito. En entornos con aguas de fondo al menos intermitentemente óxicas, el ciclo redox del Fe dentro del sedimento limita el flujo de difusión de P remineralizado a la columna de agua suprayacente. Los oxihidróxidos de Fe que eliminan el fosfato de las aguas de los poros del sedimento se precipitan por encima de la interfaz óxica/anóxica y se disuelven debajo de él, lo que lleva a la retención de P durante un período suficiente para permitir el crecimiento lento de las fases de fosfato autigénico (Algeo and Ingall 2007).

2.1.1.5. Proporción Si/Al

La sílice en los estratos suele provenir de fuentes autigénicas, como de los minerales de arcilla, aunque también fuentes terrígenas, hidrotermales y biogénicas (Yin et al. 2022). Los aluminosilicatos presentan distintos grados de meteorización, lo que hace que los feldespatos se conviertan en minerales de arcilla meteorizados. La meteorización química de los silicatos libera Si y K al agua, a diferencia del Al que permanece en una fase sólida. En consecuencia, la meteorización de rocas silicatadas determina los cambios en la proporción de Si/Al (López et al. 2006). Por consiguiente, se puede utilizar la proporción Si/Al para inferir las variaciones en el tamaño de grano, siempre y cuando se confirme que el Si presente en el intervalo sea principalmente detrítico. Dado el caso, las variaciones en la proporción Si/Al pueden reflejar las variaciones en la proporción del contenido de limos respecto al contenido de arcilla (Ratcliffe and Wright 2012; Lagrange et al. 2020). Del mismo modo, Craigie et al. (2015) señalaron que la proporción Si/Al brinda información sobre la proporción de cuarzo detrítico con respecto a los minerales de arcilla compuestos por aluminio. López et al. (2006) añadieron que un incremento del Si/Al puede estar relacionado a un mayor aporte de cuarzo, que podría estar relacionado con mayores aportes eólicos, lo que implica una mayor energía de transporte.

No obstante, dado que el Si está asociado a diferentes minerales la variación en el tiempo de la concentración de este elemento en sí mismo no aporta mucha

información, a menos que una elevada proporción de Si/Al este acompañada de bajas concentraciones de elementos indicadores de aporte terrígeno, como Ti, Zr o K, lo que sugiere la presencia de cuarzo biogénico que podría estar asociado a una mayor abundancia de microorganismos (Coleman et al. 2018; Yin et al. 2022).

2.1.1.6. Proporción Ca/Al

El Ca está asociado con los minerales carbonatados: calcita, aragonita y dolomita, aunque es posible que pueda ser transportado durante la diagénesis, su asociación con otros minerales puede otorgar información útil (Tribovillard et al. 2006). Cuando el Ca presenta altas concentraciones en comparación con las de elementos terrígenos como Ti o Zr, se tiene un escenario de la formación de depósitos de carbonatos en ciclos regresivos (Coleman et al. 2018). No obstante, cuando el Ca y los elementos terrígenos presentan altas concentraciones en un mismo tiempo puede indicar bioturbación (Coleman et al. 2018). Por otra parte, López et al. (2006) indicaron que la proporción Ca/Al se relaciona principalmente con la mineralización del agua, ya que un contenido de Al en las aguas indicaría una mayor disolución de los materiales que componen la arcilla, lo que elevaría los valores de conductividad del agua, presentando una mayor asociación con los valores de Ca/Al.

2.1.2. Geoquímica isotópica

2.1.2.1. $\delta^{13}\text{C}$

La composición isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) es una medida de la proporción de los isótopos estables ^{13}C : ^{12}C . Esta notación toma como referencia un valor estándar en relación con Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB). Esta proporción es útil para distinguir entre las fuentes de MO terrestre y marina que se encuentran entre los sedimentos. El $\delta^{13}\text{C}$ refleja la composición isotópica de la fuente de carbono y el fraccionamiento entre ^{12}C y ^{13}C durante la fotosíntesis (Hayes 1993). Las plantas vasculares, con rutas metabólicas C3 y C4, fijan preferentemente el isótopo de menor masa (^{12}C) del dióxido de carbono atmosférico ($\delta^{13}\text{C} \approx -7\text{‰}$). El de $\delta^{13}\text{C}$ suelen presentar valores promedio que varían entre -27‰ (C3) y -14‰ (C4) (Galman et al. 2009). Las algas marinas usan el bicarbonato disuelto ($\delta^{13}\text{C} \approx 0\text{‰}$). Por otra parte, el rango de valores de la MO marina oscila entre -20‰ y -22‰ . Esta composición es afectada por la productividad primaria, la vegetación, la acumulación de C orgánico y la disponibilidad de C inorgánico disuelto en un periodo de tiempo geológico (Schidlowski 1988). Por tanto, se ha usado la diferencia típica de $\sim 7\text{‰}$ entre la MO de productores primarios marinos y plantas terrestres para distinguir entre las fuentes y distribuciones de MO en los sedimentos oceánicos costeros (Rommerskirchen et al. 2003).

Este isótopo también puede revelar información sobre los cambios en la disponibilidad de nutrientes y la productividad a una escala decadal. Además, el

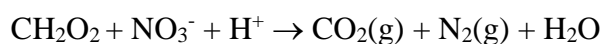
valor que alcance depende del tipo de vegetación de la cual provenga. Galman et al. (2009) señalaron que se deben considerar los efectos de la diagénesis en la interfaz agua-sedimento. Los sedimentos consisten en una mezcla de MO de varias fuentes que presentan distintos valores de $\delta^{13}\text{C}$ y diferentes comportamientos frente a la degradación, lo que puede explicar el fraccionamiento diagenético de ^{13}C (Galman et al. 2009). Por ejemplo, las proteínas y carbohidratos, que presentan un mayor contenido en ^{13}C a comparación del tejido de las plantas, se degradan más fácilmente. Por lo tanto, una pérdida selectiva de las proteínas y carbohidratos por degradación de los microbios conllevaría a una disminución en $\delta^{13}\text{C}$ (Harvey et al. 1995 en Galman et al. 2009). Por tanto, la diagénesis es un factor por considerar en el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ (Galman et al. 2009).

2.1.2.2. $\delta^{15}\text{N}$

El ^{15}N es un isótopo estable del nitrógeno (N), que es un elemento muy abundante en el océano y forma parte de los nutrientes que requieren los microorganismos. Cuando los organismos asimilan el N, el contenido de ^{15}N presente en las aguas superficiales deja una huella en la MO de estos, que eventualmente es depositada entre los sedimentos (Robinson et al. 2012). Además, existen procesos que causan el aumento de la concentración de N de las masas de agua, tal como la remineralización de la MO, lo que contribuye al aumento de los valores de $\delta^{15}\text{N}$ (Galbraith et al. 2008) o la desnitrificación de la columna de agua, que está asociada a la señal isotópica (Robinson et al. 2012; Gutiérrez et al. 2009). El aporte terrígeno

también influye en los valores de $\delta^{15}\text{N}$, debido de la adsorción de iones de amonio en los minerales de arcilla que alteran la señal isotópica (Robinson et al. 2012).

Tanto la concentración del N como del $\delta^{15}\text{N}$ pueden ser usados para indicar los cambios en el origen del N que forma parte de la MO y para explicar los procesos de oxido-reducción durante la sedimentación y la asimilación de nitrato por parte del fitoplancton (Altabet 2007; De Pol-Holz et al. 2007). En aguas con bajos niveles de oxígeno, tal como en la ZMO de las aguas frente a las costas de Pisco, el nitrato es usado como un dador de electrones para la respiración durante la degradación de la MO (Gutiérrez et al. 2009; Libes 2009), siguiendo la ecuación:



Por lo tanto, el nitrato remanente enriquecido en nitrógeno ^{15}N se eleva hasta la zona eutrófica y es usado por el fitoplancton, que después de su ciclo de vida, se hunde en la columna de agua y se deposita entre los sedimentos (Altabet and Francois 1994; Salvattecchi et al. 2016). No obstante, la señal de $\delta^{15}\text{N}$ en sedimentos recientes del margen peruano y registros históricos correspondientes a los últimos 200 años es consistente con los indicadores de oxigenación y productividad, lo que sugiere que valores altos de $\delta^{15}\text{N}$ suelen estar asociados a procesos de desnitrificación en la columna de agua (Robinson et al. 2012).

2.1.2.3. COT

La concentración de carbono orgánico total (COT) puede ser utilizada como un indicador de la abundancia de la MO preservada en los sedimentos. El COT refleja la MO remanente de los procesos de remineralización microbológica y los procesos

redox en los sedimentos, en los que la MO es el electrón dador y una variedad de substratos son electrones aceptores (Libes 2009; Rullkötter 2010). La preservación, acumulación y concentración de la MO sedimentaria depende de diversos factores, entre los que se encuentran: el nivel de productividad primaria, profundidad del suelo marino, los niveles de oxígeno disuelto en la columna de agua y en la capa superior del sedimento, el tamaño de las partículas que sedimentan, la adsorción de la MO a las superficies de minerales y el grado de porosidad del sedimento (Rullkötter 2010).

En las zonas oceánicas, se encontraron altos contenidos de MO en los sedimentos de la ZMO, esto ocurre debido a la escasez de oxígeno, lo que permite una mejor conservación de la MO; mientras que por debajo y encima de la ZMO se obtuvieron menores valores de COT (Boning et al. 2004), que estarían relacionados a un suministro reducido de MO debido a una columna de agua más profunda y/o una exportación preferencial de MO hacia los polos con la corriente subterránea (Reimers and Suess, 1983). La anoxia puede ser provocada por una intensa degradación de la MO, por una renovación restringida de la masa de agua o incluso por un estancamiento (Tribovillard et al. 2004).

Por otra parte, en las zonas costeras, se espera que el flujo de COT sea elevado en sitios cercanos a la costa (Reimers and Duess 1983), ya que una tasa de hundimiento elevada y una profundidad poco profunda inhiben la disolución de partículas biológicas en la columna de agua y el COT puede quedar enterrado rápidamente y

así evitar la descomposición aeróbica (Canfield 1994). Sin embargo, los valores de COT para los sedimentos depositados encima de la ZMO son bastante bajos, lo que puede explicarse por la dilución clásica y/o la descomposición anaeróbica de la MO por procesos de reducción microbiana de sulfatos (Boning et al. 2004). No obstante, puede prevalecer una preservación reducida debido a niveles más altos de oxígeno en las aguas del fondo (Reinhardt et al. 2002), velocidades de corriente más fuertes y bioturbación que impulsan el retrabajo de los sedimentos.

2.1.3. Granulometría

2.1.3.1. Análisis granulométrico

Los sedimentos son materiales no consolidados que se generan durante los procesos de meteorización que experimentan las rocas ante las condiciones ambientales. El material erosionable debe requerir suficiente humedad para ser meteorizado y estar expuesto a un subsiguiente secado y pérdida de vegetación (Jickells et al. 2005). El material meteorizado puede ser transportado por el agua, el viento o el hielo glacial hasta los lugares de depositación donde la energía del medio de transporte disminuye (Tarbuck y Lutgens 2005). Al ser transportados, los sedimentos de origen eólico aportan nutrientes a sistemas ecológicos marinos y terrestres (Harrison et al. 2001).

Clemens (1998) y McGee et al. (2010) hicieron dos observaciones fundamentales con respecto a los sedimentos transportados por el viento: (1) el flujo eólico y el tamaño de grano son independientes, (2) el flujo eólico está relacionado con la

aridez, la intensidad del viento y la cobertura vegetal. En relación con el tamaño de grano, se suele utilizar la relación entre el tamaño de las partículas de sedimento con la velocidad del agente de transporte, esta relación fue propuesta por Hjulström (1930), y se representa gráficamente como la curva de Hjulström (Figura 2.1.).

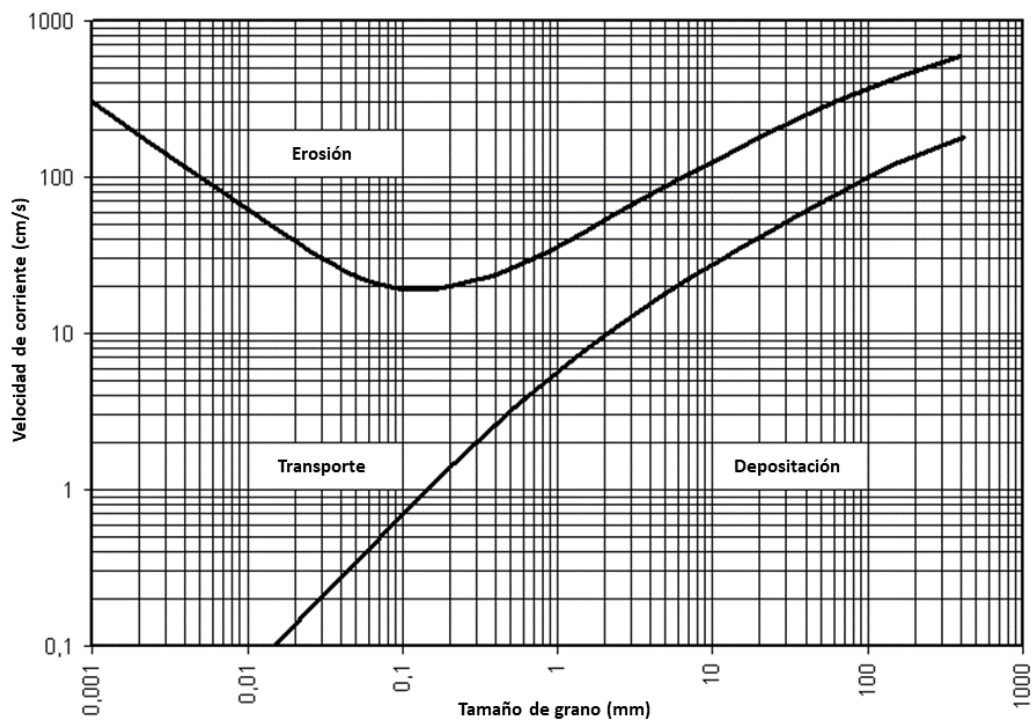


Figura 2.1. Diagrama de Hjulström

En el diagrama de Hjulström se observa que los sedimentos de acuerdo con el tamaño de grano y a la velocidad de las corrientes o la energía del medio pueden experimentar erosión, transporte o deposición. Lo que hace necesario conocer las variaciones en estos dos parámetros para establecer el efecto del medio de transporte en los sedimentos. En las márgenes continentales, hay una mayor

proporción de sedimentos terrígenos de grano grueso, cuyo origen principal es la descarga de los ríos. Por otra parte, a una mayor distancia de la línea de costa, en dirección hacia la parte central de las cuencas, hay una mayor acumulación de sedimentos de grano fino. Esta variabilidad horizontal en el tamaño de grano también se observa de forma vertical. La variación granodecreciente de los sedimentos depositados indican una disminución en la energía de depositación.

Para conocer el origen o proveniencia de los sedimentos se realizan ensayos granulométricos, a partir de los cuales se obtiene la distribución del tamaño de grano de las muestras. El uso de este parámetro se basa en que el diámetro de las partículas presentes en la plataforma continental, varía de acuerdo a su procedencia, siendo mayor cuando es transportado por un agente eólico y menor cuando es transportado por un agente fluvial (Weltje and Prins, 2003). En los últimos años, se han elaborado reconstrucciones del aporte terrígeno hacia el margen continental peruano que abarcan los últimos milenios, que indican una intensificación en la velocidad de los vientos, permitiendo el transporte en suspensión de partículas gruesas, lo que resulta en una mayor abundancia de los sedimentos de mayor tamaño. Por otra parte, la abundancia relativa de partículas fluviales, refleja el exceso de precipitación estacional (Briceño-Zuluaga et al. 2016; Saukel et al. 2011, Yseki et al. 2022). Por consiguiente, el análisis de las características litológicas y la identificación de estructuras sedimentarias permiten hacer inferencias sobre los ambientes sedimentarios durante la depositación de los sedimentos en el periodo de tiempo correspondiente.

2.1.3.2. Parámetros granulométricos

Los principales parámetros utilizados en el análisis granulométrico consisten en la media del tamaño de grano, la desviación estándar, la asimetría y la curtosis. El tamaño de grano es un aspecto fundamental de los sedimentos siliciclásticos, suele ser utilizado para inferir procesos depositacionales, condiciones hidrodinámicas y ambientes sedimentarios (Baiyegunhi et al. 2017). Con frecuencia, el tamaño de grano suele ser medido usando la escala de clasificación de Udden-Wentworth en la que se hace una conversión del tamaño de grano (en milímetros) a una escala PHI que consiste en un logaritmo negativa escalado en base 2 (Udden 1914).

Tabla 2.1. Terminología verbal correspondiente a los valores de la desviación estándar del tamaño de grano en el análisis granulométrico (Folk 1974).

Desviación estándar del tamaño de grano (PHI)	Grado de selección
< 0.35	Muy buena
0.35 – 0.50	Buena
0.50 – 0.70	Moderadamente buena
0.70 – 1.00	Moderada
1.00 – 2.00	Pobre
2.00 – 4.00	Muy pobre
> 4.00	Extremadamente pobre

Tabla 2.2. Terminología verbal correspondiente a los valores de la asimetría calculada en el análisis granulométrico (Folk 1974).

Asimetría calculada	Asimetría
> + 0.30	Muy positiva
+ 0.30 a 0.10	Positiva
+ 0.10 a - 0.10	Casi simétrica
- 0.10 a - 0.30	Negativa
< - 0.30	Muy negativa

Tabla 2.3. Terminología verbal correspondiente a los valores de la curtosis calculada en el análisis granulométrico (Folk 1974).

Curtosis calculada	Curtosis
> + 0.30	Muy positiva
+ 0.30 a 0.10	Positiva
+ 0.10 a - 0.10	Casi simétrica
- 0.10 a - 0.30	Negativa
< - 0.30	Muy negativa

De acuerdo con Udden (1914), la media del tamaño de grano comprende el promedio aritmético del tamaño de todas las partículas en una muestra, además indica la tendencia central de la distribución del tamaño de grano; la desviación estándar es una medida de un intervalo de tamaños de grano presentes y mide el grado de dispersión en torno a la media del tamaño de grano; la asimetría es una medida del grado de simetría de la distribución del tamaño de grano, mientras el valor de la asimetría se acerque más a cero, hay una mayor simetría; la curtosis es una medida de la frecuencia del tamaño de grano y se compara con la desviación del tamaño de grano. Folk (1974) propuso intervalos para la clasificación de estos parámetros que se pueden observar en las **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, Tabla 2.2 y Tabla 2.3., que se relacionan con la desviación estándar, asimetría y curtosis, respectivamente.

Por otra parte, existen herramientas adicionales como los diagramas de dispersión bivariados (Baiyegunhi et al. 2017), que se emplean para discriminar entre ambientes depositacionales en base a las variaciones texturales de los sedimentos y la función lineal discriminante de Sahu (Sahu 1962) que es usada para distinguir variaciones de la energía antes o durante la depositación que suelen tener una buena correlación con los procesos y ambientes sedimentarios. Las funciones lineales discriminantes fueron propuestas por Sahu (1962) y consisten en Y_1 para discriminar entre ambientes de agua agitada y playa, Y_2 para discriminar entre ambientes de playa y marino somero, Y_3 para discriminar entre ambiente marino somero y deltaico o lacustre, y, por último, Y_4 para discriminar entre ambiente deltaico o de turbiditas. Las ecuaciones son las siguientes:

$$Y_1 = -3.5688M + 3.7016r^2 - 2.0766SK + 3.1135KG$$

$$Y_2 = 15.6534M + 65.7091r^2 - 18.1071SK + 18.5043KG$$

$$Y_3 = 0.2852M - 8.7604r^2 - 4.8932SK + 0.0482KG$$

$$Y_4 = 0.7215M - 0.4030r^2 - 6.7322SK + 5.2927KG$$

En las que M , r , SK y KG son abreviaturas de la media del tamaño de grano, desviación estándar, asimetría y curtosis, respectivamente.

De acuerdo con Sahu (1962), en la primera ecuación si el valor de Y_1 es menor que -2.7411 el ambiente corresponde a aguas someras agitadas, y si es mayor que -

2.7411 el ambiente corresponde a una playa. En la segunda ecuación si el valor de Y_2 es menor que -63.3650 el ambiente corresponde a una playa, y si es mayor que -63.3650 el ambiente es marino somero. En la tercera ecuación si el valor de Y_3 es mayor que -7.4190 el ambiente es marino somero, y si es menor que -7.4190 el ambiente es deltaico o lacustre. Por último, en la cuarta ecuación si el valor de Y_4 es menor que 9.8433 el ambiente corresponde a una depositación de corrientes de turbidez y si es mayor que 9.8433 indica un ambiente deltaico.

2.1.4. Cuenca Pisco Este

La cuenca de antearco Pisco Este (CPE) se ubica entre las latitudes 12°30' a 15°45'S y las longitudes 74°30' a 77°30' O. Geodinámicamente, se sitúa en el límite oeste activo de la Placa Sudamericana, que es subducida de forma sub-horizontal por la Placa de Nazca (incluyendo la dorsal asísmica de Nazca) (Espurt et al. 2008; Gutscher et al. 2000). La CPE está limitada por tres altos estructurales que presentan direcciones paralelas a la costa (orientación NO-SE). El alto estructural central, conocido como la Cordillera de la Costa, divide el margen continental en dos cuencas sedimentarias: Pisco Oeste y Pisco Este, ubicadas en la parte superior del talud continental y en la plataforma externa, respectivamente (Figura 2.2.) (Dunbar et al. 1990; León et al. 2008; Romero et al. 2013; Thornburg and Kulm 1981). La CPE, expuesta en continente, es paralela a la cuenca Pisco Oeste, que se encuentra sumergida. Estructuralmente, la CPE está compuesta por varias familias de fallas de tipo normal e inversa. Además, comprende fallas reactivadas con componentes extensionales y bloques rotados, en su mayoría con dirección NO-SE y otras

familias de fallas con dirección NE-SO (Peña et al. 2013; Rustichelli et al. 2016). En sí, todas estas fallas están relacionadas con la formación de grábenes, semi-grábenes y estructuras de inversión tectónica (Peña et al. 2013) y considerando la influencia estructural de la dorsal de Nazca desde el Mioceno (11.2 Ma) (Von Huene et al. 1996), se afirma que estas han generado deformación del relleno sedimentario a lo largo del margen costero peruano desde los 11°S hasta los 15°S (Von Huene et al. 1996).

La CPE presenta, por lo menos, dos depocentros sedimentarios, que incluyen los valles de los ríos Pisco, Grande, Ica y Nazca al norte y la sub-cuenca de Sacaco al sur (Figura 2.2.). Hasta la fecha, la Fm. Caracoles sólo ha sido reportada en el área de Sacaco en el margen sur de la CPE, por lo que el enfoque de este proyecto se centra en el estudio de los sedimentos en la zona de Sacaco. De manera general, la depositación de las secuencias sedimentarias de la CPE son la evidencia de la ocurrencia de al menos tres grandes ciclos de transgresiones y regresiones de escala regional durante los últimos 50 Ma (Dunbar et al. 1990; León et al. 2008).

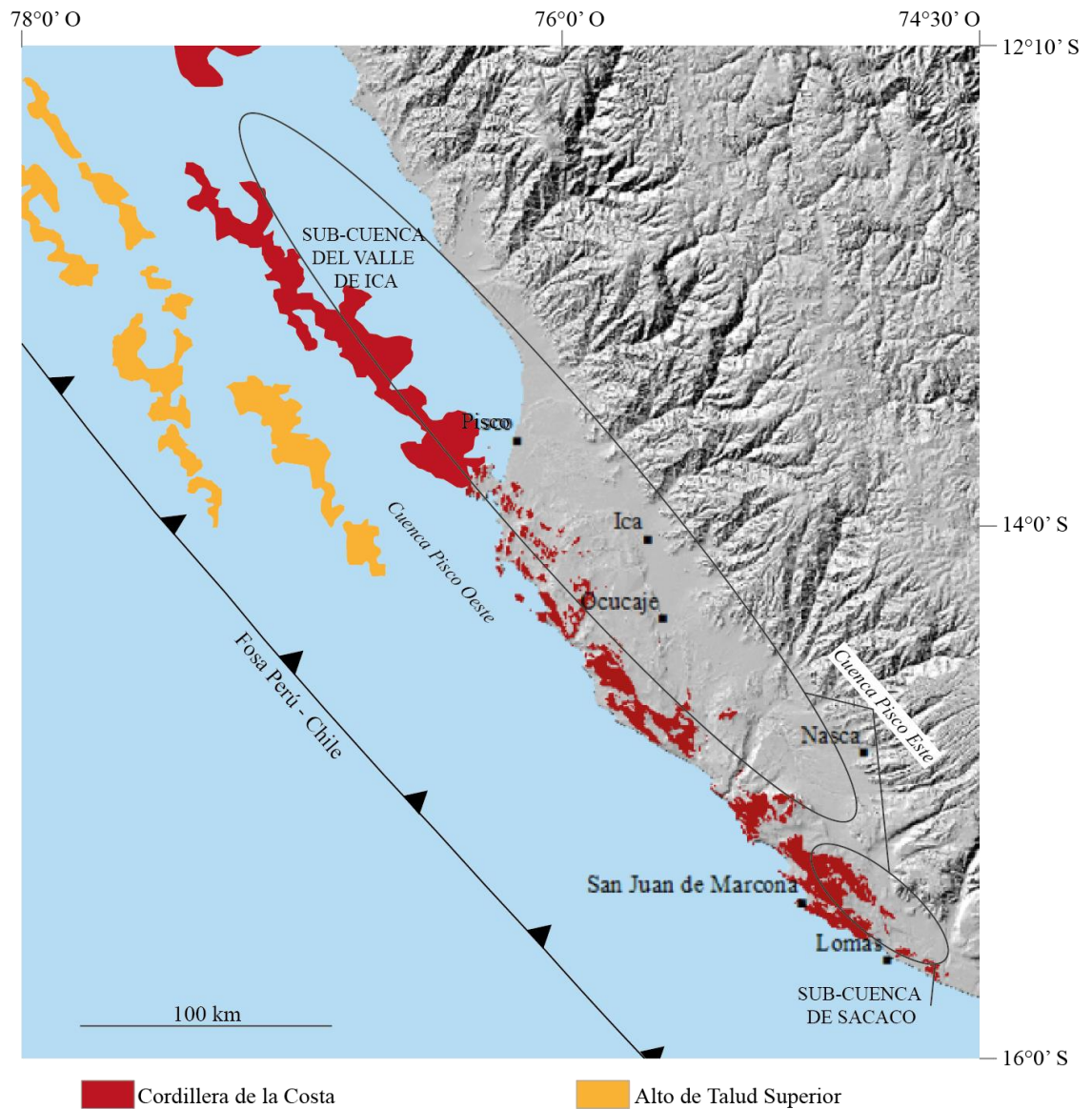


Figura 2.2. Ubicación de la Cuenca Pisco Este (CPE) y Oeste. La CPE incluye, entre otras, las sub-cuencas del Valle de Ica (norte) y de Sacaco (sur). La Fm. Caracoles, unidad litoestratigráfica de estudio de este proyecto, está preservada y aflora exclusivamente en la sub-cuenca de Sacaco. Mapa modificado de Thornburg and Kulm (1981).

El final de cada uno de estos ciclos se evidencia por la ocurrencia de inconformidades estratigráficas angulares de inclinaciones suaves, de aproximadamente 20° (Dávila 1989; Viveen and Schlunegger 2018). Las unidades

estratigráficas, correspondientes a los últimos ca. 10 Ma, que afloran en la sub-cuenca de Sacaco comprenden las formaciones Pisco, Caracoles y Pongo (Figura 2.3.) (DeVries 2020; Muizon and Bellon 1986; Muizon and DeVries 1985; Ochoa et al. 2020).

2.1.4.1. Formación Pisco

El proceso de depositación de esta secuencia sedimentaria empezó en el Mioceno medio y se extendió hasta el Plioceno temprano (14.8 – 3 Ma), siendo 14.8 Ma la edad del registro más antiguo identificado en toda la CPE (Bosio et al. 2020; Bosio et al. 2019, Solis 2018) y 4.5 Ma, el registro más reciente en la sub-cuenca de Sacaco (Ochoa et al. 2021). No obstante, en las cercanías del valle del río Pisco se han reportado edades de hasta 2.8 Ma (Marty 1989; Solis 2018). La Fm. Pisco es reconocida por la excelente preservación de diversos fósiles, que comprenden cetáceos, perezosos acuáticos, tiburones, focas, entre otros (Bianucci et al. 2016; Di Celma et al. 2017; Esperante et al. 2015; Lambert et al. 2017; Muizon and DeVries 1985). La Fm. Pisco presenta un espesor variable (200 a 1000 m) a lo largo de toda la cuenca (Lambert et al. 2017; León et al. 2008), una litología variada, incluyendo múltiples cambios laterales de facies, en las que se identificaron areniscas, limolitas, conglomerados bioclásticos, limolitas y areniscas tobáceas; horizontes de ceniza volcánica, limolitas diatomáceas, diatomitas, cherts, fosforitas y dolomitas (Dunbar et al. 1990; León et al. 2008). En base a estudios recientes, desarrollados en el margen occidental del río Ica, se ha propuesto la división de la Fm. Pisco en tres alo-secuencias depositacionales granodecrecientes (i.e., P0, P1 y P2), limitadas

por superficies de inconformidad (Di Celma et al. 2017). En los sedimentos de esta formación se ha encontrado evidencia de la acción de las corrientes marinas y el re-trabajo por la acción de las olas. Por tanto, el medio depositacional ha sido asociado a ambientes de plataforma somera a profunda, del tipo bahía semi-cerrada o abierta afectada por la acción de olas, mareas y el afloramiento costero (Dunbar et al. 1990; Esperante et al. 2015; Marocco and Muizon 1988; Muizon and DeVries 1985).

El registro de valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Mioceno tardío sugirió la existencia de una conexión entre los mares de la sub-cuenca Sacaco y el océano Pacífico (Ochoa et al. 2021). Se encontraron fósiles de especies endémicas en los sedimentos marinos del Mioceno, entre los principales se encuentran: *Piscogavialis*, *Sacacosuchus* y *Odobenocetops*, entre otros (Ochoa et al. 2021). La presencia de *Piscogavialis* y *Sacacosuchus*, dos especies de cocodrilos marinos, indican temperaturas más cálidas en las aguas costeras, incluso más que en la actualidad (Kraus 1998; Muizon et al. 2003; Muizon and Domning 2002; Ochoa et al. 2021), lo que habría permitido el desarrollo de las faunas ectotérmicas tropicales/subtropicales. Estudios recientes, enfocados en explicar la historia de la evolución del SCH, muestran que los primeros géneros de vertebrados presentes en los actuales ecosistemas marinos, asociados al SCH, aparecieron hace 7-6 Ma (*Stenella*, *Kogia*, *Balaenoptera*), durante la depositación de los sedimentos de la Fm. Pisco (Benites-Palomino et al. 2020; Ochoa et al. 2021; Salas 2018).

