



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS TERCIARIOS-CUATERNARIOS EN
EL ÁREA DE QUINTERO-PLACILLA (~33°S) Y SUS IMPLICANCIAS
PALEOGEOGRÁFICAS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RODOLFO ANDRÉS CUEVAS OLGUÍN

PROFESORA GUÍA:

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESORA CO-GUÍA:

LUISA PINTO LINCOÑIR

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

JACOBUS LE ROUX

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

SANTIAGO DE CHILE

2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Rodolfo Andrés Cuevas Olgúin
FECHA: 23 de Marzo de 2017
PROFESORA GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

**ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS TERCIARIOS-
CUATERNARIOS EN EL ÁREA DE QUINTERO-PLACILLA (~33°S) Y SUS
IMPLICANCIAS PALEOGEOGRÁFICAS**

El presente trabajo, ubicado en la Cordillera de la Costa Occidental, sobre la transición entre el *flat-slab* al norte y la subducción tipo andino al sur en torno a los 33°S, tiene como principal objetivo el generar un modelo de evolución paleogeográfica desde el Neógeno hasta la actualidad.

Para ello, se realizaron análisis de facies de la Formación Horcón, Formación Confluencia, los depósitos eólicos antiguos o *paleodunas* y depósitos aluviales recientes. También se llevaron a cabo dataciones de U/Pb en circones detríticos y observaciones geomorfológicas que permiten configurar una evolución de los ambientes sedimentarios identificados y la forma en que han migrado en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa Occidental.

Las formaciones Horcón y Confluencia se depositaron entre el Mioceno tardío y Pleistoceno temprano (Messiniense y Calabriense). La Formación Horcón es de carácter marino-transicional con desarrollo de deltas de tipo Gilbert y de abanico, exhibiendo entre otros sub ambientes: sus capas frontales, el prodelta y frentes de playa. Por su parte la Formación Confluencia es de carácter continental y está conformada por un Miembro 1 fluvial y otro Miembro 2 eólico. El Miembro 1 fue depositado por un río trenzado a meándrico en su desembocadura con carga de fondo dominante y el Miembro eólico 2, previamente señalado como *paleodunas*, representa campos de dunas de tipo barján, depositadas bajo un régimen de viento SW similar al actual.

Se reconocieron además cinco terrazas marinas: T0 formada durante el Holoceno, T1 y T2 durante el Pleistoceno medio, y T3 y T4 que se habrían formado durante el Pleistoceno temprano, y sedimentos aluviales antiguos que fueron depositados previamente al desarrollo de la terraza T3.

*A mis queridos padres, Oriana y Nivaldo.
Sin ellos nada de esto habría sido posible.
¡Los amo!*

*A todos los que creyeron en mí y a los que no.
Esto está recién comenzando.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco infinitamente a la maravillosa familia que tengo. Por supuesto a mis padres, Oriana y Nivaldo, quienes como pilar fundamental en mi vida, me han apoyado en todas las decisiones que he tomado, en los buenos y en los malos momentos. También a todos mis tí@s y prim@s, paternos y maternos, con quienes he vivido gratas jornadas familiares. No podría nombrarlos a todos sin olvidar a alguno. A todos los amo.

Por supuesto, gocé del amor de mi familia los fines de semana y cada momento compartido, pero quienes me acompañaron directamente durante esta travesía son mis amigos y compañeros de Universidad. Debo destacar con especial afecto a mis amigos de sección, institutanos varios, amigos y conocidos de la terraza ebria, queridos mineros y colegas geólogos. A todos ellos los tendré siempre presentes, imposible olvidar las birras, todo lo compartido, menos aún las buenas conversaciones, triviales y profundas. Un reconocimiento especial merecen mis amigos musicales de la Macumba Batucada. Su energía y vibración hizo de este camino uno mucho más ameno. Sigam destacándose por donde quiera que pasen. Por último, no puedo dejar de nombrar a Ignacio Jara, con quien tuve el privilegio de convivir durante estos 6 años y a quien conozco desde Kinder. A ti, gracias por entenderme y quererme de la misma manera fraternal en que yo lo hago contigo. Te deseo lo mejor en la vida.

También debo agradecer profundamente a mis profesores Valentina Flores Aqueveque, Luisa Pinto Lincoñir, Jacobus Le Roux y Reynaldo Charrier por su amabilidad y sabiduría. En particular mis más profundos agradecimientos a Luisa quien me guio con cariño y firmeza durante este proceso y a Valentina por apoyarme y acompañarme en este desafío. Tampoco puedo dejar de mencionar a mis colegas que me acompañaron en terreno, Diego Partarrieu, Cristina Ortega, Lucas Navarro, Osvaldo Martínez, Tania Triviño y Cristóbal Machuca, gracias por su tiempo, ojos geológicos y distintas perspectivas.

Por último agradezco a la esencia que existe en el Universo. Llámenle Dios, Jah, Krishna, la fuerza, chi, amor, etc. Creo firmemente que hay algo más que solo la materia, y la energía, la física y la química que enseñan en esta Universidad sumada a esa esencia es la responsable de las cosas más bellas que existen. Por ejemplo la Tierra. Esta Tierra que nos brinda sus enseñanzas y nos resguarda. Gracias por darme la oportunidad para intentar comprenderte.

TABLA DE CONTENIDO

CONTENIDO

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE.....	ii
Agradecimientos.....	iv
Tabla de Contenido.....	v
Índice de Tablas.....	vi
Índice de Figuras	vi
Índice de Anexos	ix
1.- Introducción	1
1.1.- Planteamiento del problema	1
1.2.- Hipótesis de trabajo	1
1.3.- Objetivos	2
1.3.1.- Objetivo General	2
1.3.2.- Objetivos Específicos.....	2
1.4.- Ubicación y vías de acceso	2
1.5.- Metodología	4
1.5.1.- Objetivo específico 1: Caracterizar las facies sedimentarias e interpretar sus respectivos ambientes de depositación.....	4
1.5.2.- Objetivo específico 2: Generar nuevos datos geocronológicos e interpretar los datos ya disponibles para el área de estudio.	4
1.5.4.- Estructura de la tesis.	5
1.6.- Planificación.....	5
2.- Marco Geológico.....	7
2.1- Marco Geodinámico.....	7
2.2.- Marco Tectónico	7
2.3.- Geomorfología	9
2.4.- Marco litoestratigráfico	11
2.4.1.- Rocas estratificadas volcánicas	11
2.4.2.- Rocas plutónicas	18
2.4.3.- Rocas metamórficas.....	21
2.4.4.- Depósitos sedimentarios Cenozoicos	21
3.- Resultados	25
3.1.- Geomorfología.....	25
3.2 Sedimentología	29
3.2.1.- Facies sedimentarias	29
3.2.2.- Asociación de facies.	40
3.3.- Sedimentology and geochronology of the Miocene-Pleistocene Horcón and Confluencia Formations, Coastal Cordillera, central Chile (33°S)	53
1. Introduction.....	54

2. Methodology.....	56
3. Regional Geology.....	58
4. Results.....	62
5. Discussion.....	78
6. Conclusions.....	86
7. References.....	86
4.- Discusión.....	92
4.1.- Estratigrafía:.....	92
4.2.- Geomorfología.....	96
4.3.- Implicancias paleogeográficas.....	97
5.- Conclusiones.....	102
6.- Recomendaciones.....	102
7.- Bibliografía.....	103
8.- Anexos.....	108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Planificación y duración de las actividades a realizar.....	6
Tabla 2: Nombre, altura y edades disponibles para las terrazas marinas de: a) Coquimbo (Paskoff, 1999), b) Tongoy (Saillard et al., 2009) y c) Entre los 33-34°S (Rodríguez, 2008).....	10
Tabla 3: Terrazas de abrasión marina, elevaciones y localidades donde se pueden reconocer.....	26
Tabla 4: Resumen de las facies sedimentarias y sus ambientes de formación.....	43
Tabla 5: Litofacies y facies que componen las asociaciones de facies descritas en la sección 3.2.2 y el ambiente depositacional que representan.....	51
Tabla 6: Resumen de las asociaciones de facies identificadas, su ambiente sedimentario, correlación estratigráfica y edad.....	94
Table 1. Location and analysis performed.....	56
Table 2. Regional stratigraphy, intrusive units and main sedimentary provenance.....	61
Table 3: Summary of the lithofacies.....	63
Table 4: Sedimentary units with their facies associations, stratigraphic assignments and age of deposition.....	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa topográfico y de ubicación. Se destaca el área de estudio en un polígono. Las localidades mencionadas en el texto aparecen indicadas en negro y los principales cauces fluvio-aluviales en azul. En puntos rojos se señalan los puntos de control y en líneas rojas se ubican los perfiles geomorfológicos revisados.....	3
Figura 2. Geodinámica del margen occidental de Sudamérica (A) Tasas de convergencia entre las placas Aluk, Farallón y Nazca con la placa Sudamericana, tomadas de Martinod et al (2010). (B) Vectores de convergencia tomados de Charrier et al (2007).	8

Figura 3. Mapa geológico regional, modificado del Mapa Geológico de Chile (1:1.000.000) (Hoja 2/3), Versión Digital (2003). Las formaciones que son potencialmente los aportes sedimentarios para los depósitos neógenos y cuaternarios estudiados están descritas en la sección 2.4. Para una mejor resolución visitar http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf	12
Figura 4. Imagen satelital Landsat, modificada de Google Earth con algunas de las principales características geomorfológicas. En amarillo se indican algunas localidades, en azul el principal río de la zona de estudio y en rojo se señalan las distintas facies eólicas identificadas (ver sección 3.2). A) <i>Headland</i> ubicado hacia el sur. B) Bahía, playa y dunas tras playa al norte de un <i>headland</i> y de la desembocadura de un río. C) Repetición a menor escala de la configuración geomorfológica regional.	27
Figura 5. Perfiles topográficos AA', BB', CC'. Se indican las alturas de las terrazas reconocidas en el área de estudio.....	28
Figura 6. Facies F1, F2 y E. a) Facies F1 y F2, conglomerados clasto-soportados, oblatos e imbricados y areniscas con laminación cruzada tipo épsilon. b) Detalle de la facies F2, areniscas con laminación cruzada tipo épsilon, laminación de minerales pesados, aglomerados de magnetita detrítica y colores grises, verdosos y anaranjados por efectos diagenéticos. c) Detalle de la facies E, areniscas bien seleccionadas con laminación cruzada en artesa.	32
Figura 7. Facies M1, M2, F1 y A1. a) Facies M1, M2, F1 y A1. Notar la laminación horizontal de M1 y la interdigitación de las facies. b) Detalle de la facies M2. Notar la bioturbación de <i>Macaronichnus</i> que perturba la estratificación y la alta cantidad de minerales pesados. c) Detalle de la facies M2. Notar las pequeñas artesas y la alta cantidad de minerales pesados (principalmente magnetita).....	36
Figura 8. Facies A1, A2 y D1. a) Facies A1, A2 y D1 y sus relaciones de contacto. b) Detalle de la facies D1. Notar las intercalaciones de areniscas y limolitas a escalas centimétricas. Las limolitas pueden tener bioturbación de <i>Ophiomorpha</i> como se observa en la foto, sobre el martillo de escala. c) Detalle de la facies D1. Notar la laminación cruzada en artesa a gran escala de las areniscas y limolitas.	37
Figura 9. Todas las imágenes corresponden a la facies D2. a) Facies D2. Notar la secuencia grano-decreciente destacada, conglomerados, areniscas y limolitas. Las limolitas presentan fósiles y bioturbación. Se puede observar parte de la bioturbación con colores anaranjados y otros de colores más opacos (verdosos) debido a diferentes efectos diagenéticos. b) Bioturbación del tipo <i>Ophiomorpha</i> de color verde, debido a efectos diagenéticos reductores. c) Bioturbación del tipo <i>Skolithos</i> de color anaranjado debido a efectos diagenéticos oxidantes. d) Fósil de un gastrópodo, alterado. e) Bioturbación del tipo <i>Diplocraterion</i> , destacada en un cuadro rojo. f) Fósil de <i>Turritella</i> . g) “ <i>Rip-up clast</i> ” de limolita inmerso en los conglomerados finos y angulosos de composición intrusiva.....	39
Figura 10. Todas las imágenes corresponden a la facies AD. a) Niveles potentes de conglomerados gruesos, clasto a matriz soportados, con bases erosivas y mala selección. b) Conglomerados mal seleccionados intercalados con areniscas y areniscas limosas. Un lápiz de escala al centro de la imagen. c) Detalle de la composición (intrusiva), selección y la variabilidad que pueden tener los conglomerados, exhibiendo incluso pedreones. d) Conglomerados y areniscas. Notar los diversos canales y cuñas de conglomerados angulosos. e) Areniscas y conglomerados. Notar los altos ángulos en los que se pueden dar los canales y cuñas de conglomerados, areniscas y areniscas limosas con laminación ondulítica.....	41
Figura 11. Facies MD y P. a) Facies MD. Notar la intercalación de areniscas y conglomerados finos. b) Detalle de la facies MD. Notar la estratificación cruzada en artesa a pequeña escala de las areniscas y conglomerados finos. c) Facies P. Notar niveles de areniscas masivas y también con laminación ondulítica. d) Detalle de la facies P con moldes de bivalvos en areniscas masivas.	42
Figura 12. Asociaciones de facies 4 y 5. a) AF5. Notar las areniscas masivas de la facies P con canales de conglomerados angulosos de la facies A1. b) AF4. Notar la facies P de areniscas masivas o con laminación ondulítica subyaciendo a las facies eólicas E. Las facies eólicas de las dunas de Concón se encuentran cubiertas por una construcción.	47

Figura 13. Perfil esquemático NS del área de estudio de casi 45 km de longitud donde se muestra la distribución de las asociaciones de facies descritas en la sección 3.2.2. La elevación topográfica fue obtenida de Google Earth. Se indica en colores y patrones litológicos las asociaciones de facies mencionadas. En negro se destacan las localidades mencionadas en el texto y ubicadas en la Figura 1. En líneas grises horizontales se observan las terrazas reconocidas en la sección 3.2. La falla más grande reconocida en la zona de estudio (Falla Marga Marga) se ubica como lo indica la figura y se interpreta como de carácter inverso. También se indican los lugares dónde se realizaron dataciones de U/Pb en circones detríticos (Ver sección 3.3), provenientes de las formaciones Horcón y Confluencia y de los depósitos eólicos antiguos o “*paleodunas*”.52

Figura 14. Columna estratigráfica de la Formación Horcón, en su localidad tipo de la caleta de Horcón. A la izquierda se observa la leyenda y simbología. A la derecha la columna indica litología, granulometría, espesores, estructuras sedimentarias, contenido fósil y bioturbación.....93

Figura 15. Mapa geológico simplificado del área de estudio, 1:450.000.98

Figura 16. Evolución de la depositación y de la línea de costa. En rojo se representan las isócronas de depositación. En t1, durante el Mioceno tardío, la línea de costa se ubicaba cercana al límite entre las capas superiores y frontales del delta de Gilbert. En t2, durante el Plioceno, esta línea de costa se ubica más hacia el E, evidenciado en los depósitos de la AF8 sobre la AF3 en Mantagua. En t3, durante el Plioceno, la línea de costa se encuentra cercana y deposita la AF6 en Mantagua. Luego en t4, durante el Pleistoceno la línea de costa retrocede hacia el mar más allá de la actual y deposita sedimentos aluviales en la localidad de Mantagua. Por último, en t5, la línea de costa se asemejaría a la actual.100

Figura 17: Modelo de evolución paleogeográfico. a) Arco Jurásico genera una cubierta de rocas volcánicas y un basamento ígneo. b) Evento de peneplanización, previo a los 10 Ma genera un bajo relieve y eroda gran parte de la cubierta volcánica. c) Subsistencia regional entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano genera una topografía irregular y comienza la depositación de la Formación Confluencia y la Formación Horcón. d) Evento de transgresión marina durante el Plioceno deposita la Formación Horcón en *onlap* sobre la Formación Confluencia. Comienzan a depositarse los sedimentos aluviales antiguos que evidencian el alzamiento desde el Pleistoceno temprano. e) El alzamiento y los cambios eustáticos generan 4 terrazas marinas que son luego disectadas por los cauces fluvio-aluviales actuales.101

Figure 1. Location map. The study area is remarked. In red asterisk it is shown the detrital zircon sampling sites.55

Figure 2. Simplified geological map. Legend and simbology indicates the rivers, faults and local stratigraphy and igneous basement. Horcón Formation in yellow with a wider extension inland than previously mapped. 60

Figure 3. Fluvial Unit 1 and shoreface facies of Unit 4. a) Unit 1. Fluvial facies of imbricated, clast-supported conglomerate (Gcm) and epsilon cross-bedded sandstone (Se). b) Epsilon cross-bedded sandstone (Se). Note the green, grey and brown colors of the sandstone and the black dots corresponding to the detrital blob of magnetite. c) Unit 4. Shoreface facies of low-angle tabular cross-laminated sandstone (Sh), the black bioturbated sandstone (Sbr) and conglomerate (Gmg). d) Black bioturbated sandstone (Sbr). Note the small trough and the sparse bioturbation of *Macaronichnus*. 65

Figure 4. Alluvial Unit 2 and prodelta facies of Unit 7. a) Unit 2. Alluvial facies with poorly sorted angular conglomerate (Gmg) and poorly sorted claystone and gravel (Fmg). Note the channel macroform. b) Unit 7. Prodelta facies of angular conglomerate (Gmg), massive and plane-bedded sandstone (Sh and Sm) and fossiliferous and bioturbated siltstone and claystone (Fmb).67

Figure 5. a) Unit 3. Eolian deposits of cross-trough sandstone. b) Units 1, 2, 4 and 5. Note the large-scale cross-laminated sandstone and siltstone (Sr and Fr). 70

Figure 6. Unit 6. Delta fan environment. a) Matrix-supported conglomerate (Gmg) underlying a clast to matrix-supported conglomerate. b) Angulous conglomerate (Gmg), rippled sandstone and siltstone (Fr and Sr) dipping over 20°. c) Detail of the poorly sorted, pebble to boulder conglomerate.72

Figure 7. a) Detail of Unit 5. Large-scale cross-lamination of sandstone intercalated with siltstone with ripple lamination (St, Sr, Ft and Fr). Note some siltstone beds with <i>Ophiomorpha</i> (Fb). b) Detail of <i>Diplocraterion</i> (D) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). c) Detail of <i>Ophiomorpha</i> (Oph) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). Note the green color due to redactor diagenetic effects. d) Detail of <i>Skolithos</i> (Sk) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). Note the brownish color due to oxidizing diagenetic effects.....	75
Figure 8. Frequency histograms and relative probability plots for the detrital zircon samples. Samples HO1 and HO6 are from the Horcón Formation at Horcon, samples SI1, SI3 and MA2 are from the Horcón Formation at Mantagua and sample MA1 is from the old eolian deposits (Confluencia Formation) at Mantagua.....	77
Figure 9. Interdigitation of facies Gcm and Sh (similar of those in the fluvial Unit 1 and the shoreface Unit 4) within facies Ft and St from the Gilbert-type delta foreset, unit 5. Detrital zircon sample MA2 was taken from the red asterisk at facies Sh.	79
Figure 10. Schematic representation of the sedimentary succession at Mantagua. Older continental units 1 and 3, fluvial and eolian members of the Confluencia Formation are interdigitated at the base of the succession. Marine (deltaic) Unit 4 overlies continental units. Shoreface Unit 4 erodes Unit 5 and overlies Unit 1. Alluvial Unit 2 is at the top of the succession eroding marine deposits of the Horcón Formation. The succession has a finning upward tendency, shown by the black triangle. Detrital zircon samples SI1, SI3, MA1 and MA2 are shown in red asterisks. Simbology is as shown in Figure 11.	79
Figure 11. Stratigraphic logs of the Horcón Formation. a) Simbology and legend. b) Stratigraphic log of the Horcón Formation at the Marga Marga Creek. c) Stratigraphic log of the Horcón Formation at Quintero. d) Stratigraphic log of the Horcón Formation at its type locality, Horcón. Detrital zircon samples HO1 and HO6 are shown in red asterisk.....	80
Figure 12: Schematic evolution of the shore-line since the late Miocene. At t1, during the late Miocene, the shoreline was as shown, depositing continental facies (units 1 and 3 of the Confluencia Formation) at Mantagua. Later, at t2, during the Pliocene, the shoreline was farther inland, depositing the marine Horcón Formation over the continental Confluencia Formation at Mantagua. During the early Pleistocene, at t3, marine deposition was still active at Mantagua. Between t3 and t4, during the Pleistocene, early alluvial systems deposit at Mantagua and then marine terraces are formed and later incised by current fluvial-alluvial systems.	84
Figure 13. a) Jurassic rocks represents the magmatic arc. b) Subduction erosion and peneplanation before 10 Ma. c) Regional subsidence and deposition of the Horcón and Confluencia Formations during the Miocene-Pliocene. d) Transgression and deposition of the Horcón and Confluencia Formations and alluvial deposits in the Pliocene-Pleistocene. e) Uplift, marine terraces formation and fluvial incision since the Pleistocene.	85

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra MA-1.	108
Anexo 2: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra MA-2.	112
Anexo 3: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra HO-1.	116
Anexo 4: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra HO-6B.	119
Anexo 5: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra SI-1.	123
Anexo 6: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra SI-3.....	126

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Planteamiento del problema

La evolución de los depósitos sedimentarios costeros desde el Neógeno hasta el reciente de Los Andes centrales ha sido estudiada tanto desde el ámbito sedimentológico como desde la paleontología (Thomas, 1958; Martínez-Pardo, 1990; Rivano, 1992; Finger et al., 2003; Le Roux et al., 2005; Encinas et al., 2006; Gutiérrez et al., 2013; Carrillo-Briceño et al., 2013; Hoffmeister et al., 2014, entre otros).

A los 33°S, estos depósitos corresponden a las formaciones Horcón y Confluencia. La Formación Horcón fue recientemente descrita como una unidad geológica depositada en un ambiente marino durante el Terciario tardío (Carrillo-Briceño et al., 2013). Estos estratos corresponden a areniscas, limolitas y arcillolitas de colores claros y ocurrencia ocasional de conglomerados (Thomas, 1958). También se ha reconocido la extensión hacia el continente de los depósitos de origen marino (Espíñeira, 1989). La sedimentación continental contemporánea quedó registrada en la Formación Confluencia, que corresponde a gravas, arenas y limos semi consolidados. La edad ¿miocena-pliocena? de la Formación Confluencia fue determinada en base a relaciones de contacto con la Formación Coquimbo en el norte (32°S) y con la Formación Horcón en el área de estudio (Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano, 1992). La relación estratigráfica entre estas formaciones suele estar enmascarada por los depósitos eólicos y aluviales recientes (Rivano, 1992).

El principal rasgo geomorfológico del área de estudio es la presencia de terrazas de abrasión marina, las cuales han sido caracterizadas, tanto al norte del área de estudio, en la zona de La Serena (e.g., Paskoff, 2000) como al sur, en las cercanías de Navidad (Rodríguez, 2008). Si bien se ha intentado correlacionar y datar estas terrazas, un estudio más detallado que conecte la zona norte con la sur es requerido, pues se han propuesto diversos ciclos de transgresión y regresión marina, junto con el alzamiento y subsidencia tectónica que explicarían la evolución geomorfológica del área de estudio. A pesar de ello aún no hay consenso sobre la cantidad, extensión y cronología de estos eventos (e.g., Encinas et al., 2006; Rodríguez, 2008; Le Roux et al., 2013; Finger et al., 2013; Gutiérrez et al., 2013).

Por lo tanto, se propone que un estudio sedimentológico, geocronológico y geomorfológico en los depósitos del área entre Quintero-Placilla permitirían establecer los ambientes sedimentarios de depositación e implicancias tectono-estratigráficas, y así proponer una evolución paleogeográfica en el flanco oeste de la Cordillera de la Costa (CC) a los 33°S desde el Mioceno hasta el presente.

1.2.- Hipótesis de trabajo

En la zona costera entre Quintero y Valparaíso (33°S) los depósitos sedimentarios poco consolidados de las formaciones Horcón y Confluencia representan el Neógeno y Cuaternario de la Cordillera de la Costa Occidental (CCW) en Chile Central. La evolución de la CCW y las planicies litorales en Chile Central (33°S) durante el Terciario y

Cuaternario está dominada por la interacción entre el alzamiento y la subsidencia tectónica de la CC y las variaciones eustáticas. De este modo, estos factores son los que condicionan la distribución de los depósitos marinos de la Formación Horcón, los depósitos continentales de la Formación Confluencia y los depósitos eólicos o paleodunas hasta el Pleistoceno.

Por lo tanto, la Formación Horcón, que se extendería unos 10 kilómetros hacia el continente donde se interdigitaría con los depósitos eólicos y con la Formación Confluencia. Posteriormente a la depositación de estas unidades, los pulsos de alzamiento y variaciones eustáticas habrían desarrollado las terrazas marinas, que luego fueron modificadas por la red de drenaje actual hasta configurar el relieve que se observa hoy en día, de manera similar a lo que ocurre a otras latitudes cercanas.

1.3.- Objetivos

1.3.1.- Objetivo General

Elaborar un modelo de evolución paleogeográfico de la zona costera de Chile central desde el Mioceno al presente, en el área entre Quintero y Placilla (~33°S).

1.3.2.- Objetivos Específicos

1.- Caracterizar las facies sedimentarias de las formaciones Horcón y Confluencia y otros depósitos sedimentarios e interpretar sus respectivos ambientes de depositación.

2.- Generar nuevos datos geocronológicos e interpretar la edad de depositación de las formaciones Horcón y Confluenciaos datos ya disponibles para el área de estudio.

3.- Determinar la cronología y el sustrato en el que han sido labradas las terrazas del área de estudio.

1.4.- Ubicación y vías de acceso

El área de estudio, se ubica geológicamente en la zona entre la subducción plana por el norte (28-33°S) y la de subducción normal de tipo andino al sur (Jordan et al., 1983) y está altamente influenciada por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (RJF) (~33°S) (Ramos, 1988; Yáñez et al., 2001). Administrativamente se ubica entre las comunas de Puchuncaví y Valparaíso (Región de Valparaíso) (Fig. 1). El área abarca desde la localidad de Maitencillo por el norte, hasta la quebrada del Estero El Sauce por el Sur y desde la línea actual de costa por el oeste, hasta las cumbres de la CCW por el este.

Los afloramientos se restringen a cortes en carreteras y caminos, exponiendo entre algunos y excepcionalmente decenas de metros de altura y cientos de metros en la horizontal. Por su parte, las superficies aterrazadas se pueden observar en toda el área. Los puntos de control se indican en la Figura 1. Las localidades visitadas son: Horcón, Los Maitenes, Quintero, Mantagua, Concón, Estero Marga Marga, Placilla y Valparaíso. Los

perfiles AB, CD y EF se ubican en las cercanías de Mantagua, Ventanas y Concón, respectivamente (Fig. 1).

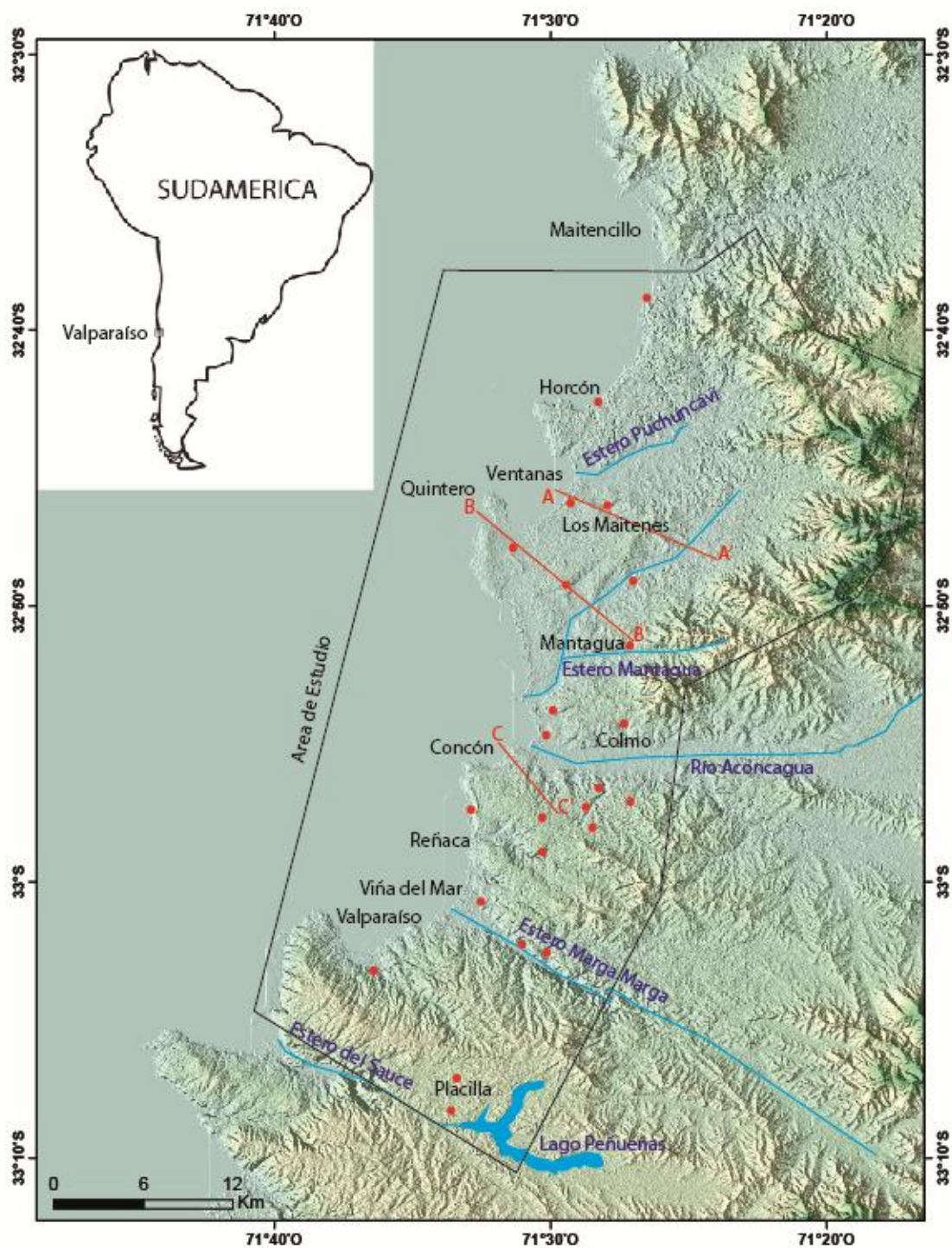


Figura 1. Mapa topográfico y de ubicación. Se destaca el área de estudio en un polígono. Las localidades mencionadas en el texto aparecen indicadas en negro y los principales cauces fluvi-aluviales en azul. En puntos rojos se señalan los puntos de control y en líneas rojas se ubican los perfiles geomorfológicos revisados.

1.5.- Metodología

A continuación se detalla la metodología utilizada para cumplir los objetivos específicos y también se describe la estructura del presente trabajo.

1.5.1.- Objetivo específico 1: Caracterizar las facies sedimentarias e interpretar sus respectivos ambientes de depositación.

Primero se consultó la bibliografía disponible, consistente en trabajos geológicos regionales (e.g., Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). Luego en una campaña de terreno de 10 días en las localidades de Horcón, Maitencillo, Los Maitenes, Quintero, Mantagua, Ritoque, Colmo, Concón, Reñaca, Viña del Mar, Valparaíso y Placilla se definieron las facies observadas y se contrastaron con la bibliografía especializada (e.g., Miall, 1996). Interpretadas las facies, sus asociaciones y la distribución espacial, se propuso un ambiente sedimentario para estas facies en la zona de estudio.

1.5.2.- Objetivo específico 2: Generar nuevos datos geocronológicos e interpretar los datos ya disponibles para el área de estudio.

Los datos geocronológicos consisten en dataciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en circones detríticos. Las dataciones previas no publicadas fueron obtenidas en muestras desde la Formación Horcón, ubicada en la playa homónima y desde un afloramiento situado en el Estero Mantagua (ver sección 3.3). Los circones detríticos fueron separados usando procedimientos estándar en el Laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, usando una mesa Gemini, un separador magnético Frantz y procedimientos de líquidos densos. Luego fueron enviados a la Washington State University, Estados Unidos, donde se usó un LA-ICPMS Thermo Finnigan Element 2 acoplado con un New Wave Nd YAG-UV 213 nm láser. Los detalles del procedimiento y parámetros operacionales son detallados en Chang et al (2006). El tamaño del rayo láser utilizado es de 30 μm . En cada muestra se realizaron cerca de 100 ablaciones para obtener y calcular edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ con el programa computacional Isoplot v. 3.0 (Ludwig, 2003).

Adicionalmente, en la localidad de Mantagua fueron extraídas dos muestras para ser analizadas en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Las muestras fueron molidas y tamizadas y los minerales separados mediante una mesa Gemini, un separador magnético Frantz. Los circones se seleccionaron manualmente con ayuda de un microscopio estereométrico. Posteriormente, los circones se montaron en una resina epoxy para ser sometidos a ablación láser con un espectrómetro de plasma (LA-ICP-MS; SERNAGEOMIN) en un espectrómetro Thermo Fischer Element XR con una máquina láser de Photon Analyte G2. El análisis se realizó bajo un láser Excimer Resolución Resonética M50 193 conectado a un Espectrómetro de Masa Cuadrupolo Serie Thermo Xii (LA-ICPMS) siguiendo procedimientos analíticos y técnicos conforme a Solari et al. (2010). El diámetro del láser empleado para las ablaciones es de 34 μm . Se analizaron 98 puntos individuales de ablación, calculando la edad $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Los diagramas de edad de los circones fueron

elaborados usando el *toolkit* Isopleth (Ludwig, 2003) y los picos fueron determinados usando el programa de Excel macro Agepick (Gehrels, 2009).

Con todos los datos obtenidos se interpretaron las máximas edades de depositación que acotan la edad de las formaciones Horcón y Confluencia y los depósitos eólicos antiguos, así como también el desarrollo de las terrazas.

1.5.3.- Objetivo específico 3: Determinar origen y cronología de las terrazas del área de estudio.

Durante la campaña de terreno se reconocieron, enumeraron y caracterizaron las superficies aterrazadas y las relaciones de contacto entre ellas. Luego basado en las distribuciones de ambientes sedimentarios, datos geocronológicos, observaciones geomorfológicas y bibliografía disponible, se propuso un origen marino, fluvial o mixto y una cronología para las diversas terrazas. También se analizó la distribución regional de las terrazas marinas, comparándolas con las zonas inmediatamente al norte y al sur (Coquimbo ~32°S y Navidad ~34°S, respectivamente).

1.5.4.- Estructura de la tesis.

El presente trabajo comienza con una contextualización del área de estudio, la problemática abordada, la metodología a usar y su planificación (Capítulo 1). Luego se describe un marco teórico que incluye aspectos geodinámicos, tectónicos, geomorfológicos y litoestratigráficos que ayudan a comprender la evolución geológica del área de estudio, su entorno regional y establecer las posibles proveniencias de los sedimentos estudiados (Capítulo 2). Los resultados de este trabajo (Capítulo 3) presentan las características geomorfológicas y sedimentológicas del área de estudio. Además se presenta el artículo titulado “Sedimentology and geochronology of the Miocene-Pleistocene Horcón and Confluencia Formations, central Chile (33°S)” por Cuevas, Pinto, y Le Roux, donde se proponen y discuten los ambientes de depositación y edad de ambas formaciones neógenas, y que pretende ser publicado en una revista geológica pertinente. Con estos resultados geomorfológicos, sedimentológicos y geocronológicos se discuten los posibles ambientes sedimentarios, actividad tectónica y cambios eustáticos que afectaron la CC a los 33°S durante el Neógeno y Cuaternario, estableciendo un modelo de evolución paleogeográfico (Capítulo 4). Por último se concluyen los aspectos más relevantes de este trabajo (Capítulo 5) y se realizan recomendaciones para trabajos posteriores en la zona (Capítulo 6).

1.6.- Planificación

El plan de trabajo propuesto para este proyecto se dividió en tres etapas, la inicial de preparación, seguida de la ejecución y una fase final de evaluación y discusión. El tiempo durante el que se desarrolló la presente memoria abarcó todo el semestre Primavera-2016 (4 meses). En la fase inicial de preparación, durante el primer mes se contempló una revisión bibliográfica preliminar, la localización de puntos de interés y

preparación del trabajo de campo. Durante la ejecución del trabajo (mes 2) se contemplaron dos semanas de trabajo en terreno (10 días no continuos) que fueron complementadas con mayores revisiones bibliográficas, para la realización de las interpretaciones de ambientes sedimentarios y de terrazas. El tercer mes, se analizaron los datos geocronológicos y se complementaron con las interpretaciones ya realizadas. En la última fase de evaluación y discusión (meses 3 y 4), se realizaron los últimos análisis e interpretaciones. También se confeccionaron las figuras y se concluyó el modelo de evolución paleogeográfico.

El detalle de cada etapa, así como el orden cronológico y tiempo estimado en cada actividad se presenta en la siguiente carta de seguimiento (Carta Gantt) (Tabla 1).

Tabla 1: Planificación y duración de las actividades a realizar.

Etapa	Preparación				Ejecución						Evaluación y discusión					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Revisión bibliográfica	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
Trabajo de campo					■					■						
Interpretación							■	■	■	■	■	■	■	■		
Redacción												■	■	■	■	■
Confección de imágenes														■	■	■

2.- MARCO GEOLÓGICO

2.1- Marco Geodinámico

A lo largo de los Andes Centrales, la Placa de Nazca subduce casi ortogonal con dirección ENE) bajo la Placa Sudamericana desde el rompimiento de la Placa de Farallón, hace ~25 Ma (Yáñez et al., 2002). La tasa de convergencia para la Placa de Nazca ha sido determinada entre 5 y 9 cm/año (Fig. 2).

El Ridge de Juan Fernández (RJF), desarrollado en la Placa de Nazca sobre el punto caliente del mismo nombre, habría migrado desde el norte hacia el sur y se habría instalado a la latitud de Valparaíso (33°S), hace alrededor de 10 Ma (Yáñez et al., 2001) donde subduce actualmente. Al subducir esta dorsal más caliente y boyante se genera una subducción plana o *flat-slab* al norte de los 33°S y una subducción tipo andino al sur de los 33°S. Esta subducción de bajo ángulo se habría originado entre los 10 y 5 Ma atrás acentuándose después de los 7 Ma (Kay y Abbruzzi, 1996). Con ello el volcanismo de la zona del *flat-slab* al norte cesó, situación que continúa hasta la actualidad. Además, la tasa de acortamiento y alzamiento de la placa superior aumentan notablemente en esta región. Ello genera cambios abruptos en la topografía en corto tiempo tras el paso de la dorsal, pudiendo tener un leve desfase con respecto a su paso (Espurt et al., 2008). Los cambios topográficos pueden ser atribuidos a subsidencias o alzamientos bruscos (varios cientos de metros en pocos millones de años) debido a compensación isostática, y cambios en las propiedades mecánicas de las placas. A pesar de que el alzamiento predomina en la placa superior, la zona con mayor subsidencia corresponde a la posición de ante-arco (Martinod et al., 2012).

En el margen continental occidental de Sudamérica también se ha documentado erosión por subducción (Stern, 2011 y las referencias que ahí aparecen). En la zona de estudio provocaría la ausencia de prismas de acreción mesozoicos y cenozoicos y bajas tasas de acortamiento calculado mediante secciones balanceadas. El RJF habría incrementado las tasas de erosión por subducción además de disminuir el ángulo de subducción y la tasa de convergencia. La erosión por subducción también habría generado subsidencia en la posición del ante-arco, en particular a los 33°S (Laursen et al., 2002; Kukowski y Oncken, 2006).

2.2.- Marco Tectónico

La zona de estudio se ubica en el dominio estructural costero (Rivano, 1992), el cual coincide con las planicies litorales y con la CCW y muestra deformación paleozoica, mesozoica y cenozoica.

Los principales accidentes geográficos, lineamientos y fallas de primer orden son de rumbo aproximado NW. Secundariamente se observan sistemas de fallas menores NNE-SSW y escasas fallas NNW-SSE. La foliación y deformación menor en las rocas volcánicas jurásicas es concordante con los sistemas de primer orden (Rivano, 1992) y serían atribuidas a una rotación de bloques corticales individuales en sentido horario (Beck et al., 1990).

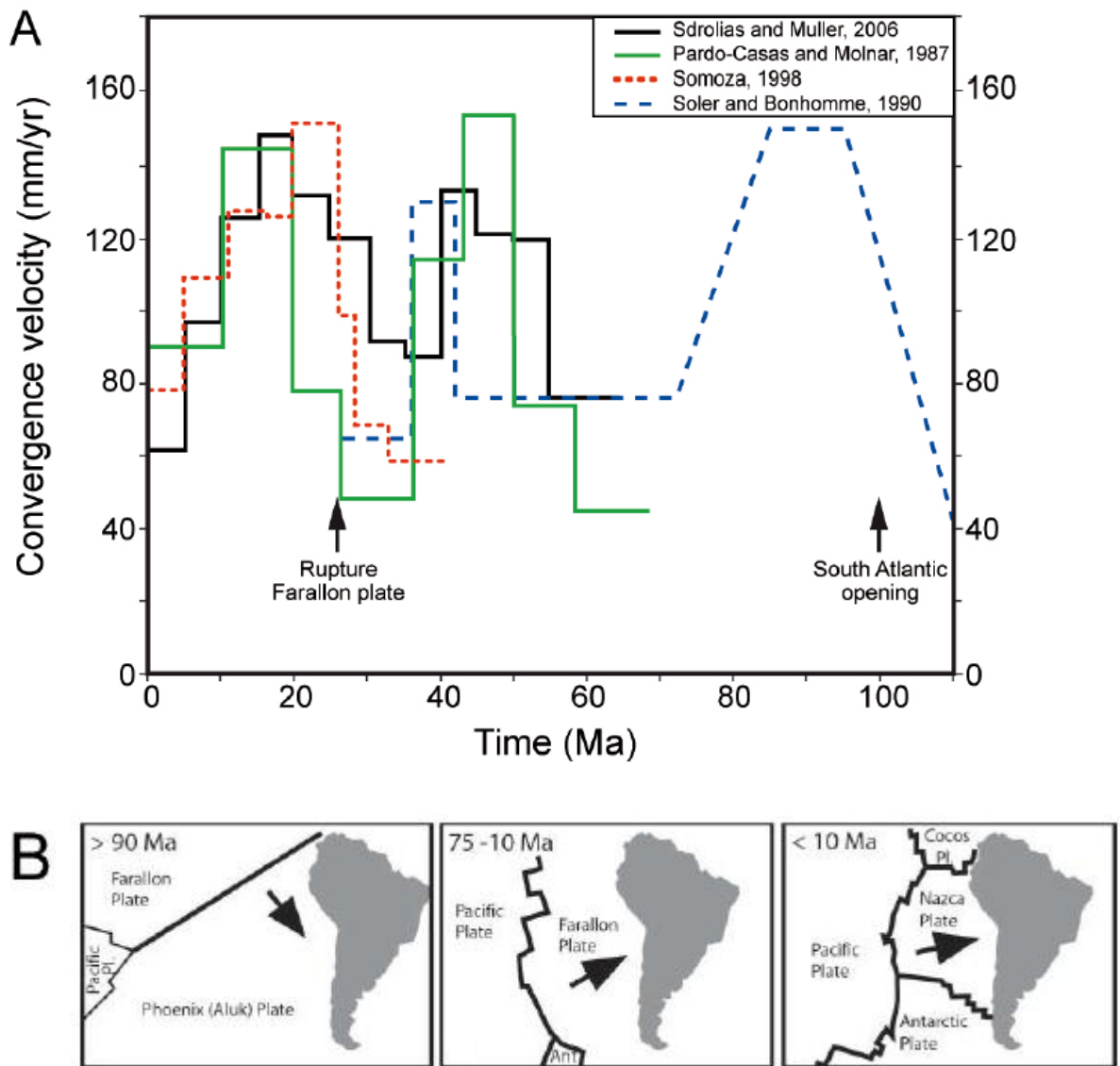


Figura 2. Geodinámica del margen occidental de Sudamérica (A) Tasas de convergencia entre las placas Aluk, Farallón y Nazca con la placa Sudamericana, tomadas de Martinod et al (2010). (B) Vectores de convergencia tomados de Charrier et al (2007).

El bloque de la CCW habría actuado independientemente con respecto de las unidades morfoestructurales ubicadas más al este (Cordillera de la Costa Oriental (CCE), Depresión Central (DC) y Cordillera Principal (CP)) durante el Cenozoico debido a una separación por una posible zona de falla. Esta zona de falla podría ser una prolongación al sur del segmento Romeral-La Silla (Rodríguez, 2013) perteneciente al Sistema de Falla de Atacama (AFS), de actividad normal e inversa durante el Cenozoico (Riquelme et al., 2003). El sistema de falla que separa la CCW de la CCE se ha identificado más al sur (Melnick et al., 2006) y podría ser inferido a la latitud de la zona de estudio (33°S) por los patrones de drenaje de los ríos cerca de la costa (Farías et al., 2007).

Un evento de peneplanación afectó el relieve desde la CC hasta la CP en Chile central previo a los 10 Ma (Farías et al., 2007). Luego la deformación tectónica que afectó la CCW puede dividirse en dos etapas principales. Primero ocurre una subsidencia entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Encinas et al., 2008), producto de una erosión por subducción asociada a la subducción del RJF, el establecimiento de la subducción plana y la disminución de la velocidad de convergencia que aumentarían el grado de acoplamiento entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana (Yáñez y Cembrano, 2004; Farías et al., 2007). Al mismo tiempo, en la CP, entre los 5,6 y 3,1 Ma, se producía una importante denudación a tasas de 1,4 a 2,6 mm/año, que hoy expone plutones del Mioceno-Plioceno (Maksaev et al., 2003). En la segunda etapa, posterior a los 4 Ma y hasta el presente, el alzamiento habría dominado el área de estudio producto de un aumento en la velocidad absoluta de la Placa Sudamericana (Farías et al., 2007), dejando como evidencia una serie de terrazas de abrasión marina a su paso.

2.3.- Geomorfología

El relieve a escala regional consiste en cordones montañosos de orientación EW y NS separados por valles profundos y amplios, de baja pero permanente escorrentía. El rasgo geomorfológico más característico del área de estudio es la presencia de diversas terrazas marinas.

Las terrazas marinas de Chile han sido estudiadas por varios autores, tanto al norte como al sur del área de estudio (e.g., Rodríguez, 2008; Saillard et al., 2009). Al norte del área de estudio, dataciones radiométricas de U/Th y de *Electron Spin Resonance* (ESR) (Radtko, 1989), métodos biogeoquímicos (Ortlieb et al., 1997) y de isótopos cosmogénicos (^{10}Be ; Saillard et al., 2009) han permitido correlacionar las superficies aterrazadas a niveles glacioeustáticos (Tabla 2). En tanto al sur, las edades de las terrazas marinas han sido correlacionadas con las del norte o se ha acotado su desarrollo como posterior a los depósitos sedimentarios ahí presentes (Rodríguez, 2008).

Al norte del área de estudio, en la bahía de Tongoy (~300 km al norte de Valparaíso) se describen cinco terrazas marinas denominadas T_I , T_{II} , T_{III} , T_{IV} y T_V , con alturas respectivas de 425 ± 15 , 170 ± 20 , 55 ± 5 , 25 ± 3 and 6 ± 1 m s.n.m (Tabla 2, b). De ellas, las terrazas más altas (T_I y T_{II}) están conectadas con una terraza fluvial más elevada y un pedimento cerca del río Limarí (Paskoff, 1970). Estudios de ^{10}Be en bloques dentro de los sedimentos y del basamento indican edades cercanas a la “nula erosión” respectivas de 679 ± 8 , 318 ± 1 , 225 ± 12 , 123 ± 14 and 11 ± 2 ka (Saillard et al., 2009). En esta localidad, la actividad tectónica involucra fallas normales coetáneas con el alzamiento, cuyo origen podría estar relacionado con procesos de la subducción, como acreción o erosión por subducción (Saillard et al., 2009). Más al norte, en la bahía de Coquimbo, Paskoff (1999) asigna las terrazas marinas a estadios isotópicos y las designa como Vega, Herradura II, Herradura I, Serena II y Serena I de alturas respectivas menores a 5, 15-20, 35-40, 75-80 y más de 120 m s.n.m (Tabla 2, a). Ellas tienen edades respectivas holocenas, pleistocenas medias, pleistocenas medias, pleistocenas tempranas y pliocenas.

Tabla 2: Nombre, altura y edades disponibles para las terrazas marinas de: a) Coquimbo (Paskoff, 1999), b) Tongoy (Saillard et al., 2009) y c) Entre los 33-34°S (Rodríguez, 2008).

Terraza	Altura (m s.n.m.)	Edad	Etapa isotópica marina (MIS)
a) Coquimbo			
Vega	<5	Holoceno ~11 ka	1
Herradura II	15-20	Pleistoceno medio ~125 ka	5e
Herradura I	35-40	Pleistoceno medio ~330 ka	9
Serena II	75-80	Pleistoceno temprano	¿?
Serena I	>120	Plioceno	¿?
b) Tongoy			
T _I	425 ± 15	Pleistoceno medio 679 ± 8 ka	17
T _{II}	170 ± 20	Pleistoceno medio 318 ± 1 ka	9c
T _{III}	55 ± 5	Pleistoceno medio 225 ± 12 ka	7e
T _{IV}	25 ± 3	Pleistoceno tardío 123 ± 14 ka	5e
T _V	6 ± 1	Holoceno 11 ± 2 ka	1
c) ~33-34°S			
T ₀	5-7	Holoceno 4-10 ka	¿?
T ₁	40-70		¿?
T ₂	110-120	Pleistoceno medio a tardío 125 ka	¿?
T ₃	>140	Post- Plioceno tardío < 2,7 ± 0,3 Ma	¿?

Inmediatamente al sur del área de estudio se observan cuatro terrazas que son labradas sobre las rocas intrusivas paleozoicas que conforman el Batolito Costero (Tabla 3). Los niveles se denominan T₀, T₁, T₂ y T₃ (Rodríguez, 2008) de alturas de 5-7, 40-70 m s.n.m (Tabla 2, c). Para los primeros niveles (T₀ y T₁ respectivamente), mientras que las terrazas superiores presentan mayor variabilidad. T₂ se ubica entre 70-120 o 140-160 m s.n.m. y T₃ por sobre ésta que limita con las peneplanicies alzadas de la CC. T₃ tiene alturas entre 200-230, 320-360 y hasta 460-510 m s.n.m. y tendría una deformación tectónica controlada por fallas NW-SE, como la Falla Marga Marga, posterior a su formación. El nivel actual (T₀) es asignado al Holoceno. No existen dataciones para las terrazas superiores. T₂ es asignado al último máximo glacial (estadio 5e) (Paskoff, 1999 en Rodríguez, 2008), mientras que la presencia de un depósito lahárico del Plioceno sobre la Formación La Cueva en la localidad de Litueche (Encinas et al., 2006) permite acotar

el desarrollo de la terraza marina superior (T3) a un tiempo posterior a los $2,7 \pm 0,3$ Ma, que corresponde a la edad más joven (Plioceno tardío) obtenida a partir del lahar (Rodríguez, 2008).

2.4.- Marco litoestratigráfico

En el área de estudio afloran rocas estratificadas volcánicas de edades Jurásico Inferior-Jurásico Medio y rocas intrusivas del Paleozoico hasta el Jurásico Superior. Estas constituyen el basamento en el que se depositan sedimentos marinos y continentales del Terciario y Cuaternario. Sin embargo, dada la relevancia que tiene la proveniencia sedimentaria en este trabajo, se entregan a continuación antecedentes geológicos respecto de rocas plutónicas y estratificadas de carácter volcánico más antiguas y más jóvenes, que pudieron encontrarse bajo erosión durante el Cenozoico. También se revisan trabajos anteriores sobre los depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario en la zona y sus posibles equivalentes al norte y al sur de la zona estudiada.

Las rocas volcánicas y sus equivalentes sistemas plutónicos se presentan en franjas N-S que cubren la CC, DC y CP, haciéndose más jóvenes hacia el este. En la Figura 3 se presenta un mapa a escala regional donde se observa la distribución de las unidades que se describen a continuación.

2.4.1.- Rocas estratificadas volcánicas

Formación La Ligua (Tr2c)

Triásico Superior
(Thomas, 1958)

Consiste en depósitos continentales de lavas ácidas, brechas y tobas con intercalaciones sedimentarias de lutitas, areniscas y conglomerados, con un espesor aproximado de 800 m (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). Aflora cerca de la localidad de La Ligua, en la CCW, al nor-noreste de la zona de estudio.

La base de esta formación está foliada, por lo que se interpreta que su contacto inferior es tectónico y no deposicional (Rivano et al., 1993). Esta formación subyace en discordancia angular a la Formación Quebrada del Pobre (Thomas, 1958), consistente en sedimentitas marinas.

La Formación La Ligua es correlacionable con la Formación Pichidangui (Tr1c), ubicada al norte del área de estudio. Ellas representan el volcanismo ácido del Triásico Medio a Superior (Rivano et al., 1993; Charrier et al., 2007).

