



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

SEGMENTACIÓN DEL ALZAMIENTO TECTÓNICO CUATERNARIO
EN LA CORDILLERA DE LA COSTA OCCIDENTAL DE CHILE
CENTRAL (33°–34°S) A PARTIR DE TERRAZAS MARINAS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

BENJAMÍN GUERRERO LEWIN

PROFESORA GUÍA:

MARÍA PÍA RODRÍGUEZ MONTECINOS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARCELO FARÍAS THIERS
CARLOS MARQUARDT ROMÁN

FINANCIADO POR PROYECTO FONDECYT 3180710

SANTIAGO DE CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGO
POR: BENJAMÍN GUERRERO
FECHA: 22/05/2020
PROFESORA GUÍA: M. PÍA RODRÍGUEZ M.

SEGMENTACIÓN DEL ALZAMIENTO TECTÓNICO CUATERNARIO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA OCCIDENTAL DE CHILE CENTRAL (33°–34°S) A PARTIR DE TERRAZAS MARINAS

Variaciones espaciales de elementos morfotectónicos del antearco entregan información relativa a las propiedades de la interfase de placas en la zona de subducción, relacionándose, a su vez, con la extensión de las zonas de ruptura de los terremotos de subducción. Con el objetivo de estudiar el reflejo de las propiedades de la interfase de placas en el relieve de la Cordillera de la Costa Occidental, el presente trabajo reporta, entre el Río Aconcagua y el Estero Topocalma, la ocurrencia de 5 niveles de terrazas marinas que son asignados a los periodos interglaciales MIS 9, MIS 7, MIS 5e, MIS 5c y MIS 5a, indicando la existencia de un periodo de alzamiento tectónico que comenzaría probablemente a los ~ 330 ka y que habría sido precedido por un periodo de relativa estabilidad tectónica, evidenciado por el desarrollo de una superficie plataformal de origen marino y extensión kilométrica cuya edad de formación se estima en ~ 800 ka, reocupando una superficie de sedimentación del Plioceno superior.

La deformación observada en la plataforma principal y en los niveles más recientes, estudiada a partir de elementos geomorfológicos y morfométricos, demuestra la existencia de una segmentación del alzamiento en la región; los dominios ubicados en los extremos norte y sur de la región definen estructuras de antiforres que, en base a la correlación de las terrazas marinas con los periodos interglaciales anteriormente señalados, presentarían tasas de alzamiento que alcanzan promedios de 0.78 ± 0.01 y 0.65 ± 0.02 m/ka, y máximos de 1.10 ± 0.11 m/ka y 1.18 ± 0.12 m/ka, respectivamente, mientras que los dominios centrales no evidencian deformación significativa, presentando tasas de alzamiento promedio de 0.45 ± 0.01 m/ka. La tasa de alzamiento promedio para toda la región, basada en las correlaciones establecidas, sería de 0.57 ± 0.01 m/ka, siendo significativamente superior a los 0.3 m/ka estimados entre los 24°–32°S y similares a los 0.5 m/ka estimados para el sector comprendido entre los 34°–38°S.

Se proponen dos mecanismos para explicar los patrones de alzamiento observados en la región: (1) el aporte sedimentario producto de una transición climática ocurrida durante el Pleistoceno medio, favoreciendo la acreción basal de sedimentos en la interfase de placas y el subsecuente alzamiento del antearco costero, y (2) la concavidad del margen producida por el Oroclino del Maipo, que provocaría que los esfuerzos de la subducción se distribuyeran de tal forma que generarían un menor alzamiento en la zona cercana a su eje en comparación a los sectores extremos de la región, explicando la segmentación del alzamiento reconocido.

“It appeared on the morning of the 20th that the whole line of coast from north to south, to the distance of above 100 miles, had been raised above its former level.

[...] I found good reason to believe that the coast had been raised by earthquakes at former periods in a similar manner; several ancient lines of beach, consisting of shingle mixed with shells, extending in a parallel direction to the shore, to the height of 50 feet above the sea. The country has in former years been visited by earthquakes, the last of any consequence having been 93 years ago.”

Maria Graham,

An Account of some Effects of the late Earthquakes in Chili (1824).

Agradecimientos

A los profesores de mi comisión por su eterna disposición y dedicada atención, dando espacio a todas las discusiones que enriquecieron este proceso de aprendizaje. Especialmente a Pía, por la (increíble) paciencia y confianza que ha mostrado en mi trabajo.

A las personas que ayudaron de una u otra manera a la realización de esta memoria: Julius Jara-Muñoz, José González-Alfaro y Rodrigo Fernández por su orientación en algunos de los temas desarrollados; Marion San Juan, Germán Aguilar y Gabriel Orozco por la ayuda en terreno.

A Ricardo Thiele, por orientar a un estudiante insatisfecho. A los monstruos de la geología, Reynaldo Charrier y Francisco Hervé, por su lucidez.

A los profesores y funcionarios de la carrera, por todos los momentos y conocimientos compartidos. Agradezco especialmente a Blanca, por haberme salvado de tantas.

A mi familia, por la comprensión y apoyo a lo largo de una época que duró más de lo que debió y por la entrega que han mostrado en favor de mi desarrollo.

A mis amigos, por tantas risas y recuerdos; a Ignacia, por tanto.

Tabla de contenido

1	Introducción	1
1.1	Formulación del Problema	1
1.2	Objetivos	5
1.2.1	Objetivo General.....	5
1.2.2	Objetivos Específicos	5
1.3	Metodología	5
1.3.1	Análisis de los rasgos geomorfológicos de primer orden.....	6
1.3.2	Trabajo de terreno	6
1.3.3	Análisis de los rasgos geomorfológicos de segundo orden	7
2	Antecedentes Generales	10
2.1	Marco Tectónico y Climático	10
2.1.1	Evolución del Margen Andino Chileno Durante el Cenozoico.....	10
2.1.2	Segmentación Andina.....	10
2.1.3	Unidades Morfoestructurales.....	12
2.1.4	Transición climática del Pleistoceno medio (MPT)	16
2.2	Marco Geológico	17
2.2.1	Basamento	17
2.2.2	Rocas Estratificadas.....	18
2.2.3	Depósitos No Consolidados (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996)	22
2.2.4	Geología Estructural	22
2.3	Marco Teórico	23
2.3.1	Geomorfología costera	23
2.3.2	Terrazas marinas como marcador tectónico.....	25
2.3.3	Tasas de Alzamiento	26
2.4	Marco Geomorfológico.....	26
2.4.1	Terrazas marinas en Chile.....	26
2.4.2	Estructuras asociadas al alzamiento de terrazas marinas en Chile...	29
3	Resultados.....	31
3.1	Dominios Morfoestructurales.....	31
3.1.1	Dominio Morfoestructural I.....	35
3.1.2	Dominio Morfoestructural II.....	39
3.1.3	Dominio Morfoestructural III.....	42

3.1.4	Dominio Morfoestructural IV	45
3.1.5	Dominio Morfoestructural V	48
3.2	Mapa de Terrazas Marinas	52
3.2.1	Limite oriental de las terrazas marinas cuaternarias.....	52
3.2.2	Modelo de Clasificación de Superficie (SCM).....	63
3.2.3	Secuencia escalonada de terrazas marinas cuaternarias	66
4	Discusión	82
4.1	Origen de las plataformas	82
4.1.1	Terraza marina principal	82
4.1.2	Correlación de terrazas marinas con periodos interglaciales	83
4.2	Tasas de alzamiento tectónico	88
4.3	Mecanismos de deformación para el antearco externo de Chile Central (33° - 34°S) durante el Pleistoceno	93
5	Conclusiones	98
6	Bibliografía.....	100
7	Anexos.....	116
7.1	Anexo A: Definición topográfica de los Dominios Morfoestructurales	116
7.2	Anexo B: Generación del <i>Surface Classification Model</i>	121
7.2.1	Mapa de pendientes	121
7.2.2	Mapa de pendientes normalizado.....	122
7.2.3	Mapa de rugosidades	123
7.2.4	Mapa de rugosidades normalizado.....	124
7.2.5	Surface Classification Model.....	125
7.2.6	Surface Classification Model (normalizado).....	126
7.3	Anexo C: Resultados de TerraceM	127
7.3.1	Estación COVI	127
7.3.2	Estación VIVA.....	129
7.3.3	Estación LVTU.....	132
7.3.4	Estación ALPT	135
7.3.5	Estación TACA	137
7.3.6	Estación SAYA	140
7.3.7	Estación YANA	143
7.3.8	Estación TOPO.....	146

Índice de Figuras

- Figura 1: A) Extensión lateral de la zona de ruptura de terremotos de subducción históricos, coloreados según su magnitud. En línea continua los terremotos cuya zona de ruptura se encuentra mejor acotada que los que se presentan con línea punteada. B) Marco geodinámico del margen andino (10°S-40°S), presentando la ubicación de los mayores terremotos de subducción y las anomalías batimétricas principales. En negro, la fosa; en azul, la línea de costa; en rojo, la traza de los 40 km de profundidad del slab. Modificado de Saillard et al. (2017). _____ 2
- Figura 2: A) Geología regional y estructuras cuaternarias. Líneas negras denotan fallas principales de la placa superior. TR: Thrust ridge, PFS: Pichilemu Fault System, SMF: Santa María Fault System, NR: Nahuelbuta Range, LFS: Lanalhue Fault System, MFZ: Mocha Fracture Zone, BBF: Bio-Bio Fault, ELYF: El Yolki Fault, PF: Pelluhue Fault, CF: Carranza Fault. Líneas negras punteadas representan los ejes de simetría de oroclinos. B) Zona de ruptura de terremotos históricos coloreados según su magnitud estimada. Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a) , basado en Farias et al. (2008) y Melnick et al. (2009). _____ 4
- Figura 3: Ejemplo de SCM. A) Modelo de Elevación Digital. B) Mapa de pendientes con valores >15° eliminados. C) Mapa de rugosidad con valores extremos (>90%) eliminados. D) Surface Classification Model como ponderación de mapas de pendiente y rugosidad normalizados. Tomado de Bowles y Cogwill (2012). _____ 8
- Figura 4: Ejemplo del módulo Staircase Marine Terrace en TerraceM. Líneas rojas en perfiles swath corresponden a regresiones que definen paleo-acantilado y paleo-plataforma para cada terraza marina, y cuya intersección define al shoreline angle. Tomado de Jara-Muñoz et al. (2015a). _____ 9
- Figura 5: Velocidades de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana a los 12°S (d) y 22°S (e), y su relación con los ciclos compresivos durante el Cenozoico. Línea segmentada representa un ajuste continuo de los modelos a las velocidades de convergencia observadas en el presente mediante GPS. Si bien las velocidades presentadas corresponden a distintas latitudes de la de este estudio, es posible inferir que estas mostrarían un patrón similar a los 33°S y 34°S. Tomado de Somoza y Ghidella (2012). _____ 11
- Figura 6: Segmentación del margen andino en Perú y Chile, mostrando la extensión de los segmentos de subducción plana y subducción normal presentes y su relación con la subducción de ridges oceánicos y la ocurrencia de volcanismo. Tomado de Yáñez et al. (2001). _____ 11
- Figura 7: a) Ubicación de la región de estudio. b) Mapa geológico de los Andes de Chile Central y Argentina, con las estructuras principales con actividad durante el Neógeno. c) Perfil geológico simplificado a la latitud de Santiago. Tomado de Farías et al. (2008). _____ 13

Figura 8: Rasgos geomorfológicos de la región de estudio. Tomado de Rodríguez (2008) en base a Borde (1966), Börgel (1983), Gana et al. (1996) y Wall et al. (1996).

15

Figura 9: Variación en las concentraciones de ^{18}O ilustrando las variaciones climáticas que ocurren durante el Pleistoceno medio (Mid Pleistocene Transition, MPT), pasando de ciclos glaciales de ~41 ka a ~100 ka. Modificado de Clark et al. (2006).

16

Figura 10: Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Gana et al. (1996), Wall et al. (1996), Yáñez et al. (2001), SERNAGEOMIN (2002), Farías et al. (2008) y Rodríguez (2008). Grupo Darwin corresponde a las formaciones cenozoicas Navidad, Licancheu, Rapel y La Cueva.

19

Figura 11: Morfología y terminología de terrazas marinas. Tomado de Burbank y Anderson (2001).

24

Figura 12: Morfologías y terminología de un ambiente costero depositacional. Tomado de Bird (2008).

24

Figura 13: Composición isotópica de los océanos durante el Cuaternario vista a través de tres escalas temporales distintas, producto de la reconstrucción con muestras distintas, definiendo los Marine Isotopic Stages (MIS). Notar la periodicidad de los MIS cada 100 ka en los últimos 800 ka. Antes de eso, la periodicidad era dominada por ciclos de 40 ka. Tomado de Burbank y Anderson (2001).

25

Figura 14: Imagen satelital del margen de Chile y Perú, y la distribución espacial de los trabajos relativos al alzamiento Cuaternario del antearco costero que serán referenciados en este trabajo. En el cuadro en blanco se acota la zona que será estudiada en este trabajo.

27

Figura 15: Patrones de deformación a lo largo de la zona de ruptura del terremoto del Maule (2010), entre los 34°S y 38°S . A) Elevaciones y edades de las terrazas del MIS 5, y elevación máxima del perfil swath a lo largo del segmento estudiado. B) Tasas de alzamiento deducidas a partir de las terrazas del MIS 5, fallas principales y elevación máxima del perfil swath a lo largo del segmento estudiado. Tomado de Jara-Muñoz et al. (2015a).

30

Figura 16: Región de estudio exhibiendo lineamiento en dirección NNE-SSW. Basado en Gana et al. (1996), Wall et al. (1996), Sernageomin (2002) y Rodríguez (2008). Perfiles adicionales en Anexos.

32

Figura 17: Perfiles swath de elevación (ancho de 7 km.) ilustrando el desarrollo de estructuras y el alzamiento costero generalizado de la región. A-A': Desarrollo de superficie basculada hacia el ESE al interior de Laguna Verde. B-B': Zona sin desarrollo de superficie basculada y ocurrencia de Falla Puangue. C-C': Desarrollo de superficies basculadas hacia el ESE. D-D': Desarrollo de superficie basculada hacia el ESE al interior de Topocalma.

33

Figura 18: Dominios morfoestructurales del antearco costero entre los 33° - 34°S definidos en este trabajo.

34

<i>Figura 19: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural I. A) Topografía, drenajes, estructuras características y traza de perfiles swath presentado en Figura 20. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Gana et al., 1996), nombrando las únicas fallas con cinemática conocida. ___</i>	<i>36</i>
<i>Figura 20: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 19 ilustrando las morfologías de antiforame con ejes en dirección WNW-ESE y NNE-SSW, respectivamente, que definen al Domo de Laguna Verde. _____</i>	<i>37</i>
<i>Figura 21: Fotografía 3D de Google Earth señalando las características de los principales drenajes y valles del Dominio Morfoestructural I que ilustran las variaciones entre el centro y el flanco norte (extensión de los valles fluviales y elevación del acantilado costero), y la zona costera e interior de este (encajonamientos fluviales y knickpoints). _____</i>	<i>38</i>
<i>Figura 22: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural II. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 23. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Gana et al., 1996, y Wall et al., 1996). _____</i>	<i>40</i>
<i>Figura 23: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 22 ilustrando la topografía del dominio. F.M.: Falla Melipilla. F.S.G.: Falla San Gerónimo. ___</i>	<i>41</i>
<i>Figura 24: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando la variación en la geomorfología de la línea de costa del Dominio Morfoestructural II y la incisión que ocurre en drenajes cercanos a la costa. _____</i>	<i>41</i>
<i>Figura 25: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural III. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 27. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Wall et al., 1996). _____</i>	<i>43</i>
<i>Figura 26: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y los drenajes en el Dominio Morfoestructural III. _____</i>	<i>44</i>
<i>Figura 27: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 25 ilustrando la topografía del dominio. _____</i>	<i>44</i>
<i>Figura 28: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural IV. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 29. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Wall et al., 1996). _____</i>	<i>46</i>
<i>Figura 29: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 28 ilustrando la topografía del dominio. _____</i>	<i>47</i>
<i>Figura 30: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y superficie, los drenajes y sus deflexiones en el Dominio Morfoestructural IV. _____</i>	<i>48</i>
<i>Figura 31 Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural V. A) Topografía, drenajes, estructuras características y traza de perfiles swath presentados en Figura 32. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Basado en</i>	

Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002; Rodríguez, 2008; Farías et al., 2011, Aron et al., 2015), mostrando las únicas fallas con cinemática conocida. _____	49
Figura 32: Perfiles swath de elevación A-A', B-B' y C-C' trazados en Figura 31 ilustrando la topografía del dominio. F.T.: Falla Topocalma. _____	50
Figura 33: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y superficie, y los drenajes en el Dominio Morfoestructural V. _____	51
Figura 34: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando el límite oriental propuesto para las terrazas marinas en los extremos norte y sur del Dominio Morfoestructural I. _____	53
Figura 35: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Placilla – Laguna Verde. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica del depósito “Aluvial oriental”. C) Columna estratigráfica del depósito “Aluvial occidental”. _____	54
Figura 36: Detalle de depósitos estudiados en el sector Placilla – Laguna Verde. A) Bioturbación marina del Neógeno en Placilla (Figura 35a). B) Clastos intrusivos de conglomerados gruesos en base del depósito “Aluvial Oriental” (cg-m en Figura 35b). C) Estratificación cruzada en artesa y calcos de carga en depósito “Aluvial Oriental” (ac-ar en Figura 35b). D) Intercalación de arenas conglomerádicas a medias, con estratificación cruzada, en artesa y planar, en depósito “Aluvial Occidental” (Figura 35c). _____	55
Figura 37: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Lo Abarca – Lagunillas. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica esquematizando las relaciones entre los depósitos del sector. _____	57
Figura 38: Depósitos estudiados en el sector Lo Abarca – Quillaicito (Figura 37a). A) Intercalaciones de arena fina y limo (litofacies al-m; Fm. Navidad). B) Conglomerado sobre basamento intrusivo (cg-ec; Fm. Navidad). C) Laminación paralela en conglomerados finos con lentes de limo (ac-lp; Fm. Navidad). D) Arenas con laminación paralela y conglomerados imbricados (am-lp y cg-im; Fm. La Cueva). E) Laminación paralela en arenas medias (af-b; Fm. La Cueva). F) Bioturbación marina en arenas de litofacies af-b. G) Depósito aluvial; líneas corresponden a límites entre litofacies, indicando manteo hacia el sur. _____	58
Figura 39: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Litueche. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica del depósito “Fm. La Cueva – Aluvial”. _____	60
Figura 40: Detalle de depósitos estudiados en el sector de Litueche. A) Panorámica ilustrando las superficies aterrazadas superior, inferior y el escarpe. B) Conglomerados masivos cubren la superficie superior. C) Estratos de Fm. La Cueva manteando hacia el este en superficie inferior. D) Bioturbación característica de Fm. La Cueva. E) Discordancia entre Fm. La Cueva y evento aluvial, con presencia de bloques métricos pertenecientes al lahar de Fm. La Cueva. F) Discordancia entre Fm. La Cueva y evento aluvial. En Fm. La Cueva, arenas presentan laminación	

composicional paralela y conglomerados presentan imbricación, conglomerados del evento aluvial también presentan imbricación. _____ 62

Figura 41: Surface Classification Model para la zona de estudio. Las superficies destacadas en celeste son aquellos que, dentro de todas las superficies plataformales de la zona, corresponderían a terrazas marinas según Bowles y Cogwill (2012). A) SCM para el sector Río Aconcagua – Río Maipo. Cuadro corresponde al detalle presentado en la Figura 42. B) SCM para sector Río Maipo – Estero Topocalma. _____ 64

Figura 42: SCM como herramienta para determinar superficies aterrazadas y paleo-acantilados, entre los 33°21’S y 33°30’S. A) Mapa normalizado de pendientes. B) Mapa normalizado de rugosidades. C) SCM normalizado. Las zonas en celeste corresponden a plataformas marinas. D) Paleo-acantilados reconocidos como franjas continuas sin valores en el SCM normalizado. En zonas donde el SCM no define inequívocamente un escarpe, se utilizaron perfiles topográficos (A-A’, B-B’). _____ 65

Figura 43: Perfiles topográficos A-A’ y B-B’ trazados en Figura 42 para ilustrar secuencia de terrazas marinas no distinguidas mediante SCM. _____ 66

Figura 44: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I, entre Concón y Laguna Verde, y traza del perfil swath exhibido en Figura 46. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur. _____ 68

Figura 45: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I, entre Laguna Verde y Algarrobo, y traza del perfil swath exhibido en Figura 46. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur. _____ 70

Figura 46: Perfil A-A’ trazado en Figura 44 y Figura 45, ilustrando la elevación de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I reconocidas en este trabajo. FR: Falla Reñaca, FMM: Falla Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca. _____ 71

Figura 47: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural II y traza de perfil swath exhibido en Figura 48. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur. _____ 73

Figura 48: Perfil A-A’ trazado en Figura 47, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural II. FMS: Falla Melipilla (brazo sur). _____ 74

Figura 49: Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural III y traza del perfil swath exhibido en Figura 50. _____ 75

Figura 50: Perfil A-A’ trazado en Figura 49, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural III. FMS: Falla Melipilla (brazo sur). _____ 76

Figura 51: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural IV y traza del perfil swath exhibido en Figura 52. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur. _____ 77

Figura 52: Perfil A-A’ trazado en Figura 51, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural IV. _____ 78

Figura 53: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural V y traza del perfil swath exhibido en Figura 54. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur. _____	80
Figura 54: Perfil A-A trazado en Figura 53, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural V. FP: Falla Puertecillo. _____	81
Figura 55: Curva de nivel eustático del océano durante el Pleistoceno y correlación con Marine Isotopic Stages (MIS). Tomado de Saillard et al. (2011) en base a Siddall et al. (2006) y referencias en él. _____	83
Figura 56: Terrazas marinas asignadas a los sub-periodos MIS 5e y MIS 5c, en el sector entre Pichilemu y Navidad, por Jara-Muñoz et al. (2015a). Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a). _____	84
Figura 57: Imagen aérea de una superficie tentativamente asignada al MIS 7 por Jara-Muñoz et al. (2015a) entre Constitución y Pichilemu. La edad de 205.6 ± 22.3 ka corresponde a la edad de sedimentos que componen una secuencia sedimentaria marina sobre la que se construye la superficie asociada al MIS 7. Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a). _____	87
Figura 58: Perfil swath de elevación media (trazado en Figura 44 y Figura 45) del Dominio Morfoestructural I y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FR: Falla Reñaca, FMM: Falla Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca. _____	89
Figura 59: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 47) en Dominio Morfoestructural II y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FMS: Falla Melipilla (brazo sur). _____	90
Figura 60: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 49) en Dominio Morfoestructural III y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FMS: Falla Melipilla (brazo sur). _____	90
Figura 61: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 51) en Dominio Morfoestructural IV y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). _____	90
Figura 62: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 53) en Dominio Morfoestructural V y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FP: Falla Puertecillo. _____	91
Figura 63: Perfil esquemático N-S ilustrando la evolución del relieve de la Cordillera de la Costa Occidental a partir del Pleistoceno Medio (~ 800 ka). a) Entre ~ 800 – 500 ka, periodo de estabilidad tectónica y desarrollo de superficie marina de extensión kilométrica (Terraza Marina Principal). b) inicio del alzamiento tectónico y primeros eventos de deformación. c) Segmentación marcada del alzamiento costero, fallas acomodando deformación en antiformes. d) Término (?) de la segmentación del alzamiento en el antearco costero. FR: Falla Reñaca, FMM: Falla	

Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca, FSG: Falla San Gerónimo, FMS: Falla Melipilla (Sur); FP: Falla Puertecillo, u: Tasa de alzamiento (en m/ka). _____ 92

Figura 64: a) y d) Patrones de strain para márgenes con geometrías convexas y cóncavas, respectivamente. b) y e) Comparación entre perfiles obtenidos para modelos con margen convexo y cóncavo, respectivamente. c) y f) Representación esquemática de los mecanismos responsables de los patrones de deformación para márgenes convexas y cóncavas, respectivamente. Tomado de Bonnardot et al. (2008). _____ 97

Figura A1: Elementos definatorios de Morfología de Primer Orden, junto a trazas de perfiles swath de elevación en franja de 7 km de ancho y 40 km de largo, ilustrando variaciones del relieve a lo largo de la región de estudio. _____ 116

Figura A2: Perfiles swath de elevación A-A' a E-E' trazados en Figura A1. _____ 117

Figura A3: Perfiles swath de elevación F-F' a J-J' trazados en Figura A1. _____ 118

Figura A4: Perfiles swath de elevación K-K' a O-O' trazados en Figura A1. _____ 119

Figura A5: Perfiles swath de elevación P-P' a T-T' trazados en Figura A1. _____ 120

Figura B1: Mapa de pendientes de la región de estudio. _____ 121

Figura B2: Mapa de pendientes de la región de estudio, normalizado a valores de 0–1 tras el descarte de valores mayores a 15°. _____ 122

Figura B3: Mapa de rugosidades de la región de estudio. _____ 123

Figura B4: Mapa de rugosidades de la región de estudio, normalizado a valores de 0–1 tras el descarte del 10% mayor. _____ 124

Figura B5: Modelo de Clasificación de Superficies de la región de estudio como resultado de la ponderación lineal del mapa de pendientes normalizado y el mapa de rugosidades normalizados. _____ 125

Figura B6: Modelo de Clasificación de Superficie destacando superficies que corresponderían a terrazas marinas (valores de SCM < 0.3). _____ 126

Figura C1: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación COVI y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM. _____ 127

Figura C2: Perfiles swath de elevación de la estación COVI, trazados en Figura C1, y terrazas marinas reconocidas en ellos. _____ 128

Figura C3: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación VIVA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM. _____ 129

Figura C4: Perfiles swath de elevación de la estación VIVA, trazados en Figura C3, y terrazas marinas reconocidas en ellos. _____ 130

Figura C5: Perfiles swath de elevación de la estación VIVA, trazados en Figura C3, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación). _____ 131

<i>Figura C6: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación LVTU y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	132
<i>Figura C7: Perfiles swath de elevación de la estación LVTU, trazados en Figura C6, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	133
<i>Figura C8: Perfiles swath de elevación de la estación LVTU, trazados en Figura C6, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	134
<i>Figura C9: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación ALPT y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	135
<i>Figura C10: Perfiles swath de elevación de la estación ALPT, trazados en Figura C9, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	136
<i>Figura C11: Perfiles swath de elevación de la estación ALPT, trazados en Figura C9, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	137
<i>Figura C12: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación TACA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	137
<i>Figura C13: Perfiles swath de elevación de la estación TACA, trazados en Figura C12, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	138
<i>Figura C14: Perfiles swath de elevación de la estación TACA, trazados en Figura C12, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	139
<i>Figura C15: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación SAYA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	140
<i>Figura C16: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	141
<i>Figura C17: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	142
<i>Figura C18: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	143
<i>Figura C19: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación YANA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	143
<i>Figura C20: Perfiles swath de elevación de la estación YANA, trazados en Figura C19, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	144
<i>Figura C21: Perfiles swath de elevación de la estación YANA, trazados en Figura C19, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).</i>	145
<i>Figura C22: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación TOPO y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.</i>	146
<i>Figura C23: Perfiles swath de elevación de la estación TOPO, trazados en Figura C22, y terrazas marinas reconocidas en ellos.</i>	147

Índice de Tablas

Tabla 1: Características de los Marine Isotopic Stages (MIS) asignados a cada terraza marina de la región de estudio. _____ 89

Tabla 2: Tabla resumen con las tasas de alzamiento promedio y errores asociados (en [m/ka]) para las terrazas reconocidas en la región, e indicadores globales. Se destacan en negrita las terrazas MIS 9 y MIS 5e ilustradas en Figura 58 – Figura 62. _____ 91

1 Introducción

1.1 Formulación del Problema

El margen de placas sudamericano es el de mayor actividad sísmica del mundo, con un extenso registro de terremotos de magnitud $M_w > 8$ a lo largo de él (Lomnitz, 1970). La recurrencia de mega terremotos de subducción en zonas de ruptura distintivas del antearco ha llevado a proponer que el margen estaría dividido en segmentos sismotectónicos semi-independientes (Figura 1; Kelleher, 1972; Ando, 1975; Beck y Ruff, 1989; Thatcher, 1990; Comte y Pardo, 1991), y como la magnitud de los terremotos depende de manera directa de las dimensiones de la zona de fractura (Wells y Coppersmith, 1994), esta segmentación correspondería a un factor de primer orden en el control de la magnitud de los terremotos.