2.1.4.2. Formación Caracoles

La depositación de esta secuencia sedimentaria empezó en el Plioceno tardío y se extendió hasta el Pleistoceno temprano (2.7-1.8 Ma). En un principio, era considerada como parte de la Fm. Pisco (León et al. 2008), y sólo hasta 2020 fue considerada como una formación. Los criterios utilizados para ser considerada como tal fueron: litología, presencia de inconformidades en la base y el tope, y el contenido fosilífero singular (DeVries 2020). La Fm. Caracoles sobryace en inconformidad angular a la Fm. Pisco y subyace en inconformidad a la Fm. Pongo (DeVries 2020; Ochoa et al. 2020). La inconformidad basal de la Fm. Caracoles, es de extensión regional, y evidencia una interrupción en la continuidad del registro estratigráfico entre 4.5 y 2.7 Ma (Ochoa et al. 2021). La Fm. Caracoles presenta un espesor que varía entre 30 a 50 metros, las mejores exposiciones de esta formación en la sub-cuenca de Sacaco se encuentran en las localidades de Cerro Amarillo (CAM) y Quebrada Caracoles (CAR, Figura 2.4.) (DeVries 2020).

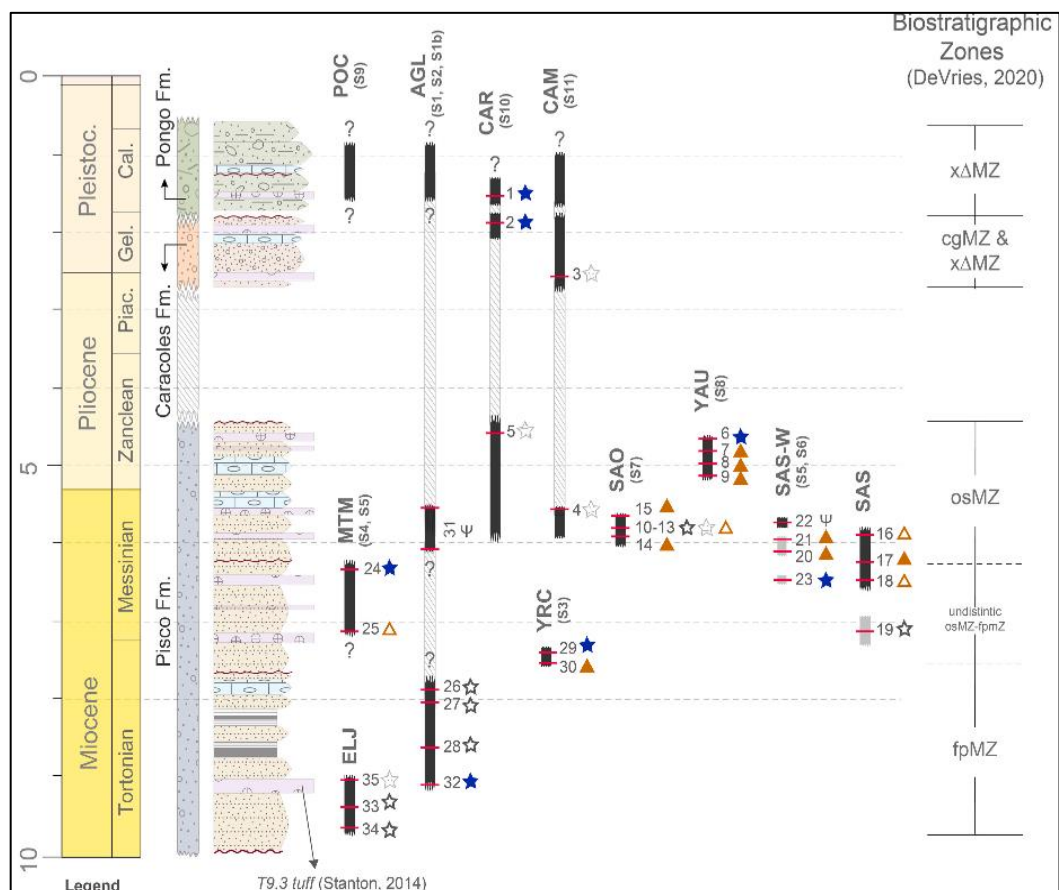


Figura 2.3. Cuadro cronoestratigráfico de las secuencias depositadas entre depósitos sedimentarios Plio-Pleistocénicos. (Ochoa et al. 2022).

La mayor parte de la secuencia sedimentaria está constituida por areniscas de color marrón claro a verde olivo, de grano medio, masivas y bioturbadas con láminas de diatomitas; intercaladas con capas endurecidas de coquina, compuestas por conchas fracturadas de moluscos y cirrípedos y niveles con abundantes clastos con tamaño de grano con rangos entre arenas de grano medio (0.2 cm) a gravas (40 cm) (DeVries 2020; Ochoa et al. 2021). Esta unidad presenta un mayor contenido de arenas con mayor tamaño de grano, un menor contenido de cenizas volcánicas y un menor grado de deformación que la subyacente Fm. Pisco. En base a las características litoestratigráficas, esta formación ha sido interpretada como una

secuencia depositada en ambientes someros o próximos a la costa y protegidos de las corrientes oceánicas, de la misma forma que una bahía semi-cerrada (DeVries, 2020).

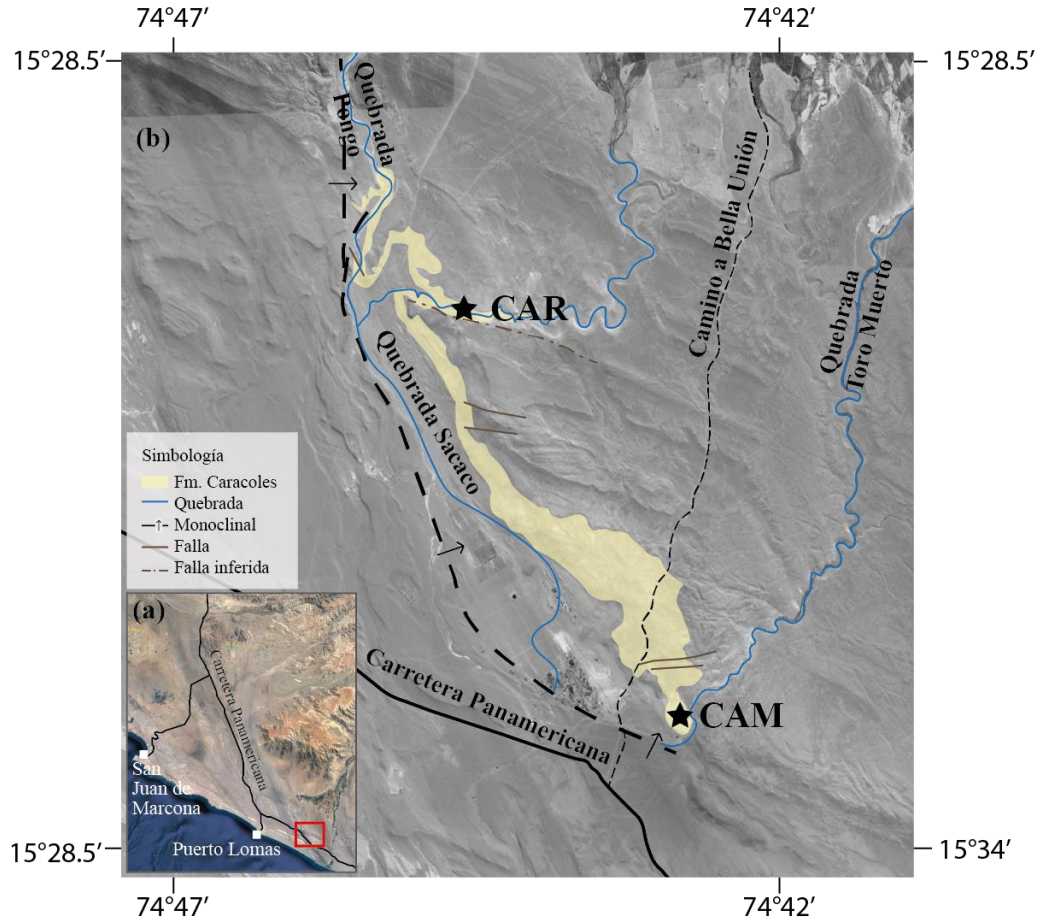


Figura 2.4. (a) Ubicación del área de estudio. Cuadro rojo señala la zona donde se tiene un registro de la Fm. Caracoles. (b) Distribución espacial de la Fm. Caracoles y ubicación de las localidades CAM (Cerro Amarillo) y CAR (quebrada Caracoles).

2.1.4.3. Formación Pongo

Esta unidad litoestratigráfica del Pleistoceno temprano (< 1.8 Ma) sólo aflora en la sub-cuenca Sacaco y presenta un espesor mínimo de 60 m (DeVries 2020; Ochoa et al. 2021). Su litología comprende areniscas de color verde, gris y marrón, grano grueso, pobremente o no consolidadas, con guijarros y gravas redondeados de origen ígneo y metamórfico, concentrados preferencialmente en horizontes específicos o dispersos en las capas de areniscas. Se han reconocido dos secuencias litoestratigráficas de acuerdo con la proporción de estas dos litologías y grado de litificación, ambas separadas por una superficie de inconformidad. La unidad inferior (Pongo 1) es más arenosa y no cementada, y la unidad superior (Pongo 2) presenta varios horizontes bioclásticos con gravas no consolidadas. La Fm. Pongo se diferencia de la subyacente Fm. Caracoles, debido a que presenta sedimentos con un mayor tamaño de grano. Los ambientes sedimentarios de la Fm. Pongo fueron interpretados como secuencias acumuladas en ambientes costeros de alta energía (DeVries 2020). La configuración depositacional de los sedimentos permitió la preservación de restos fósiles de morsas, tiburones, aves marinas y peces (Stucchi and Urbina 2005).

2.1.4.4. Comunidades fósiles y su implicancia en el desarrollo del Sistema de Corrientes de Humboldt

Las comunidades que habitaron en el margen continental peruano durante el Plio-Pleistoceno, agrupan las siguientes especies: ballenas barbadas, delfines, lobos marinos, morsas, aves marinas, tiburones, rayas, peces, conchas de bivalvos,

gasterópodos y cirrípedos (DeVries 2020; Ochoa et al. 2021). En base al registro fósil de la CPE que abarca los últimos 10 Ma, se hicieron estudios de similitud faunal; los resultados de estos estudios indican que un 60% de la diversidad genérica de vertebrados de los ambientes marino-costeros modernos del SCH se alcanzó hace 4.5 Ma (Ochoa et al. 2021). Si bien, las faunas fósiles de los últimos 2.7 Ma, mostraron mayores valores de similitud a nivel de género (70-90%); no reflejaron la composición y estructura de las comunidades actuales, por lo que fueron consideradas como faunas de transición hacia el actual SCH (Figura 2.5.).

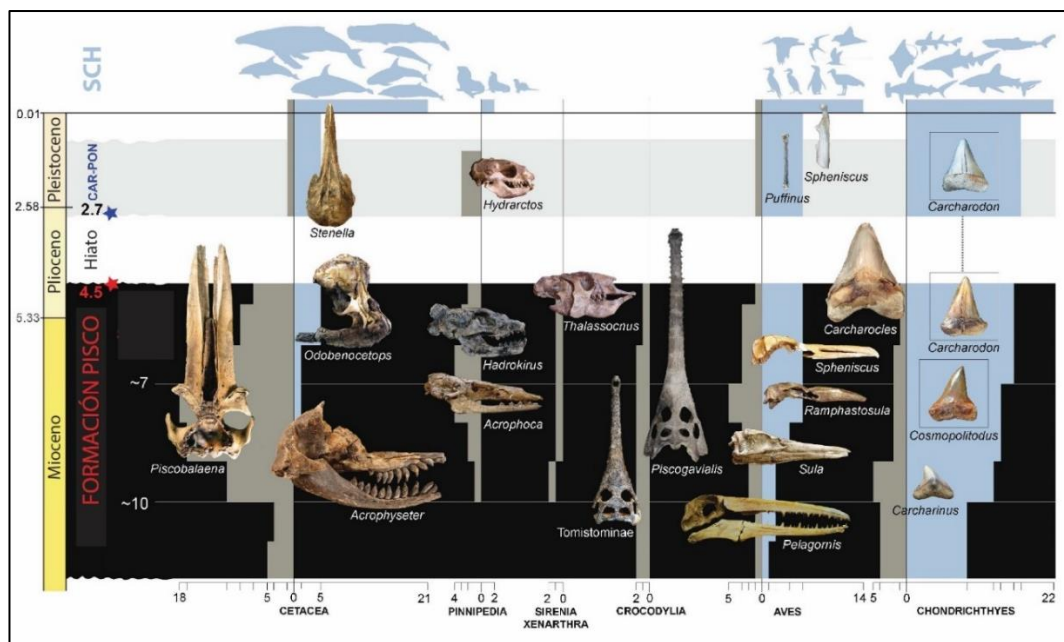


Figura 2.5. Distribución temporal de la fauna para los últimos 10 Ma de la CPE. Dentro del cuadro, las barras grises indican géneros extintos, y las barras azules indican los géneros actuales similares al SCH. Nótese que los géneros actuales del SCH se encuentran en la parte superior y fuera del cuadro cronológico. CAR-PON: (formaciones Caracoles y Pongo). Modificado de Ochoa et al. (2021).

2.1.5. Circulación atmosférica y oceánica en el Pacífico Este durante el Plio-Pleistoceno (5.3-1.5 Ma)

En los últimos 5.3 Ma, el sistema atmósfera-continente-océano ha experimentado cambios marcados a nivel global, atravesando por distintos estadios paleoceanográficos y paleoclimáticos. Estos cambios comprenden una SST más cálida (+3 a 4 °C) en relación a la actualidad (O'Brien et al. 2014; Ravelo et al. 2004), concentraciones de CO₂ similares a las actuales (400-450 ppm) (Seki et al. 2010), una ligera cobertura glaciaria en el hemisferio sur durante el Plioceno, que finalizó en variaciones abruptas de temperatura e intensificación de las glaciaciones en el hemisferio norte (Haywood 2000) durante el Pleistoceno (Ravelo et al. 2004; Rohling et al. 2015).

La Figura 2.6. muestra la ubicación de 3 perforaciones profundas (806, 847 y 1237) usados para comparar el registro histórico de la temperatura superficial del mar en el océano Pacífico de manera latitudinal y longitudinalmente, en el periodo comprendido entre el Plioceno al Pleistoceno.

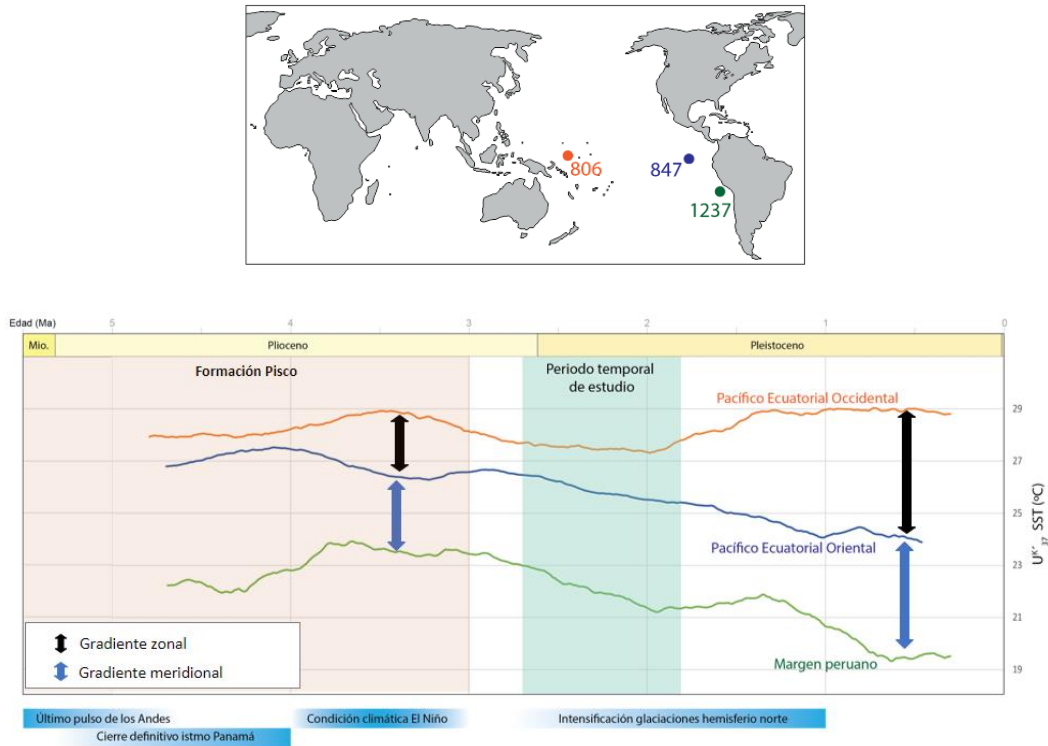


Figura 2.6. (a) Ubicación de los núcleos sedimentarios de los que se obtuvieron los datos de temperatura, (b) evolución temporal del gradiente de temperatura en el Océano Pacífico. Modificado de Kar et al. (2016), O’Dea et al. (2016), Dekens et al. (2007), Ravelo et al. (2006), Wara et al. (2005) y Haywood (2000).

Durante el Plioceno temprano (5.3-3.6 Ma), las condiciones climáticas de tipo El Niño (4-3 Ma) (Molnar and Cane 2007; Ravelo et al. 2006) y eventos tectónicos como el cierre definitivo del istmo de Panamá (Haug et al. 2001; O’Dea et al. 2016) afectaron la configuración de los patrones de circulación oceánicos-climáticos entre el Pacífico y el Atlántico (Billups et al. 1998; Haug et al. 2001; Norris 1998). Esta reconfiguración causó la somerización de la termoclina en el Pacífico este (Chaisson and Ravelo 2000), el aumento de la salinidad en el Caribe (Mestas-Nuñez and Molnar 2014), y el desarrollo de la circulación meridional en el Pacífico (Burl et al. 2017). A fines del Plioceno temprano, predominaron las condiciones cálidas

(4.6-3.1 Ma, Dekens et al. 2007), esto se evidenció con registros que indicaron incrementos de la SST (+3 a 4 °C). A esto, le sucedieron cambios en los patrones climáticos, incluyendo la contracción de los cinturones tropicales (Brierley et al. 2009), la ocurrencia de fuertes gradientes de temperatura a lo largo del Ecuador (Beltran et al. 2019; Chaisson and Ravelo 2000; O'Brien et al. 2014; Rind 2000; Wara et al. 2005), la somerización de la termoclina oceánica (Wara et al. 2005), el enfriamiento en altas latitudes en el océano profundo (Lawrence et al. 2009; Sosdian and Rosenthal 2009), y el enfriamiento de los afloramientos costeros en los subtropicos (Dekens et al. 2007), como es el caso del afloramiento costero asociado al SCH (Gutiérrez et al. 2011). Reconstrucciones de SSTs en el ODP Site 1237 sugieren que el afloramiento, ya activo desde el Mio-Plioceno, pasó de condiciones cálidas (+2.9°C con respecto al actual) a frías, similares a las de la actualidad (Dekens et al. 2007; Ibaraki 1997; Zhang et al. 2014, Gutierrez et al. 2011).

Desde la transición del Plioceno-Pleistoceno (3.1-1.5 Ma), la Tierra entró en una fase de enfriamiento global marcado por el inicio de la Glaciación del Hemisferio Norte (GHN, ~2.75 Ma), que involucró procesos extratropicales como la retroalimentación albedo-hielo, cambios en la circulación termohalina y la densidad oceánica profunda (Haug et al. 1999; Kwiek and Ravelo 1999; Raymo et al. 1992). Registros isotópicos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en foraminíferos bentónicos de alta latitud reflejan cambios hacia ciclos dominados por la oblicuidad (41 000 años) hace ~2.75 Ma, sugiriendo que este ciclo astronómico fue el forzante principal del clima, impulsando las GHN (Ravelo and Andreasen 2000). Sobre los últimos 2 Ma, los trópicos y subtropicos cambiaron hacia los modos modernos de circulación, con

una circulación de Walker relativamente fuerte y temperaturas sub-tropicales frías (Ravelo and Andreasen 2000), (Kaboth-Bahr and Mudese, 2022).

2.1.6. Preservación de la MO y transporte de material terrígeno hacia la plataforma continental

La MO almacenada en los sedimentos es el mayor reservorio de carbono orgánico y forma parte del ciclo global del carbono (Alvarez-Borrego 2007). La MO biogénica marina experimenta diferentes procesos durante la sedimentación, como la remineralización microbiana durante el hundimiento en la columna de agua y el depósito en los sedimentos superficiales; y la oxidación biológica como parte de un sistema redox complejo (Rullkötter 2010). Estos procesos se llevan a cabo en el margen peruano, que está caracterizado por una ZMO intensa, cuyos patrones de distribución varían temporal y espacialmente (Moffitt et al. 2015). Las masas de agua pueden llegar a presentar condiciones subóxicas (oxígeno disuelto < 0.1 ml/L) (Karstensen et al. 2008), de modo que, al interceptar la plataforma y la parte superior del talud, inhiben la degradación bacteriana y la actividad de la fauna bentónica, estableciendo condiciones depositacionales favorables para la preservación de proxies sensibles a las variaciones del medio ambiente. En la plataforma continental, el aporte de MO hacia los sedimentos puede ser de origen autóctono, proveniente de la MO de organismos marinos o alóctono, como aporte terrígeno movilizado a través de la dispersión por vientos, tal como el polen de plantas terrestres y cenizas forestales; y ríos, tal como restos de plantas y MO erosionada de sedimentos antiguos (Rullkötter 2010).

Los patrones de distribución del material terrígeno en la plataforma están influenciados por la distancia a la costa, la dinámica de los vientos, la variación latitudinal en la distribución de ríos y la dispersión por corrientes oceánicas. A menudo, existen variaciones en el tamaño de grano a causa de la redepositación de sedimentos marinos, que son posteriores a procesos de erosión, a menudo, ubicados cerca de los cuerpos de agua; y por deslizamientos a través de pendientes muy altas como cañones submarinos que surcan el borde de la plataforma y el talud entre los 6° a 9°30' y 16° a 18° de latitud sur (Morales et al. 2020). El viento es el principal agente de transporte del material terrígeno de grano fino (arena y limo) hacia la plataforma continental en la costa sur de Perú, mientras que los sedimentos de grano muy fino (arcilla) están asociados a agentes fluviales, que predominan en la costa centro y norte del Perú (Briceño-Zuluaga et al. 2016; Scheidegger and Krissek 1982). La acumulación de sedimentos, principalmente de origen eólico, que ocurre en el sur de Perú está muy influenciada por la presencia de un cinturón costero continental muy árido, que se extiende desde el desierto de Ica hasta el desierto de Atacama (14°-24°S). Los sedimentos transportados por agentes eólicos y fluviales, que se depositan en la plataforma peruana, son dispersados hasta los trópicos por la corriente oceánica superficial (Corriente Costera Peruana, 0-30 m), y hasta los polos por la corriente oceánica subsuperficial (Corriente Subsuperficial Perú-Chile, profundidades mayores a 30 m) (Chaigneau et al. 2013; Scheidegger and Krissek 1982).

El margen peruano está caracterizado por presentar al menos cuatro centros de afloramiento permanente que forman parte del SCH, causando una alta variabilidad

espacial y temporal en los procesos bio-oceanográficos (Graco et al. 2007; Pennington et al. 2006). Las condiciones oceanográficas actuales del margen peruano resultan de la superposición de distintos procesos que se observan en diferentes escalas de tiempo. Por ejemplo, a una escala de tiempo mensual y anual, las condiciones de oxigenación, temperatura, turbulencia y disponibilidad de nutrientes en la columna de agua se ven afectadas por la intensificación/debilitamiento del afloramiento a causa de la sucesión de estaciones (en invierno y primavera se intensifica, mientras que en verano y otoño se debilita; Graco et al. 2007). Además, el aporte terrígeno y el origen de la MO también son afectados por la variabilidad interanual de la fase cálida (El Niño) y la fase fría (La Niña) del ciclo El Niño Oscilación del Sur, que influye en las condiciones climáticas que afectan a la producción biológica, la oxigenación subsuperficial y el aporte terrestre hacia la plataforma continental (Briceño-Zuluaga et al. 2016; Graco et al. 2007; Salvatteci et al. 2014). Asimismo, el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la intensificación/debilitamiento del Monzón Sudamericano, y la variación decadal de las condiciones climáticas por la Oscilación Decadal del Pacífico y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (Briceño-Zuluaga et al. 2016; Lebreiro 2013; Saukel et al. 2011), inciden en la variabilidad biogeoquímica del margen peruano, modulando la productividad biológica y las concentraciones de oxígeno (Pennington et al. 2006).

En los últimos 1000 años, la variabilidad de los procesos oceanográficos que ocurrieron frente al margen continental peruano ofrece una perspectiva histórica sobre la sensibilidad de estos procesos ante diferentes condiciones climáticas. Por

lo tanto, pueden servir como referencia para entender el registro geológico, o en otras palabras, para interpretar cómo las condiciones oceanográficas y climáticas pueden influir en el aporte terrígeno, el origen y la concentración de MO sedimentaria durante los periodos cálidos (por ejemplo, la Anomalía Climática Medieval – MCA y el Periodo Cálido Actual – CWP) y fríos (i.e., Pequeña Edad de Hielo - LIA).

Durante los periodos fríos, el afloramiento costero peruano presentó valores elevados de oxígeno disuelto en la columna de agua, una ZMO débil con condiciones disóxicas (oxígeno disuelto entre 2-0.2 ml/L; Tyson and Pearson 1991) en la interfaz sedimento – agua y anóxicas en la interfaz sedimento – agua, en la que predominan los procesos de reducción del sulfato (Sifeddine et al. 2008). Dada la poca disponibilidad de nutrientes, la productividad y la MO sedimentaria disminuyen, lo que se explica por la migración de la ZCIT hacia el sur de la posición actual, restringiendo latitudinalmente la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur (APS) en la fuerza de los vientos (Gutiérrez et al. 2009; Salvattecí et al. 2014). Asimismo, esta migración produjo un cambio hacia condiciones húmedas sobre el margen peruano, en consecuencia, se dio un incremento en el aporte terrígeno hacia la plataforma continental (Sifeddine et al. 2008). Durante los periodos cálidos, la expansión de la ZMO causó una disminución en la oxigenación de las aguas subsuperficiales y un incremento de las condiciones sulfídicas en la interfaz sedimento – agua (Sifeddine et al. 2008). Asimismo, el enriquecimiento de las aguas subsuperficiales resultó en una alta productividad biológica y valores elevados de los flujos de MO hacia los sedimentos (Gutiérrez et al. 2009; Salvattecí

et al. 2014). En estos periodos de tiempo, la ZCIT se sitúa en el norte (similar a la posición actual) y se produce una intensificación en la circulación de Walker (Gutiérrez et al. 2009); además, las condiciones ambientales en el flanco occidental de los Andes Peruanos fueron más áridas, lo que disminuyó el aporte terrígeno hacia la plataforma continental (Sifeddine et al. 2008).

Durante el Plio-Pleistoceno, hubo un enfriamiento pronunciado de la SST en las zonas donde se desarrollan los actuales sistemas de afloramiento oriental: Perú, Benguela y California (Dekens et al. 2007; Etourneau et al. 2009; Giraudeau et al. 2002). Desde hace 2.1 Ma, en las regiones de Benguela y California, este enfriamiento resultó en la intensificación de las corrientes de afloramiento, evidenciado por un mayor protagonismo de los procesos de desnitrificación, el aumento en la disponibilidad de nutrientes y el desarrollo de sistemas de frentes oceánicos polares parecidos a los actuales (Etourneau et al. 2009; Liu et al. 2008). Por otra parte, desde hace 2 Ma, en el norte y sur de Benguela, se identificaron cambios en el régimen sedimentario, asociado con una migración hacia el Ecuador del Sistema de Alta Presión del Atlántico durante el Plio-Pleistoceno (Giraudeau et al. 2002).

2.2. Planteamiento del problema

Durante el Plio-Pleistoceno (3.1-1.5 Ma), se dieron cambios en las condiciones oceánicas y climáticas a nivel global, a causa del enfriamiento global y el desarrollo de glaciaciones en el hemisferio norte (Raymo et al. 1992), así como eventos

tectónicos, entre los que destaca el cierre definitivo del istmo de Panamá (O’Dea et al. 2016). En las regiones donde se desarrollaron los actuales sistemas de afloramiento oriental, se registró un enfriamiento de la SST, lo que sugiere una mayor intensidad del afloramiento durante este periodo de tiempo (Dekens et al. 2007; Etourneau et al. 2009). En las regiones de Benguela y California, hay evidencias de una mayor intensidad del afloramiento, que consisten en los cambios en la disponibilidad de nutrientes, productividad, la ocurrencia de eventos de desnitrificación y el régimen sedimentario (Etourneau et al. 2009). En el margen peruano, donde se desarrolla el actual SCH, a pesar de que se han detectado cambios en las comunidades de vertebrados e invertebrados marino-costeros (Ochoa et al. 2021), aún se desconoce si las condiciones oceanográficas en el SCH fueron afectadas de la misma forma que en los otros sistemas de afloramientos de borde oriental.

En la CPE, ubicada en el centro-sur del margen costero peruano, se han realizado estudios con el propósito de comprender la evolución del ecosistema en los últimos 10 Ma. Estudios de similaridad faunal sugieren que los ensambles faunísticos preservados en los sedimentos plio-pleistocénicos (i.e. Fm. Caracoles, 2.7-1.8 Ma), podrían reflejar faunas transicionales con respecto a las actuales del SCH (Ochoa et al. 2021). Se desconoce la configuración de los ambientes costeros, las condiciones oceanográficas, ambientales y sedimentarias existentes en donde estas faunas transicionales vivían. La Fm. Caracoles está compuesta por depósitos del Plioceno tardío al Pleistoceno (2.7-1.8 Ma) que pueden utilizarse para comprender los cambios en los procesos sedimentarios y las condiciones oceanográficas ante la

transición climática global, ocurrida durante el Plio-Pleistoceno. En tal sentido, se plantea como pregunta general de investigación:

P0: ¿Cuáles fueron las condiciones de los medios ambientales y sedimentarios existentes durante la transición Plio-Pleistoceno, en relación con el aporte terrígeno y la productividad marina en el margen peruano (14°S)?

Y como preguntas específicas:

P1: ¿Cuáles fueron los principales ambientes sedimentarios existentes en el margen peruano (16° S) durante la sedimentación de la Fm. Caracoles?

P2: ¿Cuáles fueron las condiciones oceanográficas existentes en el margen peruano (16° S) durante la sedimentación de la Fm. Caracoles?

2.3. Justificación del estudio

La presente investigación surge ante la necesidad de una mayor comprensión de la dinámica de las condiciones oceánicas en el margen continental peruano durante el Plio-Pleistoceno, en respuesta a la disminución de los gradientes zonales y meridionales, producto del enfriamiento global, y la ocurrencia de eventos tectónicos. Siendo el primer estudio en el que se lleva a cabo una caracterización detallada de los procesos sedimentarios existentes durante el Plioceno tardío y

proporcionando información sobre el aporte terrígeno, la proveniencia, la concentración de la MO sedimentaria y los ciclos biogeoquímicos que se dieron en el margen continental central-sur peruano. Esta información permitirá hacer inferencias sobre las condiciones climático-ambientales a nivel regional (ej., aporte de vientos, origen de la MO, variación temporal de las precipitaciones) del pasado que afectaron e incidieron en la formación de los actuales ambientes y sistemas de depósito costeros del margen peruano.