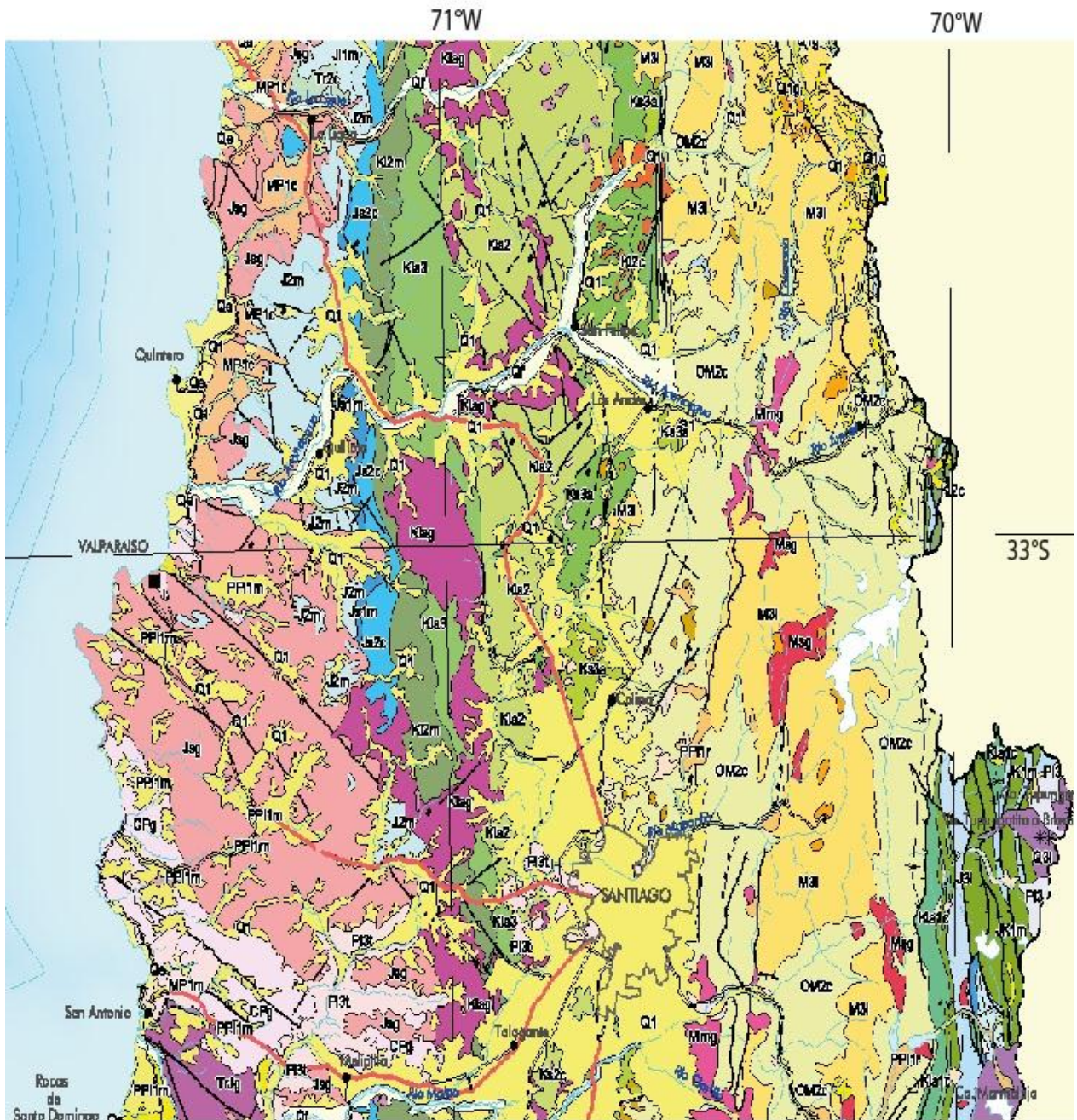


Figura 3. Mapa geológico regional, modificado del Mapa Geológico de Chile (1:1.000.000) (Hoja 2/3), Versión Digital (2003). Las formaciones que son potencialmente los aportes sedimentarios para los depósitos neógenos y cuaternarios estudiados están descritas en la sección 2.4. Para una mejor resolución visitar <http://www.ipgp.fr/~dechabal/Geol-millon.pdf>.

Formación Ajial (J2m)
 Jurásico Inferior a Medio
 (Rivano et al., 1993)

Esta unidad está compuesta por traquitas y riodacitas ricas en sodio intercaladas con tobas, brechas volcánicas y lavas andesítico-basálticas, con escasas intercalaciones

sedimentarias de areniscas, conglomerados y pelitas calcáreas. Esta formación puede llegar hasta 1400 m de espesor, aflorando en la CCW. Se ubica concordantemente sobre las sedimentitas marinas de la Formación Quebrada del Pobre (Sinemuriano-Pliensbachiano) y su techo está compuesto por las sedimentitas de la Formación Cerro Calera (Bajociano medio y superior). Al norte de esta última la Formación Ajial pasa directamente a la Formación Horqueta, de litología similar.

Las tobas, de color gris a pardo con clastos pumíceos menores a 1 cm están alteradas a clorita-epidota-sericita. Las brechas volcánicas, pardas a rojizas tienen clastos volcánicos de hasta 10 cm de andesitas porfíricas y riocitas y clastos sedimentarios menores. Las lavas andesítico-basálticas tienen colores pardo oscuros a pardo rojizos, porfíricas con fenocristales de plagioclasas (An 15-40%) de hasta 3 cm desplegando variedades ocoíticas con clinopiroxenos. Los flujos dacíticos son grises, rojizos a rosados con texturas porfíricas con clastos pumíceos, cuarzo, plagioclasas y pseudomorfo de anfíboles en agregados criptocristalinos. Las rocas sedimentarias, de color amarillento presentan deformación sin-sedimentaria irregular.

Las rocas volcánicas están asociadas a pórfidos andesítico-dacíticos y son de carácter calcoalcalino, shoshonítico. La edad de esta formación se encuentra acotada por el contenido fósil de la Formación Quebrada del Pobre y la Formación Cerro Calera al Pliensbachiano-Bajociano. Se habrían generado en un régimen extensional en el arco volcánico del Jurásico Temprano en la actual CCW, durante la primera sub etapa del Ciclo Andino I (Charrier et al., 2007).

Formación Horqueta (Js2c)

Jurásico Superior

(Rivano et al., 1993)

La unidad volcano sedimentaria continental se compone de intercalaciones de lavas andesítico-basálticas, brechas volcánicas y tobas riocíticas con menores alternancias de rocas sedimentarias detríticas. Esta unidad tiene un espesor que varía entre 1200 a 2000 m, aflorando en una franja norte-sur en la vertiente oeste de la CCE.

Las lavas son de colores grises, pardo oscuro a pardo rojizo con texturas porfíricas y de flujo. Entre los fenocristales destacan hasta 35% de plagioclasas (oligoclasa y andesina) y piroxenos rodeados de microlitos de plagioclasas y pueden presentar gránulos de clinopiroxenos. Las brechas son de colores violáceos a rojizos, mientras que las tobas son grises a pardas. Las rocas sedimentarias son de origen volcánico y de colores pardos.

Su edad jurásica tardía se infiere a partir de las relaciones estratigráficas inferiores y superiores. Esta unidad representa la migración al este de un arco magmático principalmente sub aéreo entre la primera y segunda sub etapa del Ciclo Andino I (Charrier et al., 2007).

Formación Lo Prado (Ki2m)

Cretácico Inferior temprano

(Rivano et al., 1993; Vergara et al., 1995)

Se dispone de manera discordante sobre las unidades jurásicas y tiene un miembro inferior marino profundo y uno superior que alterna sedimentitas marinas y continentales con intercalaciones volcánicas bimodales potentes.

El miembro inferior consiste en grauvacas, limolitas y arcillolitas centimétricas a decamétricas de colores grises a verdosas. Su estratificación está bien desarrollada y grada desde las grauvacas a las rocas sedimentarias de granos finos que presentan pliegues, fallas subyacentes a limonitas y calizas laminadas. Los ciclos de Bouma presentes muestran una proveniencia desde un talud continental con aportes desde el oeste hacia el este. La asociación faunística indica edades neocomianas (Valanginiano al norte del Aconcagua y Berriasiano al sur del Maipo). El miembro superior comienza con depósitos marinos intercalados con continentales y tobas. Las facies sedimentarias, a diferencia de su miembro inferior, presentan gran variación lateral y vertical y además las rocas marinas contienen fósiles de hojas. También abundan diques e intrusiones subvolcánicas que representan conductos alimentadores de edificios volcánicos. Las emisiones volcánicas son en su mayoría ácidas con niveles básicos subordinados. Las ignimbritas muestran texturas eutaxíticas en niveles de hasta 60 m, mientras hacia el oeste las rocas sedimentarias aumentan e indican un ambiente de delta y su asociación paleontológica (principalmente amonites) indica edades berriasianas a valanginianas tardías.

La Formación Lo Prado, de hasta 3000 m de espesor en algunos sectores, representa una cuenca de ante-arco ubicada al oeste del arco de Lo Prado-Pelambres, durante la segunda etapa del Ciclo Andino I (Charrier et al., 2007).

Formación Veta Negra (K12c)

Cretácico Inferior medio a tardío

(Rivano et al., 1993; Vergara et al., 1995)

Constituida por un miembro inferior, Purehue y uno superior Ocoa. Ellos corresponden a lavas básicas a intermedias de ambiente continental con intercalaciones menores de areniscas. Esta formación presenta espesores de 4000 a 5000 m. Su contacto inferior con la Formación Lo Prado es concordante, mientras que su contacto superior con la Formación Cerro Morado es descrito tanto como concordante como erosivo (Boyce, 2015 y las referencias que ahí aparecen).

Las lavas gradan desde basaltos y andesitas no vesiculados de colores grises a pardos, pasando por basaltos y andesitas amigdaloidales de colores verdes oscuros a rojos oscuros que culminan en basaltos y andesitas vesiculados y amigdaloidales grises y rojizos oscuros. Los flujos tienden a brechizarse en su base, alterándose de colores rojizos. Los basaltos y andesitas pueden llegar a niveles de 10-40 m con variedades ocoíticas con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y escasos olivinos, mientras las brechas de composición intermedia sobreyacen a lavas afaníticas pardo rojizas. Las lavas afaníticas tienen menos de 10 m de espesor, mientras que las brechas pueden sobrepasar los 150. Las rocas sedimentarias presentan clastos volcánicos similares a los recién descritos y a los intrusivos paleozoicos de la CC.

El espesor completo de esta unidad no aflora por completo, probablemente por erosión. No obstante, evidencias metamórficas indican que las rocas estuvieron enterradas bajo ~10 km de la pila volcánica.

El contenido fosilífero impide asignar una edad concreta, pero las edades de las rocas subyacentes y de los granitoides que intruyen a esta unidad acotan su edad. Dataciones de Ar/Ar en plagioclasas frescas del miembro superior de esta formación indican edades aptianas, por lo que la edad de la Formación Veta Negra sería barremiana?-aptiana (Boyce, 2015).

La Formación Veta Negra representa una nueva migración hacia el este del arco volcánico en la actual CCE durante la segunda sub etapa del Ciclo Andino I (Charrier et al., 2007).

Formación Cerro Morado (Kia2)

Cretácico Inferior tardío
(Carter y Aliste, 1962)

Carter y Aliste (1962) definen esta formación como 1800 m de rocas volcánicas verdosas, compuestas principalmente de tobas y brechas. Rivano et al. (1993) incluye esta formación como la base de la Formación Las Chilcas, pero Boyce (2015) la separa debido a las notorias diferencias litológicas. Su edad probable sería aptiana tardía-albiana temprana (Boyce, 2015).

Su contacto basal fue descrito como discordante, con estratos paralelos a la Formación Veta Negra, por lo que puede ser considerado como una discordancia progresiva sobre esta última. También ha sido descrita con una base concordante (Rivano et al., 1993). Su contacto superior con la Formación Las Chilcas ha sido descrito como discordante, aunque en otros sectores se interdigita con la formación que la sobreyace (Boyce, 2015).

Hacia la base afloran lentes de conglomerados, sobreyacidos por andesitas de grano fino, tobas y brechas de color marrón-rojizo. Estos estratos subyacen a tobas verdosas y brechas con intercalaciones de ocoitas similares a las de la Formación Veta Negra.

La Formación Cerro Morado habría sido depositada durante la etapa *post-rift* que sucediera a la extensión jurásica-cretácica temprana del Ciclo Andino I (Boyce, 2015).

Formación Las Chilcas (Kia2)

Cretácico Inferior tardío a Cretácico Superior
(Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)

En esta formación se reconocen andesitas, aglomerados, tobas y sedimentitas continentales que flanquean por el oeste a la Depresión Central.

La Formación Las Chilcas presenta una gran variabilidad lateral y está compuesta de cuatro miembros. El miembro inferior Pitipeumo, con edad entre los 105 y 100 Ma (Boyce, 2015) consiste en sedimentitas que predominan sobre lavas. Sobre este miembro

basal se encuentra el Miembro Tabón con facies conglomerádicas y de brechas intercalados con areniscas, fangolitas y niveles volcanoclásticos de edades entre 100 y 93 Ma (Boyce, 2015). Sobre él se ubica el Miembro Ñilhue, consistente en depósitos calcáreos. Le sobreyace el miembro superior El Calvario que está compuesto por 2000 m de brechas andesíticas y puede presentar niveles de conglomerados. Boyce (2015) correlaciona este potente miembro superior de la Formación Las Chilcas con la Formación Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991), la cual consta de una secuencia volcano-sedimentaria de lavas, tobas, brechas volcánicas andesíticas a ácidas, riolitas que en su base se intercalan con conglomerados y areniscas.

En base a dataciones de circones detríticos en la base y techo de la Formación Las Chilcas, Boyce (2015) indica edades entre 105 y 82 Ma, Albiano superior a Campaniano inferior. Esta formación se habría depositada durante una inversión tectónica que generó una cuenca de antepaís con aportes sedimentarios desde el oeste, entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior. Posteriormente, durante el Cretácico Superior, el arco habría continuado su migración hacia el este (Boyce, 2015).

Formación Lo Valle (Ks2c)

Cretácico Superior a Paleoceno temprano
(Thomas, 1958)

Su espesor es señalado por diversos autores (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1977; Gana y Wall, 1997) desde 700 hasta 4700 m consistentes en intercalaciones de flujos piroclásticos, lavas y sedimentos continentales. Su contacto inferior con la Formación Las Chilcas ha sido descrito como concordante y en discordancia erosiva con leve plegamiento. En general constituye la superficie actual de erosión, donde no está subyaciendo de manera discordante a la Formación Abanico.

Al igual que la formación subyacente, presenta importantes variaciones laterales entre las que incluye una serie predominantemente volcánica con intercalaciones de sedimentitas continentales. Las rocas volcánicas consisten en tobas soldadas, tobas blancas y rosadas, lavas color rosa, andesitas porfíricas marrones a grises y negras, basaltos y brechas. Ellas están intercaladas con areniscas, lutitas y conglomerados.

Su carácter geoquímico es calcoalcalino y habría sido depositado en una fase tardía de extensión. Las edades radiométricas obtenidas en K-Ar oscilan entre los 64 y 77 Ma (Boyce, 2015). La Formación Lo Valle representa el arco volcánico del Maastrichtiano-Daniano.

Formación Abanico (OM2c)

Eoceno Superior a Mioceno temprano
(Aguirre, 1960)

Esta unidad lito-estratigráfica está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones de rocas sedimentarias continentales de tonos grises pardos, púrpura y rojizos.

Su base y techos se consideran erosivos aunque han sido descrito otros tipos de contacto como concordante en su techo y por falla en su base (Fock, 2005 y las referencias que ahí aparecen). Esta formación puede alcanzar sobre los 3500 m de espesor a lo largo de la Cordillera Principal. Su litología comprende andesitas porfíricas, brechas andesíticas, tobas andesíticas, andesitas afaníticas y las variedades sedimentarias son derivadas directamente de la erosión de un relieve volcánico y escasos desarrollos lacustres y se encuentran plegadas y afectadas por un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado.

Su edad fue determinada en base a estudios paleontológicos y dataciones radiométricas de K/Ar y Ar/Ar tanto en plagioclasas y biotitas como en roca total e indican desde 34 hasta 15 Ma (Charrier et al., 2002; Godoy, 2012, respectivamente). Esta formación se depositó en un régimen extensional, en una corteza delgada, en una cuenca de intra-arco durante el Ciclo Andino III (Charrier et al., 2007).

Formación Farellones (M3i)

Mioceno
(Aguirre, 1960)

Comprende secuencias volcánicas y sedimentarias clásticas terrígenas con predominancia de lavas. Se apoya en una discordancia angular sobre la Formación Abanico o a veces de manera concordante (Fock, 2005 y las referencias que ahí aparecen) y su techo corresponde a la superficie de erosión actual.

Su espesor oscila entre 2000 y 3000 m consistente en intercalaciones de tobas, brechas, lavas andesíticas riolíticas y basálticas que pueden ser de colores pardos, verdosos, grises u oscuras con subordinados conglomerados y areniscas rojizas y lutitas verdosas. Las edades radiométricas obtenidas mediante K/Ar y Ar/Ar en plagioclasas, material piroclástico y roca total abarcan entre los $24.5 \pm 1,2$ y $6,1 \pm 1,2$ Ma (Rivano, 1996; Munizaga y Vicente, 1982 respectivamente, en Campbell, 2005).

Estas rocas se encuentran plegadas y con contactos erosivos. Habrían sido desarrolladas durante la inversión de la Cuenca de Abanico entre 21 y 16 Ma (Charrier et al., 2002). Esta inversión contribuyó al alzamiento de la CP y estaría relacionada con la subducción del RJF (Charrier et al., 2007).

Volcanismo Reciente (Pl3t, Pl3, Q3l)

Plio-Cuaternario
(Stern, 2004)

En la zona del flat-slab, entre los 27° y 33° S no existe volcanismo activo desde fines del Mioceno. Por otro lado en la zona volcánica sur (33° - 46° S) existe abundante volcanismo activo.

En la CP, al sureste de Santiago, se ubica la Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969) consistente en coladas de lavas y flujos piroclásticos. Esta unidad está asociada al extinto Volcán Marmolejo del Pleistoceno. En la misma zona, los mismos autores reconocen la Unidad Volcánica Nueva, que se sobre-impone a la primera y expone

lavas andesíticas frescas intercaladas con brechas y depósitos piroclásticos menores. Además existen calderas menores a 1,1 Ma que registran episodios volcánicos recientes (Stern, 2004). Los centros volcánicos actuales están contruidos sobre depósitos volcánicos del Plioceno-Pleistoceno, lo que evidencia la generación de lavas durante el Terciario.

2.4.2.- Rocas plutónicas

Unidad Cochoa (CPg)

Carbonífero superior
(Rivano et al., 1993)

Las rocas intrusivas que afloran entre Concón y Reñaca corresponden a tonalitas gnéissicas, granodioritas, monzogranitos y granitos de anfíbola y biotita, granitos, sienogranitos y pegmatitas de microclina, con inclusiones dioríticas a diorítica-cuarcíferas y enclaves máficos que están intruidos por abundantes filones máficos afaníticos o de grano medio de orientación NW y sub paralelos o sub verticales de composición diorítica. Las rocas tienen carácter calcoalcalino con 65-80% de SiO₂, metaluminosas a peraluminosas, principalmente tipo I y tipo S en menor proporción.

Los granitoides leucocráticos a mesocráticos de colores blanquecino a rosáceo presentan una foliación sin-magmática que registra un esfuerzo tectónico no homogéneo (Gana et al., 1996). Los filones indican una etapa magmática posterior al cuerpo batolítico dado su alteración a la roca caja. Al este limitan con los intrusivos jurásicos y están discordantemente cubiertos por sedimentos neógenos o cuaternarios. Edades de Rb/Sr señalan una errocrona en roca total de 299±31 Ma en el balneario de Reñaca y otras isócronas al sur, en Valparaíso, Algarrobo y Santo Domingo señalan edades 296,3±5,4; 292±2 y 308±15 Ma por lo que se asigna esta unidad al Carbonífero Superior y representa un episodio de magmatismo acotado a unos 20 Ma (Rivano et al., 1993). Edades de K/Ar en tonalitas en filones pegmatíticas y aplíticos señalan edades cercanas a los 160 Ma e indicarían un evento de homogenización isotópica causada por el magmatismo jurásico (Rivano et al., 1993). Recientes estudios geocronológicos en circones provenientes del Batolito Costero fueron analizados por el método SHRIMP U-PB y presentan edades entre 300 y 320 Ma, del Pensilvaniano (Deckart et al., 2014).

Dadas sus características petrológicas, geocronológicas y geoquímicas se establece una similitud con la “Unidad Guanta” de la “Superunidad Elqui” del Carbonífero Superior y pueden relacionarse al último magmatismo del Ciclo Gondwánico con alto grado de asimilación cortical (Gana y Tosdal, 1996; Deckart et al., 2014).

Complejo Plutónico Papudo-Quintero / “Superunidad Mincha” (Jsg)

Jurásico Medio a Superior (180-142 Ma)
(Parada, 1992; Rivano et al., 1993)

La franja de intrusivos denominados como “Superunidad Mincha” (Rivano et al., 1993) y como Complejo Plutónico Papudo Quintero (Parada, 1992) corresponde a la franja más occidental de intrusivos mesozoicos y conforman gran parte de la CC, aflorando de

manera discontinua con un rumbo general NS y con un rango composicional amplio entre gabros y granitos, predominando granodioritas y cuarzodioritas. Intruyen rocas paleozoicas de la “Unidad Cochoa” y algunas rocas volcánicas jurásicas.

En la zona de estudio las unidades plutónicas corresponden a la “Unidad Limache” (“Unidad Cavivolén” según Rivano et al., 1993), “Unidad Mauco” (“Unidad Tranquila” según Rivano et al., 1993) y “Unidad Cachagua” de igual denominación por ambos autores. La Unidad Limache” es la de mayor extensión y aflora en la zona sur del área de estudio, hacia el sur del río Aconcagua, mientras la “Unidad Mauco” aflora al norte del mismo en el cerro homónimo. La “Unidad Cachagua” conforma un pequeño cuerpo que se ubica entre Horcón y Ventanas.

La “Unidad Cachagua” corresponde a cuarzodioritas, cuarzomonzodioritas y dioritas grises oscuras con menores tonalitas de clinopiroxenos, biotita y hornblenda. En algunos sectores se encuentran enclaves máficos elipsoidales y evidencias cataclásticas. Las dataciones de Rb/Sr indican un rango entre los 160 y 167 Ma. La “Unidad Mauco” se compone de leucotonalitas intruídas por numerosos cuerpos pequeños como stocks y filones de composición diorítica de colores grises a negros. Hacia los bordes de dicha unidad se observan evidencias de cataclasis y hacia el oeste intruye a rocas volcánicas metamorfizadas de la Formación Ajial. Por último, la “Unidad Limache” se constituye de granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita de color gris blanquecino. Presenta inclusiones máficas orientadas paralelamente a la foliación mineral. También existen cuerpos tabulares a irregulares de dimensiones menores de leucogranitos y pegmatitas. Dataciones de K/Ar en biotitas y hornblendas indican edades entre los 156 y 170 Ma pero que se concentran entre los 156 y 166 Ma.

Los granitoides del Jurásico Medio a Superior registran el plutonismo de la primera sub etapa del Ciclo Andino I con firmas geoquímicas que van desde una fuerte contaminación cortical a magmas derivados directamente desde el manto superior (Charrier et al., 2007).

Intrusivos de la franja cretácica / “Superunidad Illapel” (Kiang)

Cretácico Inferior
(Rivano et al., 1993)

Se disponen como cuerpos de dimensiones batolíticas a *stockworks* en una franja irregular de unos 20 a 25 km de ancho con rumbo N20°-30°W ocupando gran parte de la vertiente oeste de la Cordillera de la Costa Oriental. Dicha orientación coincide con lineamientos y fallas. Al este de la zona de estudio, dicha franja se encuentra desplazada unos 15 a 20 km al oeste con respecto a la prolongación de intrusivos desde el norte. Los intrusivos cretácicos intruyen rocas sedimentarias y volcánicas jurásicas y cretácicas inferiores.

Entre las unidades que destacan en la “Superunidad Illapel” se definen la “Unidad La Campana” como gabros y dioritas subordinadas de grano medio a grueso con abundante magnetita y edades radiométricas de 66±8 Ma medidos en K-Ar en plagioclasa y la “Unidad Chalinga” de mayor tamaño, que varía desde dioritas a sienogranitos con predominancia de granodioritas y tonalitas inequigranulares, leucocráticas con biotita y

hornblenda de edades K/Ar que oscilan entre cretácica temprana a cretácica tardía temprana (cenomiana) según distintos minerales (plagioclasas, anfíboles y biotitas).

Esta actividad plutónica refleja el arco de la segunda sub etapa del Ciclo Andino I con magmas que derivan directamente del manto superior, prácticamente sin contaminación cortical (Charrier et al., 2007).

Intrusivos de la franja cretácica – paleógena (KTg)

Cretácico Superior a Paleógeno

(Rivano et al., 1993)

Se ubican al oriente de la franja que le precede y afloran como cuerpos pequeños de composiciones dioríticas, pórfido andesíticas y andesíticas microgranulares. Los cuerpos mayores varían desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola con predominio de variedades máficas. Las edades radiométricas de K/Ar indican edades entre los 45 y 67 Ma con rangos entre el Cretácico tardío–Eoceno temprano. Las edades se tornan más jóvenes hacia el este.

Intrusivos de la franja neógena / “Superunidad Río Chicharra” (Msg)

Neógeno

(Rivano et al., 1993)

Se han reconocido tres unidades que engloban todos los tipos litológicos de la Alta Cordillera de Aconcagua que se ubican al este de la Zona de Falla Pocuro. Algunos cuerpos menores se encuentran en la Zona de Falla Pocuro.

La “Unidad Río Cerro Blanco” se compone de monzodioritas y monzonitas cuarcíferas con facies dioríticas hacia los bordes de los cuerpos intrusivos. Su índice de color es leucocrático y de texturas inequigranulares con abundantes máficos en cúmulos de piroxenos y anfíboles, además de magnetita, circón, apatito y titanita. Las edades radiométricas para roca total de ésta unidad dan valores entre los 18,4 y 19,2 Ma, indicando miocena temprana a miocena media (Rivano et al., 1993). Los intrusivos no cortan las rocas volcánicas de la Formación Farellones, por lo que sumado a su edad similar, se interpreta a estos cuerpos como los alimentadores del volcanismo de la Formación Farellones. La “Unidad Portezuelo del Azufre” incluye cuerpos pórfido cuarzo-feldespáticos, dioríticos y riódacíticos de pequeño tamaño y está espacialmente relacionada a la Formación Farellones y a la zona de falla Pocuro. Edades radiométricas indican valores en torno a los 18 Ma (Rivano et al., 1993), por lo que se asigna a estos intrusivos hipoabisales sub volcánicos como miocena temprana tardía. Por último la “Unidad Tambillos” corresponde a cuerpos dacíticos tipo *stock* y lacolitos de colores blancos que intruyen a la Formación Farellones. Las rocas son porfíricas con fenocristales de plagioclasa, biotita y menor hornblenda y tiene muy poca cantidad de minerales máficos. Las edades radiométricas K/Ar en diversos minerales (plagioclasas, biotitas y anfíboles) oscilan entre los 6,5 a 9,8 Ma y se concentran para los cuerpos mayores entre 8 y 9,8 Ma, por lo que se asigna ésta unidad al Mioceno Tardío temprano (Rivano et al., 1993).

Entre los cuerpos intrusivos de esta franja, destacan los plutones La Gloria y San Gabriel, ubicados al sureste de Santiago, de edades 19.6 y 12 Ma, respectivamente (Charrier et al., 2007). También hay otros plutones más jóvenes que llegan a tener edades de 5.5 Ma, del Mioceno tardío (Charrier et al., 2007). Además, en la CP al sureste de Santiago se han encontrado otros cuerpos plutónicos de menor envergadura (no mostrados en el mapa) que son más jóvenes que los previamente descritos, llegando a tener edades incluso pleistocenas. Entre ellos se puede mencionar el intrusivo Los Lunes de 3.4 Ma, del Plioceno (Fock, 2005), la “unidad Portezuelo Arriaza” de 1,6 Ma, del Pleistoceno y la unidad plutónica informal Paso Colina, de 1,26 Ma, también del Pleistoceno (Muñoz et al., 2009).

Tanto los intrusivos del Cretácico como los del Cenozoico se clasifican, en general, como granitos tipo I, calcoalcalinos con mediano K.

2.4.3.- Rocas metamórficas

Complejo Metamórfico Valparaíso (CPg)

Paleozoico Superior
(Gana et al., 1996)

Originalmente descritas como Formación Quintay (Corvalán y Dávila, 1964) corresponden a rocas metamórficas de protolito plutónico y sedimentario que están intruidas por plutones paleozoicos tardíos y jurásicos en la zona costera.

Su composición varía de ortogneises graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas, intercalaciones de esquistos anfibólicos y escasos lentes paranéisicos con cordierita-sillimanita-granate. Al sur del área de estudio se reportan cuerpos lenticulares de gneis hornfésico con biotita con una serie de bandas, una de ellas corresponde a un metaconglomerado, cuerpo que se encuentra dentro de una unidad compuesta de migmatitas y anfibolitas (Hervé, 1976). Existen también pliegues de longitudes de onda métricas a decamétricas con zonas de cizalle dúctil. Los enclaves sedimentarios presentan un vetilleo de composición granítica.

Edades de Rb/Sr en roca total (Cordani et al., 1976) indican edades de hasta 330 Ma, recalculadas por Hervé et al., (1988) en 319 ± 17 Ma que son interpretadas como la edad del protolito. Edades jurásica temprana tardía y jurásica media son obtenidas por métodos K/Ar que indicarían un rejuvenecimiento térmico, similar a la “Unidad Cochoa”.

De igual manera que los intrusivos paleozoicos, estas rocas metamórficas estarían asociadas al final del Ciclo Gondwánico.

2.4.4.- Depósitos sedimentarios Cenozoicos

Formación Horcón (MP1m, Pl1m)

¿Mioceno? – Plioceno
(Thomas, 1958)

Se denominó Formación Horcón a los sedimentos semi-consolidados ubicados en el acantilado entre Caleta Horcón y Maitencillo y que se extienden hasta los pies de los cerros al este de Puchuncaví. Estos depósitos se encuentran prácticamente horizontales y corresponden a areniscas, en partes arcillosas, limolitas y arcillolitas con menores intercalaciones de niveles conglomerádicos y coquinas (Fig. 4). Ellos se disponen en discordancia erosiva sobre rocas intrusivas mesozoicas y paleozoicas y rocas volcánicas mesozoicas. Su techo está cubierto por vegetación y/o depósitos cuaternarios y su espesor aproximado sería de 100 m. Posteriormente, Rivano et al. (1993) sugirieron incluir a esta formación los sedimentos litorales que forman parte del acantilado costero entre Viña del Mar y Concón, además de reconocerla en los cortes y esteros de quebradas de las planicies litorales entre los ríos Aconcagua y Catapilco.

En la Formación Horcón se han reconocido más de 60 taxa entre vertebrados e invertebrados. Los primeros estudios paleontológicos realizados por Tavera en 1957 (Thomas 1958) asignaron la fauna marina al Mioceno, correlacionando esta formación con el piso de la Formación Navidad. Estudios posteriores (Tavera, 1960) indicaron que la fauna aquí presente es de edad pliocena-reciente. Esta fauna tiene formas que serían atribuibles al Mioceno (*Dentalium sp. aff. sulcasum Sow. var. mayus Sow*; *Balanus psittacus Mol. var. minor Phil*) y otras al Plioceno (*Monoceras pyrulatus Phillippi*; *Monoceras blanvillei d'Orb*; *Monoceras doliaris Phil*; *Monoceras laevi Phil*; "Yoldia"?) y debido a ello Tavera (1960) la considera equivalente con el piso de la Formación Coquimbo (Rivano et al., 1993). En opinión de Covacevich (en Rivano et al., 1993), si bien la fauna es esencialmente del Plioceno, no se puede descartar edades miocenas para la base de la Formación Horcón. Las últimas revisiones paleontológicas (Carrillo-Briceño et al., 2013) indican que la fauna es posterior al Plioceno tardío basado en la asociación de doce taxa de condrictios fósiles y bivalvos (*Callorhynchus sp.*, *Heterodontus sp.*, *Carcharodon carcharias*, *Isurus oxyrinchus*, *Galeorhinus galeus*, *Carcharhinus brachyurus*, *Hexanchus griseus*, *Squatina sp.*, *Pristiophorus sp.*, Rajidae, Dasyatidae y Myliobatidae además de encontrar nuevamente los bivalvos *Chlamys cf. hupeanus*, *Panopea coquimbensis* y los gasterópodos *Chorus blainvillei*, *Chorus doliaris* y *Hermineospina mirabilis*) que son diagnósticos en este tipo de estratos para Chile y Perú. Esto último es confirmado por Hoffmeister et al. (2014) quien reconoce una nueva especie de pingüino crestado (*Eudyptes calauina sp. nov.*), entre otras asociaciones de aves (*Spheniscus humboldti*, *E. moseleyi*, Spheniscidae indet.) del Plioceno tardío.

Tanto Carrillo-Briceño et al. (2013) como Hoffmeister et al. (2014) señalan que el espesor de la Formación Horcón es de tan solo 45 m con rumbos N30°E-N40°E y manteos de 2° a 3° al oeste. Ambos autores comparan esta fauna con la presente en otras formaciones marinas neógenas de Chile y Perú, pero dada la cercanía espacial, se revisa a continuación una breve descripción de las formaciones Coquimbo y Navidad.

Aproximadamente 100 km al sur de Valparaíso se ubican cuatro formaciones neógenas que constituyen el Grupo Darwin (Le Roux et al., 2013), las formaciones Navidad, Litueche, Rapel y La Cueva. Ellas tienen abundancia de fósiles y trazas. La Formación Navidad (Mioceno temprano a medio; Gutiérrez et al., 2013) se compone de areniscas, limolitas, conglomerados y coquinas que representan un ambiente de plataforma continental de hasta 200 m de espesor. Su edad y ambiente están determinados según estudios sedimentológicos, paleontológicos (moluscos, dientes de tiburón, diatomeas, ostrácodos y foraminíferos planctónicos) y a dataciones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr,

K-Ar y Ar-Ar (Gutiérrez et al., 2013). Le sobreyace en paraconcordancia la Formación Licancheu del Mioceno tardío, consistente en areniscas con escasos conglomerados y limolitas que indican una sucesión regresiva de ambiente marino somero (Gutiérrez et al., 2013) de hasta 40 m de espesor. Sobre ella, en paraconcordancias se ubican las formaciones Rapel y La Cueva, con esta última de edades entre 7.7 ± 1.0 - 2.7 ± 0.3 Ma (Encinas, 2006) obtenidas en clastos pumíceos. La Formación Rapel (Mioceno tardío; Gutiérrez et al., 2013) se compone de areniscas con escasos conglomerados, limolitas y niveles fosilíferos y representa un sistema de abanicos deltaicos con ambientes marinos someros de alta energía (Encinas et al., 2006) con espesores de hasta 150 m. Por último la Formación La Cueva consiste en areniscas con escasos conglomerados y muy escasas limolitas que representan un ambiente marino somero de alta energía con intercalaciones de lahares. Esta formación puede tener hasta 100 m de espesor y es correlacionada con la Formación Horcón por su similar contenido faunístico (Tavera, 1960 en Encinas et al., 2006).

A más de 250 km al norte de Valparaíso, se ubica la Formación Coquimbo del Mioceno al Plioceno. Esta formación consiste en areniscas, limolitas, lutitas, conglomerados y coquinas. En la localidad de Tongoy, esta formación se habría depositado en un ambiente de estuario en la paleo bahía de Tongoy con un control estructural local. En esta localidad se registran varios cambios eustáticos relativos a partir del análisis de facies que indican al menos 6 ciclos completos de regresión-transgresión. Primero se registran profundidades someras (< 20 m) antes de 12 Ma, cuando se registra el primer ciclo de regresión marina seguida de una transgresión desde los 11.9 hasta 11.2 que inundó la bahía a más de 100 m bajo el nivel del mar. Luego, en un segundo ciclo, una regresión marina entre los 11.2 y 10.1 Ma expone la sedimentación a niveles someros (15 m) que es sucedida por una transgresión marina hasta los 9.5 Ma deja la bahía a profundidades de 50 m. El tercer ciclo registra una nueva regresión marina que culminó a los 9 Ma permitió una sedimentación fluvio-estuarial y desde los 9 hasta los 7.3 Ma otra transgresión marina inunda la bahía a 40 m bajo el nivel del mar. Le sigue un cuarto ciclo de regresión marina que estableciera condiciones fluvio-estuariales a los 6.3 Ma y una importante transgresión marina que ocurre a los 5.3 Ma dejando la Bahía de Tongoy a profundidades de 100 m. El máximo de la regresión marina del quinto ciclo ocurre a los 4.3 Ma depositando un ambiente fluvio-estuarial, seguida de una transgresión marina con profundidades de 100 m a los 2.2 Ma. A los 1,7 Ma se tienen ambientes marinos someros, seguidos de depósitos marinos (50 m de profundidad) a los 1.4 Ma del último ciclo registrado en la sedimentación de la Formación Coquimbo en la bahía de Tongoy.

Formación Confluencia (MP1c)

¿Mioceno? – ¿Plioceno?

(Rivano et al., 1993)

Corresponde a gravas, arenas y limos semi-consolidados sin intercalaciones calcáreas, que engranan con la Formación Coquimbo, al norte (Rivano y Sepúlveda, 1991) y con la Formación Horcón en la Región de Valparaíso. Se ubican de manera discordante sobre rocas intrusivas paleozoicas y mesozoicas y volcanitas mesozoicas. Su espesor oscila entre los 50 y 100 metros. Subyacen a sedimentos eólicos y aluvionales. La falta de evidencias paleontológicas y su engranaje lateral con las formaciones neógenas marinas hacen interpretar una edad ¿miocena?–¿pliocena?.

Sedimentos eólicos antiguos o paleodunas (Qe)

Plioceno - Pleistoceno
(Rivano et al., 1993)

Corresponden a sedimentos eólicos que se reconocen de manera discreta a lo largo de las planicies litorales de la CCW en Chile Central. Cubren tanto a las formaciones neógenas como a las rocas intrusivas paleozoicas y mesozoicas.

Las arenas poco consolidadas son de color ocre con estratificación entrecruzada recurrente de unos pocos cm hasta 10 m. Su superficie ondulada y convexa indica dunas de tipo barjanas que se habrían depositado bajo direcciones de viento predominantemente NNE (Spalletti, 1980).

Dadas las relaciones de contacto entre estos depósitos y las formaciones neógenas, se asigna una edad pliocena–pleistocena.

Sedimentos eólicos y litorales actuales o recientes (Qm)

Cuaternario
(Rivano et al., 1993)

Ubicados adyacentemente a la franja costera, se desarrollan al norte de puntas de acantilados (headlands) donde se resguarda de los vientos NNE y las corrientes marinas con dirección norte. Reciben sus principales aportes sedimentarios de ríos que ayudan a construir los depósitos litorales como playas y al norte de ellas el viento construye depósitos eólicos con formas de dunas crecientes y morfologías parabólicas, en media luna y de barjanas.

Sedimentos aluviales (Qa)

Cuaternario
(Rivano et al., 1993)

Se agrupan junto a depósitos coluviales y de remociones en masa concentrados hacia la Cordillera Principal. Hacia la zona de estudio también están relacionado a rellenos de cauces actuales. Se componen de gravas y ripios mal estratificados y arenas y limos bien estratificados que en la mayoría de los casos son efímeros y evolucionan año a año.

3.- RESULTADOS

3.1.- Geomorfología

A continuación se detalla la geomorfología del área de estudio, con énfasis en las características de la línea de costa y la distribución de los ambientes sedimentarios actuales, además de las terrazas de abrasión marinas.

La línea de costa actual se configura con *headlands* o acantilados rocosos hacia el sur de las principales desembocaduras de ríos y esteros y una playa al norte de ella. Esta playa puede tener dunas de barjanes de trasplaya. Dicha configuración geomorfológica se asocia directamente a la dirección dominante SW de los vientos y de las corrientes marinas frente a la costa (Fig. 4).

Dentro de los depósitos eólicos se reconocen distintos tipos: actuales, recientes y pasados (Fig. 4). Los depósitos eólicos actuales están representados por las dunas de Ritoque, adyacentes a la playa de Concón y al norte de la desembocadura del río Aconcagua, el cual aporta los sedimentos que son luego transportados por las corrientes marinas y eólicas desde el SW. Las dunas recientes, dunas colgantes o dunas de Concón están a una altura aproximada de 100 m s.n.m. emplazadas sobre el acantilado costero, que puede estar constituido por rocas del basamento u otros depósitos sedimentarios que se describen en la siguiente sección (ver sección 3.2). Las dunas antiguas están ubicadas hacia dentro del continente y han sido nombradas bajo la unidad informal de “*paleodunas*” (Rivano et al., 1993).

Se reconocen varias terrazas marinas en la zona de estudio. La superficie limitada de algunas terrazas, la alta variabilidad de elevación que puede tener una misma terraza, la leve diferencia de altura en algunos escarpes y la posible segmentación tectónica de bloques dificulta reconocer y correlacionar las terrazas de abrasión marina.

En la Figura 5, se muestran los perfiles topográficos señalados en la Figura 1 que muestran las terrazas reconocidas y ellas se pueden resumir en la Tabla 3. Las terrazas se labran sobre el basamento paleo-mesozoico o los depósitos sedimentarios de las formaciones Horcón y Confluencia u otros más jóvenes.

La terraza To está restringida a la línea de costa y planicies litorales y fluviales en general a menos de 10 m s.n.m. y se eleva hacia el continente. To es notoria en las planicies del centro de Viña del Mar, la desembocadura del estero Reñaca, el centro y la playa de la misma localidad, la desembocadura del río Aconcagua, la playa de Concón, el humedal de Mantagua detrás de las dunas de Ritoque, la bahía de Quintero, Horcón y Maitencillo en las cercanías a la playa, y en la laguna de Maitencillo.

T1 se observa alrededor de 30 m s.n.m. y hasta los 60 m s.n.m., de menor desarrollo espacial y generalmente de escasa preservación. Se puede observar en las cercanías de la Escuela Naval y el Estadio Elías Figueroa Brander en el sector de Playa Ancha, en Valparaíso, en el sector de la laguna y el estadio Sausalito en Viña del Mar; en el sector del campo de golf del Club Naval de Campo Las Salinas, en las localidades de Quintero,

Loncura, Los Maitenes, Maitencillo y Puchuncaví, y en las cercanías del río Aconcagua, bajo T2.

Tabla 3. Terrazas de abrasión marina, elevaciones y localidades donde se pueden reconocer.

Terraza	Elevación [m s.n.m.]	Ubicación
T0	< 10	Viña del Mar, Concón, Ventanas y Maitencillo
T1	30-60	Valparaíso, Viña del Mar, Quintero, Los Maitenes y Maitencillo
T2	70-90	Concón, Los Maitenes, Mantagua y Maitencillo
T3	90-110	Concón, Los Maitenes y Mantagua
T4	140-160	Mantagua y Concón

La terraza T2 se aprecia en torno a los 70 y 90 m s.n.m., observada rodeando a T3 de buen desarrollo en torno a los 100-110 m s.n.m. Se puede apreciar en Concón, Los Maitenes, y algunos sectores bajo T3 en las localidades de Puchuncaví, Mantagua, Valle Alegre y Maitencillo.

T3 oscila entre 90 y 110 m s.n.m. observándose en las localidades de Mantagua, Los Maitenes y Concón. Por último una terraza T4 se ubica a los pies de la CCW a los 140-160 m s.n.m. (Fig.5) y su preservación es esporádica.

Es importante destacar que todo el bloque ubicado al sur del río Aconcagua presenta alturas mayores de las aquí señaladas pero en general se observa igual cantidad de terrazas con similares áreas de desarrollo. Por ejemplo, en Playa Ancha, T1 es de buen desarrollo, mientras T2 se encuentra poco desarrollada y más alta. T3 se ubica sobre los 300 m s.n.m. y tendría un alzamiento tectónico controlado por la falla Marga Marga (Rodríguez, 2008). En esta terraza, T3 en la localidad de Placilla, a 350 m s.n.m. se encuentran el lago Peñueñas y también depósitos sedimentarios que podrían corresponder a la Formación Horcón (ver sección 3.2).

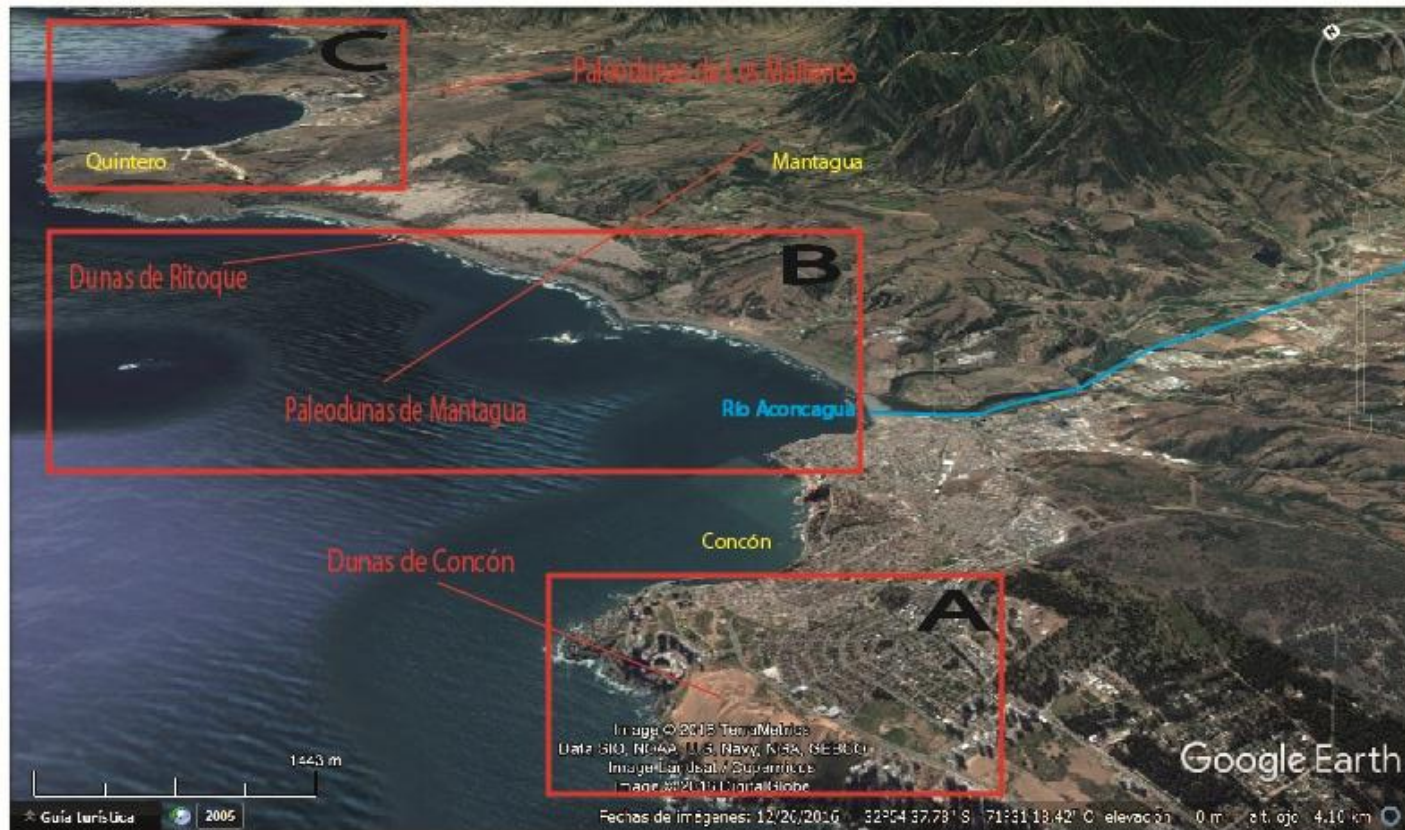


Figura 4. Imagen satelital Landsat, modificada de Google Earth con algunas de las principales características geomorfológicas. En amarillo se indican algunas localidades, en azul el principal río de la zona de estudio y en rojo se señalan las distintas facies eólicas identificadas (ver sección 3.2). A) *Headland* ubicado hacia el sur. B) Bahía, playa y dunas tras playa al norte de un *headland* y de la desembocadura de un río. C) Repetición a menor escala de la configuración geomorfológica regional.

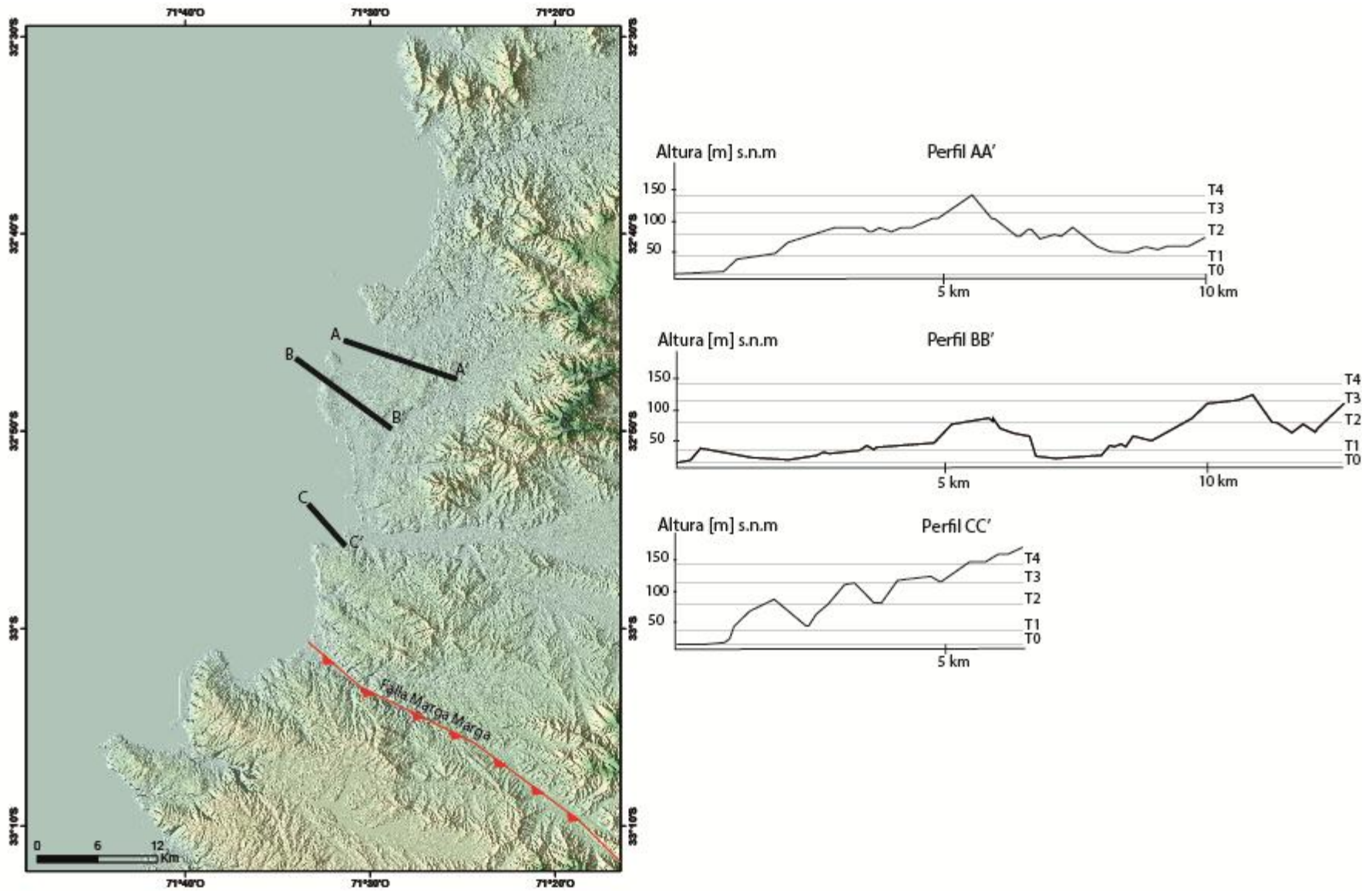


Figura 5. Perfiles topográficos AA', BB', CC'. Se indican las alturas de las terrazas reconocidas en el área de estudio.

3.2 Sedimentología

Los depósitos sedimentarios del Terciario y Cuaternario en la zona de estudio corresponden a la Formación Horcón, la Formación Confluencia, depósitos eólicos antiguos o *paleodunas*, depósitos aluviales antiguos y depósitos litorales, eólicos, fluviales y aluviales actuales.

La Formación Horcón es de carácter marino, compuesta principalmente por arena con intercalaciones de limolitas, menores niveles conglomerádicos y niveles fosilíferos. La Formación Confluencia corresponde a un conglomerado clasto-soportado de origen fluvial. Los depósitos aluviales antiguos no se encuentran asociados a los cauces aluviales actuales, donde se desarrollan los depósitos aluviales actuales. Ambos consisten en gravas angulosas monomíticas inmersas en una matriz arcillosa. Los depósitos eólicos antiguos se encuentran alejados de la línea de costa, donde se desarrollan los depósitos eólicos actuales. Ellos corresponden a dunas de tipo barján de areniscas con laminación cruzada en artesa.

Las facies aquí definidas se componen de una o más de las litofacies propuestas y/o adaptadas de Miall (1996). En este trabajo se identificaron 12 facies, denominadas con letras que hacen alusión al ambiente sedimentario en el que se depositaron (aluvial (A), fluvial (F), marino (M), deltaico (D)). Estas 12 facies pueden ser agrupadas en 9 asociaciones de facies reconocidas en las localidades de Mantagua, Quintero y cerca del Estero Marga Marga. En su conjunto estas asociaciones de facies describen un ambiente transicional que alterna depósitos continentales fluviales, aluviales y eólicos con depósitos marinos someros con una importante influencia de las descargas esporádicas de los sistemas fluvio-aluviales.

3.2.1.- Facies sedimentarias

En general, la mayoría de las facies aquí presentadas están moderada a pobremente consolidadas. Las facies son descritas en función de su granulometría, litología, estructuras sedimentarias, contenido fósil y asociaciones utilizando un código de litofacies propuesto por Miall (1996). Las litofacies indican en una primera letra mayúscula la granulometría (grava (G), arena (S), sedimentos más finos (F)) y una segunda o tercera letra que indican la estructura predominante (masiva (m), clastos angulosos matriz soportados (g), clasto soportado (c), laminación horizontal (h), laminación tipo epsilon (e), laminación ondulítica (r), laminación cruzada en artesa (t), bioturbación o contenido fósil (b)).

Facies F1 – Conglomerado clasto-soportado masivo, de buena selección.

Descripción: Conglomerado clasto-soportado, con selección buena a regular, clastos redondeados a oblatos de tamaño guija a pedrón. Pueden ser de aspecto masivo (Gcm) o presentar laminación cruzada tipo epsilon (Gce) y una gradación normal. Los clastos se encuentran imbricados presentando una fábrica sub-horizontal y, ocasionalmente, imbricación bidireccional (Fig. 6, a).

Su espesor máximo no fue determinado al no aflorar por completo, pero excede fácilmente los 5 m y se puede encontrar superando los 10 m de potencia. Se infieren espesores de varias decenas de metros con base erosiva sobre el basamento plutónico jurásico. También puede darse en niveles de medio metro de espesor con mayor granulometría, predominando los pedreones. Puede presentar tablas y lentes de areniscas masivas (Sm) de un metro de espesor y menos de 5 m de ancho.

La composición del conglomerado clasto-soportado es polimíctica con una proporción de clastos volcánicos-plutónicos mayor a 2:1. Los clastos volcánicos corresponden a lavas afaníticas a porfíricas de colores rojizos, azulados, grises, púrpuras y marrones con cristales de plagioclasas que asemejan a las variedades ocoíticas, mientras que los clastos de origen plutónico corresponden a granodioritas a cuarzo-monzodioritas de hornblenda y biotita. La matriz arenosa consiste en una arkosa media a gruesa de mala selección con clastos de gravas. Esta matriz es angulosa y rica en fragmentos líticos y magnetita.

Interpretación: Los conglomerados clasto-soportados de tendencia grano-decreciente y estratificación cruzada tipo epsilon (Gce) indican un ambiente fluvial con barras laterales y/o de punta (Allen, 1963). La textura gruesa indica un sistema de alta energía típico de un río con carga de fondo (Miall, 1996). La imbricación bidireccional ocasional sugiere que la depositación pudo haber estado sujeta a la acción de las corrientes mareales. Los clastos que componen esta facies presentan una similitud litológica con las formaciones mesozoicas y los plutones jurásicos ubicados en la CCW.