El estudio de la segmentación sismotectónica es, por lo tanto, esencial para comprender la naturaleza sismogénica del margen chileno y generar herramientas para una mejor evaluación del peligro sísmico en cada zona, lo que es especialmente necesario en la zona central, donde se concentra la mayor población costera de todo el país.

Diversos estudios han señalado que variaciones espaciales de elementos morfoestructurales del antearco entregan información relativa a las propiedades de la interfase de placas en la zona de subducción, y que estas características podrían relacionarse, a su vez, con la extensión de las zonas de ruptura de los terremotos de subducción (e.g., von Heune y Klaeschen, 1999; Fuller et al., 2006; Audin et al., 2008; Rehak et al., 2008; Melnick et al., 2009; Farías et al., 2011; Béjar-Pizarro et al., 2013; Cubas et al., 2013; Jara-Muñoz et al., 2015; Klein et al., 2017; Saillard et al., 2017).

Así, morfologías costeras, tales como penínsulas y terrazas marinas, corresponderían a marcadores geomorfológicos de deformación que permiten estudiar las tasas y variaciones espaciales de alzamiento tectónico (e.g., Lajoie, 1986; Pedoja et al., 2011), y evidenciarían procesos asociados a la segmentación sismotectónica del margen.

En la zona comprendida en este trabajo, Rodríguez (2008) documenta un descenso en la altura de las terrazas marinas desde Valparaíso (33°S) hasta el Río Maipo (33.5°S) y un aumento de la elevación desde el Río Maipo hasta Punta Topocalma (~34°S). A su vez, Jara-Muñoz et al. (2015a) documenta el aumento en la elevación de una misma terraza marina desde 17 m.s.n.m. en Navidad hasta 180 m.s.n.m. en Punta Topocalma, lo que sugiere la existencia de una segmentación tectónica del antearco en la región.

Se han propuesto principalmente tres características del margen como factores que podrían controlar la segmentación del antearco: (1) anomalías batimétricas en la placa subducente tales como zonas de fractura o ridges oceánicos (e.g., Taylor et al., 1987; Robinson et al., 2006), (2) inestabilidades friccionales en la interfase de placas (Ruff, 1989) y (3) discontinuidades petrofísicas en la placa superior (e.g., McCaffrey, 1992; Song y Simons, 2003).

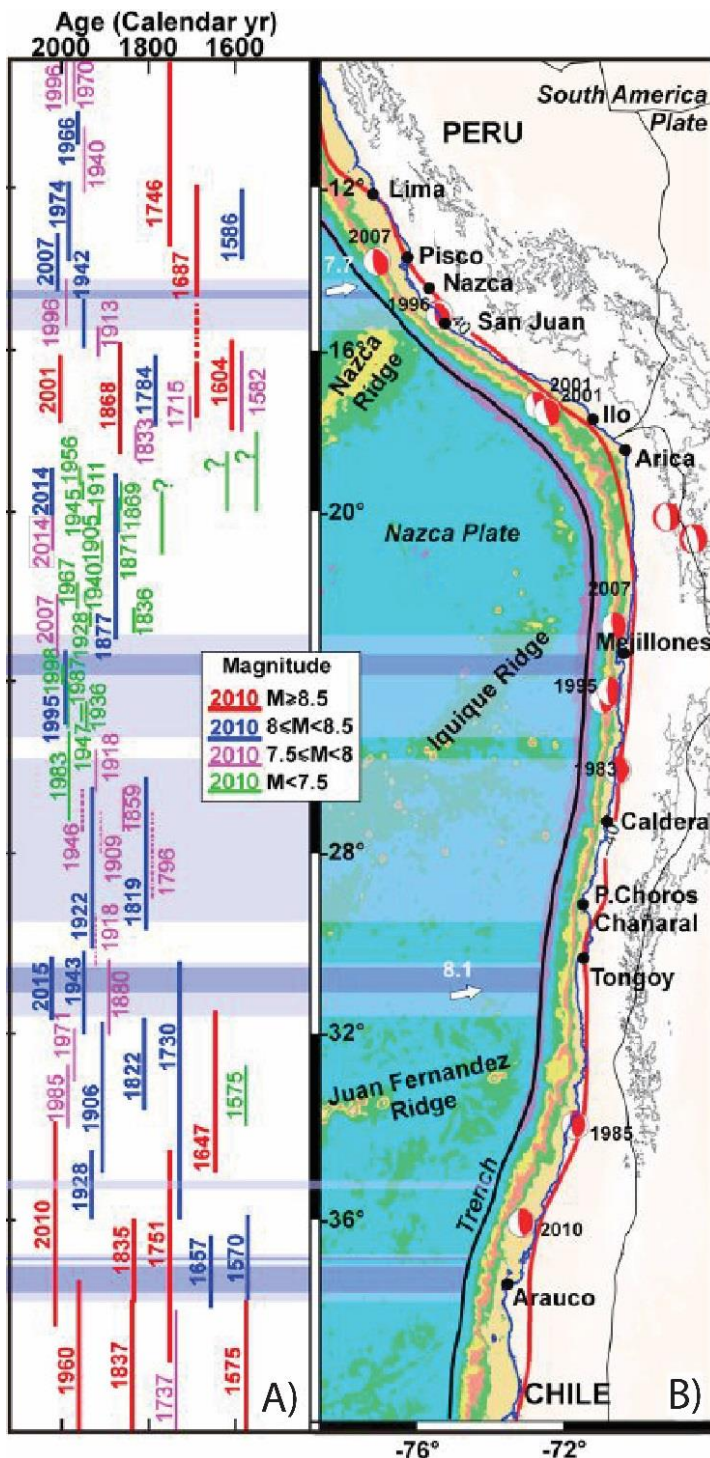


Figura 1: A) Extensión lateral de la zona de ruptura de terremotos de subducción históricos, coloreados según su magnitud. En línea continua los terremotos cuya zona de ruptura se encuentra mejor acotada que los que se presentan con línea punteada. B) Marco geodinámico del margen andino (10°S-40°S), presentando la ubicación de los mayores terremotos de subducción y las anomalías batimétricas principales. En negro, la fosa; en azul, la línea de costa; en rojo, la traza de los 40 km de profundidad del slab. Modificado de Saillard et al. (2017).

Sin embargo, al norte de la zona comprendida en este estudio, se produce la transición desde un margen erosional a uno acrecional, en el sentido de Clift y Vannucchi (2004), lo que estaría controlado por variaciones climáticas latitudinales y por la subducción de la dorsal de Juan Fernández (JFR), que bloquearía el transporte de sedimentos desde una fosa rellena de sedimentos en el sur hacia el norte, donde el clima árido trae como consecuencia una fosa empobrecida en sedimentos (Völker et al., 2013; Contreras-Reyes et al., 2015; Maksymowicz, 2015).

De esta forma, la presencia de una fosa rellena de sedimentos atenuaría las rugosidades presentes en la interfase de placas, haciendo menos probable que las inestabilidades friccionales actúen como control en la segmentación sismotectónica de la zona de estudio.

A su vez, el JFR es la anomalía batimétrica conocida más cercana a la zona de estudio y un reconocimiento geomorfológico de primer orden (Martinod et al., 2016; Saillard et al., 2017) no revela un control de esta estructura en el desarrollo de las terrazas marinas, descartándose también como factor de control en la segmentación del antearco.

Por otro lado, la disposición regional de las elevaciones de terrazas marinas documentada por Rodríguez (2008) y Jara-Muñoz et al. (2015a) coincide espacialmente con el eje del Oroclino del Maipo (Figura 2; Farías et al., 2008), un rasgo estructural de primer orden en la evolución de los Andes de Chile central desde el Mioceno al reciente, consistente en la rotación de estructuras, unidades geológicas y topografía desde una orientación N-S entre los 30°-33°S a una orientación NNE-SSW entre los 33°-37°S (Arriagada et al., 2013), lo que sugiere como hipótesis que esta estructura podría controlar la variación en las elevaciones de las terrazas marinas y la segmentación sismotectónica del margen de manera similar a como ha sido sugerido en Arauco (Melnick et al., 2009).

Más aun, en la zona costera, el eje del Oroclino del Maipo coincide con la Anomalía de Melipilla (AM; Parra y Yáñez, 1988), un cuerpo tabular ubicado en los niveles medios de la corteza superior, con orientación E-W, que marca una transición tectónica mayor en el margen andino y que, de acuerdo con los rasgos geológicos y geomorfológicos que separa, se encontraría activa a partir del Triásico (Yáñez et al., 1998), lo que sugiere una relación causal entre ambas estructuras.

Adicionalmente, la AM coincide en superficie con la Falla Melipilla, que abarca desde la Depresión Central a las cercanías de Cartagena y El Quisco, y que deforma las terrazas marinas reconocidas en la zona, de donde se infiere que esta estructura habría tenido actividad cuaternaria (Rodríguez, 2008).

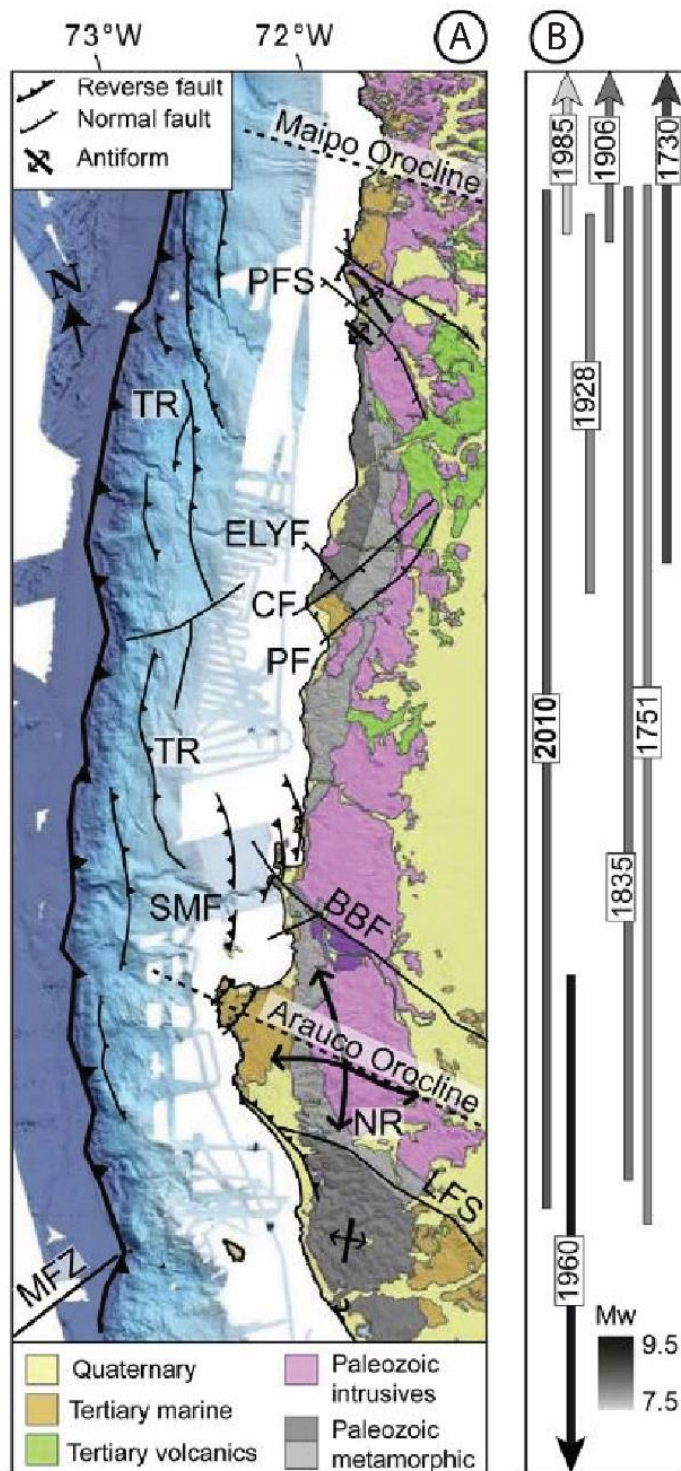


Figura 2: A) Geología regional y estructuras cuaternarias. Líneas negras denotan fallas principales de la placa superior. TR: Thrust ridge, PFS: Pichilemu Fault System, SMF: Santa María Fault System, NR: Nahuelbuta Range, LFS: Lanalhue Fault System, MFZ: Mocha Fracture Zone, BBF: Bio-Bio Fault, ELYF: El Yolki Fault, PF: Pelluhue Fault, CF: Carranza Fault. Líneas negras punteadas representan los ejes de simetría de oroclino. B) Zona de ruptura de terremotos históricos coloreados según su magnitud estimada. Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a), basado en Farias et al. (2008) y Melnick et al. (2009).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Analizar la relación entre las terrazas marinas emergidas del Cuaternario con los rasgos geológicos y estructurales presentes en el margen de Chile central (33°–34°S).

1.2.2 Objetivos Específicos

- Describir el relieve de la región, y su relación con la geología y estructuras documentadas previamente.
- Reconocer los distintos niveles de terrazas marinas emergidas del Cuaternario presentes en la región.
- Describir las características morfométricas de las terrazas marinas cuaternarias de la región.
- Asignar edades a los niveles de terrazas marinas cuaternarias en base a correlaciones con los *MIS*¹ reconocidos a lo largo de la costa de Chile.
- Establecer tasas de alzamiento de las terrazas marinas cuaternarias a partir de su elevación, edad asignada y nivel del mar al momento de formación.
- Proponer un modelo de control del alzamiento tectónico en la zona de estudio en base a relaciones con rasgos geológicos y estructurales del margen.

1.3 Metodología

Este trabajo contempla una revisión bibliográfica con el objetivo de integrar la información geológica disponible del antearco de Chile Central y las caracterizaciones de los rasgos geomorfológicos y estructurales presentes en él al estudio geomorfológico de las terrazas marinas desarrollado en este informe.

De esta forma, en primer lugar, se lleva a cabo un análisis de los rasgos geomorfológicos de primer orden con el objetivo de caracterizar la deformación presente en la región y, en segundo lugar, se desarrolla un mapa de terrazas marinas y una caracterización morfométrica de estas con el propósito de cuantificar la deformación documentada previamente.

¹ Los MIS (Marine Isotopic Stage) corresponden a periodos en los que se registran paleoclimas fríos o cálidos, asociados a máximos y mínimos glaciales y sus consiguientes variaciones del nivel eustático del mar. Han sido reconocidos a lo largo de todo el mundo y se asocian a la formación de terrazas marinas (Lajoie, 1986).

1.3.1 Análisis de los rasgos geomorfológicos de primer orden

Se integra la información geológica de los mapas de Valparaíso-Curacaví (Gana et al., 1996) y San Antonio-Melipilla (Wall et al., 1996), de escala 1:100.000, y Sernageomin (Sernageomin, 2002) de escala 1:1.000.000, con estudios enfocados en las rocas marinas cenozoicas que afloran a lo largo del litoral (Encinas, 2006) y en la geomorfología costera (Rodríguez, 2008) de la región de estudio.

Se generan perfiles swath de elevación utilizando el *add-in* de ArcGIS *SwathProfiler* (Perez-Peña et al., 2015) a través de franjas de 3.5 y 7 kilómetros sobre un DEM del satélite SRTM, obteniéndose la elevación promedio, máxima y mínima dentro de la franja, y permitiendo cuantificar rasgos topográficos asociados a la deformación y la erosión locales.

Se inspecciona la línea de costa a través de imágenes satelitales con una resolución de 30 y 60 cm/píxel del catálogo de ArcGIS (ESRI, DigitalGlobe, GeoEye, EarthStar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID e IGN) y modelos de elevación digital (*DEM*, por sus siglas en inglés) de los satélites SRTM (píxel de 30 x 30 m²) y ALOS Palsar (píxel de 12,5 x 12,5 m²), permitiendo observar variaciones latitudinales en ésta y su relación con la deformación evidenciada por los perfiles swath.

Se observan los patrones en las redes de drenaje (i.e., drenajes dendríticos, rectangulares, paralelos, etc.) y perturbaciones a lo largo de sus cauces mediante ArcGIS, permitiendo esclarecer la respuesta del paisaje a la deformación evidenciada con las herramientas descritas anteriormente.

1.3.2 Trabajo de terreno

Se realizan dos campañas de terreno, durante los días 6–10 de junio y 27–29 de julio de 2019, con el propósito de distinguir el límite entre un dominio de terrazas marinas y su contraparte continental. Con ese propósito, se visitan los lugares de interés en base a la información proporcionada por los trabajos de Fuenzalida (1965), Gana et al. (1996), Wall et al. (1996), Encinas et al. (2006), Encinas et al. (2008) y Rodríguez (2008; com. oral), considerando también la calidad y accesibilidad de los afloramientos disponibles.

Se realiza una descripción macroscópica de los depósitos estudiados, reconociendo facies sedimentarias, proveniencia y ambiente sedimentario, y se confeccionan columnas estratigráficas y esquemáticas, integrando esta información a los estudios sedimentológicos previos con el objetivo de determinar los procesos geológicos que permitirían establecer el límite entre un dominio marino y uno continental durante el Cuaternario.

1.3.3 Análisis de los rasgos geomorfológicos de segundo orden

1.3.3.1 Mapa de terrazas marinas

Se desarrolla un modelo de clasificación de superficie (SCM por sus siglas en inglés) orientado a identificar potenciales terrazas marinas en base a sus características topográficas y a su contexto geomorfológico, de acuerdo con Bowles y Cowgill (2012). El SCM se genera combinando linealmente los valores normalizados de pendiente y rugosidad (Figura 3), que corresponden a las características primarias de las terrazas marinas. Para realizar estos análisis topográficos se utiliza un modelo de elevación digital del satélite SRTM, con un tamaño de píxel de 30 x 30 metros², procesado a través de ArcGIS.

El mapa de pendientes se genera a partir de una ventana móvil de 3x3 píxeles, calculando los valores de pendiente para cada celda individual en el DEM y estableciendo como nulos los valores de pendientes mayores a 15° (Burrough y McDonell, 1998), que correspondería al valor máximo esperado para remanentes de terrazas marinas preservadas, explicado por procesos de erosión y deposición de coluvios en sus márgenes (Burrough y McDonell, 1998). Para normalizar los valores de pendiente, estos se dividen por 15°, convirtiendo las pendientes en valores en el rango 0 – 1.

La rugosidad de la superficie se define como la desviación estándar de la pendiente. Nuevamente, se usa una ventana móvil de 3x3 píxeles para calcular la desviación estándar para cada celda del DEM. Para generar la normalización, se eliminan los valores extremos correspondientes al 10% mayor (Frankel y Dolan, 2007). Posteriormente, se dividen estos valores por el valor límite del 90% restante, obteniéndose un rango entre 0 – 1.

El SCM se desarrolla a partir de la ponderación con igual peso (0.5) de los valores de pendiente y rugosidad, resultando nuevamente en valores entre 0 – 1. De esta forma, áreas con un SCM cercano a 0 indican una morfología con baja pendiente y rugosidad, características topográficas esperadas para una terraza marina. Se establece en 0.3 el límite para determinar potenciales terrazas marinas mediante el SCM (Bowles y Cowgill, 2012).

Con los mapas geológicos de Gana et al. (1996), Wall et al. (1996) y SERNAGEOMIN (2002), se genera un filtro que establece como superficie admisible el basamento sobre el que se construyen las terrazas marinas, eliminando del SCM las plataformas de origen fluvio-aluvial y los cuerpos de agua. Con la información de terreno, imágenes satelitales, modelos de elevación digital, perfiles topográficos y Google Earth se delimita la extensión del dominio de terrazas marinas hacia el interior del continente.

Si bien el SCM facilita la identificación de los distintos niveles de terrazas marinas, su extensión y su distribución, el reconocimiento de éstas se realiza

también con el apoyo de los resultados previos a su generación (i.e. mapas de pendiente y rugosidad), mapas geológicos (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002), imágenes satelitales de alta resolución del catálogo de ArcGIS (ESRI, DigitalGlobe, GeoEye, EarthStar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID e IGN), Google Earth y un modelo de elevación digital del satélite SRTM (30x30 m²/pixel).

Los paleo-acantilados que limitan los distintos niveles de terrazas marinas se reconocen como franjas de altos valores de pendiente (Palamara et al., 2007, Binnie et al., 2016), mientras que la extensión de las terrazas marinas la definen tanto las zonas de acumulación de valores relevantes (<0.3) del SCM como perfiles topográficos obtenidos del modelo de elevación digital, estableciéndose como

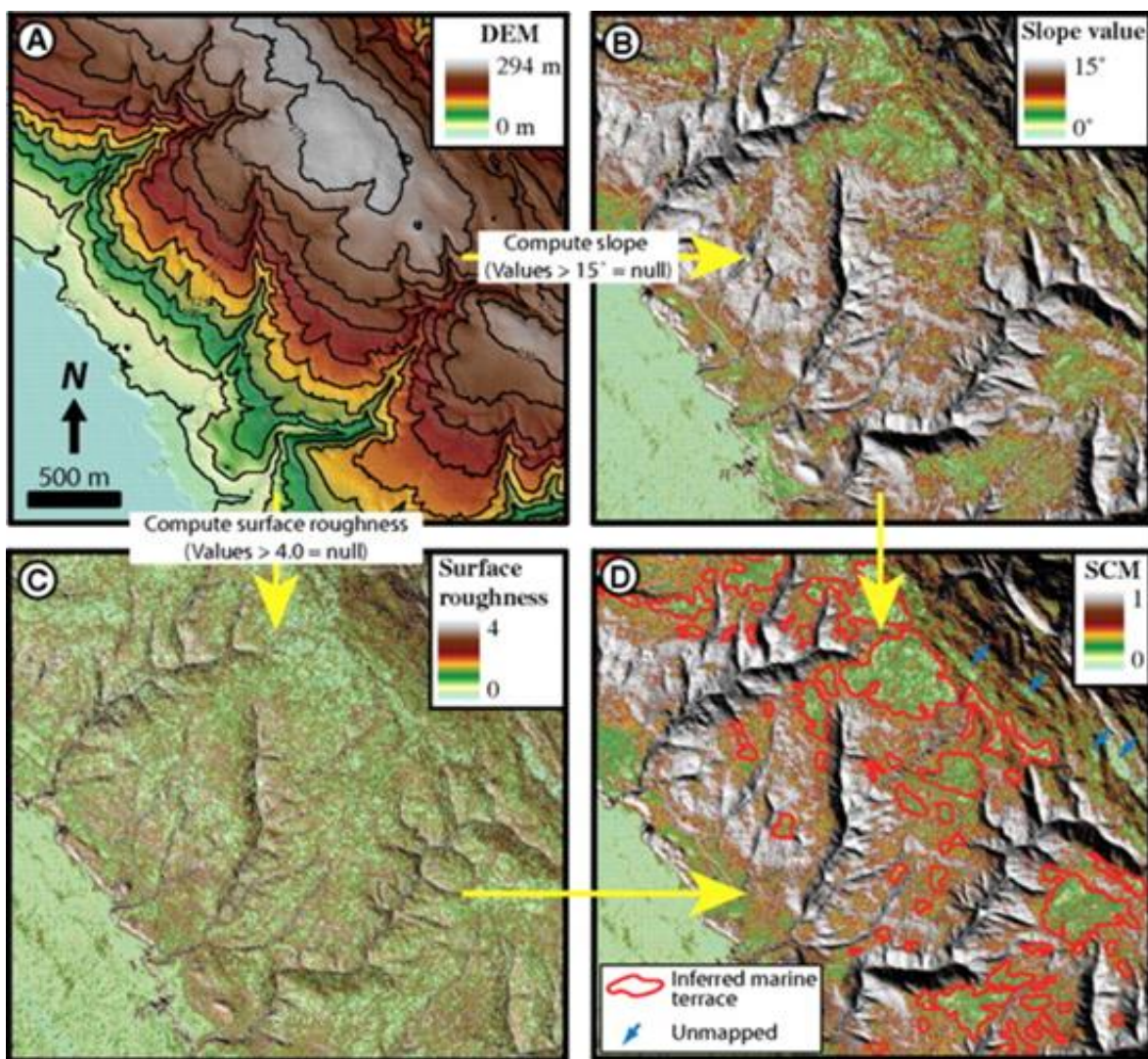


Figura 3: Ejemplo de SCM. A) Modelo de Elevación Digital. B) Mapa de pendientes con valores >15° eliminados. C) Mapa de rugosidad con valores extremos (>90%) eliminados. D) Surface Classification Model como ponderación de mapas de pendiente y rugosidad normalizados. Tomado de Bowles y Cogwill (2012).

límites discontinuidades tales como redes de drenaje, paleo-acantilados sucesivos o cambios bruscos en la topografía como consecuencia de un control estructural.

1.3.3.2 Elevación de Terrazas Marinas: shoreline angle

La morfología de las terrazas marinas se compone, de manera simplificada, de un acantilado costero y una plataforma formada por la abrasión del oleaje (Burbank y Anderson, 2001). La intersección de estos dos elementos define el ángulo de línea de costa (en inglés, *shoreline angle*) y representa un marcador que se aproxima al nivel local del mar al momento de su formación (Bird, 2008).

Para su determinación se utiliza la herramienta TerraceM (Figura 4; Jara-Muñoz et al., 2015b), una interfaz gráfica desarrollada en Matlab que permite el análisis de terrazas marinas a partir de un DEM y una serie de perfiles swath. En ella, se utiliza el módulo *Staircase Marine Terraces*, que determina el *shoreline angle* mediante la definición manual de dos puntos correspondientes a la paleo-plataforma y otros dos puntos correspondientes al paleo-acantilado. La topografía encerrada entre estos pares de puntos define dos regresiones lineales cuya extrapolación e intersección marca la posición del *shoreline angle*, con errores verticales basados en la extrapolación de los rangos 2σ en la regresión lineal.