Dado que la zona de estudio se ubica cerca de una de las celdas de afloramiento actuales del sistema costero peruano (14 °S), una mayor comprensión de la evolución de las condiciones ambientales y procesos sedimentarios permitirá realizar una reconstrucción de las condiciones y procesos existentes los ambientes costeros del margen central-sur peruano, donde se desarrolló el actual Sistema de Humboldt en esta latitud. Además, este proyecto aportará información geológica adicional sobre el área de estudio, lo que permitirá tener una visión integral de la historia evolutiva de los ambientes marino-costeros del margen peruano (antecesores del SCH actual) después de un hiato sedimentario de ~2 Ma (desde el Mioceno tardío al Plioceno tardío [4.5-2.7 Ma]) donde, por razones tectónicas, no se cuenta con evidencia de la formación de los ambientes sedimentarios en el margen peruano a los 14°S. Asimismo, el estudio detallado del comportamiento geoquímico de los sedimentos de la Fm. Caracoles permitirá entender las condiciones ambientales del medio de depósito de forma específica, en relación con procesos como: productividad, aporte terrígeno y oxigenación de la CPE para este periodo de tiempo. Esto, aunado a los estudios paleontológicos existentes permitirá

establecer relaciones entre los procesos evolutivos de las comunidades faunísticas y los cambios ambientales.

2.4. Hipótesis

2.4.1. Hipótesis general

Las condiciones ambientales y sedimentarias durante la transición Plio-Pleistoceno en el margen peruano (16° S) pueden ser interpretadas a partir del aporte terrígeno y la productividad marina.

2.4.2. Hipótesis específica

H1: Los análisis litoestratigráfico y geoquímico pueden ser utilizados para interpretar los ambientes sedimentarios durante la transición Plio-Pleistoceno.

H2: La concentración de los elementos e isótopos geoquímicos preservados en los sedimentos reflejan los cambios en las condiciones oceanográficas que tuvieron incidencia en la productividad marina durante la transición del Plio-Pleistoceno.

2.5. Objetivos

2.5.1. Objetivo General

Caracterizar las condiciones ambientales y sedimentarias existentes durante la transición Plio-Pleistoceno en el margen continental central-sur peruano (16°S), mediante el análisis de los sedimentos de la Fm. Caracoles.

2.5.2. Objetivos específicos

- Caracterizar los principales ambientes sedimentarios existentes en la plataforma continental durante la transición Plio-Pleistoceno, mediante el registro estratigráfico, el análisis petrográfico, la composición elemental y la variación granulométrica en los sedimentos de la Fm. Caracoles.
- Determinar las condiciones oceanográficas a través del análisis de los registros de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, nitrógeno total, carbono orgánico total y análisis elemental en los sedimentos de la Fm. Caracoles.

3. METODOLOGÍA

3.1. Zona de Estudio

El área de estudio se ubica en CAM, en las coordenadas $15^{\circ}33.2' S$ y $74^{\circ}43.2' O$, en el distrito de Bella Unión, perteneciente al departamento de Arequipa. La accesibilidad a la zona se da partiendo desde la ciudad de Lima, a través de la Panamericana Sur pasando por Pisco, Ica, Nasca y cerca del distrito San Juan de Marcona, se continúa hasta llegar a la desviación entre Puerto Lomas y Chaviña. La localidad CAM se encuentra siguiendo una vía de 12.9 km que conduce a Chaviña (10 minutos), hacia la izquierda de la carretera Panamericana (Figura 3.1.).

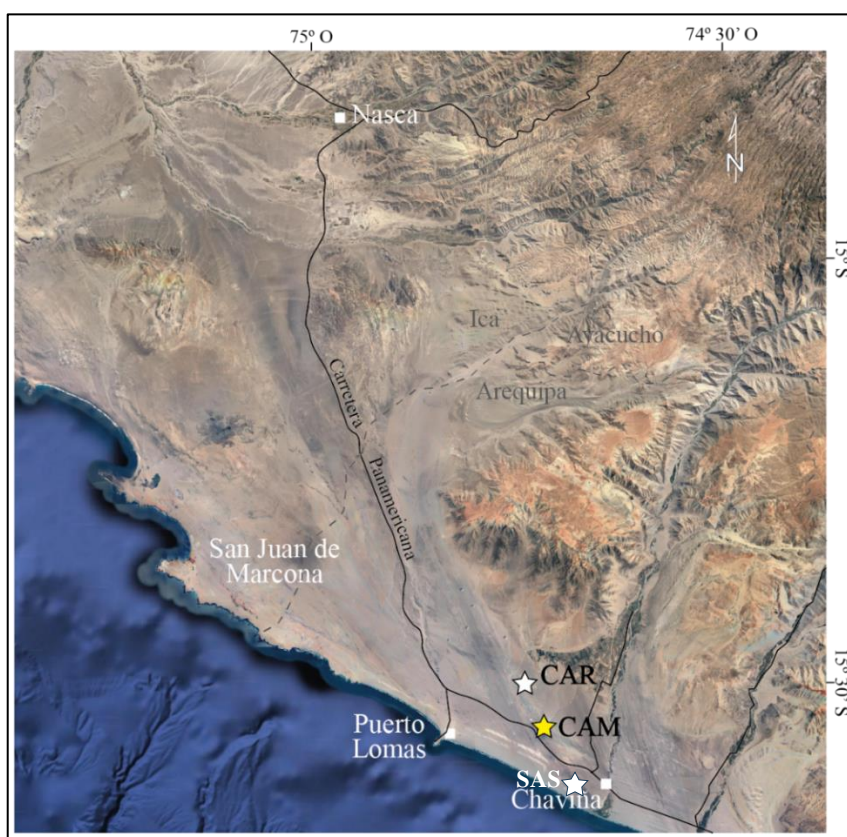


Figura 3.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio Cerro Amarillo (CAM, estrella amarilla) y de la localidad quebrada Caracoles (CAR, estrella blanca). Nótese que se indica la ubicación de la localidad SAS (Sacaco Sur) la cual será mencionada más adelante.

El estudio y toma de muestras se llevó a cabo en la localidad CAM donde afloran las rocas más basales de la Fm. Caracoles, correspondientes a la transición del Plio-Pleistoceno. Adicionalmente, se hicieron revisiones estratigráficas a lo largo de la quebrada Caracoles (localidad CAR), donde aflora la sección tipo de forma continua que fue usada para definir la Fm. Caracoles (Figura 3.1, DeVries 2020). En esta localidad se encuentran sedimentos más recientes que los preservados en CAM, por tanto, su revisión ha permitido evaluar la variación espacio-temporal de los ambientes sedimentarios de la Fm. Caracoles. Para una comparación temporal se analizaron 7 muestras de la Fm. Caracoles de la localidad CAR y se incluyeron 23 muestras de la Fm. Pisco ubicadas en las localidades CAM y Sacaco Sur (SAS).

3.2. Diseño del Estudio

La investigación fue de tipo descriptiva analítica. La medición de las variables respuesta realizadas en los laboratorios de Ciencias del Mar y Biogeociencias de la UPCH, ha permitido la descripción y caracterización de los procesos sedimentarios naturales registrados en los depósitos formados durante la transición Plio-Pleistoceno en la sub-cuenca de Sacaco.

3.2.1. Población de estudio

La población de estudio fueron los afloramientos rocosos de la Fm. Caracoles presentes en la localidad CAM de edad Plioceno tardío-Pleistoceno, que hacen parte de la sub-cuenca de Sacaco.

3.2.2. Muestra

La muestra de estudio corresponde a sub-muestras de roca realizados de forma vertical, con un intervalo de 10 centímetros, de acuerdo con la estratigrafía y la geometría de las capas de la Fm. Caracoles; que presentan un buzamiento sub-horizontal ($>5^\circ$) en el área de estudio. Los sub-muestras se hicieron a lo largo de una trinchera de 15 metros, en sedimentos expuestos sin alteración.

3.3. Operacionalización de las Variables

3.3.1. Variables explicativas o independientes

Aporte terrígeno y productividad.

3.3.2. Variables respuesta o dependientes

Carbono (C)	(%)
Nitrógeno (N)	(%)
$\delta^{13}\text{C}$	(‰ vs PDB)
$\delta^{15}\text{N}$	(‰ vs Air)
Fracción tamaño arena (0.0625 a 2 mm)	(%)
Fracción tamaño limo (0.0039 a 0.0625 mm)	(%)
Fracción tamaño arcilla (<0.0039 mm)	(%)
Composición Elemental	(% en peso)

3.4. Procedimientos y Técnicas

La relación entre cada uno de los procedimientos y técnicas usados con los objetivos planteados se presenta en un esquema general del estudio en la Figura 3.2..

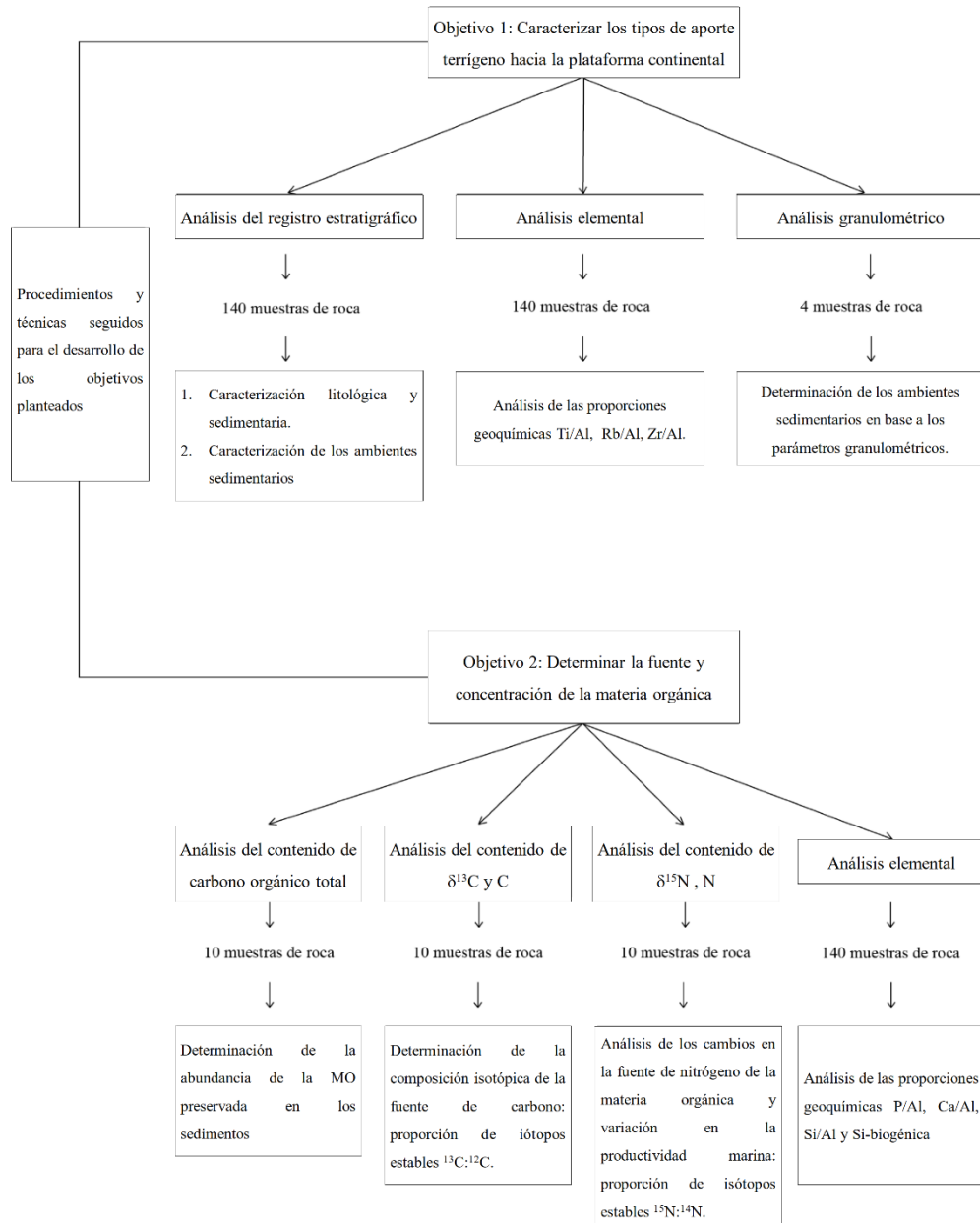


Figura 3.2. Esquema general de la metodología seguida para esta investigación en relación con los objetivos planteados.

3.4.1. Registro estratigráfico y colecta de muestras

Dado que los afloramientos rocosos de la sub-cuenca de Sacaco son discontinuos y se encuentran cubiertos en gran parte por depósitos eólicos o terrazas recientes de yeso recristalizado, aprovechando la topografía en la localidad CAM, se excavó una trinchera con el propósito de exponer las rocas no alteradas. Para la medición de la columna estratigráfica se utilizó un bastón de Jacob, una brújula Brunton y una cinta métrica. Los afloramientos rocosos pertenecientes a la Fm. Caracoles se describieron a detalle con intervalos continuos de 10 cm, para cada intervalo estratigráfico se caracterizó la granulometría, color, composición general de la roca, contenido de minerales accesorios, presencia de estructuras sedimentarias y contenido fosilífero observable a simple vista. De forma paralela, se colectaron muestras cada 10 cm, rotulando cada bolsa de muestreo del siguiente modo: CAM01-10, donde CAM indica la localidad, 01 hace referencia a la sección estratigráfica y 10 a la altura estratigráfica donde la muestra se colectó.

3.4.2. Análisis granulométrico

Las muestras de roca fueron trituradas y secadas, después, fueron sometidas a un pre-tratamiento con el objetivo de eliminar los restos de carácter biogénico que comprenden la fracción orgánica (restos de plantas, etc.), la fracción de carbonato biogénico (foraminíferos, cocolitofóridos) y la fracción silíceo biogénica (diatomeas, radiolarios, etc.) (Briceño-Zuluaga et al. 2016). Se utilizaron los siguientes reactivos químicos: H_2O_2 , HCl y Na_2CO_3 (Figura 3.3.), la metodología

en detalle se puede encontrar en el Anexo 3. Este procedimiento se realizó en el laboratorio de Ciencias del Mar de la UPCH.

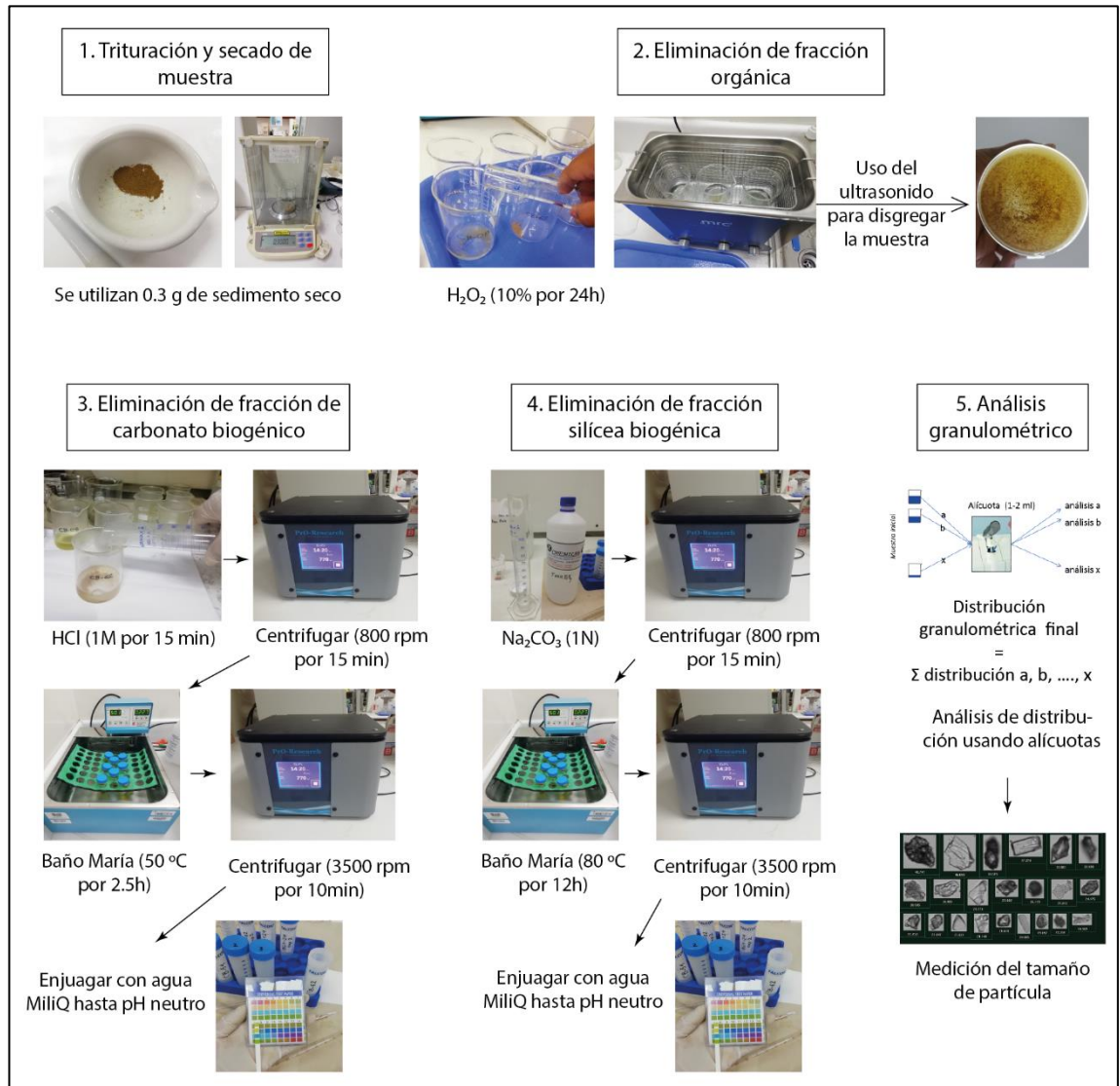


Figura 3.3. Esquema general de la metodología seguida para el análisis granulométrico.

El análisis granulométrico se hizo con un analizador de imagen de partículas de flujo (modelo FPIA3000, Malvern Instrument) en el laboratorio de ALYSES (IRD-UPCM) en Bondy, Francia. Dado que el instrumento usado para el análisis

granulométrico tiene un límite superior de detección de 200 μm , se consideró el sedimento pasante en el tamiz de 200 μm . Luego, se hizo el cálculo de las características numéricas, que consistieron en amplitud (A), diámetro granulométrico medio (Gmd) y desviación estándar geométrica (Gsd); empleando el método iterativo de mínimos cuadrados (Gomes et al. 1990). Este método permitió minimizar la diferencia entre la distribución de tamaño de grano medido y la calculada, mediante una expresión matemática fundamentada en una función log-normal, siendo el operador el que establecerá el número de poblaciones individuales de grano a utilizar permitiendo que los parámetros estadísticos (A, Gmd y Gsd) cambien de una muestra a otra (Briceño-Zuluaga et al. 2016). Las texturas se analizaron en base al porcentaje de arcilla (menor a 2 μm), limo (entre 2 μm a 63 μm) y arena fina (entre 63 μm y 200 μm).

Además, se utilizó una combinación de parámetros texturales en la forma de diagramas de dispersión bivariados para la identificación de ambientes depositacionales (Baiyegunhi et al. 2017). Por lo que se hizo la comparación del tamaño de grano, el grado de selección, la asimetría y la curtosis.

3.4.3. Análisis elemental

El análisis elemental se realizó en 140 muestras colectadas en la localidad CAM, y se obtuvo la concentración relativa de Si, Al, Ti, Rb, Zr, P y Ca. Adicionalmente, se analizaron 23 muestras de la Fm. Pisco (Mioceno), provenientes de distintas localidades como SAS (n=16), CAM (n=7), y 7 muestras de la Fm. Caracoles,

provenientes de la localidad CAR, con el fin de realizar una comparación espacial y temporal con los sedimentos de la Fm. Caracoles de la localidad CAM. Para el análisis se calcularon las proporciones geoquímicas Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al, P/Al, Si/Al y Ca/Al, considerando al elemento Al como normalizador (Tribovillard et al. 2006) y para realizar comparaciones relativas se utilizaron valores en escala logarítmica de base 10.

Los valores de la concentración de elementos fueron obtenidos mediante el uso de un analizador portátil de fluorescencia de rayos X (modelo S1 Titan 600N7736, Bruker) en el Laboratorio de Biogeociencias de la UPCH. Se realizaron dos tipos de análisis elemental, el primero, en muestras con humedad natural (en bloque pequeño de roca) y el segundo, en muestras secas y trituradas (en sedimento) (Figura 3.4.). Cabe resaltar que, en el contexto de este estudio, la humedad natural en una muestra hace referencia a la humedad que adquiere una roca al estar expuesta a un clima desértico. Durante el análisis, se realizaron 3 disparos en superficies distintas de cada muestra, para tomar en cuenta las variaciones anisotrópicas de la concentración elemental en las rocas. La concentración de cada elemento por muestra se estimó en base al promedio del total de las lecturas obtenidas. El procedimiento detallado se puede encontrar en el Anexo 4. Las concentraciones de óxidos registradas fueron transformadas a concentraciones elementales para su posterior análisis comparativo. Una muestra estándar (muestra Blanco) se escogió cada 50 muestras durante toda la campaña de medición y se midió para detectar anomalías de medición o desviaciones graduales a lo largo del tiempo.

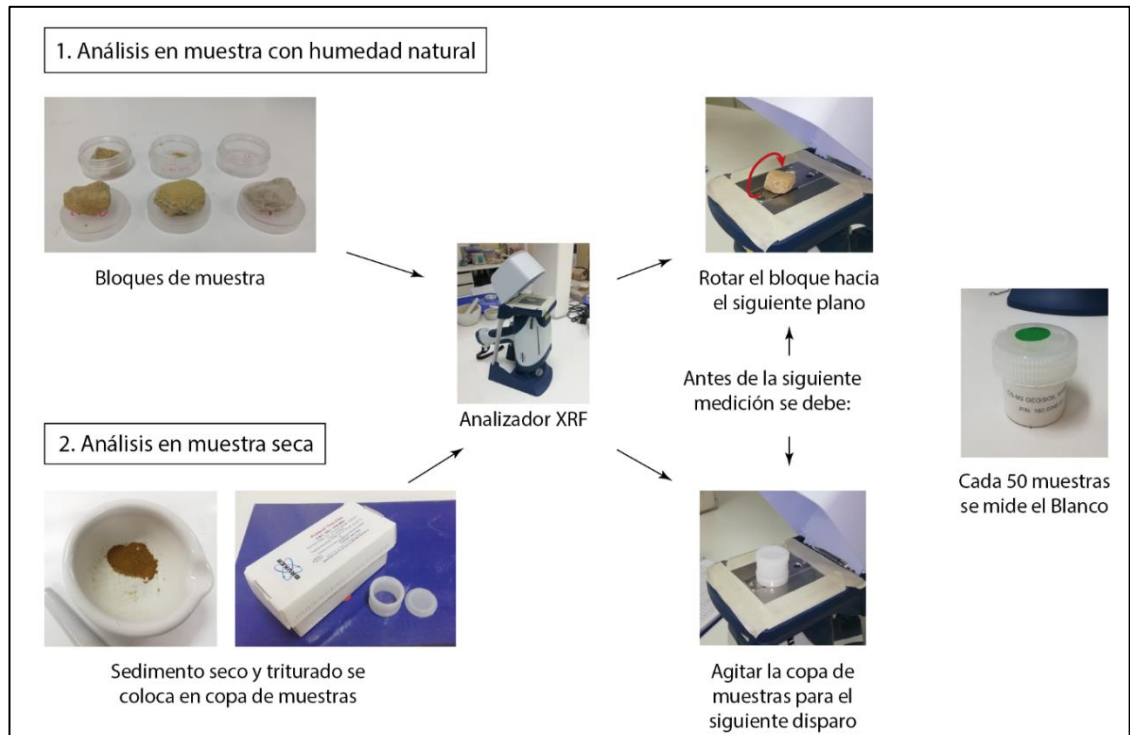


Figura 3.4. Esquema general de la metodología seguida para el análisis elemental.

3.4.3.1. Validación de datos

Para evaluar la confiabilidad de los datos obtenidos con el analizador XRF portátil, se hizo una validación adicional mediante el análisis WD-XRF utilizando un espectrómetro convencional equipado con un tubo de rayos X Pd a 50kV en el Laboratorio de Investigación y Servicios para la Actividad Minera e Industrial de la empresa BIZALAB. Para esta validación se eligieron 5 muestras al azar, y se midió la concentración de los elementos principales y trazas, mediante el análisis de longitud de onda dispersiva (WD-XRF). En primer lugar, las muestras fueron trituradas y calcinadas a 950°C por 2 horas y después fueron prensadas en pastillas. Esta calcinación afectó el contenido de componentes volátiles en las muestras,

como agua, carbonatos (se descomponen liberando CO₂), sulfatos y sulfuros (se descomponen liberando SO₂), entre otros.

3.4.3.2. Análisis estadísticos cuantitativos

Los análisis estadísticos de los datos se clasificaron como análisis geoquímicos de elementos y de MO. Para el análisis de elementos geoquímicos, se utilizó el análisis jerárquico de agrupamiento de conglomerados a fin de agrupar en intervalos, las muestras con un comportamiento geoquímico semejante. Luego, se usó el escalamiento multidimensional no-métrico (NMDS) para conocer la ordenación dentro de los intervalos definidos en el análisis de agrupamiento. Para estos análisis se usaron los paquetes *vegan* (Oksanen et al. 2022), *rioja* (Juggins 2022) y *pvclust* (Suzuki et al. 2019) del lenguaje de programación R (R Core Team 2023). Con el fin de mejorar la interpretación de los datos en el NMDS. Para evaluar las diferencias entre intervalos de los valores de concentración de MO y concentración elemental se utilizaron las pruebas de Kruskal-Wallis con un nivel de significancia de 0.05 y ANOVA.

3.4.4. Análisis del contenido de sílice biogénica

Calvert and Pedersen (2007) presentaron una metodología para poder diferenciar la fracción biogénica de la Si y el Ca, sin embargo, en las rocas preservadas de la Fm. Caracoles no se han encontrado registros de rocas carbonatadas, por lo cual se ha optado por diferenciar la fracción biogénica de la Si. Estos autores usaron el Al como elemento normalizador, ya que la concentración de este elemento en la

mayoría de las rocas (sedimentarias, ígneas y metamórficas) es similar (Calvert and Pedersen 2007). La fórmula para determinar la fracción biogénica es la siguiente:

$$X_{\text{Bio}} = X_{\text{Total}} - \text{Al}_{\text{Total}} (X/\text{Al})_{\text{cc}}$$

donde X representa el elemento por calcular y (X/Al)_{cc} representa la relación de ambos elementos en la corteza continental (Rudnick and Gao 2013). La elección de las concentraciones corticales se basó en el estudio de Rudnick and Gao (2013), cuyos valores se muestran en la Tabla 3.1..

Tabla 3.1. Valores corticales de Si y Al según Rudnick and Gao (2013)

Concentración de la Corteza Terrestre según Rudnick and Gao (2013)	
Si (%)	Al (%)
31.13	8.15

3.4.5. Análisis elemental del contenido de C y N

Para este análisis se utilizó un analizador elemental (modelo ThermoFisher marca Type Flash HT) conectado a un espectrómetro de masas isotópico (modelo ThermoFisher marca Type Delta V Advantage) en el Laboratorio de Oceanografía y Clima: experimentaciones y enfoques numéricos (LOCEAN-IRD) en Francia. Previamente, se eliminaron los carbonatos de las muestras y estas fueron sometidas a combustión, para luego determinar el contenido de carbono y nitrógeno mediante el análisis de gas por conductividad térmica. El procedimiento detallado se puede encontrar en el Anexo 5. La exactitud de las medidas de %C y %N fue de 0.05%.

3.4.6. Análisis del contenido isotópico de ^{13}C

Este procedimiento se realizó usando un analizador elemental acoplado a un espectrómetro de masas isotópico en LOCEAN-IRD en Francia. Las muestras fueron descarbonatas y quemadas, para luego medir la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ contenida en el gas de CO_2 . El procedimiento detallado se puede encontrar en el Anexo 5. La exactitud de las medidas para el $\delta^{13}\text{C}$ fue de 0.05%.

3.4.7. Análisis del contenido isotópico de ^{15}N

Este método se llevó a cabo utilizando un analizador elemental acoplado a un espectrómetro de masas isotópico en LOCEAN-IRD en Francia. Las muestras fueron descarbonatadas y quemadas, para luego medir la relación $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ contenida en el gas de CO_2 . El procedimiento detallado se puede encontrar en el Anexo 5. La exactitud de las medidas para el $\delta^{15}\text{N}$ fue de 0.05%.

4. RESULTADOS

4.1. Análisis litoestratigráfico de los sedimentos.

La sección estratigráfica estudiada se ubica en la localidad Cerro Amarillo (CAM), cerca de la desembocadura de la quebrada de Toro Muerto y en la proyección sureste del monoclinal de Sacaco (DeVries 2020, Figura 4.1.). En esta localidad, afloran sedimentos de las formaciones Pisco y Caracoles, que están separados por una discordancia angular visible en campo (DeVries 2020; Ochoa et al. 2021, Figura 4.2.).

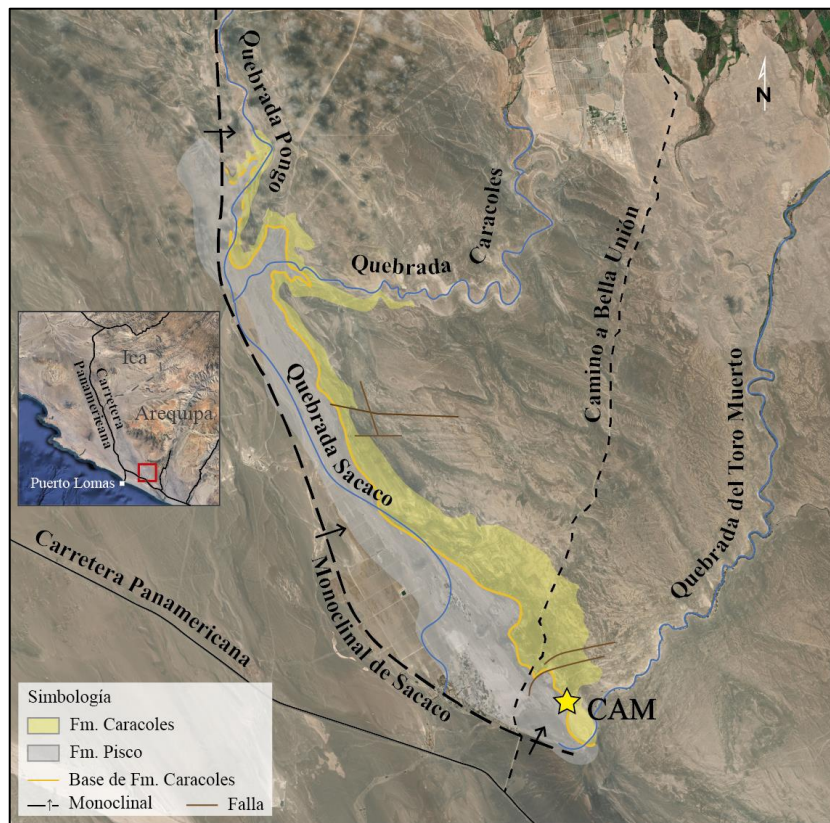


Figura 4.1. Imagen satelital de la distribución en superficie de los afloramientos de las formaciones Pisco, Caracoles a lo largo de las Quebradas Sacaco, Caracoles, Pongo y Toro Muerto. La

ubicación de la sección estratigráfica estudiada es indicada por la estrella amarilla. Modificado de DeVries (2020).