Se interpreta esta facies como un río grueso, de carácter trenzado a ligeramente meándrico que pudo estar cercano a un ambiente transicional, con influencias mareales. Un ejemplo moderno cercano de esta configuración se encuentra en la desembocadura del río Rapel, en la localidad de Navidad (34°S). Este río meándrico grueso tiene influencias mareales que penetran un par de kilómetros al interior (Vergara y Francisco, 1970), mientras que en la zona de estudio, el río trenzado Aconcagua podría estar sujeto a efectos similares.

Facies F2 – Areniscas con laminación cruzada tipo epsilon.

Descripción: Arkosas medias de selección moderada que exhiben estratificación cruzada tipo epsilon en sets de hasta 65 cm de espesor y hasta 10 m de longitud. Los granos son sub-redondeados. El color de la arenisca varía entre el verde, gris y marrón. Existen intercalaciones de minerales pesados y aglomerados de magnetita detrítica de hasta 2 mm (Fig. 6, a y b).

Interpretación: La arenisca de la facies F2 es idéntica en composición y color a la facies M1, pero su estructura distintiva la diferencia por completo. Por lo tanto, se interpreta que los colores son atribuidos a efectos diagenéticos similares, mientras que su laminación cruzada tipo epsilon indicaría que corresponde a barras de punta en los meandros de un sistema fluvial (Allen, 1963).

Facies E – Areniscas bien seleccionadas con estratificación cruzada en artesa.

Descripción: Arkosas medias amarillas a marrones, de muy buena selección, con laminación cruzada en artesa de pequeña a gran escala (St), laminación ondulítica (Sr) o masiva (Sm). Los granos de arena son sub-redondeados a sub-angulosos. Esta facies puede alcanzar con facilidad una decena de espesor y decenas a cientos de metros de extensión lateral (Fig. 6, c).

Interpretación: La buena selección de arena media, la textura de los granos y las estructuras sedimentarias como laminación cruzada en artesa indican que esta facies corresponde a campos de barjanes. Estos habían sido identificados y designados previamente por Rivano et al (1993) como “*paleodunas*”. Spalletti (1980) indicó que habrían sido depositadas bajo un régimen de viento SW similar al de hoy en día.

Facies A1 – Conglomerado anguloso y mal seleccionado.

Descripción: Conglomerado grueso a muy grueso, anguloso, de matriz a clasto-soportado, de muy mala selección, en general monomítico sin gradación, a gradación inversa-normal (Gmg). Ocurre en lentes erosivos de unos pocos metros de espesor y canales de hasta una decena de metros de ancho. Se encuentra por lo general inmersa en la facies A2 (Fig. 8, a).

Los clastos son en su gran mayoría de composición plutónica variando de tonalitas a cuarzo-monzonitas con predominancia de granodioritas a cuarzo-monzodioritas de hornblenda y biotita. Puede haber clastos volcánicos. Ellos son de tamaños de guijarros a pedreones. La matriz que soporta esta facies es mal seleccionada desde arcillas a gravas finas, con abundancia de los sedimentos más finos. Existe una alta cantidad de magnetita y líticos en esta matriz.

Interpretación: La mala selección indica una alta energía del flujo que transporta, así mismo apuntan las bases erosivas de esa facies. La angulosidad y gran tamaño de los clastos apuntan a una corta distancia de transporte. Esto último sumado a la composición monomítica plutónica de los clastos indica una proveniencia local del batolito jurásico ubicado en la CCW.

Esta facies es interpretada como canales aluviales locales o tributarios proximales a la fuente del sistema fluvial y tendrían una directa relación con eventos de fuertes lluvias esporádicas acaecidas durante el Terciario y Cuaternario.

Facies A2 – Arcillolitas con conglomerados matriz-soportados

Descripción: Canales agradacionales con bases erosivas de arcillolitas a limolitas (Fmg) con conglomerados finos, angulosos, matriz-soportados, mal seleccionados de composición predominante plutónica (Gmg). Siempre se da en conjunto a la facies A1 (Fig. 8, a).

Interpretación: Esta facies representa canales que fueron esporádicamente abandonados hasta que el lodo se depositó en suspensión en piscinas estancadas de un sistema aluvial.

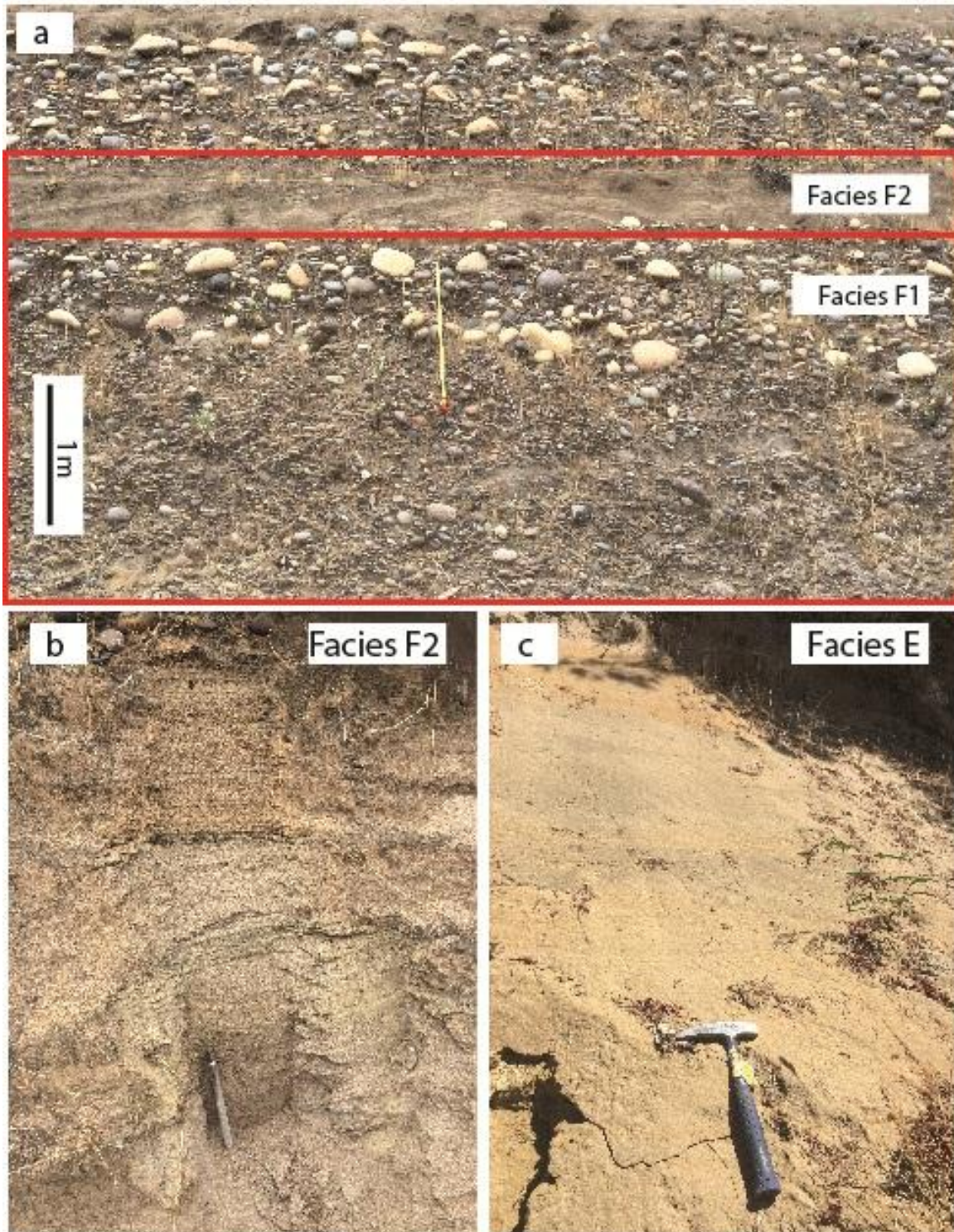


Figura 6. Facies F1, F2 y E. a) Facies F1 y F2, conglomerados clasto-soportados, oblatos e imbricados y areniscas con laminación cruzada tipo épsilon. b) Detalle de la facies F2, areniscas con laminación cruzada tipo épsilon, laminación de minerales pesados, aglomerados de magnetita detrítica y colores grises, verdosos y anaranjados por efectos diagenéticos. c) Detalle de la facies E, areniscas bien seleccionadas con laminación cruzada en artesa.

Facies M1 – Areniscas con laminación cruzada tabular de bajo ángulo.

Descripción: Arkosa media, de selección moderada y estratificación cruzada tabular de bajo ángulo (Sh). Es de tonalidades grises, verdosas y marrones (Fig. 7, a).

Su contacto basal es gradacional a nítido sobre facies de mayor granulometría, y erosivo sobre otras de granulometría similar o más fina. Las láminas individuales son de espesores centimétricos y de decenas a centenas de metros de longitud, muestran intercalaciones oscuras de minerales pesados, con abundancia de magnetita. Estas láminas forman capas de algunas decenas de metros de espesor y decenas a centenas de metros de longitud.

La arena es sub-angulosa a sub-redondeada. Cuando la arenisca es de color verdoso presenta una mayor cantidad de limos y arcillas que cuando es de colores grises y marrones. También presenta pequeños aglomerados de magnetita detrítica alrededor de 2 mm de diámetro.

Interpretación: La laminación cruzada tabular de bajo ángulo es típicas de depósitos de playa (Boggs, 2006). Playas similares ricas en feldespatos y minerales pesados ocurren en la costa de Chile Central (Melnick et al., 2006) en la proximidad de rocas intrusivas ácidas, donde el feldespato es suplementado por la continua erosión del acantilado costero (rocas plutónicas jurásicas en este caso) donde los minerales más livianos son transportados por el viento hacia el continente.

La ausencia de fósiles indicaría un ambiente de alta energía, hostil para los organismos. Los colores marrones, grises y verdes pueden ser atribuibles a procesos diagenéticos, el color marrón es indicativo de ambientes oxidantes y el verde de procesos marinos reductores (Myrow, 1990). Los colores marrones provendrían de la abundante magnetita observada, que al oxidarse provee óxidos e hidróxidos de hierro que teñirían la arenisca. De manera similar, los niveles verdosos, al contener mayor proporción de sedimentos finos podrían ser afectados por procesos diagenéticos reductores.

Facies M2 – Areniscas negras bioturbadas con laminación ondulosa, en artesa y ondulítica

Descripción: Areniscas arkósicas negras a marrones de hasta medio metro de potencia con laminación cruzada en artesa, laminación de ondulitas y laminación ondulosa con escasa bioturbación de *Macaronichnus* (Sbr). Ocasionalmente puede presentar estratificación de tipo *hummocky*. Su extensión puede ser de decenas de metros y acunarse hasta desaparecer (Fig. 7, a, b y c).

La arenisca es de selección moderada y tamaño medio y puede presentar hasta 85% de óxidos de Fe-Ti. La bioturbación consiste en madrigueras sub-verticales de hasta 2 mm de ancho y 3 cm de largo, con relleno pasivo y sin estructuras internas reconocidas. También presenta pequeños aglomerados de magnetita detrítica.

Interpretación: La arena media, la laminación cruzada en artesa y las ondulitas indican un ambiente submarino de moderada energía. La laminación ondulosa al depositar sedimentos ligeramente más finos indica un ambiente oscilatorio con estadios de menor

energía, mientras que la estratificación *hummocky* y la alta cantidad de minerales pesados son señales de un ambiente de frente de playa inferior ocasionalmente perturbados por la acción de oleajes fuertes asociados a tormentas (Mallik et al., 1987). La alta cantidad de minerales pesados es similar a la observada en algunas playas actuales de Chile (Melnick et al., 2009), y se presume que hacia el frente de playa superior e inferior estas concentraciones podrían ser similares o mayores. El mecanismo que produciría estas altas concentraciones de minerales pesados tendría dos fases. En la primera etapa, la erosión de rocas volcánicas e intrusivas y el transporte generado por sistemas fluvio-aluviales liberaría los minerales individuales que serían depositados en los deltas de ríos y luego retransportados por las corrientes marinas provenientes desde el SW. En la segunda etapa, eventos tormentosos generan olas de gran tamaño afectando desde el frente de playa inferior hasta la zona de la playa. En este tipo de eventos de alta energía, se transportarían los minerales de menor densidad, dejando un depósito de tipo *lag*.

Esto es además es complementado con la presencia de *Macaronichnus*, una traza fósil característica de ambientes marinos someros a marginales arenosos sujetos a altas energías (Clifton y Thompson, 1978; Bromley, 1996). Este ichnogénero es interpretado como una traza de pastoreo (*Pascichnia*) producidas por gusanos que se alimentan del depósito (Pemberton et al., 2001). Estructuras idénticas son producidas por los opheliidos *Ophelia limacina* (Clifton y Thompson, 1978) y *Euzonus mucronata* (Pemberton et al., 2001; Seike, 2008). La escasa bioturbación puede atribuirse a la falta de materia orgánica y/o a la alta tasa de sedimentación.

Facies D1 – Areniscas y limolitas con estratificación cruzada en artesa de gran escala.

Descripción: Intercalaciones de areniscas finas a medias con limolitas bioturbadas con estratificación cruzada en artesa de gran escala, con artesas que pueden tener hasta una decena de metros de espesor y largo (Fig. 8, a, b y c).

La estratificación cruzada viene dada por intercalaciones de areniscas finas y limolitas, ambas de hasta 10 cm de espesor. Estas capas pueden tener manteos que exceden los 30°. Las areniscas son de composición arkósica con alto contenido de cuarzo, poseen color amarillo y bases erosivas sobre las limolitas. Presentan laminación ondulítica y estratos con forma de cuña (Sr). Las limolitas son de color claro, masivas (Fmb) a ondulosas (Fr), cuando hay arena fina presente. Presentan bioturbación del tipo *Ophiomorpha* y concreciones de colores oxidados. La bioturbación se da con mayor abundancia en algunos niveles limosos por sobre otros y consiste en tubos individuales a bifurcados de hasta 5 cm de longitud y 1 cm de ancho.

También se observan conglomerados masivos de guijas y guijarros (Gcm) y areniscas de laminación paralela (Sh) que se diponen de manera paralela a la estratificación cruzada a gran escala de las areniscas y limolitas.

Interpretación: La facies D1 es poco común. La escala de la estratificación cruzada en artesa podría interpretarse como parte de un sistema eólico de barjanes, pero esto no es compatible con la intercalación de algunos niveles conglomerádicos que siguen la estratificación, ya que el viento no es capaz de transportar estos clastos. Tampoco es común ver intercalaciones de limolitas potentes siguiendo la estratificación en un

ambiente eólico, ya que el viento transportaría este sedimento más fino. El alto manto de estas capas puede ser atribuido a la alta proporción de sedimentos finos que darían un soporte extra a estas capas.

El único ambiente en el que es compatible con una intercalación de limolitas, areniscas y conglomerados con tan altos ángulos en una estratificación cruzada en artesa de gran escala es en las capas frontales de un delta de Gilbert (Postma, 1990). Esto requeriría aguas relativamente profundas situadas junto a una línea de costa con un talud pronunciado opuesto a la desembocadura de un río. Este talud podría ser generado por alzamiento o subsidencia tectónica y/o fallamiento. Durante los últimos terremotos ocurridos en territorio chileno, se han registrado cambios en la elevación de la costa (alzamientos y subsidencias locales) de hasta 3 m, como por ejemplo en el río Calle-Calle en Valdivia (Villalobos, 2011). Un escenario como éste podría explicar la interdigitación de facies fluviales (Gcm de la facies F1), transicionales (Sh de la facies M1) con las capas frontales de un delta de Gilbert (esta facies, facies D1).

Facies D2 – Secuencias grano-decrecientes de areniscas y limolitas fosilíferas.

Descripción: Intercalaciones grano-decrecientes de areniscas (de hasta 1 m) y limolitas fosilíferas (de hasta 3 m) en capas planares de cientos de metros de longitud con laminación interna ondulosa (Sr, Fr), pequeñas artesas (St) o masivas (Sm, Fm) (Fig. 9).

Las areniscas pueden sobreyacer de manera gradual a niveles conglomerádicos (Gmg) medios a finos de hasta medio metro de espesor con una composición mayoritariamente plutónica (granodioritas de hornblenda y biotita) (Fig. 9, a y g). Las areniscas son de composición arkósica con altos contenidos de cuarzo y limo. Sus granos son angulosos a sub-redondeados. Las limolitas pueden presentar granos de cuarzo subhedrales y micas euhedrales de biotita de hasta 1 mm de diámetro. Además, estas limolitas presentan niveles fosilíferos con fósiles y moldes de *Turritella* y bivalvos, y bioturbación de *Ophiomorpha*, *Skolithos* y *Diplocraterion* (Fig. 9, a, b, c, d, e y f).

La bioturbación mencionada puede presentar colores marrones con tintes oxidados o colores verdosos (Fig. 9 a, b y c).

Interpretación: Las intercalaciones grano-decrecientes mencionadas son interpretadas como meso-ciclos de un frente de delta y prodelta (Boggs, 2006). La intensa bioturbación de las limolitas las hace tener una apariencia masiva, sin mayores estructuras sedimentarias ante la homogenización del estrato (Scholle, et al., 1983). Los colores de la bioturbación pueden ser atribuidos a ambientes reductores u oxidantes. Ellos podrían darse al exponer los sedimentos en vías de litificación a condiciones sub-aéreas o submarinas que se darían en los ciclos de transgresión y regresión marina que han ocurrido en Chile Central (Paskoff, 1999).

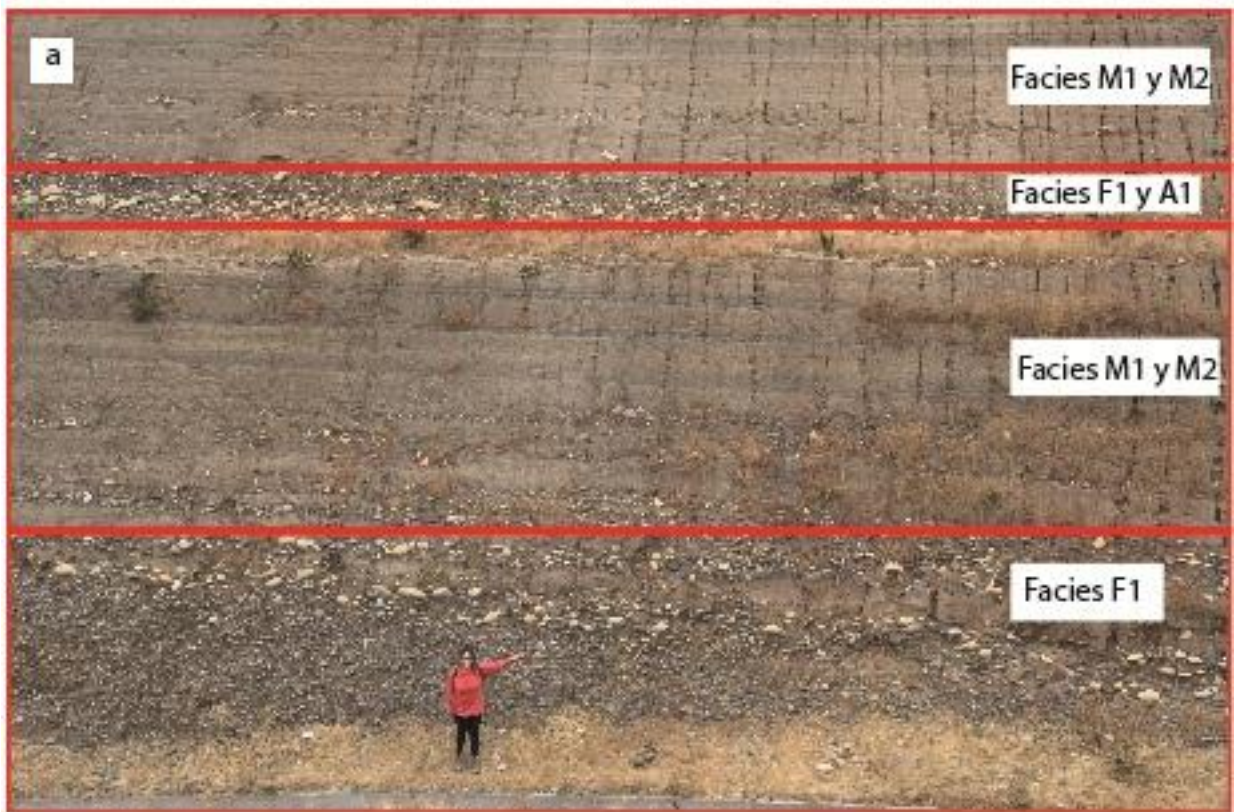


Figura 7. Facies M1, M2, F1 y A1. a) Facies M1, M2, F1 y A1. Notar la laminación horizontal de M1 y la interdigitación de las facies. b) Detalle de la facies M2. Notar la bioturbación de *Macaronichnus* que perturba la estratificación y la alta cantidad de minerales pesados. c) Detalle de la facies M2. Notar las pequeñas artesas y la alta cantidad de minerales pesados (principalmente magnetita).

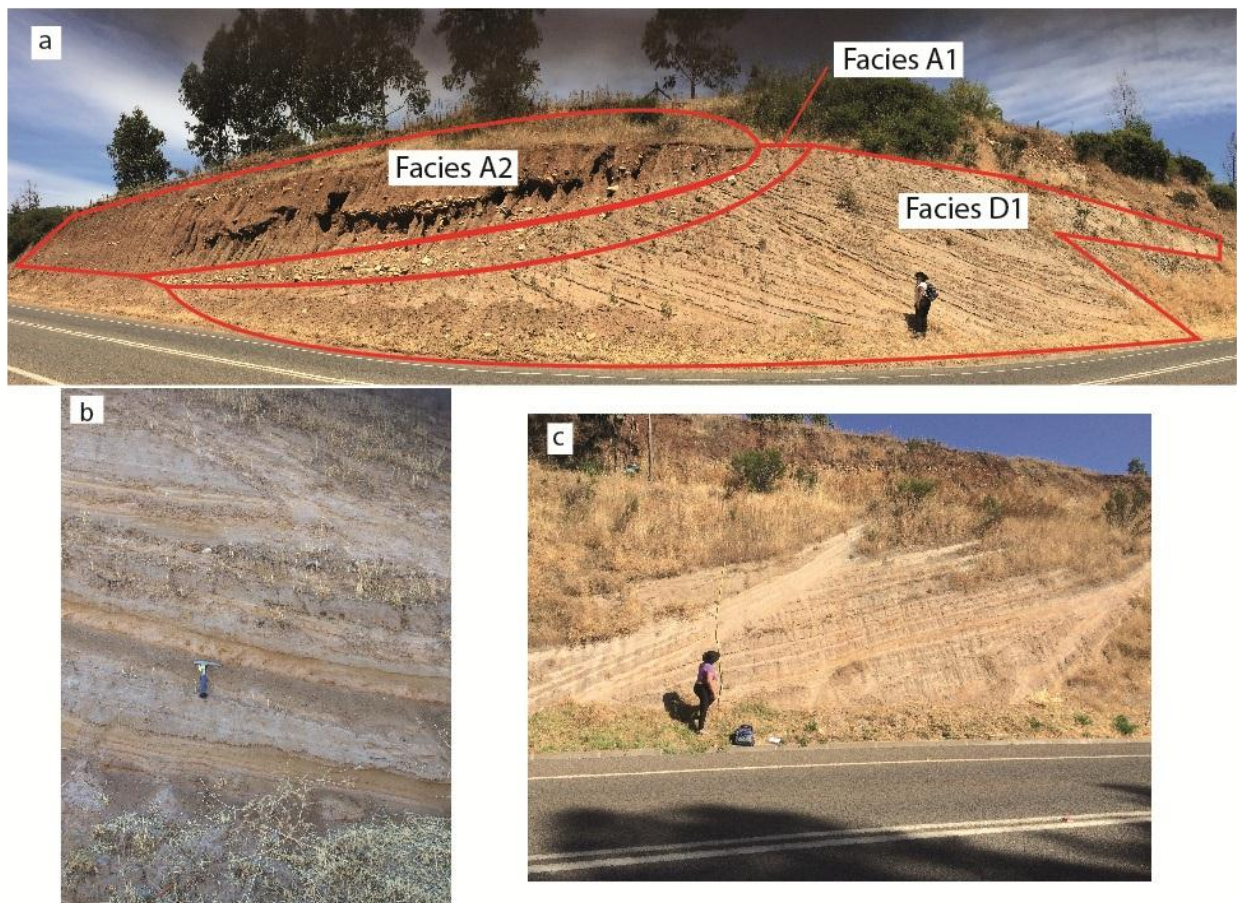


Figura 8. Facies A1, A2 y D1. a) Facies A1, A2 y D1 y sus relaciones de contacto. b) Detalle de la facies D1. Notar las intercalaciones de areniscas y limolitas a escalas centimétricas. Las limolitas pueden tener bioturbación de *Ophiomorpha* como se observa en la foto, sobre el martillo de escala. c) Detalle de la facies D1. Notar la laminación cruzada en artesa a gran escala de las areniscas y limolitas.

Facies AD – Secuencias grano-decipientes de conglomerados en canales y areniscas

Descripción: Potentes intercalaciones de areniscas y conglomerados. De base a techo la razón conglomerados-areniscas disminuye y la de limolitas-areniscas aumenta (Fig. 10).

Los conglomerados son subangulosos a subredondeados, de carácter polimíctico con un importante aporte de rocas intrusivas (Fig. 10, a, b y c). Estos conglomerados pueden ser clasto-soportados con clastos de tamaños de guija a pedreón (Gcm) en capas de hasta 10 m de espesor a matriz-soportados con clastos de tamaños de guija de unos metros de potencia o darse en canales métricos con clastos angulosos y leucocráticos (Gmg) de conglomerados clasto a matriz soportados con clastos de tamaños de guija a guijarro (Fig. 10, a). La arenisca puede ser gruesa a fina con altos porcentajes de limo (<25%), usualmente con bases erosivas sobre capas más finas o gradando desde capas más gruesas (Fig. 10, c y d). Estas areniscas son de colores amarillos, ricas en cuarzo y fragmentos líticos intrusivos con estructuras que pueden ser masivas, con laminación cruzada, ondulosa, planar y con forma de cuñas (Sm, Sr y Sh) (Fig. 10, d). También puede contener inclusiones carbonosas y algunas laminaciones de minerales pesados. La

tendencia grano-decreciente genera intercalaciones de areniscas y limolitas a escala centimétrica. Las areniscas y limolitas tienen colores oxidados anaranjados y las capas más finas pueden mostrar estratificación caótica. Las cuñas y la estratificación pueden mantener hasta 20° (Fig. 10, e).

Interpretación: La angulosidad de los clastos, la mala selección de estos y su proveniencia de rocas intrusivas indica un ambiente aluvial. Así mismo, la gradación normal podría representar flujos de detritos (Middleton, 1993) en un ambiente proximal a canales fluvio-aluviales.

Los conglomerados que gradan a areniscas pueden significar una disminución en la energía de transporte o un agotamiento en la disponibilidad de sedimentos. Por otro lado, la potente secuencia y los diversos eventos reconocidos en las bases erosivas de los conglomerados indican una repetición de varios eventos. Ellos serían condicionados por las fuertes lluvias esporádicas y un alto gradiente topográfico que tendría relación con la actividad de fallas tectónicas. Las capas de mayor manto podrían tener un transporte dominado por la gravedad, mientras que las capas más horizontales tendrían un control por movimiento de tracción en una topografía irregular.

La matriz arenosa de los conglomerados, las areniscas color amarillo, las limolitas y areniscas limosas con laminación ondulosa, ocasional laminación caótica y nódulos carbonosos son similares a los observados en otras facies de carácter marino. Es por ello que se interpreta que este ambiente aluvial podría corresponder a un delta de abanico, es decir un sistema aluvial con alta pendiente ubicado en la cercanía de un ambiente acuático (McPherson et al., 1987).

Facies MD - Secuencias grano-decrecientes de conglomerados, areniscas y areniscas limosas.

Descripción: Tiene una similitud con la facies AD pero, comparativamente es de menor potencia y granulometría. Consiste en intercalaciones métricas de areniscas de selección moderada con niveles limosos y gravosos (Fig. 11, a). Los niveles de conglomerados son matriz soportados angulosos (Gmg), se disponen en cuñas y canales menores alcanzando hasta medio metro de potencia y pueden tener sus clastos de tamaño guijarro a guija de composición intrusiva inmersos en una matriz de arena gruesa a media subangulosa. Los niveles más finos son de un par de decímetros de espesor y consisten en areniscas limosas con lineaciones, laminación ondulítica, pequeñas artesas (Sr y Fr) (Fig. 11, b). Puede haber niveles centimétricos de limolitas sin estratificación (Fm). Los niveles arenosos presentan espesores de 1 a 2 metros de potencia. Son de composición arkósica con granos sub-redondeados a sub-angulosos de selección moderada y pueden tener clastos de gravas flotantes y redondeadas (Sm y Sr).

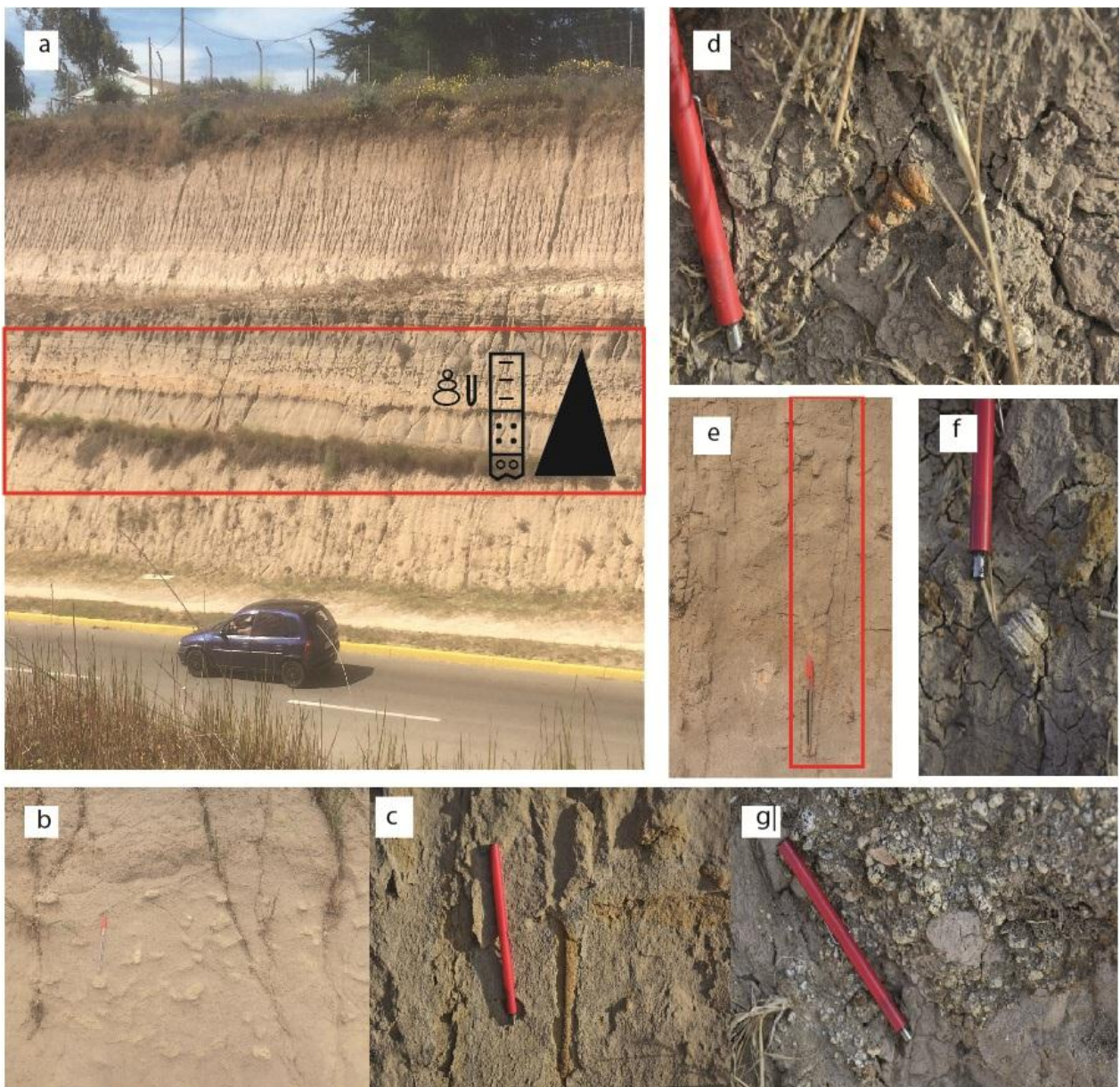


Figura 9. Todas las imágenes corresponden a la facies D2. a) Facies D2. Notar la secuencia grano-decreciente destacada, conglomerados, areniscas y limolitas. Las limolitas presentan fósiles y bioturbación. Se puede observar parte de la bioturbación con colores anaranjados y otros de colores más opacos (verdosos) debido a diferentes efectos diagenéticos. b) Bioturbación del tipo *Ophiomorpha* de color verde, debido a efectos diagenéticos reductores. c) Bioturbación del tipo *Skolithos* de color anaranjado debido a efectos diagenéticos oxidantes. d) Fósil de un gastrópodo, alterado. e) Bioturbación del tipo *Diplocraterion*, destacada en un cuadro rojo. f) Fósil de *Turritella*. g) “Rip-up clast” de limolita inmerso en los conglomerados finos y angulosos de composición intrusiva.

Interpretación: La abundancia de canales y cuñas de conglomerados en un depósito mayormente arenoso apunta al desarrollo de diversos canales de pequeñas dimensiones generados en un ambiente marino somero de irregular topografía que recibiría aportes fluviales y aluviales. La proveniencia de la arena y los clastos mayores es principalmente el batolito jurásico. La angulosidad de los granos de arena indica poco transporte, mientras el redondeamiento de los clastos flotantes indicaría mayor retrabajo de éstos. Se propone que dichas asociaciones estarían reflejando un ambiente de plataforma continental superior bajo la influencia de tormentas (Bogg, 2006) en las cercanías a desembocaduras fluvio-aluviales.

Facies P - Areniscas masivas tabulares con estratificación de bajo ángulo.

Descripción: Consiste en cuerpos arenosos masivos de unos metros de espesor (Sm) con intercalaciones de areniscas con laminación ondulítica (Sr) (Fig. 11, c). Las areniscas son de composición arkósica con granos sub-redondeados a sub-angulosos de moderada selección que pueden tener guijarros flotantes redondeados. También muestran bioturbación del ichnogénero e icnofacies *Skolithos*, moldes de bivalvos o fragmentos de ellos (Fig. 11, d). Puede haber laminaciones de minerales pesados e intercalaciones centimétricas de niveles más finos con laminación ondulítica.

Interpretación: Dado el bajo ángulo de manto de los cuerpos arenosos se interpreta un ambiente de playa, mientras que la bioturbación de *Skolithos* y las intercalaciones de areniscas con abundantes ondulitas apoyarían la hipótesis de un ambiente transicional somero con desarrollo de playas. Los clastos flotantes en las tablas arenosas son similares a los depósitos de playa actuales a los 33°S e indican un mayor retrabajo de estos clastos.

3.2.2.- Asociación de facies.

Las doce facies definidas en la sección 3.2.1 se pueden agrupar en 9 asociaciones de facies (AF). Se describe a continuación la relación entre las facies y la evolución de las asociaciones en los más de 20 puntos de control revisados en este trabajo. En su conjunto estas asociaciones describen un ambiente dinámico que interdigita facies continentales fluviales y aluviales, con facies transicionales de playas y dunas y con facies marinas someras a marginales.

Los puntos de control mostrados en la Figura 1 se pueden agrupar en las localidades de Placilla, Valparaíso, Estero Marga Marga, Viña del Mar, Reñaca-Concón costa, Reñaca Alto-Concón, Aeropuerto, Colmo, Ritoque, Mantagua, Las Gaviotas, Ventanas, Los Maitenes, Quintero y Horcón. La Tabla 5 y la Figura 13 resumen de las unidades y su distribución espacial reconocida.

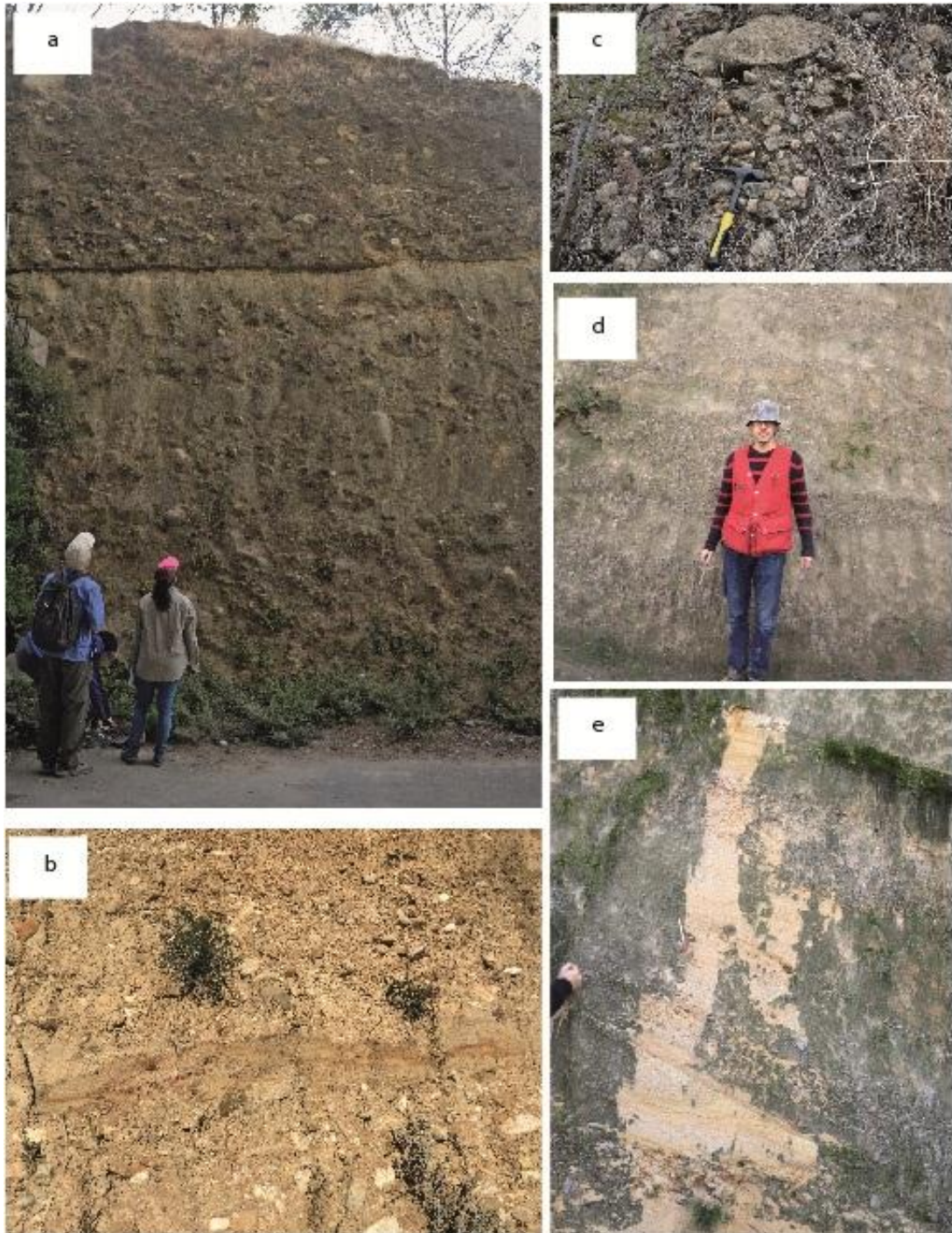


Figura 10. Todas las imágenes corresponden a la facies AD. a) Niveles potentes de conglomerados gruesos, clasto a matriz soportados, con bases erosivas y mala selección. b) Conglomerados mal seleccionados intercalados con areniscas y areniscas limosas. Un lápiz de escala al centro de la imagen. c) Detalle de la composición (intrusiva), selección y la variabilidad que pueden tener los conglomerados, exhibiendo incluso pedreones. d) Conglomerados y areniscas. Notar los diversos canales y cuñas de conglomerados angulosos. e) Areniscas y conglomerados. Notar los altos ángulos en los que se pueden dar los canales y cuñas de conglomerados, areniscas y areniscas limosas con laminación ondulítica.

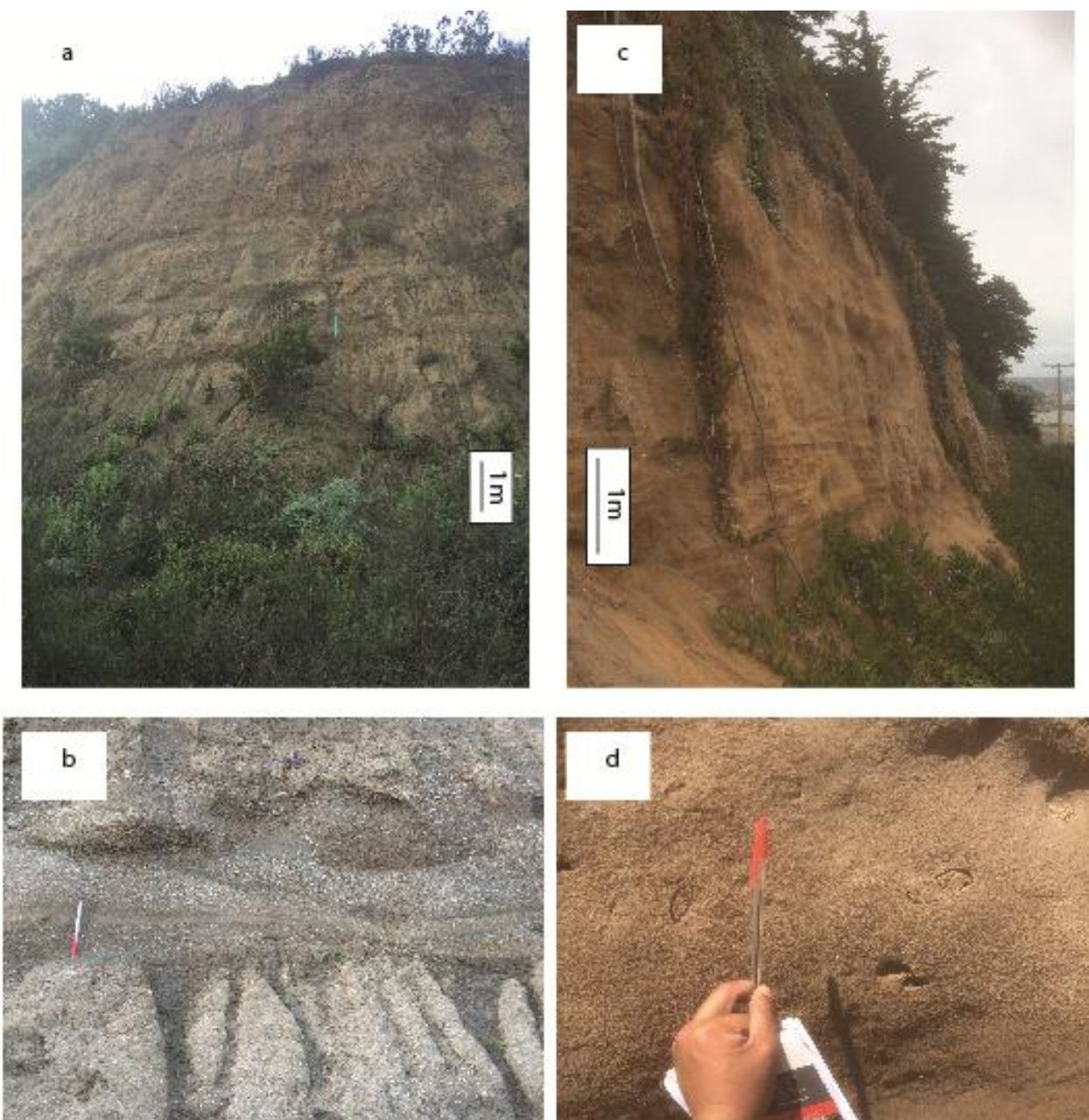


Figura 11. Facies MD y P. a) Facies MD. Notar la intercalación de areniscas y conglomerados finos. b) Detalle de la facies MD. Notar la estratificación cruzada en artesa a pequeña escala de las areniscas y conglomerados finos. c) Facies P. Notar niveles de areniscas masivas y también con laminación ondulática. d) Detalle de la facies P con moldes de bivalvos en areniscas masivas.

Tabla 4: Resumen de las facies sedimentarias y sus ambientes de formación.

Facies	Litofacies	Ambiente	Descripción
F1	Gcm, Gce, Sm	Fluvial (canales principales)	Conglomerado clasto-soportado, imbricado, bien seleccionado
F2	Se	Fluvial (barra de punta)	Cuerpos arenosos tabulares con laminación cruzada tipo epsilon
E	St, Sr, Sm	Eólico	Areniscas bien seleccionadas con estratificación cruzada en artesa
A1	Gmg	Aluvial (canales)	Conglomerado anguloso de composición plutónica
A2	Fmg, Gmg	Sistema aluvial	Arcillolitas mal seleccionadas con gravas
M1	Sh, (Sr)	Frente de playa	Areniscas tabulares con laminación cruzada de bajo ángulo.
M2	Sbr	Frente de playa superior	Areniscas negras bioturbadas
D1	Sr, Fmb, Fm, Fr	Capas frontales de un delta de tipo Gilbert	Areniscas y limolitas con laminación cruzada en artesa a gran escala y manteos pronunciados
D2	Sm, Sr, St, Fr, Fm, Fmb, Gmg	Prodelta	Intercalaciones grano-decrecientes de conglomerados, areniscas y limolitas fosilíferas
AD	Gcm, Gmg, Sm, Sr, Sh, Fr	Delta de abanico	Areniscas y conglomerados grano-decrecientes en cuñas y canales
MD	Gmg, Sr, Sm, Fr, Fm	Plataforma continental superior	Areniscas y conglomerados finos en cuñas y canales
P	Sm, Sr, Sb	Frente de playa	Areniscas masivas tabulares con laminación de bajo ángulo

AF1.- Conglomerados clasto-soportados (Gcm y Gce), redondeados y oblatos, imbricados con tablas y lentes de areniscas (Sm y Se): Sistema fluvial trenzado a ligeramente meándrico con carga predominante de fondo.

Ubicación y generalidades: Esta asociación de facies se encuentra en las cercanías de ríos y esteros principales, como el estero Mantagua y el río Aconcagua. Esta asociación corresponde a la Formación Confluencia.

Descripción: Se han agrupado en esta asociación a potentes secuencias monótonas de conglomerados de la facies F1, que presenta escasos lentes e intercalaciones de areniscas de la facies F2 hacia el techo (Figs. 6, a y 7, a). En general los afloramientos de esta asociación se pueden seguir lateralmente por decenas hasta centenas de metros y su

contacto basal es reconocido como una inconformidad con el basamento plutónico jurásico sólo en las cercanías al sur del río Aconcagua, en la Ruta CH-60.

Esta facies es reconocida por debajo de los 60 m s.n.m. y es sobreyacida por depósitos marinos de la AF6 y AF8 en Mantagua.

Interpretación: Las facies F1 y F2 son de carácter fluvial. La facies F1 tiene características que indican una depositación en un río trenzado con carga predominante de fondo y presencia de barras longitudinales, similar al río Aconcagua actual. Hacia el techo de la sucesión de esta asociación en la localidad de Mantagua aparece la facies F2 que fue depositada por un río más bien meándrico y que podría ser similar al río meándrico grueso Rapel, en la localidad de Navidad. Lo anterior, sumado a que esta asociación de facies subyace a depósitos marinos asignados a la Formación Horcón indica que durante la depositación de estos sedimentos la zona de estudio fue sujeta a una subsidencia.

AF2.- Conglomerados clasto a matriz soportados (Gmg), anguloso, de naturaleza plutónica, inmerso en una matriz de arcillolita mal seleccionada (Fmg): Flujos de canales en un sistema aluvial.

Ubicación y generalidades: Esta facies fue reconocida en la localidad de Mantagua. No se descarta su presencia en la cercanía de otras quebradas. Por este mismo motivo, se presume la existencia de más de una población de sedimentos de este ambiente. Por ejemplo, la asociación de facies del sistema aluvial encontrada en Mantagua no se encuentra conectada a la red de drenaje actual, si no que se encuentra incorporada a la terraza T2 y disectada por el cauce fluvial actual del estero Mantagua.

Descripción: La asociación de las facies A1 y A2 reconocidas en forma de un canal de decenas de metros de ancho y varios metros de espesor se encuentran con base erosiva sobre la AF3, AF6 y AF8 en la localidad de Mantagua (Fig. 8, a). El techo de esta asociación está erosionado y constituye la superficie de la terraza denominada T2 en este trabajo. Esta terraza se encuentra cortada por un pequeño valle, que la separa de las quebradas desde dónde habría venido este flujo.

Interpretación: Tener esta asociación sobre depósitos marinos y eólicos de las asociaciones AF3, AF6 y AF8 indica que hubo un descenso relativo del nivel del mar. Ello habría generado que un lugar con depositación marina fuera sucedido por una depositación aluvial proximal de alta energía. Esto podría tener razones eustáticas o tectónicas.

La quebrada ubicada inmediatamente río arriba corresponde a la quebrada del estero Mantagua y ella se ubica sobre rocas plutónicas jurásicas. La proveniencia litológica observada en esa asociación de facies corresponde a rocas intrusivas de similares características a la Unidad Mauco, ubicada río arriba. Por ello y por la disposición geométrica del canal se infiere que esta quebrada habría sido el lugar dónde se canalizó este fluido.

Posterior a su depositación, el cauce actual del estero Mantagua y/o las repetidas transgresiones marinas habrían erosionado estos depósitos, conservándose como un parche localizado en la terraza marina T2 a más de 10 m sobre el cauce actual y a más de 1 km de la quebrada actual.

AF3.- Areniscas bien seleccionadas con laminación cruzada en artesa (St): Campos de barjanes.

Ubicación y generalidades: Afloramientos en los que es posible reconocer esta asociación de facies como unidad individual son las localidades de Mantagua, Concón-Reñaca Alto (Concón Alto) y algunos parches en Ritoque. Al igual que la asociación anterior, no se descarta que exista más de una población de estos depósitos. Algunos de estos depósitos corresponden a las denominadas paleodunas de Rivano et al. (1993), mientras que otros podrían ser más jóvenes.

Descripción: Esta asociación de facies se compone únicamente de la facies E (Fig. 6, c).

En la localidad de Mantagua, esta asociación subyace a la AF8 (capas frontales de un delta tipo Gilbert), la cual presenta una base erosiva sobre ésta. En este mismo sector se interpreta una gradación lateral con los depósitos fluviales de la AF1. En la localidad de Concón Alto se observa por varias centenas de metros de longitud, mientras que en Ritoque se conservan sólo parches aislados.

Otras localidades que presentan esta asociación de facies, pero en sedimentos actuales o recientes corresponden a las dunas de Concón y las de Ritoque.

Interpretación: Las denominadas paleodunas por Rivano et al. (1993) se ubican hasta 8 km hacia dentro del continente y su origen, al igual que las dunas actuales, está relacionado a la descarga de sistemas aluviales al sur y la redistribución de los sedimentos por parte de las corrientes marinas y eólicas que vienen, ambas, desde el SW. Es por ello que estas paleodunas, ubicadas hacia el interior del continente, se habrían desarrollado muy cerca de la paleo-línea de costa. Su edad aún es desconocida, pero éste estudio (ver sección 3.3) les asigna una edad miocena superior a las paleodunas ubicadas en Mantagua basado en dataciones de U/Pb en circones detríticos.

En el sector de Concón y Ritoque esta asociación carece de datos geocronológicos, pero su origen sería similar al descrito en el párrafo anterior. Las dunas de Concón habrían sido alimentadas por el estero Marga Marga y posteriormente alzadas hasta la altura que se encuentran hoy en día, a más de 100 m s.n.m., mientras que las dunas de Ritoque serían un ejemplo actual de este sistema eólico. No se descarta que las repetidas transgresiones y regresiones marinas, sumado a los cambios tectónicos, hayan permitido el desarrollo de diversos campos de dunas en distintos tiempos, asociados a distintas líneas de costa.

AF4.- Areniscas de moderada selección, masivas o con laminación ondulítica (Sm y Sr) que subyacen a areniscas con laminación cruzada en artesa (St): Ambiente transicional de playa y dunas tras-playa.

Ubicación y generalidades: Se observó esta asociación de facies en los acantilados entre Viña del Mar y Concón (Reñaca-Concón), en algunos sectores de Ritoque y en las cercanías de Ventanas y Los Maitenes.

Descripción: Esta asociación es similar a la anterior, sólo que en ésta es posible reconocer la base de la facies eólica E, que se ubica sobre la facies playera P (Fig. 12, b).

En los acantilados costeros entre Reñaca y Concón y también en Ritoque, es posible observar esta asociación de facies en pequeños parches. En Concón se observa con mayor claridad cuando la erosión antrópica (construcciones) expone los afloramientos de la facies playera P que subyacen a las dunas recientes de Concón a unos 10 m s.n.m. En Ventanas y Los Maitenes se observa esta asociación de facies por centenas de metros de extensión ubicados a unos 20-40 m s.n.m. En Los Maitenes se han descrito fósiles de ballenas (López, 2016) de edad no identificada en estos depósitos marinos que subyacen a los eólicos. También se identificaron litofacies arenosas con abundantes restos de bivalvos muy fragmentados, o moldes de bivalvos completos, en areniscas de la facies P, bajo la facies E.

Interpretación: Como se explicó en la sección 3.2.1., las facies E y P corresponden a depósitos eólicos y de playa, respectivamente. Los depósitos eólicos tienen su origen en un ambiente trasplaya, considerando que las direcciones de corrientes marinas y eólicas predominantes desde el SW transportan el material arenoso hacia el continente.

Esta asociación de facies registra de manera excepcional este ambiente de playa y dunas de trasplaya. Las conchas de bivalvos fracturadas encontradas en la localidad de Mantagua son típicas de ambientes de alta energía y habrían sido depositadas durante eventos de tormentas que transportarían este material hasta la berma, mientras que los moldes de bivalvos podrían haber sido disueltos por procesos diagenéticos y por la cercanía de su hábitat al frente de playa. Por su parte, las facies eólicas características no dejan lugar a dudas.

Esta asociación de facies estaría íntimamente relacionada a la paleo-línea de costa. Esta línea de costa ha variado en función de cambios eustáticos y tectónicos, ubicándose tanto hacia el interior del continente como mar adentro. En general los depósitos aquí descritos evidencian el retroceso de la línea de costa hasta su posición actual y el alzamiento de la CCW. En el caso de Concón, el límite entre las facies de playa y eólicas se ubica sobre el basamento rocoso a unos 10 m s.n.m. lo que podría evidenciar los últimos pulsos de alzamiento de este bloque.

AF5.- Areniscas tabulares masivas (Sm) con canales de conglomerados medios, angulosos, de naturaleza intrusiva (Gmg): Ambiente transicional de playa esporádicamente inundado por canales aluviales.

Ubicación y generalidades: Se observa sólo en la localidad de Las Gaviotas, al norte del río Aconcagua, entre la localidad de Colmo y Mantagua.