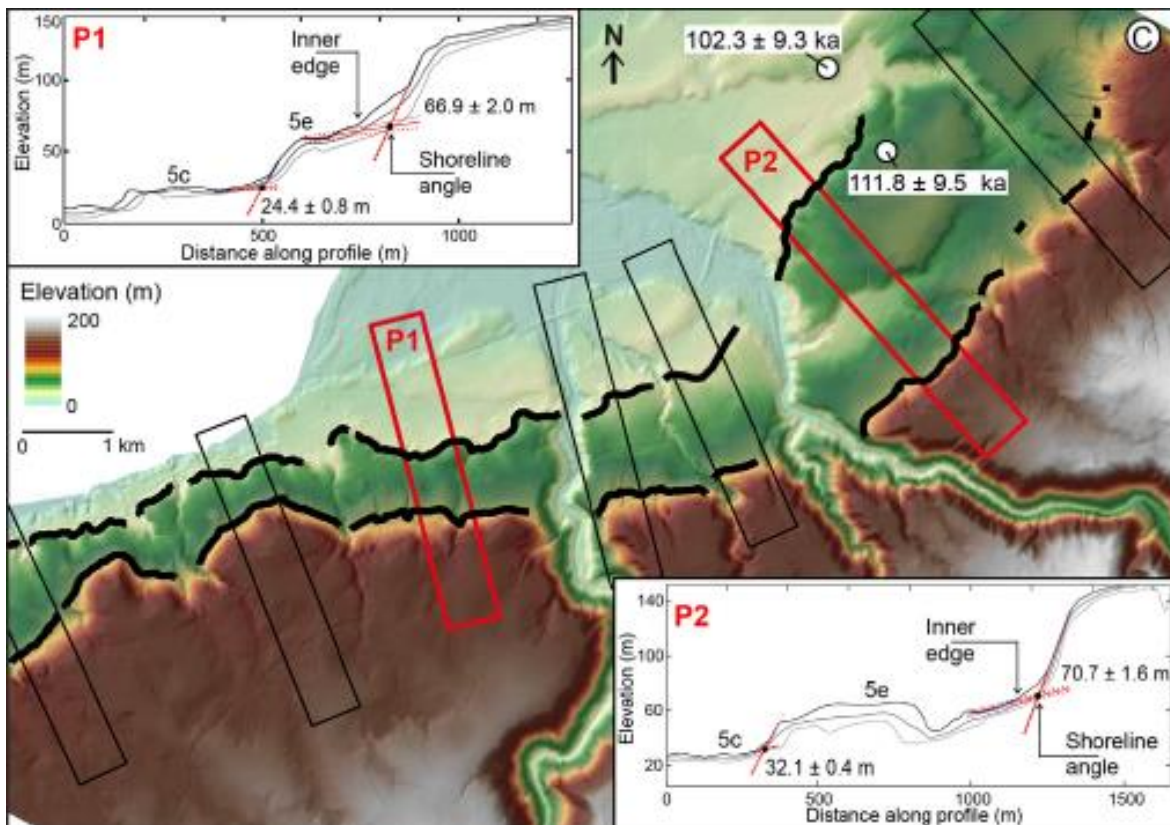


Figura 4: Ejemplo del módulo *Staircase Marine Terrace* en TerraceM. Líneas rojas en perfiles swath corresponden a regresiones que definen paleo-acantilado y paleo-plataforma para cada terraza marina, y cuya intersección define al *shoreline angle*. Tomado de Jara-Muñoz et al. (2015a).

2 Antecedentes Generales

2.1 Marco Tectónico y Climático

2.1.1 Evolución del Margen Andino Chileno Durante el Cenozoico

El margen andino corresponde a un margen activo durante gran parte de su historia, donde distintos ciclos orogénicos, con sus respectivos regímenes tectónicos, tipos y extensión de magmatismo, y desarrollo de prismas acrecionarios, demuestran una evolución compleja (Charrier et al., 2014).

El ciclo Andino, que corresponde al periodo entre el Jurásico y el presente, está comprendido por una primera etapa de régimen extensional seguida, a partir del Cretácico superior, por periodos compresionales importantes donde el subsecuente acortamiento cortical de la placa continental ha ocurrido en pulsos acotados al Cretácico superior (fase Peruana), Eoceno (fase Incaica) y Neógeno (fases Quechua y Pehuenche), separados por periodos de acortamiento menor o incluso extensión local (Jaillard y Soler, 1996; Martinod et al., 2010; Charrier et al., 2014).

Según Pardo-Casas y Molnar (1987), el acortamiento cortical sería producido por la rápida convergencia entre las placas oceánica y continental, correspondiéndose con periodos de convergencia perpendicular a la fosa entre la placa subducida y la placa Sudamericana, mientras que la convergencia habría sido más lenta u oblicua durante los periodos entre las fases compresivas (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Soler y Bonhomme, 1990; Sdrolias y Muller, 2006). Sin embargo, Frutos (1981), Jarrard (1986) y Silver et al. (1998) atribuyen el alzamiento del margen en distintos periodos a una velocidad absoluta hacia el oeste de la placa Sudamericana.

En Chile Central, desde la ruptura de la Placa de Farallón, hace ca. 25 Ma, la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana con una dirección N78°E (DeMets et al., 1994), y las velocidades de convergencia muestran un descenso continuo desde un valor máximo durante el Cenozoico, hace 25-20 Ma, hasta el presente. Tal descenso en la velocidad de convergencia de las placas se ha acentuado en los últimos 3 Ma, desde los 79,9 mm/a hasta los 66 mm/a en la actualidad (Figura 5; DeMets et al., 2010; Somoza y Ghidella, 2012).

2.1.2 Segmentación Andina

A lo largo de la Cordillera de los Andes existen variaciones significativas en cuanto a su elevación máxima promedio, su grosor y el acortamiento cortical (Isacks, 1988; Kley et al., 1999; Husson y Sampere, 2003; Tassara et al., 2006), a pesar de que la velocidad de las placas durante el Cenozoico ha sido relativamente

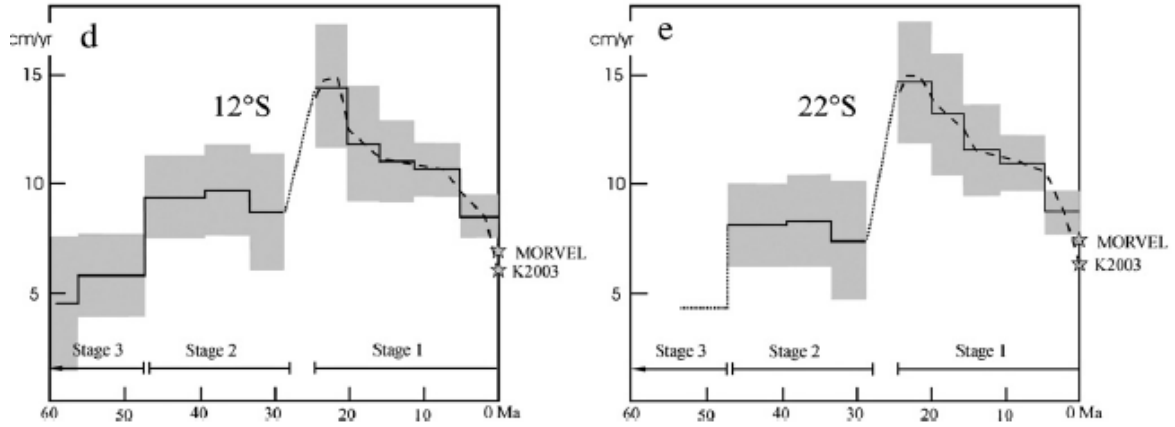


Figura 5: Velocidades de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana a los 12°S (d) y 22°S (e), y su relación con los ciclos compresivos durante el Cenozoico. Línea segmentada representa un ajuste continuo de los modelos a las velocidades de convergencia observadas en el presente mediante GPS. Si bien las velocidades presentadas corresponden a distintas latitudes de la de este estudio, es posible inferir que estas mostrarían un patrón similar a los 33°S y 34°S. Tomado de Somoza y Ghidella (2012).



Figura 6: Segmentación del margen andino en Perú y Chile, mostrando la extensión de los segmentos de subducción plana y subducción normal presentes y su relación con la subducción de ridges oceánicos y la ocurrencia de volcanismo. Tomado de Yáñez et al. (2001).

similar a lo largo del margen (Somoza y Ghidella, 2012). Asimismo, el ángulo de subducción de la placa de Nazca presenta variaciones a lo largo del margen chileno que permiten definir distintos segmentos (Cahill y Isacks, 1992; Jordan et al., 1983).

Desde los 18°S hasta los 26°S, la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana con un ángulo que varía entre los 25° y 30°, lo que se denomina subducción normal; un segundo segmento, entre los 26°S y 33°S presenta un ángulo de subducción de aproximadamente 10°, denominado subducción subhorizontal; un último segmento, al sur de los 33°S, vuelve a presentar una subducción normal, con un ángulo aproximado de 30° (Figura 6).

Las variaciones que presenta el ángulo de subducción han sido atribuidas a la subducción de la cadena de montes submarinos de Juan Fernández (*Juan Fernández Ridge*, en inglés), asignada genéticamente al *hot spot* homónimo (Pilger, 1984; Yáñez et al., 2002), que generaría una mayor flotabilidad de la placa de Nazca y una reducción del ángulo de subducción. Esta cadena de montes submarinos habría migrado desde el norte al sur, y se habría detenido a los 33°S, siendo subducido en la misma latitud desde hace ~ 10 Ma (Yáñez et al., 2001).

2.1.3 Unidades Morfoestructurales

Entre los 33°S y 34°S, el antearco andino se comprende de 3 unidades morfoestructurales mayores. De este a oeste, corresponden a la Cordillera Principal, la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, donde se ubica el área de estudio (Figura 7).

La Cordillera Principal (CP) se compone de unidades estratificadas con edades mesozoicas y cenozoicas (Thiele, 1980). Mientras que las primeras conforman gran parte de esta cordillera, las segundas forman la franja oriental de la unidad morfoestructural y exhiben una extensa deformación y vergencia hacia el este formando la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Giambiagi et al, 2003). El margen occidental de la CP se manifiesta a través del gran relieve del frente cordillerano en Santiago, y ha sido asociado al sistema de falla San Ramón – Pucuro, de cinemática inversa y vergencia oeste (Rauld, 2002; Charrier et al., 2005) y a discordancias de erosión (Farías, 2007).

El relieve de la CP habría comenzado a configurarse en el Mioceno Inferior, con la inversión de la Cuenca de Abanico (Charrier et al., 2002), y se habría alzado más de 2.5 km durante el Mioceno Superior–Plioceno Inferior (Borde, 1966; Farías et al., 2008).

La Depresión Central (DC) corresponde a la unidad geomorfológica que separa la Cordillera de la Costa de la Cordillera Principal y corresponde a una cuenca rellena por sedimentos cuaternarios con un espesor máximo de 500 metros en el valle de Santiago (Araneda et al., 2000). El basamento de esta unidad lo

componen rocas mesozoicas al oeste y rocas cenozoicas al este (Fariás et al., 2010). Una serie de cerros o cordones de cerros aislados, llamados cerros islas, emergen como *inselbergs* al interior de la DC (Rodríguez, 2008).

La DC fue descrita originalmente como un graben o half-graben (Carter y Aguirre, 1965; Aubouin et al., 1973). Sin embargo, su geometría y la cinemática de los bordes no representan un graben controlado estructuralmente. Fariás et al. (2006) propone que esta unidad sería la consecuencia de la erosión de un drenaje lateral formado a partir del alzamiento inicial de todo el antearco durante el Mioceno Tardío – Plioceno. El drenaje lateral al interior de esta unidad estaría relacionado al bloqueo parcial de este, producto de un alzamiento relativo mayor de la Cordillera de la Costa respecto a la DC.

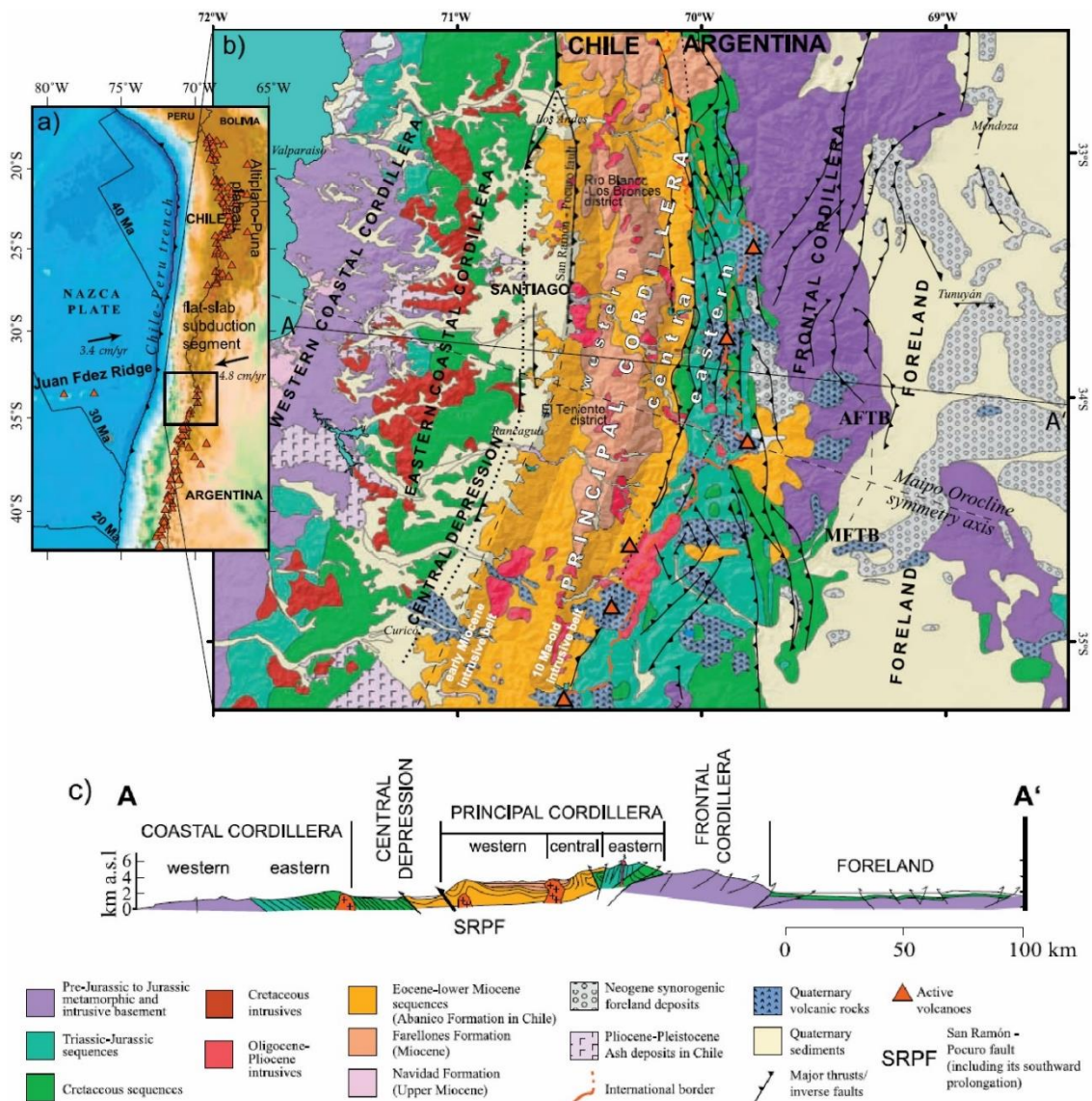


Figura 7: a) Ubicación de la región de estudio. b) Mapa geológico de los Andes de Chile Central y Argentina, con las estructuras principales con actividad durante el Neógeno. c) Perfil geológico simplificado a la latitud de Santiago. Tomado de Fariás et al. (2008).

La Cordillera de la Costa (CC) puede dividirse, siguiendo la proposición de Farías et al. (2008) y Rodríguez (2008), en un sector occidental (CCW), compuesta por un basamento cristalino y metamórfico de edad Paleozoico tardío–Jurásica cubierto por depósitos marinos del Mioceno tardío al presente (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002), y un sector oriental (CCE) compuesto de una secuencia volcano-sedimentaria mesozoica intruida por franjas magmáticas de edad similar (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

La Cordillera de la Costa Occidental (CCW) se encuentra formada, en su fracción este, por cordones montañosos de dirección NW y NE que alcanzan elevaciones entre 400 y 1.000 metros (Rodríguez, 2008) sobre los que se preservan superficies planas formadas por erosión continental (Borde, 1966), y, en la mitad oeste, superficies planas formadas por abrasión marina probablemente plio-pleistocenas (Borde, 1966; Börgel, 1983; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

Las cuencas de drenaje del dominio oriental de la CC presentan una marcada dirección NW a WNW y desembocan en el Océano Pacífico, excepto por el Estero Limache que desemboca en el Río Aconcagua (Figura 8; Rodríguez, 2008). En el dominio, Rodríguez (2008) reconoce *knickzones*² que interpreta como consecuencia del cambio en el nivel base producto de un alzamiento regional, que estaría asociado también a la emersión de las terrazas marinas cuaternarias.

La Cordillera de la Costa Oriental (CCE) corresponde a la parte más alta de esta unidad morfoestructural y está formada por dos cordones de cerros orientados en dirección ~NS, alcanzando elevaciones de hasta 2.150 metros que descienden rápidamente al sur del río Tinguiririca para luego formar un único cordón con forma de arco convexo (Rodríguez, 2008). Sobre estos cerros también se han identificado superficies planas (Borde, 1966) que se correlacionan en elevación con superficies similares sobre cerros de la Depresión Central y cordones de cerros que unen la Cordillera de la Costa con la Cordillera Principal, lo que ha llevado a interpretar estas superficies como remanentes de peneplanicies alzadas que indicarían que estas unidades formarían parte de un relieve continuo que se habría alzado entre 1.5 y 2.1 kilómetros en la CC durante el Mioceno Superior–Plioceno Inferior (Farías, 2007; Farías et al., 2008).

Los esteros de la CCE desembocan en grandes ríos provenientes de la CP; los esteros Puangue, Cholqui y Popeta desembocan en el Río Maipo, el Estero Alhué desemboca en el Río Cachapoal y el Estero Marchihue, que drena desde el oeste hacia el este, desemboca en el Río Tinguiririca (Figura 8; Rodríguez, 2008).

² Lineamiento definido por un conjunto de *knickpoints* ubicados en distintos drenajes. Los knickpoints son partes de un drenaje donde existe un cambio brusco en la pendiente del mismo debido a cambios litológicos, aumentos en el área drenada, actividad tectónica contemporánea al drenaje y caída en el nivel base del drenaje (Rodríguez, 2008).

En este dominio no se han documentado *knickpoints* importantes por lo que este sector no presentaría actividad tectónica reciente (Rodríguez, 2008).

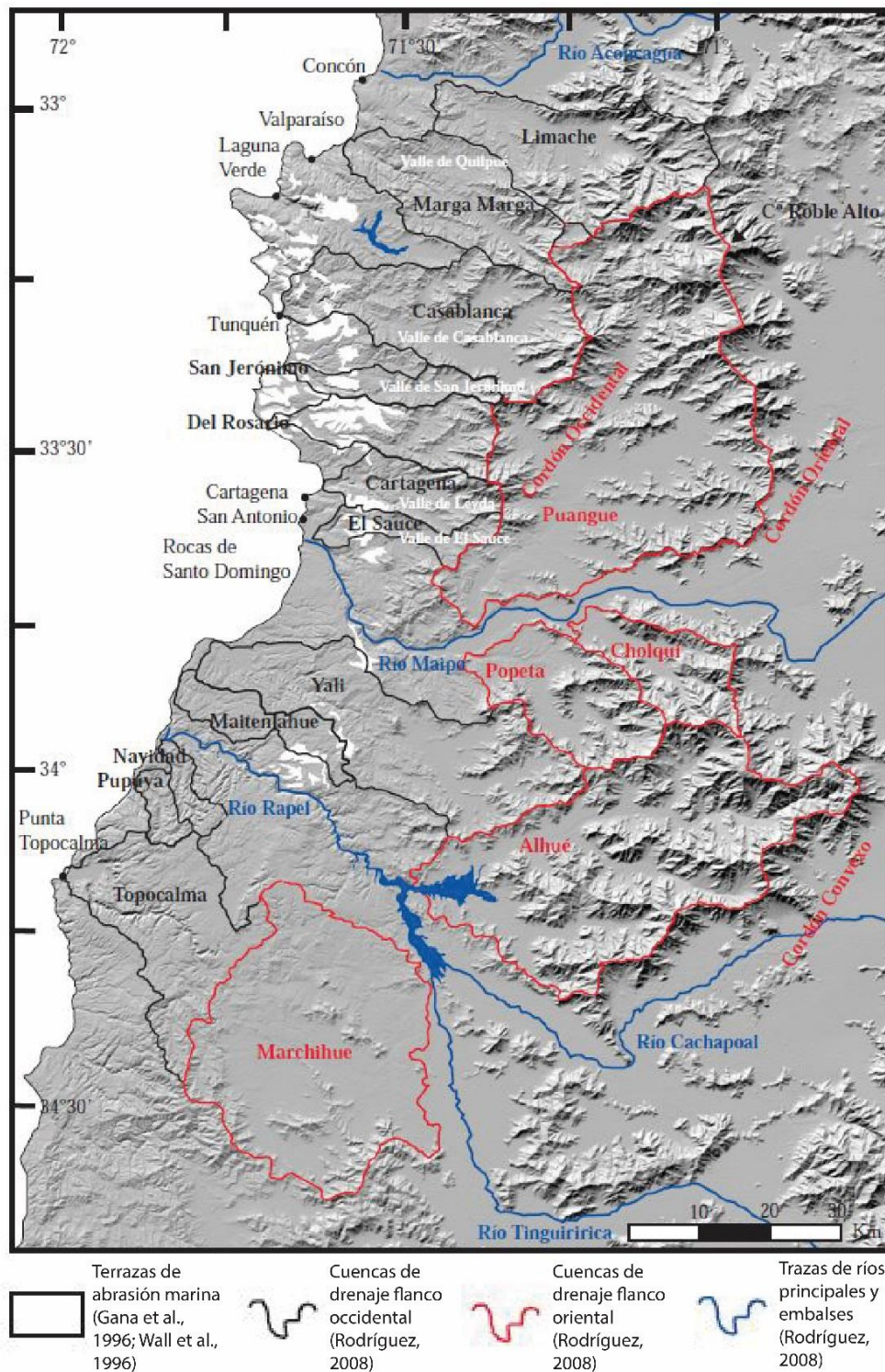


Figura 8: Rasgos geomorfológicos de la región de estudio. Tomado de Rodríguez (2008) en base a Borde (1966), Börgel (1983), Gana et al. (1996) y Wall et al. (1996).

2.1.4 Transición climática del Pleistoceno medio (MPT)

El Cuaternario se caracteriza por la aparición de ciclos glaciales-interglaciales causados por el crecimiento y decaimiento cíclico de los casquetes glaciares (Willeit et al., 2019). Sin embargo, mediante el estudio de $\delta^{18}\text{O}$ en sondajes marinos, Shackleton y Opdyke (1976) revelaron la emergencia de ciclos glaciales cuasi-periódicos (~ 100 ka) de baja frecuencia y alta amplitud que habría ocurrido en algún momento del Pleistoceno medio, en contraste con las variaciones glaciales de baja amplitud, cada ~ 41 ka, que ocurrían previamente (Figura 9).

La emergencia de esta transición fue acompañada de una caída en la temperatura superficial de los océanos en el Atlántico Norte y en los trópicos, por un aumento en la aridez e intensidad monzónica en África y Asia, y una rápida transferencia de carbono orgánico al carbono inorgánico de los océanos (Clark et al., 2006).

En ausencia de cambios significativos en las fuerzas orbitales, esta variación climática indicaría un cambio interno fundamental en el sistema climático (Clark et al., 2006) que ha sido denominado Transición del Pleistoceno Medio (en inglés, Mid Pleistocene Transition, MPT).

Existe un amplio debate al momento de definir cuándo ocurrió el MPT, con descripciones que varían desde una transición climática abrupta a una gradual, y cuyo comienzo habría sido entre los 1.500 ka y 600 ka (e.g., Pisias y Moore, 1981;

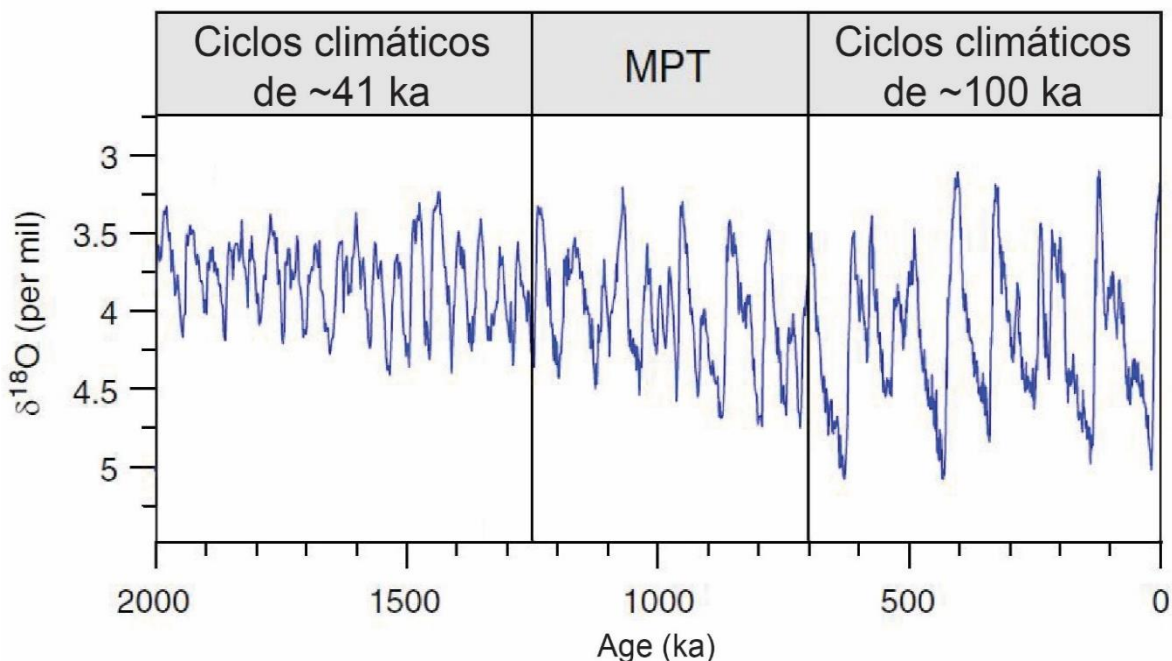


Figura 9: Variación en las concentraciones de ^{18}O ilustrando las variaciones climáticas que ocurren durante el Pleistoceno medio (Mid Pleistocene Transition, MPT), pasando de ciclos glaciales de ~ 41 ka a ~ 100 ka. Modificado de Clark et al. (2006).

Prell, 1982; Ruddiman et al., 1989; Park y Maasch, 1993; Mudelsee y Schulz, 1997; Rutherford y D'Hondt, 2000).

Aun así, las causas argumentadas para explicar esta transición climática son más acotadas: una reducción de largo plazo de las temperaturas producto del descenso gradual en la concentración atmosférica de CO₂ durante los últimos 3 Ma (Berger et al., 1999; Bintanja y van de Wal, 2008; Tziperman y Gildor, 2003) y/o el engrosamiento de los casquetes glaciares producto del descenso en la velocidad de desplazamiento de estos, causado por la remoción de una potente capa de regolito y una mayor fricción con el sustrato cristalino expuesto (Clark y Pollard, 1998; Ganopolski y Calov, 2011; Tabor y Poulsen, 2010).

2.2 Marco Geológico

En la zona de estudio, el dominio occidental de la Cordillera de la Costa se compone de extensos intrusivos del Mesozoico y rocas del Paleozoico, tanto plutónicas como metamórficas. Rocas del Cretácico y Eoceno afloran de manera escasa, mientras que las rocas sedimentarias Neógenas y Cuaternarias se distribuyen ampliamente en la zona. (Figura 10; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; SERNAGEOMIN, 2002).

Las rocas cretácicas afloran en Punta Topocalma y en Algarrobo (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996), las rocas eocenas aparecen únicamente en Algarrobo, sobreyaciendo la sucesión cretácica (Gana et al., 1996). Las rocas neógenas, por su parte, afloran en gran parte de la costa al sur de San Antonio, mientras que al norte se presentan de manera más dispersa (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Los depósitos cuaternarios cubren toda la zona costera del estudio y corresponden a arenas y gravas continentales, de edad pleistocena, y depósitos marinos, fluviales y aluviales holocenos (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

2.2.1 Basamento

El basamento de la zona de estudio se compone de unidades metamórficas e intrusivas del Paleozoico, así como intrusivos de edad Triásica a Jurásica (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

Las rocas metamórficas corresponden a rocas foliadas con predominancia de un protolito plutónico y sedimentario subordinado, que aflora en enclaves de pocos kilómetros dentro de los complejos intrusivos de la zona. Los intrusivos paleozoicos corresponden a tonalitas, granodioritas, monzogranitos, sienogranitos y granitos en contacto gradacional formando un plutón compuesto de decenas de kilómetros con una elongación en dirección noroeste y norte.