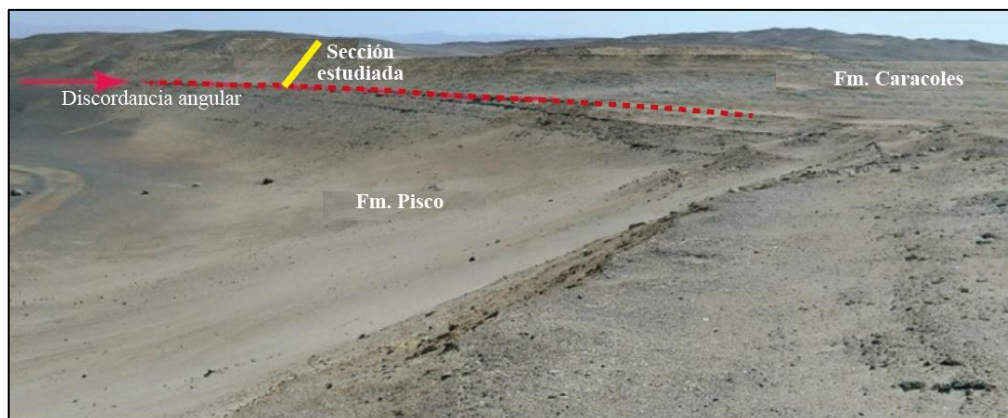


Figura 4.2. Foto panorámica de la ubicación de la sección estudiada en CAM. La figura muestra las unidades litoestratigráficas y la discordancia que las separa. Modificado de Ochoa et al. (2021).

Cerca de la discordancia se identificaron dos capas de cenizas, estas capas permitieron conocer la edad de depositación de estas formaciones en la localidad de CAM. La primera capa de ceniza, ubicada entre 30-50 cm debajo de la discordancia, fue fechada en 5.645 ± 0.032 Ma (MG3-09 en Ochoa et al. 2020) y la segunda capa de ceniza, ubicada 50 cm sobre la discordancia fue fechada en 2.7 ± 0.035 Ma (Figura 4.3.-b).

4.1.1. Sección estratigráfica de Cerro Amarillo

La sección estratigráfica estudiada forma parte de la base de la Fm. Caracoles, y está en contacto discordante con la Fm. Pisco. La secuencia incluye los sedimentos de mayor antigüedad de la formación, depositados tras un periodo de no sedimentación (hiato) de aproximadamente 2 Ma. De manera general, la parte

inferior de la Fm. Caracoles consiste en areniscas grisáceas a amarillentas, de grano fino a medio, compuestas por cristales de cuarzo (35%), feldespato (10%), piroxeno (8-15%) y micas (15-20%), con estructuras sedimentarias masivas, laminaciones paralelas y la ocurrencia de niveles esporádicos de limolitas y conchas de moluscos (Figura 4.3.-a). La sección estudiada en esta tesis corresponde a los primeros ~13 m de la sección desarrollada por Ochoa et al. (2021) (Figura 4.3.-b), los cuales se describe a continuación:

La base de la sección (primeros 1.1 m), medida desde la disconformidad angular, está conformada, de base a tope, por intercalaciones de limolitas verde olivo ligeramente laminadas y areniscas grises de grano fino de 1-2 cm de espesor, seguidas por areniscas grises masivas de grano medio con abundancia de cuarzo, con ocurrencias de biotita (5%), fragmentos de escamas de peces (10%), sobreyacida por una capa de ceniza con cristales de minerales ferromagnesianos como biotita (7%) y piroxenos (3%). Hacia el tope se encontraron limolitas gris verdosas masivas a ligeramente laminadas. Las capas de limolitas tienen presencia de cristales del mineral.

La parte intermedia de la sección (1.2 a 9.7 m), está comprendida por secuencias de areniscas grises con tonalidades oliváceas, rojizas y pardas, de grano fino a muy fino, ricas en cuarzo (30%) con biotita (2-10%), con lentes de diatomita y moldes internos de conchas de moluscos, con estructuras sedimentarias masivas y de

laminación paralela. Se observaron algunas intercalaciones de niveles de areniscas limosas de laminación paralela con limolitas grises a gris oliváceas.

En el tope de la sección (9.8 a 12.7 m), se identificaron areniscas grises oliváceas de grano fino intercaladas con limolitas de colores grises, marrones y gris verdosas, areniscas limosas y areniscas de colores grises, marrones, gris verdosas y gris amarillentas de grano fino con biotita (<8%).

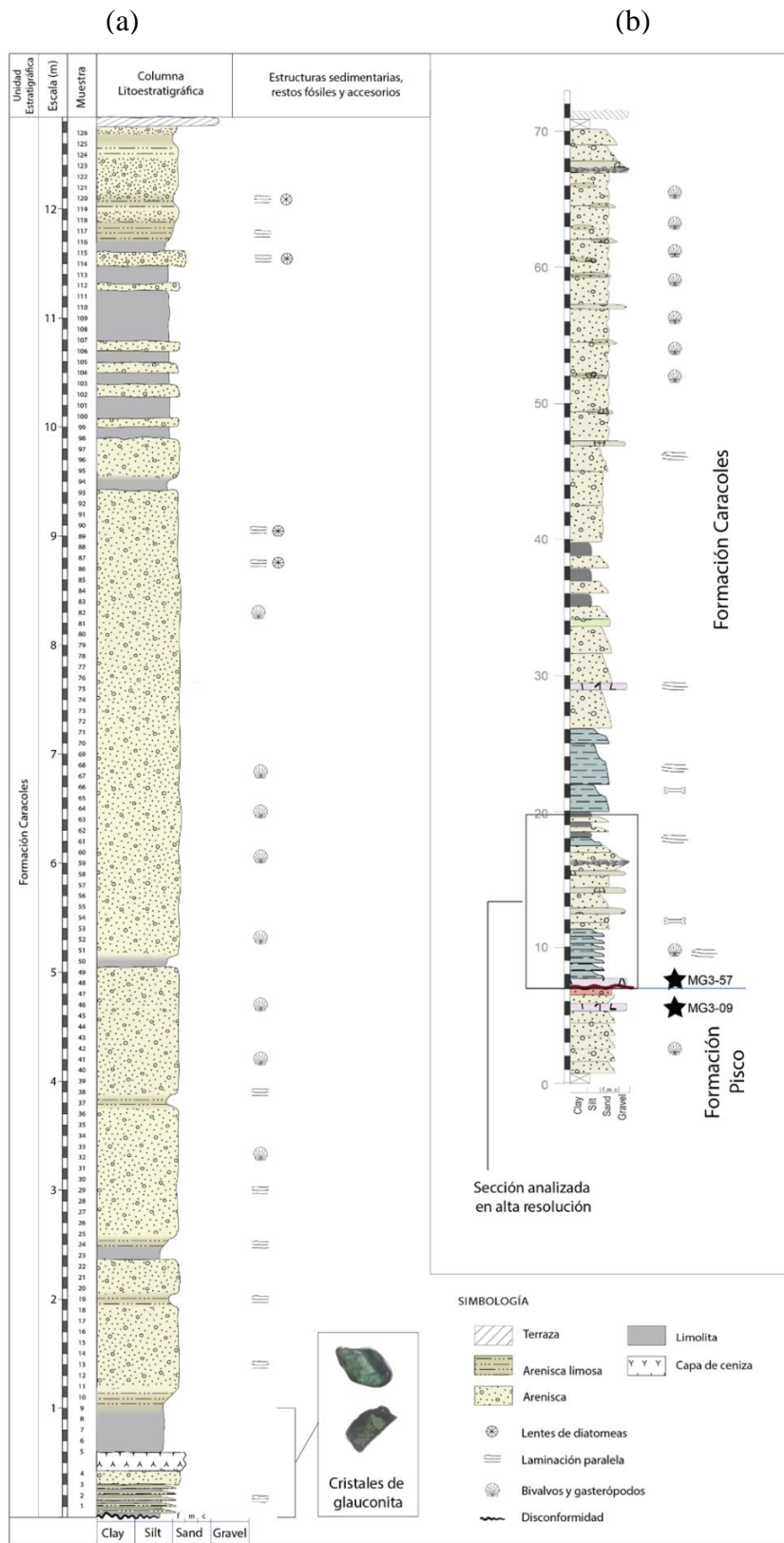


Figura 4.3. (a) Columna estratigráfica analizada en alta resolución de la Fm. Caracoles. (b) Columna estratigráfica de las rocas que afloran en la localidad CAM, modificado de Ochoa et al., (2021). En este estudio se analizó la sección resaltada en el recuadro.

4.1.2. Variabilidad en el tamaño de grano

Se seleccionaron cuatro muestras para evaluar la variación del tamaño de grano en el registro sedimentario (Figura 4.3.-a). La muestra 1 se extrajo de un depósito de limolitas y corresponde a una altura estratigráfica de 0.8 m. La distribución granulométrica de dicha muestra presenta una pobre selección ($S_o=1.23$) y presenta dos medias modales de 8.1 y 114.6 μm (Figura 4.4., Tabla 4.1.).

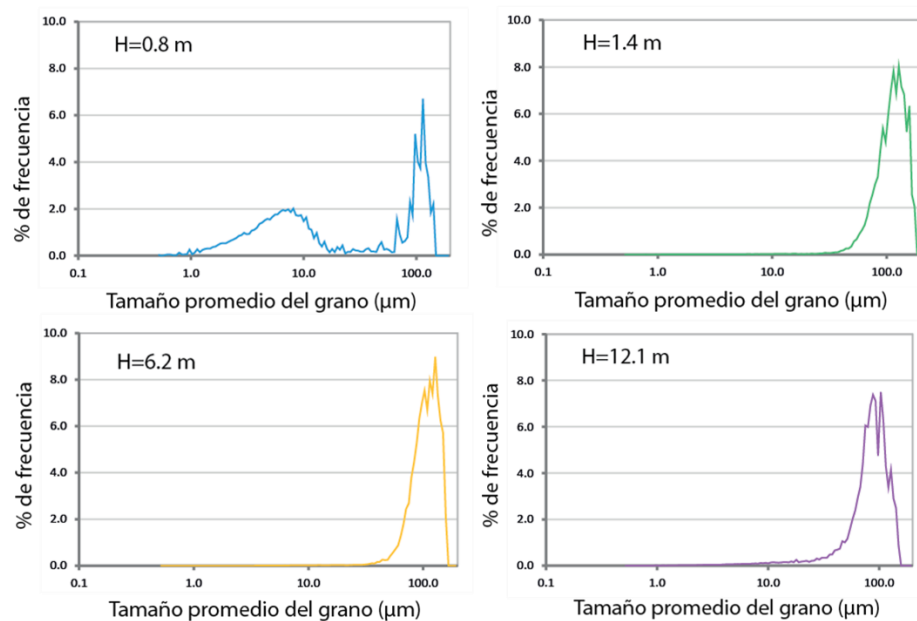


Figura 4.4. Variabilidad del tamaño de grano de las cuatro muestras representativas. H: altura estratigráfica de la que se extrajo la muestra.

Las muestras 2 y 3 fueron extraídas de depósitos de areniscas y corresponden a alturas estratigráficas de 1.4 m y 6.2 m, respectivamente, las distribuciones granulométricas de las muestras evidencian una pobre selección ($S_o=1.3$ y $S_o=1.29$, respectivamente) y medias modales de 129.2 y 125.8 μm , respectivamente (Figura 4.4.). Por último, la muestra 4 fue extraída de un depósito de areniscas limosas que

corresponde a una altura estratigráfica de 12.1 m, la distribución granulométrica de la muestra evidencia una muy mala selección ($S_o=4.4$) y una media modal de 101.8 μm (Figura 4.4.).

Tabla 4.1. Distribución según la dimensión de las partículas y tamaño medio de los granos por muestra. Nótese que la muestra ubicada a una altura estratigráfica de 0.8 m presenta una distribución bimodal.

Muestra	Altura estratigráfica (m)	% de arenas finas (250-63 μm)	% de limos (63-2 μm)	% de arcillas (<2 μm)	Media modal
Muestra 1	0.8	39.6	55.7	4.6	8.1
					114.6
Muestra 2	1.4	95.6	4.4	0.0	129.2
Muestra 3	6.2	95.0	5.0	0.0	125.8
Muestra 4	12.1	80.6	19.2	0.2	101.8

4.1.3. Diagramas de dispersión bivariados

De acuerdo con la Figura 4.5., se observó que de acuerdo con la granulometría, las muestras presentan tamaños de grano de arena fina a limo grueso. No obstante, la muestra extraída a una altura estratigráfica de 0.8 m presenta un comportamiento bivariado por lo que en sí corresponde a sedimentos de limos gruesos y arenas muy finas.

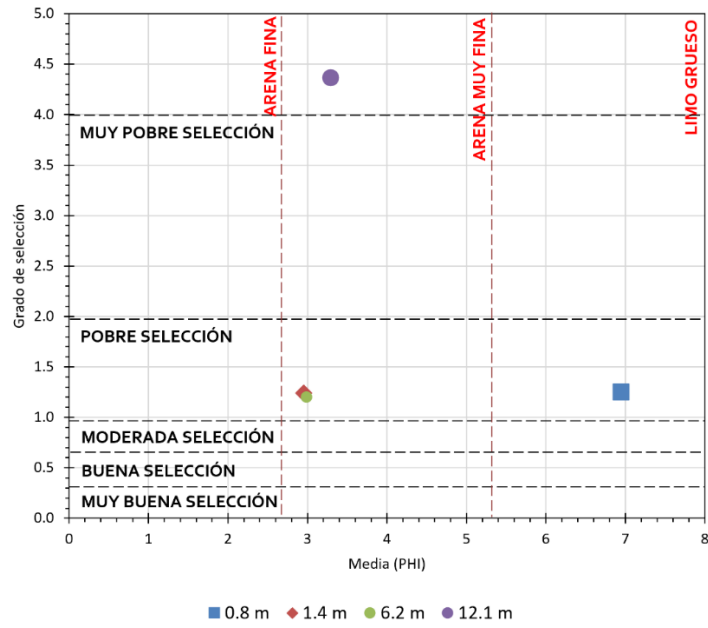


Figura 4.5. Gráfico bivariado de la desviación estándar del tamaño de grano versus el tamaño de grano promedio. Propuesto por Folk and Ward (1957).

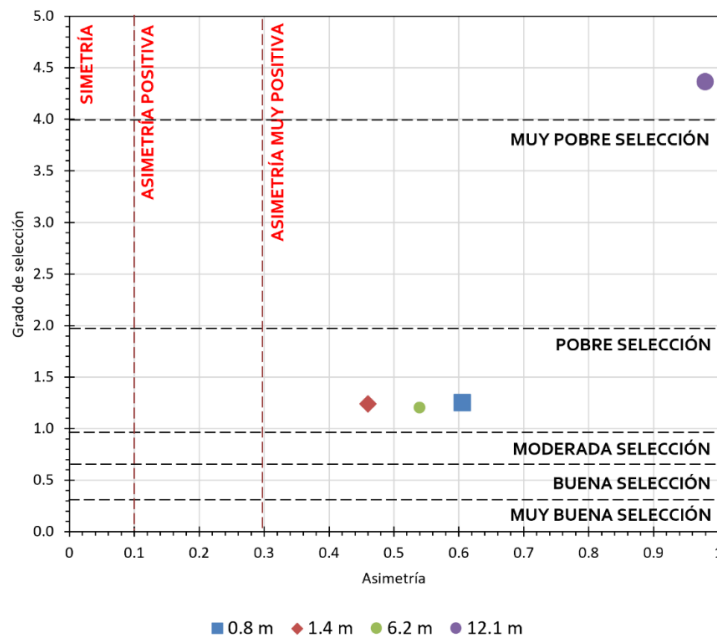


Figura 4.6. Gráfico bivariado de la desviación estándar del tamaño de grano versus la asimetría. Propuesto por Folk and Ward (1957). Nótese que la muestra correspondiente a $H=1.4m$ se encuentra detrás de la muestra correspondiente a $H=6.2m$.

En la Figura 4.6., se observó que las muestras presentan una pobre selección a extremadamente mala selección y una asimetría muy positiva. La muestra extraída cerca del tope de la sección estudiada destaca por su simetría.

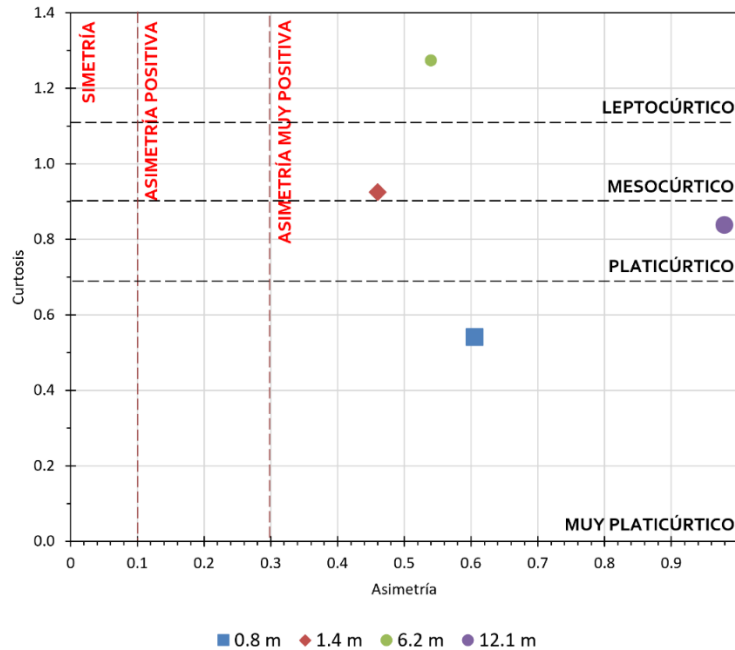


Figura 4.7. Gráfico bivariado de la curtosis versus la asimetría. Propuesto por Folk and Ward (1957). Nótese que la muestra correspondiente a $H=1.4$ m (rombo rojo) se encuentra detrás de la muestra correspondiente a $H=6.2$ m (triángulo verde).

En la Figura 4.7., se observó que las muestras presentan diferentes tipos de curtosis, desde leptocúrticas hasta muy platicúrticas. La muestra extraída a una altura estratigráfica de 0.8 m, correspondiente a la base de la sección presenta un comportamiento muy platicúrtico.

4.1.4. Análisis discriminante lineal (LDA)

A partir de lo propuesto por Sahu (1962), se hizo el cálculo del tamaño de grano promedio en unidades logarítmicas, la desviación estándar, la asimetría y la curtosis para cada una de las muestras (Tabla 4.2.).

Tabla 4.2. Parámetros sedimentológicos de las muestras analizadas.

Muestra	Altura estratigráfica (m)	Tamaño de grano promedio (PHI)	Desviación estándar	Asimetría	Curtosis
1	0.8	6.9498	0.0501	0.6060	0.5404
2	1.4	3.2211	0.0274	0.4602	0.9249
3	6.2	3.5549	0.0305	0.5401	1.2732
4	12.1	3.1193	0.0319	0.9800	0.8368

Con estos valores se hizo el cálculo de las funciones discriminantes (Y1, Y2, Y3 y Y4) para las muestras extraídas (Tabla 4.3.).

Tabla 4.3. Valores resultantes de la función de discriminante lineal de las muestras analizadas.

Muestra	Altura estratigráfica (m)	Y1	Y2	Y3	Y4
1	0.8	-24.3691	129.9254	-0.9789	11.9530
2	1.4	-8.6113	71.7187	-1.3715	10.1233
3	6.2	-7.8296	80.2254	-1.7364	12.5326
4	12.1	-11.1919	84.9039	-3.8236	13.4048

Por último, se elaboraron los diagramas para situar los puntos en base a las ecuaciones propuestas por Sahu (1962): Y1, Y2, Y3 y Y4 en la Figura 4.8.

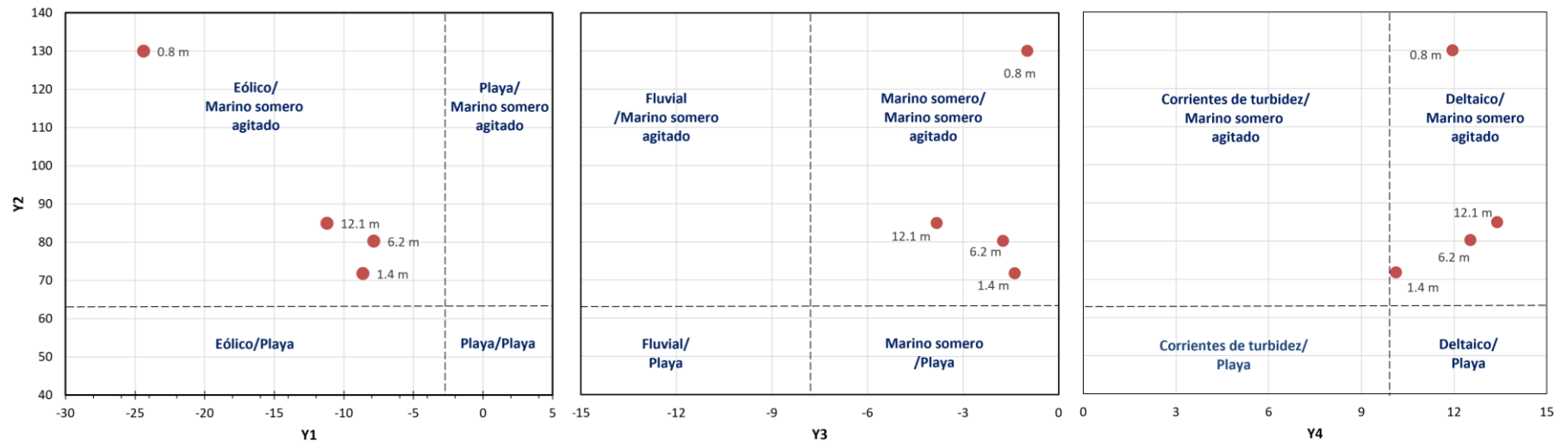


Figura 4.8. Diagramas para la determinación de los procesos y el ambiente sedimentario con el análisis discriminante lineal. El cálculo de los valores de Y1, Y2, Y3 e Y4 se encuentran desarrollados en el ítem 2.1.3.2. Modificado de Baiyegunhi et al. (2017)

A partir del cálculo realizado en la Tabla 4.3. se encontró que de acuerdo con los valores de Y_1 , las muestras forman parte de un ambiente sedimentario de aguas someras, alta energía y con influencia eólica. Así mismo, los valores de Y_2 y Y_3 indican ambientes sedimentarios marinos someros de alta energía no fluviales. Por último, los valores de Y_4 , indican ambientes sedimentarios sin corrientes de turbidez. Esta clasificación general de ambiente marino de alta energía coincide con las estructuras sedimentarias y fauna observadas en la sección.

4.2. Análisis geoquímico de elementos

El análisis de la composición elemental incorporó la validación de los resultados adquiridos por medio del analizador portable de XRF y se basó en el comportamiento de 7 elementos químicos (Ti, Rb, Zr, P, Si, Ca y Al), así como su variación en función de la profundidad y la granulometría predominante de las muestras.

4.2.1. Validación de datos geoquímicos

La validación de los datos geoquímicos se realizó mediante dos métodos: el primer método se hizo con una muestra estándar “blanco” y el segundo método con un espectrómetro de masas. En el primer caso, se hizo la comparación de las lecturas de 6 especies químicas para una muestra conocida con los valores reportados por el analizador portable de XRF, con el fin de evaluar la precisión del analizador XRF durante el análisis. Para el segundo caso, se validó la precisión de la lectura de 6 especies químicas con respecto a los valores calculados por medio del análisis en un espectrómetro de masas.

4.2.1.1. Análisis de blancos: Medición de la precisión del analizador XRF

Se seleccionaron los elementos o compuestos químicos presentes en la muestra estándar o blanco para medir la precisión del analizador XRF. Los compuestos químicos analizados fueron Al_2O_3 , K_2O , Ca, Mn, Fe y Cu. Las mediciones de Cu, Mn, Ca y Fe obtenidas del analizador XRF se encontraron dentro del rango establecido indicado en la muestra estándar. Las mediciones de Al_2O_3 y K_2O , aunque se encontraron dentro del rango de medición, oscilaron cerca del límite inferior permitido (Figura 4.9.). Se concluye, por tanto, que las mediciones de la muestra estándar con el analizador XRF no presentaron desviaciones importantes durante la medición de las muestras de la Fm. Caracoles.

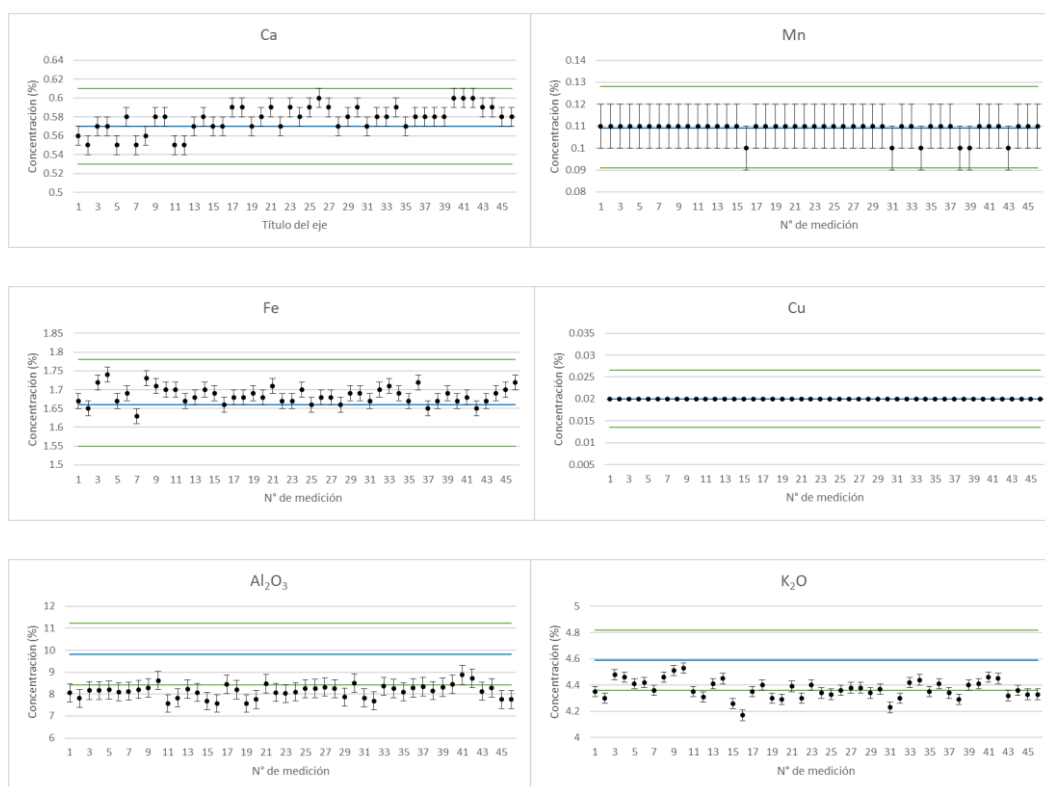


Figura 4.9. Precisión del analizador XRF para Ca, Mn, Fe, Cu, Al_2O_3 y K_2O . Las líneas verdes representan los límites de detección del instrumento XRF y la línea azul representa la media de dichos límites.

4.2.1.2. Comparación de datos de composición elemental obtenidos por el analizador XRF versus datos obtenidos usando un espectrómetro de masa convencional.

Se comparó la reproducibilidad de los patrones y tendencias de composición elemental obtenidos mediante el uso de la pistola manual versus el patrón de variabilidad obtenido al usar un espectrómetro de masas convencional. Los errores cuadráticos medios (RMSE) calculados presentaron una variación entre 0 a 5.5 (Tabla 4.4.), lo que indicó que el patrón de variación de las concentraciones químicas obtenidas mediante el analizador fue confiable para el objetivo del presente estudio. La validación demostró que el contenido de las especies químicas como SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Fe, MgO, Ca, Ti, S, P, Mn, Zr, Sr, Cl y Rb, presentan un grado de precisión aceptable.

Tabla 4.4. Cálculo del RMSE de los datos obtenidos del analizador, donde (w) corresponde a la medición obtenida en muestra húmeda y (d), en muestra seca.

Variable	SiO ₂ (w)	SiO ₂ (d)	Al ₂ O ₃ (w)	Al ₂ O ₃ (d)	Fe(w)	Fe(d)	K ₂ O(w)	K ₂ O(d)	MgO(w)	MgO(d)
RMSE	4.67814758	5.37729622	4.03685773	5.53742803	0.81400009	2.61459985	0.63191107	0.42326469	2.3584761	2.5652735
Variable	Ca(w)	Ca(d)	Ti(w)	Ti(d)	S(w)	S(d)	P(w)	P*(d)	Mn(w)	Mn(d)
RMSE	0.47172785	0.43609015	0.1079697	0.24005236	0.61023744	0.27620154	0.05555799	0.05232882	0.01185206	0.05050862
Variable	Zr(w)	Zr(d)	Sr(w)	Sr(d)	Cl(w)	Cl(d)	Rb(w)	Rb(d)		
RMSE	0.01131062	0.03736028	0.02080687	0.04599767	2.74138914	4.7665258	0.01129317	0.01688298		

Para este estudio, se seleccionaron 7 elementos (Ti, Rb, Zr, P, Si, Ca y Al) y se analizó la correlación entre los datos geoquímicos usando ambos métodos (analizador y espectrómetro). Los 7 elementos presentaron patrones similares y una alta correlación ($R^2 > 0.9$), reflejando una alta correspondencia y confiabilidad de los datos obtenidos mediante el analizador portátil (Figura 4.10.0). Las muestras secas y las muestras con

humedad natural mostraron correlaciones muy similares. Sin embargo, para este estudio se usaron los valores de la concentración geoquímica de las muestras secas.