Descripción: En la localidad de las Gaviotas se observan tablas arenosas con bajos manteos de bases erosivas de las facies P que pueden ser seguidas por decenas a centenas

de metros. Entre ellos se reconocen canales métricos de conglomerados medios, angulosos, de composición predominante plutónica de la facies A1 (Fig. 12, a).

Interpretación: La facies P es interpretada como un ambiente de playa, mientras que la angulosidad de la facies A1 es asociada con un sistema aluvial de bajo transporte. Dada la cercanía de la localidad de Las Gaviotas con las cumbres de la CCW, se interpreta que este ambiente habría sido cercano a la línea de costa y que esporádicamente era afectado por descargas aluviales desde la CCW.

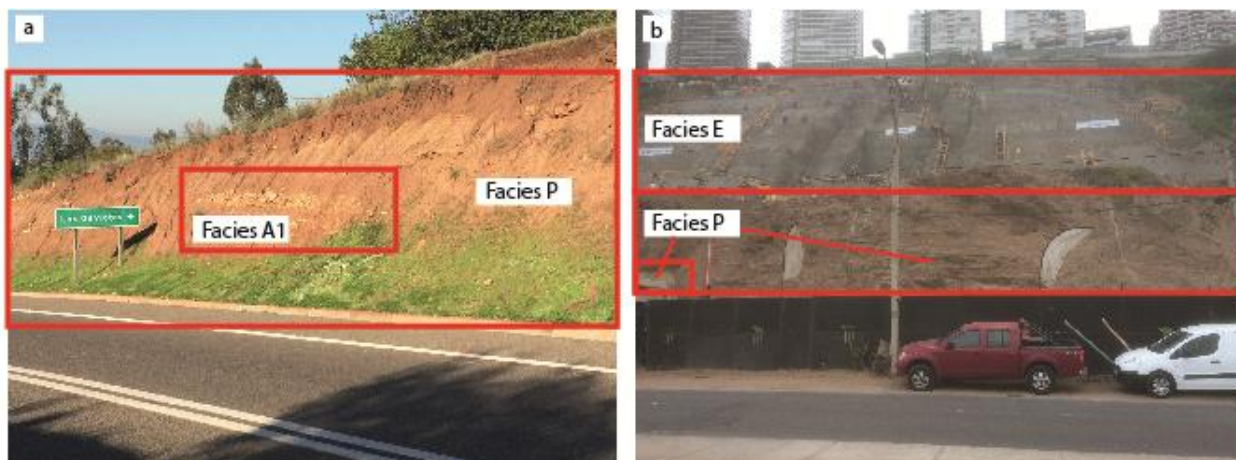


Figura 12. Asociaciones de facies 4 y 5. a) AF5. Notar las areniscas masivas de la facies P con canales de conglomerados angulosos de la facies A1. b) AF4. Notar la facies P de areniscas masivas o con laminación ondulítica subyaciendo a las facies eólicas E. Las facies eólicas de las dunas de Concón se encuentran cubiertas por una construcción.

AF6.- Areniscas con laminación planar de bajo ángulo (Sh) y areniscas negras con escasa bioturbación y laminación “hummocky” (Sbr) intercaladas con conglomerados gruesos de selección media (Gmg): Ambiente de frente de playa inferior a superior, esporádicamente inundado con descargas fluvio-aluviales.

Ubicación y generalidades: Esta asociación de facies se observa sólo en la localidad de Mantagua y es asignada a la Formación Horcón.

Descripción: Consiste en intercalaciones de areniscas de las facies M1 y M2 con conglomerados similares a las facies F1 y A1 que se pueden seguir por decenas a centenas de metros de longitud. Se ubica con base erosiva sobre las capas frontales del delta de AF8 y en paraconcordancia sobre la asociación fluvial AF1. Subyace a la asociación aluvial AF2 de base erosiva (Fig. 7, a).

Las areniscas presentan laminación horizontal y son de bajo ángulo (Sh) con niveles y cuñas de areniscas negras (Sbr) con escasa bioturbación que pueden presentar laminación “hummocky” y artesas pequeñas. Los conglomerados son gruesos, de selección moderada, siendo los clastos de mayor tamaño pedreones de composición plutónica, mientras que los clastos de menor tamaño pueden ser volcánicos o intrusivos. Los niveles arenosos se intercalan en capas de hasta medio metro entre areniscas negras (Sbr) y areniscas con laminación horizontal (Sh), mientras que los conglomerados

corresponden a niveles de menos de medio metro de espesor. La sucesión muestra una tendencia grano-decreciente.

Interpretación: Las areniscas de las facies M1 y M2 son asignadas a un ambiente de frente de playa inferior a superior, mientras que los conglomerados de las facies F1 y A1 tienen origen fluvio-aluvial. Se interpreta que estos conglomerados fueron transportados por un sistema fluvio-aluvial, que además de transportar clastos volcánicos, su fuente principal constituía el basamento plutónico del Jurásico, ubicado en la CCW, inmediatamente río arriba del lugar donde aflora esta asociación de facies.

Esta asociación de facies se ubica erosionando la asociación del delta de Gilbert AF8, y en paraconcordancia a la asociación fluvial AF1, lo que indicaría que la línea de costa variaba constantemente y/o los ambientes sedimentarios migraban lateralmente. La asociación de capas frontales del delta de Gilbert podría ubicarse a igual o mayor profundidad que ésta, mientras que la asociación fluvial es de carácter continental. Esto indicaría que existió una subsidencia tectónica o transgresión marina que explicaría el paso de depósitos fluviales a marinos. Si es que la AF8 es más profunda que ésta, se interpreta entonces una regresión marina o alzamiento tectónico posterior a la depositación de ella.

Resultados geocronológicos (ver sección 3.3) le asignan una edad pleistocena temprana a esta asociación de facies.

AF7.- Areniscas y limolitas onduladas grano-decrecientes (Sr, Sm, Fr y Fm) y conglomerados en canales y cuñas (Gmg): Canales deltaicos.

Ubicación y generalidades: Se observa en pequeños parches ubicados en Valparaíso y en el Aeropuerto Naval. También en algunos sectores de Ritoque y Las Gaviotas. Dónde es más notable y expone varias decenas de metros es en Placilla y en las cercanías al norte del estero Marga Marga. Se asigna esta asociación a la Formación Horcón.

Descripción: Consiste en intercalaciones de areniscas (Sr y Sm), conglomerados (Gmg) y areniscas limosas (Fr) con escasos niveles de limolitas (Fr) que muestran gradación normal. Las distintas capas pueden tener manteos de hasta 20°. Esta asociación de las facies AD y MD se ubica sobre el basamento intrusivo o sobre depósitos de la asociación fluvial AF1.

Los conglomerados en general se observan en cuñas y canales inmersos en una matriz arenosa gruesa de selección moderada. Las areniscas son masivas o presentan laminación ondulosa y sobreyacen de manera erosiva a los niveles limosos o gradan desde los niveles de conglomerados.

Los tamaños de los conglomerados son en general medios a finos (facies MD) y pueden existir niveles más gruesos (facies AD). Los niveles más gruesos presentan mayor proporción de matriz-clasto. Los niveles medios se dan en canales de anchos métricos y los niveles finos son de anchos menores a un metro. En general estos conglomerados tienen un importante aporte de rocas intrusivas con abundante cuarzo, feldespato, horblendas y micas.

Los niveles arenosos pueden ser gruesos, de composición arkósica y con alto contenido de cuarzo o tener abundantes cantidades de limos. En ese caso presentan laminación caótica y ondulosa (facies AD y MD). Las limolitas tienen altos porcentajes de arena y se dan en capas de tan sólo unos centímetros, como en la facies MD. En general las areniscas y las limolitas presentan colores anaranjados y oxidados en sus lineaciones y estratificación.

Interpretación: Los conglomerados subangulosos y de proveniencia intrusiva indican un escaso transporte. Las areniscas y limolitas de laminaciones ondulíticas son evidencia de flujos de bajo régimen, mientras que el tamaño de las artesas indicaría que estos flujos escurrían en pequeños canales. Basado en ello, se propone que esta asociación de facies fue depositada por canales deltáicos distales de los aportes fluvio-aluviales principales. La tendencia grano-decreciente, los escasos conglomerados, pequeñas dimensiones de los canales y artesas, y los tipos de flujos reconocidos pueden ser atribuidos a que el material grueso transportado y la energía iban disminuyendo conforme se ingresaba a la plataforma continental.

AF8.- Intercalaciones de areniscas medias a finas (Sm, St y Sr) y limolitas bioturbadas (Fmb y Frb) con laminación cruzada en artesa de gran escala: Capas frontales de un delta de Gilbert.

Ubicación y generalidades: Esta asociación de facies se observa en la localidad de Mantagua. Esta asociación de facies es asignada a la Formación Horcón.

Descripción: En un espectacular afloramiento ubicado en Mantagua se reconoce esta asociación de artesas de la facies D1 (Fig. 8). Se ubica con base erosiva sobre la asociación eólica AF3 y subyace tanto a la asociación marina AF6 y a la aluvial AF2, ambas con bases erosivas. Además presenta entre algunas de sus artesas, intercalaciones con conglomerados, oblatos, clasto-soportados (Gcm) de origen fluvial y con areniscas de laminación horizontal y laminaciones de minerales pesados (Sh) de un ambiente de frente de playa.

Interpretación: Como se discutió en la sección 3.2.1., la facies D1 que compone esta asociación de facies corresponde a las capas frontales de un delta de tipo Gilbert generado cuando la descarga de un sistema fluvial se encuentra con un talud pronunciado. Así se tienen capas que pueden exceder los 30° de manto y que son excedidos fácilmente en esta asociación.

Como se mencionó, la facies D1 se observa intercalada con la facies fluvial F1 y la marina somera M1. Como se discutirá en la sección 3.3, a partir de una muestra de circones detríticos tomada en la facies M1, dentro de esta asociación de facies, se asigna una edad pliocena a la depositación de este ambiente sedimentario.

AF9.- Areniscas masivas, con laminación paralela y ondulítica (Sm, Sh y Sr), limolitas bioturbadas y fosilíferas (Fmb) con escasos conglomerados de gradación normal (Gmg): Ambiente marino marginal de baja energía de prodelta y frente de delta esporádicamente afectado por descargas fluvio-aluviales.

Ubicación y generalidades: Se observa en Viña del Mar, Quintero y Horcón. Corresponde a la Formación Horcón.

Descripción: En las localidades mencionadas se observan intercalaciones de más de 10 m de espesor de areniscas y limolitas con conglomerados de la facies D2 subordinados en estratos que no exceden los 50 cm de potencia. Pueden estar inmersos en esta asociación las facies AD y MD en menor medida. Las areniscas y limolitas pueden presentar bioturbación y contenido fósil (Fig. 9).

En Viña del Mar, camino hacia la Laguna Sausalito, se observa un afloramiento que consiste en areniscas de unos 2 m de espesor, intercaladas con limolitas de similares espesores. Presenta bioturbaciones no identificadas. En Quintero esta asociación se puede seguir por hasta una centena de metros de longitud con una clara tendencia grano-decreciente y al menos dos ciclos completos de conglomerados-areniscas-limolitas estrato-crecientes. Las limolitas presentan bioturbación de tipo *Skolithos*, *Ophiomorpha* y *Diplocraterion*, además de fósiles y moldes de bivalvos y gastrópodos. En un mismo nivel de limolitas de 3 m de espesor se observa que la bioturbación es de color oxidado hacia el piso y verdosa hacia el techo, separados por una leve discordancia interna en forma de cuña.

Interpretación: La tendencia grano-decreciente de conglomerados-areniscas-limolitas indica que las descargas fluvio-aluviales esporádicas afectaban la plataforma continental depositando conglomerados, según la cantidad de sedimentos y energía del flujo lo permitiese, y areniscas que son sucedidas por una depositación de baja energía, indicada por las potentes capas de limolitas con abundante actividad biológica. Es por ello que se interpreta esta asociación de facies como un ambiente de prodelta o frente de delta.

Tabla 5. Litofacies y facies que componen las asociaciones de facies descritas en la sección 3.2.2 y el ambiente depositacional que representan.

Asociación de facies	Litofacies	Facies	Ambiente depositacional
AF1: Conglomerados clasto-soportados, oblatos e imbricados con lentes de areniscas	Gcm, Gce, Sm y Se	F1 y F2	Río trenzado a ligeramente meándrico
AF2: Conglomerados angulosos de naturaleza intrusiva en una matriz de arcillolitas mal seleccionadas	Gmg y Fmg	A1 y A2	Canales aluviales
AF3: Areniscas bien seleccionadas con laminación cruzada en artesa	St y Sr	E	Dunas de tipo barján
AF4: Areniscas masivas u ondulíticas bajo areniscas de buena selección y laminación cruzada en artesa	Sm, Sr y St	P y E	Playa y dunas trasplaya
AF5: Areniscas masivas u ondulíticas con canales de conglomerados angulosos	Sm, Sr y Gmg	P y A1	Playa con canales aluviales
AF6: Areniscas de laminación horizontal y areniscas negras bioturbadas intercaladas con conglomerados	Sh, Sbr, Gmg y Gcm	M1, M2, A1 y F1	Frente de playa inferior a superior con influencias aluviales
AF7: Areniscas y limolitas de laminación ondulítica con conglomerados en canales y cuñas	Sr, Sm, Fr, Fm y Gmg	AD y MD	Canales deltaicos
AF8: Intercalación de areniscas y limolitas con laminación cruzada en artesa a gran escala	Sm, St, Sr, Fmb, Fr y Gcm	D1	Capas frontales de un delta de tipo Gilbert
AF9: Secuencias grano-decrecientes de conglomerados finos, areniscas y limolitas fosilíferas y bioturbadas	Sm, Sh, Sr, Fm, Fmb y Gmg	D2	Prodelta y frente de delta

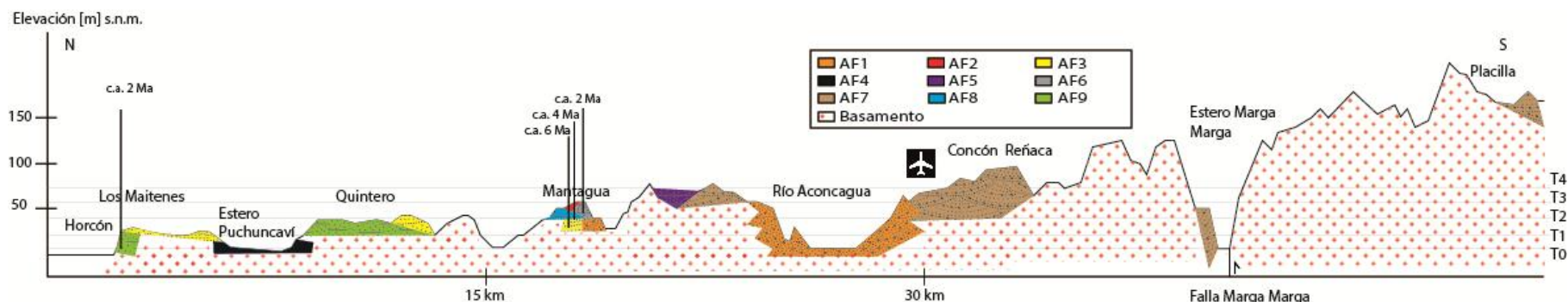


Figura 13. Perfil esquemático NS del área de estudio de casi 45 km de longitud donde se muestra la distribución de las asociaciones de facies descritas en la sección 3.2.2. La elevación topográfica fue obtenida de Google Earth. Se indica en colores y patrones litológicos las asociaciones de facies mencionadas. En negro se destacan las localidades mencionadas en el texto y ubicadas en la Figura 1. En líneas grises horizontales se observan las terrazas reconocidas en la sección 3.2. La falla más grande reconocida en la zona de estudio (Falla Marga Marga) se ubica como lo indica la figura y se interpreta como de carácter inverso. También se indican los lugares dónde se realizaron dataciones de U/Pb en circones detríticos (Ver sección 3.3), provenientes de las formaciones Horcón y Confluencia y de los depósitos eólicos antiguos o “paleodunas”.

A continuación, en la sección 3.3 se presenta el artículo titulado **Sedimentology and geochronology of the Miocene-Pleistocene Horcón and Confluencia Formations, central Chile (33°S)** por Cuevas, Pinto, y Le Roux, redactado a manera de manuscrito en inglés cuya finalidad es ser publicado en una revista geológica pertinente.

3.3.- Sedimentology and geochronology of the Miocene- Pleistocene Horcón and Confluencia Formations, Coastal Cordillera, central Chile (33°S)

Cuevas, R.¹, Pinto, L.^{1*}, Le Roux, J.^{1,2}

¹Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

²Andean Geothermal Centre of Excellence, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

*Corresponding author: lpinto@ing.uchile.cl, Tel.: +562 29784106

Abstract: This study aims to develop a better understanding of the stratigraphy of the Neogene to Quaternary in coastal Central Chile (~33°S). Three stratigraphic sections were measured and studied at Quintero, Mantagua and the Marga Marga Creek. Six detrital zircon samples were analyzed for U/Pb dating. Seven sedimentary units were identified corresponding to the Horcón Formation, Confluencia Formation and early alluvial systems. These sediments were deposited during the late Tertiary to early Quaternary, during a regional late Miocene-early Pliocene subsidence. Uplift was dominant since the early Pleistocene, exposing the upper continental shelf. The Horcón Formation represents a shallow marine environment with Gilbert type delta foresets, prodelta, delta fan and shoreface facies recognizable. The Confluencia Formation represents a continental environment of braided to slightly meandering rivers with bed-load transport system as well as eolian systems grading to the marine Horcón Formation, representing the dynamic coastal environment of the late Tertiary to early Quaternary.

1. Introduction

The Horcón Formation, forming a prominent cliff along the coast between Horcón and Maitencillo (Fig. 1), was interpreted as reflecting a marine depositional environment (Thomas, 1958). Based on its fossil content, it has been assigned from the Miocene-Pliocene (Tavera, 1960, and references therein) to essentially late Pliocene (Carrillo-Briceño et al., 2013). It has been correlated with the base of the Coquimbo, Navidad and La Cueva formations (Tavera 1960; Rivano and Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993; Encinas et al., 2006). The Horcón Formation consists mainly of partially consolidated alternation of sandstone, siltstone and claystone deposits, with subordinate beds of coquinas and conglomerate. To the west, the Confluencia Formation is composed of semi-consolidated conglomerate, sandstone and siltstone representing a continental fluvial-alluvial system (Rivano and Sepúlveda, 1991). Interfingering of the Confluencia Formation with the Coquimbo Formation north of the study area (Rivano and Sepúlveda, 1991) as well as with the Horcón Formation (Rivano et al., 1993), suggests a Miocene-Pliocene age for the Confluencia Formation (Rivano and Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993)). This sedimentary succession overlies Mesozoic plutonic rocks and is eroded by marine terraces and present fluvial-alluvial streams. Several authors (Espiñeira, 1989; Rivano and Sepúlveda, 1991; Rivano et al., 1993) noted a complex spatial relationship between the Confluencia and Horcón Formations with recent alluvial and eolian deposits, resulting that the spatial extent of and the differentiation between these units remain unclear. Therefore, a more detailed study of the stratigraphy, age, distribution and depositional environment of the Horcón and Confluencia formations is required. This paper is focused on the sedimentological and geochronological analysis of these neogene units in the Valparaíso-Horcón area (Fig. 1) where detrital zircon were taken for U/Pb dating at the Horcón and Confluencia formations. Our results indicate that the Horcón and Confluencia formations as well as the eolian deposits, referred to as paleodunes by Rivano et al. (1993), were deposited on an irregular paleotopography and record the marine, transitional and continental sedimentary environments of the late Miocene-early Pleistocene.

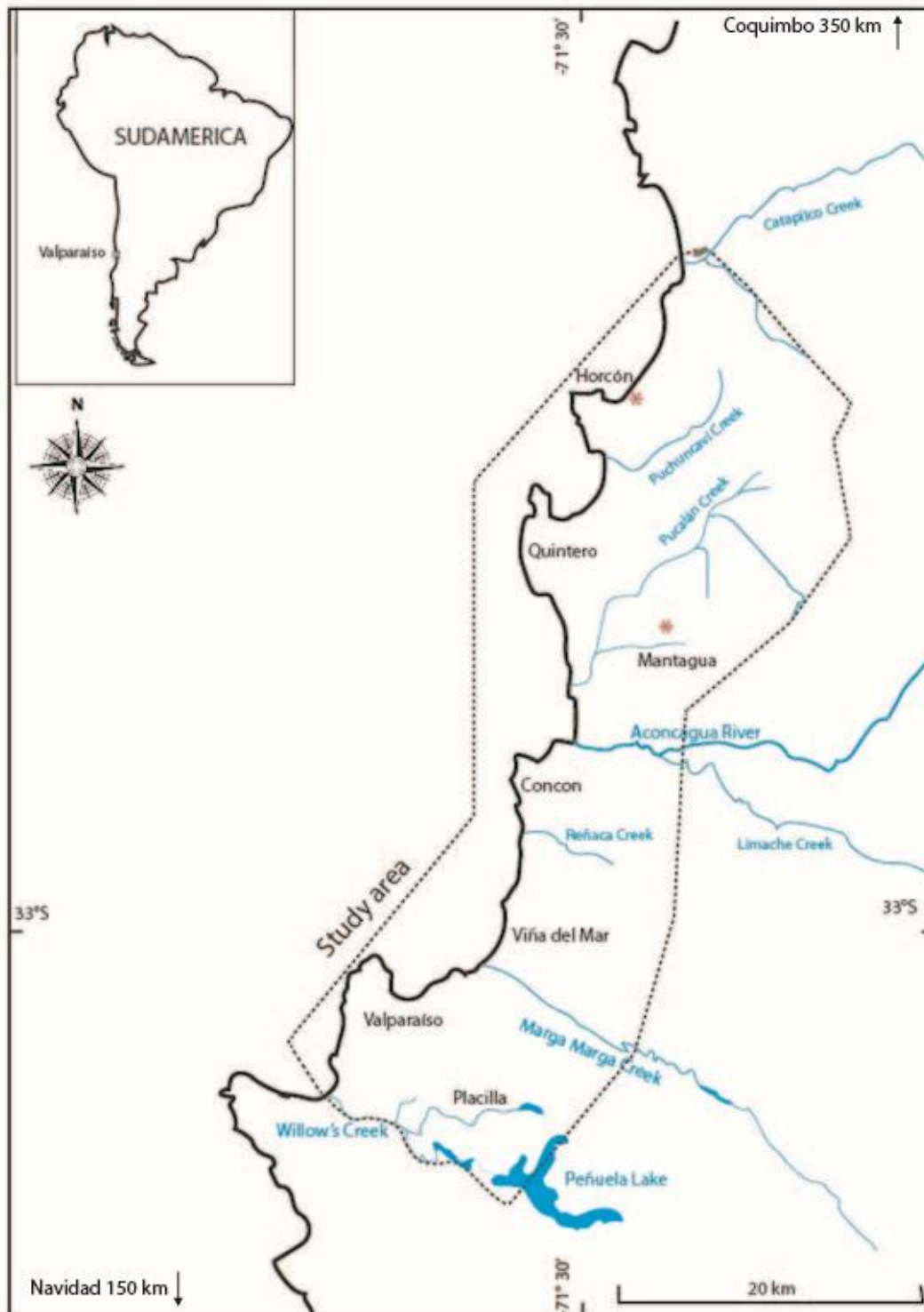


Figure 1. Location map. The study area is remarked. In red asterisk it is shown the detrital zircon sampling sites.

2. Methodology

2.1. Facies analysis

The interaction between fluvial, eolian and marine to transitional environments exposed in Central Chile (32-33°S) is observed in the present geomorphology of Concón bay and the deposits of the Neogene: Horcón and Confluencia formations and the paleodunes (Rivano et al., 1993). The sedimentary units, conformed of several facies, were defined according to its sedimentary structures, lithological, paleontological and paleoichnological criteria based on the lithofacies classification proposed by Miall (1996). The studied deposits are located at Quintero (30-40 m a.s.l.), Mantagua (60-80 m a.s.l.) and Marga Marga Creek (20-90 m a.s.l.) (Fig.1, Table 1).

Table 1. Location and analysis performed.

Location	Facies analysis	Detrital zircon sampling	Latitude	Longitud	Elevation [m] a.s.l.
Horcón		X	32°42'55''S	71°28'42''W	0-70
Quintero	X		32°47'55''S	71°31'12''W	20-50
Mantagua	X	X	32°51'31''S	71°27'16''W	50-90
Marga Marga Creek	X		32°47'55''S	71°31'20''W	20-150

2.2. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ LA-ICPMS analysis

Samples were layered from base to top of the deposit for samples SI (Santa Isabel Ranch of Mantagua) and HO (Horcón Bay). Two zircon samples from Mantagua (SI-1 and SI-4) and two from the Horcón Formation at its type locality (HO-1 and HO-6) were prepared for U-Pb geochronology (Fig. 1, Table

1). Detrital zircons were separated using standard preparation methods at the Department of Geology of the University of Chile, using a Gemini Table, Frantz Magnetic Separator and heavy liquid procedures. The final grain selection was undertaken by hand-picking, using a binocular microscope. Another two zircon samples (MA-1 and MA-2) from Mantagua were sent for analysis to the Chilean National Service of Geology and Mining (SERNAGEOMIN). Zircon separation was done crushing and sieving and separated using a Gemini Table, a Frantz magnetic separator and heavy liquids (bromofrom and methylene iodide). Zircon selection was achieved by hand picking using a binocular microscope. For U-Pb analyses, zircon grains were firstly mounted in an epoxy resin that was polished to expose the grains. U-Pb analyses were conducted by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS; SERNAGEOMIN) in a Thermo Fischer Element XR spectrometer with a Photon-machine Analyte G2 laser. Detrital zircon age diagrams were elaborated using the geochronological toolkit Isoplot (Ludwig, 2003) and the age peaks were determined using the Excel macro Agepick program (Gehrels, 2009). To determine the source of each zircon, Th/U rates were plotted, following the parameter defined by Rubatto (2002). Determinations with discordance exceeding 25% or reverse discordance exceeding 5% were considered unreliable and were not used. Analyses with an error greater than 10% were also excluded. The other four samples (SI1, SI3, HO1, HO6) were sent to the Washington State University, United States. Analyses were obtained through the LA-ICPMS ThermoFinnigan Element 2 coupled to a New Wave Nd YAG-UV 213 nm laser. Details for procedures and operating parameters are given in Chang et al (2006). The laser spot size was 30 μm . Used zircon standards were Peixe of 564 Ma (Dickinson and Gehrels, 2003) and FC-1 of 1099 Ma (Paces and Miller, 1993). About 100 ablations on each sample were obtained and treated to calculate $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages through Isoplot v. 3.0 (Ludwig, 2003).

In all cases, the best age recommended by the corresponding laboratory was adopted. For samples analysed at SERNAGEOMIN, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages were considered if they were younger than 1150 Ma, but above this age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were preferred. With regard to U-Pb ages supplied by the Washington State

University, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages were considered if ages were younger than 1000 Ma; in case of older ages the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were favoured.

3. Regional Geology

Tectonic regime

The study area is located in the Coastal Structural Domain (Rivano et al., 1993), which coincides with the littoral plains bordered to the east by the Coastal Cordillera. This domain shows evidence of deformation prior to the Neogene deposition, tilting the Mesozoic sedimentary and volcanic units, foliating the paleo-mesozoic intrusive rocks (Rivano et al., 1993) and during the Neogene tectonic activity affected the depositional environments of the Horcón and Confluencia formations. The deformation of the paleo-mesozoic rocks is attributed to a clockwise block rotation (Beck et al., 1990) controlled by NW-SE trending major faults, such as the Marga Marga Fault located at the homonymous creek.

Tertiary tectonic uplift events affected the Main Andean and Coastal cordilleras, with the western Coastal Cordillera acting as an independent block. Previous to 10 Ma, the whole block was peneplanized (Farías, 2007). During the late Miocene-early Pliocene, the western Coastal Cordillera (33-45°S) subsided because of subduction erosion (Encinas et al., 2008). At the same time, between 5.6 and 3.1 Ma the Main Andean Cordillera was uplifted and denuded (Maksaev et al., 2003). After ~4 Ma, the Main Andean and Coastal Cordillera were uplifted at different rates and ages. Tectonics and eustatic changes left behind several terraces which connects the littoral plains with the older peneplain of the western Coastal Cordillera to the east (Farías et al., 2007). Neotectonic activity has also been recorded in the Western Coastal Cordillera, where it affected the highest marine terrace (Rodríguez, 2008). Several NW-trending inverse faults such as the Marga Marga Fault uplifted igneous basement, which is overlain by marine deposits at more than 350 meters above the present sea level.

The uplift-subsidence-uplift cycle caused by the southward-migration of the Juan Fernández Ridge (JFR) in north-central to central Chile (Le Roux et al., 2008, 2015) could have reached the Navidad area

(~34°S), 125 km farther south, at around 10 Ma (Yáñez et al., 2001), producing a similar tectonic pattern. However, according to Kay and Abbruzzi (1996), it reached Navidad between only 5 and 3 Ma, thus affecting the study area during the Tortonian and Zanclean.

Geological setting

In the Quintero area, neogene sedimentary semi-consolidated rocks unconformably overlie a paleo-mesozoic plutonic basement; the Paleozoic “Cochoa Unit” (Espiñeira, 1989; Rivano et al., 1993) and the Jurassic “Mincha Super Unit” (Rivano et al., 1985; Espiñeira, 1989; Rivano et al., 1993) (Fig. 2). However, the possible sources for detrital provenance of these neogene sedimentary formations are located farther at the Coastal and Main Andean Cordillera. These rocks include Paleozoic to Cenozoic ages, getting younger to the east and are presented at Table 2. At the Coastal Cordillera between 31° and 34°S, the Coastal Batholith is composed by carboniferous-cretaceous plutonic complexes (Parada, 1999). Several mesozoic volcanoclastic units of the Andean cycle are also recognized in the Coastal Cordillera, mainly the Ajial, Horqueta, Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas and Lo Valle Formations (Rivano et al., 1993; Vergara et al., 1995; Charrier et al., 2007; Boyce, 2015). Lavas are dominated by porphyric andesite showing red, brown, grey, purple and greenish colors, with large plagioclase phenocrysts reaching up to 3 cm, named ocoites. Cenozoic volcanism is located in the Main Andean Cordillera, being represented mainly by the Abanico and Farellones formations and their equivalents (Rivano et al., 1992; Elgueta et al., 2000; Fuentes et al., 2002). Nevertheless, recent volcanism (Tertiary-Quaternary) also occurs at the Main Andean Cordillera south of 33°S (Stern, 2004) and its effects at the marine sedimentation at the Coastal Cordillera are reported south of the study area (Encinas et al., 2006). Associated plutonic activity also occurs as isolated north-south trend belts (Rivano et al., 1993, Charrier et al., 2007) from the Cretaceous-Paleogene up to the Pleistocene (Rivano et al., 1993; Charrier et al., 2007; Muñoz et al., 2009).

Younger sedimentary deposits are represented by continental and marine successions, including the Confluencia and Horcón Formations along the western flank of the Western Coastal Cordillera (WCC) of central Chile (33°S).

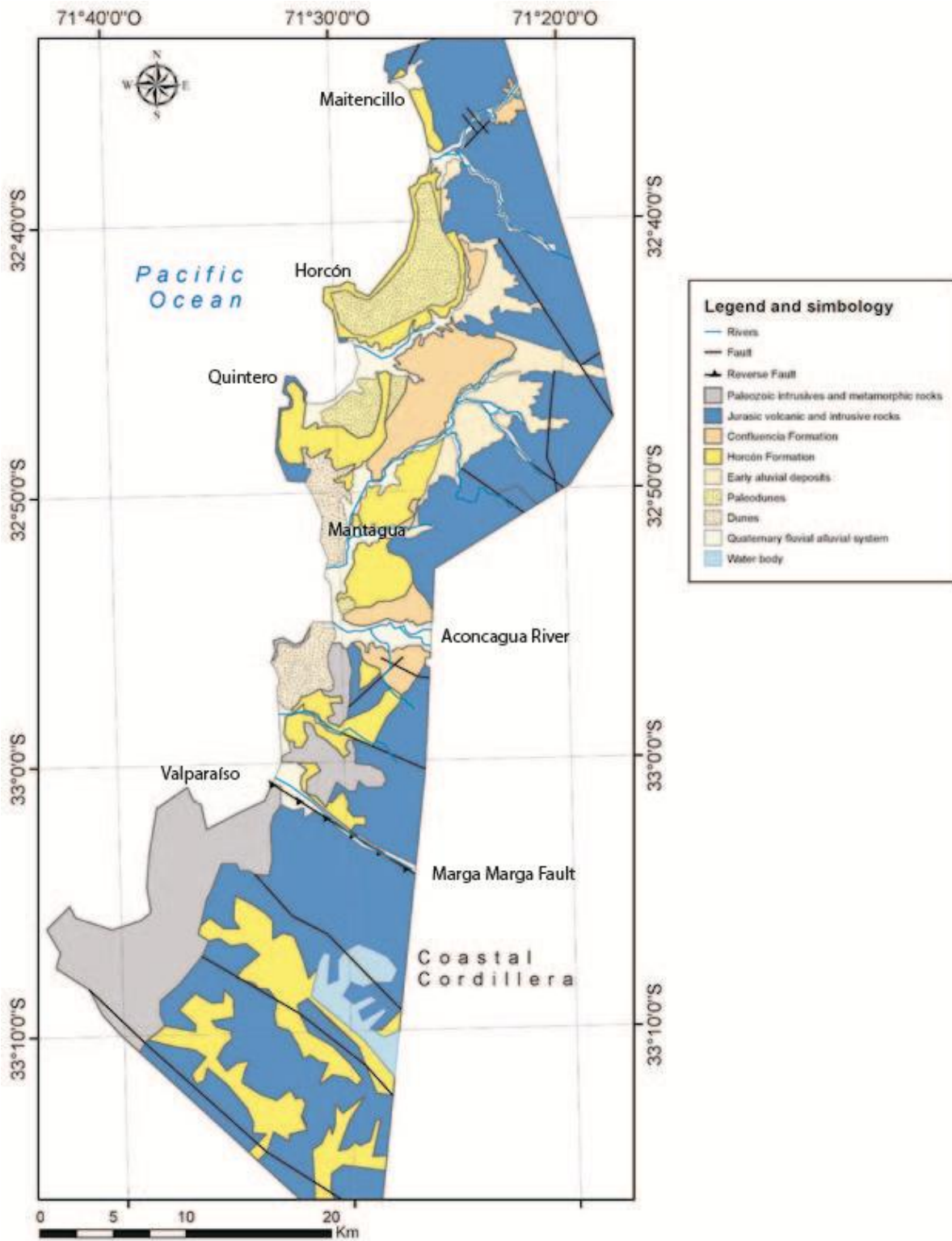


Figure 2. Simplified geological map. Legend and symbology indicates the rivers, faults and local stratigraphy and igneous basement. Horcón Formation in yellow with a wider extension inland than previously mapped.

Table 2. Regional stratigraphy, intrusive units and main sedimentary provenance.

Litological Unit	Age	Lithology	References
Cochoa Unit	Late Carboniferous	Hornblende and biotite tonalites to monzogranites	Espiñeira, 1989; Rivano et al., 1993
La Ligua Fm.	Upper Triassic	Acid lavas, tuff and brechias intercalated with shale, sandstone and conglomerates	Thomas, 1958; Rivano et al., 1993
Ajial Fm.	Lower to Middle Jurassic	Andesites to riodacites brechias and tuff with conglomerates, sandstone and limestone	Thomas, 1958; Rivano et al., 1993
Mincha Super Unit	Middle to Upper Jurassic	Biotite and hornblende gabros to granodiorite	Rivano et al., 1993
Horqueta Fm.	Upper Jurassic	Andesites to riodacites, brechias, tuff with sandstone and conglomerate	Piracés, 1976; Rivano et al., 1993
Lo Prado Fm.	Early Lower Cretaceous	Bimodal volcanics with marine sedimentary rocks	Rivano et al., 1993; Vergara et al., 1995
Veta Negra Fm.	Middle to late Lower Cretaceous	Andesites and basalts with sandstone	Rivano et al., 1993; Vergara et al., 1995
Illapel Super Unit	Lower Cretaceous	Biotite and hornblende gabros to sienogranites	Rivano et al., 1993
Cerro Morado Fm.	Late Lower Cretaceous	Tuffs, brechias and conglomerates	Carter and Aliste, 1962; Boyce, 2015
Las Chilcas Fm.	Late Lower Cretaceous to Upper Cretaceous	Andesites, aglomerates, tuffs and brechias intercalated with conglomerates, sandstone and shale	Carter and Aliste, 1962; Boyce, 2015
Lo Valle Fm.	Upper Cretaceous to Paleogene	Tuffs, andesites, basalts, brechias and continental sedimentary rocks	Thomas, 1958; Rivano et al., 1993
Upper Cretaceous-Paleogene plutonic belt	Upper Cretaceous to Paleogene	Hornblende and biotite andesites to monzogranites	Rivano et al., 1993
Abanico Fm.	Late Eocene to early Miocene	Basic to intermediate lavas, acid tuffs and continental sedimentary rocks	Aguirre, 1960
Farellones Fm.	Miocene	Tuffs, brechias, basalts, andesites and riolites with continental sedimentary rocks	Aguirre, 1960
Río Chicharra Super Unit and younger plutons	Neogene to Pleistocene	Piroxene and hornblende diorites and granodiorites	Rivano et al., 1993; Muñoz et al., 2009

4. Results

4.1 Sedimentary units

Three stratigraphic sections are described from Quintero, Marga Marga Creek and Mantagua (See Table 4 for locations), where seven main sedimentary units were recognized. Most of them are compound depositional units and their component divisions are listed in Table 3. Facies range from silty to conglomeratic, with a predominance of sandstone. The facies code of Miall (1996) is adopted and adapted. The coarse gravelly facies group is designated with prefix G, sandy facies with prefix S and fine groups with prefix F. A small letter after the prefix indicates whether the facies is characterized by trough cross-bedding (t), ripple lamination (r), a massive appearance or no sedimentary structures (m), horizontal stratification (h), epsilon cross-bedding (e), bioturbation (b), clast-supported gravel (c) or matrix supported gravel (g). For symbols and legend see Figure 3.

4.1.1 Unit 1: Rounded, oblate and imbricated clast-supported conglomerate with tables and lenses of sandstone: Braided to meandering river with bed-load dominant transport of sediments.

This unit is composed of well sorted, imbricated, clast-supported conglomerate (Gcm) intercalated with sandstone bars and tables (Sm, Se) (Fig. 3, a).

The conglomerates consists of poorly consolidated, grey to white, polymictic, clast-supported conglomerate (Gcm) with epsilon cross-stratification (Gce) and occasional bi-directional imbrication (Fig. 3, a and b). Fining-upward cycles are prominent. The clasts range from small pebbles to boulders, are oblate and rounded, with a sub-horizontal fabric. Although the largest clasts are hornblende quartzmonzodiorite, lava pebbles including red, blue and grey andesites to porphyritic ocoites constitute more than 50% of the conglomerate. The sandy matrix is formed by coarse, poorly sorted, angular, magnetite-rich sandstone, which may be pebbly with abundant lithic fragments.

Table 3: Summary of the lithofacies.

Lithofacies	Description
Gcm	Medium-sorted gravelly and pebbly conglomerate of polymictic composition.
Gce	Medium-sorted gravelly conglomerate with epsilon cross-stratification.
Gmg	Poorly sorted, angular, gravelly, pebbly and cobbly conglomerate of plutonic provenance.
Sh	Medium sand with upper plane bedding and thin laminae of heavy minerals.
Srb	Bioturbated, medium black sand with wavy lamination and small-scale cross-trough lamination.
Sr	Sandstone with ripples.
St	Well sorted sand with planar and trough cross stratification.
Se	Medium sand with epsilon cross-stratification and thin heavy mineral laminae.
Ft	Large-scale trough-cross intercalations of bioturbated siltstone and sandstone.
Fr	Rippled and wavy, sandy siltstone. It may show convolute stratification.
Fmg	Poorly sorted, aggradational, sandy siltstone with gravel.
Fmb	Massive, bioturbated and fossiliferous siltstone and claystone

The sandstone is composed of moderately sorted arkose and can be massive (Sm) or exhibit epsilon cross-stratification in sets up to 65 cm thick (Se) (Fig. 3, b). Grains are medium-sized and sub-rounded. The color of the internal laminae varies from greenish to grey and brown. They are intercalated

with heavy minerals laminae. There are also detrital magnetite blobs around 2 mm in diameter (Fig. 3, b). Green laminae are moderately-to-poorly sorted showing higher percentages of silt and the brown laminae is coarser and the tint is due to iron oxides.

The conglomerates represent gravel bedforms (GB) of seventh to eighth order (Miall, 1996). The sandy bedforms (SB) are more common to the roof of this succession exposing third order sets (Miall, 1996). This unit can reach up to hundredth meters of length and over 20 m thick. It is located nearby major rivers or creeks, such as the Mantagua Creek and the Aconcagua River. It is exposed only under 60 m a.s.l. underlying marine units and overlying the plutonic basement.

The conglomerates reflect a coarse-grained braided, slightly meandering river system with detrital input from the Mesozoic lavas situated in the Coastal Cordillera. This is indicated by the fining-upward cycles and presence of epsilon cross-stratification, which represent side or point-bars (Allen, 1963). The coarse texture indicates a high-energy system typical of a bedload-dominated river (Miall, 1996). The occasional bi-directional imbrication, on the other hand, suggests that deposition could have taken place near the coast under the influence of tidal currents. A modern example of this type of setting is the lower reaches of the coarse-grained, slightly meandering Rapel River at Navidad, where spring high tides penetrate a few km into the interior (Vergara and Francisco, 1970). The sandstone bars and lenses reflect point-bars in meandering streams, as suggested by the epsilon cross-lamination (Allen, 1963), deposited under strong currents in large channels (Miall, 1996). This association can be explained by the diminishing energy of the fluvial system as it gets near the outlet. Upstream, a braided river with high energy transports large size clasts, but near the mouth it gets meandering with lower energy. This facies association correspond to a fluvial member of Confluencia Formation.

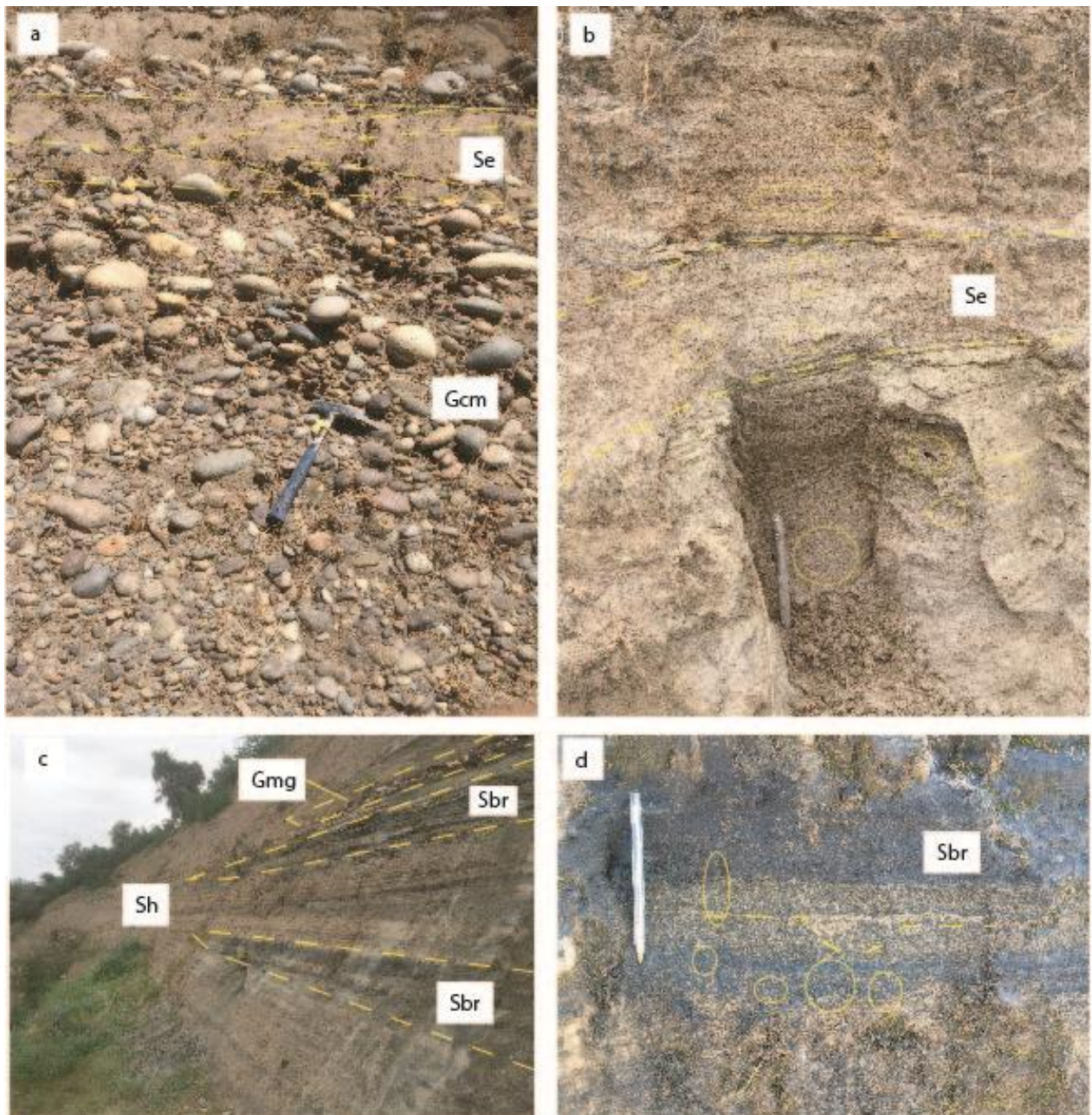


Figure 3. Fluvial Unit 1 and shoreface facies of Unit 4. a) Unit 1. Fluvial facies of imbricated, clast-supported conglomerate (Gcm) and epsilon cross-bedded sandstone (Se). b) Epsilon cross-bedded sandstone (Se). Note the green, grey and brown colors of the sandstone and the black dots corresponding to the detrital blob of magnetite. c) Unit 4. Shoreface facies of low-angle tabular cross-laminated sandstone (Sh), the black bioturbated sandstone (Sbr) and conglomerate (Gmg). d) Black bioturbated sandstone (Sbr). Note the small trough and the sparse bioturbation of *Macaronichnus*.

4.1.2 Unit 2: Channelized, poorly sorted angular conglomerate in a siltstone-claystone matrix: Stream-channel deposits in an alluvial environment.

It consists of poorly sorted, angular conglomerates immersed on a claystone-siltstone matrix (Fig. 4, a). The conglomerates occur in erosively based lenses up to 1 m thick, this facies is characterized by poorly consolidated, matrix-supported, polymictic conglomerate with normal grading (Gmg). The clasts are angular and range from cobbles to boulders, consisting mainly of white, intrusive rocks (quartz diorite to granodiorite) (Fig. 4, a). The matrix is poorly sorted with high magnetite content, with grains varying in size from silt to fine gravel. The finer facies fills aggradational channels with erosive bases and it consists of orange siltstone (Fmg) with poorly sorted, fine conglomerate of intrusive composition (Gmg) (Fig. 4, a). This unit develops channels (CH) with a lenticular base up to 20 m length, 10 m thick and it is located at Mantagua on top of the sedimentary succession.

The conglomerates are interpreted as local tributary channels eroding the Jurassic plutonic rocks. The angular clasts indicate a relatively short distance of transport. The siltstone represents channels that were sporadically abandoned so that mud could be deposited from suspension in stagnant pools.

The facies association here points out to an alluvial system, channelized through the early Mantagua creek, eroding and transporting mainly the Jurassic plutonic basement in a plastic to pseudo-plastic debris flows (Miall, 1996). It is estimated to be younger than Confluencia Formation.

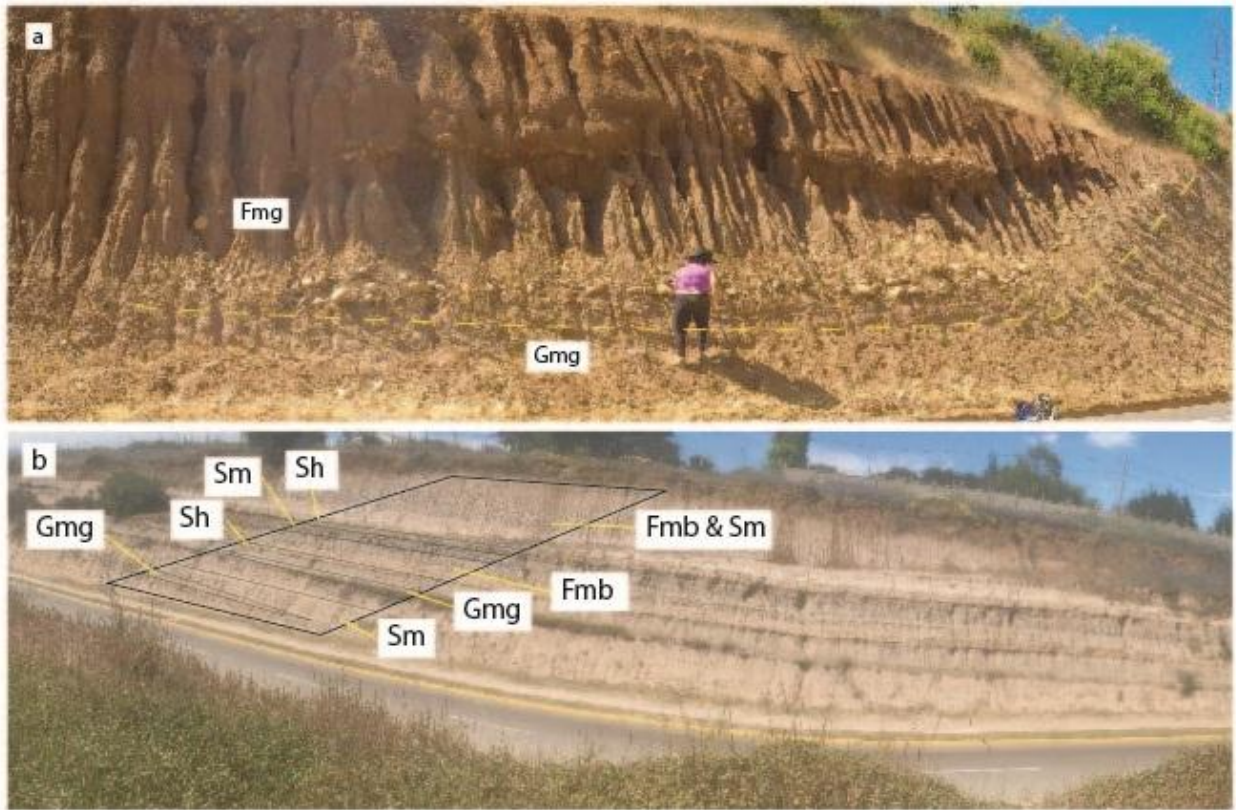


Figure 4. Alluvial Unit 2 and prodelta facies of Unit 7. a) Unit 2. Alluvial facies with poorly sorted angular conglomerate (Gmg) and poorly sorted claystone and gravel (Fmg). Note the channel macroform. b) Unit 7. Prodelta facies of angular conglomerate (Gmg), massive and plane-bedded sandstone (Sh and Sm) and fossiliferous and bioturbated siltstone and claystone (Fmb).

4.1.3 Unit 3: Well sorted, trough cross-bedded sandstone: barchans type dunes.

This unit consists of well sorted, yellowish to brown arkose with large-scale trough cross-stratification (St) (Fig. 5, a). The sandstones is medium-sized and its grains are spherical and sub-rounded to sub-anguluous and may contain small-scale structures such as planar bed laminae, small-scale cross-stratification and ripples (Sr, St and Sh).

This unit, recognized at Mantagua, is up to dozens meters wide in seventh to eight order depositional units (Miall, 1996). It is interpreted to be interbedded with the fluvial unit 1 of Confluencia Formation. It is also eroded by the Gilbert type delta foreset of unit 5 and the alluvial unit 2.

The medium size and good sorting of the sand, spatial extent of the deposits, and the large scale of the structures indicate barchan to barchanoid type dunes (Miall, 1996), as previously mentioned by Rivano et al. (1993). Spalletti (1980) also recognized the wind paleo-currents from SW, similar to today. This unit is assigned as an eolian member of the Confluencia Formation

4.1.4 Unit 4: Low-angle tabular cross-lamination and sparsely bioturbated black sandstone with angular, poorly sorted conglomerate: lower to upper shoreface with sporadic fluvial-alluvial interaction.

This unit is composed of sandy bedforms (SB) intercalated with gravelly bedforms (GB) of poorly to medium sorted, angular pebbles and cobbles (Gmg). The sandstone present low-angle tabular cross-laminated (Sh) or ripple and cross-trough laminated black sandstone (Sbr). The low-angle tabular cross-laminated sandstone consists of several meters of grey, greenish, and brown, moderately sorted, arkose of median grain size. Individual laminae are of tens of meters in length and show intercalations of heavy minerals, with a predominance of magnetite (Fig. 3, c and d). Brown beds are oxidized to limonite and are less well sorted than grey horizons. Greenish beds, on the other hand, have more fine-grained particles than the grey and brown strata. Small (2 mm) individual blobs of black detrital magnetite are also observed. The black sands of this unit are up to half a meter thick presenting trough cross-lamination, wavy and ripple lamination (Sbr). They consist of sparsely bioturbated, black and brown arkose of medium grain size, which is moderately sorted (Fig. 3, d). The black color results from a magnetite-rich composition (up to 85% of Fe-Ti oxides) resembling some actual beaches in Chile (Melnick et al., 2009), while the brown tint is due to iron oxides. Bioturbation consists of sub-vertical burrows of *Macaronichnus*, up to 2 mm wide and 3 cm long, with passive filling and no obvious internal texture (Fig. 3).

The conglomerates are laterally extensive coarse-grained thin-bedded (less than 50 cm) gravel bedforms (GB). Clasts range from pebbles to boulders, are poorly sorted and present a polymictic composition. Smaller clasts are of volcanic composition while the larger clasts are of intrusive nature.

This unit can reach 20 m thick and hundredth meters length in six to seventh order cosets with forth to fifth order sets. This association erodes the foreset of the Gilbert type delta unit 5, is in

paraconcordant contact with lower fluvial facies unit 1 and is eroded by the alluvial alluvial unit 2 at Mantagua (Fig. 10).