Dioritas, anfibolitas y gabros conforman la unidad de intrusivos triásicos, que constituyen un plutón de exposición continua entre los esteros Cartagena y El Sauce. Sienogranitos y monzogranitos triásico-jurásicos forman cuerpos alargados en contacto gradual con granitoides paleozoicos en el sector de San Antonio y Rapel.

Los intrusivos jurásicos corresponden a la unidad Peñuelas, compuesta de tonalitas, granodioritas, monzodioritas y dioritas formando un cuerpo de 42 kilómetros de longitud en el norte y plutones subcirculares de pocos kilómetros al sur, en contacto gradual con otras unidades; la unidad Laguna Verde, compuesta de anfibolitas gneises, dioritas, monzodioritas y gabros formando plutones compuestos, menores a 16 km de largo, restringidos al sector de Laguna Verde, intruyendo rocas paleozoicas y gradual con la unidad Sauce; la unidad Limache, compuesta de tonalitas y granodioritas que afloran en el norte como una franja continua de 55 kilómetros en dirección nor-noroeste y en contacto gradual con otros intrusivos, y en el sur como plutones alargados en sentido este-oeste y noreste, de 10 a 13 kilómetros de longitud; la unidad Sauce, de composición básica a intermedia, que se encuentra en contacto gradual con otros intrusivos jurásicos de las unidades Laguna Verde y Peñuelas, y en contacto tectónico con intrusivos del Paleozoico.

2.2.2 Rocas Estratificadas

Los primeros estudios de los estratos costeros fueron realizados por Darwin (1846) en la localidad de Navidad, describiéndolos como una unidad de areniscas amarillentas, concreciones calcáreas y abundantes fósiles, de edad Oligoceno-Mioceno. A partir de entonces, diversos autores han presentado esquemas estratigráficos para el área. Sin embargo, en este trabajo se adoptan principalmente las descripciones realizadas por Encinas (2006), Encinas et al. (2006a; 2006b) y Gutiérrez et al. (2013).

2.2.2.1 Formación Navidad (Encinas et al., 2006a)

La formación se compone de areniscas, limolitas, conglomerados y coquinas, con una potencia máxima de entre 100 y 200 metros, que afloran de manera continua entre Punta Toro y Boca Pupuya, y de manera discontinua al norte y al sur, siendo particularmente escasos los afloramientos entre San Antonio y Valparaíso. Sobreyace en discordancia erosiva al basamento cristalino de edad paleozoica a mesozoica y a los estratos cretácicos de la Formación Punta Topocalma (Cecioni, 1978), y subyace de manera concordante a la Formación Licancheu (Encinas et al, 2006a).

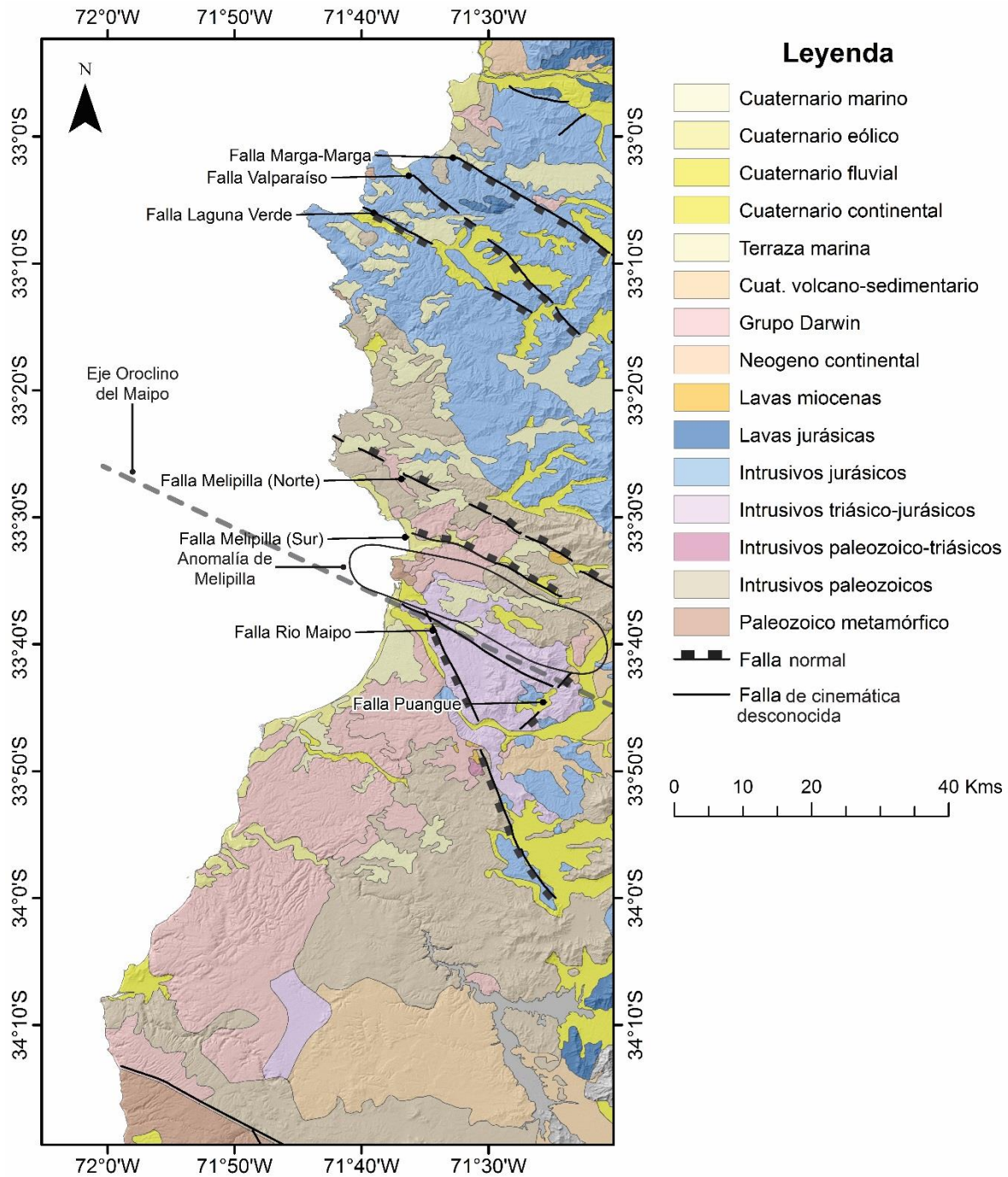


Figura 10: Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Gana et al. (1996), Wall et al. (1996), Yáñez et al. (2001), SERNAGEOMIN (2002), Farías et al. (2008) y Rodríguez (2008). Grupo Darwin corresponde a las formaciones cenozoicas Navidad, Licancheu, Rapel y La Cueva.

La formación presenta un conglomerado basal con clastos graníticos, esquistosos y máficos, y/o una coquina. Sobreyaciendo al conglomerado basal o apoyado directamente sobre el basamento, se alternan areniscas y limolitas con escasos conglomerados, donde se distinguen facies de areniscas macizas,

alternancias de areniscas y limolitas con ciclos de Bouma, conglomerados, areniscas con laminación paralela, limolitas, brechas sedimentarias, depósitos caóticos (*slides*, *slumps*) y diamictitas. Tanto en limolitas como en areniscas de grano muy fino se encuentran abundantes *Chondrites* isp. y *Zoophycos* isp.

La abundante variedad de fósiles ha generado un debate en cuanto a la edad de la formación, siendo asignada al Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano en base a macrofósiles invertebrados (Tavera, 1979), Mioceno Tardío en base a ostrácodos (Osorio, 1978) y Mioceno Medio – Plioceno Temprano en base a algunas especies de foraminíferos (Encinas et al., 2006a). Sin embargo, Gutiérrez et al. (2013) propone una edad Miocena Temprana a Media para la formación, debido al nulo retrabajo de los moluscos presentes en la formación, la presencia de dientes de tiburón de acotado rango cronoestratigráfico y dataciones de estroncio en moluscos y radiométricas en clastos volcánicos.

Al igual que con su edad, su ambiente deposicional ha sido materia de controversia. Encinas et al., (2006a) asocia la formación a un ambiente de talud continental en base a la abundancia de trazas fósiles *Chondrites* isp. y *Zoophycos* isp, y a la presencia de foraminíferos bentónicos indicativos de profundidades batiales. Por otra parte, la evidencia presentada por Gutiérrez et al. (2013) sugiere que la Formación Navidad representa un ambiente costero somero a plataformal.

2.2.2.2 Formación Licancheu (Encinas et al., 2006a)

Formación compuesta de areniscas y escasos conglomerados, limolitas y niveles fosilíferos, sobreyaciendo de manera concordante a la Formación Navidad y de manera discordante al basamento cristalino, y subyaciendo concordantemente a la Formación Rapel, con un espesor que varía entre 0 y 40 metros (Encinas et al., 2006a).

La edad de la formación se ha inferido únicamente en base a relaciones estratigráficas, indicando una edad Mioceno Tardío (Gutiérrez et al., 2013) debido a que sobreyace a la Formación Navidad y subyace a la Formación Rapel, que subyace a su vez a la Formación La Cueva, donde se han datado clastos de pómez con edades entre $7,7 \pm 1,0$ y $2,7 \pm 0,3$ Ma (Mioceno Tardío – Plioceno; Encinas et al., 2006a).

El contenido fosilífero, la predominancia de areniscas, la existencia de trazas fósiles *Ophiomorpha* isp. y *Skolithos* isp. y de areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa, indicarían un ambiente marino somero de alta energía que reflejaría una sucesión regresiva.

2.2.2.3 Formación Rapel (Encinas, 2006a)

Formación compuesta de areniscas y escasos conglomerados y limolitas, que sobreyace en concordancia a la Formación Licanheu y en discordancia al basamento, y subyace concordantemente a la Formación La Cueva. Se distribuye de manera continua entre San Antonio y Punta Topocalma, con potencias que varían entre 0 y 154 metros (Encinas et al., 2006a).

La formación no presenta contenido fosilífero u otro tipo de indicadores que permitan acotar su edad. No obstante, las relaciones estratigráficas indicarían una edad Mioceno Tardío (Gutiérrez et al., 2013).

La formación es interpretada, en su sección basal, como depósitos de flujos de detritos y transportes en masa de arena, sugiriendo un ambiente de abanico deltaico. La presencia de estratificación tipo *hummocky* y *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp. en las facies superiores indicarían un ambiente marino somero de alta energía (Encinas et al., 2006a).

2.2.2.4 Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a)

Areniscas, escasos conglomerados y muy escasas limolitas, sobreyaciendo en paraconformidad a la formación Rapel y discordantemente al basamento granítico, y en algunas zonas está cubierta por depósitos continentales pleistocenos en disconformidad, con una potencia estimada de 100 metros.

Presenta en su base un conglomerado transgresivo marino de potencia decimétrica, formado por clastos centimétricos y bien redondeados de andesita. Sobre este, la formación presenta facies de arenisca de color gris claro con estratificación cruzada planar, estratificación cruzada espigada y en artesa, así como trazas fósiles *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp. Presenta, localmente, intercalaciones de conglomerados clasto-soportados que forman paleocanales de potencia decimétrica a métrica. Entre Litueche y Las Damas se observan capas de conglomerados de pocos metros de potencia y muy continuos lateralmente, por sobre las facies de areniscas. Estos son clasto a matriz-soportados, presentando una abundante matriz volcánica albergando clastos volcánicos que alcanzan tamaños métricos.

Basados en fósiles de moluscos y dientes de tiburón, y dataciones radiométricas en un clasto de escoria (K/Ar en roca total) y en clastos de pómez ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y anfíbol), Encinas et al. (2006a) le asignan a esta formación una edad pliocena indeterminada.

Las estructuras sedimentarias y bioturbación presentes en la formación indican un ambiente marino somero de alta energía (Encinas et al., 2006a). Los conglomerados volcanoclásticos del techo de la formación, entre Litueche y Las Damas, se interpretan como depósitos de lahares (Encinas et al., 2006a; 2006b).

2.2.3 Depósitos No Consolidados (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996)

Gravas, arenas, limos y arcillas correspondientes a depósitos litorales y eólicos actuales y sub-actuales; depósitos fluviales actuales, sub-actuales y antiguos; depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; depósitos lacustres; depósitos volcánicos; depósitos marinos y terrazas de abrasión (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

Dentro de este último grupo, los depósitos marinos corresponden a sedimentos marinos a transicionales, constituidos por limos, arenas y gravas con niveles coquinoídeos, formando superficies aterrazadas y con fauna del Pleistoceno-Holoceno (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

Las terrazas de abrasión, por su parte, corresponden a unidades morfológicas de origen marino labradas sobre intrusivos paleozoicos, triásico-jurásicos y jurásicos, y formaciones Neógenas (Navidad, Licancheu, Rapel, La Cueva), que se preservan a cotas variables entre 40 y 550 m.s.n.m. (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Se pueden presentar sin cubierta sedimentaria, con una cubierta de arenas cuarzosas posiblemente marina, de arenas negras con acumulación de minerales pesados, de origen litoral, y con una cubierta aluvial. Se les asigna una edad Plioceno(?)-Pleistoceno (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

2.2.4 Geología Estructural

La Cordillera de la Costa Occidental se encuentra subdividida en bloques estructurales limitados por fallas verticales de rumbo NW a NE y NNE a NNW separados por una anomalía magnética y gravimétrica denominada Anomalía de Melipilla (AM; Yáñez et al., 1998).

La Anomalía de Melipilla (Figura 10) corresponde a un elemento estructural de primer orden en la región, definida como un cuerpo tabular no magnético, subhorizontal, que se ubica en niveles medios de la corteza superior (~4-6 km.; Yáñez et al., 1998). Este rasgo estructural constituye una transición tectónica mayor en el margen andino, separando rasgos geológicos y geomorfológicos en dos segmentos, que involucran desde el antearco al antepaís. Así, por ejemplo, la anomalía marca una transición caracterizada por la desaparición de los valles transversales al sur de Santiago dando origen a la depresión central que se extiende por más de 1.000 km al sur (Yáñez et al., 1998).

La estructura de mayor importancia regional corresponde a la Falla Melipilla, que se extiende a través de dos ramas con rumbo E-W y NW-SE, que finalizan en el estero Cartagena y cerca de El Quisco, respectivamente, y se interpreta como una falla de rumbo dextral y/o transpresional, que desplaza secuencias estratificadas mesozoicas e intrusivos paleozoicos, y expone, hacia la costa, niveles

corticales más profundos y deformados, con una foliación milonítica discreta (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

Otra falla de importancia regional corresponde a la Falla Puangue, de cinemática normal y orientación NNE, que es interrumpida por una tercera falla regional, la Falla Río Maipo, que se observa controlando el curso inferior del río homónimo, y se extiende hasta el curso medio del Cachapoal con un rumbo NNW y cinemática normal. Según Yáñez et al. (1998), esta estructura correspondería al sector sur de la AM, y el conjunto alzaría el bloque intrusivo paleozoico al norte de la desembocadura del río Maipo, impidiendo el avance de depósitos de flujo piroclástico Cuaternarios como la Ignimbrita Pudahuel (Wall et al., 1996).

2.3 Marco Teórico

2.3.1 Geomorfología costera

La erosión, transporte y depositación de sedimentos producto de la acción de las olas, las mareas, las tormentas y el viento, entre otros procesos, moldean la costa (Burbank y Anderson, 2001). En el caso de (1) costas erosivas, la interacción entre el mar y el continente define principalmente un acantilado y una plataforma costera, mientras que, en (2) costas deposicionales, esta interacción define sub-ambientes de acumulación de sedimentos como la playa (en inglés, *shore*) y el frente de playa (en inglés, *shoreface* o *nearshore*), construidas en la base del acantilado y sobre la plataforma costera (Bird, 2008).

Tanto los procesos sub-acuáticos como los sub-aéreos desprenden y fragmentan la costa formando un acantilado, y a medida que las olas chocan con él, la turbulencia del flujo, cargado con arena y grava, y la presión hidráulica erodan su base, mientras que procesos sub-aéreos (flujos gravitacionales, escorrentía, etc.) erodan la cara del acantilado (en inglés, *cliff face*), produciendo una mayor inclinación de la pendiente hasta inestabilizarla y provocar su retroceso (Bird, 2008).

El material desprendido que no es removido por el oleaje cubre al acantilado costero y aporta a la acumulación de sedimentos para la formación de una costa deposicional. En ella, se desarrolla un ambiente de frente de playa, comprendido entre la línea de baja marea y el límite de acción del oleaje en buen tiempo y un ambiente de playa sobre la línea de baja marea, y que se divide en una anteplaya (en inglés, *foreshore*), comprendida entre la alta y baja marea, y una retroplaya o playa de tormenta (en inglés, *backshore*), extendiéndose tierra adentro desde la línea de marea alta hasta el límite de penetración de influencia marina, comúnmente acantilados costeros o altos topográficos, siendo ocasionalmente inundada por mareas excepcionalmente altas y durante tormentas, y donde se generan depósitos continentales como dunas, entre otros (Figura 12; Bird, 2008).

2.3.2 Terrazas marinas como marcador tectónico

Las terrazas marinas corresponden a una morfología que se produce por la interacción del mar con la costa, por lo que la presencia de éstas a elevaciones superiores al nivel del mar correspondería a un marcador que registra la paleosuperficie horizontal y el alzamiento con respecto al nivel del mar al momento de su formación (Bradley y Griggs, 1976; Lajoie, 1986).

Tal alzamiento resulta tanto del movimiento local del continente con respecto al geode como de las variaciones del nivel eustático del mar. Esto último, a lo largo del Pleistoceno, es causado principalmente por cambios en el volumen de los casquetes glaciares, con variaciones en la elevación en el rango de los 120-150 metros (Burbank y Anderson, 2001).

Sin embargo, para que una terraza marina pueda generarse, el nivel del mar debe mantenerse a una posición relativamente similar a la de la costa. Como consecuencia, intervalos donde las tasas de movimiento vertical de la tierra y las tasas de variación del nivel del mar son casi equivalentes favorecerían la formación de terrazas marinas (Burbank y Anderson, 2001).

Los cambios en el nivel del mar durante el Cuaternario han sido reconstruidos con gran precisión (e.g. Chappell et al., 1996; Siddall, 2006), demostrando que durante los periodos de máxima glaciación el desarrollo de casquetes provoca la caída en el nivel del mar, mientras que en periodos interglaciales los niveles del mar alcanzan máximos.

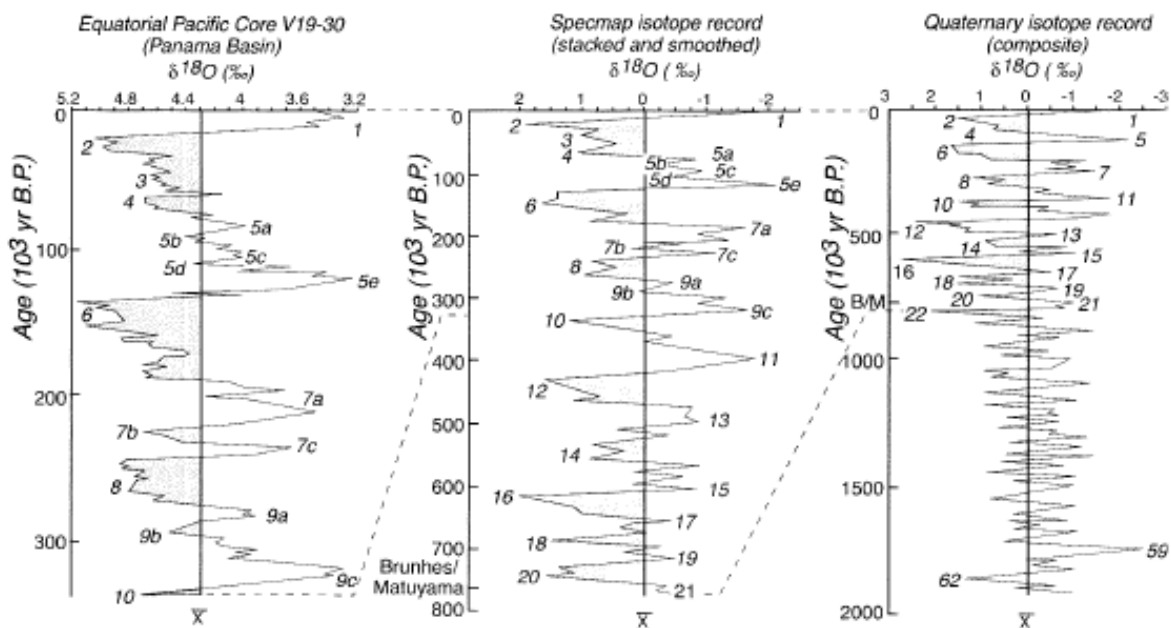


Figura 13: Composición isotópica de los océanos durante el Cuaternario vista a través de tres escalas temporales distintas, producto de la reconstrucción con muestras distintas, definiendo los Marine Isotopic Stages (MIS). Notar la periodicidad de los MIS cada 100 ka en los últimos 800 ka. Antes de eso, la periodicidad era dominada por ciclos de 40 ka. Tomado de Burbank y Anderson (2001).

La reconstrucción de estos periodos, denominados *Marine Isotopic Stages* (*MIS*), se basa principalmente en el estudio de los isotopos de los átomos que componen el agua, sensible a los procesos que hacen y deshacen casquetes glaciales. MIS impares corresponden a periodos interglaciales y los pares a máximos glaciales (FIG. 5), siendo el MIS 1 el periodo más reciente (Figura 13).

2.3.3 Tasas de Alzamiento

Se calcula la tasa media de alzamiento (ec1) en un intervalo de tiempo $\Delta t_{io} = t_i - t_o$ entre cada terraza marina reconocida (*i*) y el nivel del mar actual (*o*), aplicando la siguiente ecuación (Saillard et al., 2009):

$$UpliftRate_{io} = u_{io} = (ShA_i - E_i)/Age_i \quad (ec1)$$

donde ShA_i corresponde a la elevación actual del *shoreline angle* de la terraza marina en cuestión, E_i es la elevación del nivel del mar en t_i , relativa a la elevación actual del mar, y Age_i es la edad de la terraza marina inferida a partir de correlaciones con los MIS reconocidos a lo largo de la costa de Chile.

2.4 Marco Geomorfológico

2.4.1 Terrazas marinas en Chile

Diversos autores han documentado una serie de plataformas de origen marino emergidas a lo largo de la costa de Chile (Graham, 1824; Darwin, 1846; Domeyko, 1848; Brüggén, 1950; Fuenzalida, 1965; Paskoff, 1970). En las últimas décadas, la importancia que han tenido las terrazas marinas cuaternarias como marcadores de deformación tectónica reciente y el desarrollo de nuevas técnicas de datación ha permitido la realización de estudios más detallados de secuencias de terrazas marinas, concentrándose en el norte y sur de Chile (Figura 14; e.g. Radtke, 1987,1989; Leonard y Wehmler, 1992; Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2009, 2012; Rodríguez et al., 2013; Melnick et al., 2009; Jara-Muñoz et al., 2015a).

Al norte de la región de análisis, Regard et al. (2010) demuestran que la costa entre Tanaka (15.7°S; sur de Perú) y La Serena (30°S), se habría alzado durante, al menos, el Pleistoceno medio como lo evidencia una secuencia de hasta tres terrazas marinas emergidas.

La plataforma principal, que denominan *rasa*, tiene un ancho entre 1 y 3 km alcanzando hasta 10 km en algunas zonas, y se encuentra a una altura de 110 ± 20 m.s.n.m. en gran parte de la costa analizada. Una plataforma costera más alta, que es reconocida en Perú y en las penínsulas chilenas, se encuentra a una elevación de ~ 300 metros. Una plataforma inferior, con elevaciones entre 40 y 60 metros se presenta de manera discontinua en la región, sin mayores cambios en su elevación.

Regard et al. (2010) proponen que la *rasa* se habría formado en un periodo de estabilidad tectónica o alzamiento lento que habría permitido su desarrollo submarino y que precede a un periodo de alzamiento que habría comenzado hace 400 ± 100 ka (pudiendo corresponder al MIS 9 o MIS 11). Asimismo, estiman una edad de 800–1.000 ka para el nivel superior, indicando que las penínsulas se estarían alzando desde un periodo de tiempo más largo.

El reconocimiento y datación (mediante el isótopo cosmogénico ^{10}Be) de las terrazas marinas a lo largo de la costa del norte de Chile, entre los 24°S y 32°S , permitieron a Martinod et al. (2016a) calcular tasas de alzamiento de 0.3 m/ka a

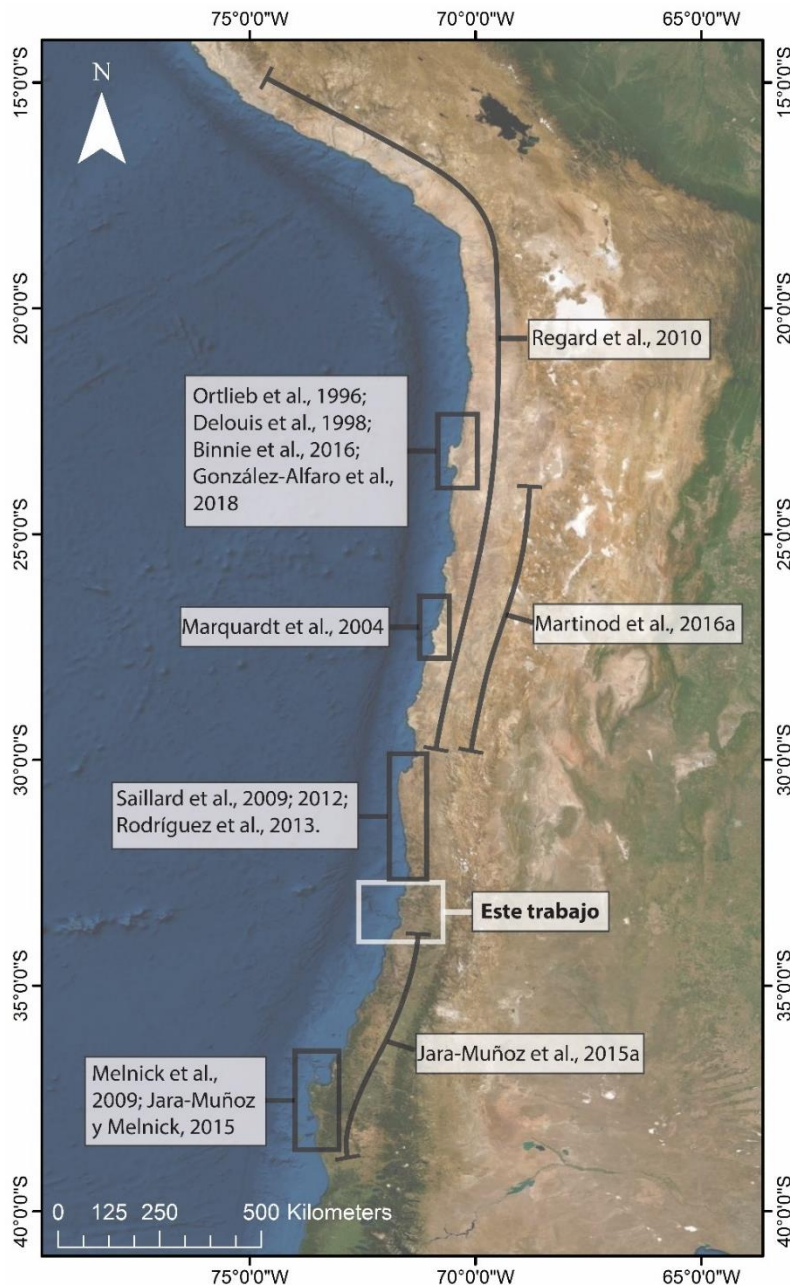


Figura 14: Imagen satelital del margen de Chile y Perú, y la distribución espacial de los trabajos relativos al alzamiento Cuaternario del antearco costero que serán referenciados en este trabajo. En el cuadro en blanco se acota la zona que será estudiada en este trabajo.

partir del periodo interglacial MIS 5, sugiriendo que toda la costa a lo largo de la zona estudiada ha estado alzándose desde el Pleistoceno superior (MIS 5).