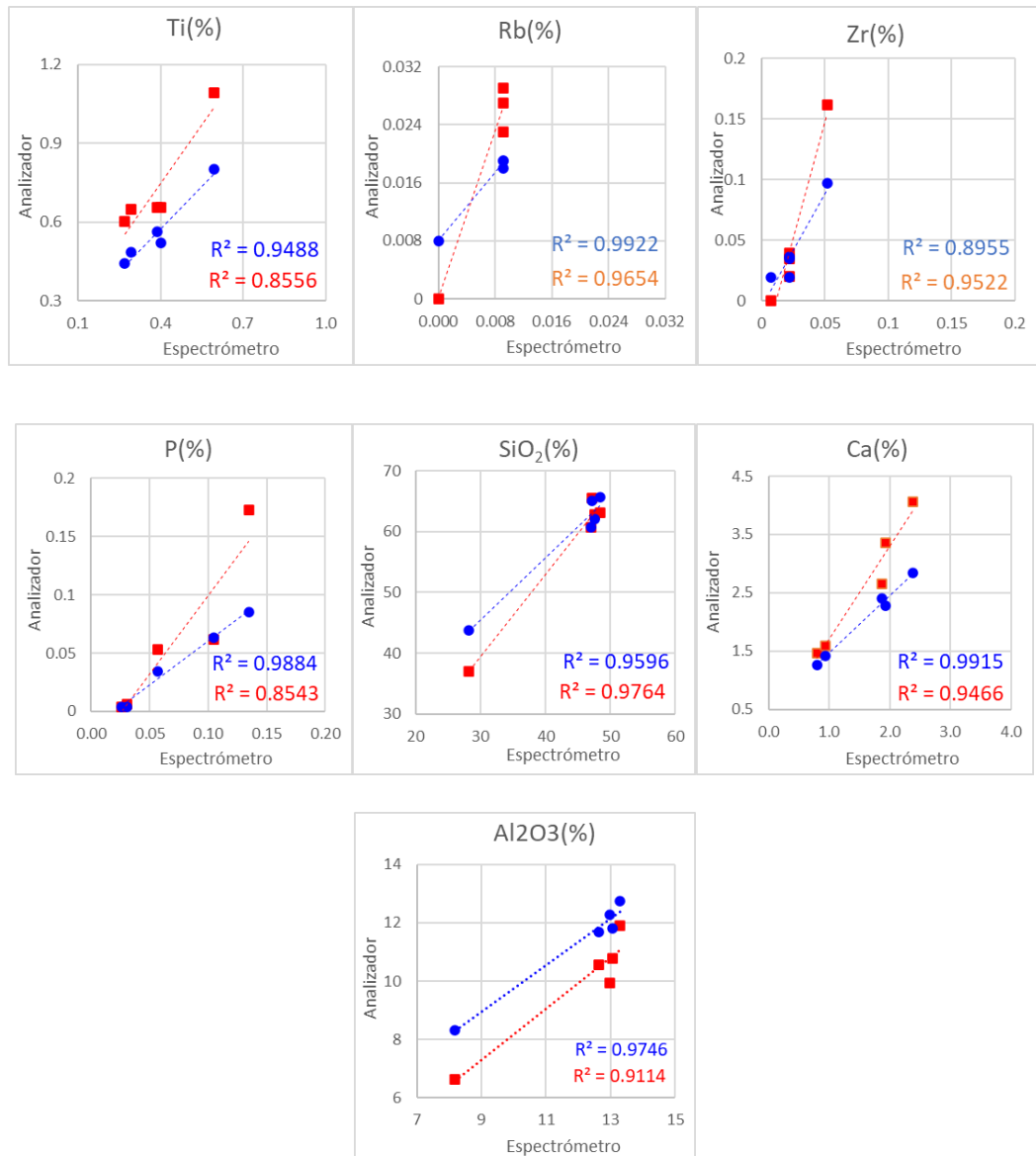


Figura 4.10. Curvas de correlación de los resultados obtenidos del espectrómetro vs. el analizador XRF para los 7 elementos analizados como parte de este estudio. Las muestras con humedad natural son representadas en azul y las muestras secas son mostradas en rojo.

4.2.2. Proporciones geoquímicas en dominio de profundidad

Se hizo una comparación relativa de las proporciones Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al, P/Al, Si/Al y Ca/Al, a los que se le aplicó una transformación logarítmica. El Ca/Al presenta la mayor dispersión de datos y el Rb/Al presenta la menor dispersión de datos. La Tabla 4.5. muestra un resumen estadístico para algunos ratios entre elementos analizados.

Tabla 4.5. Datos estadísticos para cada elemento geoquímico analizado. Donde *Sd* representa la desviación estándar y *Cv*, el coeficiente de variación.

	Log(Ti/Al)	log(Rb/Al)	log(Zr/Al)	log(P/Al)	log(Si/Al)	log(Ca/Al)
Mínimo	-3.13	-6.69	-7.04	-7.94	1.22	-2.56
Promedio	-2.45	-5.82	-5.35	-5.19	1.54	-1.06
Máximo	-1.93	-5.07	-3.95	-2.37	2.07	1.32
Sd	0.18	0.26	0.47	1.47	0.12	0.66
Cv	7.24%	4.43%	8.74%	28.36%	7.67%	62.42%

De acuerdo con los registros geoquímicos y en función a la litología, se observó que en la base de la sección (0-0.8 m) hay una tendencia a la disminución en las proporciones geoquímicas de Ti/Al, Zr/Al, P/Al. Entre los 0.8 y 3.8 m, con una litología de areniscas de grano fino con intercalaciones de limolitas, se observó una tendencia al aumento en las proporciones geoquímicas de Ti/Al, Rb/Al y Zr/Al y una amplia variabilidad en P/Al sin mostrar una tendencia hacia el aumento o disminución. Entre los 3.8 y 7.5 m, con una litología homogénea de areniscas de grano fino masivas, se observó una baja variabilidad en todas las proporciones geoquímicas, salvo en el registro de Zr/Al que presentó una tendencia leve al incremento. Entre los 7.5 y 9.6 m, la litología no presento una variación importante, no obstante, hubo una tendencia en la disminución de Zr/Al, P/Al, Ca/Al y Ti/Al, esta tendencia fue menos evidente en los registros de Rb/Al y Si/Al. Entre los 9.6 y 11.8 m, la litología presentó una intercalación de areniscas de grano fino con limolitas

con un mayor espesor, y en respuesta se observó una tendencia a la disminución mucho más evidente en todas las proporciones geoquímicas, después de una variación abrupta, en esta disminución se observó una mayor variabilidad en los datos. Por último, entre los 11.8 y 12.7 m se registró una tendencia al incremento en las proporciones de Ti/Al, Rb/Al y Ca/Al ante cambios de litología menos abruptos entre limolitas y areniscas de grano fino (Figura 4.11.1).

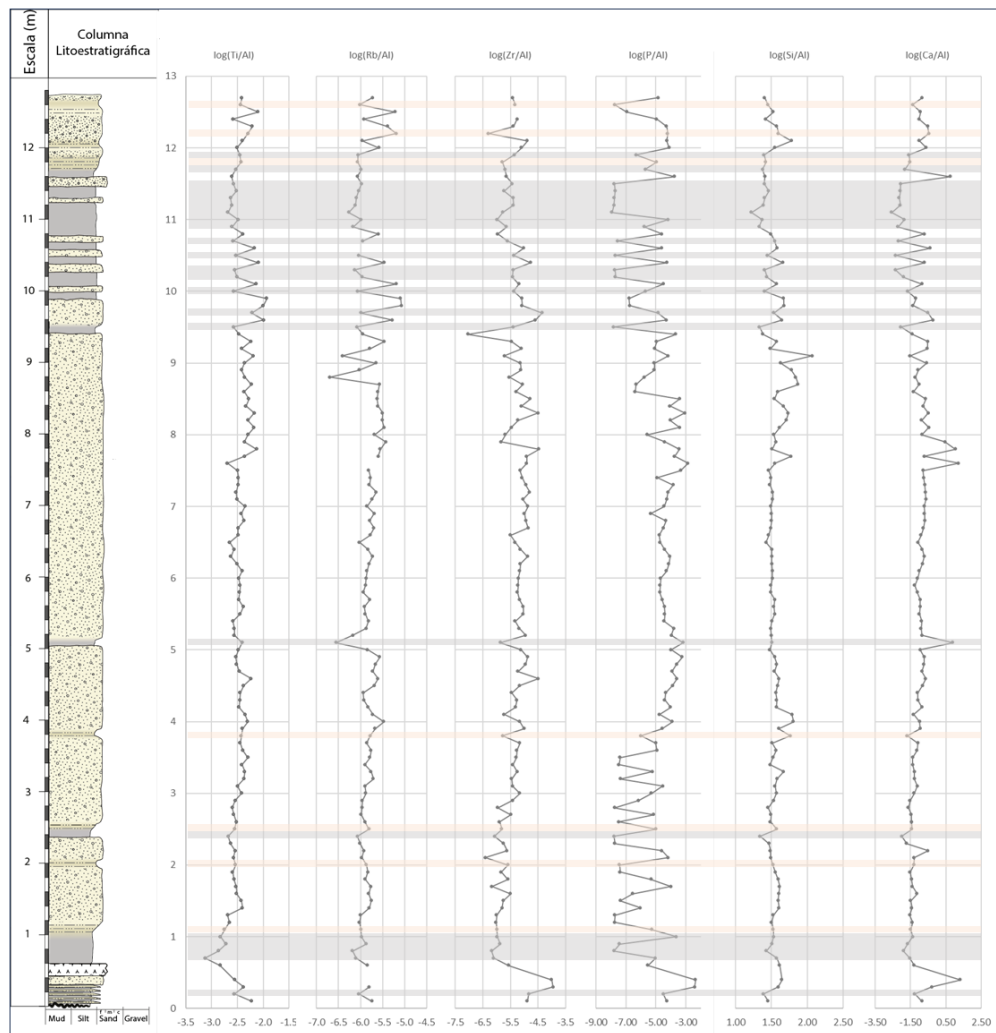


Figura 4.11. Variabilidad geoquímica de Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al, P/Al, Si/Al y Ca/Al a lo largo de la sucesión estratigráfica. Las zonas sombreadas de los registros geoquímicos indican litologías más finas, gris para capas de limolitas y beige para capas de areniscas limosas.

4.2.3. Análisis multivariado: conglomerados y escalamiento multidimensional no métrico (NMDS)

Se realizó el análisis estadístico multivariado utilizando las 6 proporciones anteriormente mencionadas, sin considerar los primeros 1.1 m, dado que presenta un nivel con glauconita desde la parte media al tope. Los niveles de glauconita indican la existencia de una sección condensada (McCrone 1962), que, por definición, debe representar un intervalo de tiempo mayor en comparación con los niveles registrados en la sección estudiada en los intervalos superiores (Strasser 2016), haciendo que puedan existir concentraciones elementales relativas superiores en comparación con el resto de la sección.

4.2.3.1. Análisis de conglomerados restringido de las muestras

Se hizo una comparación de las muestras comprendidas entre los 1.2 m hasta los 12.7 metros, usando un análisis de conglomerados restringido en modo Q. Estos resultados permitieron clasificar las muestras en 3 intervalos geoquímicos. El Intervalo I se ha considerado para los primeros 1.1 m, los siguientes intervalos son mostrados a continuación:

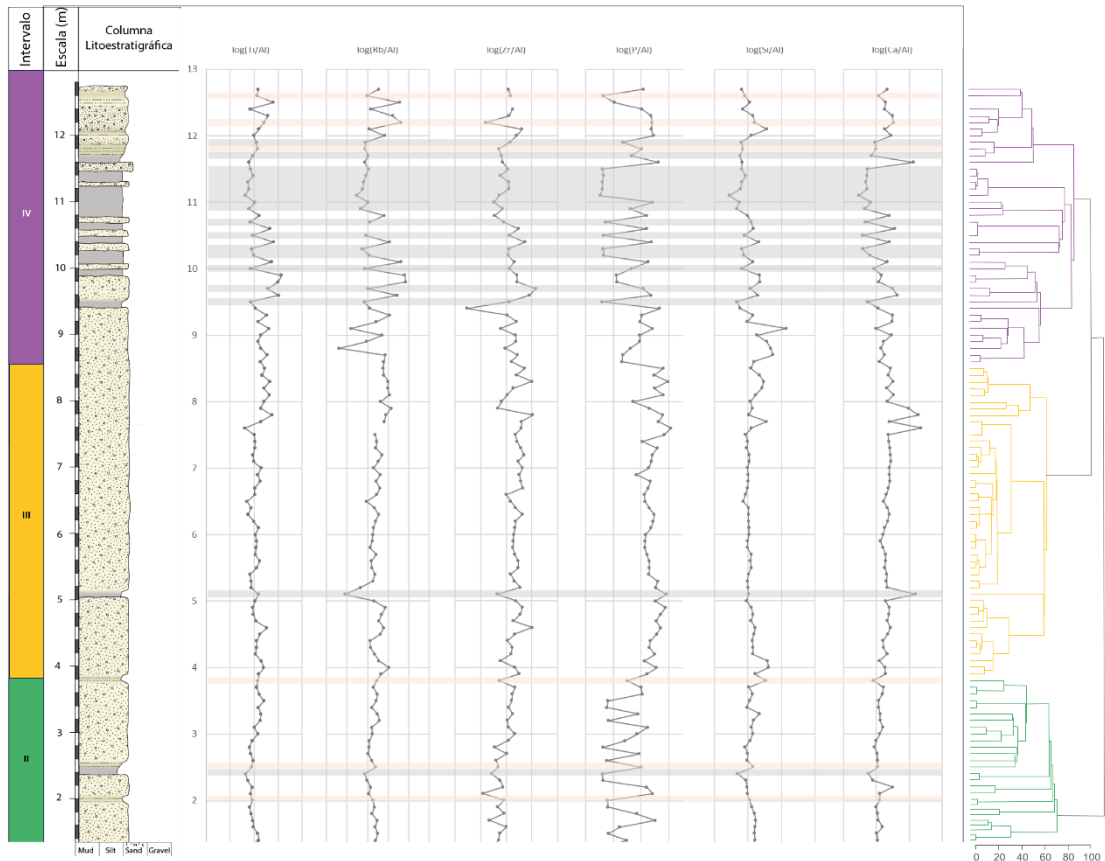


Figura 4.12. Dendrograma de conglomerados restringido en modo Q que muestra 3 grupos de muestras, los cuales coinciden con los intervalos anteriormente establecidos.

El dendrograma jerárquico restringido ha permitido diferenciar 3 grupos de intervalos, el primero corresponde al intervalo II que comprende las muestras ubicadas entre los 1.2 y 3.8 metros de altura estratigráfica, el segundo grupo diferenciado es el intervalo III comprendido entre los 3.9 y 8.6 metros de altura estratigráfica, y en el tope de la sección, se diferencia el intervalo IV que abarca desde los 8.7 a 12.7 metros de altura estratigráfica

4.2.3.2. Escalamiento multidimensional no métrico (NMDS) y diagrama de bigotes

Se utilizó el análisis NMDS en modo Q (Figura 4.13.) y se observaron y clasificaron las muestras correspondientes a los intervalos previamente mencionados: el intervalo II (color verde), de 1.2 a 3.8 metros; el intervalo III (color marrón claro), de 3.9 a 8.6 metros y el intervalo IV (color lila), de 8.7 a 12.7 metros. Se observó que el intervalo III presenta una composición elemental relativamente homogénea en comparación con los intervalos II y IV, en concordancia con la litología homogénea que caracteriza el intervalo. Por otra parte, el intervalo II presenta una variabilidad mínima entre muestras, mientras que, el intervalo IV presenta la mayor dispersión de los datos, lo que concuerda con el desarrollo de las intercalaciones de fases de grano fino. Estos resultados están en concordancia con los agrupamientos que se obtuvieron a partir del análisis de conglomerados ($R^2=0.99$) y nMDS (stress <0.05).

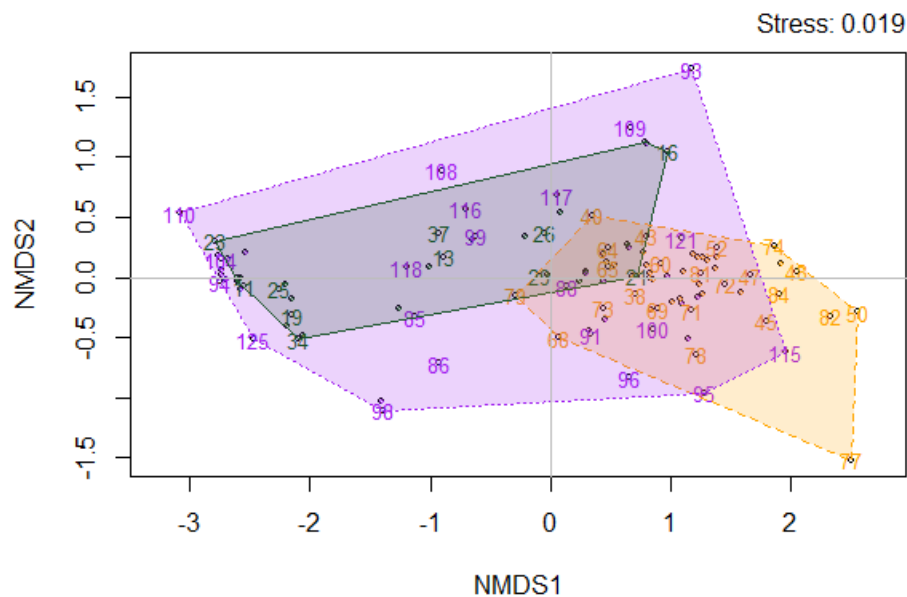


Figura 4.13. Ordenamiento de las muestras de los tres intervalos superiores usando un análisis de NMDS. Nótese que las muestras del intervalo II están representadas en verde, las muestras del intervalo III están representadas en anaranjado y las muestras del intervalo IV están representadas en morado.

Por otra parte, se hizo un análisis NMDS en modo R, en el que se observó el comportamiento de las proporciones geoquímicas, resultando una mayor semejanza entre

las proporciones: Ti/Al, Rb/Al y Zr/Al y una mayor semejanza entre Si/Al y Ca/Al. Ahora, estos dos grupos formados se ubican en el cuadrante: NMDS1 (positivo) – NMDS2 (negativo) y presentan una mayor diferencia con respecto a las concentraciones de P/Al que se ubica en el cuadrante NMDS1 (positivo) - NMDS2 (positivo) (Figura 4.14).

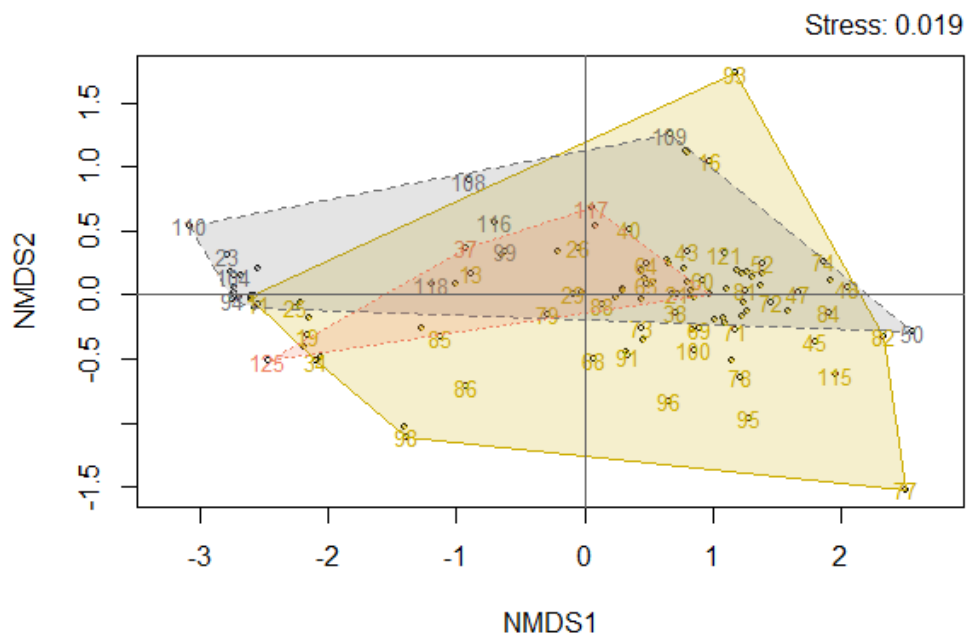


Figura 4.14. Ordenamiento de las muestras en base a sus litologías usando un análisis de NMDS. Las muestras de areniscas están representadas de amarillo, las muestras de limolitas están representadas en gris y las muestras de areniscas limosas están representadas en anaranjado.

Por último, se hizo un análisis NMDS en relación con la litología. Se clasificaron los datos en tres grupos representados por tres regiones diferentes: areniscas, de color amarillo; limolitas, de color naranja y areniscas limosas, de color gris. Se observó que las areniscas presentan una composición similar a las limolitas en casi todas las muestras y también exhiben una variabilidad geoquímica similar. No obstante, la variabilidad de las areniscas y limolitas es mucho menor que la variabilidad de las muestras de areniscas limosas (Figura 4.15).

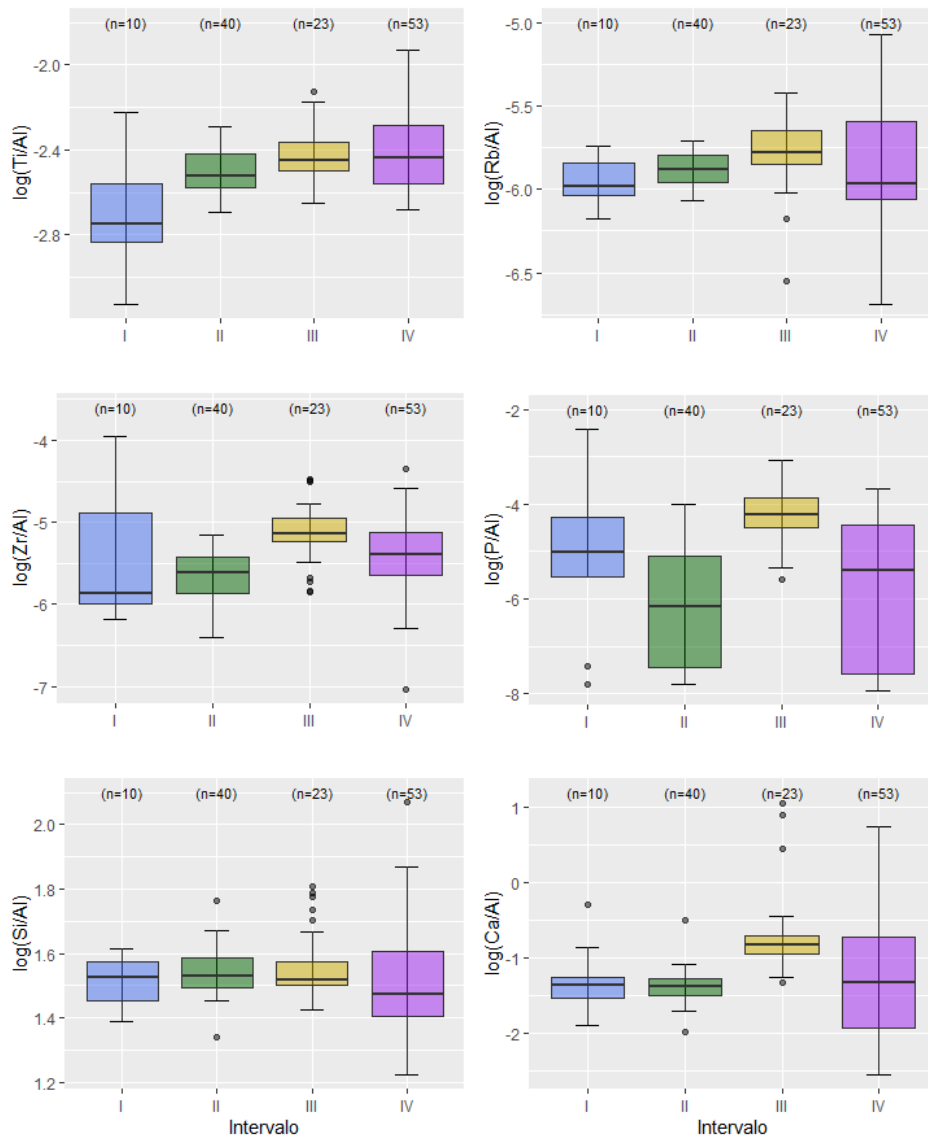


Figura 4.15. Diagrama de cajas y bigotes de las proporciones: Ti/Al , Rb/Al , Zr/Al , P/Al , Si/Al y Ca/Al entre intervalos.

Asimismo, se hizo un diagrama de cajas y bigotes para analizar la diferencia entre las proporciones geoquímicas: Ti/Al , Zr/Al , Rb/Al , Si/Al , P/Al y Ca/Al , por intervalo (Figura 4.15.5). Se observó que en los intervalos presentan mayores diferencias en las

concentraciones de Ti/Al, Zr/Al y P/Al. Mientras que los intervalos parecen ser más semejantes con las concentraciones de Rb/Al, Si/Al y Ca/Al. Después, se observó que en el intervalo IV se presenta la mayor dispersión de los datos, seguido por los intervalos II y III que presentan dispersiones similares y el intervalo I que presenta una muy baja dispersión de datos.

Se utilizó la prueba de normalidad de Shapiro en los datos de proporciones geoquímicas, en el que se encontró que la mayoría de estas presentan un comportamiento no paramétrico: Ti/Al, Rb/Al, P/Al, Si/Al y Ca/Al (Tabla 4.6.). Dado que solo una proporción geoquímica (Zr/Al) presenta un comportamiento normal, se optó por utilizar la prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis para abarcar todas las proporciones geoquímicas.

Tabla 4.6. Prueba de normalidad en los datos de proporciones geoquímicas con la prueba de Shapiro. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan un comportamiento normal (>0.05).

Proporciones geoquímicas	Shapiro Test	
	Estadístico W	p valor
Log(Ti/Al)	0.96	2.996 x 10 ⁻³
Log(Rb/Al)	0.96	2.996 x 10 ⁻³
Log(Zr/Al)	0.98	1.384 x 10⁻¹
Log(P/Al)	0.89	6.322 x 10 ⁻⁸
Log(Si/Al)	0.93	8.908 x 10 ⁻⁶
Log(Ca/Al)	0.94	1.244 x 10 ⁻⁴

Los resultados anteriormente mencionados se validaron mediante la prueba no paramétrica de Kruskal Wallis, a partir de la cual se observó la existencia de diferencias

significativas en los valores de P/Al, Ca/Al, Zr/Al, Rb/Al y Ti/Al a lo largo de todos los intervalos, con excepción del Si, cuyas medias son similares de acuerdo con el análisis estadístico (Tabla 4.7.).

Tabla 4.7. Análisis estadístico univariado usando la prueba de Kruskal-Wallis para evaluar las diferencias entre las proporciones geoquímicas a lo largo de los intervalos. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son muy significativos (<0.005)

Proporciones	Kruskal-Wallis		
	Grados de Libertad	Estadístico H	p valor
Log(Ti/Al)	3	15.26	1.602 x 10⁻³
Log(Rb/Al)	3	14.37	2.439 x 10⁻³
Log(Zr/Al)	3	33.95	2.023 x 10⁻⁷
Log(P/Al)	3	46.77	3.878 x 10⁻¹⁰
Log(Si/Al)	3	3.72	2.933 x 10 ⁻¹
Log(Ca/Al)	3	36.61	5.562 x 10⁻⁸

Las relaciones no paramétricas entre las proporciones geoquímicas y los ejes NMDS1 y NMDS2 fueron comprobadas mediante el análisis estadístico no paramétrico conocido como correlación de Spearman. En la Tabla 4.8. se observan los coeficientes de correlación obtenidos para el análisis entre las variables geoquímicas trabajadas y los ejes del NMDS.

Tabla 4.8. Correlaciones estadísticas de Spearman no paramétricas obtenidas entre las variables geoquímicas trabajadas. Las correlaciones estadísticas significativas (p<0.05) están señaladas en rojo.

Parámetros	log(Ti/Al)	log(Rb/Al)	log(Zr/Al)	log(P/Al)	log(Si/Al)	log(Ca/Al)	NMDS1	NMDS2
Log(Ti/Al)	1	0.629	0.371	0.322	0.640	0.475	0.357	-0.403
Log(Rb/Al)		1	0.41	0.412	0.594	0.612	0.469	-0.452
Log(Zr/Al)			1	0.423	0.245	0.55	0.487	-0.481
Log(P/Al)				1	0.283	0.723	0.986	0.056
Log(Si/Al)					1	0.317	0.301	-0.205
Log(Ca/Al)						1	0.803	-0.475

Se observó que las correlaciones significativas son todas positivas elevadas ya que son superiores a 0.6, y la de valor más elevado corresponde a la relación entre el P y el NMDS1, seguida por el Ca con el NMDS1. En cuanto a la correlación entre las proporciones geoquímicas, se encontró que el Ca presentó una mayor correlación con el P y Rb; el Si presentó una mayor correlación con el Ti y Rb y estos dos elementos también presentaron una correlación positiva.

4.3. Análisis geoquímico de contenido biogénico y MO

4.3.1. Registro de sílice biogénica

La proporción de sílice biogénica (Si-Bio) ha sido determinada siguiendo la metodología planteada por Calvert and Pedersen (2007). La Figura 4.16. muestra la sílice no biogénica o detrítica (Si-nBio) representada por la línea gris oscuro, la Si-Bio representada por el área azul y la proporción geoquímica Si/Al. La sílice en general, tanto biogénica como detrítica o no biogénica es afectada por la variación litológica. Se observó que el registro de Si/Al y Si-Bio presentan una semejanza en su variabilidad. Además, se encontró que los valores más elevados de sílice biogénica se encontraron en las muestras ubicadas a los 3.8 m en el Intervalo II, 4.1 y 7.7 m en el intervalo III, y 8.7 al 9.1 en el Intervalo IV, así mismo, estas muestras presentan valores bajos de Si-nBio. Desde los 9 metros hacia

el tope de la secuencia (intervalo IV), la concentración de sílice biogénica, detrítica y la proporción geoquímica Si/Al presentaron tendencias mucho más definidas que en los intervalos inferiores, estas tendencias fueron crecientes hacia el tope en el caso de la sílice detrítica y decreciente, en el caso de la Si-Bio.