Low-angle, tabular cross-laminae with heavy mineral concentrations are typical of beach deposits (Boggs, 2006). Similar, feldspar- and heavy mineral-rich beaches currently occur along the Chilean central coast (Melnick et al., 2006) in the proximity of acid intrusive rocks, where feldspars are supplied continually during coastal cliff erosion and are partially winnowed into the adjacent beach sands. Although similar deposits have been reported from tidal environments, the absence of marine fossils favors a higher-energy environment hostile to organisms. The low-angle, tabular cross-bedded sandstone is deposited by upper plane bed conditions during wave-currents action (Miall, 1996). This sediment transport can produce lenses and beds of heavy mineral-rich blacksands. These blacksands are interpreted as representing a lower to upper shoreface environment, suggested by its medium grain size, the presence of wavy lamination as well as trough and ripple cross-lamination (Boggs, 2006), occasional hummocky cross-stratification and the heavy mineral concentrations (Mallik et al., 1987). This interpretation is supported by the occurrence of *Macaronichnus*, a trace fossil typical of sandy, shallow to marginal marine environments subjected to high-energy conditions (Clifton and Thompson, 1978; Bromley, 1996). This ichnogenus is interpreted as a grazing trace produced by deposit-feeding worms (Pemberton et al., 2001). Identical present-day structures are produced by the opheliid polychaetes *Ophelia limacina* (Clifton and Thompson, 1978) and *Euzonus mucronata* (Pemberton et al., 2001; Seike, 2008). The low bioturbation density may be related to a high sedimentation rate and/or a lack of organic matter in the environment. Sporadic heavy rains can produce high sedimentation rates and transport coarser sediments by the fluvial-alluvial systems, which are subsequently redistributed by waves and marine currents, leaving the interbedded conglomerates of this unit, assigned to the Horcón Formation.

The different colors of the sandstone may be due to different diagenetic conditions; a greenish color can be attributed to reducing environment, whereas brown color suggests oxidizing conditions (Myrow, 1990).

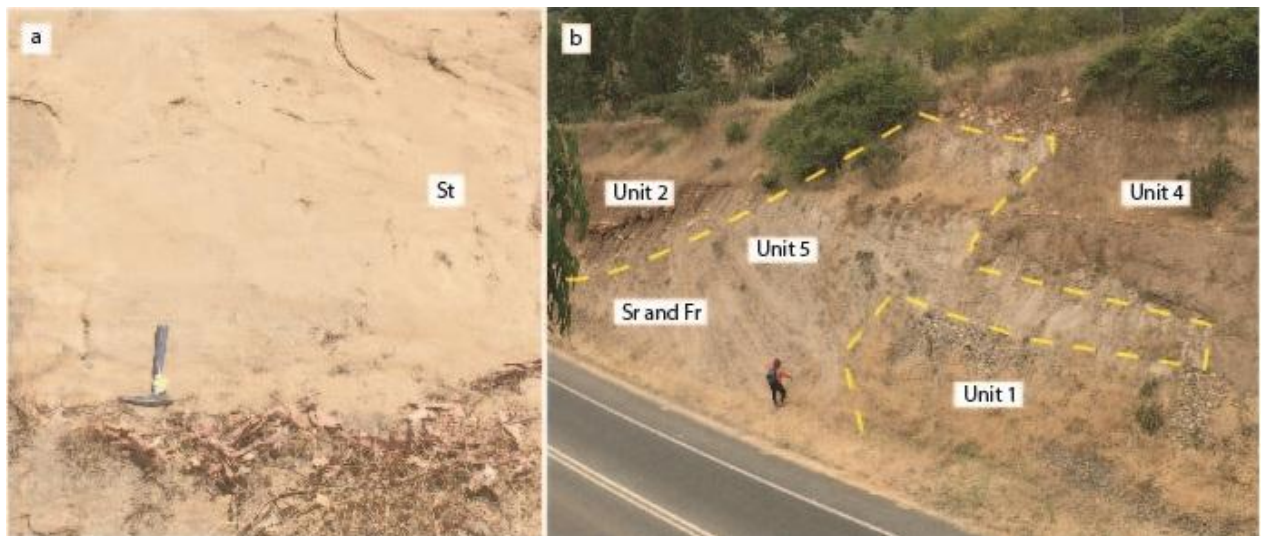


Figure 5. a) Unit 3. Eolian deposits of cross-trough sandstone. b) Units 1, 2, 4 and 5. Note the large-scale cross-laminated sandstone and siltstone (Sr and Fr).

4.1.5 Unit 5: Large-scale trough cross-laminated sandstone and siltstone: foreset beds of a Gilbert type delta.

This unit is composed of large-scale (seventh to eighth order) trough cross-bedded intercalations of sandstone and siltstone (Sr and Fr) and some minor intercalations of imbricated, clast-supported conglomerates (Gcm) of and low-angle tabular cross-bedded sandstone (Sh). It can reach 10 m of thickness and dozens meters of length from several channels (CH) of tens of meters each. The beds dip over 30° (Fig. 5, b).

The main characteristic of this facies is the presence of large-scale trough and tabular cross-bedded intercalations of sandstone and siltstone (Ft, St). All bed thicknesses are of the order of ten centimeters while cross-bed sets reach up to ten meters. Sandstones are yellow, medium and fine-grained, ripple laminated with wedge shaped strata and erosive bases overlying finer beds (Sr). Light-colored siltstone (Fr) is massive or ripple-laminated when fine sand is present (Fig. 7, a). Siltstone displays iron-oxide concretions and bioturbation, which consists of elongated or bifurcated tubes up to 5 cm long and 1 cm wide of *Ophiomorpha* (Fb) (Fig. 7, a). There are also rare pebble and cobble cross-beds and laminated sandstone parallel to the sandstone-siltstone cross-beds (Gcm and Sh within Ft), such as those reported at unit 1 and unit 4, respectively (Fig. 9).

This unit is an uncommon facies rather difficult to interpret. Although the large scale of the cross-beds could represent dune foresets, this is not compatible with the presence of pebbles or cobbles lining some cross-strata. The maximum dip of nearly 50° could be due to the clayey matrix of the deposits. However, silt-sized particles are usually winnowed by wind and should not be interbedded with dune sand. The only alternative environment with such large-scale steeply dipping cross-beds, in which silt, sand, and pebbles to cobbles are intercalated, would be in the foreset of a Gilbert-type delta (Postma, 1990, Boggs, 2006). This implicates relatively deep water and a steep shoreline slope opposite the river mouth, which could have been produced by tectonic uplift, warping and/or faulting. During the great Chilean earthquakes of the last 50 years, several meters of downwarp and uplift have been recorded along the coastline (Melnick et al., 2009; Moreno et al., 2012), in some places causing inundation of up to 3 meters, as for example along the Calle-Calle River at Valdivia (Villalobos, 2011). Such scenario would explain the interdigitation between fluvial facies and marine facies within the Gilbert type delta foreset.

This unit exposes a Gilbert type delta foreset at a spectacular outcrop at Mantagua. It has an erosive base over the barchans dunes of Unit 3, and a paraconcordant contact over the fluvial Unit 1. This facies is eroded by the shoreface and the alluvial units 2 and 4 (Fig. 10). The submarine depositional environment assign this unit to the Horcón Formation.

This facies association consists on a fining-upward succession of conglomerate and sandstone. At the base, coarse gravel bedforms (GB) of matrix-supported to clast-supported conglomerates (Gcm and Gmg) underly matrix-supported gravelly (Gmg) channels (CH), arkosic sandy bedforms (SB), cross-trough and ripple laminated sandstone (St, and Sr) and minor centimetric fine beds. From base to top the content of conglomerate decreases while the siltstone increases (Fig. 6).

4.1.6 Unit 6: Finning-upward cycles of sandstones, siltstones and conglomerates lenses: Alluvial deposits in a fan delta environment.



Figure 6. Unit 6. Delta fan environment. a) Matrix-supported conglomerate (Gmg) underlying a clast to matrix-supported conglomerate. b) Angulous conglomerate (Gmg), rippled sandstone and siltstone (Fr and Sr) dipping over 20°. c) Detail of the poorly sorted, pebble to boulder conglomerate.

Conglomerates consists of up to tens of meters of clast-supported to matrix supported pebbles to boulders (Gcm) to meters of matrix-supported, angular, pebbly conglomerate (Gmg) (Fig. 6, a and c). The pebbly conglomerate is polimictic but of mainly leucocratic, tonalite to monzogranite with predominance of dioritic composition over extrusive rocks with occasional large boulders. The sandstones are coarse and fine, with a high silt proportion, usually with an erosive base overlying finer beds or grading upward from conglomerate. It can be massive, cross-bedded, wavy, wedge-shaped or planar bedded (Sm, Sr and Sh). It can also contain carbonaceous inclusions and some heavy mineral laminae. Upward, sandstone intercalates with siltstone beds (Fm and Fr) on a centimetric scale in fining-upward cycles (Fig. 6, b). Sandstone and siltstone can present oxidizing colors and finer beds can show chaotic stratification due to fluids escape. Wedges and stratification can dip up to 20° (Fig. 6, b).

Finning upward indicates a deepening of the basin while the angular clasts evidence an active erosion of the plutonic basement, such as in an alluvial environment. There is no clear evidence for a marine or continental deposition, however, the high percentage of fine sediments, the occasional chaotic stratification due to fluid escape, the yellowish colors of the sandstone and the carbonaceous inclusions points to an underwater environment. Therefore, is interpreted that this deposition took place on a fan delta system with a main fluvial-alluvial channel and several submarine channels transporting down the delta front. According to its marine character this unit is assigned to Horcón Formation.

4.1.7 Unit 7: Finning-upward cycles of thin conglomerates, sandstone and fossiliferous siltstone: low energy marginal marine environment with occasional high-energy fluvial-alluvial outflow, prodelta environment.

This facies association is composed of thin conglomerates beds, sandstone (up to 1 m), and fossiliferous siltstone (up to 3 m) intercalations with a finning-upward trend (Fig. 4, b).

Sandstone can gradually overlie up to half a meter of gravelly conglomerate (Gmg) of monomictic composition, consisting of hornblende with biotite granitoid intrusives. Sandstone corresponds to angular to sub-rounded grains of subarkosic composition showing high content of sand and silt. Sandstone and siltstone

units show large planar beds (Fm, Sh or Sm) tens to hundreds of meters in length with internal wavy lamination (Sr) and small troughs. The strata commonly wedges out. Siltstone (Fmb) is light colored with quartz and biotite (up to 0.5 mm of biotite euhedral crystals) and can host *Turritella* and other bivalve molds and fossils, as well as *Ophiomorpha*, *Skolithos* and *Diplocraterion* ichnogenera (Fig. 7, b, c and d).

This unit crops out at Quintero. It can show hundredths of meters length and 30 meters thick in sixth order cosets and displays some normal microfaulting with less than 1 m displacement.

The presence of *Skolithos* ichnofacies relates this unit to high-energy conditions (Miller, 2011), however the thick siltstone beds indicate low energy conditions. This indicates that the burrowing organisms were aware of the sedimentation rate escaping on high sedimentation conditions, evidenced on the *Diplocraterion* ichnogenera and the spreiten marks. The complete succession described here consists of fining-upward cycles of conglomerate (Gm), sandstone (Sh and Sr) and siltstone (Fmb), interpreted as meso and microcycles of the delta fronts and prodeltas (Boggs, 2006). Bioturbation led to a lack of lamination and homogenization of the thick (up to 3 m) fine beds (Scholle et al., 1983). The bioturbation can be oxidized or light green-colored (Fig. 7, c and d). The several marine transgressions and regressions recorded in Central Chile (Paskoff, 1999) could have exposed these sediments to oxidizing or anoxic conditions, yielding these kinds of diagenetic effects.

The high-energy conditions are derived from the high sedimentation rate of the fluvial-alluvial interaction combined with low energy conditions on a prodelta allowing to develop thick siltstone beds in a prodelta environment (Boggs, 2006). Based on its fossil content and marine character Unit 7 is assigned to the Horcón Formation

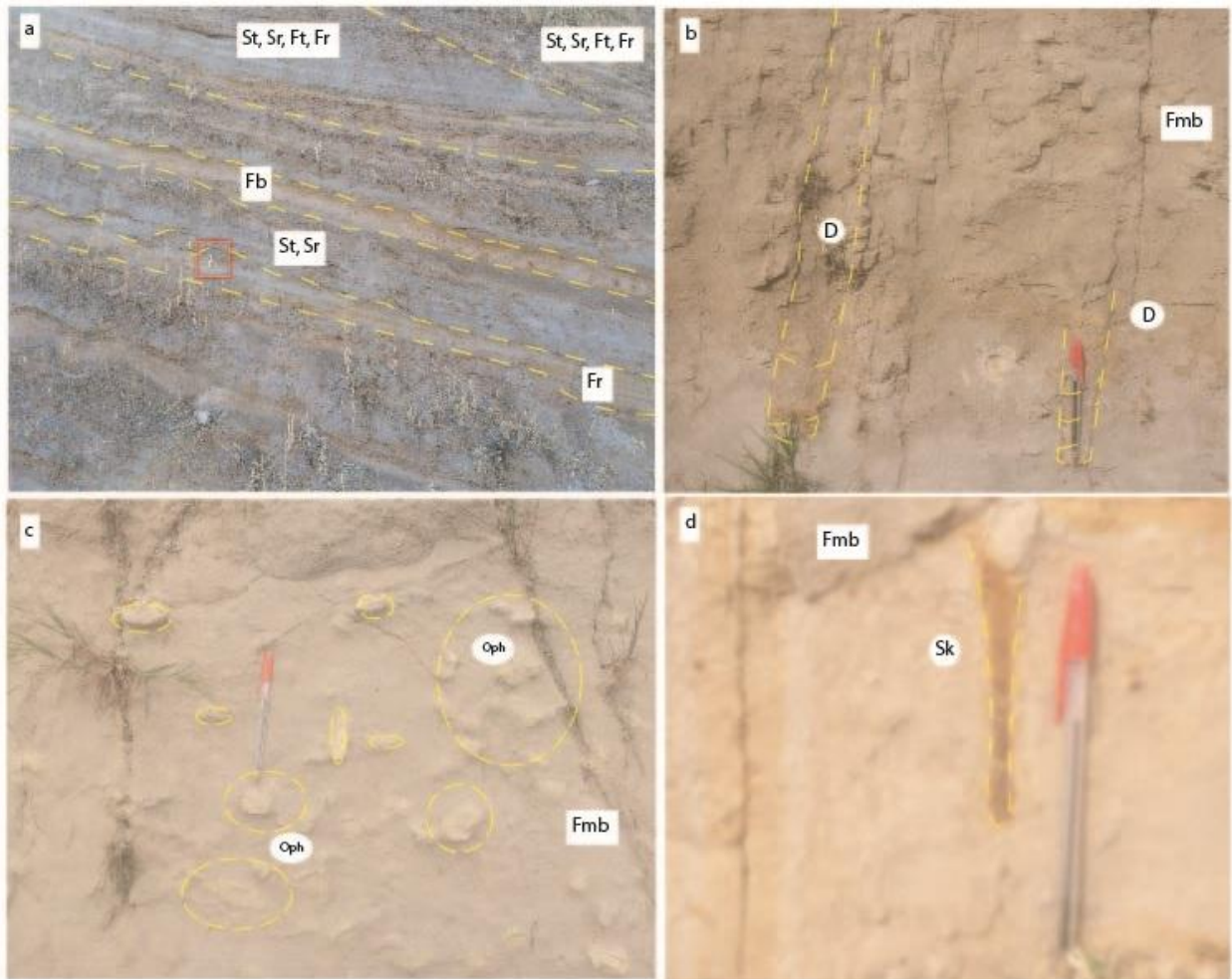


Figure 7. a) Detail of Unit 5. Large-scale cross-lamination of sandstone intercalated with siltstone with ripple lamination (St, Sr, Ft and Fr). Note some siltstone beds with *Ophiomorpha* (Fb). b) Detail of *Diplocraterion* (D) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). c) Detail of *Ophiomorpha* (Oph) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). Note the green color due to redactor diagenetic effects. d) Detail of *Skolithos* (Sk) at unit 7, in massive siltstone (Fmb). Note the brownish color due to oxidizing diagenetic effects.

4.2 Detrital zircon geochronology

The base and top of the Horcón Formation at Mantagua (SI1 and SI3) and Horcón (HO1 and HO6) were sampled. Two more samples were collected at Mantagua, one from the Horcón Formation in Unit 3 (MA2) and another sample from the paleodunes (MA1) (Fig. 11). These are the first geochronological data for the Horcón and Confluencia Formations. Age versus probability density diagrams for all samples are presented in Figure 8 and analytical data for the studied samples are presented in Supplementary Tables.

HO1: Ninety-eight zircon grains were analyzed by the U-Pb LA-ICP-MS method. The spectra of the 98 best ages ranges from 1.6 ± 0.7 Ma to 331.7 ± 19.1 Ma. The main groups of ages are Upper Jurassic (51%; 150.9-171.9 Ma) with a peak at ca. 155 Ma, and Messinian-Calabrian (33%; 1.6-7.2 Ma) with a peak at ca. 2.4 Ma. Minor age groups are: 301-331 Ma (5%; Carboniferous) and 96-84 Ma (10%; Upper Cretaceous). The range of detrital zircon also includes early Miocene age ($n = 1$; 19.3 Ma).

HO6: Ninety-eight zircon grains were analyzed by the U-Pb LA-ICP-MS method. The spectra of the 98 best ages ranges from 3.9 ± 0.2 Ma to 571.1 ± 0.1 Ma. The main groups of ages are Upper Jurassic (47%; 149.3-171.6 Ma) with a peak at ca. 163 Ma, and Upper Cretaceous (39%; 76.4-99.7 Ma) with a peak at ca. 95 Ma. Smaller groups have a Lower Cretaceous (3%; 103.1-115.8 Ma), and late Miocene-Pliocene (5%; 3.9-9.6 Ma) ages. There are also zircons represented by Neoproterozoic ($n = 1$; 571 Ma), Lower Devonian ($n = 2$; 416-417 Ma), early Permian-late Carboniferous ($n = 2$; 295-300 Ma), and Triassic ($n = 1$; 209 Ma) age groups.

SI1: Eighty-two zircon grains were analyzed by the U-Pb LA-ICP-MS method. The spectra of the 82 best ages ranges from 1.7 ± 0.6 Ma to 303.7 ± 4.6 Ma. The main groups of ages are Upper Jurassic (25%; 146.8-173.4 Ma) with a peak at ca. 159 Ma, and late Miocene-early Pleistocene (51%; 1.7-12.9 Ma) with a peak at ca. 6 Ma. Minor group of age is Upper Cretaceous (13%; 73.5-95.4 Ma). The detrital zircon also occur between 301.9 and 303.1 Ma ($n = 3$; late Carboniferous), 112.9-117.3 Ma ($n = 2$; Lower Cretaceous), 47 Ma ($n = 1$; Eocene), and 16.9-18.7 ($n = 3$; early Miocene).

SI3: Ninety-eight zircon grains were analyzed by the U-Pb LA-ICP-MS method, but one of them was rejected due to high discordance and/or uncertainty. Reliable ages range from 11.7 ± 0.2 Ma to 328.5 ± 1.2 Ma. The main groups of ages are Upper Jurassic (30%; 146.3-173.4 Ma) with a peak at ca. 160 Ma, and late Lower Cretaceous-Upper Cretaceous (55%; 77.6-101.8 Ma) with a peak at ca. 96 Ma. Smaller groups have a Carboniferous ($n = 6$; 293.1-328.5 Ma), and Lower Cretaceous ($n = 4$; 104.7-116 Ma) ages. The range of detrital zircon also includes Eocene ($n = 2$; 52.5-53.1 Ma), early Miocene ($n = 1$; 15.5 Ma), and late Miocene ($n = 1$; 11.7 Ma) ages.

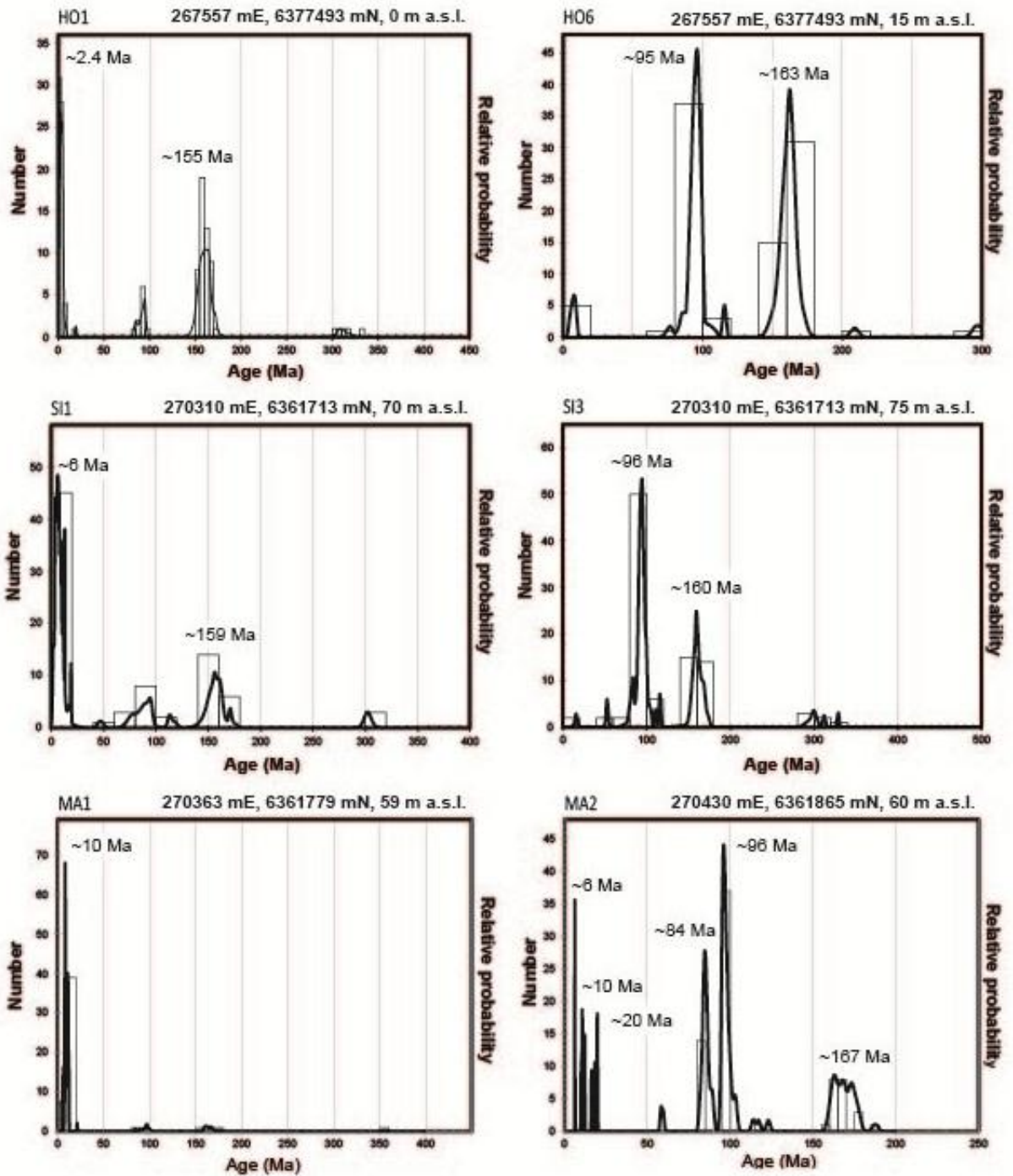


Figure 8. Frequency histograms and relative probability plots for the detrital zircon samples. Samples HO1 and HO6 are from the Horcón Formation at Horcon, samples SI1, SI3 and MA2 are from the Horcón Formation at Mantagua and sample MA1 is from the old eolian deposits (Confluencia Formation) at Mantagua.

MA1: A total of 120 zircon grains were dated by the U-Pb LA-ICP-MS method. The spectra of the 120 best ages ranges from 4.2 ± 0.1 Ma to 355.1 ± 6.8 Ma. The main group of age is late Miocene-Pliocene (83%; 4.2-12.7 Ma) with two peaks at ca. 8 Ma and 11 Ma. Minor age groups are: 159.6-175.8 Ma (8%; Upper Jurassic), and 84.8-100 (7%; late Lower Cretaceous-Upper Cretaceous). The range of detrital zircon also includes early Carboniferous ($n = 1$; 355 Ma), and early Miocene ($n = 1$; 21 Ma) ages.

MA2: In this sample 113 zircon grains were analyzed by the U-Pb LA-ICP-MS. The spectra of the 113 best ages ranges from 6.2 ± 0.2 Ma to 187.6 ± 3.5 Ma. The main groups of ages are Jurassic (26%; 159.8-187.6 Ma) with peaks at ca. 163, 168, and 173 Ma, and late Lower Cretaceous-Lower Cretaceous (61%; 81.7-103.5 Ma) with peaks at ca. 84, and 96 Ma. Smaller group have an early Miocene-late Miocene (10%; 6.2-19.8 Ma) age, with peaks at ca. 6, 11 and 19 Ma. The range of detrital zircon also includes Paleocene ($n = 2$; 58.2-59.5 Ma) age.

5. Discussion

The following depositional environments had been interpreted from the Horcón and Confluencia Formation and younger deposits: a prodelta, a delta front, deltaic channels on a delta fan, a fluvial system, alluvial channels, and eolian dunes.

Ages from detrital zircon samples indicate a maximum age for deposition of: Calabrian (ca. 1.7 Ma) for the Horcón Formation at its type locality in Horcón (samples HO1, HO6) and at the shoreface facies association, Unit 4 at Mantagua (samples SI1, SI3); Zanclean for the Gilbert type delta foreset (sample MA1; 4.1 ± 0.1 Ma) at Mantagua; and Messinian for the paleodunes at Mantagua (Sample MA2; 6.2 ± 0.2 Ma).

The denudation and uplift of the Main Andean Cordillera provided high erosion rates (Maksaev et al., 2003; Farías 2007) and efficient transport mechanism to the Coastal Cordillera as evidenced at the lahar deposit of La Cueva Formation (Encinas et al., 2006). Therefore the maximum age of deposition, should be near real age for deposition due to the high percentage of young zircons and the tectonic activity.

Eolian deposits report a late Miocene age and marine facies indicate Pliocene to early Pleistocene ages. Also the marine and continental facies are interdigitated at the Gilbert-type delta Unit 5 (Fig. 9 and Fig. 10), thus the Horcón and Confluencia formations are assigned to the late Miocene-early Pleistocene.

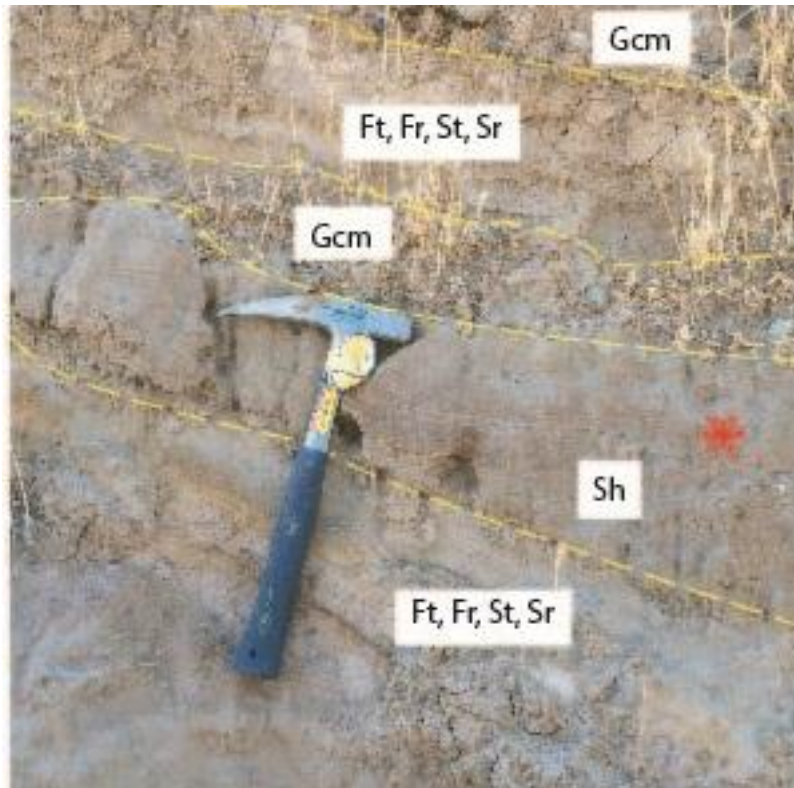


Figure 9. Interdigitation of facies Gcm and Sh (similar of those in the fluvial Unit 1 and the shoreface Unit 4) within facies Ft and St from the Gilbert-type delta foreset, unit 5. Detrital zircon sample MA2 was taken from the red asterisk at facies Sh.

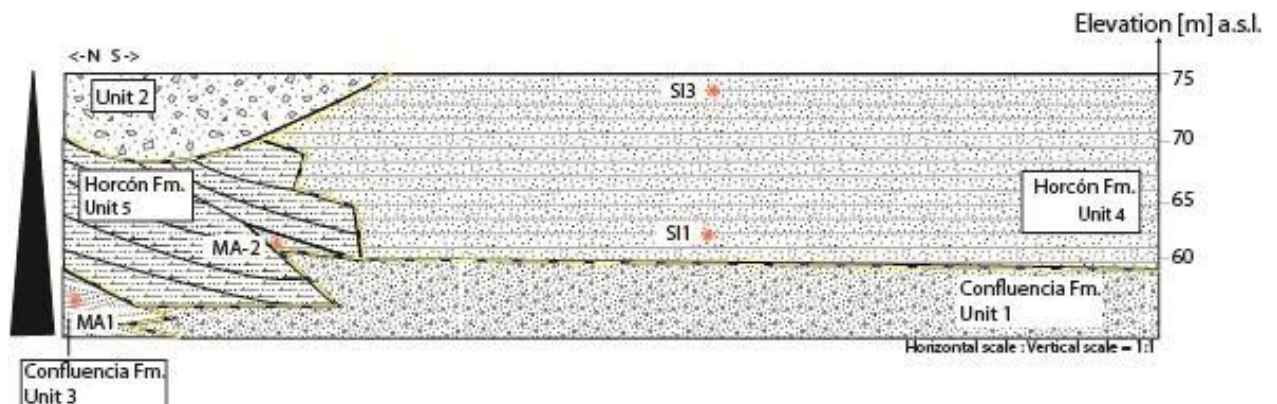


Figure 10. Schematic representation of the sedimentary succession at Mantagua. Older continental units 1 and 3, fluvial and eolian members of the Confluencia Formation are interdigitated at the base of the succession. Marine (deltaic) Unit 4 overlies continental units. Shoreface Unit 4 erodes Unit 5 and overlies Unit 1. Alluvial Unit 2 is at the top of the succession eroding marine deposits of the Horcón Formation. The succession has a fining upward tendency, shown by the black triangle. Detrital zircon samples S11, S13, MA1 and MA2 are shown in red asterisks. Simbology is as shown in Figure 11.

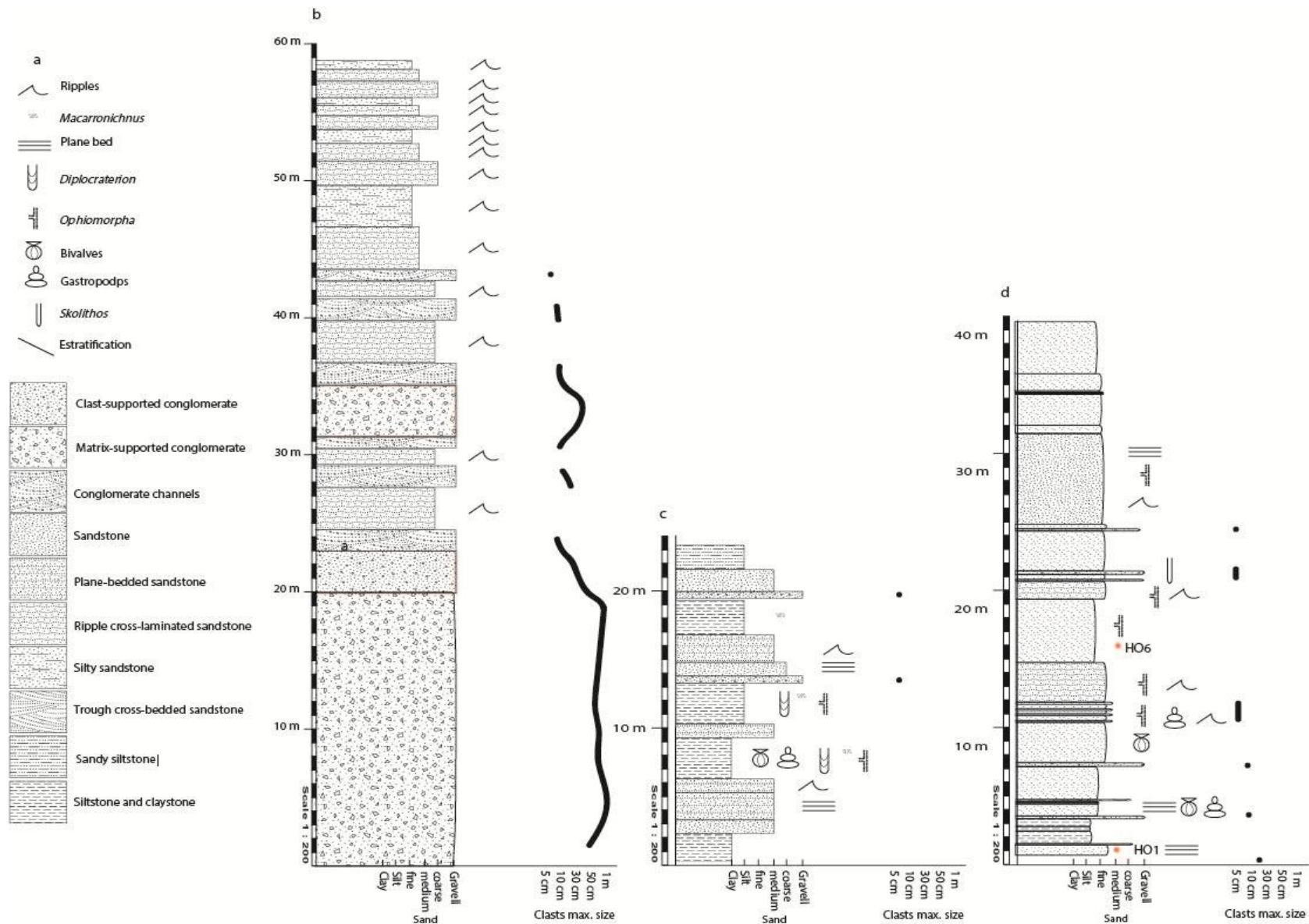


Figure 11. Stratigraphic logs of the Horcón Formation. a) Simbology and legend. b) Stratigraphic log of the Horcón Formation at the Marga Marga Creek. c) Stratigraphic log of the Horcón Formation at Quintero. d) Stratigraphic log of the Horcón Formation at its type locality, Horcón. Detrital zircon samples HO1 and HO6 are shown in red asterisk.

Table 4: Sedimentary units with their facies associations, stratigraphic assignments and age of deposition.

Unit	Lithofacies	Sedimentary Environment	Formation	Age of deposition
Unit 1	Gcm, Gce, Se	Fluvial	Confluencia	Late Miocene
Unit 2	St, Sr, Sh	Eolian	Confluencia	Messinian
Unit 3	Ft, Fr, Sr, Gcm, Sh	Gilbert type delta foreset	Horcón	Zanclean
Unit 4	Gmg, Sr, Sh, Srb	Lower to upper shoreface	Horcón	Pliocene to early Pleistocene
Unit 5	Gmg, Fmg	Alluvial	Alluvial deposits (informal unit)	Quaternary
Unit 6	Gmg, Sr, Fr	Fan delta	Horcón	Late Miocene-early Pleistocene (?)
Unit 7	Gmg, Sm, Sh, Sr, Fmb	Prodelta	Horcón	Late Miocene-early Pleistocene (?)

At Mantagua, sedimentary processes resembled the present mouth of the Aconcagua River. Thus, a meandering river outlet, north of a rocky headland, and south from a beach and back-beach dunes were the sedimentary environments during the late Tertiary, conditioned by tectonics, marine and eolian currents. The fluvial facies of Confluencia Formation range from a high energy, coarse braided river to a lower energy, meandering river. At the same time, during Zanclean, the paleodunes were deposited near

the fluvial environment of Confluencia Formation. It is therefore proposed to include these eolian deposits as an eolian member of this continental formation. At Zanclean subsidence deposits marine Gilbert type delta foreset over continental facies, reoccupying and reworking the former dune field. This is consistent with the regional subsidence proposed by Encinas et al. (2008), and with a tectonically active environment. The steep gradients during tectonic warping and the high sedimentation rate can develop a Gilbert type delta. This faulting could be controlled by inherited, local or regional, structures such as the Marga Marga Fault and other with similar trend to the southern prolongation of the Atacama Fault System (Rodríguez, 2013). After deeper marine deposition of the delta foreset, during the Calabrian, lower to upper shoreface deposition was taking place in Mantagua. After that, alluvial erosion is succeeded by marine terraces and present fluvial-alluvial streams erosion.

At the Marga Marga Creek, where the Marga Marga Fault is, a deltaic fan system in a subsiding basin is recorded on its fining-upward, poorly sorted, texturally immature succession, confirming the regional extend of this marine transgression and/or regional subsidence. The inferred normal fault activity of the Marga Marga Fault would induce a steep topographic gradient and an easy path for river incision. After deposition, tectonic inversion uplifted and exposed both, the igneous basement and this succession, which was eroded by the Marga Marga Creek.

At Quintero, lower energy environment was only disturbed by occasional fluvial-alluvial interaction so it generated proliferous biological assemblage on the prodelta. At Horcón cliff, late Pliocene age of Carrillo-Briceño et al. (2013) based on its fossil content is now constrained to early Pleistocene. However, as older marine sedimentary rocks appear at Mantagua, we can not discard miocene ages for the Horcón Formation.

The detrital provenance is consistent with rocks from the Coastal and Main Andean Cordillera. The Pleistocene detrital zircon samples indicate a strong (over 25%) Jurassic input and the composition of the clasts is even stronger in Jurassic plutonic provenance (> 50%). This is consistent with the uplift of the Coastal Cordillera after 4 Ma (Farías, 2007). Younger samples also show a high Pliocene and Pleistocene

input, which confirms the denudation, volcanic and tectonic activity at the Main Andean Cordillera during late Pliocene and early Pleistocene. A strong Upper Cretaceous input is also observed, probably because it constitutes the front of the Main Andean Cordillera at this latitude, which is uplifted.

During Messinian, and probably since Tortonian, continental sedimentation was recorded at Confluencia Formation on its fluvial and occasional eolian members (Figs. 13 and 14, c). The Confluencia Formation was deposited on a subsiding basin and received the material eroded from the uplift of the Coastal and Main Andean Cordillera during Pehuenche and Quechua tectonic phases (Charrier et al., 2007), at late Miocene to early Pliocene, coinciding with the trend observed in the Navidad Formation further south (Le Roux et al., 2014). This can be correlated with a regional setting proposed for the Coastal Cordillera at 33-45°S during the coastal subsidence of the late Miocene-early Pliocene (Encinas et al., 2008) (Fig. 14, c and d). After that, marine deposition occurred since the early Pliocene to the early Pleistocene with the Horcón Formation overlapping over the Confluencia Formation. After middle Pleistocene, early alluvial deposits evidence the uplift of the Coastal Cordillera by eroding the Horcón Formation (Figs. 13 and 14, d). Four marine terraces and a subsequent fluvial incision indicate uplift of more than 80 m a.s.l. since the early Pleistocene (Fig. 14, e) at an uplift rate of 0.047 m/ka. This uplift velocity corresponds to a minimum value because uplift is not continuous and sea level changes may be also related.

Ages for marine terraces T2 (70-90 m a.s.l.) and T3 (90-110 m a.s.l.) were constrained by Rodriguez (2008), but with our new geochronological evidence on samples from Mantagua (MA1, MA2) we propose a development of these marine terraces after the early Pleistocene, because at ca. 1.6 Ma, marine sedimentation was still taking place at this latitude.

Although Rivano (1992) interpreted the depositional environment of the Neogene in this area as a temperate carbonate platform with a high detrital input, we do not recognize a carbonate but a detrital platform. Therefore, we propose a detrital platform at the prodelta, a delta front with steep beds and a continental topset of fluvial-alluvial deposits with transitional facies. The Confluencia Formation represents a braided to meandering river with barchan dunes at the transitional environment, and the

Horcón Formation represents a shallow marine environment of continental shelf and delta system with fluvial-alluvial interaction.

At this setting, first a general subsidence of the western Coastal Cordillera and the continental platform during the late Miocene to early Pliocene produced an onlap pulse migrating inland where the marine Horcón Formation overlies the continental Confluencia Formation. Then a decrease in the subsidence rate or early stages of uplift caused an offlap pulse migrating seaward which left a shallow marine environment in the early Pleistocene and an alluvial environment after that, but previous to the development of the marine terrace T2 (70-90 m a.s.l.) (Fig. 14).

This study indicates the coeval existence of Neogene eolian, fluvial and marine environments as observed in actual beaches near 33°S in central Chile. A similar situation could be expected for other neogene marine basins in Central Chile.

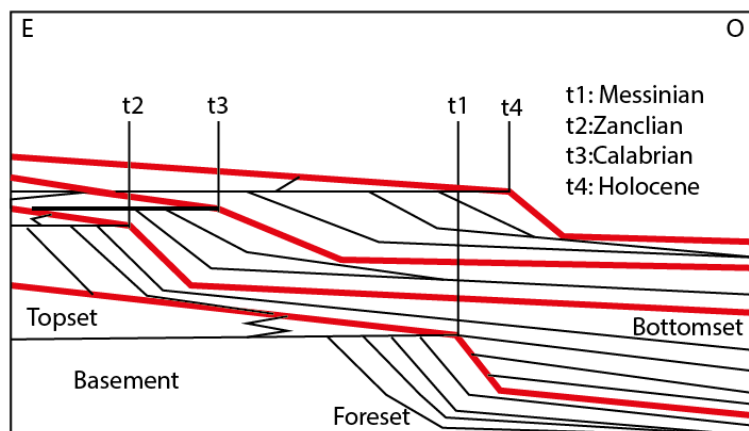


Figure 12: Schematic evolution of the shore-line since the late Miocene. At t1, during the late Miocene, the shoreline was as shown, depositing continental facies (units 1 and 3 of the Confluencia Formation) at Mantagua. Later, at t2, during the Pliocene, the shoreline was farther inland, depositing the marine Horcón Formation over the continental Confluencia Formation at Mantagua. During the early Pleistocene, at t3, marine deposition was still active at Mantagua. Between t3 and t4, during the Pleistocene, early alluvial systems deposit at Mantagua and then marine terraces are formed and later incised by current fluvial-alluvial systems.

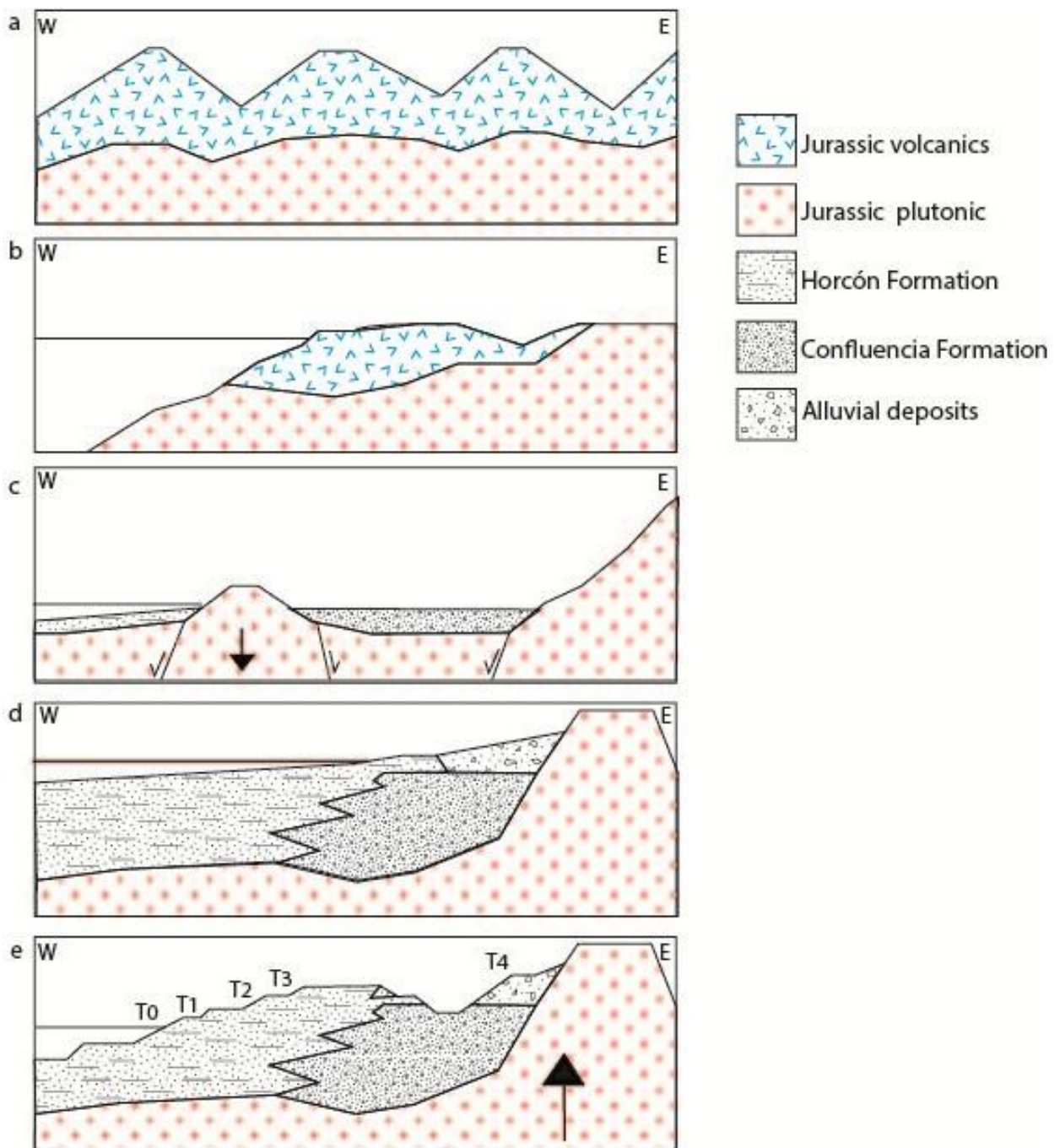


Figure 13. a) Jurassic rocks represents the magmatic arc. b) Subduction erosion and peneplanation before 10 Ma. c) Regional subsidence and deposition of the Horcón and Confluencia Formations during the Miocene-Pliocene. d) Transgression and deposition of the Horcón and Confluencia Formations and alluvial deposits in the Pliocene-Pleistocene. e) Uplift, marine terraces formation and fluvial incision since the Pleistocene.

6. Conclusions

The interplay between the environments described above constrains the eustatic, tectonic and paleoclimate implications still to be unravelled. However we conclude that the uplift of the Coastal Cordillera at 33°S before 10 Ma, exposed the roots of the Jurassic arc. After that, the study area subsided between the late Miocene and early Pliocene and recorded a marine transgression during the middle Pliocene. Since then it was uplifted until present exceeding 80 m since ca. 1,7 Ma.

In this context, a continental Confluencia Formation and a marine Horcón Formation deposited. The Horcón Formation represents a deltaic and shallow marine environment with a Gilbert-type delta while the Confluencia Formation represents a continental environment with a bed-load braided river (Member 1) and an eolian system (Member 2). A late Miocene-early Pleistocene age of deposition is recognized for the Horcón and Confluencia formations, a late Miocene-early Pliocene age is proposed for the Member 1 of Confluencia Formation and a Pleistocene age for the alluvial deposits recognized on the western side of the Coastal Cordillera.

7. References

- Allen, J. R. L. (1963): The Classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93-114.
- Boggs, S. (2006) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th edition). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Bromley R.G., (1996). *Trace fossils: Biology, taphonomy and applications* (2nd edition): London, Chapman Hall, 361 p.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andes Orogen in Chile.
- Clifton H.E., Thompson J.K., 1978. *Macaronichnus segregatis*: A feeding structure of shallow marine polychaetes: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 1293–1302.

- Elgueta, S.; Baeza, O.; Aguirre, R.; Charrier, R.; Muñoz, N.; Gans, P. (2000). Mecanismos de la depositación volcanoclástica oligo-miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 21-25. Puerto Varas.
- Encinas, A.; Makshev, V.; Pinto, L.; Le Roux, J.; Munizaga, F.; Zentilli, M. (2006). Pliocene lahar sediments deposited in a marine delta system, Coastal Cordillera of Central Chile: their relation with avalanche deposits, uplift and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 369-381.
- Encinas, A., Le Roux, J., Buatois, L., Nielsen, A., Sven N., Finger, K, Fourtanier, E., Lavenu, A. (2006). Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista geológica de Chile*, 33(2), 221-246.
<https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082006000200002>
- Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Lavenu, A., Buatois, L., Peterson, D., Le Roux, J. (2008). Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 157-175.
- Espiñeira, D.J. (1989). Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: Aspectos Cronológicos Geoquímicos. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 146 p.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S)
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., (2002). Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre las bases de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 2, p.151-165, 2 Figs., 2 Láms.
- Gana, P., Tosdal, R. (1996). Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.

- Le Roux, J., Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Becerra, V. (2014). Reply to Comment of Encinas et al. (2014) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, climatic and tectonic implications' of Gutiérrez et al. (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78.
- Le Roux, J., Olivares D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S. (2015). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile.
- Miall, A., (1996). *The Geology of Fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*, London: Springer.
- Mallik, T., Vasudevan, V., Verghese, P., Machado, T. (1987). The black sand placer deposits of Kerala beach, southwest India. *Marine Geology*, 77(1), 129-150.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H., Strecker, M., (2006). Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 118 (11/12), 1463–1480. doi:10.1130/B25865.1.
- Messenger, G., Nivière, J. Martinod, P. Lacan, and J.-P. Xavier (2010), Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina, *Tectonics*, 29, TC4003, doi:[10.1029/2009TC002609](https://doi.org/10.1029/2009TC002609).
- Middleton, G. V. (1993). Sediment Deposition from Turbidity Currents. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, Volume 21, pp. 89-114.
- Miller III, W. (2007). Trace Fossils: Concepts, Problems. *Prospects*, 611.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Socquet, A. (2012). Toward understanding tectonic control on the M w 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321, 152-165.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P., (1982). Geología de las Hojas Vallenar y parte Norte de La Serena. Carta Geológica No. 55. SERNAGEOMIN. p. 100. Santiago. Chile.

- Myrow, P. M. (1990). A new graph for understanding colors of mudrocks and shales: *Journal of Geological Education*, v. 38.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., MaksaeV, V. (1985). El batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Andean Geology*, No 25-26.
- Pemberton S., Spila M., Pulham A., Saunders T., MacEachern J., Robbins D., Sinclair I., (2001), *Ichonology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin: Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, 343 p.*
- Postma, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In Coarse-grained Deltas* (Colella, A.; Prior, D.; editors). International Association Sedimentologists, Special Publication, 10: 13-27. Oxford.
- Rivano, S. (1992). Hoja Quillota-Portillo, Región de Valparaíso. Carta Geológica de Chile.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., (1991). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile.
- Rodriguez, M. P., (2008). Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile Central (33-34°S) durante el Neógeno mediante análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Memoria. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Scholle, P. A., Arthur, M. A., and Ekdale, A. A., (1983). Pelagic environment, in Scholle, P. A., et al., eds., *Carbonate depositional environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir 33*, p. 620-691.
- Seike K., (2008). Burrowing behaviour inferred from feeding traces of the opheliid polychaete *Euzonus* sp. as response to beach morphodynamics: *Marine Biology*, v. 153, p. 1199–1206, doi: 10.1007/s00227-007-0893-8.
- Spalletti, L. (1980). Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. IMPSEG, Facultad de Ciencias Naturales, UNP, Carrera de Investigador, CONICET, p. 175.

- Stern, C., (2004). Active Andean volcanism: its geological and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 161-206.
- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.
- Tavera, J. (1960). El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. *Anales de la Fac. de Cienc. Fís. y Matem. Instituto de Geología. U de Chile. Publicación No'18*, p. 349-365. Santiago. Chile.
- Parada, M., Nyström, J., Levi, B. (1999). Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31–34°S): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications.
- Paskoff, R., (1970). Le Chili semi-aride. *Recherches geomorphologiques. Biscaye Fr Impr.*, 420 p. Bordeaux.
- Paskoff, R. (1977). *Quaternary of Chile: The state of research.*
- Paskoff, R. (1999). *Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile.*
- Thomas, H., (1958). *Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Inst, Invest. Geolog. Boletín No. 2. p. 86. Santiago. Chile.*
- Varela, J., (1979). *Geología del Cuaternario de la región de la Quebrada Quereo, Los Vilos. Provincia del Choapa, IV Región. Congreso Geológico Chileno, No 2. Actas, Vol. 3, p. 1141-1159. Arica.*
- Varela, J.; Arévalo, A.; Gana, P., (1979). *Análisis estadístico-granulométrico aplicado a la determinación del ambiente de depositación de arenas del Cuaternario superior de Quebrada Quereo, Provincia de Choapa, IV Región. Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 4, p. 1160-1176. Arica.*
- Vergara, A., Francisco, J. (1970). *Contribución al estudio de los procesos estuariales en las desembocaduras de los ríos Rapel y Maipo.*
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J., Cancino, A. (1995). *Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extensión and subsidence in the Coast Range of central Chile. GSA Bulletin.*

- Villalobos, F., (2011). Crustal deformation associated with the 1960 earthquake events in the south of Chile. Proceeding of the 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, January 2011, Santiago, Chile, pp. 10–13.
- Yáñez, G., Ranero, C., Von Huene, R., Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.*, 106: 325-6345.

4.- DISCUSIÓN

4.1.- Estratigrafía:

A continuación se realiza una discusión con respecto a la estratigrafía de la zona de estudio en base a las facies y sus asociaciones descritas en la sección 3.2 y los resultados geocronológicos de la sección 3.3. La Figura 15 muestra la distribución espacial de las unidades sedimentarias descritas en esta sección en un mapa geológico del área de estudio y la Tabla 6 contiene un resumen de las mismas con su ambiente sedimentario, facies, asociaciones de facies y edades propuestas u obtenidas.

4.1.1.- Formación Horcón:

La Formación Horcón es definida como una formación marina-transicional. Por lo tanto, las asociaciones de facies reconocidas como de carácter marino o transicional son asignadas a esta formación. En la Figura 14 se representa la columna tipo de esta formación.

Dentro de las asociaciones de facies marinas reconocidas en el área de estudio se reconocen ambientes marinos transicionales a marginales con profundidades estimadas que no sobrepasan los 200 m.

La AF4 representa un ambiente transicional de playa y dunas tras playa (facies P y E), por lo que esta asociación de facies se desarrolló muy cercana a la paleo-línea de costa. La presencia de fósiles de bivalvos fragmentados podrían atribuirse a la ocurrencia de eventos de tormenta esporádicos.

Por su parte, la AF5 también representa un ambiente transicional de playa pero con importantes aportes aluviales provenientes del batolito jurásico (facies P y A1). Estos eventos aluviales podrían asociarse a fuertes lluvias ocurridas durante el Terciario y principios del Cuaternario.

La AF6 es desarrollada a mayor profundidad (hasta unos 100 m), inferido a partir de la ocasional laminación “*hummocky*” y también tiene aportes fluvio-aluviales evidenciados por la intercalación de conglomerados gruesos (Gcm, Gmg) (facies F1 y A1) en las areniscas de laminación horizontal (Sh) y las areniscas negras bioturbadas (Sbr) de las facies M1 y M2.