Mas aún, las tasas de alzamiento calculadas por Martinod et al. (2016a) con terrazas más antiguas son cercanas a las obtenidas para la terraza correspondiente al MIS 5, lo que les sugiere que éstas se mantuvieron constantes durante el Pleistoceno medio (desde MIS 11), en torno a 0.3 m/ka, con algunas excepciones producto de las condiciones tectónicas locales.

Una de estas excepciones corresponde a Altos de Talinay (31°S), donde Saillard et al. (2009) describen una secuencia de 5 terrazas marinas, calculando su edad de exposición en base a isótopos cosmogénicos (en este caso, ^{10}Be). Las edades de exposición promedio, asumiendo tasas de erosión despreciables, son de 679 ± 8 ka (MIS 17) para T_I , 318 ± 1 ka (MIS 9c) para T_{II} , 225 ± 12 ka (MIS 7e) para T_{III} , 123 ± 14 ka (MIS 5e) para T_{IV} y 11 ± 2 ka (MIS 1) para T_V .

Saillard et al. (2009) sugieren que la ausencia de terrazas marinas entre los periodos MIS 17 y MIS 9c sería la consecuencia de la erosión marina sobre las superficies de abrasión marina formadas entre estos periodos, lo que atribuyen a procesos tectónicos locales que generan bajas e irregulares tasas de alzamiento.

A partir de las edades de exposición de los niveles y sus elevaciones, los autores derivan tasas de alzamiento de 0.74 ± 0.15 m/ka, 1.16 ± 0.42 m/ka, 0.39 ± 0.15 m/ka, 0.10 ± 0.07 m/ka y 1.67 ± 0.43 m/ka para las terrazas T_I a T_V , respectivamente.

Por otro lado, Rodríguez et al. (2013) utilizan isótopos cosmogénicos (^{26}Al y ^{10}Be) para constreñir la evolución de las morfologías marinas y continentales presentes a lo largo del valle del Choapa (31.6°S) y así establecer la extensión hacia el oriente del alzamiento costero durante el Cuaternario en la zona.

Los datos presentados sugieren una estabilidad tectónica entre los 800 y 500 ka, aproximadamente, permitiendo la reocupación de la terraza marina principal presente durante distintos periodos interglaciales, y que habría sido alzada post-500 ka. Asimismo, los elementos continentales son correlacionables morfológicamente con esta terraza y tienen edades de exposición del mismo orden de magnitud, sugiriendo un origen y evolución sincrónicos.

Al sur de la región estudiada en este trabajo, Jara-Muñoz et al. (2015a) realizan un reconocimiento y datación de terrazas marinas (mediante post-IR IRSL³) asociadas a los periodos interglaciales MIS 5e y MIS 5c entre las penínsulas de Arauco y Punta Topocalma, que corresponden a los límites de la zona de ruptura

³ Post-IR IRSL (en inglés, post-infrared infrared stimulated luminescence) es un método de datación de sedimentos, comúnmente del Pleistoceno medio y tardío, mediante la estimulación óptica de feldespatos en dos etapas (e.g., Thomsen et al., 2008; Buylaert et al., 2009).

del terremoto del Maule de 2010, con el objetivo de relacionar los patrones de deformación a largo plazo con la segmentación sismotectónica.

En su estudio, Jara-Muñoz et al. (2015a) calculan una tasa de elevación promedio de 0.5 m/ka para las terrazas marinas reconocidas, siendo excedida en tres áreas que han experimentado un alzamiento de hasta 1.6 m/ka y que corresponden a las localidades de Punta Topocalma, Carranza y Arauco, ubicadas en los sectores norte, centro y sur del segmento estudiado, respectivamente.

Melnick et al. (2009) estiman las tasas de alzamiento para las terrazas del MIS 5e, MIS 7 y MIS 9 en la península de Arauco (37°-38°S), en base a ^{26}Al y ^{10}Be , con el objetivo de relacionar esta anomalía topográfica del antearco con el límite entre dos segmentos sismogénicos. En el centro de la península, las tasas de alzamiento de estas tres superficies son similares, alcanzando hasta 1.8 ± 0.2 m/ka, y decreciendo hacia el norte y el sur hasta los 0.36 ± 0.07 m/ka.

2.4.2 Estructuras asociadas al alzamiento de terrazas marinas en Chile

Las terrazas marinas son un marcador ampliamente utilizado para documentar el alzamiento del antearco en las costas de Perú y Chile (e.g., Melnick et al., 2009; Regard et al., 2010; Saillard et al., 2011).

A lo largo de estas costas, anomalías topográficas (i.e., penínsulas) han sido objeto de estudio al representar zonas donde el alzamiento ha sido acelerado y donde podrían evidenciarse de mejor manera los mecanismos subyacentes (e.g., Delouis et al., 1998; Saillard et al., 2009; Jara-Muñoz et al., 2015a).

Las causas propuestas para explicar la cronología y el mecanismo de alzamiento observados en el antearco durante el Cuaternario son múltiples.

Así, por ejemplo, Regard et al. (2010) plantean que la transición entre un periodo de estabilidad tectónica, o alzamiento lento, y el subsecuente periodo de alzamiento Cuaternario podría haber sido producida por cambios en la zona de Benioff (Folguera et al., 2006; Gillaume et al., 2009), donde un mayor ángulo de subducción durante el Plioceno favorecería la estabilidad tectónica y un menor ángulo de subducción durante el Pleistoceno favorecería el período de alzamiento documentado. También proponen como posible mecanismo la existencia de cambios temporales en el relleno sedimentario de la fosa, producto del clima y la subsecuente modificación del acople interplaca (Lamb y Davis, 2003).

Por otro lado, al norte de los 33°S, anomalías topográficas de la costa (i.e., penínsulas) han evidenciado un patrón de deformación que genera fallas normales, paralelas al margen, y que estarían relacionadas a procesos de subducción como erosión por subducción y acreción basal del material removido (von Huene y Ranero, 2003; Saillard et al., 2009), sugiriendo una flexura cortical de gran escala (Delouis et al., 1998).

Al sur de los 33°S, en cambio, las anomalías topográficas presentan estructuras activas que se distribuyen de manera oblicua al margen, relacionadas con amplias zonas de flexura cortical, con longitudes de onda de decenas de kilómetros que coinciden con los ejes de flexura de oroclinos en el margen andino y con cambios en la curvatura de la interfaz de placas (Figura 15; Melnick et al., 2009; Jara-Muñoz et al., 2015a).

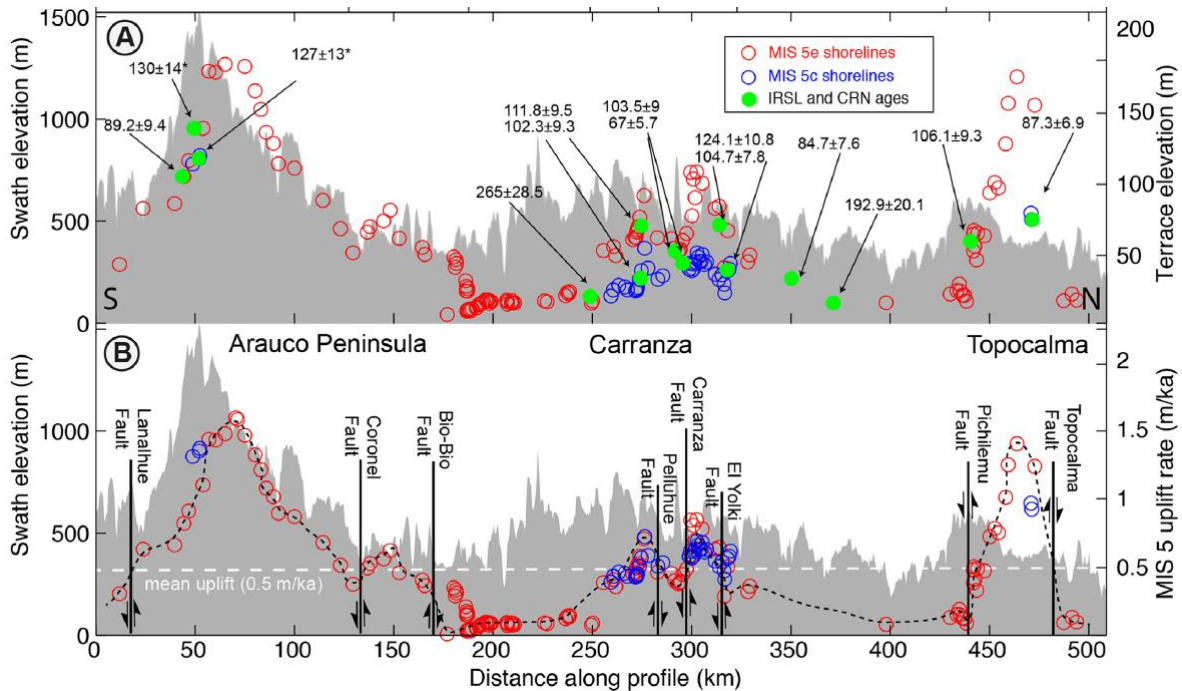


Figura 15: Patrones de deformación a lo largo de la zona de ruptura del terremoto del Maule (2010), entre los 34°S y 38°S. A) Elevaciones y edades de las terrazas del MIS 5, y elevación máxima del perfil swath a lo largo del segmento estudiado. B) Tasas de alzamiento deducidas a partir de las terrazas del MIS 5, fallas principales y elevación máxima del perfil swath a lo largo del segmento estudiado. Tomado de Jara-Muñoz et al. (2015a).

3 Resultados

3.1 Dominios Morfoestructurales

El estudio de los elementos geomorfológicos y estructurales que definen el antearco externo entre los 33°S y 34°S (e.g., Fuenzalida y Varela, 1964; Fuenzalida et al., 1965; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Rodríguez, 2008) permite definir un conjunto de morfologías de primer y segundo orden, en base a la extensión y dimensión de éstas en la región.

Se define como elemento geomorfológico de primer orden, debido a su transversalidad a lo largo de la región estudiada, un lineamiento de orientación NNE-SSW (Figura 16) que coincide con el límite que separa las cuencas de vertiente oriental de las de vertiente occidental en la Cordillera de la Costa (Rodríguez, 2008).

Al norte del Río Maipo, este lineamiento lo definen el valle del Estero Puangue y su cauce, que captura un conjunto de drenajes hasta desembocar en el Río Maipo, la falla Puangue y un cordón montañoso de la Cordillera de la Costa Occidental que contiene una *knickzone* definida por Rodríguez (2008) y un conjunto de superficies que representan remanentes de planicies continentales ubicadas a casi 1.000 metros de elevación (Borde, 1966).

Al sur del Río Maipo, por otro lado, el lineamiento se define como una o, localmente, dos superficies planas ligeramente basculadas hacia el este, que coinciden con *knickpoints* definidos por Rodríguez (2008) y deflexiones en el curso de los ríos Maipo y Rapel, y de los esteros El Yali y Topocalma.

Se realizan perfiles *swath* de elevación, en una franja de 7 kilómetros de ancho y con una extensión de 40 kilómetros, cubriendo la Cordillera de la Costa Occidental (CCW) de la región de manera perpendicular al lineamiento de primer orden y sub-paralelos a los drenajes principales de la región con el objetivo de ilustrar algunos de los elementos que definen este lineamiento (Figura 17).

Por otro lado, en la CCW de la región, Fuenzalida y Varela (1964), Fuenzalida et al. (1965) y Rodríguez (2008) documentan la existencia de una amplia terraza de abrasión marina que alcanza hasta 400 m.s.n.m y que presenta variaciones en su elevación, alcanzando mínimos en torno al Río Rapel y máximos en los extremos norte y sur de la región de estudio, lo que indica una segmentación en cuanto a las elevaciones de ésta.

La segmentación en las elevaciones de la terraza de abrasión marina (Rodríguez, 2008) coincide con variaciones en las características geológicas, estructurales y topográficas de la CCW, lo que permite proponer un conjunto de dominios morfoestructurales que definen, cada uno, morfologías de segundo orden

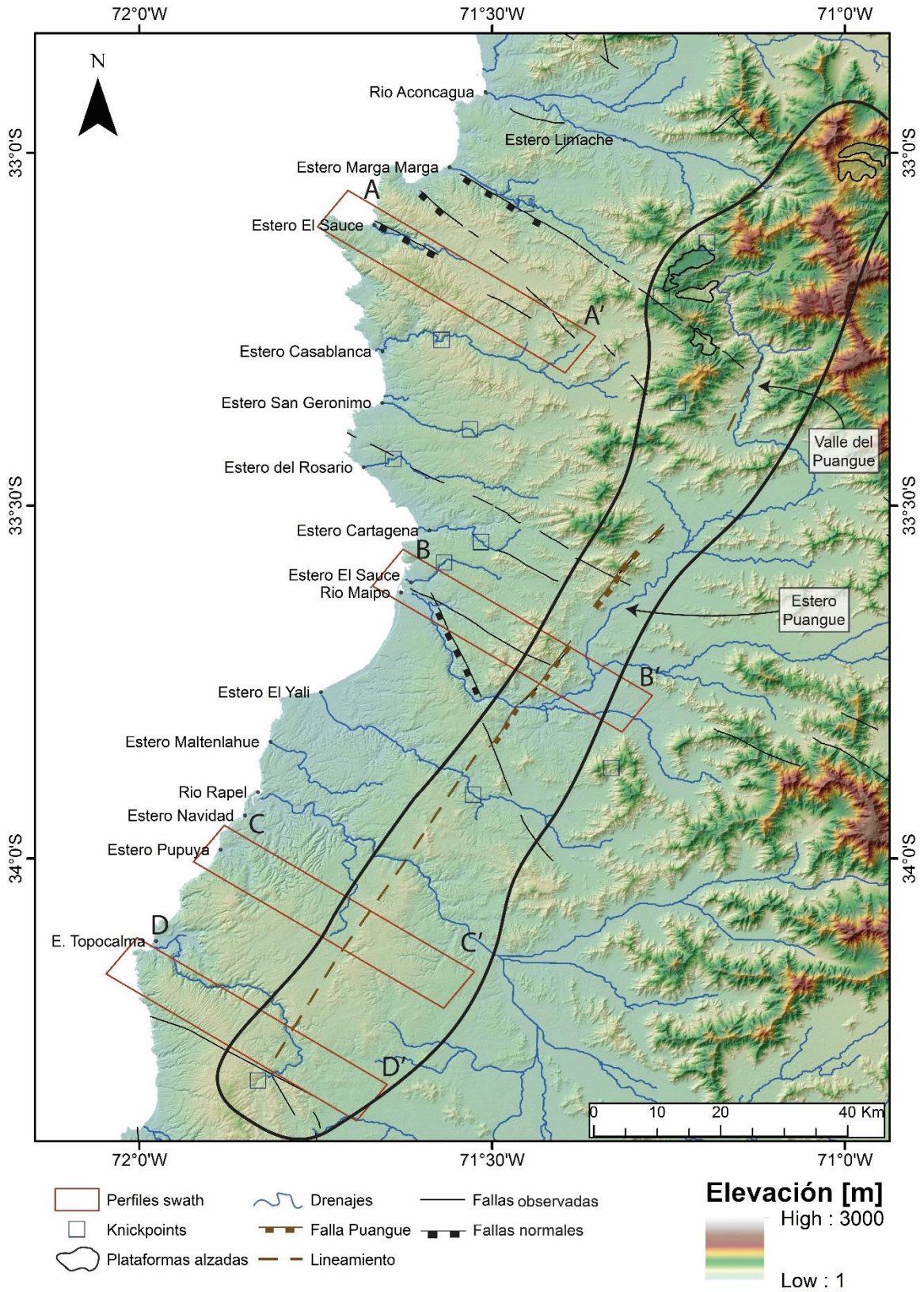


Figura 16: Región de estudio exhibiendo lineamiento en dirección NNE-SSW. Basado en Gana et al. (1996), Wall et al. (1996), Sernageomin (2002) y Rodríguez (2008). Perfiles adicionales en Anexos.

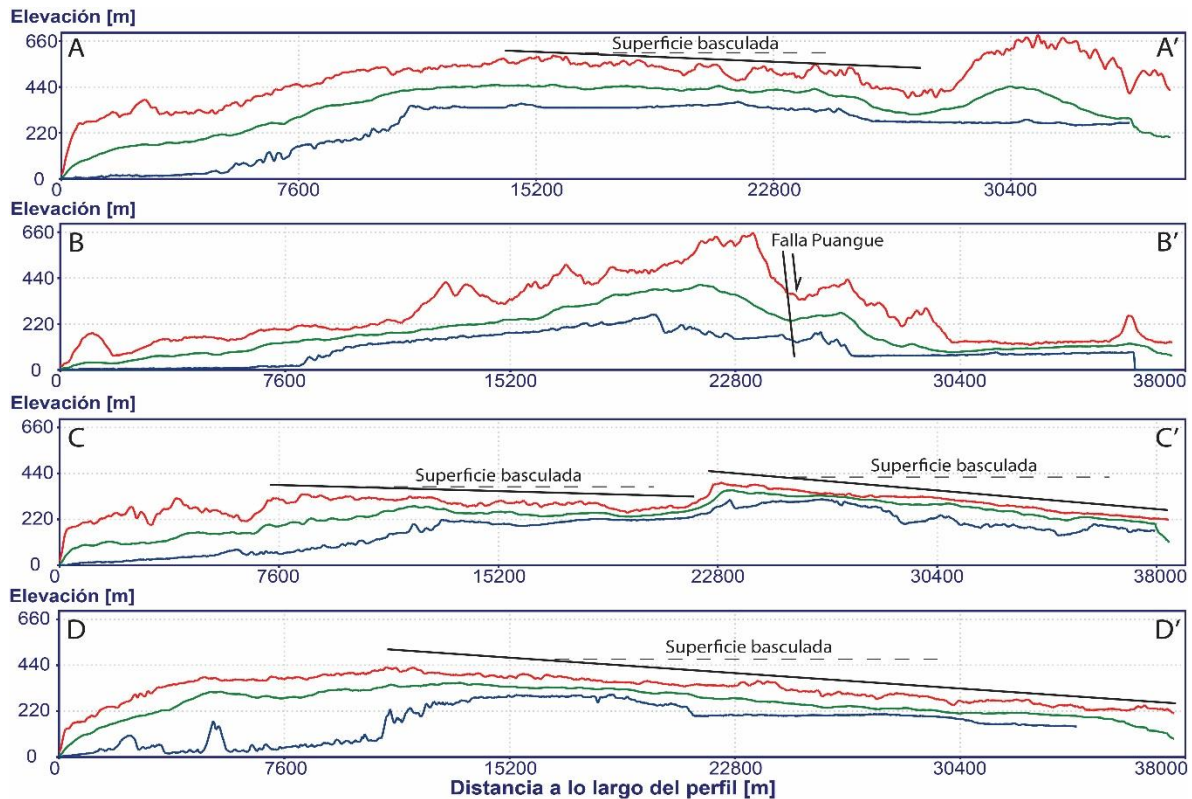


Figura 17: Perfiles swath de elevación (ancho de 7 km.) ilustrando el desarrollo de estructuras y el alzamiento costero generalizado de la región. A-A': Desarrollo de superficie basculada hacia el ESE al interior de Laguna Verde. B-B': Zona sin desarrollo de superficie basculada y ocurrencia de Falla Puangue. C-C': Desarrollo de superficies basculadas hacia el ESE. D-D': Desarrollo de superficie basculada hacia el ESE al interior de Topocalma.

(ej. Antiforme de Laguna Verde y Antiforme de Topocalma en Figura 17) que serán descritas en las secciones siguientes (Figura 18).

La segmentación observada en la CCW también se observa en su contraparte oriental (CCE). En efecto, al norte del Río Maipo, el cordón montañoso principal tiene una orientación NNW-SSE y de él se desprenden cordones secundarios de orientación WSW-ENE. Tales cordones presentan una elevación máxima aproximada de 2.100 metros que decae discontinuamente hacia el río Maipo. Por otro lado, al sur del Río Maipo, la CCE presenta cordones montañosos orientados preferencialmente en dirección E-W, de los que se desprenden cordones secundarios de orientación NNE-SSW, que alcanzan más de 2.200 metros de manera abrupta, atenuando su elevación hacia el extremo sur de la zona de estudio.

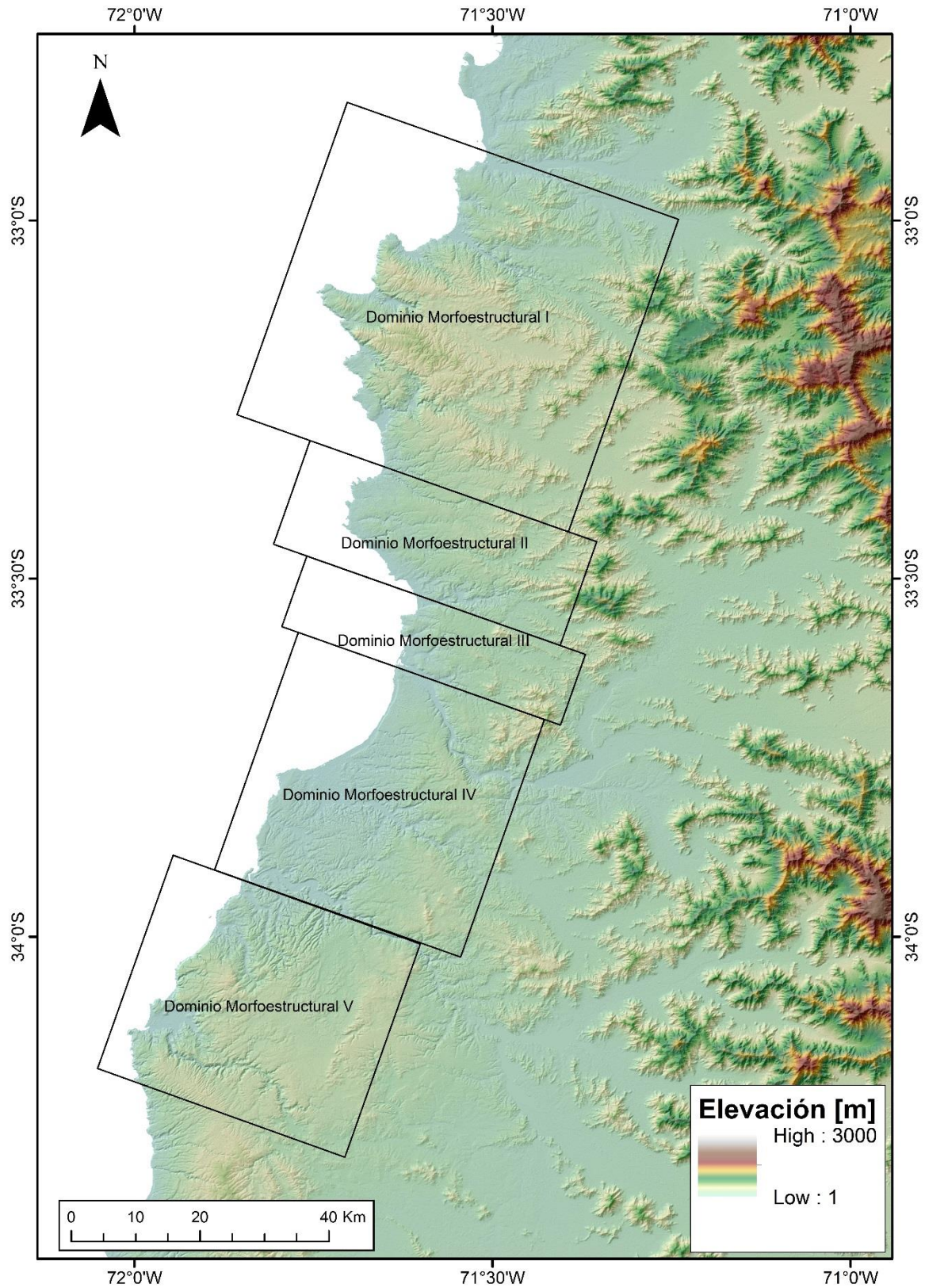


Figura 18: Dominios morfoestructurales del antearco costero entre los 33°-34°S definidos en este trabajo.

3.1.1 Dominio Morfoestructural I

El Dominio Morfoestructural I está definido por una morfología de antifirme denominada Domo de Laguna Verde, con eje WNW-ESE y un bloque basculado hacia el ESE (Figura 19a).

El Antifirme de Laguna Verde se desarrolla entre el Río Aconcagua y el Estero San Gerónimo, extendiéndose por aproximadamente 40 kilómetros de manera perpendicular a este. El bloque basculado, en cambio, se define entre el límite occidental del cordón montañoso de la CCW y el océano, extendiéndose por aproximadamente 20 kilómetros de manera perpendicular a este.

Perfiles *swath* de elevación, realizados en una franja de 3.5 kilómetros, muestran que el antifirme alcanza una altura máxima de 540 metros y un desnivel relativo de 430 y 460 metros en sus flancos norte y sur, respectivamente, mientras que el bloque basculado presenta un desnivel relativo de 172 metros (Figura 20).

La envolvente superior de los perfiles *swath* trazados permite obtener pendientes promedio de 2.21° y 1.24° para los flancos norte y sur del antifirme de eje WNW-ESE, respectivamente, y una pendiente promedio de 0.89° para el bloque basculado hacia el ESE (Figura 20). Sin embargo, la superficie de este bloque se observa truncada hacia el oeste, debido probablemente a la actividad de fallas, la erosión marina o una combinación de ambos.

A lo largo de toda su extensión, este dominio presenta un acantilado costero de gran altura, alcanzando un máximo de 450 m.s.n.m. entre Laguna Verde y Quintay, que desciende hacia sus flancos norte y sur a elevaciones cercanas a 30 y 50 m.s.n.m., respectivamente, interrumpiéndose únicamente por bahías ubicadas en la desembocadura de los drenajes principales (Figura 21). En el centro del dominio, la línea de costa presenta una gran irregularidad, dominada por penínsulas con formas triangulares (i.e., Valparaíso, Laguna Verde, Quintay, Tunquén), mientras que hacia los flancos la costa se hace recta (Figura 19a).

En el centro del Antifirme de Laguna Verde, el dominio presenta redes de drenaje principales rectas con una orientación sub-paralela al eje de esta estructura (i.e., esteros Marga-Marga, El Sauce), en los que afluyen drenajes secundarios sub-perpendiculares (Figura 19a). Los drenajes principales forman valles profundos cuya incisión se acentúa hacia la costa y están limitados lateralmente por escarpes de gran verticalidad (i.e., esteros Marga-Marga, El Sauce; Figura 21).

Estas características de los drenajes son interpretadas como *knickpoints* que reflejan un cambio en el nivel base ocurrido recientemente y la posterior respuesta de la incisión, y que se encuentran a no más de 10 kilómetros hacia el interior (Rodríguez, 2008).