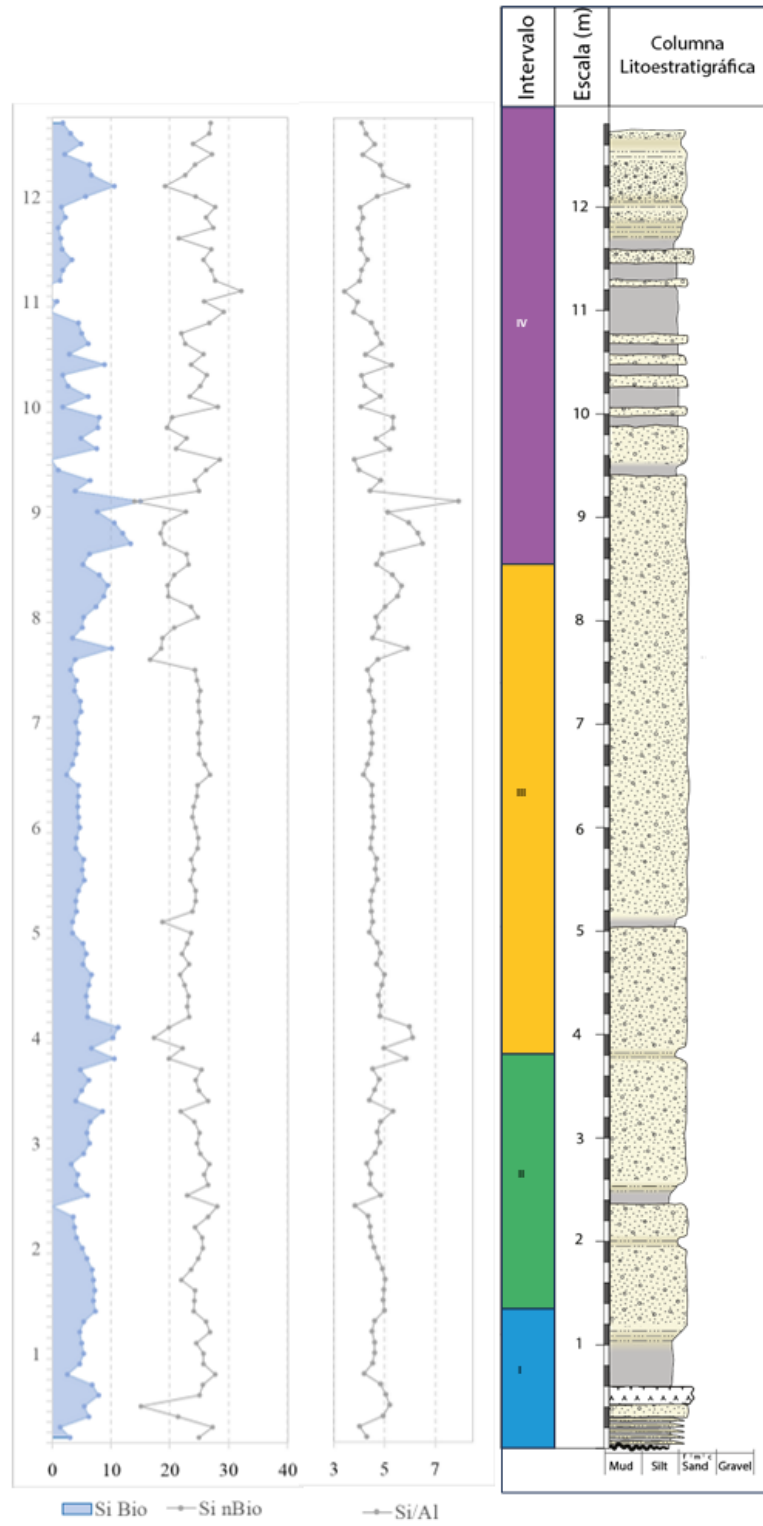


Figura 4.16. Variación de contenido de sílice biogénica (Si-Bio) representado por el área azul y la sílice de origen clástico (Si-nBio) representado por la línea gris.

4.3.2. Registro geoquímico de MO en dominio de profundidad

Los valores promedio de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C y N son 23.6‰, 6.88‰, 0.06% y 0.012%, respectivamente y presentan diferencias en los intervalos I, II, III y IV. En el intervalo I, desde la base hacia el tope, los valores de C y $\delta^{13}\text{C}$ disminuyen, mientras que los valores de N y $\delta^{15}\text{N}$ se incrementan (Figura 4.17.).

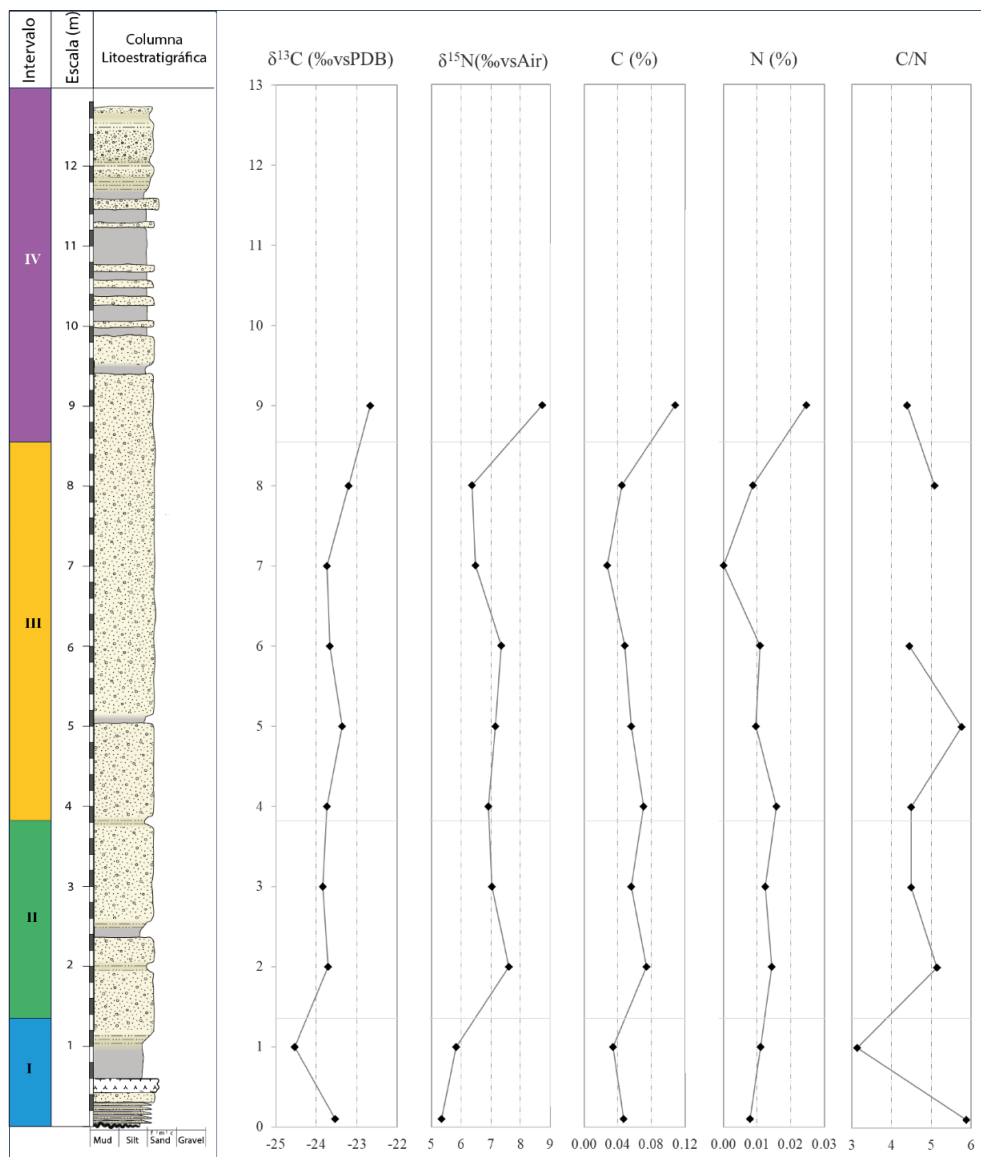


Figura 4.17. Variabilidad del contenido geoquímico de la MO a lo largo de la sección.

Esta comparación se puede notar en la disminución abrupta de la relación C/N. En el intervalo II, los valores de C, N, $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan menores variaciones y en el tope del intervalo II exhiben valores ligeramente mayores a los del intervalo I. En el intervalo III, los valores de $\delta^{15}\text{N}$, C y N presentan una ligera disminución hacia el tope. Por último, en la base del intervalo IV, todos los parámetros presentan un incremento más notable.

Por otra parte, se hizo una comparación entre los parámetros geoquímicos en los intervalos I, II, III y IV, y se observó que los parámetros geoquímicos presentan una mayor variabilidad en el intervalo IV, dado que presentan una mayor dispersión. En cuanto al $\delta^{13}\text{C}$, se observan diferencias entre los intervalos I y IV, y ciertas semejanzas en los intervalos II y III. Aunque, en el caso del C/N, no se observa una diferencia clara al pasar de intervalo a intervalo (Figura 4.18).

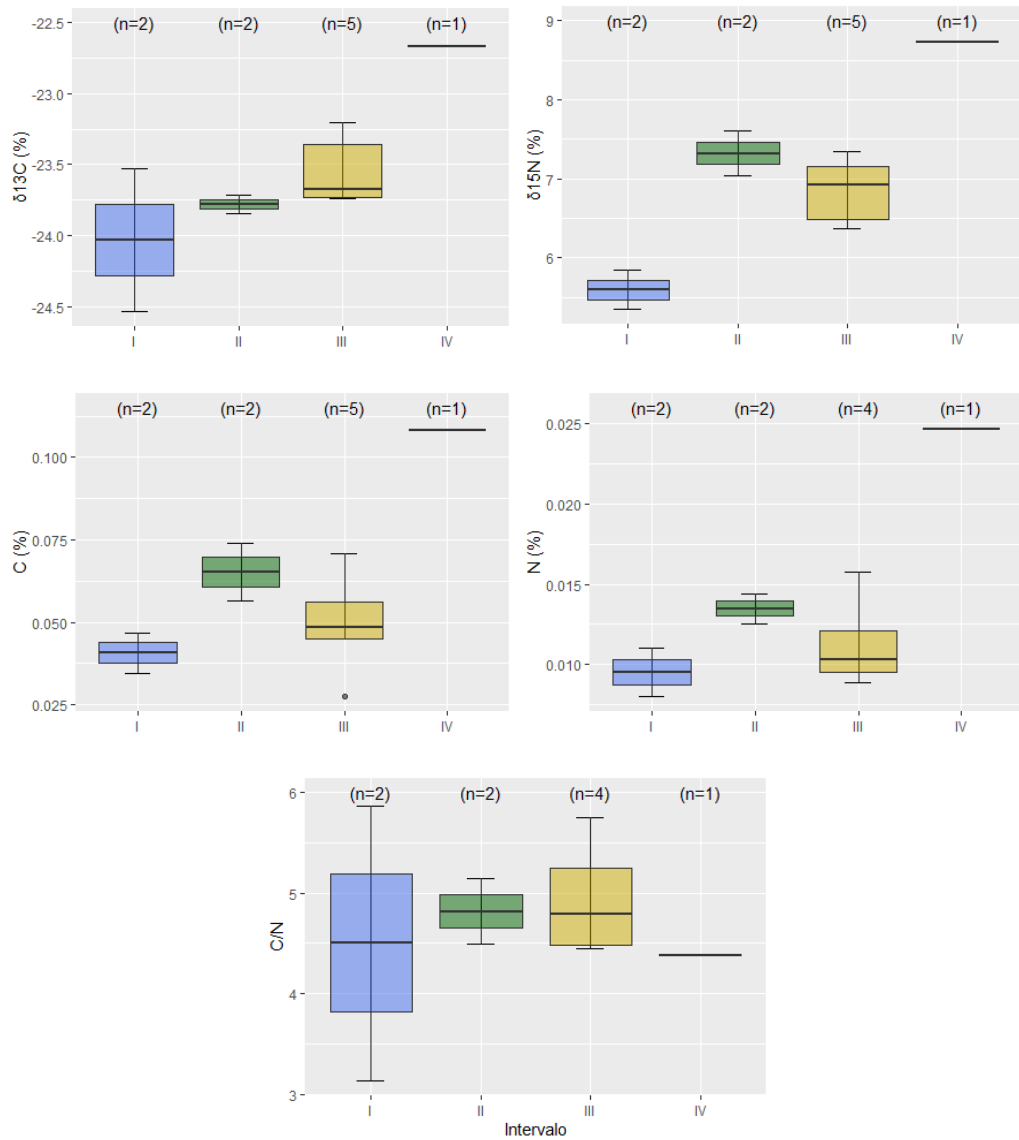


Figura 4.18. Diferencias entre intervalos para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C, N y C/N.

Se hizo un análisis estadístico de normalidad con la prueba de Shapiro (Tabla 4.9.) en el cual se encontró que los parámetros presentan p-valores menores a 0.05 con excepción del N que se aproxima mucho a ese valor. Por tanto, se optó por utilizar un análisis ANOVA para la comparación de medias, dado que en su mayoría presentan un comportamiento normal.

Tabla 4.9. Prueba de normalidad en los datos de isótopos estables del C y N, C, N y la relación C/N con la prueba de Shapiro. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan un comportamiento normal ($p > 0.05$).

Parámetros geoquímicos	Shapiro Test	
	Estadístico W	p valor
$\delta^{13}\text{C}$	0.92	4.407×10^{-1}
$\delta^{15}\text{N}$	0.97	9.576×10^{-1}
C	0.91	3.340×10^{-1}
N	0.83	4.999×10^{-2}
C/N	0.91	3.904×10^{-1}

Después, se utilizó la prueba de homocedasticidad de Bartlett que permite una mayor flexibilidad ante la normalidad de los datos (Tabla 4.10.). Como resultado, se encontró que los p-valores de los parámetros geoquímicos fueron mayores a 0.05, confirmado que presentan homogeneidad de varianzas.

Tabla 4.10. Prueba de homocedasticidad de Bartlett. Nótese que los p-valor resaltados con negrita son aquellos que presentan homogeneidad de varianzas ($p > 0.05$).

Parámetros geoquímicos	Prueba de Bartlett		
	Grados de libertad	Estadístico K	p valor
$\delta^{13}\text{C}$	2	3.15	2.064×10^{-1}
$\delta^{15}\text{N}$	2	0.03	9.808×10^{-1}
C	2	0.36	8.333×10^{-1}
N	2	0.63	7.285×10^{-1}
C/N	2	2.41	2.993×10^{-1}

Los resultados anteriormente mencionados se validaron mediante la prueba paramétrica de ANOVA (Tabla 4.11.), a partir de la cual se observó la existencia de diferencias

significativas en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, C, N y C/N a lo largo de todos los intervalos. Se encontró que existen diferencias estadísticas significativas en los valores de $\delta^{15}\text{N}$, C y N.

Tabla 4.11. Análisis estadístico univariado usando la prueba ANOVA para evaluar las diferencias entre los parámetros geoquímicos a lo largo de los intervalos.

Parámetros geoquímicos	Prueba de ANOVA		
	Grados de libertad	Estadístico F	p valor
$\delta^{13}\text{C}$	3	3.53	8.820×10^{-2}
$\delta^{15}\text{N}$	3	14.33	3.830×10^{-3}
C	3	5.716	3.420×10^{-2}
N	3	8.206	2.240×10^{-2}
C/N	3	0.13	9.330×10^{-1}

4.3.3. Origen de la MO

Los valores de C/N varían de 1.99 a 5.87 y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían de -24.8 a -20.4. Asimismo, se utilizó el modelo de Lamb et al. (2006) por lo que se elaboró un diagrama de dispersión para observar la distribución de los valores de C/N y $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.19.). Como resultado, se señaló que la MO contenida en las muestras de la Fm. Caracoles provienen del fitoplancton marino.

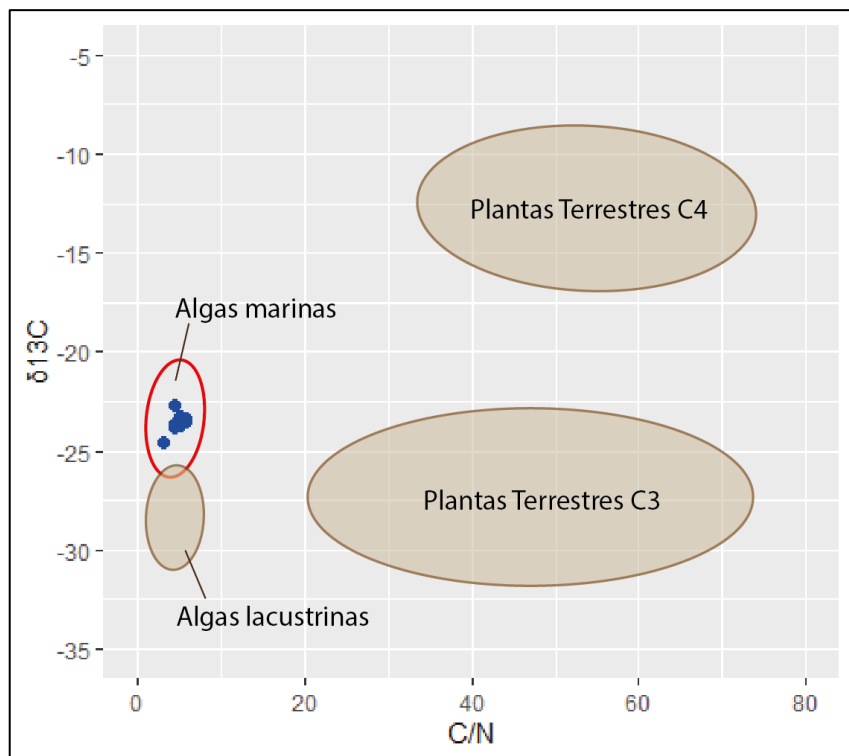


Figura 4.19. Razón C/N versus $\delta^{13}\text{C}$. (Modificado de Lamb et al, 2006). Las muestras de este estudio están representadas en azul.

5. DISCUSIÓN

5.1. Configuración geológica del ambiente costero central-sur peruano durante el Plio-Pleistoceno

En la localidad CAM, la Fm. Pisco se desarrolló durante el Mioceno entre 14.8-3 Ma y litológicamente está conformada por arenas de grano fino a medio con niveles de tobas en la base y capas de arenisca con nódulos de fosfatos y fósiles en el tope (Ochoa et al., 2021), que sugieren un ambiente sedimentario de tipo plataforma somera a profunda afectada por la acción de las olas, mareas y con constantes procesos de afloramiento costero (Dunbar et al. 1990; Esperante et al. 2015; Marocco and Muizon 1988; Muizon and DeVries 1985; Kiel et al. 2022) y acumulaciones frecuentes de diatomeas. Probablemente, para el área de Sacaco (15°-16°S), el ambiente sedimentario correspondiente a la Fm. Pisco hacia el final del Mioceno fue una bahía semi-restringida (DeVries 2020), en la que concurren procesos sedimentarios fluviales y marinos (Gonzales 2023).

Entre la sedimentación de las formaciones Pisco y Caracoles habría tenido lugar una continua actividad tectónica, que se evidencia con la existencia de una discordancia angular ubicada entre estas formaciones y que es visible en la localidad CAM. Esta actividad tectónica está relacionada con la ocurrencia de fases compresivas que afectaron a la costa peruana entre las latitudes 12°S a 16°S y que se asocian con el levantamiento de la Cordillera de los Andes (Macharé y Ortlieb, 1992). El levantamiento de la Cordillera de los Andes habría actuado como una barrera para el transporte de humedad, causando una reorganización de la circulación atmosférica (Saukel 2011), lo que pudo haber modificado la influencia y la intensidad de los agentes de transporte de sedimentos

(vientos alisios y aportes fluviales) durante la acumulación de la Fm. Caracoles. A pesar de esto, Ochoa et al. (2022) indicaron que los zircones de la Fm. Pisco y la Fm. Caracoles comparten fuentes de aporte, siendo los materiales asociados a la actividad volcánica de la orogenia Andina Neo-Cuaternaria y la erosión de los arcos magmáticos formados una de las principales fuentes. Esta similaridad sugiere que el relieve producto de la actividad tectónica del Neógeno no alteró significativamente los paisajes ni las fuentes de aporte de materiales. No obstante, la actividad tectónica del Mioceno modificó la geomorfología de los paisajes marino-costeros, afectando los hábitats en los que se desarrollaban las comunidades, forzando cambios en la estructura y composición de algunas comunidades (ej., moluscos) hacia el Plioceno temprano. Estos cambios geomorfológicos, aunados al progresivo enfriamiento de la Tierra durante el Plioceno, forzaron que taxones como *Thalassocnus*, *Odobenocetops* y *Piscogavialis* que habitaban ambientes costeros del Mioceno desaparecieran durante el Plioceno (entre 4.5-2.7 Ma), en algún momento entre la discordancia que separa a la Fm. Pisco de la Fm. Caracoles.

En la localidad de CAM, la modificación de los espacios de acomodación habría conllevado a la ocurrencia de eventos de inundación y la preservación de las estructuras y facies sedimentarias características de procesos de inundación y retroceso marino, tal como la secuencia condensada que se encuentra en la base de la sección estudiada y que se asocian a un ascenso relativo del nivel del mar (McCrone 1962). De manera general, la sección estudiada presentó cambios en el patrón de apilamiento, que se pueden

describir, de base a tope, como fases progradacionales¹ a progradacionales-agradacionales². En base a los patrones de apilamiento y las características litoestratigráficas, el ambiente sedimentario de la base de la sección es interpretado como un ambiente marino regresivo de *shoreface*, caracterizado por la ocurrencia de facies interestratificadas entre areniscas y limolitas (Catuneanu 2022). La distribución del sedimento en este tipo de ambientes suele ser determinada por los siguientes factores: cantidad de aporte terrígeno (cambios de fuente considerando la granulometría bimodal del intervalo I), cambios en el espacio de acomodación y/o dirección dominante de las corrientes en la plataforma (Catuneanu 2022). Asimismo, DeVries (2020) indicaron que la influencia de las corrientes oceánicas profundas durante la sedimentación de la Fm. Caracoles fue mínima, dado que los sedimentos se depositaron en un ambiente semi-restringido con una intermitente influencia oceánica.

Ochoa et al. (2021) añadieron que la base de la Fm. Caracoles, que corresponde a la sección estudiada, puede ser interpretada como una fase de restauración de los procesos de sedimentación tras ~2 Ma de hiato sedimentario. Esto se evidencia en la base de la sección, ya que en el intervalo I (0-1.1 m), se encontraron varios niveles de glauconita. La glauconita es un mineral autigénico rico en Fe, cuya formación requiere de un tiempo de residencia muy prolongado en la interfaz sedimento-agua o cerca de ella, por lo que se puede utilizar como un indicador de una tasa de sedimentación baja o nula (Amorosi

¹ Progradacional: Crecimiento de estratos en dirección al océano, resultado de la elevación del nivel del mar y el incremento en la llegada de sedimento. Esto genera secuencias con facies que se vuelven progresivamente proximales hacia al tope (SEPM, 2024; www.sepmstrata.org)

² Agradacional: Crecimiento de estratos en dirección al océano, resultado de la elevación del nivel del mar y la continua llegada de sedimento. Esto genera secuencias con facies proximales sucesivamente similares (SEPM, 2024; www.sepmstrata.org).

1995). Una tasa de sedimentación baja o nula causaría el incremento o disminución abrupta en los valores de las proporciones geoquímicas (Figura 4.11.) ya que ocurriría una mezcla de sedimentos depositados en periodos prolongados de tiempo, tal como se observa en el intervalo I. Gómez et al. (1994), añadieron que, si la ocurrencia de glauconita está asociada a una superficie de inconformidad, puede ser utilizada como indicador de secciones condensadas (McCrone 1962), que suelen formarse en la transición entre un cortejo sedimentario transgresivo y un cortejo sedimentario de alto nivel (Amorosi 1995; Posamentier et al. 1988), en las que ocurren eventos de máxima transgresión marina (Amorosi 1995) como posiblemente ocurrió a la base de la Fm. Caracoles, y que coincidió con un aumento progresivo del nivel del mar de 20 m (Ochoa et al. 2022).

La parte media-superior de la sección, correspondientes al intervalo II (1.2-3.8 m), intervalo III (3.9-8.6 m) e intervalo IV (8.7-12.7 m), formaría parte de un cortejo sedimentario de alto nivel caracterizado por una sucesión de parasecuencias con arreglos agradacionales a progradacionales (Posamentier et al. 1993), tal como se observa en los afloramientos de la localidad CAR, que corresponden a las secuencias más recientes de la Fm. Caracoles: areniscas bioclásticas de grano medio a grueso intercaladas con capas endurecidas de coquina (DeVries 2020; Ochoa et al. 2020). Esto se complementa con los resultados del análisis granulométrico, que sugieren que en los niveles más cercanos al tope del intervalo IV hay una mayor influencia de procesos sedimentarios eólicos y en los intervalos II y III, hay una mayor influencia marina somera de alta energía, que podría relacionarse con la acción de las olas o mareas. Es posible que la acción de las mareas y las olas haya sido incipiente durante el inicio de la sedimentación de la Fm. Caracoles ya

que en los afloramientos de la localidad CAM, no se encontraron bancos de conchuelas de moluscos ni vestigios de estas.

En la localidad de CAR, donde se encuentran los afloramientos de la Fm. Caracoles más recientes, se encontraron areniscas de grano medio con mayor abundancia de fragmentos de fósiles de bivalvos en comparación con CAM (Ochoa et al. 2020). Esto sugeriría que, hacia el tope de la formación, unos 0.75 Ma después de la sedimentación de la Fm. Caracoles en CAM, el ambiente sedimentario habría cambiado a uno de mayor energía, presentando una mayor influencia de mareas y olas (DeVries 2020). Además, también se registraron fósiles de pinnípedos como otáridos y morsas (Ochoa et al. 2020) lo que refuerza la idea de un ambiente sedimentario afectado por la influencia del afloramiento costero (alta productividad de biomasa) durante la sedimentación de la Fm. Caracoles.

Esto se encuentra en concordancia con los resultados del análisis discriminante propuesto por Sahu (1962) y aplicados a los parámetros granulométricos de este estudio en el que se interpretó que todas las muestras formarían parte de un ambiente sedimentario tipo marino somero de alta energía, en el que el intervalo I correspondería a una superficie de condensación, los intervalos II y III, al presentar una litología compuesta principalmente por arenas sin variaciones abruptas en el tamaño de grano, con acumulación de sedimentos tamaño arenas a gravas, transportadas por procesos fluviales hacia el océano. Por último, el intervalo IV, al presentar una serie de intercalaciones entre arenas y limos, aunque con una menor presencia de sedimentos de grano grueso, lo que sugiere una menor variabilidad en la energía del ambiente sedimentario.

Finalmente, Miller et al. (2020) elaboraron una curva global relativa del nivel del mar en la que se observó una disminución del nivel global para el Plio-Pleistoceno. No obstante, en la localidad CAM no se puede verificar esta tendencia y/o establecer correlaciones, dada la ausencia de un modelo de edad de alta resolución para la formación.

Es así que se dieron cambios en el ambiente sedimentario, ya que durante la depositación de la Fm. Pisco, el ambiente sedimentario fue caracterizado como marino-somero a profundo, con una mayor influencia de mareas y olas, y una elevada productividad, evidenciada por la acumulación frecuente de diatomeas. La depositación de sedimentos fue interrumpida por la actividad tectónica, y cuando se reanudó, durante la depositación de la Fm. Caracoles, aunque el ambiente sedimentario fue caracterizado como marino-somero, presentó una menor profundidad, una mayor influencia eólica y con un registro fosilífero de bivalvos, gasterópodos y percebes (DeVries 2020).

5.2. Condiciones oceanográficas y ambientales en el margen central-sur peruano durante el Plioceno tardío

Para determinar el tipo de aporte terrígeno de la sección estudiada, se hizo una comparación con Yseki et al. (2022), quienes analizaron la granulometría de los sedimentos depositados entre 18 a 13 kyr BP, correspondientes a finales del Pleistoceno, y encontraron que los sedimentos con tamaños de grano de ~52, ~75 y ~94 μm , están asociados con un origen eólico y aquellos con un tamaño de grano de ~10 μm con un origen fluvial. Así mismo, Briceño-Zuluaga et al. (2016), determinaron que los sedimentos depositados durante el último milenio en la plataforma continental central-sur

del Perú con tamaños de granos de ~ 54 y $\sim 91 \mu\text{m}$, se pueden asociar a un origen eólico, y que sedimentos de tamaños de grano de $\sim 10 \mu\text{m}$ se pueden asociar a un origen fluvial. Esta concordancia entre Yseki et al. (2022) y Briceño-Zuluaga et al. (2016) sugiere una continuidad en los medios de aporte terrígeno hacia la plataforma continental en el margen central-sur del Perú, desde el Plioceno tardío hasta la actualidad.

En la base de la sección estudiada, de una edad ~ 2.7 Ma, el tamaño de grano presentó un comportamiento bimodal con valores de $8.1 \mu\text{m}$ y $114.6 \mu\text{m}$, que de acuerdo con Yseki et al. (2022) y Briceño-Zuluaga et al. (2016) sugeriría la existencia de un aporte terrígeno tanto de origen fluvial como eólico, estando el aporte fluvial asociado a un incremento de la precipitación. En cuanto al resto de la sección, se encontró una predominancia de partículas de mayor tamaño que varían entre 101.8 a $129.2 \mu\text{m}$, las cuales pueden ser producto de una mezcla de procesos sedimentarios debido a la acción de los vientos (Yseki et al. 2022, Briceño-Zuluaga et al. 2016) o la erosión costera. Dado que los sedimentos estudiados se depositaron en un ambiente marino somero y próximo a la costa (DeVries 2020), una predominancia en el transporte de sedimentos por vientos implicaría condiciones permanentes de escasa vegetación y, posiblemente, poca humedad en el suelo (i.e., poca precipitación) durante la transición Plio-Pleistoceno.

El análisis granulométrico se complementó con el análisis de las proporciones geoquímicas, que mostró que, en general, las variaciones del Ti/Al, Rb/Al, Zr/Al y Ca/Al están predominantemente en fase. Las proporciones geoquímicas de Ti/Al y Zr/Al se pueden utilizar como indicadores de aporte terrígeno hacia la plataforma continental, dado que los mayores contenidos de Ti y Zr estarían asociados a los depósitos de arenas

(Jarvis et al. 2001) y suelen estar asociados a medios de transporte de alta energía, eólica o fluvial, que habrían ocurrido en el margen central-sur del Perú durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno.

En la base de la sección, se encontró que los valores de Ti/Al y Zr/Al presentaron una disminución hacia el tope del intervalo I, lo que podría estar relacionado con la etapa final de una secuencia condensada, dado que la concentración de las proporciones geoquímicas de Ti/Al y Zr/Al no fueron elevadas, por la nula o baja sedimentación (Christie-Blick & Driscoll, 1995), al parecer estarían llegando por diferentes mecanismos, sin embargo, el efecto en los sedimentos es mínimo. También se encontraron niveles de glauconita que se interpretan como una rápida inundación, lo que implicaría una depositación ligeramente más profunda en un rango de decenas de metros.

Posteriormente, se observó un aumento relativo del contenido de Zr/Al en los primeros 4 metros de la sección estudiada, que está relacionado con sedimentos de un tamaño de grano $\sim 125 \mu\text{m}$, que indican una mayor predominancia de los vientos (Yseki et al. 2022). Por otra parte, el análisis multivariado mostró una asociación entre Zr/Al y P/Al lo que podría implicar una relación entre que el aporte terrígeno y el reciclaje de nutrientes (considerando que P es un micronutriente elemental). Alternativamente, el aumento relativo de Zr/Al podría estar relacionado con procesos de erosión selectiva por acción de las corrientes de fondo (*winnowing*), que causarían una preselección de los sedimentos de materiales grueso debido a la remoción de materiales finos (McCrone 1962). Los procesos de *winnowing*, que posiblemente se habrían dado en ambientes sedimentarios marino-someros de alta energía, como lo sugieren los resultados del análisis granulométrico y en

la misma Fm. Caracoles, se sugiere que el ambiente sedimentario es el mismo para los intervalos II y IV, siendo ligeramente más profundos y de menor energía.