La AF7 es interpretada con un origen marino de canales deltaicos en la plataforma continental inferior afectado por las descargas fluvio-aluviales provenientes desde el este. En las cercanías del Estero Marga Marga, la AF7 se compone principalmente de la facies AD y está condicionada por la actividad de la Falla Marga Marga.

La AF8 interpretada como capas frontales del delta de tipo Gilbert, muestra inclinaciones mayores a 30° y la AF7 también puede contener intercalaciones de areniscas y areniscas limosas con manteos de hasta 20°. No se tienen mayores evidencias para indicar una profundidad a la que se desarrolla estas unidades, pero estarían favorecidas

por un escarpe pronunciado a la desembocadura de ríos y esteros, generado durante el alzamiento de la CCW y la plataforma continental.

La AF9 muestra zonas de menor energía con intercalaciones potentes de limolitas y arcillolitas bioturbadas intercaladas con areniscas de ambientes de mayor energía que podrían corresponder a un prodelta u otro ambiente marino marginal somero a profundidades que podrían llegar hasta 200 m, indicadas por la presencia de *Turritella*.

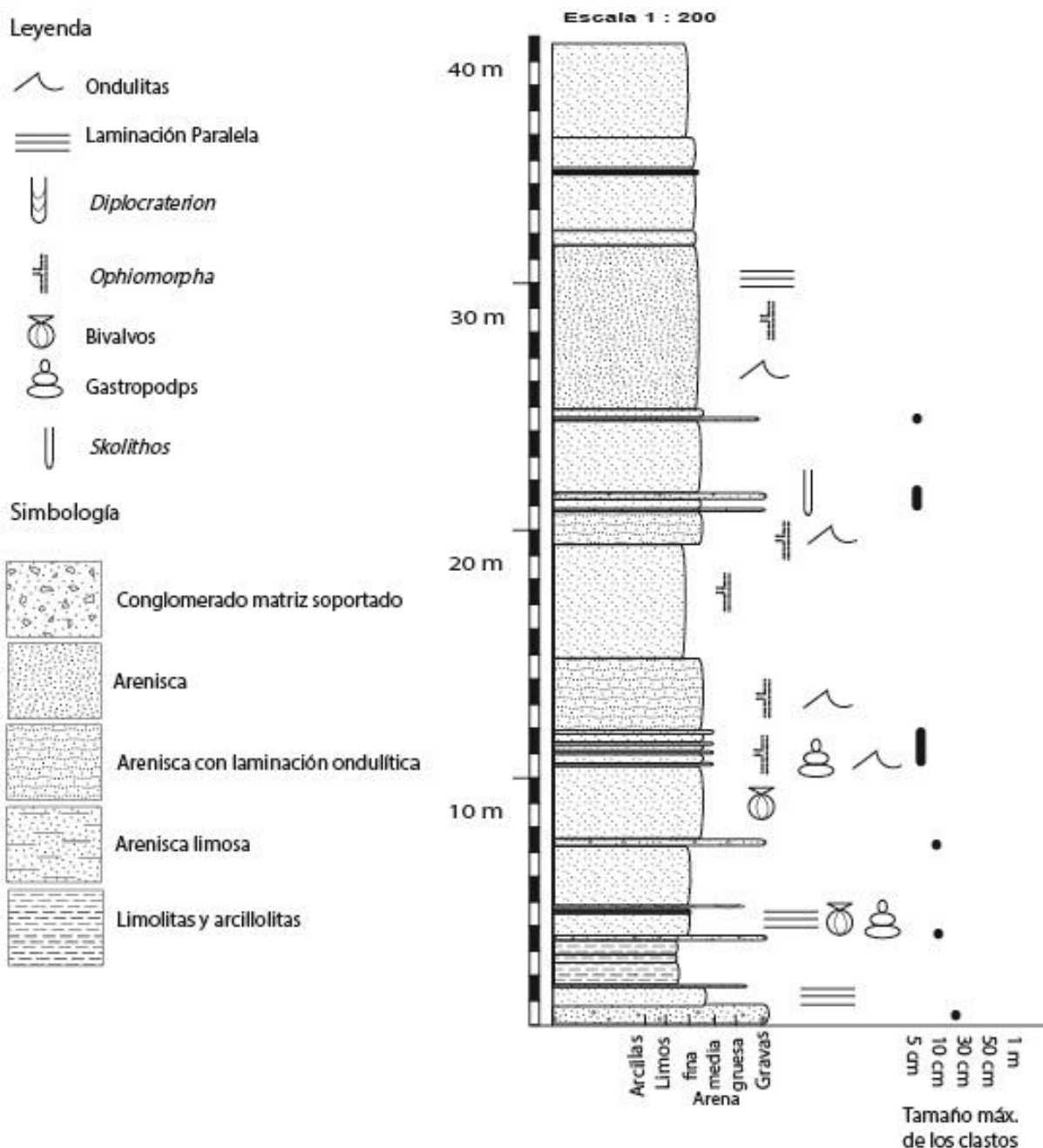


Figura 14. Columna estratigráfica de la Formación Horcón, en su localidad tipo de la caleta de Horcón. A la izquierda se observa la leyenda y simbología. A la derecha la columna indica litología, granulometría, espesores, estructuras sedimentarias, contenido fósil y bioturbación.

Es importante destacar que las AF5, AF6, AF7 y AF8 se ubican estratigráficamente sobre depósitos asignados a la Formación Confluencia, de carácter continental. En el caso de las AF6 y AF8 la relación de contacto es clara en la localidad de Mantagua, mientras que para las AF5 y AF7 la relación estratigráfica se puede inferir por las diferentes cotas de altura a la que se desarrollan estas facies cuando se encuentran cercanas a las facies continentales en las localidades de Concón y Colmo.

Tabla 6: Resumen de las asociaciones de facies identificadas, su ambiente sedimentario, correlación estratigráfica y edad.

Unidad	Facies	Litofacies	Ambiente sedimentario	Formación	Edad de depositación
AF1	F1, F2	Gcm, Gce, Sm, Se	Fluvial	Confluencia (Miembro 1)	Mioceno tardío
AF2	A1, A2	Gmg, Fmg	Aluvial	¿ Confluencia ?	¿ Pleistoceno ?
AF3	E	St, Sr, Sm	Eólico	Confluencia (Miembro 2)	Zancliense (Mioceno tardío)
AF4	P, E	St, Sr, Sm, St	Playa y dunas tras playa	Horcón y Confluencia	¿ Plioceno a Pleistoceno ?
AF5	P, A1	Sr, Sm, Gmg, Fmg	Playa con influencias aluviales	Horcón y Confluencia	¿ Pleistoceno ?
AF6	M1, M2, A1, F1	Sh, Sbr, Gcm, Gmg	Frente de playa	Horcón	Pleistoceno temprano
AF7	AD, MD	Gmg, Gcm, Sr, Fr, Fm	Delta de abanico	Horcón	¿ Mioceno tardío a Pleistoceno temprano ?
AF8	D1	St, Ft, Fb, Gcm, Sh, Sr	Capas frontales de un delta de tipo Gilbert	Horcón	Plioceno
AF9	D2	Sr, Sh, Sm, Fm, Fmb	Prodelta	Horcón	¿ Mioceno tardío a Pleistoceno temprano?

La edad de la Formación Horcón ha sido controversial, al igual que otras formaciones neógenas (e.g., Finger et al., 2013; Le Roux et al., 2014). El estratotipo de la Formación Horcón resultó acotar su máxima edad de depositación al Pleistoceno temprano ($1,6 \pm 0,7$ Ma). Esto en parte confirma la asignación al Plioceno tardío para la Formación Horcón de Carrillo-Briceño et al. (2013). No obstante la AF8, que aflora más hacia el continente, indica que la máxima edad de depositación es miocena tardía-pliocena temprana (máxima edad de depositación de $4,2 \pm 0,1$ Ma para la AF8) (Ver sección 3.3). Ante la falta de mayor cantidad de puntos de control con datos geocronológicos, todas las facies marinas son asignadas a la Formación Horcón. Las nuevas dataciones de U/Pb en circones detríticos indican que la Formación Horcón se depositó entre el (¿Mioceno tardío?) Plioceno temprano y el Pleistoceno temprano.

4.1.2.- Formación Confluencia

La Formación Confluencia es definida como de carácter continental. En este trabajo se propone incluir dos miembros a esta formación, un Miembro 1 fluvial y un Miembro 2 eólico.

La AF1 se ubica más al este y cercano al río Aconcagua y corresponde al Miembro 1 de la Formación Confluencia. Estos depósitos muestran conglomerados clasto-soportados imbricados hacia el continente de origen fluvial. Estos conglomerados conforman terrazas que dado su relleno podrían tener un origen fluvial constructivo más que marino erosivo, pero probablemente está relacionado al nivel glacio-eustático donde se habrían desarrollado las terrazas marinas, en particular las terrazas más altas, T3 y T4.

Por su parte, el Miembro 2 se compone de las paleodunas de la AF3 ubicadas en Mantagua. Las dataciones indican una edad máxima de depositación de $6,2 \pm 0,2$ Ma, que es aquí considerada como edad real de depositación debido a que la alta tasa de denudación permitía registrar los eventos volcánicos de la Cordillera Principal en la Cordillera de la Costa casi simultáneamente (Encinas et al., 2006; Rodríguez, 2008) (Ver sección 3.3). Además las observaciones de terreno evidencian la interdigitación del ambiente fluvial con el eólico, cercano al ambiente marino transicional. Por lo tanto, se incluyen estos depósitos como parte de la Formación Confluencia.

Al igual que otros autores (Rivano, 1991), la interdigitación de las formaciones marinas y la Formación Confluencia es argumento para proponer su edad. Aquí los miembros fluviales y eólicos de la Formación Confluencia están interdigitados entre sí y con la Formación Horcón, con edades máximas de depositación de $6,2 \pm 0,2$ Ma para el Miembro 2 eólico y $4,2 \pm 0,1$ Ma para la Formación Horcón. Además la Formación Confluencia subyace a arenas litorales con edad máxima de depositación de $1,7 \pm 0,6$ Ma. Por ello se le asigna una edad miocena tardía-pleistocena.

4.1.3.- Paleodunas

Los depósitos eólicos antiguos o paleodunas de Rivano et al. (1995), representan campos de barjanes ubicados detrás de la playa, alimentados por sedimentos fluviales bajo un flujo de viento similar al existente hoy en día. La arena de los depósitos actuales es la

que presenta menor madurez textural y mineralógica, considerando la angulosidad de sus granos y presencia de biotitas de hábito micáceo.

Las paleodunas ubicadas en Mantagua (AF3) resultaron acotar su máxima edad de depositación, aquí considerada como muy cercana a la edad de depositación real a $6,2 \pm 0,2$ Ma, asignándolas al Mioceno tardío (Messiniense) e integrándolas a la Formación Confluencia (ver sección 3.3). No obstante, otros depósitos eólicos antiguos o paleodunas presentes en el área de estudio (AF4) podrían tener distintas edades y reflejarían el retroceso de la línea de costa. En particular las dunas de Ritoque serían actuales al estar adyacentes a la playa actual, las dunas de Concón serían recientes al estar “colgadas” a más de 100 m s.n.m. sobre un acantilado costero y el Miembro 2 de la Formación Confluencia sería el más antiguo, pudiendo existir otras poblaciones además de las ubicadas en Los Maitenes. Por lo tanto, hasta nuevos estudios, se mantiene esta unidad informal.

4.1.4.- Depósitos aluviales antiguos

Posterior al Pleistoceno temprano ocurren las primeras incisiones aluviales a los depósitos deltaicos y transicionales. Estos depósitos aluviales tienen su origen en la inestabilidad que se genera al comenzar el alzamiento tectónico que domina el área de estudio. El alzamiento habría comenzado cuando la AF5 marina somera se superpone a la unidad deltaica AF8 de la Formación Horcón, para luego depositar con base erosiva la asociación aluvial AF2 sobre la terraza T2. Estos depósitos aluviales antiguos se encuentran disectados por la red de drenaje actual lo que indicaría otro pulso de alzamiento, probablemente durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

4.2.- Geomorfología

Los niveles eustáticos relativos han estado por sobre el nivel actual, evidenciado por los depósitos de la Formación Horcón, y también más bajos. Esto último está evidenciado por la presencia de localidades fosilíferas sumergidas en la Bahía de Quintero que exhiben fauna asignada al Pleistoceno tardío y preservadas en ambientes lagunares o estuariles sumergidos (Cartajena et al., 2013, López et al., 2015, 2016). Esta interacción entre el alzamiento tectónico y los cambios eustáticos han determinado el paisaje de la CCW.

Dado el relleno sedimentario de origen marino en las terrazas inferiores, se interpreta que la zona de estudio se encontraba sumergida y conformaba la plataforma continental antes del desarrollo de las terrazas de abrasión marina.

El alzamiento ocurrido durante todo el Cuaternario dejó a su paso al menos 4 terrazas marinas (Tabla 3, Figs. 5 y 17, e), que hacia el continente podrían tener un origen fluvial. Las terrazas reconocidas, en estricto rigor difieren en altura con las descritas al norte y al sur de la zona de estudio. No obstante, comparten similitudes con respecto a la cantidad de terrazas y diferencia relativa de altitud entre cada una. Esto podría relacionarse a una segmentación tectónica asociada a diferentes áreas de ruptura durante megaterremotos (Rodríguez, 2008 y Rodríguez et al., 2013) que podrían haber concentrado mayor alzamiento en algunos bloques tectónicos por sobre otros. Ante la falta

de datos geocronológicos se sigue usando la interpretación de Paskoff (1999) para las terrazas T0, T1 y T2. En base a los datos geocronológicos y sedimentológicos obtenidos en este trabajo se interpreta que la formación de la terraza T3 sería posterior al Pleistoceno temprano, ya que durante el Pleistoceno temprano aún estaban siendo depositados sedimentos de la Formación Horcón donde se desarrolló posteriormente T3. La terraza T4 sería de mayor edad pudiendo llegar a ser del Plioceno tardío, pero con mayor probabilidad de ser del Pleistoceno Temprano.

El mecanismo de incisión fluvial actual en las terrazas marinas se asemeja, de manera fractal al mecanismo de drenaje lateral que se propone para la formación de la Depresión Central (Farías, 2007). Al descargar los sistemas aluviales en las planicies costeras, se encuentra con una superficie alzada que no es cortada directamente, si no que bordeada. Esto queda en evidencia por el patrón de drenaje con importantes componentes norte-sur (NS) que bordean las terrazas marinas al norte del río Aconcagua y además por la presencia de pequeñas terrazas de menor extensión bajo las terrazas mayores (Figs. 1, 4, 5 y 17, e).

4.3.- Implicancias paleogeográficas

Considerando la geología local del área de estudio (Fig. 15), complementado con: (1) estudios sedimentológicos que indican los ambientes sedimentarios presentes durante el Terciario y Cuaternario, (2) estudios geocronológicos para determinar la edad en la que se desarrollaban estos ambientes y (3) estudios geomorfológicos que indican la evolución reciente del territorio es posible realizar una reconstrucción paleogeográfica del área entre costera Quintero y Placilla (33°S).

Las rocas que constituyen el basamento son de carácter ígneo y reflejan procesos tanto Andinos como previos (Charrier et al., 2007), entre ellos la presencia de un arco magmático erosionado (Parada, 1991) del Jurásico. Este arco magmático (Fig. 17, a) compuesto de rocas ígneas intrusivas y extrusivas (Superunidad Mincha y Formación Ajial, respectivamente) se encuentra a alrededor de 100 km de la fosa, cuando los arcos magmáticos se dan en general a más de 200 km de ella. En efecto, la distancia con respecto a la fosa verificaría episodios de erosión por subducción (Stern, 2011), mientras que las rocas intrusivas generadas a algunos kilómetros dentro de la corteza que se encuentran aflorando indicarían un episodio de exhumación.

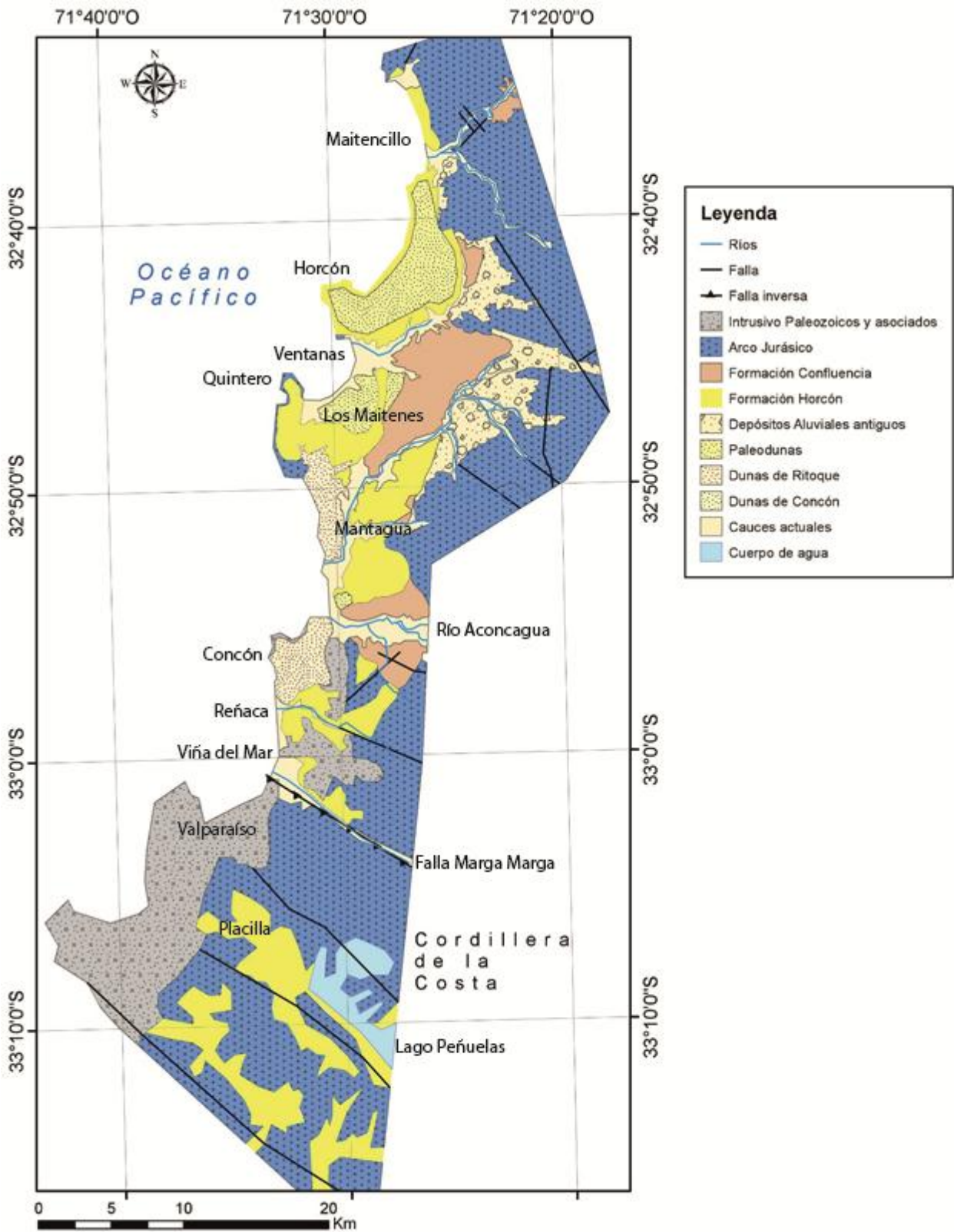


Figura 15. Mapa geológico simplificado del área de estudio, 1:450.000.

Durante el Cenozoico, las altas tasas de convergencia habrían generado una peneplanicie previo a los 10 Ma (Fariás, 2007) (Fig. 17 a y b) y una subsidencia regional de la CCW entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Fig. 17, c) según los resultados aquí expuestos y otras observaciones de carácter regional (Encinas et al., 2008). Esta subsidencia podría deberse al alto grado de acoplamiento entre las placas, que a su vez se relacionaría con la erosión por subducción. Además, el paso del RJF también jugaría un papel importante en el acoplamiento y los ciclos de alzamiento-subsidencia-alzamiento (Le Roux et al., 2005). Simultáneamente en la CP, se producía un alzamiento (Fase Pehuenche y Fase Quechua, Messenger et al., 2010) que generó un aumento en la carga de sedimentos transportados. Estos efectos tectónicos habrían configurado un relieve irregular en la CCW, que al subsidir generó el espacio necesario para depositar los sedimentos provenientes de la erosión de la CP y CC.

Según los resultados geocronológicos (ver sección 3.3), los principales aportes sedimentarios los constituyen las rocas jurásicas del basamento del área de estudio, algunas rocas cretácicas erodadas en la DC y rocas derivadas de la actividad magmato-volcánica terciaria. Las rocas ígneas jurásicas se habrían erodado debido al alzamiento de la CCW. La textura reconocida para clastos intrusivos derivados del basamento confirman su escaso transporte. Algunas muestras (HO1, HO6) presentan hasta un 50% de aportes jurásicos, mientras que otras presentan un aporte mayoritario de circones terciarios (SI1, MA1) (ver sección 3.3). Estos altos aportes de circones jóvenes se pueden explicar por un efectivo mecanismo fluvial (y tal vez marino) de transporte, combinado a episodios de importante actividad volcánica y/o exhumación en la CP. Los menores aportes cretácicos vienen desde la vertiente oriental de la CCE y de la DC debido a la erosión de esta última. Escasos aportes carboníferos o triásicos se deben a la escasez de estas rocas en las principales cuencas de drenaje que abarcan el área de estudio.

Se propone un ambiente costero, altamente dinámico y adyacente a una alta pendiente hacia el oeste. La alta pendiente vendría favorecida por efectos tectónicos y geodinámicos, mientras que la dinamicidad de este ambiente costero tendría relación con las variaciones eustáticas y el aporte de sedimentos provenientes del alzamiento y erosión de la CP y CC. Este ambiente se podría esquematizar como un delta de tipo Gilbert (Fig. 16) con capas superiores o “*topset*” de características fluvio-aluviales como lo evidencian las asociaciones de facies AF1 y AF2, capas frontales o “*foreset*” como las descritas para la AF7 y AF8 y capas inferiores o “*bottomset*” correspondientes a un prodelta como la AF9. Entre las capas superiores y las frontales y adyacente a la línea de costa se desarrollan ambientes de transicionales de playa y eólicos.

En una primera etapa de esta subsidencia, durante el Mioceno tardío, se habrían depositado los sedimentos fluviales de la Formación Confluencia, con desarrollo de dunas en ambientes transicionales costeros (Figs. 16, 17, c). La canalización de los principales ríos tendría un origen estructural y podría ser heredada o contemporánea a estos episodios de alzamientos y subsidencias registrados en el Terciario y Cuaternario.

Luego, en combinación con efectos tectónicos y eustáticos, se registra una ingresión del mar durante el Plioceno que depositó los sedimentos marinos de la Formación Horcón (unidad marina AF5 erodando a la unidad deltaica AF8 sobre la AF1 fluvial y AF3 eólica) (Figs. 16, 17, c y d).

Por último se depositan sedimentos aluviales reconocidos en el techo de la sucesión sedimentaria en Mantagua (Figs. 16 y 17, d). Ello indicaría el comienzo del alzamiento de la CCW (Fig. 17, d y e) que dejó también algunas terrazas marinas reconocidas en el área de estudio. No obstante, la deformación que generó este alzamiento se habría concentrado en algunas fallas locales y regionales como la Falla Marga Marga (interpretada como de carácter inverso), que habría alzado por sobre los 350 m s.n.m. depósitos presumiblemente marinos de origen deltaico en la localidad de Placilla, donde los depósitos de la AF7 se ubican sobre el batolito jurásico.

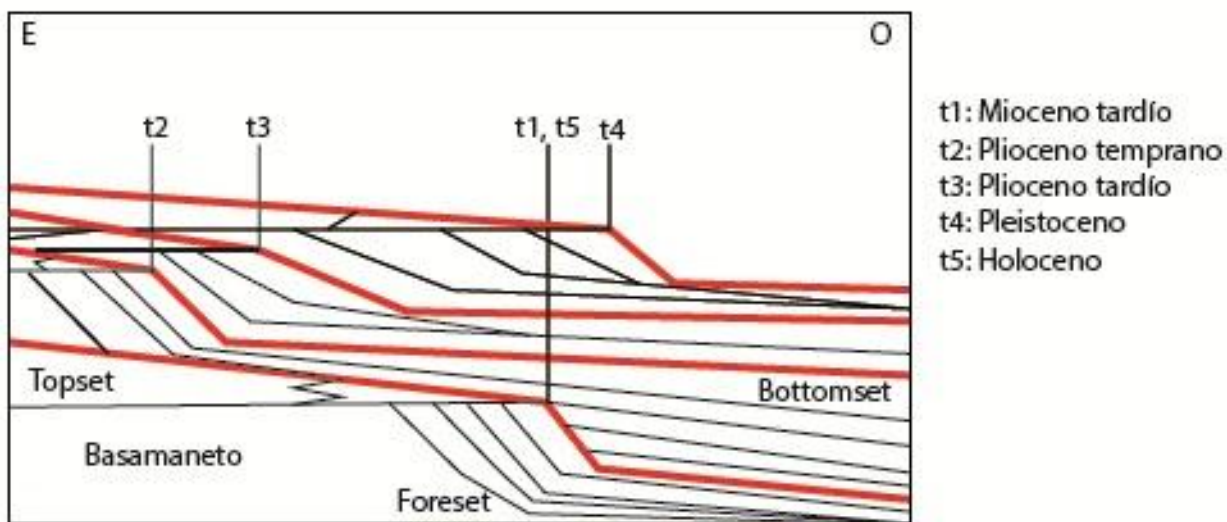


Figura 16. Evolución de la depositación y de la línea de costa. En rojo se representan las isócronas de depositación. En t1, durante el Mioceno tardío, la línea de costa se ubicaba cercana al límite entre las capas superiores y frontales del delta de Gilbert. En t2, durante el Plioceno, esta línea de costa se ubica más hacia el E, evidenciado en los depósitos de la AF8 sobre la AF3 en Mantagua. En t3, durante el Plioceno, la línea de costa se encuentra cercana y deposita la AF6 en Mantagua. Luego en t4, durante el Pleistoceno la línea de costa retrocede hacia el mar más allá de la actual y deposita sedimentos aluviales en la localidad de Mantagua. Por último, en t5, la línea de costa se asemejaría a la actual.

En el área de estudio se reconocen 4 terrazas al norte del río Aconcagua, mientras que al sur, fallas inversas alzarían aún más este bloque (Rodríguez, 2008) y las terrazas que ahí se observan (Fig. 17, e). Las terrazas marinas reconocidas de mayor altura (T4) se ubican hacia el interior del continente y pueden estar labradas sobre rocas intrusivas del Jurásico o sobre un pedimento fluvial de la Formación Confluencia. Por ello, podrían tener un origen fluvial constructivo cerca del río Aconcagua y un origen marino abrasivo en los plutones de la CCW. Otra interpretación se relaciona a una ingresión marina de varios kilómetros por la desembocadura del río Aconcagua generando esta terraza de mayor altura y que posteriormente la cubierta de sedimentos marinos que pudo haber dejado esta ingresión marina haya sido erosionada. La terraza con mayor área (T3) sería la de mayor tiempo de desarrollo y probablemente haya sido reocupada en alguna transgresión marina. Las terrazas T2 y T1, de menor extensión, y no siempre reconocibles, se habrían formado durante el Cuaternario evidenciando el alzamiento de la CCW (Fig. 17, e).

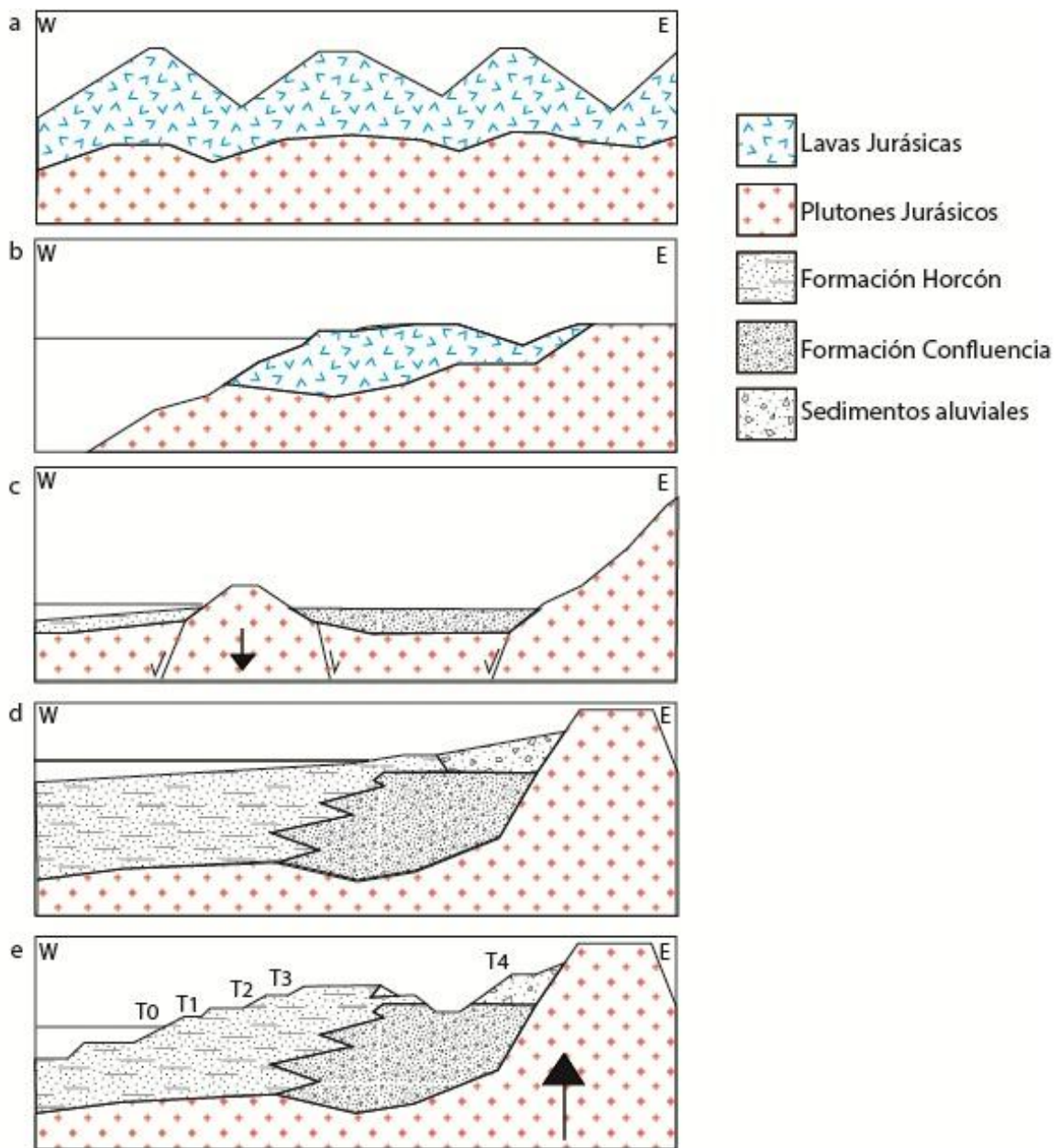


Figura 17: Modelo de evolución paleogeográfica. a) Arco Jurásico genera una cubierta de rocas volcánicas y un basamento ígneo. b) Evento de peneplanización, previo a los 10 Ma genera un bajo relieve y eroda gran parte de la cubierta volcánica. c) Subsistencia regional entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano genera una topografía irregular y comienza la depositación de la Formación Confluencia y la Formación Horcón. d) Evento de transgresión marina durante el Plioceno deposita la Formación Horcón en *onlap* sobre la Formación Confluencia. Comienzan a depositarse los sedimentos aluviales antiguos que evidencian el alzamiento desde el Pleistoceno temprano. e) El alzamiento y los cambios eustáticos generan 4 terrazas marinas que son luego disectadas por los cauces fluvio-aluviales actuales.

5.- CONCLUSIONES

La zona costera del margen continental occidental de Sudamérica a los 33°S preserva bien la evolución del Neógeno tardío y el Cuaternario. Aquí se evidencia una subsidencia acaecida durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano y un alzamiento sostenido desde entonces.

La Formación Horcón fue depositada durante el Mioceno tardío y el Pleistoceno temprano en un ambiente marino transicional en la parte más superior de la plataforma continental. En ella se observa un ambiente deltaico de tipo Gilbert con capas superiores transicionales o marinas someras, unas capas frontales de alto ángulo y capas inferiores fosilíferas de prodelta. Los principales aportes sedimentarios corresponden a los intrusivos jurásicos de la CCW, las volcanitas cretácicas tardías de la DC y rocas derivadas de la actividad volcano-magmática del Terciario y Cuaternario. La Formación Confluencia es redefinida como de carácter continental con dos miembros. El Miembro 1 fue depositado en un ambiente continental fluvial de río trenzado con carga predominante de fondo entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno temprano, mientras que el Miembro 2 representa un campo de barjanas depositados por un régimen de viento SW durante el Mioceno tardío (Messiniense).

Las terrazas marinas reconocidas en el área resultaron ser cinco: T₀, T₁, T₂, T₃ y T₄. Sus alturas son de menos de 10 m s.n.m., 20-50 m s.n.m., 60-80 m s.n.m., 110-120 m s.n.m. y 140-160 m.s.n.m. y fueron formadas durante el Holoceno, Pleistoceno tardío, Pleistoceno tardío, Pleistoceno temprano y Pleistoceno temprano, respectivamente. T₃ habría sido reocupada durante una transgresión marina, la cual retrabajó los depósitos previos en el Plioceno medio.

6.- RECOMENDACIONES

Los resultados presentados en este trabajo entregan importante información que aporta al conocimiento general de la evolución del margen continental en Chile Central durante el Neógeno y Cuaternario. Sin embargo, se requiere de una mayor cantidad de estudios sedimentológicos, paleontológicos, geocronológicos y geomorfológicos que ayuden a esclarecer la evolución Terciaria y Cuaternaria del flanco occidental de la Cordillera de la Costa en esta zona.

En particular se recomienda realizar más dataciones de circones detríticos en la zona de Quintero (Formación Horcón), Placilla (aquí asignada a Formación Horcón), las dunas colgantes de Concón y las paleodunas de Los Maitenes a fin de aumentar la resolución del modelo de evolución aquí propuesto. Por otro lado, se recomienda realizar estudios en trazas de fisión en apatito (AFT) en la “Unidad Mauco”, la “Unidad Limache” y otras unidades que afloran al Sur de la Falla Marga Marga que permitirían precisar la edad del alzamiento de la Cordillera de la Costa Occidental y podrían confirmar actividad neotectónica.

7.- BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez, L. 1964. Geología del área Valparaíso-Viña del Mar. Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), 16, 1-58.
- Boggs, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (4ª edición). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Boyce Marto, D. I. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el cretácico medio-tardío: El registro estructural y sedimentario en la formación Las Chilcas. Tesis Doctoral. M. Sc. Tesis, Universidad de Chile: 304 p.
- Carrillo-Briceño, J., González-Barba, G., Landaeta, M., Nielsen, S. 2013. Fossil Chondrichthyans from the Upper Pliocene Horcón Formation, Valparaíso Region, central Chile. Rev. chil. hist. nat. [online]. 2013, vol.86, n.2, pp. 191-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2013000200008>.
- Cartajena, I., López, P., Carabias, D., Morales, C., Vargas, G., Ortega, C. 2013. First evidence of an underwater Final Pleistocene terrestrial extinct faunal bone assemblage from Central Chile (South America): Taxonomic and taphonomic analyses. Quaternary International, 305, 45-55.
- Carter, W., Aliste, N. 1962. Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle. Aconcagua province: Informe Inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). Journal of South American Earth Sciences, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. Geology of Chile, Chapter 3 (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, Special Publication: 21-116. London.
- Corvalán, J., Dávila, A. 1964. Observaciones geológicas en la cordillera de la costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. Soc. Geol. de Chile, Publ, (9), 1-4.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F., Hervé, M. 1976. Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. In Congreso Geológico Chileno (No. 1, pp. F213-F222).
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., Godoy, E. 2014. Geocronología U-Pb e isótopos de Hf-O en circones del batolito de la costa Pensilvaniana, Chile. Andean Geology 41 (1): 49-82. doi: [10.5027/andgeoV41n1-a03](https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a03).
- Encinas, A., Le Roux, J., Buatois, L., Nielsen, S., Finger, K., Fourtanier, E., Lavenu, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. Revista Geológica de Chile, 33(2), 221-246. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082006000200002>
- Espiñeira, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero. Aspectos cronológicos y geoquímicos. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Memoria de Título.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset., S. 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling, Tectonics, 27.

- Feldmann, R., Schweitzer, C., Encinas, A. 2005. New decapods from the Navidad Formation (Miocene) of Chile. *Journal of Crustacean Biology*, 25(3), 427-449.
- Finger, K., Encinas, A., Nielsen, S., 2013. Comment on 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez et al. (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean Geology* 40 (3): 570-578.
- Finger, K., Encinas, A., Nielsen, S., Peterson, D. 2003. Microfaunal indications of late Miocene deep-water basin off the central coast of Chile. *Congreso Geológico Chileno* (No. 10).
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Doctorado (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 235 p.
- Gana, P., Tosdal, R. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.
- Godoy, E. 2012. Sobre el variable marco geotectónico de las formaciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al sur de los 35° LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4), 570-577.
- Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Le Roux, J., Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 40 (1), p. 66-78.
- Hervé, F. 1976. Petrografía del basamento cristalino en el área Laguna Verde-Quintay, Provincia de Valparaíso, Chile. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 1).
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 185-194.
- Hoffmeister, M., Carrillo-Briceño, J., Nielsen, S. 2014. The evolution of seabirds in the Humboldt Current: New clues from the Pliocene of central Chile. *PloS one*, 9(3), e90043.
- Hurtado G. 1999. Estudio geológico-geoquímico en el Distrito minero Antena, Cordillera de la Costa, V región, Chile: un caso de Exploración geológica-geoquímica en zonas cubiertas. Memoria de Título. Santiago. U. de Chile. p. 89 (+1).
- Jordan, T., Gardeweg, M. 1989. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (20-33°S). In *The Evolution of the Pacific Ocean Margins* (Abrahams, B.; editor). Oxford University Press, p. 193-207. New York.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 94, No. 3, p. 341-361.
- Kay, S., Abbruzzi, J. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics*, v. 259, p. 15-28.
- Kukowski, N., Oncken, O. 2006. Subduction erosion — the "normal" mode of fore-arc material transfer along the Chilean Margin. In: Oncken, O., Chong, G., Frantz, G., Giese, P., Gotze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M., Wigger, P. (Eds.). *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer, pp. 217-236. Chapter 10.
- Laursen, J., Scholl, D., von Huene, R. 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics* 21 doi: 10.1029/2001TC901023.
- Le Roux, J., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S. 2005. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and

- eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 1984(1), 133-153.
- Le Roux, J., Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Pedroza, V., Becerra, J. 2013. Reply to Comment of Finger et al. (2013) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications' of Gutiérrez et al. (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean geology*, 40(3), 580-588.
- Le Roux, J., Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Becerra, V. 2014. Reply to Comment of Encinas et al. (2014) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, climatic and tectonic implications' of Gutiérrez et al. (2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78).
- López, P., Cartajena, I., Carabias, D., Morales, C., Letelier, D., Flores, V., 2015. "Terrestrial and maritime taphonomy: differential effects on spatial distribution of a Late Pleistocene continental drowned faunal bone assemblage from the Pacific coast of Chile". *Archaeol Anthropol Sci.*, DOI 10.1007/s12520-015-0275-y.
- López, N. P. 2016. Patrimonio geológico de la comuna de Puchuncaví, para la creación del Geoparque Puchuncaví, V Región de Valparaíso. Memoria de Título. U. de Chile. Santiago.
- López Mendoza, P., Cartajena, I., Carabias, D., Prevosti, F., Maldonado, A., Flores-Aqueveque, V. 2016. Reconstructing drowned terrestrial landscapes. Isotopic paleoecology of a late Pleistocene extinct faunal assemblage: Site GNL Quintero 1 (GNLQ1) (32°S, Central Chile), 2016. *Quaternary International*, dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.08.017
- Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. 2003. Publicación Geológica Digital, No 4. SERNAGEOMIN.
- Martínez-Pardo, R. 1990. Major Neogene events of the southeastern Pacific: The Chilean and Peruvian record: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, p. 263–278.
- Martinod, J., Letourmy, Y., Regard, V., Carretier, S., Hassani, R. 2012. Fore-arc Andean uplift and the dynamics of subduction. In *Congreso Geológico Chileno, 13th (Antofagasta)*, Actas (en formato digital), Simposio T2, p. 289–291.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3), 299-309.
- McPherson, J., Shanmugam, G., Moiola, R. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3), 331-340.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H., Strecker, M. 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). *Geological Society of America Bulletin* 118, 11-12, 1463-1480.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*, London: Springer, p. 582.
- Munizaga, F., Vicente, J. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, No. 16, p. 3-21.
- Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., Fanning, M. 2009. New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). In *Congreso Geológico Chileno (No. 12)*, pp. 8-008).
- Osorio, R. 1978. Ostracoda from the Navidad Formation (Miocene), Chile. *Journal of Sciences, Hokkaido University*: 4: 57-84.

- Ortlieb, L., Guzman, N., Marquardt, C., Vargas, G. 1997. El Cuaternario marino del norte de Chile: revisiones cronológicas e identificación posible de depósitos de 400 ka. In Congreso Geológico Chileno No (Vol. 8, pp. 371-375).
- Paskoff, R., 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Biscaye Freres, Bordeaux.
- Paskoff, R. 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research*, 8(1), 2-31.
- Paskoff, R. 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 26(4).
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Gaffet, S., Lorca, E., Pérez, A. 2002. Flat-Slab subduction zone in Central Chile-Argentina: seismotectonic and body-wave tomography from local data. 5th international symposium on Andean geodynamics, ISAG, Toulouse, Francia, Ext. Abs 469-472.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South-American Plates since Late Cretaceous Time, *Tectonics*, 6, 233-248.
- Pfeiffer, M. 2011. Evolución y génesis de calcetas pedogénicas en la paleobahía de Tongoy. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención Geología. Santiago
- Piraces, R., Maksaev, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota. IIG, Santiago.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America*. 218, p. 31-54.
- Radtke, R. 1989. Strontium-calcium concentration ratios in fish otoliths as environmental indicators. *Comparative Biochemistry and Physiology Part A: Physiology*, 92(2), 189-193.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3), 255-275.
- Rivano, S. 1992. Hoja Quillota-Portillo, Región de Valparaíso. Carta Geológica de Chile. Santiago
- Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito). Santiago
- Rivano, S., Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile. Santiago
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73(1).
- Rodríguez, M. P. 2008. Evolución de la erosión y del relieve del antearco de Chile Central (33-34°S) durante el Neógeno mediante análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Memoria. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D., Hérail, G., Martinod, J., Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from 10 Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1), 50-63.
- Salinas, P. 1988. Hallazgo de cetáceos fósiles (Mysticeti, Balaenopteridae) en la ciudad de Coquimbo, Chile. *Andean Geology*, 2011, vol. 15, no 1, p. 89-94.
- Sdrolias, M., Müller, D. 2006. Controls on back-arc basin deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 7.
- Staig, F., Hernández, S., López, P., Villafaña, J., Varas, C., Soto, L., Carrillo-Briceño, J. 2015. Late Neogene Elasmobranch fauna from the Coquimbo Formation, Chile.

- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Tavera, J. 1960. El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. *Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Anales*, 17, 346-367.
- Thiele, R., Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. *Univ. Chile, Departamento de Geología, Publicación, N°35*, 23 p
- Thomas H. 1958. Geología de la Cordillera de la costa entre el Valle de La Ligua y La Cuesta de Barriga. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín (Chile) 2*: 86 p.
- Yáñez, G., Ranero, C., Von Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.*, 106: 325-6345.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15. pgs. 23-28.

8.- ANEXOS

Anexo 1: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra MA-1.

MA-1	EIDADES [Ma]																Edad corregida por Pb común (e)		
Nº spot	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm] ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 s ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 s ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	2 s ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb común
MA-1_85	374	4	326	0,00583	0,00059	0,000672	0,000018	0,64209	0,0622	0,0059	5,89	0,6	4,33	0,11	590	180	4,2	0,1	0,83590
MA-1_77	195	4	263	0,008	0,0012	0,000941	0,000027	0,020607	0,0623	0,0092	8,1	1,2	6,06	0,17	420	290	5,9	0,2	0,83601
MA-1_61	164	3	166	0,0076	0,0014	0,000941	0,000026	0,12961	0,059	0,011	7,6	1,4	6,07	0,17	310	310	6,0	0,2	0,83601
MA-1_88	201	5	329	0,0079	0,0013	0,000953	0,000033	0,53662	0,063	0,01	8	1,3	6,14	0,21	460	310	6,0	0,2	0,83601
MA-1_40	58	2	110	0,0205	0,0056	0,001261	0,000047	0,099871	0,143	0,052	20,1	5,5	8,13	0,3	690	590	7,1	0,6	0,83614
MA-1_121	866	32	1687	0,01071	0,00081	0,001157	0,000028	0,30471	0,067	0,0047	10,81	0,81	7,46	0,18	740	150	7,3	0,2	0,83610
MA-1_52	44	2	57	0,0204	0,0067	0,001305	0,000068	0,030242	0,114	0,038	18,5	5,9	8,4	0,44	820	650	7,7	0,6	0,83616
MA-1_36	44	2	53	0,0255	0,0055	0,001379	0,000069	0,062603	0,147	0,035	25,3	5,4	8,89	0,44	1450	530	7,8	0,6	0,83619
MA-1_55	35	1	45	0,0234	0,0071	0,001363	0,000089	0,16336	0,133	0,042	22,9	7	8,78	0,57	1290	610	7,8	0,7	0,83618
MA-1_109	42	1	53	0,0164	0,005	0,001294	0,000072	0,23661	0,093	0,029	16,3	5	8,34	0,46	360	630	7,8	0,5	0,83615
MA-1_19	49	2	94	0,0162	0,0055	0,00132	0,000066	0,047717	0,103	0,032	16	5,5	8,5	0,43	820	620	7,9	0,5	0,83616
MA-1_66	79	3	136	0,0101	0,0026	0,001257	0,000037	0,11213	0,059	0,016	10,3	2,6	8,1	0,24	220	400	8,0	0,3	0,83614
MA-1_114	252	7	361	0,0092	0,0012	0,001262	0,000033	0,093307	0,0539	0,0066	9,3	1,2	8,13	0,21	200	220	8,1	0,2	0,83614
MA-1_71	55	1	56	0,0096	0,0039	0,001265	0,000053	0,041297	0,055	0,025	9,5	3,9	8,15	0,34	-340	580	8,1	0,4	0,83614
MA-1_120	55	2	83	0,0155	0,0053	0,001318	0,000058	0,18226	0,086	0,03	15,4	5,2	8,49	0,37	450	640	8,1	0,5	0,83616
MA-1_12	85	3	145	0,0091	0,0028	0,001265	0,000044	0,13604	0,051	0,016	9,1	2,8	8,15	0,28	70	470	8,1	0,3	0,83614
MA-1_124	51	1	55	0,0115	0,0033	0,001295	0,000049	0,10297	0,067	0,019	11,4	3,4	8,34	0,32	250	490	8,1	0,4	0,83615
MA-1_43	103	3	187	0,0149	0,0025	0,001318	0,000045	0,11251	0,08	0,013	14,9	2,5	8,49	0,29	1020	320	8,1	0,3	0,83616
MA-1_93	215	4	193	0,0088	0,0012	0,001271	0,000032	0,023742	0,052	0,0071	8,9	1,2	8,19	0,2	290	230	8,1	0,2	0,83614
MA-1_29	56	2	71	0,0124	0,0038	0,001296	0,000064	0,029427	0,064	0,022	12,3	3,8	8,35	0,41	170	530	8,2	0,5	0,83615
MA-1_26	39	1	46	0,0215	0,0053	0,001388	0,000068	0,17824	0,115	0,029	21,3	5,3	8,94	0,44	1030	560	8,2	0,5	0,83619
MA-1_65	54	2	73	0,0123	0,0039	0,001303	0,000048	0,01528	0,067	0,023	12,2	3,9	8,39	0,31	70	520	8,2	0,4	0,83616
MA-1_115	173	6	247	0,0182	0,0027	0,00136	0,000039	0,0098657	0,099	0,015	18,2	2,7	8,76	0,25	1200	260	8,2	0,3	0,83618

MA-1_51	46	2	57	0,0169	0,0046	0,001344	0,000055	0,096128	0,09	0,025	16,8	4,6	8,66	0,35	1010	490	8,2	0,4	0,83617
MA-1_38	50	2	73	0,0176	0,0046	0,001369	0,000059	0,062461	0,103	0,024	18	4,7	8,82	0,38	860	510	8,2	0,4	0,83618
MA-1_83	53	2	59	0,0223	0,0039	0,001393	0,000052	0,4497	0,115	0,02	22,2	3,8	8,97	0,33	1450	370	8,2	0,4	0,83619
MA-1_13	35	1	46	0,014	0,0056	0,001353	0,000069	0,2315	0,091	0,033	13,7	5,6	8,72	0,44	-260	740	8,2	0,6	0,83618
MA-1_70	28	1	25	0,0195	0,0073	0,001404	0,000067	0,02205	0,118	0,042	18,9	7,2	9,04	0,43	200	750	8,2	0,6	0,83620
MA-1_62	34	2	44	0,0248	0,0065	0,00145	0,000072	0,082027	0,137	0,033	24,4	6,4	9,34	0,47	1110	610	8,3	0,6	0,83622
MA-1_4	49	2	58	0,0176	0,0044	0,001375	0,000064	0,086373	0,091	0,024	17,5	4,3	8,86	0,41	500	520	8,4	0,5	0,83619
MA-1_18	72	2	86	0,0157	0,0028	0,001364	0,000049	0,079287	0,083	0,015	16	2,8	8,79	0,31	830	360	8,4	0,3	0,83618
MA-1_8	52	2	55	0,0164	0,0052	0,001357	0,000056	0,1435	0,079	0,026	16,2	5,2	8,74	0,36	580	570	8,4	0,4	0,83618
MA-1_58	57	1	74	0,0103	0,0037	0,001318	0,000056	0,042729	0,054	0,022	10,3	3,7	8,49	0,36	-330	580	8,4	0,4	0,83616
MA-1_102	169	5	178	0,0135	0,0014	0,001349	0,000038	0,12665	0,0711	0,0075	13,5	1,4	8,69	0,24	850	220	8,4	0,3	0,83617
MA-1_48	45	1	48	0,0193	0,0057	0,001419	0,000073	0,013623	0,108	0,031	19	5,7	9,14	0,47	860	570	8,4	0,6	0,83620
MA-1_42	36	1	63	0,0124	0,0057	0,001328	0,000068	0,22791	0,058	0,03	12,1	5,7	8,55	0,44	-350	770	8,4	0,5	0,83617
MA-1_82	48	1	62	0,0139	0,0046	0,001367	0,000059	0,052563	0,078	0,028	13,7	4,6	8,81	0,38	130	550	8,5	0,5	0,83618
MA-1_103	74	3	109	0,0084	0,0026	0,00132	0,000042	0,24956	0,051	0,015	8,4	2,6	8,5	0,27	-200	440	8,5	0,3	0,83616
MA-1_108	59	2	73	0,0144	0,0033	0,001377	0,000053	0,052465	0,075	0,019	14,4	3,3	8,87	0,34	440	470	8,5	0,4	0,83619
MA-1_122	324	17	950	0,0094	0,0017	0,00134	0,000048	0,0091783	0,052	0,0085	9,4	1,7	8,63	0,31	340	270	8,6	0,3	0,83617
MA-1_60	43	1	50	0,0113	0,0043	0,001348	0,000057	0,078575	0,056	0,022	11,6	4,4	8,69	0,37	160	560	8,6	0,4	0,83617
MA-1_84	32	1	42	0,0175	0,0071	0,001419	0,00007	0,043328	0,094	0,042	16,9	7,1	9,14	0,45	-120	790	8,6	0,6	0,83620
MA-1_97	48	2	58	0,0144	0,0047	0,001381	0,000054	0,036179	0,07	0,023	14,3	4,7	8,89	0,35	310	560	8,6	0,4	0,83619
MA-1_47	63	2	77	0,0139	0,0037	0,001387	0,000048	0,020331	0,073	0,02	13,8	3,7	8,94	0,31	610	480	8,6	0,4	0,83619
MA-1_96	83	3	107	0,0184	0,0031	0,001454	0,000048	0,12391	0,092	0,016	18,4	3	9,37	0,31	1160	310	8,8	0,3	0,83622
MA-1_68	156	4	181	0,0126	0,0017	0,001428	0,000036	0,09806	0,0643	0,0086	12,7	1,7	9,2	0,23	510	250	9,0	0,2	0,83621
MA-1_64	89	5	162	0,0241	0,0059	0,001535	0,00006	0,77735	0,117	0,023	22,4	5,1	9,89	0,39	1340	350	9,0	0,5	0,83625
MA-1_90	60	2	63	0,014	0,0037	0,001469	0,00005	0,061865	0,071	0,018	14,3	3,7	9,46	0,32	440	430	9,2	0,4	0,83622
MA-1_6	101	3	126	0,0149	0,0027	0,001492	0,000057	0,060944	0,078	0,014	15,3	2,6	9,61	0,37	710	350	9,2	0,4	0,83623
MA-1_20	81	2	86	0,0165	0,0031	0,00151	0,00006	0,26545	0,085	0,017	16,5	3,1	9,72	0,39	900	340	9,2	0,4	0,83624
MA-1_104	68	2	112	0,0071	0,0038	0,001407	0,000049	0,0024438	0,03	0,02	7	3,8	9,06	0,32	-640	610	9,2	0,4	0,83620
MA-1_117	74	2	85	0,0135	0,0027	0,001487	0,000051	0,017766	0,066	0,014	13,5	2,7	9,58	0,33	450	390	9,3	0,4	0,83623