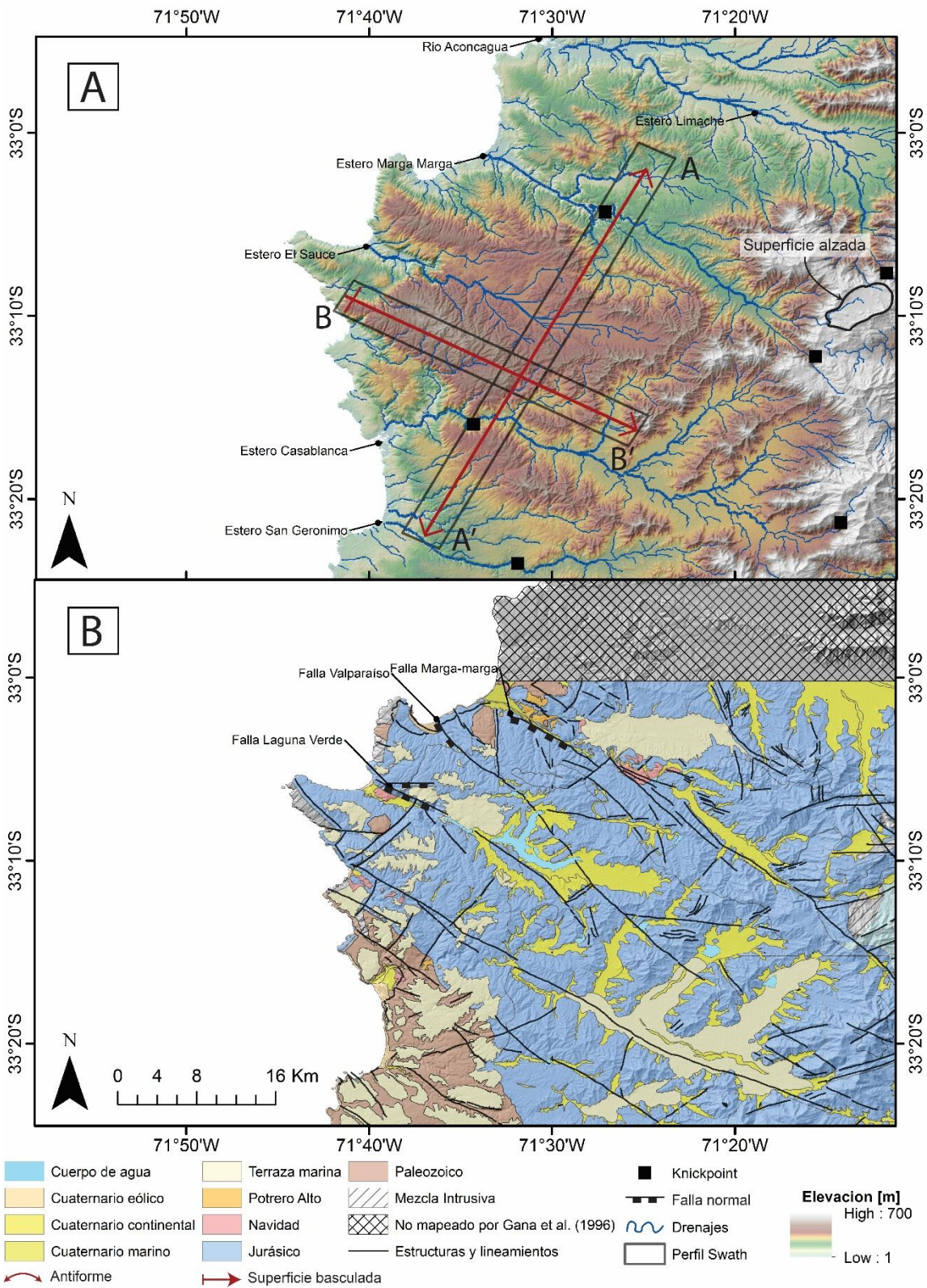


Figura 19: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural I. A) Topografía, drenajes, estructuras características y traza de perfiles swath presentado en Figura 20. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Gana et al., 1996), nombrando las únicas fallas con cinemática conocida.

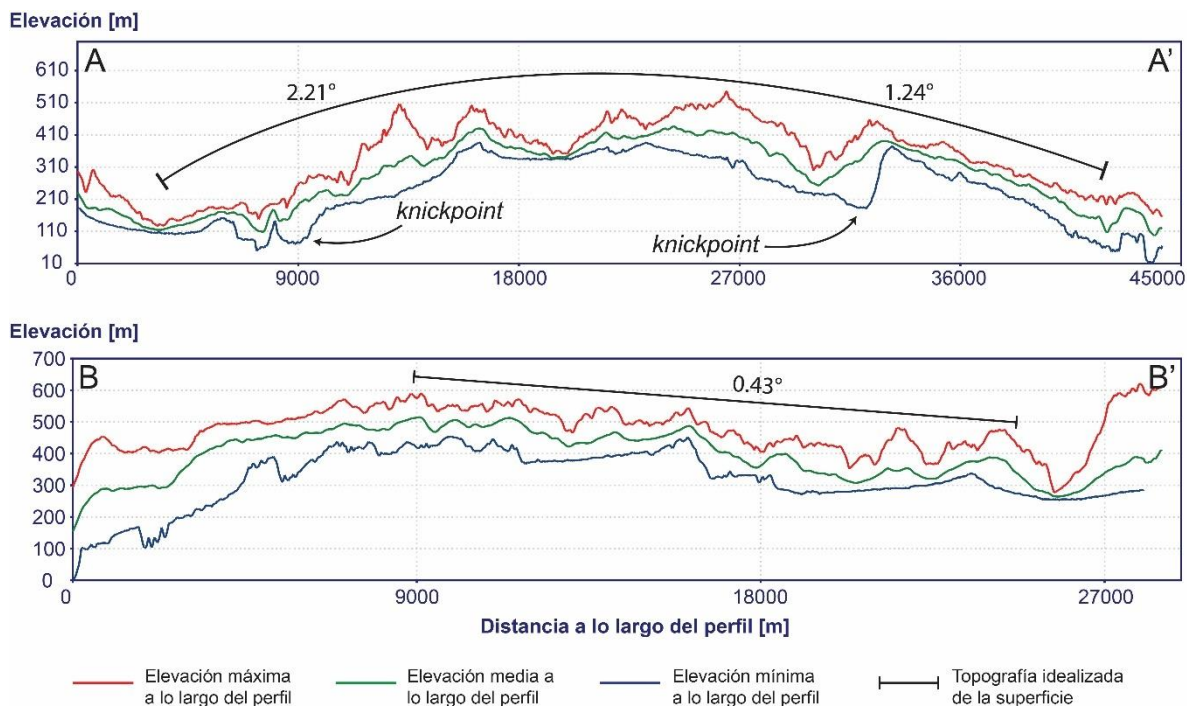


Figura 20: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 19 ilustrando las morfologías de antiforne con ejes en dirección WNW-ESE y NNE-SSW, respectivamente, que definen al Domo de Laguna Verde.

En la fracción oriental del dominio, en cambio, los drenajes forman valles amplios, de decenas de kilómetros de ancho, limitados por cordones o altos topográficos sub-paralelos al eje de la estructura (ej. Quilpué, Placilla), y escurren por sus límites laterales producto de la topografía del antiforne (Figura 21).

Hacia los flancos de la estructura, los drenajes principales disminuyen su encajonamiento y profundidad, y los secundarios adquieren direcciones oblicuas al eje de la estructura, sub-paralelos entre sí, mientras que los valles inter-montanos desaparecen dando paso a valles fluviales de gran extensión lateral.

La geología del dominio se compone de un basamento cristalino de edad paleozoico–jurásica (Complejo Metamórfico Valparaíso e intrusivos paleozoicos; unidades jurásicas Laguna Verde, El Sauce y Peñuelas; Gana et al., 1996), que se hace progresivamente más joven hacia el este y cuyos contactos entre unidades tienen una orientación NW-SE. Sobre el basamento, se han reconocido depósitos neógenos y morfologías cuaternarias de origen marino, ampliamente distribuidas, evidenciando una influencia marina importante en la geología del dominio. A su vez, los depósitos eólicos alcanzan una mayor exposición en superficie hacia los flancos del antiforne (Figura 19b).

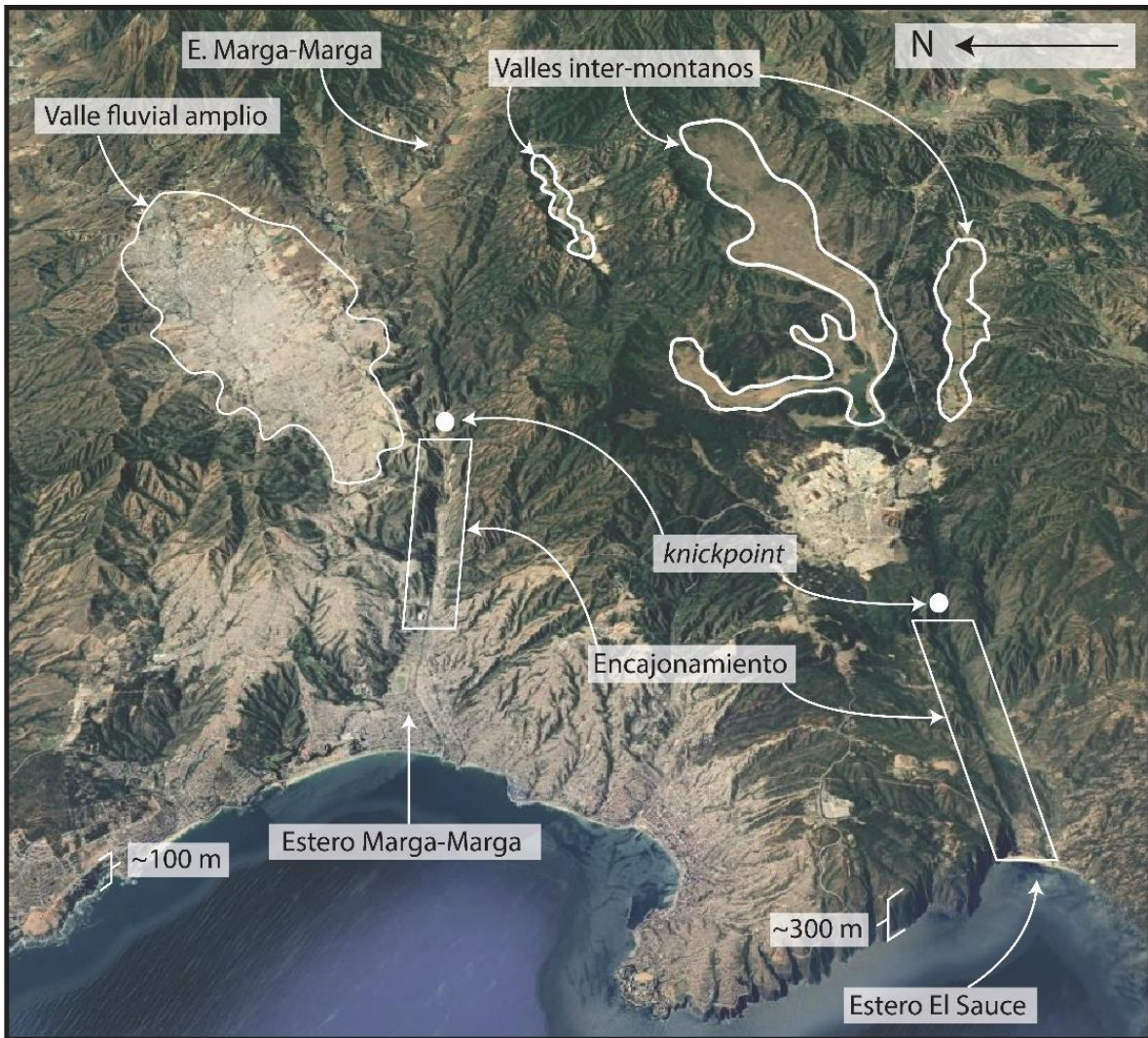


Figura 21: Fotografía 3D de Google Earth señalando las características de los principales drenajes y valles del Dominio Morfoestructural I que ilustran las variaciones entre el centro y el flanco norte (extensión de los valles fluviales y elevación del acantilado costero), y la zona costera e interior de este (encajonamientos fluviales y knickpoints).

Las estructuras principales del dominio (fallas Marga-Marga, Valparaíso y Laguna Verde) se orientan de manera paralela al Antiforme de Laguna Verde, evidencian una cinemática normal (Gana et al., 1996; Rodríguez, 2008) y coinciden con el desarrollo de las redes de drenaje rectas y de gran incisión, sugiriendo que el curso de los drenajes estaría controlado por estructuras. Fallas de menor escala y cinemática desconocida se orientan en direcciones sub-paralelas y sub-perpendiculares a las estructuras principales (Figura 19b).

3.1.2 Dominio Morfoestructural II

Al Sur del Dominio Morfoestructural I, entre el Estero San Gerónimo y el Estero Cartagena, el Dominio Morfoestructural II (Figura 22) se define como el extremo del flanco sur del Antiforme de Laguna Verde, y cuya superficie la compone una terraza de abrasión marina (Fuenzalida y Varela, 1964). Tal superficie indica la existencia de dos bloques basculados hacia el SW, separados entre sí por el Estero del Rosario, y desplazados verticalmente decenas de metros con respecto a la misma superficie en el dominio I (Figura 23).

La elevación máxima del dominio II coincide con el bloque basculado del norte, alcanzando una elevación máxima de 254 metros, mientras que un segundo máximo local, ubicado en el bloque basculado del sur, presenta una elevación de 213 metros. El bloque norte tiene un desnivel de 100 metros y una pendiente promedio de 1.00° , medida sobre la envolvente superior de la superficie, mientras que el bloque sur tiene desnivel de 45 metros y una pendiente promedio de 1.66° (Figura 23).

El dominio II presenta una atenuación del acantilado costero que se desarrolla al norte, dando paso a una anomalía topográfica en la línea de costa que da forma a la bahía de Algarrobo y a un conjunto de penínsulas intercaladas con costas rocosas y playas deposicionales en su fracción norte, mientras que en la fracción sur se desarrolla una extensa costa depositacional que marca el inicio de un embahíamiento que se extiende hacia el sur, más allá de los límites de este dominio (Figura 18). Las penínsulas ubicadas en la fracción norte del dominio se extienden por escasas centenas de metros mar adentro, alcanzando elevaciones similares entre sí, en torno a los 30 metros (Figura 24) y coinciden con estructuras menores, lo que sugiere un control estructural en la formación de estas morfologías (Figura 22b).

Los drenajes principales del dominio (i.e., esteros San Gerónimo y del Rosario) tienen orientaciones aproximadas E-W en su curso medio, pero sufren importantes deflexiones a lo largo de él, de aproximadamente 45° hacia el norte, generando que drenajes menores confluyan en ellos, para luego recuperar una orientación E-W al desembocar en el mar (Figura 22a). Esta redirección de los drenajes hacia sus orientaciones originales se relaciona espacialmente con el desarrollo de una fuerte incisión en sus cursos, alcanzando hasta 150 metros para el caso del estero El Rosario, lo que se interpreta como *knickpoints* producto del alzamiento reciente de la costa (Figura 24; Rodríguez, 2008).

La geología del dominio está compuesta por un basamento intrusivo paleozoico que se distribuye ampliamente en la zona. La Formación Navidad sobreyace a este basamento de manera acotada al sector donde se produce la deflexión del estero El Rosario (Figura 22). Depósitos y morfologías asociadas a terrazas marinas conforman gran parte de la superficie (Fuenzalida y Varela, 1964)

mientras que depósitos eólicos cubren gran parte de la zona costera del dominio (Figura 22b; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996).

El dominio se caracteriza por dos fallas principales que limitan los bloques basculados: el brazo norte de la Falla Melipilla y la, aquí denominada, Falla San Gerónimo, de cinemáticas normales (Figura 22b; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996). Estas estructuras son representativas de un set estructural sub-paralelo, de dirección NW-SE, coincidiendo también con importantes deflexiones de los drenajes y con la presencia de *knickpoints*, lo que sugiere que estas estructuras controlarían las deflexiones en los drenajes.

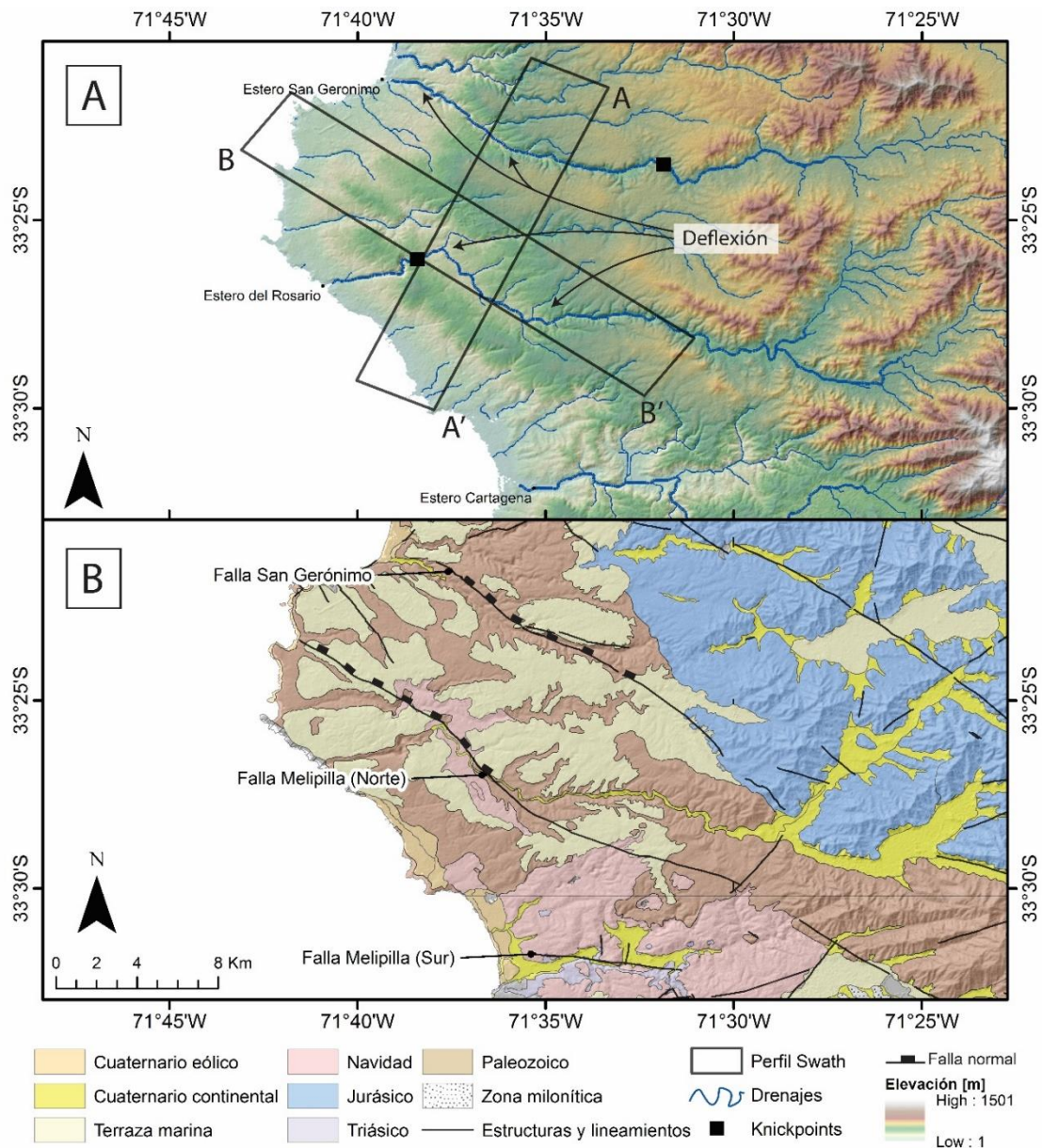


Figura 22: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural II. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 23. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Gana et al., 1996, y Wall et al., 1996).

El límite sur del dominio lo define el brazo sur de la Falla Melipilla (Wall et al., 1996) y, a diferencia del set estructural anterior, posee una orientación E-W y evidencia perturbaciones en el drenaje cerca de la costa que permiten inferir una actividad reciente (Figura 22b). Sin embargo, al interior del dominio la estructura no parece controlar los rasgos topográficos de este.

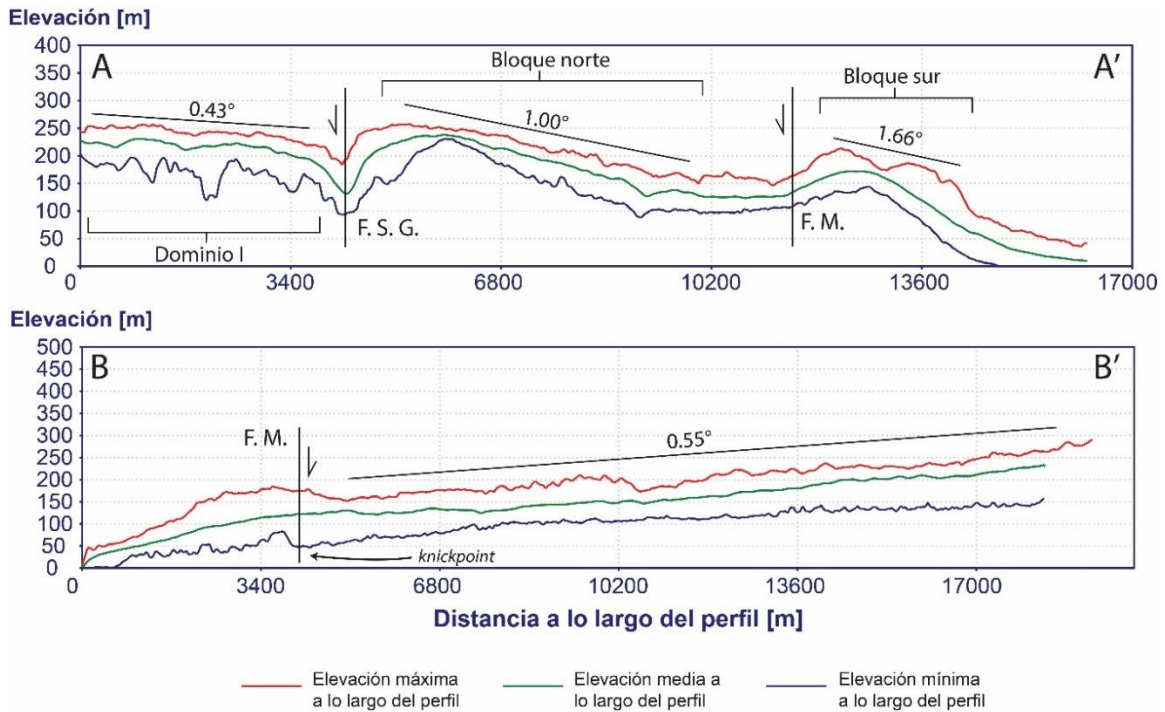


Figura 23: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 22 ilustrando la topografía del dominio. F.M.: Falla Melipilla. F.S.G.: Falla San Gerónimo.



Figura 24: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando la variación en la geomorfología de la línea de costa del Dominio Morfoestructural II y la incisión que ocurre en drenajes cercanos a la costa.

3.1.3 Dominio Morfoestructural III

Entre el Estero Cartagena y el Río Maipo, el Dominio Morfoestructural III se define como la única superficie que no está caracterizada por estructuras de segundo orden (Figura 25a). Corresponde a un bloque sin mayor deformación que se extiende por aproximadamente 15 km de manera paralela a la costa, alcanzando una altura máxima de 223 metros y un desnivel relativo de 60 y 30 metros en sus fracciones norte y sur, respectivamente (Figura 27).

La línea de costa del dominio representa una anomalía topográfica significativa respecto a la costa de los alrededores: en el centro del dominio, una península de gran extensión posee alturas superiores a los 100 metros que descienden suavemente hacia una costa rocosa frente al mar, siendo el único elemento que interrumpe el embahíamiento que se inicia en el dominio II y que continua hacia el sur. Hacia los extremos norte y sur del dominio, en cambio, las elevaciones del relieve en las cercanías de la línea de costa descienden de manera similar, aunque en estas zonas forman costas depositacionales, un par de kilómetros hacia el interior en comparación a la línea de costa de la península (Figura 26).

El drenaje principal del dominio III (i.e., Estero El Sauce) escurre en dirección WNW-ESE aunque sufre una importante deflexión en su curso medio, aumentando también la incisión de ese segmento y coincidiendo con un *knickpoint* que es atribuido a un cambio reciente en el nivel base de esa zona (Figura 25a; Rodríguez, 2008). Escasos drenajes secundarios fluyen de manera paralela al drenaje principal (Figura 25a), por lo que el dominio presenta una superficie con escasa erosión fluvial aparte del drenaje principal, conservando una superficie de abrasión marina (Fuenzalida y Varela, 1964) que solo es interrumpida por perturbaciones localizadas a las redes de drenajes, que forman superficies más rugosas (Figura 27; Figura 26).

La geología del dominio III se compone de un basamento compuesto por rocas intrusivas de edades paleozoicas, triásicas, triásico-jurásicas, y escasos afloramientos de rocas metamórficas paleozoicas en la costa (Wall et al., 1996). El basamento es cubierto por la formación Navidad y, sobre ella, se han documentado morfologías y sedimentos asignados a terrazas marinas del Cuaternario (Wall et al., 1996). Depósitos eólicos y de dunas han sido reconocidos únicamente en los extremos norte y sur del dominio, donde ocurren las costas depositacionales. Una anomalía geológica importante respecto al resto de los dominios corresponde a una zona milonítica cubriendo gran parte de la fracción interior del dominio, afectando a los intrusivos paleozoicos (Figura 25b; Wall et al., 1996).

Las estructuras presentes poseen variadas orientaciones, sin poder agruparse bajo este criterio (Figura 25b). Entre estas, destaca el brazo sur de la Falla Melipilla y la Falla Río Maipo (Wall et al., 1996), en los límites norte y sur del dominio, respectivamente, que parecen controlar los cursos inferiores, rectos, del Estero Cartagena y del Río Maipo, y serían las responsables de las deflexiones que

estos sufren. De igual manera, los cursos y/o las perturbaciones de estos, tanto en el drenaje principal (Estero el Sauce) como los secundarios, se relacionan espacialmente con fallas (Wall et al., 1996), sugiriendo un control estructural en la distribución espacial de los drenajes. Mas aún, las deflexiones de los esteros Cartagena y El Sauce se relacionan con la presencia de *knickpoints* que serían la consecuencia de un cambio en el nivel base, producto del alzamiento de la zona costera del dominio (Rodríguez, 2008).