Por último, el análisis espacio-temporal de la Fm. Caracoles que relaciona las variaciones del comportamiento geoquímico de sedimentos de distintas localidades (CAM y CAR; Figura 5.1) reveló que los sedimentos más jóvenes preservados en la localidad CAR presentan una señal geoquímica contenida en los sedimentos más antiguos de la localidad CAM. Lo que implica que la variabilidad geoquímica de las muestras de localidad CAR hace parte de lo esperable dentro de la señal geoquímica de la localidad CAM, sugiriendo que ambas localidades presentaron condiciones químicas similares a pesar de que litológicamente, las rocas en los afloramientos de CAR presenten un tamaño de grano mayor a los de los afloramientos de CAM y facies más costeras. La variabilidad geoquímica de CAR dentro de la señal de CAM es un indicativo de una secuencia sedimentaria con un aporte constante en el tiempo.

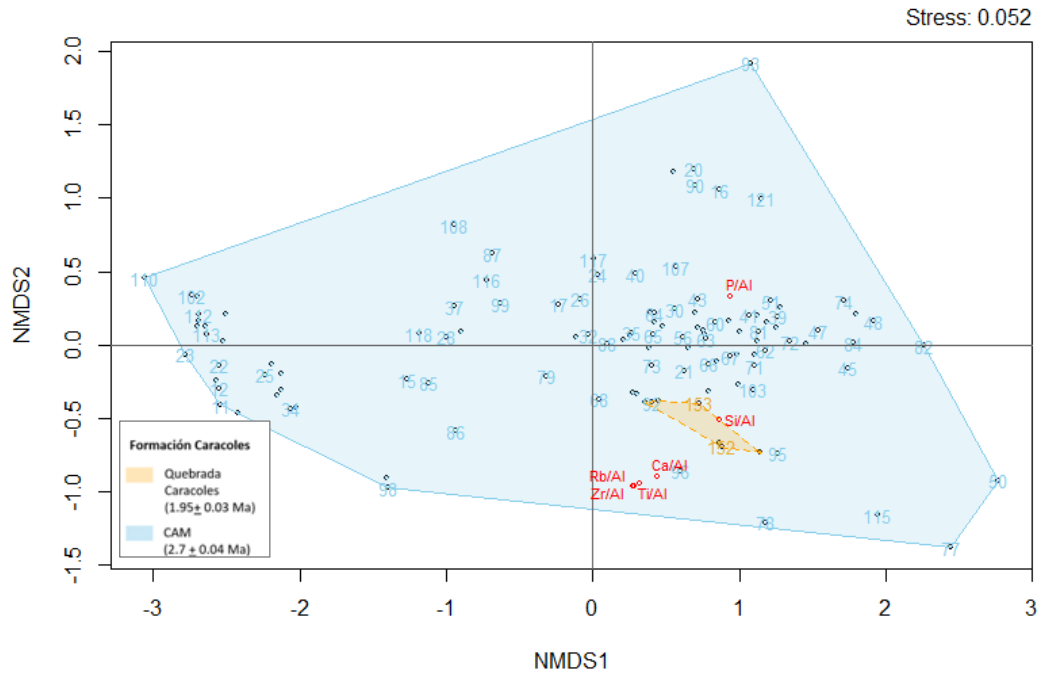


Figura 5.1. Variación temporal de los procesos biogeoquímicos entre el Mioceno tardío al Pleistoceno temprano de la Fm. Caracoles en las localidades Quebrada Caracoles y Cerro Amarillo.¹

Además, se hizo una comparación entre las formaciones Caracoles y Pisco en diferentes localidades con un análisis NMDS en el que se observa una composición mucho más heterogénea para la Fm. Caracoles (Figura 5.2), lo que indicaría una naturaleza geoquímica diferente entre ambas formaciones. Esto sugiere que los procesos de remineralización, aporte terrígeno y condiciones redox posiblemente fueron diferente entre unidades, probablemente a causa de las diferencias en la paleobatimetría de ambas formaciones asociados con una reducción en el tamaño de los depocentros sedimentarios desde el Plioceno (Ochoa et al. 2022).

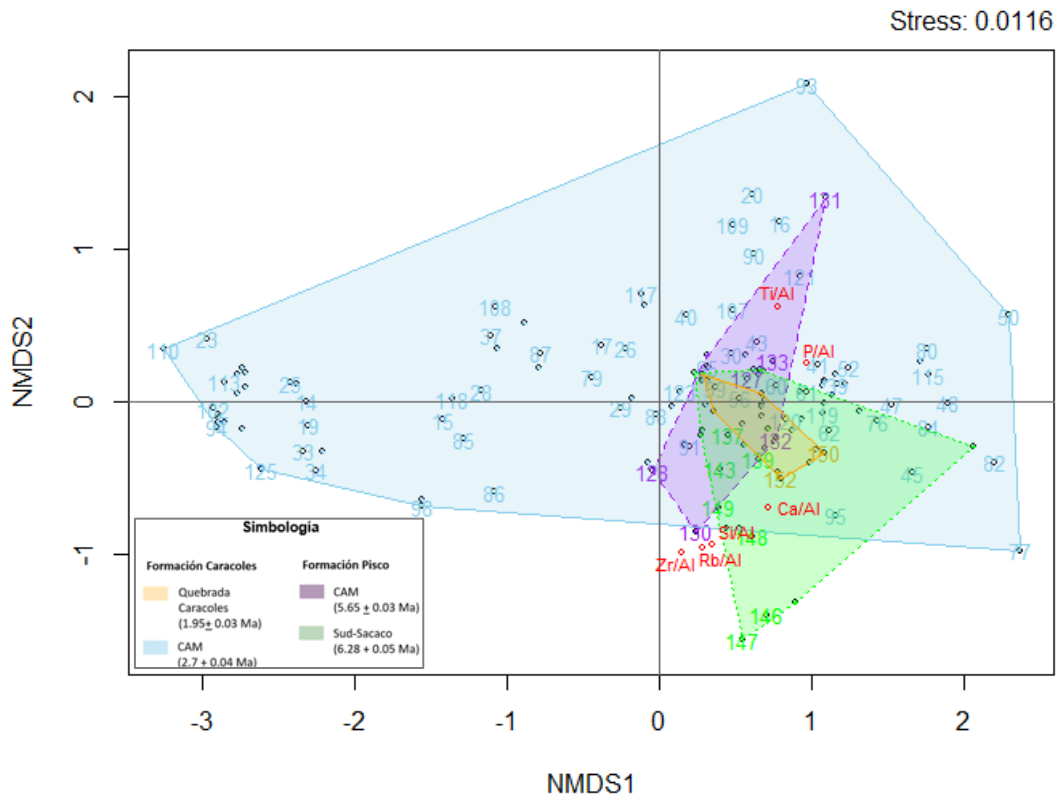


Figura 5.2. Variación temporal de los procesos biogeoquímicos entre el Mioceno tardío al Pleistoceno temprano de la Fm. Caracoles en las localidades Quebrada Caracoles y Cerro Amarillo y la Fm. Pisco en las localidades Cerro Amarillo y Sacaco Sudeste.

En resumen, en los sedimentos de la Fm. Caracoles se ha registrado cómo fueron los procesos sedimentarios y ambientales, al reanudarse la sedimentación en el margen sur (15° - 16° S) del continente peruano durante el Plio-Pleistoceno. El aporte terrígeno ha sido variable, teniendo componentes de origen eólico y fluvial hacia la base, y cambiando a una predominancia de erosión por vientos. El aporte terrígeno ha sido mayor en comparación con la secuencia de condensación presente en el primer metro de la Fm. Caracoles, en donde la mayor energía de depositación está asociada a las areniscas.

5.3. Productividad durante el Plio-Pleistoceno en la localidad CAM

De acuerdo con Liu et al. (2008), en el periodo correspondiente al Plio-Pleistoceno hubo un descenso de la temperatura en el Pacífico Noreste a causa de las glaciaciones en el hemisferio norte. Este enfriamiento no habría estado relacionado con procesos de afloramiento en el hemisferio norte, dado que no se registraron procesos de desnitrificación en la columna de agua (Liu et al. 2008). En contraste con esto, Etorneau et al. (2009) y Etorneau et al. (2012) sugirieron que para el Plio-Pleistoceno hubo una mayor intensidad del sistema de afloramiento costero frente a Namibia y a Perú, respectivamente. Por consiguiente, es posible que se hubiera dado una mayor intensidad del afloramiento costero durante la depositación de los sedimentos de la Fm. Caracoles. Por otra parte, la relación entre los valores de C/N vs. $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.19.) en la sección estudiada sugieren que la MO preservada en los sedimentos corresponde al fitoplancton marino, en concordancia con la existencia de un ambiente sedimentario del tipo marino somero identificado según la granulometría y el material paleontológico (DeVries 2020).

Se encontró que en base de la sección (~ 0-2 m) hay una tendencia al incremento del $\delta^{15}\text{N}$, este aumento en los valores de $\delta^{15}\text{N}$ evidenciaría un incremento de los procesos de desnitrificación y la ocurrencia de condiciones anóxicas en la interfaz sedimento-agua. Esto también podría estar relacionado con una mayor influencia del afloramiento, que podría haber causado un enriquecimiento de las aguas subsuperficiales, resultando en un incremento de la productividad biológica y altos flujos de MO hacia los sedimentos. También se encontró una tendencia al incremento de la proporción Si-bio/(Ti+Zr), que evidenciarían una mayor intensidad del afloramiento, que se refleja en el registro de sílice biogénica de la Fm. Caracoles durante el Plio-Pleistoceno. El afloramiento se forma por

una mayor intensidad de los vientos, que actúan como un agente de transporte y constituyen un tipo de aporte terrígeno de origen eólico, que suele tener como indicador al Ti/Al (Chen et al. 2013) y en la sección se encontró que el Ti/Al y Ca/Al presentan variaciones semejantes a lo largo de la sección estudiada y una tendencia al crecimiento, no solo en los primeros 2 m, sino hasta el tope del intervalo III (~ 8m) (Figura 4.12). Por lo tanto, es posible que los vientos estuviesen causando cambios en el reciclaje de Ca, posiblemente tras una mayor abundancia de los microorganismos fitoplanctónicos de testa calcárea en respuesta a una mayor intensidad del afloramiento (Maley and Allen, 2022).

La sílice biogénica, cuya fuente que puede encontrarse en partes del cuerpo de la biota silíceo, tal como frústulas de diatomeas, caparazones de radiolarios, espículas de esponjas y silicoflagelados (DeMaster 1981), no muestra una única tendencia al aumento a lo largo de la sección estudiada, lo cual contrasta con lo propuesto por Etorneau et al. (2012). En lugar de ello, la proporción Si-bio/(Ti+Zr) exhibe una serie de tendencias al incremento y a la disminución (Figura 5.3) que posiblemente no estén relacionadas con los cambios litológicos, sino con la intensidad del afloramiento.

Desde la parte superior del intervalo III hasta la parte media del intervalo IV (~ 7.5-11 m) se observó una tendencia a la disminución de P/Al y Ca/Al, la variabilidad de P/Al está dada por el uso de P como micronutriente que se incrementa en la fracción de sedimento fina y disminuye en la fracción de sedimento arenosa, no obstante, la tendencia a la disminución del P/Al (Figura 5.3) sugerirían una disminución en el contenido de nutrientes en la columna de agua, no obstante, se registró una tendencia al incremento de

la proporción Si-bio/(Ti+Zr) en el intervalo III (~7.5-9 m) (Figura 5.4), lo que sugeriría un incremento en la población de organismos fitoplanctónicos silíceos, que podría explicar la tendencia a la disminución de la proporción Ca/Al en el mismo intervalo. No obstante, se registró un cambio de tendencia de la proporción Si-bio/(Ti+Zr) (~9-11 m) lo que sugeriría que el agotamiento de nutrientes, por la tendencia a la disminución de P/Al, estaría afectando a la población de organismos fitoplanctónicos silíceos y dada la tendencia a la disminución de Ca/Al, también a la población de organismos fitoplanctónicos calcáreos. Esto podría relacionarse con una menor intensidad del afloramiento costero, por lo que es posible que se haya formado una restricción o una barrera que habría limitado en menor grado la influencia del afloramiento, formando un ambiente sedimentario marino-somero restringido (DeVries 2020). Esta idea es reforzada por Ochoa et al. (2020) quienes mencionaron que la Cordillera de la Costa habría sido una barrera protectora de las influencias oceánicas, mas no al punto de interrumpir la conexión de la zona marina interna con el océano.

En la parte superior del intervalo IV, se observó un cambio de tendencia en las proporciones geoquímicas de Ca/Al y Si-bio/(Ti+Zr) (Figura 5.3), dado que ambos presentan una tendencia al incremento, es posible que sea a causa de una mayor intensidad del afloramiento costero, o una incursión marina debido a un debilitamiento en la restricción o barreras del ambiente sedimentario.

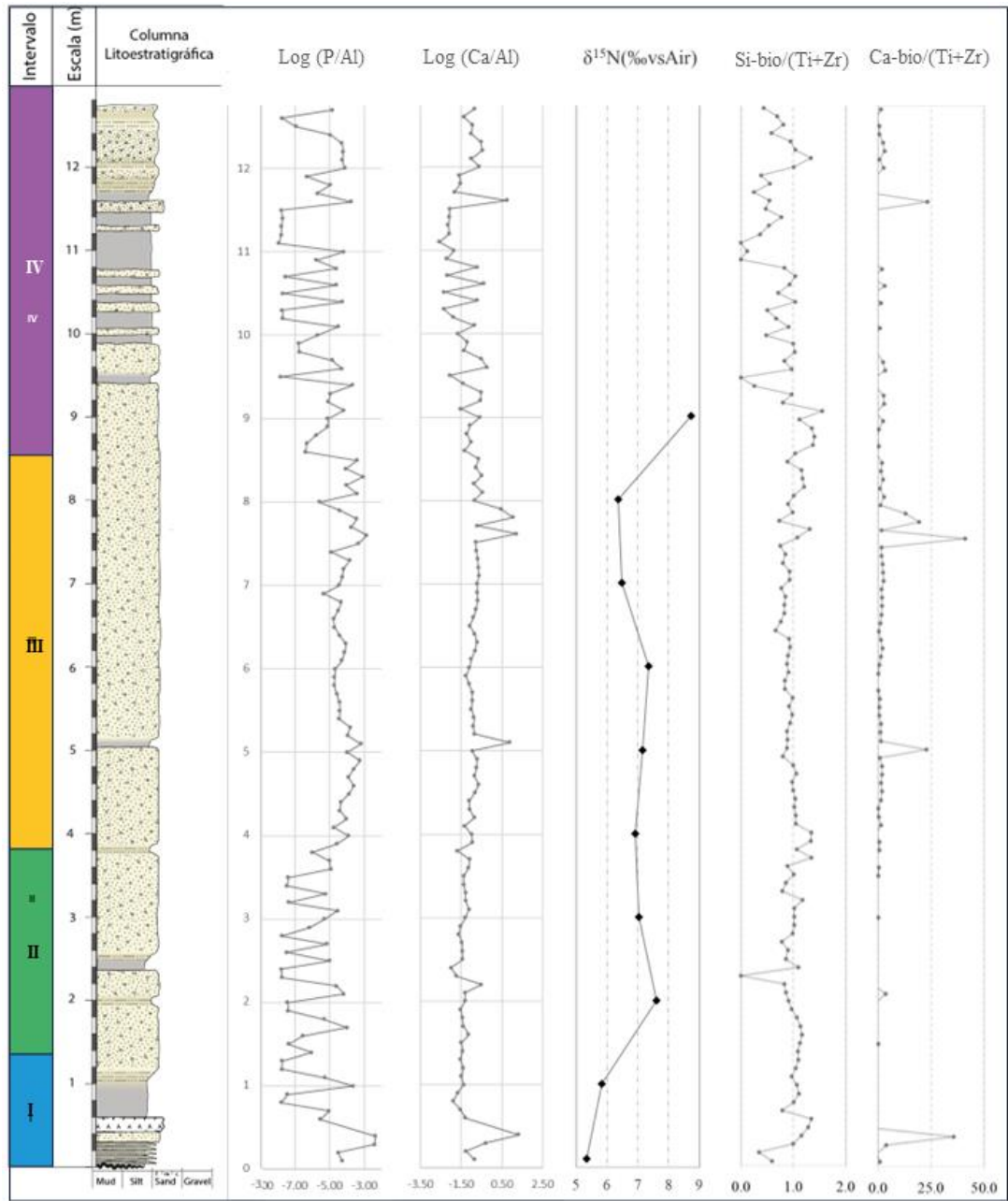


Figura 5.3.2 Variación de P/Al, Ca/Al, $\delta^{15}\text{N}$, Si-bio/(Ti+Zr) y Ca-bio/(Ti+Zr) a lo largo de la secuencia estratigráfica de la Fm. Caracoles en la localidad CAM.

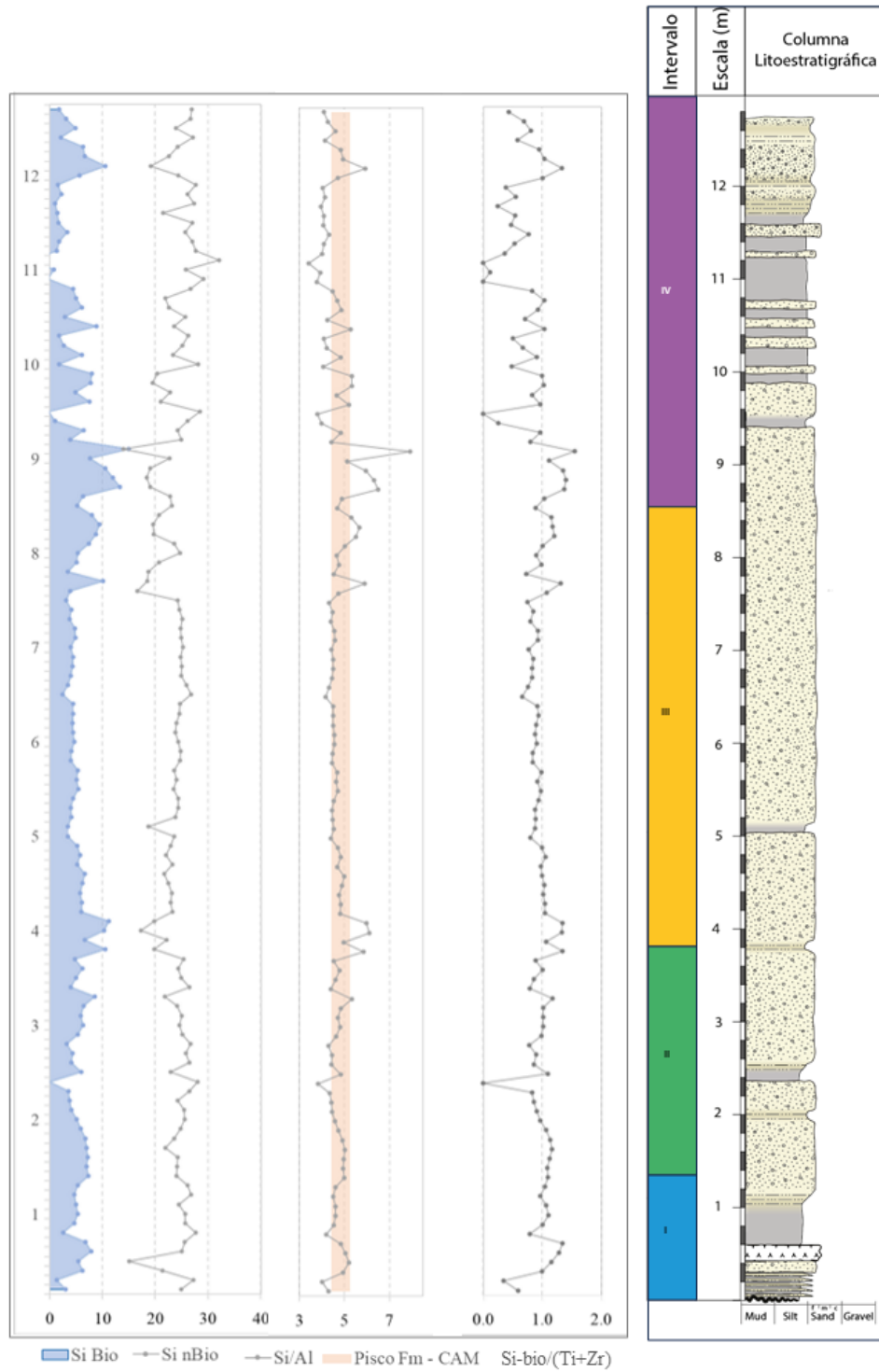


Figura 5.4.3 Variación de Si-biogénica, Si-clástica, proporciones de Si/Al y Si-bio/(Ti+Zr) a lo largo de la secuencia estratigráfica de la Fm. Caracoles en la localidad CAM. El área rosada indica el rango de valores de Si/Al presentes en las muestras correspondientes a la Fm. Pisco de la localidad CAM.

6. CONCLUSIONES

- Los análisis de la granulometría y composición elemental sugieren la existencia de un ambiente marino-somero de alta energía con mayor influencia eólica, con ligeras variaciones de facies durante la transición Plio-Pleistoceno.
- El análisis espacio-temporal de las Fms. Caracoles y Pisco mostró una mayor heterogeneidad de las muestras de la Fm. Caracoles a diferencia de la Fm. Pisco, lo que podría indicar una naturaleza geoquímica diferente entre ambas formaciones. Por tanto, es posible que los procesos de remineralización y aporte terrígeno hayan sido distintos durante el periodo temporal Mioceno-Plioceno Tardío.
- Es posible que la variación y predominancia de los medios de aporte terrígeno, los eventos de condiciones hipóxicas en la columna de agua y la semi-restricción del ambiente marino-costero hacia el océano hayan influido en la variación de la composición geoquímica de los sedimentos durante la transición del Plio-Pleistoceno.

7. RECOMENDACIONES

- Realizar un muestreo de alta resolución ampliando la sección a estudiar, considerando la parte alta de la secuencia estratigráfica de la Fm. Caracoles en la localidad CAM e incluir las muestras de la localidad CAR. Esto permitirá definir mejor las facies que podrían estar asociados a un delta, así como conocer las condiciones oceanográficas y la evolución de estas en el periodo de tiempo de 2.7 a 1.95 Ma.
- Dada las variaciones litológicas menores, considerar realizar un estudio de las diatomeas preservadas en los sedimentos preservados de la Fm. Caracoles y evaluar la posibilidad de elaborar dataciones bioestratigráficas.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Algeo, T. J., & Ingall, E. (2007). Sedimentary Corg: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256(3-4), 130-155.
- Altabet M. (2007) Constraints on oceanic N balance/imbalance from sedimentary ¹⁵N records. *Biogeosciences* [Internet]. Jan 23; 4(1):75–86. Available from: <http://www.biogeosciences.net/4/75/2007/>
- Altabet MA, Francois R. (1994). Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochem. Cycles*. 8(1):103–16.
- Alvarez-Borrego S. (2007). Principios generales del ciclo del carbono en el océano. *Carbono en los Ecosistemas Acuáticos México*. p. 11–28.
- Amorosi, A. (1995). Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 65(4b), 419-425.
- Atar, E., März, C., Schnetger, B., Wagner, T., & Aplin, A. (2019). Local to global controls on the deposition of organic-rich muds across the Late Jurassic Laurasian Seaway. *Journal of the Geological Society*, 176(6), 1143-1153.
- Baiyegunhi, C., Liu, K., & Gwavava, O. (2017). Grain size statistics and depositional pattern of the Ecca Group sandstones, Karoo Supergroup in the Eastern Cape Province, South Africa. *Open Geosciences*, 9(1), 554-576.
- Beltran C. (2019), Rousselle G, de Rafélis M, Sicre M-A, Labourdette N, Schouten S. Evolution of the Zonal Gradients Across the Equatorial Pacific During the Miocene–Pleistocene. *J. Sediment. Res.* 89:242–52.

- Benitez-Nelson, C. R. (2000). The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth-Science Reviews*, 51(1-4), 109-135.
- Benites-Palomino A., Velez-Juarbe J., Collareta A., Ochoa D., Altamirano A., Carré M., et al. (2020). Nasal compartmentalization in Kogiidae (Cetacea, Physeteroidea): Insights from a new late Miocene dwarf sperm whale from the Pisco Formation. *Vertebr. Palaeontol.*
- Bertrand, S., Hughen, K. A., Sepulveda, J., & Pantoja, S. (2012). Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44–47 S): Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 76, 125-146.
- Bianucci G, Di Celma C, Collareta A, Landini W, Post K, Tinelli C, et al. (2016). Fossil marine vertebrates of Cerro Los Quesos: Distribution of cetaceans, seals, crocodiles, seabirds, sharks, and bony fish in a late Miocene locality of the Pisco Basin, Peru. *J. Maps.* 12:1037–46.
- Billups K, Ravelo AC, Zachos JC. (1998). Early Pliocene climate: A perspective from the western equatorial Atlantic Warm Pool. *Paleoceanography* [Internet]. Oct;13(5):459–70. Available from: <http://doi.wiley.com/10.1029/98PA02262>
- Böning, P., Brumsack, H. J., Böttcher, M. E., Schnetger, B., Kriete, C., Kallmeyer, J., Borchers, S. L. (2004). Geochemistry of Peruvian near-surface sediments. *Geochimica et cosmochimica acta*, 68, 4429–4451.
- Bosio G, Malinverno E, Collareta A, Di Celma C, Gioncada A, Parente M, et al. (2020). Strontium Isotope Stratigraphy and the thermophilic fossil fauna from the middle

- Miocene of the East Pisco Basin (Peru). *J. South Am. Earth Sci.* [Internet]. Elsevier. 97. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102399>
- Bosio G, Malinverno E, Villa IM, Di Celma C, Gariboldi K, Gioncada A, et al. (2019). Tephrochronology and chronostratigraphy of the Miocene Chilcatay and Pisco formations (East Pisco Basin, Peru). *Newsletters Stratigr.*
- Briceño-Zuluaga FJ, Sifeddine A, Caquineau S, Cardich J, Salvattecí R, Gutierrez D, et al. (2016) Terrigenous material supply to the Peruvian central continental shelf (Pisco, 14° S) during the last 1000 years: Paleoclimatic implications. *Clim. Past* [Internet]. Elsevier Ltd; Mar 31;12(3):787–98. Available from: <https://www.clim-past.net/12/787/2016/>
- Burls, N. J., Fedorov, A. V., Sigman, D. M., Jaccard, S. L., Tiedemann, R., & Haug, G. H. (2017). Active Pacific meridional overturning circulation (PMOC) during the warm Pliocene. *Science Advances*, 3(9), e1700156.
- Calvert, S. E., & Pedersen, T. F. (1993). Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, 113(1-2), 67-88.
- Calvert S. E., Pedersen T. F. (2007). Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. *Developments in marine geology*; 1(07):567–644.
- Canfield D. E. (1994) Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114, 315–329.
- Catuneanu, O. (2022). *Principles of sequence stratigraphy*. Newnes.

- Chaigneau A, Dominguez N, Eldin G, Vasquez L, Flores R, Grados C, et al. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *J. Geophys. Res. Ocean.* 118(10):5251–66.
- Chaisson WP, Ravelo AC. (2000). Pliocene development of the east-west hydrographic gradient in the equatorial Pacific. *Paleoceanography* [Internet]. Oct;15(5):497–505. Available from: <http://doi.wiley.com/10.1029/1999PA000442>
- Chen, H. F., Yeh, P. Y., Song, S. R., Hsu, S. C., Yang, T. N., Wang, Y., Chi Z., Lee T. Q., Chen M. T., Cheng C. L., Zou J. & Chang, Y. P. (2013). The Ti/Al molar ratio as a new proxy for tracing sediment transportation processes and its application in aeolian events and sea level change in East Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 31-38.
- Christie-Blick, N., & Driscoll, N. W. (1995). Sequence stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1), 451-478.
- Clemens, S. C., & Prell, W. L. (1990). Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 5(2), 109-145.
- Coleman, S. M., & Jordan, D. W. (2018). Correlation of chemostratigraphy, total organic carbon, sequence stratigraphy, and bioturbation in the Woodford Shale of south-central Oklahoma. *Interpretation*, 6(1), SC43-SC54.
- Craigie, N. W. (2015). Applications of chemostratigraphy in cretaceous sediments encountered in the North Central Rub'al-Khali Basin, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 104, 27-42.

- Dávila D. (1989). Estratigrafía Cenozoica del Valle de Rio Grande Cuenca, De Pisco-Perú. *Boletín la Soc. Geológica del Perú*. 65–76.
- De Pol-Holz, R., Ulloa, O., Lamy, F., Dezileau, L., Sabatier, P., & Hebbeln, D. (2007). Late Quaternary variability of sedimentary nitrogen isotopes in the eastern South Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 22(2).
- Dekens P. S., Ravelo A. C., McCarthy M. D. (2007) Warm upwelling regions in the Pliocene warm period. *Paleoceanography*; 22(3):1–12.
- DeVries T. J. (2020) Lithostratigraphy, Biostratigraphy, and Age of Pliocene and Pleistocene Marine Deposits and the highest Marine Terrace from the Sacaco Basin and its Environs (southern Peru). *Boletín la Soc. Geológica del Perú*; 114:20–48.
- DeMaster, D. J. (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 45(10), 1715-1732.
- Di Celma C, Malinverno E, Bosio G, Collareta A, Gariboldi K, Gioncada A, et al. (2017). Sequence stratigraphy and paleontology of the Upper Miocene Pisco Formation along the western side of the lower Ica valley (Ica desert, Peru). *Riv. Ital. di Paleontol. e Stratigr.* 123(2):255–73.
- Dinelli, E., Tateo, F., & Summa, V. (2007). Geochemical and mineralogical proxies for grain size in mudstones and siltstones from the Pleistocene and Holocene of the Po River alluvial plain, Italy.
- Dunbar R., Marty R., Baker P. (1990). Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 77(3–4):235–61.

- Esperante R, Brand LR, Chadwick A V., Poma O. (2015) Taphonomy and paleoenvironmental conditions of deposition of fossil whales in the diatomaceous sediments of the Miocene/Pliocene Pisco Formation, southern Peru—A new fossil-lagerstätte. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* [Internet]. Jan; 417:337–70. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018214004842>
- Espurt N, Funicello F, Martinod J, Guillaume B, Regard V, Faccenna C, et al. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*. 27(3):1–19.
- Etourneau J, Martinez P, Blanz T, Schneider R. (2009). Pliocene-Pleistocene variability of upwelling activity, productivity, and nutrient cycling in the Benguela region. *Geology*. 37(10):871–4.
- Etourneau, J., Ehlert, C., Frank, M., Martinez, P., & Schneider, R. (2012). Contribution of changes in opal productivity and nutrient distribution in the coastal upwelling systems to Late Pliocene/Early Pleistocene climate cooling. *Climate of the Past*, 8(5), 1435-1445.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*: Hemphill Pub. Co., Austin, Texas, 63.
- Galbraith, E. D., Sigman, D. M., Robinson, R. S., Pedersen, T. F., & Capone, D. G. (2008). Nitrogen in past marine environments. *Nitrogen in the marine environment*, 2, 1497-1535.