MA-1_24	63	2	74	0,017	0,0041	0,001541	0,000052	0,13096	0,081	0,019	16,9	4,1	9,93	0,33	590	400	9,5	0,4	0,83625
MA-1_87	177	6	272	0,0111	0,0013	0,001489	0,00004	0,097384	0,0544	0,0063	11,4	1,3	9,59	0,26	360	210	9,5	0,3	0,83623
MA-1_31	29	1	36	0,0096	0,0073	0,001454	0,00007	0,36975	0,035	0,05	8,8	7,3	9,37	0,45	-1620	960	9,5	0,7	0,83622
MA-1_11	94	5	165	0,016	0,0029	0,00154	0,000058	0,24356	0,075	0,014	16,1	2,9	9,92	0,38	930	330	9,6	0,4	0,83625
MA-1_5	114	5	198	0,0134	0,0023	0,001527	0,000043	0,13848	0,06	0,01	13,4	2,3	9,84	0,28	710	300	9,7	0,3	0,83625
MA-1_34	59	3	89	0,0291	0,0038	0,00168	0,000063	0,039098	0,127	0,016	28,9	3,8	10,82	0,41	1910	250	9,7	0,4	0,83631
MA-1_44	67	2	79	0,0168	0,0033	0,001578	0,000057	0,05962	0,079	0,016	16,7	3,3	10,16	0,37	810	370	9,7	0,4	0,83627
MA-1_22	79	3	132	0,0157	0,0028	0,001571	0,000058	0,0067472	0,074	0,013	15,8	2,8	10,12	0,37	650	360	9,8	0,4	0,83627
MA-1_25	119	5	224	0,0109	0,0019	0,001539	0,000044	0,043255	0,0506	0,0088	11,2	1,9	9,92	0,28	300	290	9,9	0,3	0,83625
MA-1_72	35	2	46	0,0225	0,0091	0,001693	0,000075	0,076969	0,092	0,04	21,6	8,6	10,91	0,48	20	720	10,3	0,7	0,83632
MA-1_98	114	4	116	0,0161	0,0021	0,001647	0,000045	0,082694	0,0709	0,0091	16,6	2	10,61	0,29	840	230	10,3	0,3	0,83630
MA-1_118	36	1	34	0,0202	0,0059	0,001688	0,000064	0,00652	0,088	0,025	18,8	5,5	10,87	0,41	430	530	10,3	0,5	0,83631
MA-1_41	48	3	77	0,0198	0,0049	0,001707	0,000062	0,015418	0,087	0,021	19,6	4,8	11	0,4	450	460	10,4	0,5	0,83632
MA-1_123	88	4	155	0,0138	0,0027	0,001656	0,000061	0,071678	0,058	0,011	13,8	2,7	10,67	0,39	350	300	10,5	0,4	0,83630
MA-1_107	90	2	95	0,0166	0,0027	0,001687	0,00005	0,010572	0,065	0,012	16,7	2,7	10,87	0,32	760	300	10,6	0,4	0,83631
MA-1_112	110	4	140	0,013	0,0021	0,00168	0,000045	0,021841	0,0539	0,009	13,1	2,1	10,82	0,29	110	270	10,7	0,3	0,83631
MA-1_32	80	6	145	0,0382	0,0039	0,001915	0,000059	0,052236	0,145	0,015	37,9	3,8	12,33	0,38	2110	210	10,8	0,4	0,83641
MA-1_59	37	1	54	0,0151	0,0055	0,001717	0,00007	0,013217	0,062	0,026	14,8	5,5	11,06	0,45	310	580	10,8	0,6	0,83633
MA-1_69	41	2	49	0,0189	0,0041	0,001781	0,00007	0,010062	0,088	0,018	19,2	4,2	11,47	0,45	650	400	10,9	0,5	0,83635
MA-1_63	98	4	118	0,0227	0,0045	0,0018	0,000066	0,22558	0,088	0,016	22,6	4,4	11,59	0,42	1060	300	11,0	0,5	0,83636
MA-1_7	86	5	147	0,0268	0,0056	0,001852	0,000062	0,46787	0,107	0,02	25,1	4,8	11,93	0,4	1060	330	11,0	0,5	0,83638
MA-1_15	42	2	70	0,0186	0,0043	0,001777	0,000066	0,085797	0,075	0,018	18,5	4,3	11,45	0,42	460	460	11,0	0,5	0,83635
MA-1_39	44	2	70	0,0178	0,0054	0,001783	0,000078	0,098182	0,077	0,023	18,3	5,3	11,49	0,5	530	530	11,0	0,6	0,83635
MA-1_10	49	2	50	0,0162	0,0056	0,001774	0,000069	0,039115	0,07	0,023	16	5,5	11,43	0,45	250	540	11,1	0,5	0,83635
MA-1_23	75	4	131	0,0151	0,0033	0,001763	0,000059	0,44525	0,061	0,013	15,1	3,3	11,36	0,38	590	360	11,1	0,4	0,83635
MA-1_3	91	5	167	0,0191	0,0027	0,001799	0,000047	0,36381	0,076	0,011	19,1	2,7	11,58	0,3	840	270	11,2	0,3	0,83636
MA-1_56	60	3	88	0,025	0,004	0,001863	0,000062	0,20346	0,102	0,017	24,9	3,9	12	0,4	1230	650	11,2	0,5	0,83639
MA-1_73	158	9	374	0,0134	0,0034	0,001756	0,000047	0,20696	0,057	0,015	13,4	3,3	11,31	0,3	50	260	11,2	0,4	0,83634
MA-1_46	79	3	117	0,0168	0,0025	0,001802	0,000051	0,084797	0,069	0,011	16,8	2,5	11,6	0,33	620	290	11,3	0,4	0,83636

MA-1_105	86	3	114	0,0134	0,003	0,00177	0,000051	0,12502	0,055	0,012	13,4	3	11,4	0,33	80	350	11,3	0,4	0,83635
MA-1_27	88	5	172	0,0195	0,0027	0,001828	0,000054	0,6581	0,079	0,011	19,5	2,6	11,77	0,35	770	250	11,3	0,4	0,83637
MA-1_116	57	2	72	0,0146	0,0032	0,001794	0,000057	0,17953	0,059	0,012	14,6	3,2	11,56	0,36	320	360	11,4	0,4	0,83636
MA-1_99	226	14	528	0,0121	0,001	0,00178	0,000043	0,01377	0,0497	0,0041	12,3	1	11,47	0,28	210	150	11,4	0,3	0,83635
MA-1_95	179	12	444	0,0146	0,0016	0,001806	0,000049	0,15396	0,0576	0,0058	14,7	1,6	11,63	0,32	390	180	11,5	0,3	0,83636
MA-1_119	55	2	66	0,0116	0,0041	0,001783	0,000065	0,38728	0,047	0,017	11,5	4,1	11,48	0,42	-210	470	11,5	0,5	0,83635
MA-1_49	53	2	66	0,0142	0,0039	0,001809	0,000068	0,026353	0,057	0,015	14,1	3,9	11,65	0,44	190	440	11,5	0,5	0,83636
MA-1_2	51	2	76	0,0167	0,0052	0,001842	0,000076	0,10608	0,069	0,021	17,1	5,1	11,86	0,49	370	490	11,5	0,6	0,83638
MA-1_33	51	3	93	0,0249	0,0041	0,001923	0,000067	0,069302	0,094	0,016	25,2	4,1	12,39	0,43	1030	350	11,6	0,5	0,83641
MA-1_37	235	11	415	0,0138	0,0011	0,00185	0,000042	0,1107	0,0539	0,0043	13,9	1,1	11,91	0,27	340	150	11,8	0,3	0,83638
MA-1_53	74	4	138	0,0195	0,0035	0,001921	0,00006	0,057676	0,075	0,014	19,5	3,5	12,37	0,39	870	300	11,9	0,4	0,83641
MA-1_106	105	4	136	0,0192	0,003	0,001924	0,000062	0,20692	0,072	0,01	19,2	3	12,39	0,4	770	290	12,0	0,4	0,83641
MA-1_57	57	3	87	0,0182	0,0041	0,001928	0,000067	0,042665	0,069	0,016	18	4	12,41	0,43	340	380	12,1	0,5	0,83641
MA-1_76	99	5	145	0,0189	0,0023	0,001938	0,000054	0,12132	0,0711	0,009	18,9	2,3	12,48	0,35	660	250	12,1	0,4	0,83642
MA-1_79	160	10	370	0,0164	0,0025	0,001921	0,000061	0,064144	0,0585	0,0087	16,5	2,5	12,37	0,4	390	280	12,2	0,4	0,83641
MA-1_74	63	3	92	0,0262	0,0046	0,002023	0,000069	0,074987	0,095	0,016	26	4,5	13,03	0,44	920	370	12,2	0,5	0,83645
MA-1_1	112	5	147	0,0169	0,0019	0,001945	0,00005	0,19105	0,0642	0,0071	16,9	1,9	12,52	0,32	620	210	12,2	0,3	0,83642
MA-1_17	178	11	423	0,0138	0,0013	0,001924	0,000046	0,044488	0,0527	0,0048	13,9	1,3	12,39	0,3	270	170	12,3	0,3	0,83641
MA-1_30	55	2	74	0,0182	0,0043	0,002013	0,000071	0,20136	0,06	0,016	18	4,3	12,96	0,46	160	380	12,7	0,5	0,83645
MA-1_54	221	13	276	0,0228	0,0014	0,003326	0,000078	0,10553	0,0504	0,003	22,8	1,4	21,41	0,5	180	110	21,3	0,5	0,83699
MA-1_80	86	29	137	0,1184	0,0074	0,01351	0,000029	0,24903	0,0636	0,0038	113	6,6	86,5	1,8	650	110	84,8	1,9	0,84120
MA-1_45	97	20	94	0,0971	0,004	0,01415	0,000031	0,048927	0,0501	0,0018	93,9	3,7	90,6	2	186	71	90,3	2,0	0,84147
MA-1_89	259	88	425	0,0999	0,0027	0,01466	0,000031	0,2943	0,0494	0,001	96,6	2,5	93,8	2	163	44	93,6	2,0	0,84168
MA-1_110	112	29	134	0,101	0,0035	0,01497	0,000032	0,091118	0,0497	0,0016	97,5	3,2	95,8	2	185	66	95,6	2,0	0,84181
MA-1_81	81	21	101	0,1016	0,0036	0,01513	0,000031	0,040652	0,0488	0,0016	98,1	3,3	96,8	2	141	66	96,7	2,0	0,84187
MA-1_67	132	26	121	0,1015	0,0032	0,01524	0,000033	0,25628	0,049	0,0013	98,1	3	97,5	2,1	143	54	97,4	2,1	0,84192
MA-1_28	53	13	59	0,1129	0,0069	0,01534	0,000034	0,028807	0,0532	0,0033	108,1	6,2	98,1	2,2	270	100	97,5	2,2	0,84196
MA-1_78	111	46	214	0,1054	0,0038	0,01565	0,000033	0,26337	0,0489	0,0015	101,6	3,4	100,1	2,1	138	60	100,0	2,1	0,84209
MA-1_86	90	45	126	0,1761	0,0053	0,02512	0,000054	0,088911	0,0508	0,0013	164,5	4,6	159,9	3,4	229	55	159,6	3,4	0,84604

MA-1_100	104	61	171	0,1764	0,0051	0,02519	0,00053	0,32465	0,0511	0,0011	164,8	4,4	160,4	3,3	234	47	160,0	3,3	0,84607
MA-1_113	56	24	66	0,1847	0,0075	0,02537	0,00055	0,35949	0,0535	0,0018	172,3	6,5	161,5	3,5	327	71	160,7	3,5	0,84615
MA-1_91	79	43	117	0,1804	0,0061	0,02551	0,00055	0,1515	0,0512	0,0015	167,5	5	162,4	3,4	231	60	162,0	3,5	0,84621
MA-1_92	112	38	104	0,1788	0,005	0,02562	0,00054	0,35894	0,0507	0,0011	166,9	4,3	163,1	3,4	222	46	162,8	3,4	0,84625
MA-1_111	83	40	110	0,181	0,0062	0,02609	0,00059	0,097998	0,0503	0,0016	169,3	5,4	166	3,7	197	68	165,8	3,7	0,84645
MA-1_14	92	52	148	0,1801	0,0054	0,02615	0,00056	0,13897	0,0504	0,0013	167,9	4,7	166,4	3,5	208	53	166,2	3,5	0,84647
MA-1_21	61	26	71	0,1903	0,0059	0,02623	0,00057	0,21193	0,0522	0,0013	176,7	5,1	166,9	3,6	291	57	166,3	3,6	0,84651
MA-1_9	70	33	89	0,1851	0,007	0,02658	0,00057	0,13359	0,0514	0,0016	172	6	169,1	3,6	242	62	168,7	3,6	0,84665
MA-1_35	60	27	73	0,2044	0,0093	0,02777	0,00063	0,078496	0,0531	0,0023	188,4	7,8	176,6	3,9	309	89	175,8	4,0	0,84715
MA-1_16	40 9	48	64	0,4127	0,0082	0,0566	0,0011	0,36086	0,05309	0,00052	351	6	354,7	7	329	22	355,1	6,8	0,85935

Anexo 2: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra MA-2.

MA-2	N° spot	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	Th [ppm] ^a	RAZONES				EADDES [Ma]				Edad corregida por Pb común (e)						
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 s ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 s ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	2 s ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s
MA-2_27	195	4	228	0,0089	0,0013	0,00099	0,000026	0,02060	0,067	0,01	9,1	1,4	6,38	0,17	580	280	6,2	0,2	0,83603
MA-2_32	145	3	211	0,0069	0,0017	0,000975	0,000035	0,00994	0,053	0,013	6,9	1,7	6,28	0,23	-20	380	6,2	0,2	0,83602
MA-2_61	108	3	120	0,0104	0,0024	0,001567	0,000048	0,14130	0,05	0,012	10,7	2,4	10,09	0,31	40	370	10,0	0,3	0,83626
MA-2_75	64	3	104	0,021	0,0035	0,001735	0,000054	0,03501	0,087	0,015	21	3,5	11,18	0,35	1030	340	10,6	0,4	0,83633
MA-2_59	130	8	287	0,0159	0,0028	0,001722	0,00005	0,12478	0,071	0,012	15,9	2,8	11,09	0,32	700	300	10,7	0,4	0,83633
MA-2_106	305	10	366	0,0142	0,00087	0,001761	0,000037	0,26105	0,047	0,0034	11,52	0,87	11,35	0,24	120	130	11,3	0,2	0,83634
MA-2_29	321	16	556	0,0157	0,0011	0,001928	0,000039	0,13623	0,0591	0,0039	15,8	1,1	12,42	0,25	500	130	12,2	0,3	0,83641
MA-2_21	91	7	175	0,0206	0,0028	0,00257	0,000058	0,02394	0,0576	0,0076	20,9	2,8	16,54	0,38	500	240	16,3	0,4	0,83668
MA-2_52	849	40	982	0,01961	0,00063	0,002863	0,000053	0,28034	0,0497	0,0014	19,71	0,63	18,43	0,34	174	58	18,4	0,3	0,83680
MA-2_18	457	57	1284	0,0207	0,001	0,003082	0,000057	0,03343	0,0487	0,0023	20,8	1	19,84	0,37	111	85	19,8	0,4	0,83689
MA-2_19	578	18	271	0,0274	0,0016	0,003145	0,000074	0,33483	0,0634	0,0034	27,5	1,6	20,24	0,48	680	110	19,8	0,5	0,83691
MA-2_60	133	26	203	0,0611	0,0028	0,0091	0,00017	0,15046	0,0494	0,0021	60,2	2,7	58,4	1,1	157	84	58,2	1,1	0,83937
MA-2_13	72	9	69	0,0705	0,0044	0,00936	0,00019	0,23220	0,0544	0,0034	69,4	4,2	60,1	1,2	360	120	59,5	1,2	0,83948
MA-2_2	189	52	288	0,0824	0,0024	0,01274	0,00024	0,25036	0,0468	0,0012	80,3	2,2	81,6	1,5	52	50	81,7	1,5	0,84088

MA-2_96	244	62	333	0,0864	0,0025	0,01287	0,00024	0,22312	0,0486	0,0012	84,1	2,3	82,4	1,5	130	51	82,3	1,5	0,84093
MA-2_17	453	29	150	0,0882	0,0024	0,01298	0,00027	0,23926	0,0492	0,0011	85,8	2,3	83,1	1,7	154	47	83,0	1,7	0,84098
MA-2_43	181	59	333	0,0899	0,0034	0,01309	0,00025	0,10106	0,0501	0,0017	87,3	3,2	83,9	1,6	190	71	83,6	1,6	0,84103
MA-2_87	70	19	102	0,0938	0,0052	0,01313	0,00026	0,06536	0,0515	0,0028	90,8	4,9	84,1	1,7	280	110	83,7	1,7	0,84104
MA-2_110	35	6	29	0,1001	0,0083	0,01322	0,0003	0,02306	0,0546	0,0044	97,1	7,5	84,7	1,9	390	160	83,9	2,0	0,84108
MA-2_10	287	92	484	0,0877	0,0023	0,01313	0,00025	0,30242	0,04852	0,00099	85,3	2,2	84,1	1,6	126	44	84,0	1,6	0,84104
MA-2_115	95	19	90	0,093	0,0041	0,0132	0,00025	0,29944	0,0513	0,002	90,5	3,9	84,5	1,6	244	82	84,2	1,6	0,84107
MA-2_7	154	32	175	0,0882	0,0027	0,01316	0,00023	0,09280	0,0486	0,0013	85,7	2,5	84,3	1,5	135	57	84,2	1,5	0,84106
MA-2_113	69	13	63	0,0871	0,0048	0,01321	0,00027	0,26668	0,048	0,0026	85,2	4,6	84,6	1,7	140	110	84,6	1,7	0,84108
MA-2_12	80	26	134	0,0945	0,0042	0,01327	0,00025	0,10555	0,0508	0,0021	91,5	3,9	85	1,6	237	88	84,7	1,6	0,84110
MA-2_112	113	29	141	0,0916	0,0051	0,01328	0,00027	0,16863	0,0495	0,0026	88,8	4,7	85	1,7	180	110	84,9	1,7	0,84110
MA-2_71	124	40	208	0,0879	0,0027	0,01326	0,00025	0,13594	0,0482	0,0013	85,7	2,6	84,9	1,6	113	54	84,9	1,6	0,84110
MA-2_44	198	56	296	0,0872	0,0026	0,01325	0,00025	0,25867	0,0476	0,0012	84,9	2,4	84,9	1,6	87	51	84,9	1,6	0,84110
MA-2_102	81	18	96	0,0932	0,0046	0,01333	0,00025	0,02687	0,0506	0,0024	90,3	4,3	85,4	1,6	212	96	85,1	1,6	0,84113
MA-2_70	70	16	82	0,0897	0,0048	0,01335	0,00026	0,18520	0,0489	0,0025	87	4,5	85,5	1,7	133	98	85,4	1,7	0,84114
MA-2_104	234	59	302	0,0905	0,0027	0,01339	0,00025	0,18424	0,049	0,0012	88	2,5	85,7	1,6	149	51	85,6	1,6	0,84115
MA-2_34	137	39	210	0,087	0,0034	0,01342	0,00026	0,45161	0,0473	0,0016	84,9	3,2	85,9	1,6	75	66	86,0	1,7	0,84116
MA-2_65	61	10	54	0,0972	0,005	0,0135	0,00026	0,10175	0,0513	0,0025	94,4	4,7	86,4	1,7	280	100	86,1	1,7	0,84119
MA-2_74	63	19	98	0,0912	0,0053	0,01347	0,00027	0,21937	0,0487	0,0028	88,2	4,9	86,3	1,7	130	110	86,1	1,7	0,84119
MA-2_38	67	16	85	0,0885	0,0055	0,01349	0,00028	0,13332	0,0478	0,0029	85,8	5,2	86,4	1,8	120	110	86,4	1,8	0,84119
MA-2_97	228	65	333	0,0875	0,0024	0,0135	0,00024	0,22055	0,0473	0,0011	85,1	2,2	86,4	1,5	71	45	86,5	1,5	0,84119
MA-2_78	116	24	116	0,0922	0,0043	0,01373	0,00026	0,20323	0,049	0,0021	89,7	4	87,9	1,7	148	86	87,8	1,7	0,84129
MA-2_66	360	17	78	0,0965	0,0034	0,01387	0,00027	0,19063	0,0508	0,0016	93,9	3,1	88,8	1,7	220	70	88,5	1,7	0,84135
MA-2_41	108	31	151	0,1117	0,0049	0,01413	0,00029	0,49483	0,0583	0,0021	107,3	4,4	90,4	1,8	513	79	89,3	1,8	0,84146
MA-2_53	715	40	202	0,0949	0,0024	0,01401	0,00026	0,34087	0,04887	0,00092	92	2,2	89,7	1,7	131	41	89,6	1,7	0,84141
MA-2_9	149	40	187	0,1	0,0032	0,01486	0,00027	0,29581	0,0485	0,0013	96,7	2,9	95,1	1,7	123	55	95,0	1,7	0,84176
MA-2_6	51	9	40	0,104	0,0057	0,01493	0,0003	0,09393	0,0509	0,0027	100,1	5,2	95,5	1,9	230	110	95,2	1,9	0,84179
MA-2_100	136	39	173	0,109	0,004	0,01497	0,00029	0,30737	0,0529	0,0017	104,9	3,7	95,8	1,8	312	70	95,2	1,8	0,84181
MA-2_82	189	51	239	0,1025	0,0033	0,01491	0,00028	0,27099	0,0495	0,0014	99	3	95,4	1,8	169	59	95,2	1,8	0,84178

MA-2_90	125	28	128	0,102	0,0036	0,01492	0,00027	0,08847	0,0494	0,0017	98,9	3,3	95,5	1,7	170	66	95,3	1,7	0,84179
MA-2_79	305	66	303	0,1019	0,0026	0,01493	0,00027	0,16463	0,04993	0,00099	99	2,8	95,5	1,7	186	42	95,3	1,7	0,84179
MA-2_88	71	16	74	0,1021	0,0044	0,01496	0,00029	0,13286	0,0495	0,002	98,5	4,1	95,7	1,9	186	83	95,5	1,9	0,84180
MA-2_54	199	62	299	0,1001	0,003	0,01494	0,00029	0,47836	0,0484	0,0012	97,1	2,8	95,6	1,9	119	53	95,5	1,9	0,84180
MA-2_15	352	139	654	0,0989	0,0024	0,01494	0,00026	0,38497	0,04811	0,00086	95,7	2,2	95,6	1,7	111	38	95,6	1,7	0,84180
MA-2_117	170	46	208	0,1041	0,003	0,01499	0,00027	0,14754	0,0502	0,0012	100,5	2,8	95,9	1,7	206	53	95,6	1,7	0,84182
MA-2_93	80	17	79	0,1034	0,0043	0,01499	0,00028	0,09508	0,0501	0,0019	99,7	4	95,9	1,8	188	78	95,7	1,8	0,84182
MA-2_45	210	60	284	0,1039	0,0031	0,015	0,00029	0,49164	0,0502	0,0012	100,3	2,9	96	1,8	200	52	95,7	1,8	0,84182
MA-2_89	115	31	143	0,0999	0,0038	0,015	0,00027	0,10776	0,0483	0,0017	96,5	3,5	96	1,7	124	71	95,9	1,7	0,84182
MA-2_33	104	28	126	0,1099	0,004	0,01509	0,00028	0,16933	0,053	0,0017	106,1	3,6	96,5	1,8	309	69	95,9	1,8	0,84186
MA-2_67	91	22	96	0,1005	0,0039	0,01506	0,0003	0,26565	0,049	0,0018	97,1	3,6	96,3	1,9	145	73	96,2	1,9	0,84184
MA-2_64	69	13	61	0,107	0,0056	0,01512	0,0003	0,25324	0,0514	0,0026	103	5,2	96,8	1,9	250	100	96,3	1,9	0,84187
MA-2_95	99	18	78	0,0993	0,0047	0,01507	0,00028	0,01794	0,0477	0,0022	95,9	4,3	96,4	1,8	90	86	96,5	1,8	0,84185
MA-2_86	89	19	88	0,1037	0,0052	0,01512	0,00029	0,17053	0,0501	0,0024	100,4	4,7	96,8	1,8	204	94	96,5	1,9	0,84187
MA-2_37	56	14	63	0,1076	0,0072	0,01515	0,00031	0,05252	0,0516	0,0034	103,3	6,6	96,9	2	240	120	96,5	2,0	0,84188
MA-2_84	124	35	160	0,104	0,0035	0,01512	0,00028	0,17087	0,0498	0,0015	100,7	3,1	96,7	1,8	181	63	96,5	1,8	0,84187
MA-2_14	197	41	192	0,1026	0,0027	0,01511	0,00027	0,14122	0,0492	0,001	99,1	2,5	96,7	1,7	158	45	96,5	1,7	0,84187
MA-2_77	140	43	196	0,1009	0,0033	0,0151	0,00028	0,26109	0,0485	0,0014	97,5	3,1	96,6	1,8	123	58	96,5	1,8	0,84186
MA-2_23	303	64	292	0,1022	0,0026	0,01516	0,00028	0,37813	0,0491	0,001	99	2,4	97	1,8	153	44	96,9	1,8	0,84189
MA-2_73	85	16	69	0,1066	0,0039	0,01527	0,0003	0,21273	0,0509	0,0018	103,4	3,6	97,7	1,9	224	70	97,3	1,9	0,84193
MA-2_63	92	21	96	0,1058	0,0044	0,01526	0,00029	0,15524	0,0501	0,0019	101,9	4	97,6	1,8	203	80	97,4	1,9	0,84193
MA-2_68	172	44	201	0,1038	0,0029	0,01525	0,00028	0,41627	0,0493	0,0011	100,2	2,7	97,5	1,8	164	48	97,4	1,8	0,84192
MA-2_107	343	96	436	0,1042	0,0025	0,01528	0,00028	0,37253	0,04927	0,00089	100,8	2,3	97,7	1,8	155	40	97,6	1,8	0,84193
MA-2_47	190	62	287	0,1007	0,0029	0,01526	0,00029	0,33332	0,0481	0,0011	97,4	2,6	97,7	1,8	108	48	97,6	1,9	0,84193
MA-2_50	124	32	147	0,1007	0,0038	0,01529	0,0003	0,26234	0,0476	0,0017	97,3	3,5	97,8	1,9	94	70	97,9	1,9	0,84194
MA-2_69	75	15	68	0,1059	0,0042	0,01534	0,0003	0,13008	0,0501	0,0018	103,1	3,9	98,1	1,9	194	75	97,9	1,9	0,84196
MA-2_91	233	59	267	0,1015	0,003	0,01532	0,00029	0,41678	0,0481	0,0011	98,1	2,7	98	1,8	108	49	98,0	1,9	0,84195
MA-2_56	35	9	41	0,107	0,01	0,01541	0,00038	0,23028	0,051	0,0048	103,7	9,7	98,6	2,4	260	180	98,2	2,5	0,84199
MA-2_92	501	81	375	0,1029	0,0023	0,01541	0,00028	0,10819	0,04847	0,00083	99,4	2,1	98,6	1,8	122	37	98,5	1,8	0,84199

MA-2_1	133	31	145	0,1028	0,0034	0,01543	0,00029	0,38285	0,0485	0,0014	99,2	3,1	98,7	1,8	126	57	98,6	1,9	0,84200
MA-2_5	193	68	311	0,1045	0,0031	0,01556	0,00029	0,35474	0,0488	0,0012	100,8	2,9	99,5	1,9	136	51	99,4	1,8	0,84205
MA-2_76	48	14	61	0,123	0,0075	0,01577	0,00031	0,07948	0,0569	0,0034	117,3	6,7	100,8	2	430	120	99,7	2,0	0,84214
MA-2_28	115	23	104	0,0985	0,0034	0,01557	0,00029	0,18096	0,0459	0,0014	95,2	3,2	99,6	1,8	26	60	99,9	1,9	0,84206
MA-2_40	48	12	49	0,1044	0,0068	0,01566	0,0003	0,07990	0,0483	0,0031	101,2	6,1	100,1	1,9	130	110	100,1	1,9	0,84209
MA-2_36	264	69	305	0,1035	0,0027	0,01579	0,00031	0,37954	0,04757	0,00097	100	2,5	101	2	77	43	101,1	2,0	0,84215
MA-2_49	250	104	488	0,1115	0,003	0,01611	0,00031	0,10365	0,0505	0,0012	107,3	2,8	103	1,9	210	52	102,7	2,0	0,84228
MA-2_62	71	23	93	0,1082	0,0046	0,01614	0,00032	0,13521	0,0483	0,002	104,1	4,2	103,2	2	122	80	103,2	2,1	0,84229
MA-2_111	112	23	103	0,1101	0,0046	0,0162	0,00033	0,36083	0,0491	0,0018	106	4,2	103,6	2,1	150	75	103,5	2,1	0,84232
MA-2_98	144	42	158	0,1178	0,0045	0,01782	0,00033	0,43593	0,0479	0,0016	112,9	4,1	113,8	2,1	107	63	113,9	2,1	0,84299
MA-2_48	125	43	165	0,1259	0,0046	0,01836	0,00035	0,18763	0,0499	0,0016	121,2	4	117,3	2,2	184	68	117,1	2,2	0,84322
MA-2_80	1109	79	283	0,1287	0,0025	0,01927	0,00035	0,59823	0,04836	0,00057	122,9	2,2	123,1	2,2	114	27	123,1	2,2	0,84360
MA-2_85	106	36	96	0,1765	0,0047	0,02514	0,00047	0,36211	0,0508	0,0011	164,9	4,1	160,1	3	225	50	159,8	3,0	0,84605
MA-2_81	196	36	99	0,173	0,0048	0,02523	0,00053	0,50489	0,0503	0,0011	162,5	4	160,6	3,3	207	51	160,4	3,3	0,84609
MA-2_57	119	43	120	0,1688	0,0044	0,02533	0,00046	0,34928	0,0485	0,001	158,3	3,9	161,2	2,9	119	45	161,4	2,9	0,84613
MA-2_16	162	83	229	0,1792	0,0045	0,02554	0,00048	0,19064	0,0509	0,001	167,2	3,9	162,6	3	237	46	162,3	3,0	0,84622
MA-2_94	206	85	227	0,174	0,0039	0,02551	0,00046	0,09226	0,04906	0,00085	162,8	3,4	162,4	2,9	149	39	162,4	2,9	0,84621
MA-2_101	109	59	157	0,1803	0,0053	0,02563	0,00049	0,04870	0,0514	0,0014	168,6	4,7	163,1	3,1	245	60	162,7	3,1	0,84625
MA-2_108	60	23	61	0,1805	0,0065	0,02564	0,00049	0,27128	0,0506	0,0017	168,6	5,7	163,2	3,1	218	71	162,9	3,1	0,84626
MA-2_114	201	76	192	0,1819	0,0068	0,02581	0,00048	0,37488	0,0514	0,0017	169,5	5,8	164,3	3	244	69	163,9	3,0	0,84633
MA-2_3	84	44	117	0,1773	0,0067	0,02585	0,00049	0,32477	0,0496	0,0016	166,1	5,6	164,5	3,1	190	68	164,5	3,1	0,84635
MA-2_30	53	22	56	0,1863	0,0096	0,026	0,00051	0,25875	0,0516	0,0024	173,1	8,2	165,5	3,2	290	100	165,0	3,2	0,84641
MA-2_109	43	15	37	0,189	0,0093	0,02615	0,00052	0,17483	0,0528	0,0024	175,9	7,8	166,4	3,2	296	91	165,7	3,3	0,84647
MA-2_118	90	38	98	0,1725	0,0057	0,02614	0,00048	0,13429	0,0478	0,0014	161,3	4,9	166,4	3	94	60	166,7	3,0	0,84647
MA-2_4	104	78	204	0,1853	0,0051	0,02641	0,00049	0,42701	0,0512	0,0012	173,3	4,6	168	3,1	237	49	167,7	3,1	0,84658
MA-2_103	73	34	88	0,1844	0,0064	0,02646	0,0005	0,21194	0,0514	0,0015	171,5	5,5	168,3	3,2	229	66	167,9	3,2	0,84660
MA-2_39	114	73	194	0,1885	0,0058	0,02652	0,00051	0,42707	0,051	0,0013	175,2	5	168,8	3,2	242	56	168,4	3,2	0,84663
MA-2_51	76	36	97	0,1795	0,0057	0,02649	0,00049	0,22082	0,0493	0,0014	167,8	5	168,5	3	159	58	168,6	3,1	0,84661
MA-2_105	173	55	146	0,1874	0,0054	0,0266	0,00055	0,55256	0,0511	0,0012	174,2	4,6	169,2	3,4	238	49	168,9	3,5	0,84666

MA-2_20	77	41	112	0,1829	0,0057	0,02674	0,00049	0,22979	0,0494	0,0013	170,3	4,9	170,1	3,1	171	57	170,1	3,1	0,84672
MA-2_11	130	101	267	0,1923	0,0058	0,02705	0,00053	0,47136	0,0525	0,0014	178,5	4,9	172	3,3	281	55	171,4	3,3	0,84685
MA-2_99	90	45	114	0,1897	0,0059	0,02713	0,00049	0,08995	0,0508	0,0014	176,1	5	172,6	3,1	208	55	172,3	3,1	0,84689
MA-2_8	157	123	312	0,2064	0,006	0,02735	0,00053	0,25099	0,0549	0,0013	190,4	5	173,9	3,3	395	53	172,8	3,3	0,84697
MA-2_46	94	65	165	0,19	0,0087	0,0273	0,00051	0,69840	0,0506	0,002	176	7,2	173,6	3,2	185	68	173,4	3,2	0,84695
MA-2_31	166	132	344	0,1871	0,0045	0,02729	0,00051	0,45764	0,04983	0,00094	174,1	3,9	173,6	3,2	182	41	173,5	3,2	0,84695
MA-2_55	253	90	233	0,1897	0,0042	0,02737	0,0005	0,38252	0,05045	0,00083	176,3	3,6	174,1	3,1	219	38	173,9	3,2	0,84699
MA-2_83	196	258	673	0,1934	0,0046	0,02753	0,00051	0,34657	0,05109	0,00087	179,4	3,9	175,1	3,2	240	38	174,7	3,2	0,84705
MA-2_58	510	444	1168	0,1897	0,0039	0,0277	0,0005	0,74076	0,04971	0,00064	176,3	3,4	176,2	3,1	181	30	176,1	3,2	0,84713
MA-2_72	178	133	340	0,1945	0,0048	0,02786	0,00051	0,50102	0,05041	0,00095	180,3	4,1	177,1	3,2	204	42	177,0	3,2	0,84719
MA-2_42	527	493	1272	0,1914	0,0039	0,02795	0,00051	0,56742	0,04966	0,00063	177,8	3,3	177,7	3,2	173	29	177,7	3,2	0,84723
MA-2_35	232	139	315	0,2147	0,0069	0,02965	0,00055	0,53473	0,0532	0,0013	197,1	5,8	188,3	3,4	317	51	187,6	3,5	0,84794

Anexo 3: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra HO-1.

HO-1 Analysis	Isotope ratios											Apparent ages (Ma)						
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
PINTO-H01- 56	156	126	2,9	1,4004	169,2	0,0239	174,5	0,0002	42,8	0,24	1,6	0,7	24,0	41,4	0,0	1639,0	1,6	0,7
PINTO-H01- 18	349	173	4,2	1,4993	252,6	0,0301	255,2	0,0003	36,8	0,14	2,1	0,8	30,2	76,0	0,0	1367,5	2,1	0,8
PINTO-H01- 48	220	774	2,4	1,8006	255,4	0,0254	258,6	0,0003	40,3	0,16	2,1	0,9	25,4	65,0	4395,4	1207,7	2,1	0,9
PINTO-H01- 74	104	104	3,4	-0,7312	310,2	-0,0640	311,6	0,0003	29,3	0,09	2,2	0,6	-67,1	-219,6	0,0	0,0	2,2	0,6
PINTO-H01- 5	155	105	2,6	2,5463	58,7	0,0201	64,9	0,0004	27,6	0,42	2,4	0,7	20,2	12,9	3881,5	1584,2	2,4	0,7
PINTO-H01- 84	184	134	2,1	-0,5025	1725,6	-0,1018	1725,8	0,0004	28,8	0,02	2,4	0,7	-109,0	-	0,0	995,9	2,4	0,7
PINTO-H01- 81	290	182	2,0	6,6382	116,6	0,0078	121,3	0,0004	33,5	0,28	2,4	0,8	7,9	9,5	2353,2	457,6	2,4	0,8
PINTO-H01- 59	136	617	2,3	3,1587	136,2	0,0164	140,9	0,0004	36,3	0,26	2,4	0,9	16,5	23,1	3553,3	1075,8	2,4	0,9
PINTO-H01- 86	268	157	1,6	7,6499	193,5	0,0068	197,1	0,0004	37,4	0,19	2,4	0,9	6,9	13,5	2107,7	40,3	2,4	0,9
PINTO-H01- 93	318	169	2,1	2,6251	240,0	0,0207	240,9	0,0004	21,8	0,09	2,5	0,6	20,8	49,5	3835,5	916,5	2,5	0,6
PINTO-H01- 42	210	209	1,8	1,3955	375,5	0,0435	375,7	0,0004	13,2	0,04	2,8	0,4	43,3	160,4	0,0	1177,0	2,8	0,4
PINTO-H01- 36	146	140	2,3	8,0395	282,6	0,0082	283,3	0,0005	20,5	0,07	3,1	0,6	8,2	23,3	2020,0	459,3	3,1	0,6
PINTO-H01- 77	179	138	2,7	4,8969	89,6	0,0136	99,7	0,0005	43,7	0,44	3,1	1,4	13,7	13,6	2860,1	-	3,1	1,4

PINTO-H01- 25	167	141	2,5	1,5267	301,8	0,0449	304,1	0,0005	37,3	0,12	3,2	1,2	44,6	133,6	0,0	1243,7	3,2	1,2
PINTO-H01- 39	248	245	1,7	7,0637	77,0	0,0108	83,4	0,0006	32,1	0,38	3,6	1,1	10,9	9,0	2246,5	598,5	3,6	1,1
PINTO-H01- 35	167	182	2,2	1,5500	613,9	0,0492	614,2	0,0006	19,7	0,03	3,6	0,7	48,7	300,8	0,0	716,7	3,6	0,7
PINTO-H01- 24	180	132	2,5	0,6038	308,1	0,1267	309,2	0,0006	25,9	0,08	3,6	0,9	121,1	368,4	-	1965,5	3,6	0,9
PINTO-H01- 91	264	221	2,1	1,4168	277,6	0,0562	280,3	0,0006	38,9	0,14	3,7	1,4	55,5	152,6	0,0	1357,7	3,7	1,4
PINTO-H01- 38	139	118	1,8	0,6698	403,6	0,1240	405,0	0,0006	34,3	0,08	3,9	1,3	118,7	488,2	0,0	1726,0	3,9	1,3
PINTO-H01- 73	156	164	4,2	-1,2927	272,2	-0,0652	272,6	0,0006	15,8	0,06	3,9	0,6	-68,5	-195,5	0,0	2041,4	3,9	0,6
PINTO-H01- 99	164	185	3,0	4,5763	105,4	0,0187	110,7	0,0006	34,0	0,31	4,0	1,4	18,8	20,6	2969,8	869,2	4,0	1,4
PINTO-H01- 88	594	503	1,1	-0,4813	2333,4	-0,1849	2333,6	0,0006	30,0	0,01	4,2	1,2	-207,6	-	0,0	744,3	4,2	1,2
PINTO-H01- 61	170	168	2,7	0,9176	255,2	0,0994	255,7	0,0007	16,2	0,06	4,3	0,7	96,2	239,0	0,0	1752,5	4,3	0,7
PINTO-H01- 58	285	287	1,5	21,2119	143,9	0,0045	150,8	0,0007	45,1	0,30	4,4	2,0	4,5	6,8	56,5	1393,7	4,4	2,0
PINTO-H01- 41	283	204	2,0	-2,5234	177,4	-0,0378	178,0	0,0007	14,1	0,08	4,5	0,6	-39,1	-71,1	0,0	2138,1	4,5	0,6
PINTO-H01- 81	287	225	1,3	5,7401	153,2	0,0167	153,5	0,0007	9,6	0,06	4,5	0,4	16,9	25,7	2598,5	446,6	4,5	0,4
PINTO-H01- 26	407	353	1,3	2,8444	316,1	0,0338	316,3	0,0007	11,0	0,03	4,5	0,5	33,8	105,4	3713,8	651,9	4,5	0,5
PINTO-H01- 19	478	460	1,2	7,7353	300,9	0,0133	301,5	0,0007	18,6	0,06	4,8	0,9	13,5	40,3	2088,2	471,2	4,8	0,9
PINTO-H01- 79	219	191	2,2	7,3912	108,4	0,0154	108,6	0,0008	6,7	0,06	5,3	0,4	15,5	16,7	2167,8	386,1	5,3	0,4
PINTO-H01- 34	160	220	1,5	-0,7036	1218,1	-0,1637	1218,2	0,0008	13,5	0,01	5,4	0,7	-181,5	-	0,0	1029,2	5,4	0,7
PINTO-H01- 11	98	122	1,8	-31,1639	220,3	-0,0041	220,9	0,0009	17,0	0,08	6,0	1,0	-4,2	-9,2	0,0	767,2	6,0	1,0
PINTO-H01- 13	105	179	2,0	1,1869	292,1	0,1299	292,6	0,0011	17,5	0,06	7,2	1,3	124,0	355,3	0,0	1471,4	7,2	1,3
PINTO-H01- 87	210	136	2,2	13,7850	61,6	0,0300	61,8	0,0030	5,8	0,09	19,3	1,1	30,0	18,3	1001,2	1396,1	19,3	1,1
PINTO-H01- 89	198	2208	1,2	21,2925	48,9	0,0853	48,9	0,0132	1,6	0,03	84,4	1,4	83,1	39,1	47,4	1236,0	84,4	1,4
PINTO-H01- 83	4612	41570	2,6	20,9622	1,6	0,0879	3,0	0,0134	2,6	0,86	85,6	2,2	85,5	2,5	84,6	36,8	85,6	2,2
PINTO-H01- 53	156	1985	1,4	32,4013	59,5	0,0591	59,7	0,0139	3,7	0,06	89,0	3,3	58,3	33,8	-1072,6	1943,7	89,0	3,3
PINTO-H01- 17	145	1949	2,3	22,9980	27,0	0,0847	27,1	0,0141	2,3	0,08	90,4	2,1	82,5	21,5	-139,9	679,7	90,4	2,1
PINTO-H01- 45	454	4719	1,5	25,2002	10,4	0,0782	11,0	0,0143	3,6	0,33	91,5	3,3	76,5	8,1	-371,6	269,9	91,5	3,3
PINTO-H01- 4	178	3744	1,5	29,6869	50,1	0,0667	50,1	0,0144	2,3	0,05	91,9	2,1	65,6	31,8	-816,4	1505,1	91,9	2,1
PINTO-H01- 68	213	3158	1,7	25,3768	40,5	0,0792	40,5	0,0146	1,4	0,04	93,3	1,3	77,4	30,2	-389,7	1092,5	93,3	1,3
PINTO-H01- 37	111	1290	1,8	24,3746	47,4	0,0830	47,4	0,0147	2,2	0,05	94,0	2,0	81,0	36,9	-285,9	1270,7	94,0	2,0
PINTO-H01- 90	233	2861	2,4	25,3954	29,3	0,0803	29,4	0,0148	1,0	0,03	94,6	1,0	78,4	22,2	-391,6	778,0	94,6	1,0

PINTO-H01- 10	247	3435	1,2	22,7155	24,2	0,0907	24,2	0,0149	1,1	0,05	95,7	1,0	88,2	20,5	-109,4	603,6	95,7	1,0
PINTO-H01- 55	236	5305	1,7	21,9672	12,4	0,1486	13,0	0,0237	3,8	0,29	150,9	5,7	140,7	17,1	-27,6	302,3	150,9	5,7
PINTO-H01- 46	206	5238	2,9	23,5859	14,5	0,1406	14,6	0,0240	2,0	0,14	153,2	3,0	133,5	18,3	-202,8	364,5	153,2	3,0
PINTO-H01- 3	341	7231	1,2	20,8654	4,7	0,1595	4,9	0,0241	1,4	0,28	153,7	2,1	150,2	6,8	95,6	111,2	153,7	2,1
PINTO-H01- 22	274	6556	1,2	21,5726	7,2	0,1546	8,2	0,0242	3,8	0,47	154,0	5,8	145,9	11,1	16,1	173,1	154,0	5,8
PINTO-H01- 9	737	23483	0,8	20,9360	4,7	0,1598	5,1	0,0243	1,8	0,36	154,6	2,7	150,5	7,1	87,6	112,3	154,6	2,7
PINTO-H01- 1	158	3659	2,1	25,9733	21,7	0,1290	21,9	0,0243	3,0	0,14	154,7	4,6	123,2	25,4	-450,6	577,7	154,7	4,6
PINTO-H01- 67	164	3779	1,5	23,9459	21,0	0,1401	21,4	0,0243	3,9	0,18	154,9	6,0	133,1	26,7	-240,9	536,2	154,9	6,0
PINTO-H01- 51	519	7566	1,6	19,5712	5,9	0,1714	6,9	0,0243	3,7	0,53	155,0	5,6	160,7	10,3	245,2	135,1	155,0	5,6
PINTO-H01- 57	205	5483	2,5	22,7352	13,3	0,1479	13,5	0,0244	2,5	0,18	155,4	3,8	140,1	17,7	-111,5	328,6	155,4	3,8
PINTO-H01- 64	163	4745	2,4	20,6308	15,5	0,1633	15,7	0,0244	2,8	0,18	155,7	4,4	153,6	22,4	122,3	366,7	155,7	4,4
PINTO-H01- 16	579	9800	1,1	20,8331	5,7	0,1620	6,2	0,0245	2,5	0,41	155,9	3,9	152,5	8,8	99,3	133,8	155,9	3,9
PINTO-H01- 2	429	11203	1,0	19,8659	5,7	0,1700	6,1	0,0245	2,1	0,35	156,0	3,3	159,4	9,0	210,6	132,6	156,0	3,3
PINTO-H01- 8	430	6853	1,1	21,1134	7,0	0,1601	7,0	0,0245	0,9	0,13	156,2	1,4	150,8	9,8	67,6	165,7	156,2	1,4
PINTO-H01- 76	171	4245	1,8	27,0719	24,0	0,1250	24,0	0,0245	1,8	0,07	156,3	2,7	119,6	27,1	-561,0	653,9	156,3	2,7
PINTO-H01- 92	222	6926	1,2	20,0921	7,9	0,1687	8,4	0,0246	2,8	0,33	156,6	4,3	158,3	12,4	184,3	185,4	156,6	4,3
PINTO-H01- 7	948	17494	1,5	20,3910	2,8	0,1666	3,7	0,0246	2,4	0,65	156,9	3,7	156,5	5,4	149,8	66,4	156,9	3,7
PINTO-H01- 96	126	3240	2,3	20,8689	14,0	0,1630	15,0	0,0247	5,4	0,36	157,1	8,4	153,3	21,4	95,2	333,6	157,1	8,4
PINTO-H01- 78	270	6319	1,9	23,3514	9,3	0,1457	10,0	0,0247	3,5	0,35	157,2	5,4	138,1	12,9	-177,8	233,0	157,2	5,4
PINTO-H01- 43	627	13405	1,9	20,3678	2,9	0,1679	4,2	0,0248	3,0	0,72	158,0	4,7	157,6	6,1	152,5	67,7	158,0	4,7
PINTO-H01- 62	1225	32952	2,9	20,5077	2,2	0,1669	3,8	0,0248	3,1	0,81	158,1	4,8	156,7	5,5	136,4	52,4	158,1	4,8
PINTO-H01- 50	202	4478	2,0	19,7591	16,4	0,1737	16,7	0,0249	3,2	0,19	158,5	5,0	162,6	25,0	223,1	380,4	158,5	5,0
PINTO-H01- 72	284	6928	1,3	21,9515	14,1	0,1570	14,2	0,0250	1,0	0,07	159,1	1,6	148,0	19,5	-25,9	343,9	159,1	1,6
PINTO-H01- 33	144	868	1,9	15,6136	46,1	0,2209	46,4	0,0250	4,7	0,10	159,3	7,3	202,7	85,4	743,2	1030,3	159,3	7,3
PINTO-H01- 75	282	6834	1,8	21,4563	12,3	0,1611	13,3	0,0251	5,1	0,38	159,6	8,1	151,7	18,8	29,1	295,6	159,6	8,1
PINTO-H01- 32	435	10649	5,6	20,5964	5,9	0,1680	6,1	0,0251	1,3	0,21	159,7	2,0	157,6	8,9	126,3	140,0	159,7	2,0
PINTO-H01- 27	233	7988	1,6	22,0618	13,7	0,1569	13,7	0,0251	1,2	0,09	159,8	1,9	148,0	18,9	-38,0	333,1	159,8	1,9
PINTO-H01- 71	341	7770	1,5	22,5645	5,4	0,1535	6,2	0,0251	3,0	0,49	160,0	4,8	145,0	8,4	-93,0	133,3	160,0	4,8
PINTO-H01- 82	221	2482	2,2	16,7861	13,1	0,2075	14,0	0,0253	4,8	0,35	160,9	7,7	191,5	24,4	588,1	285,6	160,9	7,7

PINTO-H01- 47	605	10995	1,7	19,6086	4,9	0,1781	7,3	0,0253	5,4	0,74	161,3	8,6	166,4	11,2	240,7	113,0	161,3	8,6
PINTO-H01- 70	878	12290	1,4	20,0779	2,8	0,1741	3,3	0,0254	1,8	0,53	161,4	2,8	163,0	5,0	185,9	66,3	161,4	2,8
PINTO-H01- 6	619	12450	1,5	21,2135	3,0	0,1651	3,3	0,0254	1,5	0,44	161,7	2,3	155,1	4,7	56,3	70,6	161,7	2,3
PINTO-H01- 44	723	21748	1,4	20,4912	3,7	0,1710	4,4	0,0254	2,5	0,56	161,8	4,0	160,3	6,6	138,3	86,2	161,8	4,0
PINTO-H01- 21	299	5897	2,1	21,3930	9,0	0,1640	9,0	0,0254	1,1	0,12	162,0	1,8	154,2	12,9	36,2	215,1	162,0	1,8
PINTO-H01- 63	1115	23758	2,8	20,2179	4,5	0,1747	4,7	0,0256	1,1	0,24	163,1	1,8	163,5	7,0	169,7	105,6	163,1	1,8
PINTO-H01- 85	205	5365	1,4	22,5565	13,7	0,1567	13,9	0,0256	2,6	0,19	163,2	4,2	147,8	19,2	-92,1	337,4	163,2	4,2
PINTO-H01- 94	676	12138	2,5	20,9481	4,7	0,1687	6,3	0,0256	4,2	0,66	163,2	6,8	158,3	9,3	86,3	112,2	163,2	6,8
PINTO-H01- 20	916	17244	2,6	20,7289	3,2	0,1707	3,5	0,0257	1,3	0,38	163,3	2,1	160,0	5,1	111,1	75,5	163,3	2,1
PINTO-H01- 98	353	8762	1,8	20,3205	4,9	0,1749	6,7	0,0258	4,5	0,68	164,0	7,4	163,7	10,1	157,9	115,7	164,0	7,4
PINTO-H01- 95	190	3816	2,0	22,4953	18,0	0,1580	18,0	0,0258	1,1	0,06	164,1	1,8	148,9	25,0	-85,5	444,2	164,1	1,8
PINTO-H01- 60	297	6682	1,5	22,4093	10,0	0,1589	10,1	0,0258	0,9	0,09	164,3	1,4	149,7	14,0	-76,1	245,4	164,3	1,4
PINTO-H01- 23	541	8395	2,0	21,7362	4,6	0,1645	4,8	0,0259	1,4	0,28	165,1	2,2	154,7	6,9	-2,0	112,1	165,1	2,2
PINTO-H01- 28	485	3290	1,7	19,8291	9,0	0,1811	9,1	0,0260	1,6	0,17	165,7	2,5	169,0	14,2	214,9	208,7	165,7	2,5
PINTO-H01- 12	171	1919	1,4	17,0964	21,4	0,2101	21,6	0,0261	3,0	0,14	165,8	4,9	193,6	38,0	548,3	471,3	165,8	4,9
PINTO-H01- 31	343	8121	1,1	20,8295	11,2	0,1726	11,2	0,0261	0,9	0,08	165,9	1,5	161,6	16,7	99,7	264,8	165,9	1,5
PINTO-H01- 13	475	10622	1,6	20,8416	9,0	0,1725	9,0	0,0261	0,7	0,08	165,9	1,2	161,6	13,5	98,3	213,1	165,9	1,2
PINTO-H01- 52	473	9843	2,0	21,7950	4,7	0,1654	5,5	0,0262	2,9	0,53	166,4	4,7	155,5	7,9	-8,6	112,4	166,4	4,7
PINTO-H01- 100	353	9322	1,2	21,7239	5,6	0,1672	8,0	0,0263	5,8	0,72	167,6	9,6	157,0	11,7	-0,7	134,4	167,6	9,6
PINTO-H01- 97	115	4139	2,0	23,1494	23,5	0,1580	23,8	0,0265	3,3	0,14	168,8	5,5	148,9	32,9	-156,2	591,7	168,8	5,5
PINTO-H01- 28	352	9826	2,2	20,0609	8,7	0,1835	8,8	0,0267	1,4	0,16	169,9	2,3	171,1	13,9	187,9	202,9	169,9	2,3
PINTO-H01- 66	704	5284	1,9	19,9621	3,1	0,1866	3,2	0,0270	0,8	0,25	171,9	1,4	173,8	5,1	199,4	72,4	171,9	1,4
PINTO-H01- 49	247	9767	2,1	19,2600	7,3	0,3428	8,1	0,0479	3,6	0,44	301,5	10,5	299,3	21,1	282,0	167,0	301,5	10,5
PINTO-H01- 14	147	816	2,0	15,8686	25,5	0,4256	25,5	0,0490	0,9	0,04	308,3	2,8	360,1	77,4	708,8	550,1	308,3	2,8
PINTO-H01- 69	343	18427	4,2	18,8472	2,6	0,3625	3,0	0,0495	1,5	0,50	311,7	4,6	314,0	8,2	331,3	59,7	311,7	4,6
PINTO-H01- 40	394	16794	3,1	19,8450	5,3	0,3507	5,6	0,0505	1,9	0,34	317,5	5,9	305,3	14,8	213,0	122,3	317,5	5,9
PINTO-H01- 80	173	7245	3,8	20,1983	17,4	0,3605	18,3	0,0528	5,9	0,32	331,7	19,1	312,6	49,4	172,0	407,9	331,7	19,1

Anexo 4: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra HO-6B.