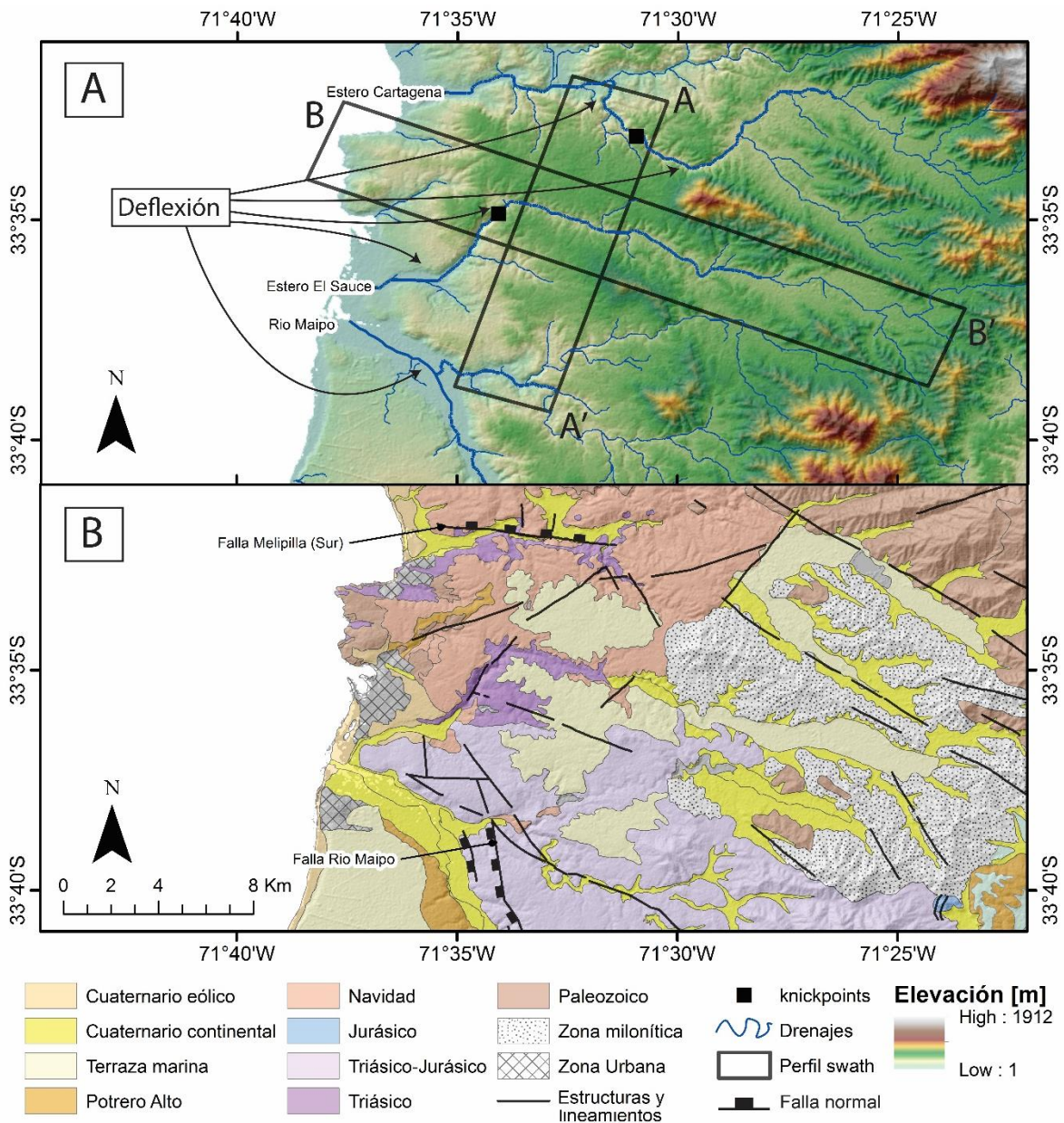


Figura 25: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural III. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 27. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Wall et al., 1996).

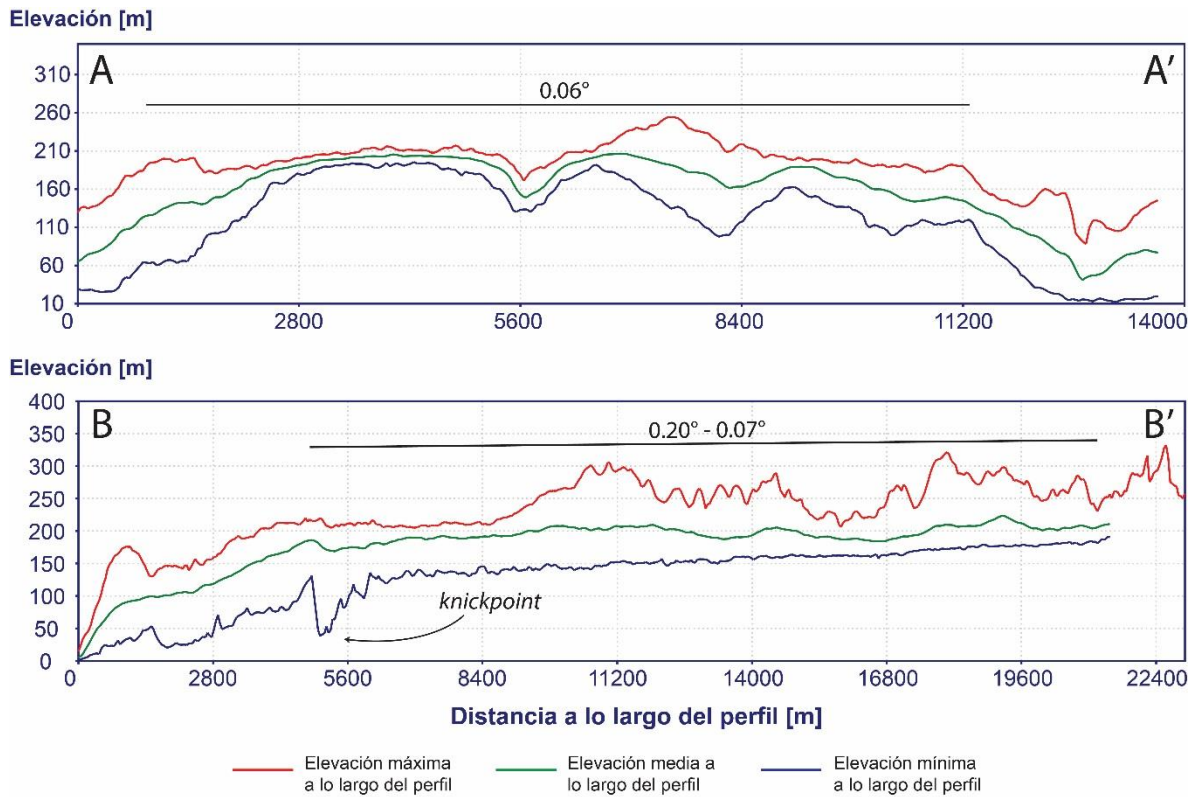


Figura 27: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 25 ilustrando la topografía del dominio.



Figura 26: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y los drenajes en el Dominio Morfoestructural III.

3.1.4 Dominio Morfoestructural IV

El dominio morfoestructural IV (Figura 28) está comprendido entre el Río Maipo y el Río Rapel, y se define por dos morfologías de segundo orden, de distinta orientación.

Perfiles swath de elevación, realizados en dirección NNW-SSE y en una franja de 3.5 kilómetros de ancho, permiten reconocer una primera morfología de segundo orden que corresponde a una superficie basculada hacia el SSW al norte del Estero El Yali y hacia el NNW al sur de este (Figura 29). Los perfiles muestran que esta superficie presenta una elevación máxima de 205 y 126 metros en los bloques al norte y sur de El Yali, respectivamente. En cambio, en las cercanías del Estero el Yali, donde se dividen ambos bloques, la elevación es de 84 metros. De igual forma, la pendiente promedio para los bloques norte y sur se calcula en 0.53° y 0.18° , respectivamente.

En dirección WNW-ESE, perfiles swath de elevación en una franja de 3.5 km de ancho muestran una segunda morfología de segundo orden que corresponde a una superficie con apariencia de antiforme, aunque no bien definida en todos los perfiles (Figura 29). La elevación máxima de esta morfología es de 256 metros y la mínima es de 193 y 181 metros para los flancos este y oeste, respectivamente. La superficie que conforma la envolvente superior de la elevación promedio, donde se reconoce de mejor manera el antiforme, presenta pendientes promedio de 0.63° y 0.43° para los flancos este y oeste, respectivamente.

La línea de costa del dominio corresponde, en parte, a la sección sur del embahíamiento que se inicia en el Dominio Morfoestructural II, generando una costa de naturaleza depositacional y exhibiendo de manera continua un depósito de dunas que se hace más infrecuente al sur del Estero El Yali (Figura 30). Al sur de este estero, se produce un quiebre en la línea de costa, adquiriendo una forma recta, y se desarrolla un acantilado costero que aumenta en altura sin superar los 100 metros en su punto más alto, en el Río Rapel (Figura 28a).

El dominio es drenado principalmente por los ríos Maipo y Rapel, y los esteros El Yali y Maltenlahue (Figura 28a). Los ríos presentan una incisión marcada con respecto a las superficies aledañas, alcanzando más de 100 metros de profundidad, sin embargo, los patrones de sus cursos son recto y meándrico para el Maipo y Rapel, respectivamente, aunque este último presenta secciones en su curso con cortes rectos en los meandros (Figura 30). Los esteros mencionados, por otro lado, se ubican entre ambos ríos y presentan patrones meándricos y escaso a nulo encajonamiento. Un intenso desarrollo de drenajes secundarios, meándricos, caracteriza a este dominio (Figura 28a).

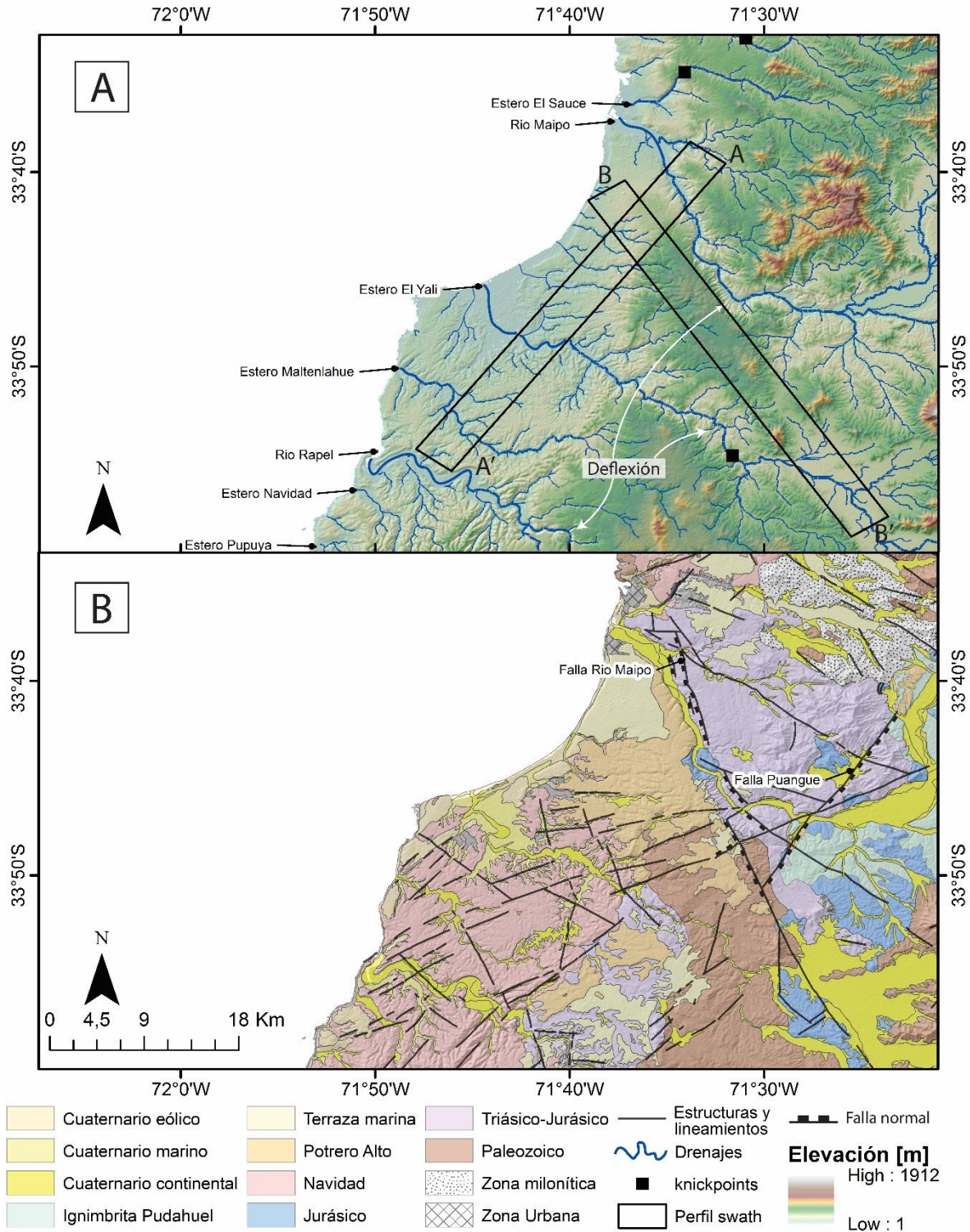


Figura 28: Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural IV. A) Topografía, drenajes y deflexiones, y traza de perfiles swath presentados en Figura 29. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Modificado de Wall et al., 1996).

Un elemento característico de la geología de este dominio corresponde al extenso desarrollo superficial de la Formación Navidad que, en conjunto con las formaciones Rapel, Licancheu y La Cueva, evidencian el desarrollo de la cuenca de Navidad durante el Neógeno (Figura 28b; Encinas et al., 2006a; Gutiérrez et al., 2013). Estas formaciones se depositan sobre un basamento intrusivo de edad triásico-jurásica hacia el oeste y de edad paleozoica hacia el este, y su techo lo componen morfologías de terrazas marinas de gran extensión superficial (Wall et al., 1996).

Adicionalmente, el dominio presenta estructuras y lineamientos de cinemática desconocida que se orientan principalmente en direcciones ENE-WSW a NNE-SSW, y que convergen hacia la falla Puangue, de orientación NE-SW, manteo al SE y cinemática normal (Figura 28b; Wall et al., 1996). Una menor cantidad de estructuras orientadas de manera perpendicular a las primeras, a su vez, son paralelas a la falla Rio Maipo, de orientación NNW-SSE, manteo al WSW y cinemática normal (Figura 28b; Wall et al., 1996).

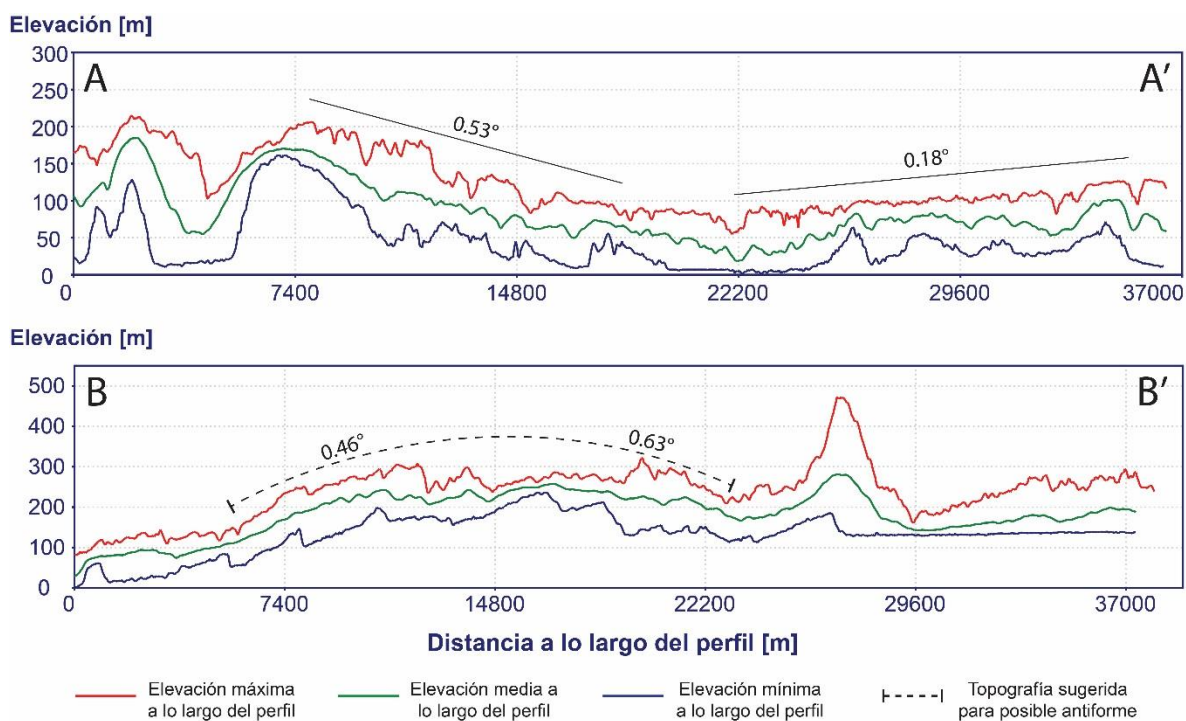


Figura 29: Perfiles swath de elevación A-A' y B-B' trazados en Figura 28 ilustrando la topografía del dominio.



Figura 30: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y superficie, los drenajes y sus deflexiones en el Dominio Morfoestructural IV.

3.1.5 Dominio Morfoestructural V

El Dominio Morfoestructural V está definido por una morfología de antifirme, denominada Antifirme de Topocalma, con eje WNW-ESE, y un bloque basculado hacia el ESE (Figura 31a).

El Antifirme de Topocalma se desarrolla entre el Río Rapel y el Estero Topocalma, extendiéndose por aproximadamente 50 kilómetros de manera perpendicular a su eje. El bloque basculado hacia el ESE, en cambio, se desarrolla desde la línea de costa hacia el interior, por aproximadamente 20 kilómetros de manera perpendicular a esta (Figura 31) y su límite occidental se encontraría truncado, probablemente debido a la presencia de estructuras, la erosión marina o una combinación de ambos factores.

Perfiles *swath* de elevación, realizados en una franja de 3.5 kilómetros de ancho, muestran que esta estructura alcanza una altura máxima de 427 metros, un desnivel relativo de 277 y 307 metros en sus flancos norte y sur, respectivamente, y un desnivel relativo de 116 metros en el bloque basculado hacia el ESE (Figura 32).

La envolvente superior de los perfiles *swath* trazados permite obtener pendientes promedio de 0.50° y 0.70° para los flancos norte y sur del Antifirme de Topocalma, respectivamente, y una pendiente promedio de 0.44° para la superficie basculada hacia el ESE (Figura 32).

Asimismo, a lo largo de todo el dominio se reconoce la presencia de un escarpe que separa dos superficies basculadas (Figura 32). Las superficies inferior y superior presentan pendientes de 0.38° y 0.60° , respectivamente (Figura 32).

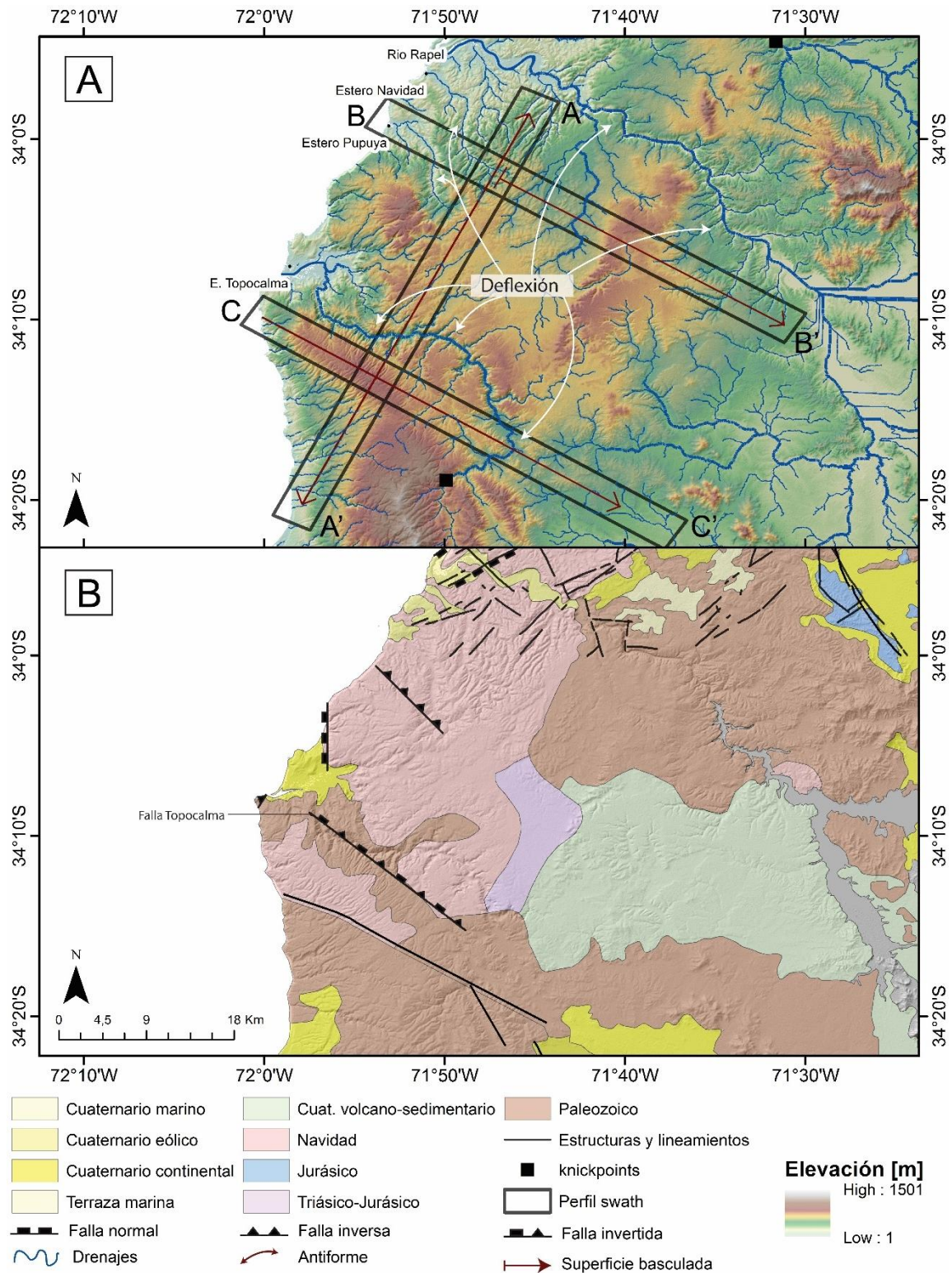


Figura 31 Rasgos morfoestructurales del Dominio Morfoestructural V. A) Topografía, drenajes, estructuras características y traza de perfiles swath presentados en Figura 32. Basado en Rodríguez (2008). B) Geología y estructuras del dominio (Basado en Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002; Rodríguez, 2008; Farías et al., 2011, Aron et al., 2015), mostrando las únicas fallas con cinemática conocida.

Una línea de costa recta, con orientación NNE-SSW, es característica del dominio, desarrollando un escarpe costero que asciende desde los 100 metros en el Río Rapel hasta los 320 metros en Punta Topocalma. Al sur de esta localidad, la línea de costa sufre una deflexión, adquiriendo una orientación N-S, y una atenuación del acantilado costero hasta formar una bahía que termina en Pichilemu (Figura 33).

El dominio es drenado principalmente por el Río Rapel y los esteros Navidad, Pupuya y Topocalma (Figura 31a). El Río Rapel, como se presentó en la definición del dominio anterior, presenta patrones meándricos con lineamientos a lo largo de su curso y un encajonamiento profundo, mientras que el Estero Topocalma se compone de un conjunto de segmentos rectos con orientaciones E-W a NW-SE, y una profunda incisión en todos ellos que genera diferencias de más de 250 metros con las superficies aledañas (Figura 31a; Figura 33). Los esteros Navidad y Pupuya, ubicados entre estos dos drenajes, presentan patrones rectos divididos en tres

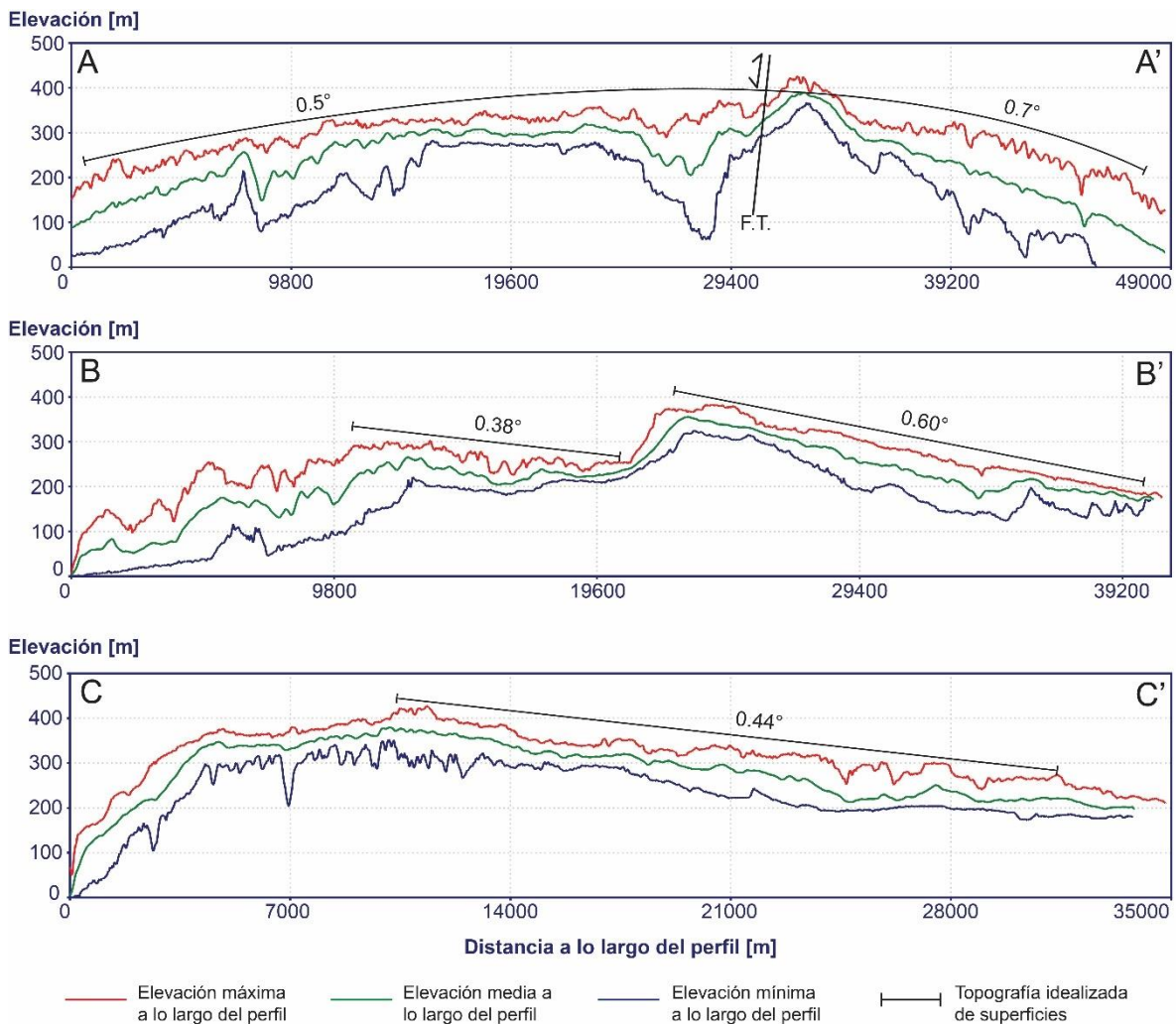


Figura 32: Perfiles swath de elevación A-A', B-B' y C-C' trazados en Figura 31 ilustrando la topografía del dominio. F.T.: Falla Topocalma.

segmentos. Los primeros y últimos poseen orientaciones NW-SE, mientras que los segmentos centrales una orientación NS (Figura 31a; Figura 33). Drenajes secundarios tienen una orientación preferencial en direcciones NNE-SSW.

La geología se compone de depósitos y morfologías de terrazas marinas sobre sedimentos Neógenos que conforman la continuación de la cuenca de Navidad hacia el sur (Formaciones Navidad, Rapel, Licancheu y La Cueva; Encinas et al., 2006a), depositada sobre unidades intrusivas de edades paleozoicas a triásico-jurásicas que afloran al este (Figura 31b; Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002). Depósitos volcanoclásticos asociados a la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006b) cubren gran parte de la fracción oriental del dominio, formando un paisaje con un relieve relativamente plano y una escasa pero profunda incisión, contrastando con el sector costero donde la incisión es intensa (Figura 33). Depósitos eólicos y de dunas se encuentran principalmente en las desembocaduras de los ríos y esteros mencionados anteriormente.