- Gälman, V., Rydberg, J., & Bigler, C. (2009). Decadal diagenetic effects on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ studied in varved lake sediment. *Limnology and Oceanography*, 54(3), 917-924.
- Giraudeau J, Meyers PA, Christensen BA. (2002). Accumulation of organic and inorganic carbon in Pliocene–Pleistocene sediments along the SW African margin. *Mar. Geol.* 180(1–4):49–69.
- Gómez, J. J., & Fernandez-Lopez, S. (1994). Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary geology*, 92(3-4), 147-159.
- Gonzales Lizana, R. K. (2023). Evaluación de las condiciones paleoceanográficas desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno temprano en la Cuenca Pisco, Perú.
- Graco MI, Ledesma J, Flores G, Girón M. (2007). Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Rev. Peru. Biol.* 14(1):117–28.
- Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Field, D. B., Ortlieb, L., Vargas, G., Chavez, F. P. & Baumgartner, T. (2009). Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, 6(5), 835-848.
- Gutiérrez, D., Bouloubassi, I., Sifeddine, A., Purca, S., Goubanova, K., Graco, M. & Ortlieb, L. (2011). Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- Gutscher M-A, Spakman W, Bijwaard H, Engdahl ER (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*. 19(5):814–33.

- Harrison, S. P., Kohfeld, K. E., Roelandt, C., & Claquin, T. (2001). The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews*, 54(1-3), 43-80.
- Haug GH, Sigman DM, Tiedemann R, Pedersen TF, Sarnthein M. (1999). Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. *Nature*. 401:779–82.
- Haug G. H., Tiedemann R., Zahn R., Ravelo A. C. (2001). Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*; 29(3):207–210.
- Hayes J. (1993). Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: Principles and evidence. *Mar. Geol.* [Internet]. Jul;113(1–2):111–25. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/002532279390153M>
- Haywood A. (2000). Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: initial results. *Glob. Planet. Change* [Internet]. 25:239–56. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092181810000028X>
- Hoppie, B., & Garrison, R. E. (2001). Miocene phosphate accumulation in the Cuyama basin, southern California. *Marine Geology*, 177(3-4), 353-380.
- Ibaraki M. (1997). Closing of the Central American Seaway and Neogene coastal upwelling along the Pacific coast of South America. *Tectonophysics*; 281(1–2):99–104. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195197001613>
- Ingall, E. D., Bustin, R. M., & Van Cappellen, P. (1993). Influence of water column anoxia on the burial and preservation of carbon and phosphorus in marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(2), 303-316.

- Jarvis, I., Burnett, W. C., Nathan, Y., Almbaydin, F. S. M., Attia, A. K. M., Castro, L. N. & Zanin, Y. N. (1994). Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 87(3), 643-700.
- Jarvis, I. A. N., Murphy, A. M., & Gale, A. S. (2001). Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society*, 158(4), 685-696.
- Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N. & Torres, R. (2005). Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *science*, 308(5718), 67-71.
- Juggins, S. (2022) rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version (1.0-5)
- Müller P. J. and Suess E. (1979) Productivity, sedimentation-rate, and sedimentary organic-matter in the oceans 1: Organic-carbon preservation. *Deep-Sea Res. A* 26 (12), 1347–1362.
- Kaboth-Bahr, S. & Mudelsee, M. (2022). The multifaceted history of the Walker Circulation during the Plio-Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 286, 107529.
- Karstensen J, Stramma L, Visbeck M. (2008). Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Prog. Oceanogr.* 77(4):331–50.
- Kidder, D. L., Krishnaswamy, R., & Mapes, R. H. (2003). Elemental mobility in phosphatic shales during concretion growth and implications for provenance analysis. *Chemical Geology*, 198(3-4), 335-353.
- Kiel, S., Jakubowicz, M., Altamirano, A., Belka, Z., Dopieralska, J., Urbina, M., & Salas-Gismondi, R. (2023). The late Cenozoic evolution of the Humboldt Current

System in coastal Peru: Insights from neodymium isotopes. *Gondwana Research*, 116, 104-112.

Kraus R. (1988). The cranium of *Piscogavialis jugaliperforatus* n.gen., n.sp. (Gavialidae, Crocodylia) from the Miocene of Peru. *Paläontologische Zeitschrift* [Internet]. Nov;72(3-4):389-405. Available from: <http://link.springer.com/10.1007/BF02988368>

Kwiek PB, Ravelo AC. (1999). Pacific Ocean intermediate and deep water circulation during the Pliocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 154:191-217.

LaGrange, M. T., Konhauser, K. O., Catuneanu, O., Harris, B. S., Playter, T. L., & Gingras, M. K. (2020). Sequence stratigraphy in organic-rich marine mudstone successions using chemostratigraphic datasets. *Earth-Science Reviews*, 203, 103137.

Lamb, A. L., Wilson, G. P., & Leng, M. J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1-4), 29-57.

Lambert O, Martínez-Cáceres M, Bianucci G, Di Celma C, Salas-Gismondi R, Steurbaut E, et al. (2017). Earliest Mysticete from the Late Eocene of Peru Sheds New Light on the Origin of Baleen Whales. *Curr. Biol.* 27.

Lawrence KT, Herbert TD, Brown CM, Raymo ME, Haywood AM. (2009). High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period. *Paleoceanography* [Internet]. Jun;24(2):n/a-n/a. Available from: <http://doi.wiley.com/10.1029/2008PA001669>

- Lebreiro SM. (2013). Plio-Pleistocene imprint of natural climate cycles in marine sediments. *Boletín Geológico y Min.* 124(2):283–305.
- León W, Rosell W, Alemán A, Torres V, De la Cruz O. (2008). Estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica de la cuenca Pisco Oriental. *Inst. Geol. y Minería.*
- Libes S. (2009). *Introduction to Marine Biogeochemistry*. 2nd ed. Academic Press.
- Liu Z., Altabet MA., Herbert TD. (2008). Plio-Pleistocene denitrification in the eastern tropical North Pacific: Intensification at 2.1 Ma. *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 9(11).
- López Laseras, P., Navarro, E., Marce Romero, R., Ordóñez Salinas, J., Caputo Galarce, L., & Armengol, J. (2006). Elemental ratios in sediments as indicators of ecological processes in Spanish reservoirs. *Limnetica*, 25(1-2), 499-512.
- Louchouart, P., Lucotte, M., Duchemin, E., & De Vernal, A. (1997). Early diagenetic processes in recent sediments of the Gulf of St-Lawrence: phosphorus, carbon and iron burial rates. *Marine Geology*, 139(1-4), 181-200.
- Macharé J., Ortlieb L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* 205(1–3):97–108. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90420-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90420-B)
- Moore-Maley, B., & Allen, S. E. (2022). Wind-driven upwelling and surface nutrient delivery in a semi-enclosed coastal sea. *Ocean Science*, 18(1), 143-167.
- Marocco R. & Muizon C. (1988). Los vertebrados del Neogeno de la costa sur del Perú: Ambiente sedimentario y condiciones de fosilización. *Bull. l'Institut Français d'études Andin.* 17(2):105–17.

- Marty, R.C. (1989). Stratigraphy and Chemical Sedimentology of Cenozoic Biogenic Sediments from the Pisco and Sechura Basins, Peru. Doctoral Thesis, Rice University, Houston, Texas, p. 301.
- McCrone, G. (1962). The economics of subsidising agriculture: a study of British policy. University of Toronto Press.
- McGee, D., Winckler, G., Borunda, A., Serno, S., Anderson, R. F., Recasens, C. & Sun, Y. (2016). Tracking eolian dust with helium and thorium: Impacts of grain size and provenance. *Geochimica et cosmochimica acta*, 175, 47-67.
- Mestas-Núñez AM, Molnar P. (2014). A mechanism for freshening the Caribbean Sea in pre-Ice Age time. *Paleoceanography* [Internet]. Jun;29(6):508–17. Available from: <http://doi.wiley.com/10.1002/2013PA002515>
- Miller, K. G., Browning, J. V., Schmelz, W. J., Kopp, R. E., Mountain, G. S., & Wright, J. D. (2020). Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science advances*, 6(20), 1346.
- Mir, I. A., Mascarenhas, M. B. L., & Khare, N. (2022). Geochemistry and granulometry as indicators of paleoclimate, weathering, and provenance of sediments for the past 1, 00,000 years in the eastern Arabian Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 227, 105102.
- Moffitt SE, Moffitt RA, Sauthoff W, Davis C V., Hewett K, Hill TM. (2015). Paleooceanographic insights on recent oxygen minimum zone expansion: Lessons for modern oceanography. *PLoS One* [Internet]. 10(1):1–39. Available from: <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0115246>

- Molnar P., Cane M. A. (2007) Early Pliocene (pre–Ice Age) El Niño–like global climate: Which El Niño? *Geosphere*; 3(5):337-365. Available from: <https://pubs.geoscienceworld.org/geosphere/article/3/5/337-365/31164>
- Morales M, Cerpa L, Cornejo T, Girón I, Chacaltana C, Valdivia W. (2020). Geología de la plataforma continental del Perú: paralelos 03°30' y 14°00' latitud sur. INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales 32.
- Muizon C de, Bellon H. (1986). Nouvelles données sur l'âge de la Formation Pisco (Pérou). *Comptes rendus l'Académie des Sci.* 303(15):1401–4.
- Muizon C de, DeVries TJ. (1985). Geology and paleontology of late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geol. Rundschau.* 74(3):547–63.
- Muizon C., Domning D. (2002). The anatomy of *Odobenocetops* (Delphinoidea, Mammalia), the walrus-like dolphin from the Pliocene of Peru and its palaeobiological implications. *Zool. J. Linn. Soc.* [Internet]. 2002 Apr;134(4):423–52. Available from: <https://academic.oup.com/zoolinnean/article-lookup/doi/10.1046/j.1096-3642.2002.00015.x>
- Müller, P. J., & Suess, E. (1979). Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(12), 1347-1362.
- Murphy, A. E., Sageman, B. B., & Hollander, D. J. (2000). Eutrophication by decoupling of the marine biogeochemical cycles of C, N, and P: A mechanism for the Late Devonian mass extinction. *Geology*, 28(5), 427-430.

- Norris RD. (1998). Miocene-Pliocene surface-water hydrography of the eastern equatorial Atlantic. Proc. Ocean Drill. Program, 159 Sci. Results [Internet]. Ocean Drilling Program. Available from: http://www-odp.tamu.edu/publications/159_SR/CHAPTERS/CHAP_40.PDF
- O'Brien CL, Foster GL, Martínez-Botí MA, Abell R, Rae JWB, Pancost RD. (2014). High sea surface temperatures in tropical warm pools during the Pliocene. *Nat. Geosci.* 7(8):606–11.
- O'Brien CL., Foster GL., Rae JWB., Pancost RD. (2015). Reply to “Pliocene warmth and gradients.” *Nat. Geosci.* [Internet]. Nature Publishing Group; 8(6):420. Available from: <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2445>
- O'Dea A., Lessios H. A., Coates A. G., Eytan R. I., Restrepo-Moreno S. A., Cione A. L., et al. (2016). Formation of the Isthmus of Panama. *Science Advances*; 2(8):1–12.
- Ochoa, D., Salas-Gismondi, R., DeVries, T.J., Baby, P., Altamirano-Sierra, A., Barbosa, A., Foster, D.A., Urbina-Schmitt, M., Quispe, K., Cardich, J., Gutiérrez, D., Perez-Segovia, A., Valqui, J., Carré, M. (2020). Late Neogene evolution of the Peruvian margin and its ecosystems: a synthesis from the Sacaco record. *International Journal of Earth Sciences*; 110, 995-1025. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02003-1>.
- Ochoa, D., DeVries, T. J., Quispe, K., Barbosa-Espitia, A., Salas-Gismondi, R., Foster, D. A., ... & Carré, M. (2022). Age and provenance of the Mio-Pleistocene sediments from the Sacaco area, Peruvian continental margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103799.

- Oksanen J, Simpson G, Blanchet F, Kindt R, Legendre P, Minchin P, O'Hara R, Solymos P, Stevens M, Szoecs E, Wagner H, Barbour M, Bedward M, Bolker B, Borcard D, Carvalho G, Chirico M, De Caceres M, Durand S, Evangelista H, FitzJohn R (2022) Paquete *vegan*. R.
- Peña F, Valencia K, Alarcón P. (2013). Estilo estructural y nuevo modelo de evolución tectónica del Cenozoico de la cuenca de antearco Pisco Este (offshore). Available from: <https://www.sgp.org.pe/category/bibliovirtual/?result=5655>
- Pennington JT, Mahoney KL, Kuwahara VS, Kolber DD, Calienes R, Chavez FP. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.* [Internet]. May;69(2–4):285–317. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661106000358>
- Pearce, T. H., & Jarvis, I. (1992). Applications of geochemical data to modelling sediment dispersal patterns in distal turbidites; late Quaternary of the Madeira abyssal plain. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1112-1129.
- Perkins, R. B., & Piper, D. Z. (2004). The Meade Peak Member of the Phosphoria Formation: temporal and spatial variations in sediment geochemistry. In *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry* (Vol. 8, pp. 73-110). Elsevier Science BV.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T., & Vail, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.
- Posamentier, H. W.; Summerhayes, C. P.; Haq, B. U. y Allen, G. P. (1993): Sequence Stratigraphy and Facies Associations. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18, 420.

- R Core Team (2023). *_R: A Language and Environment for Statistical Computing_*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Ratcliffe, K. T., Wright, A. M., Hallsworth, C., Morton, A., Zaitlin, B. A., Potocki, D., & Wray, D. (2004). An example of alternative correlation techniques in a low-accommodation setting, nonmarine hydrocarbon system: The (Lower Cretaceous) Mannville Basal Quartz succession of southern Alberta. *AAPG bulletin*, 88(10), 1419-1432.
- Ratcliffe, K., Wright, M., & Spain, D. (2012). Unconventional methods for unconventional plays: using elemental data to understand shale resource plays.
- Ravelo AC, Andreasen DH. (2000). Enhanced circulation during a warm period. *Geophys. Res. Lett.* 27(7):1001–4.
- Ravelo AC, Dekens PS, McCarthy M. (2006). Evidence for El Niño–like conditions during the Pliocene. *GSA Today* [Internet]. 16(3):4. Available from: <http://www.geosociety.org/gsatoday/archive/16/3/pdf/i1052-5173-16-3-4.pdf>
- Raymo ME, Hodell D, Jansen E. (1992). Response of deep ocean circulation to initiation of Northern Hemisphere glaciation (3–2 Ma). *Paleoceanography*; 7(5):645–672.
- Reimers, C. E., Ruttenger, K. C., Canfield, D. E., Christiansen, M. B., & Martin, J. B. (1996). Porewater pH and authigenic phases formed in the uppermost sediments of the Santa Barbara Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4037-4057.
- Reinhardt, L., Kudrass, H. R., Lückge, A., Wiedicke, M., Wunderlich, J., & Wendt, G. (2002). High-resolution sediment echosounding off Peru: Late Quaternary

depositional sequences and sedimentary structures of a current-dominated shelf. *Marine Geophysical Researches*, 23, 335-351.

Reine, K. C. M., Clarisse, K. A., Gaël, I. B. T., Aoua, C. S., & Kouadio, A. (2023). Chemostratigraphic Characterization Tests on Sedimentary Formations in the Côte D'Ivoire Offshore Basin: Case of AX and BX Wells. *Open Journal of Applied Sciences*, 13(10), 1820-1833.

Richter, T. O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., de Haas, H. & van Weering, T. C. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 39-50.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>

Rind D. (2000). Relating paleoclimate data and past temperature gradients: Some suggestive rules. *Quat. Sci. Rev.* 19(1–5):381–90.

Robinson, R. S., Kienast, M., Luiza Albuquerque, A., Altabet, M., Contreras, S., De Pol Holz, R., & Yang, J. Y. (2012). A review of nitrogen isotopic alteration in marine sediments. *Paleoceanography*, 27(4).

Rohling EJ, Foster GL, Grant KM, Marino G, Roberts AP, Tamisiea ME, et al. (2015). Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature* [Internet]. 16;508(7497):477–82. Available from: <http://www.nature.com/articles/nature13230>

Romero D, Valencia K, Alarcón P, Peña D, Ramos V. (2013) The offshore basement of Perú: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. *J.*

South Am. Earth Sci. [Internet]. Mar; 42:47–60. Available from:
<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0895981112001538>

Rommerskirchen F, Eglinton G, Dupont L, Güntner U, Wenzel C, Rullkötter J. (2003). A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: Relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* [Internet]. Dec;4(12). Available from:
<http://doi.wiley.com/10.1029/2003GC000541>

Rudnick, R., & Gao, S. (2013). Composition of the Continental Crust. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (2nd ed., Vol. 4, Issue November). Elsevier Ltd.

Rullkötter J. (2010). Organic Matter: The Driving Force for Early Diagenesis. *Mar. Geochemistry*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. p. 125–68.

Rustichelli A, Di Celma C, Tondi E, Bianucci G. (2016). Deformation within the Pisco Basin sedimentary record (southern Peru): Stratabound orthogonal vein sets and their impact on fault development. *J. South Am. Earth Sci.* [Internet]. Elsevier Ltd; 2016;65:79–100. Available from:
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.002>

Rydberg, J., Lindborg, T., Sohlenius, G., Reuss, N., Olsen, J., & Laudon, H. (2016). The importance of eolian input on lake-sediment geochemical composition in the dry proglacial landscape of western Greenland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 48(1), 93-109.

Sahu, B. K. (1962). *Environments of deposition from the size analysis of clastic sediments*. The University of Wisconsin-Madison.

- Salas R. (2018) ¿Cuánto cambió el Sistema de Humboldt en los últimos 10 millones de años ? Coloq. Int. El Mar frente a los cambios Glob. [Internet]. 2018. Available from: http://perou.ird.fr/layout/set/popup/media/ird-sites-de-representation/perou/actualites/pdf/rodolfo-salas_cuanto-cambio-el-sistema-de-humboldt-en-los-ultimos-10-millones-de-anos
- Salvatteci R, Gutiérrez D, Field D, Sifeddine A, Ortlieb L, Bouloubassi I, et al. (2014). The response of the Peruvian Upwelling Ecosystem to centennial-scale global change during the last two millennia. *Clim. Past.* 10(2):715–31.
- Salvatteci R, Gutierrez D, Sifeddine A, Ortlieb L, Druffel E, Boussafir M, et al. (2016) Centennial to millennial-scale changes in oxygenation and productivity in the Eastern Tropical South Pacific during the last 25,000 years. *Quat. Sci. Rev.* [Internet]. Jan;131:102–17. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379115301669>
- Saukel C, Lamy F, Stuut JBW, Tiedemann R, Vogt C. (2011). Distribution and provenance of wind-blown SE Pacific surface sediments. *Marine Geology; Elsevier;* 280(1–4):130–142. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.12.006>
- Scheidegger KF, Krissek LA. (1982). Dispersal and deposition of eolian and fluvial sediments off Peru and northern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93(2):150–62.
- Schidlowski M. (1988). A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature* [Internet]. May;333(6171):313–8. Available from: <http://www.nature.com/articles/333313a0>

- Sial, A. N., Gaucher, C., Ramkumar, M., & Ferreira, V. P. (Eds.). (2019). Chemostratigraphy across major chronological boundaries. John Wiley & Sons, Incorporated.
- Sifeddine A, Gutiérrez D, Ortlieb L, Boucher H, Velazco F, Field D, et al. (2008). Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Prog. Oceanogr.* [Internet]. Oct;79(2-4):190-7. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0079661108001729>
- Solis, F. (2018). Bioestratigrafía e implicancias paleoceanográfica de las diatomeas de la sección Cerro Caucato, Formación Pisco, Ica, Perú. Master Thesis. Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima, Peru, p. 125. Disponible de: <https://www.researchgate.net/publication/333103179>
- Sosdian S., Rosenthal Y. (2009). Deep-Sea Temperature and Ice Volume Changes Across the Pliocene-Pleistocene Climate Transitions. *Science* (80). [Internet]. Jul 17;325(5938):306-10. Available from: <https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1169938>
- Span, D., Dominik, J., Loizeau, J. L., Belzile, N., & Vernet, J. P. (1992). Phosphorus trapping by turbidites in deep-lake sediments. *Chemical geology*, 102(1-4), 73-82.
- Strasser, A. (2016). Hiatuses and condensation: an estimation of time lost on a shallow carbonate platform. *The Depositional Record*, 1(2), 91-117.
- Stucchi M & Urbina M. (2005). Nuevos restos de Procellariiformes (Aves) de la Formación Pisco, Peru. *Boletín la Soc. Geológica del Perú*. 100:67-77.

- Suess, E. (1981). Phosphate regeneration from sediments of the Peru continental margin by dissolution of fish debris. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4), 577-588.
- Suzuki R, Terada Y, Shimodaira H (2019). *_pvclust: Hierarchical Clustering with P-Values via Multiscale Bootstrap Resampling_*. R package version 2.2-0.
- Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra (Vol. 1)*. Madrid: Pearson Educación.
- Thornburg T., Kulm L. (1981) Sedimentary basins of the Peru continental margin: Structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6 S to 16 S latitude. *Geol. Soc. Am. Mem.* 154:393–422.
- Trappe, J. (Ed.). (1998). *Phanerozoic phosphorite depositional systems: a dynamic model for a sedimentary resource system*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Tribovillard N., Algeo T. J., Lyons T., Riboulleau A. (2006). Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*; 232(1–2):12–32.
- Tyson R V., Pearson TH. (1991). Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* [Internet]. 58(1):1–24. Available from: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/GSL.SP.1991.058.01.01>
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the geological society of America*, 25(1), 655-744.
- Viveen W, Schlunegger F. (2018). Prolonged extension and subsidence of the Peruvian forearc during the Cenozoic. *Tectonophysics* [Internet]. Elsevier. 730:48–62. Available from: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.018>

- Von Huene, R., Pecher, I. A., & Gutscher, M. A. (1996). Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics*, 15(1), 19-33.
- Wang, Y., & Van Cappellen, P. (1996). A multicomponent reactive transport model of early diagenesis: Application to redox cycling in coastal marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(16), 2993-3014.
- Wang, H., Zhang, Z., Liang, J., Liu, H., & Shi, S. (2021). Application of Elemental Geochemistry in High-Frequency Sequence—Stratigraphic Analysis of Lacustrine Shale. *Minerals*, 11(6), 657.
- Wara MW, Ravelo AC, Delaney ML. (2005). Climate change: Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. *Science* (80). 309(5735):758–61.
- Weltje GJ, Prins MA. (2003). Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sediment. Geol.* [Internet]. Nov;162(1–2):39–62. Available from: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073803002355>
- Yseki, M., Turcq, B., Caquineau, S., Salvattecchi, R., Solis, J., Skilbeck, C. G., & Gutiérrez, D. (2022). Millennial variability of terrigenous transport to the central-southern Peruvian margin during the last deglaciation (18–13 kyr BP). *Climate of the Past Discussions*, 1-24. *Geophysics, Geosystems*, 21(11).
- Yin, S., Zhang, Z., & Huang, Y. (2022). Geochemical Characteristics and Chemostratigraphic Analysis of Wufeng and Lower Longmaxi Shales, Southwest China. *Minerals*, 12(9), 1124.

Zhang YG, Pagani M., Liu Z. (2014). A 12-million-year temperature history of the tropical Pacific Ocean. *Science*; 344(6179):84–87.

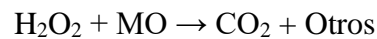
9. ANEXOS

Anexo 1: Pretratamiento para el análisis granulométrico

Se utiliza 0.3 g de sedimento seco y triturado por muestra, los cuales se colocan en vasos de precipitado de 250 ml para evitar desborde por efervescencia.

1. Eliminación de la fracción orgánica

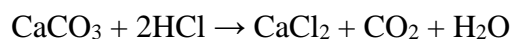
La eliminación de MO se hace siguiendo la reacción simplificada:



Para el primer ataque se vierte 25 ml de H₂O₂ al 10% en los vasos dejándolo actuar por 24 horas, agitando cada 2-3 horas. Si la muestra está ligeramente consolidada se usa el ultrasonido por 3 minutos al 70% de potencia para ayudar a disgregar. Pasado el tiempo se seca la muestra en el horno a 60 °C durante 24 horas y luego se pone a enfriar. Para el segundo ataque se procede de manera similar usando 50 ml de H₂O₂ en la misma concentración.

2. Eliminación de la fracción de carbonato biogénico

La eliminación de la fracción carbonatada se realiza siguiendo la reacción:

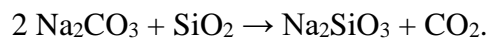


Para esta parte del procedimiento se tiene en cuenta de no durar más de 3-4 horas para evitar transformaciones mineralógicas y granulométricas no deseadas. Se añade 50 ml de

HCl (1M) a las muestras y se pasa a tubos falcon de 50 ml, se deja actuar por 15 minutos sin tapar los tubos y luego se centrifuga a 800 rpm durante 15 minutos. La solución se deja actuar durante 2.5 horas en baño maría a 50°C sin ajustar la tapa por completo. Luego, las muestras se centrifugan a 3500 rpm por 10 minutos y se neutraliza la solución con agua desionizada, centrifugando las veces que sean necesarias para obtener un pH neutro.

3. Eliminación de la fracción silíceo biogénica

La eliminación de la fracción silíceo se realiza en base a la reacción:



Se añade 50 ml. de Na_2CO_3 (1N) y se centrifuga a 800 rpm durante 15 minutos. A continuación, las muestras se colocan en baño maría a 80 °C durante la noche. Las muestras se centrifugan a 3500 rpm durante 10 minutos, se enjuagan con agua desionizada y se centrifugan nuevamente, a fin de que la solución vuelva a ser de pH neutro. Las muestras se ponen en el horno a 60°C durante 24 h hasta que estén secas. Se pesa el sedimento seco, luego se tamiza por una malla de 200 μm , ya que es el límite superior de medición en el analizador de imágenes para sedimentos marinos. Para la dispersión de partículas, se agrega a cada muestra 50 ml de una solución de polifosfato de sodio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) al 10% y luego se coloca en la centrífuga para que la solución se agite durante 2 a 3 horas.

Anexo 2: Pretratamiento para el análisis elemental

1. Análisis elemental en muestra con humedad natural

Se utiliza un bloque de roca de 1.5 cm x 1.5 cm x 1.5 cm por muestra. Se debe considerar que estos bloques estén libres de discontinuidades rellenas de sílice o carbonato, a fin de evitar alterar la concentración elemental. Se seleccionan las tres mejores superficies planas y lisas, dado que la distancia entre el plano de superficie de disparo y el emisor de rayos X debe ser menor a 3 mm.

Para este procedimiento, el analizador se coloca en su soporte de escritorio para estabilizar la medición de muestras pequeñas. En el panel de control del analizador se indica el código y localidad de la muestra, estado de humedad (húmedo o seco) y el nombre del operador. Se coloca la muestra sobre la mesa del soporte, asegurándose que la ventana de evaluación del analizador deba permanecer en contacto con la muestra durante todo el procedimiento de medición. Luego se tapa y se dispara el gatillo. Al finalizar la medición, se debe rotar el bloque hacia el siguiente plano de superficie de disparo y se repite el análisis hasta completar los 3 disparos por muestra.

2. Análisis elemental en muestra seca

Se utiliza 4 gr de sedimento seco y triturado. Para este análisis se usan las copas de muestras donde cada porta-muestra consta de un recipiente, una tapa y un anillo unidireccional de enganche que permite acoplar una película fina al recipiente. Se coloca el sedimento en la copa, considerando que la película fina debe quedar en la base del recipiente.

Igual que en el caso anterior, el analizador se usa en su soporte de escritorio y se edita la información del panel de control previa al disparo. El porta-muestras se coloca sobre la ventana de evaluación de la mesa del soporte, al manipular el porta-muestras se debe evitar tocar la película fina para prevenir la contaminación. Luego, se tapa y se dispara el gatillo. Al finalizar la medición se debe agitar el porta-muestras y luego proceder al realizar el segundo disparo. Este procedimiento se repite para el tercer disparo.

Anexo 3: Metodología para el análisis elemental

1. Preparación de muestras:

Las muestras se molieron con un mortero de ágata, para obtener un polvo con un tamaño de partícula inferior a 250 μm .

2. Descarbonatación de muestras:

Se colocaron 5 gramos de sedimento triturado y tamizado a 250 μm en un vaso de precipitado de 50ml, se le añadió HCl al 3% hasta cubrir la muestra. Se dejó actuar durante una hora, con agitación magnética. Si la muestra está carbonatada, debería verse burbujas y efervescencia. Se eliminó el ácido y luego se repitió este proceso hasta que desapareciera la efervescencia. Luego se drenó el ácido y la muestra se enjuagó con agua destilada hasta que el pH vuelva a ser neutro (6-7). Finalmente, se retiró el agua y se dejó secar la muestra durante 2 días en un horno a 40 ° C.

3. Análisis de isótopos y contenido de C y N

Las mediciones de las relaciones isotópicas $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ y sus respectivos elementos C y N se realizaron mediante el acoplamiento de un analizador elemental (ThermoFisher marca Type Flash HT) conectado a un espectrómetro de masas isotópico (marca Type Delta V Advantage ThermoFisher).

3.1. Análisis elemental

Las muestras se pesaron en botes de hojalata utilizando una microbalanza. Después se combusió la muestra analítica a 1020 °C bajo una corriente de una mezcla de oxígeno y helio (método de Dumas), donde el carbono, el hidrógeno y el nitrógeno se transformaron respectivamente en dióxido de carbono, agua y óxidos de nitrógeno (Matthews and Hayes, 1978, Preston and Owens, 1983, Barrie et al., 1984, Lichtfouse and Budzinski, 1995). Después se pasaron a través de cobre reducido, donde los óxidos de nitrógeno se redujeron a nitrógeno. El agua se retuvo sobre perclorato de magnesio. El dióxido de carbono y el nitrógeno se separaron en una columna cromatográfica. A continuación, se obtuvieron los contenidos de carbono y nitrógeno de la muestra mediante el análisis de gas por conductividad térmica.

3.2. Análisis de isótopos

El resto de los gases (CO₂ et N₂) se inyectaron en un espectrómetro de masas y los valores isotópicos de la muestra se obtuvieron por comparación con los valores de las sustancias de referencia certificadas por el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA).

- Análisis de la relación de isótopos ¹³C/¹²C

La relación de isótopos ¹³C/¹²C se cuantificó en un espectrómetro de masas de isótopos utilizando las masas 44, 45 y 46 correspondientes al dióxido de carbono (CO₂). La unidad de medida es Delta ¹³C (δ¹³C):

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{Echantillon}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} \right) * 1000$$

La sustancia de referencia es un carbonato de calcio llamado PDB (Pee Dee Belemnite)

- Análisis de la relación de isótopos $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$

La relación se cuantificó en un espectrómetro de masas isotópica utilizando masas 28, 29 y 30 correspondientes al nitrógeno molecular (N_2). La unidad de medida es Delta ^{15}N ($\delta^{15}\text{N}$):

$$\delta^{15}\text{N}\text{‰ vs. [std]} = \left(\frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{std}}}{R_{\text{std}}} \right) (1000 \delta \text{‰})$$

$$R = \left(\frac{\text{At}\%^{15}\text{N}}{\text{At}\%^{14}\text{N}} \right)$$

La sustancia de referencia es nitrógeno en el aire.