HO-6B							Isotope ratios						Apparent ages (Ma)						
-------	--	--	--	--	--	--	----------------	--	--	--	--	--	--------------------	--	--	--	--	--	--

Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
Ho6B-3	394	3680	1,5	19,2429	30,7	0,0043	31,4	0,0006	6,3	0,20	3,9	0,2	4,3	1,4	283,9	718,5	3,9	0,2	1,4
Ho6B-72	60	2937	1,4	21,4549	23,5	0,0061	24,6	0,0010	7,3	0,30	6,2	0,5	6,2	1,5	29,3	570,8	6,2	0,5	21,1
Ho6B-1	85	3406	2,0	21,2998	62,4	0,0921	62,5	0,0142	2,3	0,04	91,1	2,0	89,5	53,6	46,6	1651,0	7,0	2,0	195,4
Ho6B-99	98	2217	1,2	23,4201	31,6	0,0077	33,0	0,0013	9,7	0,29	8,4	0,8	7,8	2,6	-185,1	805,4	8,4	0,8	-4,6
Ho6B-20	160	524	1,2	28,9245	23,6	0,0071	24,1	0,0015	4,6	0,19	9,6	0,4	7,2	1,7	-742,9	669,0	9,6	0,4	-1,3
Ho6B-13	51	1739	2,1	21,4484	20,9	0,0766	21,1	0,0119	2,9	0,14	76,4	2,2	75,0	15,2	30,0	505,4	76,4	2,2	254,7
Ho6B-23	105	3694	2,2	24,2056	31,2	0,0752	31,2	0,0132	1,6	0,05	84,5	1,4	73,6	22,2	-268,2	809,0	84,5	1,4	-31,5
Ho6B-43	74	2359	2,0	52,9569	60,0	0,0353	60,1	0,0136	3,4	0,06	86,9	3,0	35,3	20,8	-2896,2	30,4	86,9	3,0	-3,0
Ho6B-2	124	5058	1,4	20,2912	33,2	0,0962	33,2	0,0142	1,9	0,06	90,7	1,7	93,3	29,6	161,3	794,9	90,7	1,7	56,2
Ho6B-94	92	3590	1,7	31,5444	52,1	0,0621	52,2	0,0142	3,0	0,06	90,9	2,7	61,2	31,0	-992,6	1634,1	90,9	2,7	-9,2
Ho6B-48	150	5463	1,4	22,9412	14,2	0,0856	14,3	0,0142	2,0	0,14	91,1	1,8	83,4	11,5	-133,8	352,8	91,1	1,8	-68,1
Ho6B-16	196	6831	1,3	22,7698	21,0	0,0863	21,1	0,0142	1,9	0,09	91,2	1,7	84,0	17,0	-115,3	522,5	91,2	1,7	-79,1
Ho6B-35	82	3181	2,7	24,5317	35,1	0,0804	35,1	0,0143	1,0	0,03	91,6	0,9	78,5	26,5	-302,3	921,2	91,6	0,9	-30,3
Ho6B-46	107	2502	2,1	19,0934	22,4	0,1040	22,4	0,0144	1,9	0,08	92,2	1,7	100,5	21,5	301,8	515,5	92,2	1,7	30,6
Ho6B-9	134	4770	1,4	20,6145	16,1	0,0963	16,2	0,0144	1,6	0,10	92,2	1,4	93,4	14,5	124,2	381,6	92,2	1,4	74,2
Ho6B-36	77	2869	1,8	22,7170	29,2	0,0876	29,3	0,0144	1,1	0,04	92,4	1,0	85,3	23,9	-109,6	733,3	92,4	1,0	-84,4
Ho6B-7	125	4869	1,8	23,3767	34,1	0,0857	34,2	0,0145	1,7	0,05	93,0	1,6	83,5	27,4	-180,5	874,0	93,0	1,6	-51,5
Ho6B-32	228	9257	1,2	20,9396	13,3	0,0959	13,4	0,0146	1,5	0,11	93,2	1,4	92,9	11,9	87,2	317,1	93,2	1,4	106,8
Ho6B-57	88	3465	1,9	27,2045	22,6	0,0740	22,6	0,0146	1,7	0,08	93,4	1,6	72,5	15,8	-574,2	616,9	93,4	1,6	-16,3
Ho6B-54	1036	36702	23,9	20,5779	2,7	0,0982	3,0	0,0147	1,4	0,46	93,8	1,3	95,1	2,7	128,4	63,2	93,8	1,3	73,0
Ho6B-44	103	5053	1,7	25,8643	44,3	0,0783	44,3	0,0147	1,7	0,04	94,0	1,6	76,5	32,7	-439,5	1216,0	94,0	1,6	-21,4
Ho6B-70	136	5836	1,5	20,5626	23,0	0,0987	23,0	0,0147	1,4	0,06	94,2	1,3	95,6	21,0	130,1	546,5	94,2	1,3	72,4
Ho6B-12	82	3425	2,1	21,5404	28,9	0,0944	29,0	0,0148	1,9	0,07	94,4	1,8	91,6	25,4	19,7	706,6	94,4	1,8	478,9
Ho6B-80	279	12304	1,2	23,3624	14,0	0,0876	14,2	0,0149	2,3	0,16	95,0	2,2	85,3	11,6	-179,0	350,3	95,0	2,2	-53,1
Ho6B-76	245	8177	1,1	22,5751	9,5	0,0907	9,5	0,0149	0,9	0,09	95,0	0,8	88,2	8,0	-94,2	233,3	95,0	0,8	-100,9
Ho6B-97	85	3022	1,6	27,0356	38,7	0,0761	38,8	0,0149	2,0	0,05	95,5	1,9	74,5	27,9	-557,4	1077,2	95,5	1,9	-17,1
Ho6B-61	190	8799	1,8	22,8249	12,2	0,0901	12,3	0,0149	1,2	0,10	95,5	1,2	87,6	10,3	-121,2	302,4	95,5	1,2	-78,8

Ho6B-49	253	10740	1,1	21,1755	9,8	0,0972	9,9	0,0149	1,6	0,16	95,5	1,5	94,2	8,9	60,6	234,2	95,5	1,5	157,7
Ho6B-75	262	12120	1,5	21,4787	8,7	0,0960	8,8	0,0149	1,1	0,13	95,7	1,1	93,0	7,8	26,6	209,4	95,7	1,1	359,8
Ho6B-53	621	21939	1,2	20,4740	5,0	0,1007	5,1	0,0150	1,0	0,20	95,7	0,9	97,4	4,7	140,3	116,7	95,7	0,9	68,2
Ho6B-29	156	6679	1,2	20,5146	22,0	0,1006	22,1	0,0150	1,6	0,07	95,8	1,5	97,4	20,5	135,6	522,4	95,8	1,5	70,7
Ho6B-56	98	3452	1,9	22,4679	14,1	0,0921	14,2	0,0150	1,8	0,13	96,0	1,8	89,4	12,1	-82,5	345,9	96,0	1,8	-116,4
Ho6B-73	150	6483	1,5	21,9889	20,8	0,0941	21,0	0,0150	2,3	0,11	96,0	2,2	91,3	18,3	-30,0	510,0	96,0	2,2	-320,4
Ho6B-66	495	18808	1,9	20,6844	7,7	0,1003	7,8	0,0150	1,3	0,16	96,3	1,2	97,0	7,2	116,2	181,8	96,3	1,2	82,8
Ho6B-74	129	5084	1,3	22,4377	18,1	0,0925	18,3	0,0150	2,8	0,15	96,3	2,6	89,8	15,7	-79,2	445,0	96,3	2,6	-121,6
Ho6B-65	666	23437	1,3	22,0988	2,9	0,0940	3,0	0,0151	1,0	0,33	96,4	1,0	91,2	2,6	-42,1	69,7	96,4	1,0	-229,1
Ho6B-59	177	6493	1,5	21,8928	17,5	0,0953	17,5	0,0151	1,1	0,06	96,8	1,1	92,4	15,4	-19,4	424,9	96,8	1,1	-499,5
Ho6B-95	138	5300	1,9	20,8253	20,2	0,1009	20,3	0,0152	2,3	0,11	97,5	2,2	97,6	18,9	100,2	481,0	97,5	2,2	97,3
Ho6B-78	133	4850	1,3	21,8778	31,5	0,0966	31,6	0,0153	2,0	0,06	98,0	2,0	93,6	28,2	-17,7	778,7	98,0	2,0	-553,3
Ho6B-19	100	3851	1,1	17,9809	12,2	0,1176	12,3	0,0153	1,1	0,09	98,1	1,1	112,9	13,1	437,0	273,3	98,1	1,1	22,4
Ho6B-8	162	5582	1,0	24,4751	15,6	0,0871	15,6	0,0155	0,7	0,05	99,0	0,7	84,8	12,7	-296,4	400,0	99,0	0,7	-33,4
Ho6B-37	260	10922	3,0	19,5039	11,9	0,1096	12,0	0,0155	0,7	0,06	99,2	0,7	105,6	12,0	253,1	275,3	99,2	0,7	39,2
Ho6B-85	286	4305	1,3	16,3770	22,2	0,1312	22,2	0,0156	0,5	0,02	99,7	0,4	125,1	26,1	641,4	482,6	99,7	0,4	15,5
Ho6B-79	62	2946	1,4	19,6208	40,4	0,1133	40,6	0,0161	3,4	0,08	103,1	3,5	109,0	41,9	239,3	968,1	103,1	3,5	43,1
Ho6B-11	164	7546	3,1	19,1892	14,3	0,1197	14,8	0,0167	3,9	0,26	106,5	4,1	114,8	16,0	290,3	327,5	106,5	4,1	36,7
Ho6B-84	618	30655	3,0	21,0643	4,0	0,1186	4,1	0,0181	0,7	0,16	115,8	0,7	113,8	4,4	73,1	95,7	115,8	0,7	158,3
Ho6B-26	60	4297	1,7	30,9506	53,4	0,1044	53,4	0,0234	2,2	0,04	149,3	3,3	100,8	51,3	-936,7	1661,2	149,3	3,3	-15,9
Ho6B-27	40	1984	2,1	18,7884	51,7	0,1739	51,7	0,0237	2,2	0,04	150,9	3,3	162,8	78,0	338,4	1252,2	150,9	3,3	44,6
Ho6B-68	84	5605	1,1	19,3153	14,9	0,1715	15,3	0,0240	3,5	0,23	153,1	5,3	160,7	22,7	275,3	342,4	153,1	5,3	55,6
Ho6B-60	84	7479	1,3	17,0242	21,5	0,1974	21,6	0,0244	1,8	0,08	155,3	2,8	182,9	36,2	557,4	474,2	155,3	2,8	27,9
Ho6B-34	115	8015	1,0	22,2905	22,8	0,1510	22,8	0,0244	1,2	0,05	155,5	1,9	142,8	30,4	-63,1	561,2	155,5	1,9	-246,4
Ho6B-88	136	9241	0,9	25,3135	10,8	0,1330	10,9	0,0244	1,3	0,12	155,6	1,9	126,8	13,0	-383,2	282,1	155,6	1,9	-40,6
Ho6B-77	84	5109	1,5	23,5216	31,5	0,1433	31,6	0,0244	2,4	0,08	155,6	3,7	135,9	40,2	-196,0	805,2	155,6	3,7	-79,4
Ho6B-22	101	7057	1,7	22,8551	17,4	0,1487	17,6	0,0246	2,3	0,13	157,0	3,5	140,8	23,1	-124,5	433,2	157,0	3,5	-126,1
Ho6B-14	113	6939	2,0	22,6734	22,6	0,1500	22,7	0,0247	2,4	0,10	157,1	3,7	141,9	30,1	-104,8	560,9	157,1	3,7	-149,9
Ho6B-63	171	5172	1,2	18,4966	12,9	0,1846	13,0	0,0248	1,6	0,13	157,7	2,6	172,0	20,5	373,7	290,8	157,7	2,6	42,2

Ho6B-81	68	4411	1,3	28,9153	24,8	0,1181	24,8	0,0248	0,6	0,02	157,7	0,9	113,4	26,6	-742,0	703,5	157,7	0,9	-21,3
Ho6B-24	102	7473	1,6	23,0136	11,7	0,1492	12,0	0,0249	2,5	0,21	158,5	4,0	141,2	15,8	-141,6	291,8	158,5	4,0	-112,0
Ho6B-30	105	6712	1,1	23,2740	17,3	0,1475	17,3	0,0249	1,7	0,10	158,6	2,6	139,7	22,6	-169,5	432,7	158,6	2,6	-93,5
Ho6B-96	105	6270	1,1	19,6281	17,6	0,1756	17,7	0,0250	1,7	0,10	159,2	2,7	164,3	26,8	238,5	407,9	159,2	2,7	66,7
Ho6B-42	111	7176	1,6	20,2615	15,9	0,1701	15,9	0,0250	1,3	0,08	159,2	2,0	159,5	23,5	164,7	373,1	159,2	2,0	96,7
Ho6B-28	84	6177	1,4	23,2541	27,2	0,1495	27,2	0,0252	1,4	0,05	160,6	2,2	141,5	35,9	-167,4	686,9	160,6	2,2	-95,9
Ho6B-55	109	7506	1,2	22,2857	14,8	0,1561	14,9	0,0252	1,5	0,10	160,6	2,4	147,3	20,4	-62,6	362,8	160,6	2,4	-256,7
Ho6B-40	1280	81847	1,2	20,4915	1,9	0,1699	2,1	0,0252	0,9	0,45	160,7	1,5	159,3	3,1	138,3	43,8	160,7	1,5	116,2
Ho6B-87	108	8049	1,7	20,0023	25,8	0,1740	26,0	0,0252	3,2	0,12	160,7	5,1	162,9	39,2	194,8	608,6	160,7	5,1	82,5
Ho6B-51	139	9366	1,3	20,7468	8,4	0,1682	8,6	0,0253	1,6	0,19	161,1	2,6	157,8	12,5	109,1	199,0	161,1	2,6	147,6
Ho6B-69	206	12831	1,2	21,0846	7,3	0,1655	7,6	0,0253	2,1	0,27	161,1	3,3	155,5	11,0	70,8	174,1	161,1	3,3	227,5
Ho6B-58	102	5696	1,1	21,0738	33,9	0,1661	34,0	0,0254	1,5	0,04	161,6	2,3	156,1	49,2	72,0	828,0	161,6	2,3	224,4
Ho6B-25	99	3823	1,4	19,5575	19,2	0,1790	19,2	0,0254	1,7	0,09	161,7	2,8	167,2	29,7	246,8	444,9	161,7	2,8	65,5
Ho6B-31	202	13943	1,6	21,9477	11,0	0,1598	11,2	0,0254	1,9	0,17	161,9	3,0	150,5	15,6	-25,4	267,4	161,9	3,0	-636,5
Ho6B-86	126	8697	1,3	20,7762	11,3	0,1688	11,3	0,0254	1,1	0,10	162,0	1,8	158,4	16,6	105,7	267,1	162,0	1,8	153,2
Ho6B-98	136	7872	1,4	20,3667	16,2	0,1726	16,3	0,0255	1,7	0,11	162,3	2,8	161,7	24,4	152,6	382,6	162,3	2,8	106,4
Ho6B-5	131	5841	1,0	21,9676	16,7	0,1601	16,7	0,0255	1,3	0,08	162,3	2,2	150,8	23,4	-27,6	406,5	162,3	2,2	-587,5
Ho6B-52	427	26978	1,8	20,1099	5,0	0,1750	5,5	0,0255	2,2	0,39	162,5	3,5	163,8	8,3	182,2	117,6	162,5	3,5	89,2
Ho6B-33	533	34912	1,1	20,5405	3,8	0,1715	4,0	0,0255	1,0	0,26	162,6	1,7	160,7	5,9	132,6	89,8	162,6	1,7	122,6
Ho6B-38	139	11136	1,3	20,3561	9,8	0,1733	9,9	0,0256	1,6	0,16	162,8	2,5	162,2	14,8	153,8	229,4	162,8	2,5	105,9
Ho6B-4	127	7899	1,2	22,3779	9,5	0,1579	9,7	0,0256	1,4	0,15	163,1	2,3	148,8	13,4	-72,7	233,7	163,1	2,3	-224,4
Ho6B-89	612	30843	12,4	20,1708	3,2	0,1752	3,3	0,0256	0,8	0,23	163,2	1,2	163,9	5,0	175,2	75,6	163,2	1,2	93,1
Ho6B-50	224	16256	1,3	19,9223	5,1	0,1777	5,4	0,0257	1,6	0,29	163,5	2,5	166,1	8,2	204,0	119,1	163,5	2,5	80,1
Ho6B-39	314	13235	0,7	19,7852	5,2	0,1791	5,6	0,0257	2,0	0,35	163,6	3,2	167,3	8,6	220,0	121,5	163,6	3,2	74,3
Ho6B-67	203	15033	1,1	19,7028	5,6	0,1802	5,8	0,0258	1,6	0,28	163,9	2,6	168,2	9,0	229,7	128,7	163,9	2,6	71,4
Ho6B-82	413	28618	0,9	20,4136	2,3	0,1743	2,6	0,0258	1,3	0,48	164,2	2,1	163,1	4,0	147,2	53,8	164,2	2,1	111,5
Ho6B-10	177	10580	1,5	21,4061	14,6	0,1664	15,4	0,0258	4,9	0,32	164,4	7,9	156,3	22,3	34,7	351,3	164,4	7,9	473,6
Ho6B-92	310	4177	1,3	16,9261	12,2	0,2108	12,2	0,0259	1,0	0,09	164,7	1,7	194,2	21,6	570,1	266,0	164,7	1,7	28,9
Ho6B-71	287	17947	1,5	19,8158	2,0	0,1806	2,4	0,0260	1,3	0,54	165,2	2,1	168,6	3,7	216,5	47,0	165,2	2,1	76,3

Ho6B-100	125	6625	1,2	22,4089	13,5	0,1604	13,6	0,0261	1,0	0,08	165,9	1,7	151,1	19,0	-76,1	331,7	165,9	1,7	-218,1
Ho6B-83	298	19934	1,0	20,9465	4,2	0,1724	4,4	0,0262	1,2	0,28	166,6	2,0	161,5	6,5	86,5	99,9	166,6	2,0	192,7
Ho6B-91	106	3853	1,5	20,3804	25,3	0,1782	25,3	0,0263	1,4	0,05	167,6	2,2	166,5	38,9	151,0	600,9	167,6	2,2	110,9
Ho6B-21	596	38114	1,6	20,2855	2,0	0,1790	2,5	0,0263	1,5	0,60	167,6	2,5	167,2	3,9	161,9	46,9	167,6	2,5	103,5
Ho6B-64	184	13005	1,5	20,6410	8,1	0,1760	8,6	0,0263	2,7	0,31	167,6	4,4	164,6	13,0	121,2	191,7	167,6	4,4	138,3
Ho6B-90	78	5827	1,8	19,0267	15,9	0,1950	16,0	0,0269	1,6	0,10	171,1	2,7	180,9	26,5	309,7	363,9	171,1	2,7	55,3
Ho6B-93	461	29242	1,8	20,3917	4,1	0,1824	4,5	0,0270	1,8	0,39	171,6	3,0	170,1	7,0	149,7	96,0	171,6	3,0	114,6
Ho6B-41	163	12911	1,5	19,3757	8,7	0,2343	8,8	0,0329	1,3	0,15	208,8	2,7	213,7	16,9	268,2	199,7	208,8	2,7	77,9
Ho6B-15	174	21054	1,5	19,1800	4,2	0,3372	4,3	0,0469	1,0	0,23	295,5	2,9	295,0	11,0	291,5	95,9	295,5	2,9	101,4
Ho6B-6	105	8721	2,5	18,0799	8,5	0,3641	8,6	0,0477	1,3	0,15	300,6	3,7	315,3	23,3	424,8	190,1	300,6	3,7	70,8
Ho6B-R335	96	11055	2,4	17,7167	4,4	0,5197	4,5	0,0668	0,9	0,20	416,7	3,6	424,9	15,5	469,9	96,8	416,7	3,6	88,7
Ho6B-R334	101	14902	2,7	17,7898	3,9	0,5179	4,0	0,0668	1,2	0,29	417,0	4,7	423,8	14,0	460,7	85,9	417,0	4,7	90,5
Ho6B-45	269	530	1,6	3,4825	35,3	0,0267	35,9	0,0007	6,4	0,18	4,3	0,3	26,8	9,5	3402,2	571,1	3402,2	571,1	0,1

Anexo 5: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra SI-1.

SI-1	Isotope ratios											Apparent ages (Ma)						
	Analysis	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age
	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)
PINTOS1-1-19	222	498	1,4	72,3088	292,9	0,0005	295,2	0,0003	37,4	0,13	1,7	0,6	0,5	1,5	0,0	0,0	1,7	0,6
S11-85	125	642	1,4	31,9783	846,4	0,0013	847,1	0,0003	35,3	0,04	1,9	0,7	1,3	11,1	-1033,2	0,0	1,9	0,7
S11-93	176	883	0,8	16,7180	61,0	0,0045	64,8	0,0005	21,7	0,34	3,5	0,8	4,6	3,0	596,9	1465,0	3,5	0,8
S11-78	65	294	1,8	55,5484	166,3	0,0014	166,6	0,0006	9,4	0,06	3,7	0,4	1,5	2,4	-3127,0	0,0	3,7	0,4
S11-80	49	454	2,0	56,1832	128,9	0,0015	129,3	0,0006	9,6	0,07	3,9	0,4	1,5	2,0	-3183,9	0,0	3,9	0,4
PINTOS1-1-73	143	169	1,7	-0,5169	745,7	-0,1761	746,5	0,0007	35,0	0,05	4,3	1,5	-196,6	-	0,0	1734,1	4,3	1,5
PINTOS1-1-50	66	590	1,2	1,0376	200,8	0,0881	206,9	0,0007	49,9	0,24	4,3	2,1	85,8	171,8	0,0	1785,9	4,3	2,1
PINTOS1-1-14	216	251	0,9	2,9890	232,4	0,0313	235,9	0,0007	40,7	0,17	4,4	1,8	31,3	72,9	3638,1	818,1	4,4	1,8
S11-81	78	492	1,5	35,0793	119,6	0,0028	120,0	0,0007	8,6	0,07	4,6	0,4	2,8	3,4	-1318,6	0,0	4,6	0,4
PINTOS1-1-18	202	176	1,6	6,6353	130,4	0,0166	133,3	0,0008	27,7	0,21	5,2	1,4	16,7	22,1	2354,0	394,0	5,2	1,4
PINTOS1-1-15	428	573	1,2	19,9091	52,5	0,0057	56,1	0,0008	19,8	0,35	5,3	1,0	5,7	3,2	205,6	1303,3	5,3	1,0
PINTOS1-1-24	86	370	1,6	25,5745	94,3	0,0044	97,4	0,0008	24,4	0,25	5,3	1,3	4,5	4,4	-410,0	1304,0	5,3	1,3

PINTOS1-1-6	119	1117	1,1	25,1604	52,9	0,0045	63,3	0,0008	34,8	0,55	5,3	1,8	4,6	2,9	-367,5	1461,1	5,3	1,8
PINTOS1-1-32	186	196	2,0	-1,0099	793,7	-0,1161	794,2	0,0009	29,1	0,04	5,5	1,6	-125,3	-	0,0	1130,5	5,5	1,6
PINTOS1-1-17	74	108	1,4	6,4270	146,8	0,0193	147,5	0,0009	14,0	0,09	5,8	0,8	19,4	28,4	2408,3	354,8	5,8	0,8
PINTOS1-1-58	655	684	2,8	35,8045	101,8	0,0036	102,2	0,0009	8,8	0,09	6,0	0,5	3,7	3,7	-1384,3	0,0	6,0	0,5
PINTOS1-1-40	58	144	1,7	-1,1160	364,6	-0,1160	366,0	0,0009	31,2	0,09	6,0	1,9	-125,2	-531,1	0,0	1828,3	6,0	1,9
PINTOS1-1-69	97	176	1,4	0,7122	707,8	0,1983	708,3	0,0010	24,5	0,03	6,6	1,6	183,7	-	0,0	1297,3	6,6	1,6
S11-82	119	180	1,0	2,7584	137,3	0,0518	138,2	0,0010	15,1	0,11	6,7	1,0	51,3	69,2	3760,5	1188,4	6,7	1,0
PINTOS1-1-74	369	855	0,8	14,2345	46,6	0,0101	68,2	0,0010	49,8	0,73	6,7	3,3	10,2	6,9	935,7	1012,5	6,7	3,3
PINTOS1-1-70	71	122	1,7	0,9888	253,9	0,1465	254,8	0,0011	21,7	0,09	6,8	1,5	138,8	343,1	0,0	1697,5	6,8	1,5
PINTOS1-1-52	228	265	2,4	-3,1487	310,3	-0,0470	310,5	0,0011	11,0	0,04	6,9	0,8	-48,9	-156,7	0,0	1178,9	6,9	0,8
PINTOS1-1-64	995	429	1,1	32,3426	92,0	0,0046	96,3	0,0011	28,7	0,30	7,0	2,0	4,7	4,5	-1067,1	1926,0	7,0	2,0
PINTOS1-1-1	174	6575	2,3	20,9965	10,5	0,3105	10,7	0,0473	1,7	0,16	297,8	5,1	274,6	25,7	80,8	250,9	7,0	5,1
PINTOS1-1-35	2425	1076	0,6	18,4767	31,0	0,0085	31,6	0,0011	6,1	0,19	7,3	0,4	8,6	2,7	376,1	713,2	7,3	0,4
PINTOS1-1-16	659	866	1,1	12,0763	197,9	0,0131	199,2	0,0011	22,3	0,11	7,4	1,6	13,2	26,2	1264,7	700,0	7,4	1,6
PINTOS1-1-7	420	248	2,8	143,7422	487,7	0,0011	490,1	0,0012	49,2	0,10	7,4	3,6	1,1	5,5	0,0	0,0	7,4	3,6
PINTOS1-1-71	127	238	1,1	-1,0367	471,5	-0,1537	471,6	0,0012	13,5	0,03	7,4	1,0	-169,4	-1299,6	0,0	1622,4	7,4	1,0
PINTOS1-1-59	131	324	2,3	8,4149	69,3	0,0200	74,1	0,0012	26,3	0,36	7,9	2,1	20,1	14,8	1938,8	1461,5	7,9	2,1
S11-88	117	885	2,1	1,3100	264,0	0,1307	265,4	0,0012	27,6	0,10	8,0	2,2	124,7	321,9	0,0	1451,7	8,0	2,2
PINTOS1-1-30	180	282	1,0	8,7668	58,2	0,0201	73,3	0,0013	44,4	0,61	8,2	3,7	20,2	14,7	1865,2	1167,9	8,2	3,7
PINTOS1-1-9	205	261	0,9	9,0616	149,4	0,0202	150,3	0,0013	16,6	0,11	8,6	1,4	20,3	30,2	1805,3	48,5	8,6	1,4
PINTOS1-1-37	116	291	1,5	9,9495	145,9	0,0192	146,1	0,0014	5,9	0,04	8,9	0,5	19,4	28,0	1633,5	147,9	8,9	0,5
S11-91	267	448	1,2	16,8740	924,8	0,0115	924,8	0,0014	7,4	0,01	9,0	0,7	11,6	106,9	576,8	0,0	9,0	0,7
PINTOS1-1-4	198	307	3,8	46,3752	143,3	0,0043	143,6	0,0015	9,0	0,06	9,4	0,8	4,4	6,3	-2318,1	0,0	9,4	0,8
PINTOS1-1-26	207	399	0,9	3,6075	165,5	0,0563	167,1	0,0015	22,8	0,14	9,5	2,2	55,7	90,7	3347,2	851,8	9,5	2,2
S11-100	1937	3482	18,3	22,1678	38,0	0,0106	38,3	0,0017	4,3	0,11	11,0	0,5	10,7	4,1	-49,7	955,1	11,0	0,5
PINTOS1-1-65	439	820	0,7	-4,5844	735,6	-0,0521	735,6	0,0017	1,8	0,00	11,2	0,2	-54,3	-435,3	0,0	381,7	11,2	0,2
PINTOS1-1-46	760	1433	2,5	16,5778	30,8	0,0154	32,9	0,0018	11,6	0,35	11,9	1,4	15,5	5,1	615,1	680,1	11,9	1,4
S11-96	129	667	2,5	22,9619	50,9	0,0113	51,9	0,0019	10,1	0,19	12,1	1,2	11,4	5,9	-136,0	1337,9	12,1	1,2
PINTOS1-1-28	188	233	1,3	5,8531	50,5	0,0467	57,7	0,0020	27,9	0,48	12,8	3,6	46,4	26,2	2566,0	914,0	12,8	3,6

PINTOS1-1-5	1272	1878	1,0	21,1714	30,4	0,0130	30,4	0,0020	0,8	0,03	12,9	0,1	13,2	4,0	61,0	740,3	12,9	0,1
PINTOS1-1-25	290	682	1,7	27,1528	43,8	0,0134	44,4	0,0026	7,3	0,16	16,9	1,2	13,5	5,9	-569,0	1233,4	16,9	1,2
PINTOS1-1-53	182	657	1,6	3,0523	593,8	0,1265	594,7	0,0028	31,8	0,05	18,0	5,7	121,0	819,2	3606,0	30,2	18,0	5,7
PINTOS1-1-56	386	1076	1,2	15,2429	42,8	0,0263	42,8	0,0029	1,8	0,04	18,7	0,3	26,4	11,2	793,8	940,2	18,7	0,3
S11-79	107	538	1,5	3,9648	418,7	0,2545	418,8	0,0073	5,7	0,01	47,0	2,7	230,2	1273,7	3198,7	64,8	47,0	2,7
PINTOS1-1-2	77	946	1,7	24,2412	334,5	0,0652	334,6	0,0115	5,6	0,02	73,5	4,1	64,2	211,0	-272,0	0,0	73,5	4,1
S11-97	53	1650	1,6	19,9778	153,8	0,0839	153,9	0,0122	4,8	0,03	77,9	3,7	81,8	121,5	197,6	1348,6	77,9	3,7
S11-90	86	594	1,5	18,4208	25,7	0,0918	26,1	0,0123	4,6	0,18	78,6	3,6	89,2	22,3	382,9	585,3	78,6	3,6
PINTOS1-1-49	126	1742	1,7	25,5258	87,7	0,0718	87,8	0,0133	3,2	0,04	85,1	2,7	70,4	59,8	-405,0	3008,5	85,1	2,7
S11-76	71	1565	2,2	21,2596	21,1	0,0874	21,7	0,0135	4,8	0,22	86,3	4,1	85,1	17,7	51,1	509,8	86,3	4,1
PINTOS1-1-42	166	2370	1,7	21,5772	39,1	0,0880	39,4	0,0138	5,0	0,13	88,2	4,4	85,6	32,4	15,6	971,9	88,2	4,4
PINTOS1-1-27	150	1899	1,4	24,8352	48,7	0,0778	48,8	0,0140	2,5	0,05	89,7	2,2	76,0	35,7	-333,9	1322,8	89,7	2,2
PINTOS1-1-68	130	2215	1,6	21,0120	33,3	0,0949	33,4	0,0145	3,2	0,09	92,6	2,9	92,1	29,4	79,0	810,2	92,6	2,9
PINTOS1-1-29	156	1970	1,6	20,2356	40,1	0,0986	40,7	0,0145	7,5	0,18	92,6	6,9	95,5	37,2	167,7	971,2	92,6	6,9
S11-95	195	2500	1,5	23,0987	44,4	0,0874	44,5	0,0146	2,0	0,04	93,7	1,8	85,1	36,3	-150,7	1152,9	93,7	1,8
S11-99	438	6786	1,5	20,1635	7,5	0,1020	7,7	0,0149	1,6	0,21	95,4	1,5	98,6	7,2	176,0	175,1	95,4	1,5
S11-98	288	6123	1,8	18,7368	19,2	0,1300	19,3	0,0177	1,5	0,08	112,9	1,7	124,1	22,5	344,6	438,4	112,9	1,7
S11-84	343	4081	1,4	23,4124	16,2	0,1081	16,4	0,0184	2,5	0,16	117,3	3,0	104,2	16,2	-184,3	405,9	117,3	3,0
S11-77	74	2119	1,7	23,4704	6,8	0,1353	8,4	0,0230	5,0	0,59	146,8	7,2	128,8	10,2	-190,5	169,2	146,8	7,2
PINTOS1-1-13	96	2044	1,6	22,7160	30,5	0,1399	30,8	0,0231	4,4	0,14	146,9	6,4	133,0	38,5	-109,5	766,5	146,9	6,4
S11-92	99	1794	2,0	22,3101	44,2	0,1460	44,3	0,0236	2,5	0,06	150,5	3,8	138,3	57,4	-65,3	1129,4	150,5	3,8
PINTOS1-1-21	117	3069	1,6	28,8601	32,7	0,1130	32,9	0,0236	4,1	0,12	150,6	6,1	108,7	34,0	-736,7	934,6	150,6	6,1
PINTOS1-1-72	95	3959	1,1	25,0361	31,3	0,1304	31,4	0,0237	2,7	0,08	150,8	4,0	124,4	36,8	-354,7	826,3	150,8	4,0
PINTOS1-1-20	108	2782	1,3	23,6782	26,0	0,1394	26,0	0,0239	1,6	0,06	152,5	2,3	132,5	32,4	-212,6	662,2	152,5	2,3
PINTOS1-1-31	81	1383	1,6	23,3538	73,7	0,1425	73,7	0,0241	2,7	0,04	153,7	4,1	135,3	93,7	-178,1	2146,8	153,7	4,1
PINTOS1-1-39	116	2423	1,5	20,8583	15,5	0,1603	15,9	0,0242	3,4	0,22	154,5	5,2	151,0	22,2	96,5	368,3	154,5	5,2
PINTOS1-1-67	124	2171	1,1	22,4957	32,9	0,1499	33,1	0,0245	3,5	0,10	155,8	5,3	141,9	43,8	-85,5	824,8	155,8	5,3
PINTOS1-1-47	392	13714	0,8	20,4629	8,2	0,1650	8,2	0,0245	0,9	0,11	156,0	1,3	155,1	11,9	141,5	192,6	156,0	1,3
PINTOS1-1-55	120	5191	1,1	19,1703	20,3	0,1771	20,4	0,0246	1,7	0,08	156,8	2,7	165,6	31,2	292,6	468,2	156,8	2,7

PINTOS1-1-12	140	4251	1,1	18,4543	19,6	0,1856	19,8	0,0248	2,4	0,12	158,2	3,7	172,9	31,4	378,8	444,9	158,2	3,7
PINTOS1-1-45	158	3803	1,7	22,7609	18,8	0,1513	19,0	0,0250	2,4	0,13	159,0	3,7	143,1	25,3	-114,3	466,8	159,0	3,7
PINTOS1-1-63	113	4041	1,7	24,2961	28,1	0,1420	28,2	0,0250	1,5	0,05	159,3	2,4	134,8	35,6	-277,7	727,9	159,3	2,4
PINTOS1-1-61	137	3789	1,6	22,1456	15,1	0,1574	15,3	0,0253	2,5	0,16	160,9	4,0	148,4	21,1	-47,2	368,3	160,9	4,0
PINTOS1-1-44	350	8475	2,0	20,6504	13,0	0,1688	13,0	0,0253	1,2	0,09	161,0	1,9	158,4	19,1	120,1	306,3	161,0	1,9
SI1-87	86	1201	1,1	31,1261	62,6	0,1129	62,6	0,0255	1,2	0,02	162,3	1,9	108,7	64,6	-953,2	2012,1	162,3	1,9
PINTOS1-1-36	229	4332	1,9	21,8478	17,1	0,1621	17,3	0,0257	2,4	0,14	163,5	3,8	152,5	24,4	-14,4	415,6	163,5	3,8
PINTOS1-1-11	159	3780	2,2	22,2386	22,6	0,1666	22,6	0,0269	0,8	0,03	170,9	1,3	156,4	32,7	-57,4	556,0	170,9	1,3
SI1-83	294	23331	1,6	19,9334	10,7	0,1886	10,9	0,0273	2,2	0,20	173,4	3,8	175,4	17,5	202,7	248,0	173,4	3,8
PINTOS1-1-3	338	2860	2,0	18,7008	7,1	0,3535	7,2	0,0479	1,0	0,14	301,9	2,9	307,3	19,1	349,0	161,4	301,9	2,9
PINTOS1-1-75	280	5298	2,6	18,8148	4,6	0,3516	4,8	0,0480	1,1	0,24	302,1	3,3	305,9	12,6	335,2	105,3	302,1	3,3
SI1-94	295	14752	3,6	20,0350	6,0	0,3313	6,2	0,0481	1,6	0,25	303,1	4,6	290,6	15,6	191,0	139,0	303,1	4,6

Anexo 6: Datos geocronológicos de U/Pb en circones detríticos. Muestra SI-3.

SI-3	Isotope ratios										Apparent ages (Ma)								
	U	206Pb	U/Th	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	error	206Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	Best age	±	Conc
Analysis	(ppm)	204Pb		207Pb*	(%)	235U*	(%)	238U	(%)	corr.	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(%)
SI-3-88	441	1935	0,9	23,3920	40,3	0,0107	40,3	0,0018	1,5	0,04	11,7	0,2	10,8	4,3	-182,1	1042,1	11,7	0,2	-6,4
SI-3-62	175	986	2,0	23,0369	24,7	0,0144	26,1	0,0024	8,4	0,32	15,5	1,3	14,6	3,8	-144,1	621,3	15,5	1,3	-10,8
SI-3-43	78	1687	2,5	24,0123	44,2	0,0470	44,2	0,0082	2,6	0,06	52,5	1,3	46,6	20,2	-247,9	1166,7	52,5	1,3	-21,2
SI-3-73	190	3759	1,6	18,8635	8,7	0,0604	9,0	0,0083	2,0	0,22	53,1	1,0	59,6	5,2	329,3	198,4	53,1	1,0	16,1
SI-3-52	157	4708	1,7	23,3399	31,6	0,0715	32,5	0,0121	7,4	0,23	77,6	5,7	70,1	22,0	-176,6	805,2	77,6	5,7	-43,9
SI-3-50	202	6409	1,5	22,9990	20,1	0,0747	20,1	0,0125	1,3	0,07	79,9	1,1	73,2	14,2	-140,0	500,8	79,9	1,1	-57,0
SI-3-63	72	1846	1,3	24,2446	32,7	0,0734	32,7	0,0129	1,4	0,04	82,7	1,2	71,9	22,7	-272,3	850,6	82,7	1,2	-30,4
SI-3-13	128	4165	1,5	26,2292	21,2	0,0683	21,2	0,0130	0,8	0,04	83,3	0,7	67,1	13,8	-476,5	565,8	83,3	0,7	-17,5
SI-3-70	94	2783	1,2	21,7797	26,8	0,0831	26,9	0,0131	1,7	0,06	84,1	1,4	81,1	20,9	-6,9	657,2	84,1	1,4	-1226,0
SI-3-28	366	12020	8,0	21,0143	12,5	0,0867	13,5	0,0132	5,1	0,38	84,6	4,3	84,4	11,0	78,7	298,7	84,6	4,3	107,5
SI-3-6	53	2164	1,3	23,0675	45,7	0,0798	45,9	0,0133	4,9	0,11	85,5	4,2	77,9	34,5	-147,4	1187,4	85,5	4,2	-58,0
SI-3-69	80	3101	1,4	23,2335	27,0	0,0801	27,9	0,0135	7,1	0,25	86,4	6,1	78,2	21,0	-165,2	681,9	86,4	6,1	-52,3
SI-3-48	343	12032	6,5	21,8608	10,9	0,0885	11,0	0,0140	1,9	0,17	89,8	1,7	86,1	9,1	-15,8	263,3	89,8	1,7	-567,1

SI-3-37	156	6007	3,1	23,9432	31,7	0,0811	31,7	0,0141	1,5	0,05	90,1	1,4	79,1	24,2	-240,6	818,1	90,1	1,4	-37,4
SI-3-42	78	2800	1,7	22,0251	46,5	0,0883	46,6	0,0141	2,8	0,06	90,3	2,6	85,9	38,4	-34,0	1187,2	90,3	2,6	-265,8
SI-3-84	233	7131	1,1	20,1833	4,7	0,0968	4,9	0,0142	1,3	0,26	90,7	1,2	93,8	4,4	173,7	110,7	90,7	1,2	52,2
SI-3-38	248	7569	1,1	21,8972	9,3	0,0897	9,3	0,0142	0,8	0,08	91,2	0,7	87,2	7,8	-19,9	225,1	91,2	0,7	-459,3
SI-3-65	120	3572	1,7	22,8924	18,3	0,0859	18,5	0,0143	2,8	0,15	91,3	2,5	83,7	14,8	-128,5	454,4	91,3	2,5	-71,0
SI-3-78	88	3308	1,7	21,3873	27,9	0,0921	27,9	0,0143	1,8	0,07	91,4	1,7	89,5	23,9	36,8	678,5	91,4	1,7	248,5
SI-3-47	140	5404	1,8	25,3099	31,4	0,0779	31,5	0,0143	2,5	0,08	91,5	2,2	76,1	23,1	-382,8	834,0	91,5	2,2	-23,9
SI-3-4	192	7372	1,2	21,3251	10,3	0,0925	10,5	0,0143	1,5	0,15	91,6	1,4	89,9	9,0	43,8	247,7	91,6	1,4	209,2
SI-3-39	125	4515	1,3	22,5566	35,6	0,0876	35,6	0,0143	1,8	0,05	91,7	1,6	85,2	29,1	-92,1	897,7	91,7	1,6	-99,5
SI-3-36	171	5636	2,0	21,3615	33,5	0,0925	33,7	0,0143	3,0	0,09	91,7	2,7	89,8	28,9	39,7	822,2	91,7	2,7	230,8
SI-3-59	85	3573	1,5	25,5637	36,5	0,0777	36,6	0,0144	1,7	0,05	92,2	1,6	76,0	26,8	-408,8	982,5	92,2	1,6	-22,6
SI-3-95	40	1369	1,7	10,0167	32,1	0,1986	32,3	0,0144	3,6	0,11	92,3	3,3	183,9	54,5	1621,0	614,7	92,3	3,3	5,7
SI-3-16	168	6300	1,8	23,3086	19,8	0,0854	20,0	0,0144	2,4	0,12	92,4	2,2	83,2	15,9	-173,2	497,8	92,4	2,2	-53,3
SI-3-24	250	8548	1,3	22,1168	13,4	0,0904	13,5	0,0145	1,5	0,11	92,8	1,4	87,8	11,3	-44,1	326,7	92,8	1,4	-210,5
SI-3-20	113	4034	1,9	22,2068	25,5	0,0900	25,5	0,0145	0,8	0,03	92,8	0,7	87,5	21,4	-53,9	628,8	92,8	0,7	-172,0
SI-3-53	130	4001	1,6	22,3579	15,1	0,0896	15,1	0,0145	1,5	0,10	93,0	1,3	87,2	12,7	-70,5	370,1	93,0	1,3	-132,0
SI-3-1	133	4632	2,1	19,5662	14,4	0,1024	14,7	0,0145	3,0	0,20	93,0	2,7	99,0	13,9	245,7	333,2	93,0	2,7	37,9
SI-3-8	106	3750	1,6	26,5316	27,1	0,0756	27,2	0,0145	1,9	0,07	93,1	1,8	74,0	19,4	-506,9	733,1	93,1	1,8	-18,4
SI-3-40	195	6948	1,6	24,4558	12,9	0,0820	13,0	0,0145	0,8	0,06	93,1	0,7	80,0	10,0	-294,4	331,4	93,1	0,7	-31,6
SI-3-94	153	5277	1,2	21,9571	18,0	0,0920	18,0	0,0146	0,5	0,03	93,7	0,5	89,3	15,4	-26,5	438,2	93,7	0,5	-354,0
SI-3-7	114	4623	2,1	24,3876	26,1	0,0830	26,1	0,0147	1,3	0,05	94,0	1,2	81,0	20,3	-287,3	675,2	94,0	1,2	-32,7
SI-3-93	159	5469	1,3	21,5496	23,1	0,0942	23,3	0,0147	2,3	0,10	94,2	2,2	91,4	20,3	18,7	562,4	94,2	2,2	503,1
SI-3-54	188	7143	2,1	21,6061	10,3	0,0940	10,4	0,0147	1,1	0,10	94,2	1,0	91,2	9,1	12,4	249,3	94,2	1,0	758,3
SI-3-77	129	3721	1,4	19,8882	14,4	0,1022	14,6	0,0147	2,4	0,16	94,3	2,2	98,8	13,7	208,0	335,3	94,3	2,2	45,4
SI-3-18	89	3552	1,6	18,8214	19,3	0,1080	19,3	0,0147	1,4	0,07	94,4	1,3	104,1	19,2	334,4	441,1	94,4	1,3	28,2
SI-3-4	243	8577	1,5	22,8419	15,5	0,0892	15,5	0,0148	0,7	0,04	94,6	0,6	86,8	12,9	-123,1	384,8	94,6	0,6	-76,8
SI-3-71	185	5884	1,3	21,2716	11,6	0,0959	11,7	0,0148	1,3	0,11	94,7	1,2	93,0	10,4	49,8	277,3	94,7	1,2	190,1
SI-3-74	96	2890	1,5	23,7958	35,8	0,0858	35,8	0,0148	2,3	0,06	94,8	2,2	83,6	28,8	-225,1	926,1	94,8	2,2	-42,1
SI-3-61	284	7394	1,3	21,7735	14,8	0,0940	14,8	0,0148	0,8	0,06	95,0	0,8	91,2	12,9	-6,2	358,3	95,0	0,8	-1538,5

SI-3-34	111	4815	1,9	19,9250	20,3	0,1035	20,3	0,0150	1,5	0,07	95,7	1,4	100,0	19,4	203,7	475,1	95,7	1,4	47,0
SI-3-91	245	7967	1,5	17,8760	6,2	0,1155	6,3	0,0150	0,9	0,14	95,9	0,8	111,0	6,6	450,0	138,2	95,9	0,8	21,3
SI-3-92	136	4638	1,4	25,2038	39,9	0,0822	39,9	0,0150	1,3	0,03	96,2	1,2	80,2	30,8	-371,9	1071,1	96,2	1,2	-25,9
SI-3-80	220	7417	1,7	21,5786	14,3	0,0962	14,3	0,0151	1,3	0,09	96,4	1,2	93,3	12,8	15,4	344,3	96,4	1,2	624,1
SI-3-76	173	6608	1,7	19,7903	9,8	0,1050	10,1	0,0151	2,5	0,25	96,4	2,4	101,3	9,8	219,4	227,8	96,4	2,4	43,9
SI-3-44	235	9259	1,4	23,8891	9,8	0,0870	9,9	0,0151	1,8	0,19	96,4	1,8	84,7	8,1	-234,9	246,9	96,4	1,8	-41,0
SI-3-66	159	5368	1,3	21,0609	13,2	0,0988	13,3	0,0151	1,2	0,09	96,6	1,2	95,7	12,1	73,5	315,1	96,6	1,2	131,4
SI-3-82	141	5170	1,5	24,3166	39,4	0,0858	39,4	0,0151	0,8	0,02	96,8	0,8	83,6	31,6	-279,9	1037,2	96,8	0,8	-34,6
SI-3-90	426	15296	1,4	22,7781	8,9	0,0917	9,1	0,0151	1,7	0,19	96,9	1,7	89,1	7,7	-116,2	220,1	96,9	1,7	-83,4
SI-3-68	158	6054	1,5	22,5997	21,3	0,0934	21,4	0,0153	1,0	0,05	98,0	1,0	90,7	18,5	-96,8	528,8	98,0	1,0	-101,2
SI-3-98	227	7491	1,2	22,5995	13,0	0,0946	13,0	0,0155	0,5	0,04	99,2	0,5	91,7	11,4	-96,8	321,2	99,2	0,5	-102,4
SI-3-57	293	11649	1,1	19,7311	6,7	0,1084	6,9	0,0155	1,4	0,20	99,3	1,3	104,5	6,8	226,4	156,0	99,3	1,3	43,9
SI-3-99	234	7627	2,6	20,2354	16,4	0,1061	16,6	0,0156	2,7	0,16	99,6	2,7	102,4	16,2	167,7	385,5	99,6	2,7	59,4
SI-3-81	494	19241	1,7	20,4481	6,9	0,1052	7,0	0,0156	1,0	0,15	99,8	1,0	101,5	6,8	143,2	162,8	99,8	1,0	69,7
SI-3-15	370	15599	0,7	21,8385	6,4	0,0992	6,8	0,0157	2,2	0,33	100,5	2,2	96,0	6,2	-13,4	154,2	100,5	2,2	-751,5
SI-3-89	328	10828	4,2	19,5853	9,0	0,1121	9,1	0,0159	1,6	0,18	101,8	1,6	107,9	9,3	243,5	207,3	101,8	1,6	41,8
SI-3-86	155	6585	2,5	25,3895	21,1	0,0889	21,1	0,0164	1,2	0,06	104,7	1,2	86,5	17,5	-391,0	554,6	104,7	1,2	-26,8
SI-3-27	199	7391	3,0	20,1823	9,1	0,1183	9,2	0,0173	0,8	0,09	110,7	0,9	113,5	9,8	173,8	213,0	110,7	0,9	63,7
SI-3-32	561	23512	1,2	21,1100	4,0	0,1184	4,1	0,0181	1,0	0,24	115,8	1,1	113,6	4,4	68,0	94,9	115,8	1,1	170,3
SI-3-22	342	16519	1,3	21,3500	8,1	0,1172	8,1	0,0182	0,8	0,09	116,0	0,9	112,6	8,7	41,0	194,0	116,0	0,9	282,7
SI-3-33	75	2749	1,3	13,9167	63,3	0,2274	63,7	0,0229	7,0	0,11	146,3	10,1	208,0	120,3	981,9	1449,9	146,3	10,1	14,9
SI-3-23	69	2981	1,6	21,2961	36,3	0,1553	36,3	0,0240	1,4	0,04	152,8	2,2	146,6	49,6	47,0	892,8	152,8	2,2	325,1
SI-3-75	78	4491	1,6	23,0183	16,0	0,1446	16,1	0,0241	2,1	0,13	153,8	3,3	137,1	20,7	-142,1	398,4	153,8	3,3	-108,2
SI-3-45	99	6920	1,3	27,8516	34,7	0,1203	34,7	0,0243	1,2	0,03	154,7	1,8	115,3	37,8	-638,2	974,0	154,7	1,8	-24,2
SI-3-55	75	4471	1,1	22,1318	9,7	0,1523	9,8	0,0244	1,6	0,17	155,7	2,5	143,9	13,1	-45,7	235,2	155,7	2,5	-340,7
SI-3-21	93	6414	1,1	18,0237	18,1	0,1878	18,2	0,0246	1,1	0,06	156,4	1,7	174,8	29,2	431,7	407,3	156,4	1,7	36,2
SI-3-60	111	6737	0,8	22,7478	19,6	0,1492	19,7	0,0246	1,6	0,08	156,8	2,4	141,2	25,9	-112,9	486,4	156,8	2,4	-138,9
SI-3-58	113	6793	1,2	19,6735	13,4	0,1739	13,5	0,0248	1,5	0,11	158,0	2,3	162,8	20,3	233,1	311,2	158,0	2,3	67,8
SI-3-49	397	27445	29,4	20,6583	3,7	0,1663	4,2	0,0249	2,1	0,49	158,7	3,2	156,2	6,1	119,2	87,0	158,7	3,2	133,1

SI-3-31	139	9169	1,5	21,3277	6,3	0,1612	6,5	0,0249	1,6	0,25	158,8	2,6	151,8	9,2	43,5	151,3	158,8	2,6	365,2
SI-3-79	92	5584	1,2	22,1946	15,4	0,1551	15,5	0,0250	2,0	0,13	159,0	3,1	146,4	21,1	-52,6	375,6	159,0	3,1	-302,3
SI-3-56	120	7375	0,9	19,9819	11,7	0,1724	11,7	0,0250	1,1	0,10	159,0	1,8	161,5	17,5	197,1	271,5	159,0	1,8	80,7
SI-3-83	534	33233	0,8	20,3720	2,7	0,1693	3,0	0,0250	1,1	0,37	159,2	1,7	158,8	4,3	152,0	64,3	159,2	1,7	104,8
SI-3-72	161	9763	1,2	21,0031	9,3	0,1644	9,4	0,0250	0,7	0,07	159,4	1,0	154,5	13,4	80,0	221,9	159,4	1,0	199,3
SI-3-87	135	8749	1,2	21,1075	13,9	0,1641	14,0	0,0251	0,8	0,06	160,0	1,3	154,3	20,0	68,2	332,9	160,0	1,3	234,4
SI-3-14	79	6518	1,2	19,4976	32,8	0,1787	32,9	0,0253	1,4	0,04	160,9	2,2	166,9	50,6	253,8	773,6	160,9	2,2	63,4
SI-3-64	86	4766	1,3	22,4388	19,0	0,1556	19,1	0,0253	2,1	0,11	161,2	3,3	146,9	26,2	-79,3	468,9	161,2	3,3	-203,3
SI-3-41	57	2933	1,7	21,3787	32,4	0,1634	32,4	0,0253	2,3	0,07	161,3	3,7	153,7	46,3	37,8	792,7	161,3	3,7	427,2
SI-3-3	68	4438	1,6	20,5769	15,0	0,1699	15,0	0,0253	1,3	0,09	161,4	2,1	159,3	22,2	128,5	354,1	161,4	2,1	125,6
SI-3-100	273	14529	1,2	20,4837	7,0	0,1709	7,2	0,0254	1,4	0,19	161,6	2,2	160,2	10,6	139,1	165,2	161,6	2,2	116,1
SI-3-26	123	7705	1,6	20,4580	9,8	0,1718	9,9	0,0255	1,8	0,18	162,3	2,8	161,0	14,8	142,1	229,9	162,3	2,8	114,2
SI-3-35	122	7905	1,3	19,5966	14,0	0,1802	14,0	0,0256	1,1	0,08	163,1	1,7	168,3	21,7	242,1	323,0	163,1	1,7	67,3
SI-3-96	133	7956	1,4	21,1636	15,1	0,1685	15,1	0,0259	1,1	0,07	164,6	1,8	158,1	22,1	61,9	360,4	164,6	1,8	265,8
SI-3-10	168	11414	1,6	19,6526	6,7	0,1832	6,8	0,0261	1,3	0,18	166,2	2,1	170,8	10,7	235,6	155,1	166,2	2,1	70,5
SI-3-11	105	7373	1,5	18,3117	9,9	0,1979	10,0	0,0263	0,9	0,09	167,3	1,4	183,4	16,7	396,3	223,2	167,3	1,4	42,2
SI-3-30	1077	57899	0,9	20,0215	1,2	0,1823	2,0	0,0265	1,5	0,77	168,4	2,5	170,0	3,1	192,5	29,0	168,4	2,5	87,5
SI-3-85	189	8927	1,0	20,5281	7,3	0,1779	7,3	0,0265	1,0	0,14	168,5	1,7	166,2	11,3	134,1	171,0	168,5	1,7	125,7
SI-3-9	244	17181	1,7	20,8776	5,8	0,1761	5,9	0,0267	1,0	0,17	169,6	1,7	164,7	8,9	94,2	136,6	169,6	1,7	180,0
SI-3-29	100	6494	1,0	18,9607	5,3	0,1983	5,4	0,0273	1,1	0,20	173,4	1,8	183,7	9,1	317,6	121,3	173,4	1,8	54,6
SI-3-67	322	35516	1,7	19,2228	2,3	0,3337	2,9	0,0465	1,7	0,61	293,1	5,0	292,4	7,3	286,4	52,1	293,1	5,0	102,4
SI-3-12	141	17130	1,5	19,3394	5,9	0,3354	6,2	0,0470	1,9	0,31	296,3	5,6	293,7	15,9	272,5	135,8	296,3	5,6	108,7
SI-3-97	244	11793	1,6	18,2212	5,1	0,3590	5,1	0,0474	0,7	0,14	298,8	2,1	311,5	13,8	407,4	113,7	298,8	2,1	73,4
SI-3-46	265	33817	5,3	19,2164	2,8	0,3441	3,0	0,0480	0,8	0,28	302,0	2,5	300,3	7,7	287,1	65,1	302,0	2,5	105,2
SI-3-5	488	54340	1,1	18,9424	1,5	0,3609	1,6	0,0496	0,5	0,30	312,0	1,5	312,9	4,3	319,9	34,8	312,0	1,5	97,5
SI-3-17	451	54501	3,1	18,5564	0,9	0,3885	1,0	0,0523	0,4	0,37	328,5	1,2	333,3	2,8	366,4	20,5	328,5	1,2	89,7
SI-3-19	226	1077	1,9	8,5386	249,5	0,0271	249,5	0,0017	3,7	0,02	10,8	0,4	27,1	66,9	1912,6	415,6	1912,6	415,6	0,6