La mayoría de las estructuras y lineamientos presentes en el dominio poseen cinemática desconocida y se orientan principalmente en direcciones ENE-WSW a NNE-SSW, al igual que las estructuras del dominio anterior. Su relación con el desarrollo de una incisión acentuada sugiere el control estructural de los drenajes y sus deflexiones en ese sector. Al sur del dominio, la Falla Topocalma (Farías et al., 2011; Aron et al., 2015) posee una orientación NW-SE y cinemática normal con inversión, sub-paralela al eje WNW-ESE que define el Antiforme de Topocalma (Figura 31b).

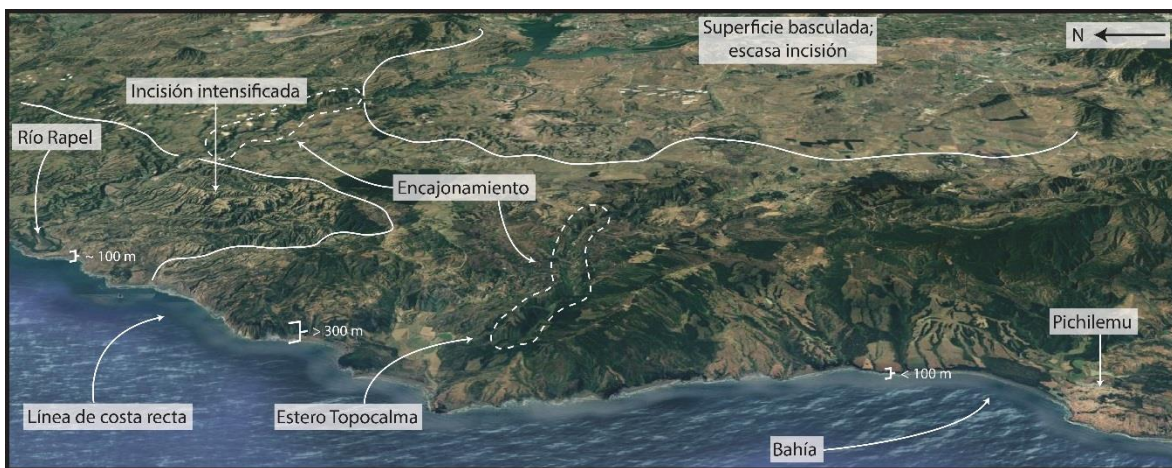


Figura 33: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando las variaciones en la geomorfología de la línea de costa y superficie, y los drenajes en el Dominio Morfoestructural V.

3.2 Mapa de Terrazas Marinas

3.2.1 Limite oriental de las terrazas marinas cuaternarias

Un rasgo distintivo del dominio occidental de la Cordillera de la Costa en la zona estudiada corresponde al desarrollo de una superficie plataformal de origen marino de edad probable neógeno-cuaternaria y extensión kilométrica, que ha sido labrada principalmente sobre basamento intrusivo en los dominios I, II y III, y tanto en basamento intrusivo como sedimentos neógenos en los dominios IV y V (Fuenzalida y Varela, 1964; Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Sernageomin, 2002).

El límite occidental de esta superficie plataformal (en adelante, Terraza Marina Principal) lo componen una serie de terrazas marinas más jóvenes y de menor extensión superficial construidas de manera escalonada en ella, que serán presentadas posteriormente en este trabajo, mientras que su límite oriental no puede ser determinado de manera inequívoca mediante elementos geomorfológicos.

Sin embargo, los mapas geológicos desarrollados en la región por Gana et al. (1996) y Wall et al. (1996) documentan la existencia de depósitos continentales de origen aluvial (denominados Estratos de Potrero Alto) que se relacionan espacialmente con la superficie de la Terraza Marina Principal, por lo que sus relaciones morfológicas o de contacto podrían evidenciar la temporalidad de ambos procesos y/o permitir la distinción entre un dominio de terrazas marinas y otro dominio de origen continental o marino más antiguo.

Para los extremos norte (Concón – Viña del Mar) y sur (Tunquén – Algarrobo Norte) del Dominio Morfoestructural I, y ante la falta de afloramientos reconocidos para su estudio, la transición entre un dominio continental y uno marino puede proponerse en base a un criterio geomorfológico: la presencia de cordones de cerros (e.g. Cerro Colorado, Cerro Molle, Cerro Alto de Piedra) con un desnivel de decenas de metros respecto al dominio plataformal reconocido y que lo limitan internamente (Figura 34).

Si bien no puede descartarse que tal superficie plataformal corresponda, al menos parcialmente, a un pedimento costero (*cf.* Rodríguez et al., 2013), por simplicidad es preferible considerarla en su totalidad como una plataforma de origen marino, aunque podría presentar continuidad morfológica con pedimentos coetáneos o haber sido reocupada por estos.

Por el contrario, en el centro del Dominio Morfoestructural I, la transición entre los depósitos continentales y los marinos no está marcada por un elemento

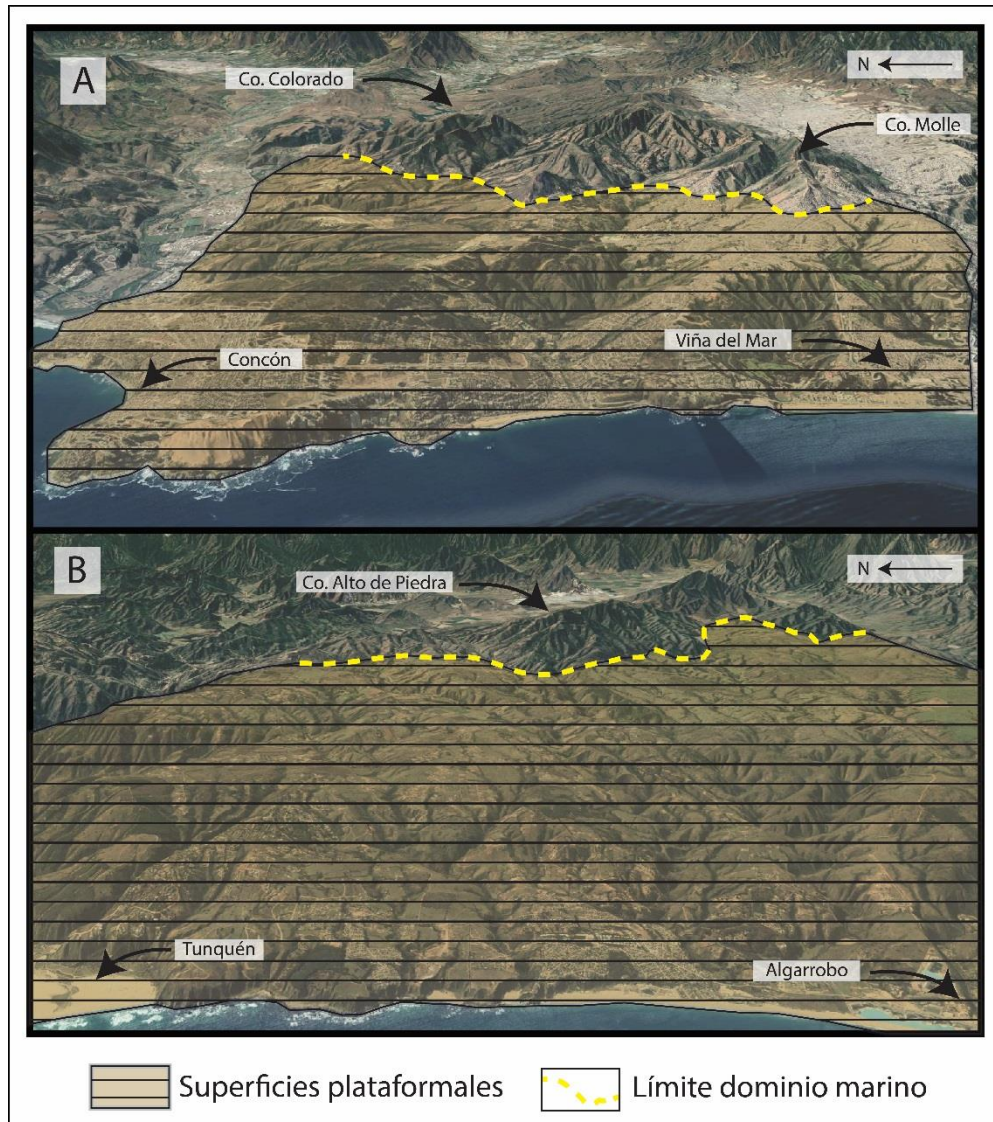


Figura 34: Fotografía 3D de Google Earth ilustrando el límite oriental propuesto para las terrazas marinas en los extremos norte y sur del Dominio Morfoestructural I.

geomorfológico inequívoco. Sin embargo, se reconocen afloramientos que evidenciarían la existencia de una transición entre los dominios continental y marino.

En efecto, en la Cuesta Balmaceda, entre Placilla y Laguna Verde, se reconocen depósitos compuestos por una sucesión grano-decreciente de conglomerados a arenas medias y capas de fango, cuya relación de facies sugiere un origen aluvial. Dichos depósitos se reconocen en una planicie que se extiende de manera continua desde Placilla, donde se reconoce bioturbación de origen marino correlacionable con la presente en formaciones neógenas (Figura 36a; Encinas et al., 2006), hacia el oeste. Esta superficie, en las cercanías de la línea de costa, no presenta sedimentos por lo que se interpreta como una terraza de abrasión marina (Terraza Marina Principal) y, dada la continuidad geomorfológica

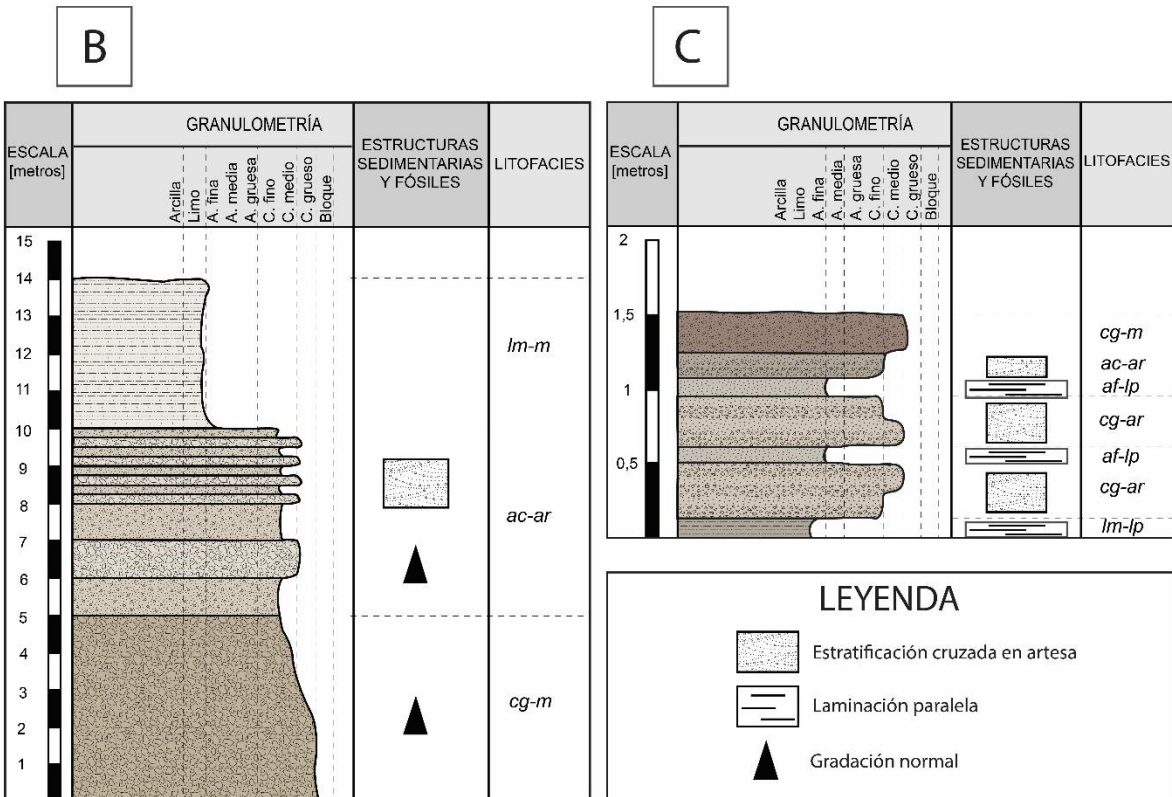
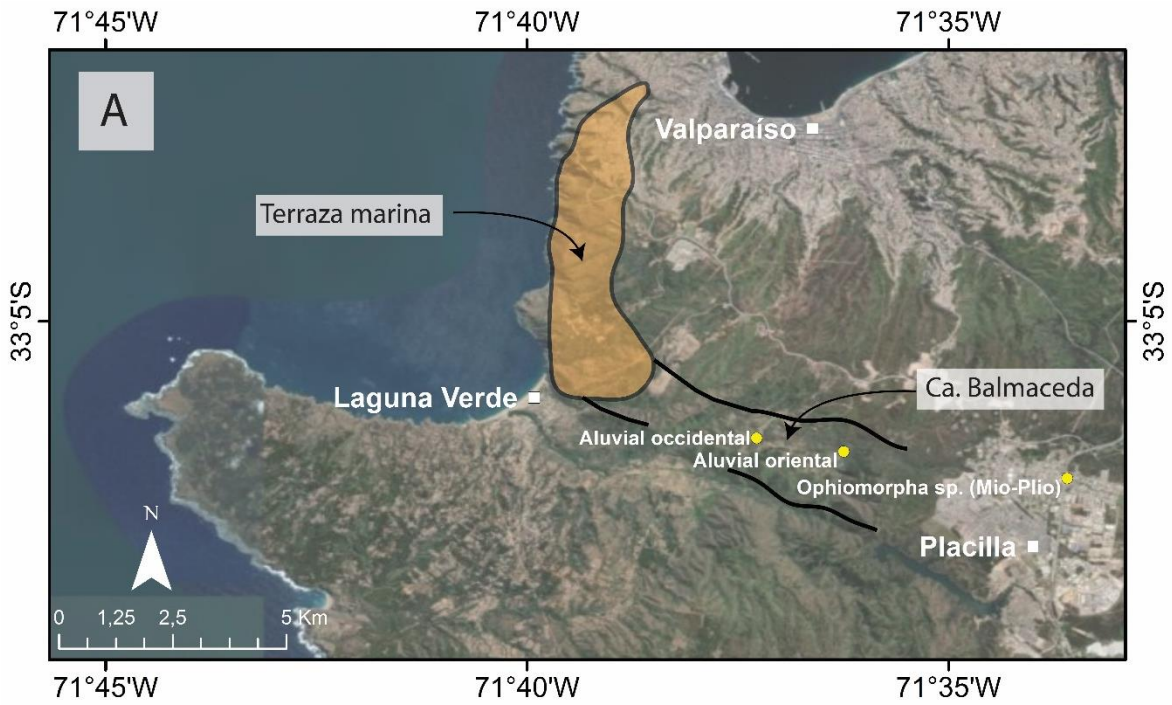


Figura 35: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Placilla – Laguna Verde. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica del depósito “Aluvial oriental”. C) Columna estratigráfica del depósito “Aluvial occidental”.

con la planicie de sedimentos continentales, se proponen como coetáneas (Figura 35a).

En un primer depósito aluvial (Aluvial Oriental en Figura 35b) se reconocen conglomerados clasto-soportados, con clastos de proveniencia intrusiva que gradan verticalmente de tamaños decimétricos a centimétricos conservando una mala selección (definidos aquí como litofacies *cg-m* en Figura 35b). Presentan lentes decimétricas rellenas por arenas gruesas y conglomerádicas, de composición intrusiva, y moderada selección. Sobre estos niveles, los conglomerados forman capas con estratificación cruzada en artesas de tamaño métrico, que comienzan a reducir su amplitud y granulometría hasta intercalarse con artesas decimétricas de arenas conglomerádicas (litofacies *ac-ar* en Figura 35b). Sobre estas, se intercalan artesas métricas de conglomerados finos, arenas finas y limo, con escasas estructuras de carga sobre los niveles más finos, mientras que, hacia el techo de la secuencia, aparecen niveles masivos de arena fina a limo (litofacies *lm-m* en Figura 35b).

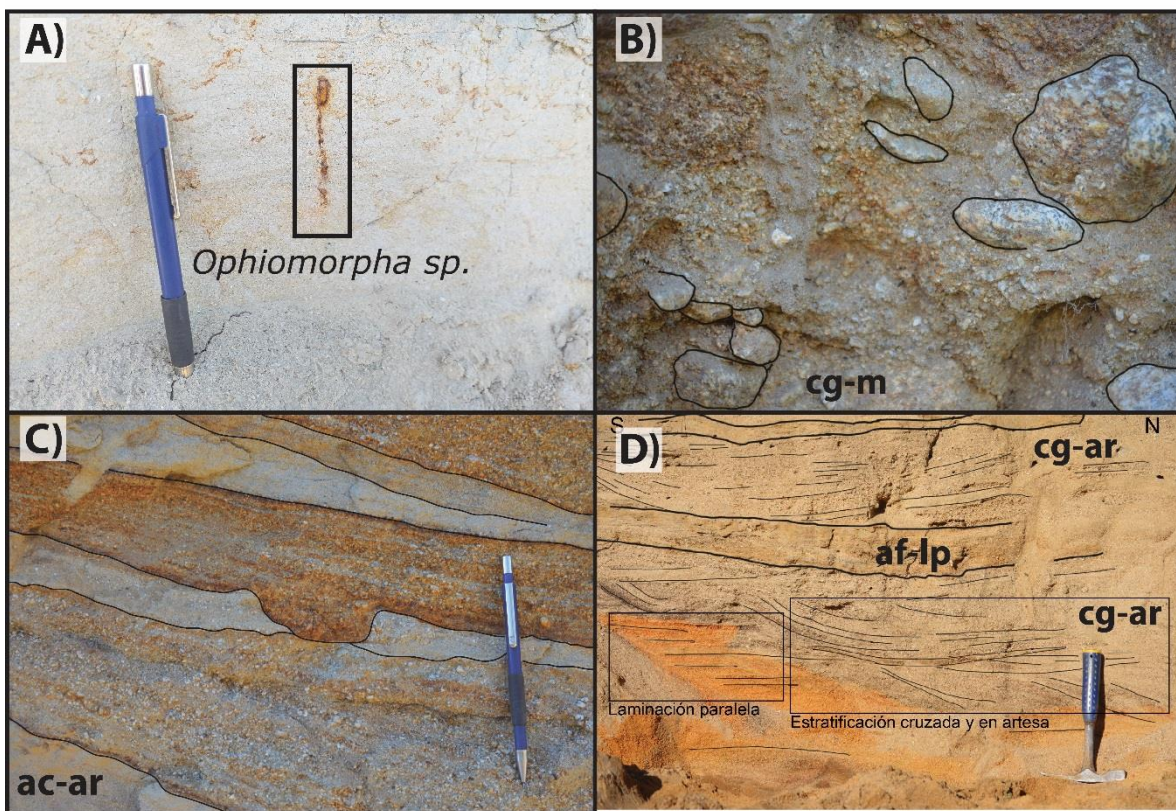


Figura 36: Detalle de depósitos estudiados en el sector Placilla – Laguna Verde. A) Bioturbación marina del Neógeno en Placilla (Figura 35a). B) Clastos intrusivos de conglomerados gruesos en base del depósito “Aluvial Oriental” (*cg-m* en Figura 35b). C) Estratificación cruzada en artesa y calcos de carga en depósito “Aluvial Oriental” (*ac-ar* en Figura 35b). D) Intercalación de arenas conglomerádicas a medias, con estratificación cruzada, en artesa y planar, en depósito “Aluvial Occidental” (Figura 35c).

En el segundo depósito aluvial (Aluvial Occidental en Figura 35c) una capa de fango sin base conocida subyace intercalaciones de arenas conglomerádicas, medias y finas, de clastos intrusivos y matriz cuarcífera, que presentan laminación paralela, estratificación cruzada planar, estratificación cruzada en artesas de tamaños decimétricos a centimétricos y gradación normal (Figura 35c). Los niveles arenosos presentan clastos del nivel de fango inferior que varían lateral y verticalmente a lentes de fango centimétricos, lo que sugiere su depositación como clastos de *rip-up*.

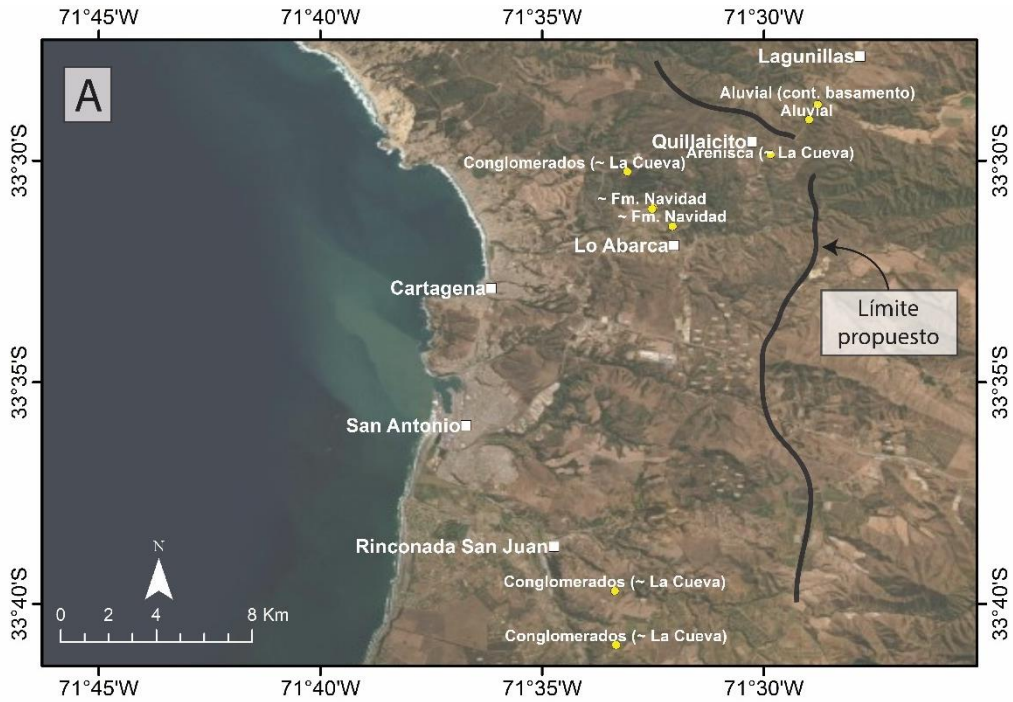
De manera análoga al Dominio Morfoestructural I, para los dominios II, III y IV se proponen los cordones de cerros o altos topográficos como límite entre las superficies de origen continental y las de origen marino. Sin embargo, tales cerros no definen un límite continuo, existiendo sectores donde la demarcación puede establecerse en base a la ocurrencia de depósitos continentales en una superficie que presenta continuidad geomorfológica con el dominio de terrazas marinas.

En Lo Abarca (Figura 37a) se reconoce un afloramiento compuesto por intercalaciones centimétricas a decimétricas de limo blanquecino y arena fina cuarcífera, dispuestas de manera subhorizontales, que serían correlacionables con la Formación Navidad (Encinas et al., 2006a; definidas aquí como litofacies *al-m* Figura 37b).

Hacia el sureste, a 1 kilómetro del afloramiento anterior (Figura 37a), se reconoce otro afloramiento compuesto por un conglomerado mal seleccionado, depositado en discordancia erosiva sobre basamento intrusivo, y por arenas conglomerádicas de color ocre con lentes de limo arenoso (litofacies *cg-ep* y *ag-lp* en Figura 37b), dispuestas en capas subhorizontales. La composición de los sedimentos reconocidos tiene un origen intrusivo que podría provenir del basamento al que sobreyacen en discordancia de erosión y que se distribuye ampliamente en la zona.

Si bien no se observaron estructuras sedimentarias o fósiles que permitan determinar inequívocamente el ambiente de depositación del afloramiento anteriormente descrito, las características de los depósitos a los que sobreyace y subyace, que serán descritos a continuación, junto con la disposición subhorizontal de las capas y su color ocre sugieren una posible correlación con la Formación Navidad (Encinas et al., 2006a), de origen marino.

A un costado de la carretera hacia San Antonio, desde Lo Abarca (Figura 37a), conformando la superficie de la plataforma principal, se reconoce un nivel de arenas medias de color gris que subyacen, mediante contacto erosivo, a una capa de conglomerados clasto-soportado con imbricación sub-horizontal, cuyos clastos son de origen volcánico con escasos intrusivos meteorizados, inmersos en matriz



B

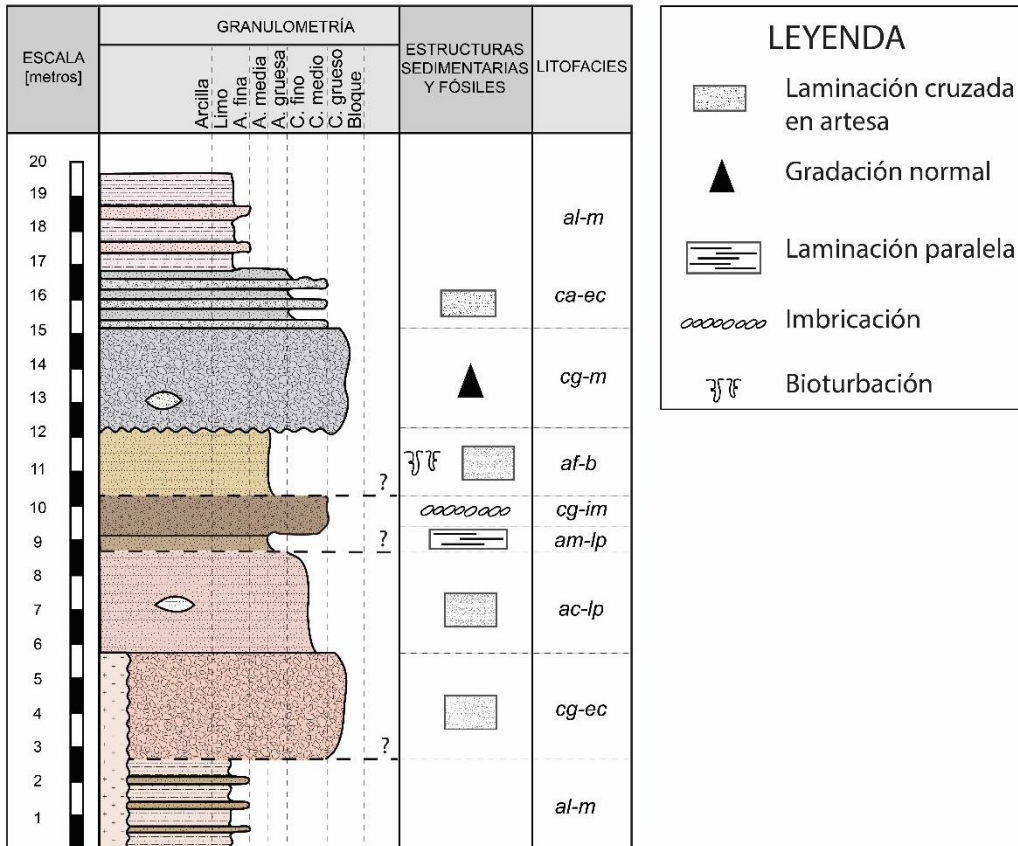


Figura 37: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Lo Abarca – Lagunillas. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica esquematizando las relaciones entre los depósitos del sector.

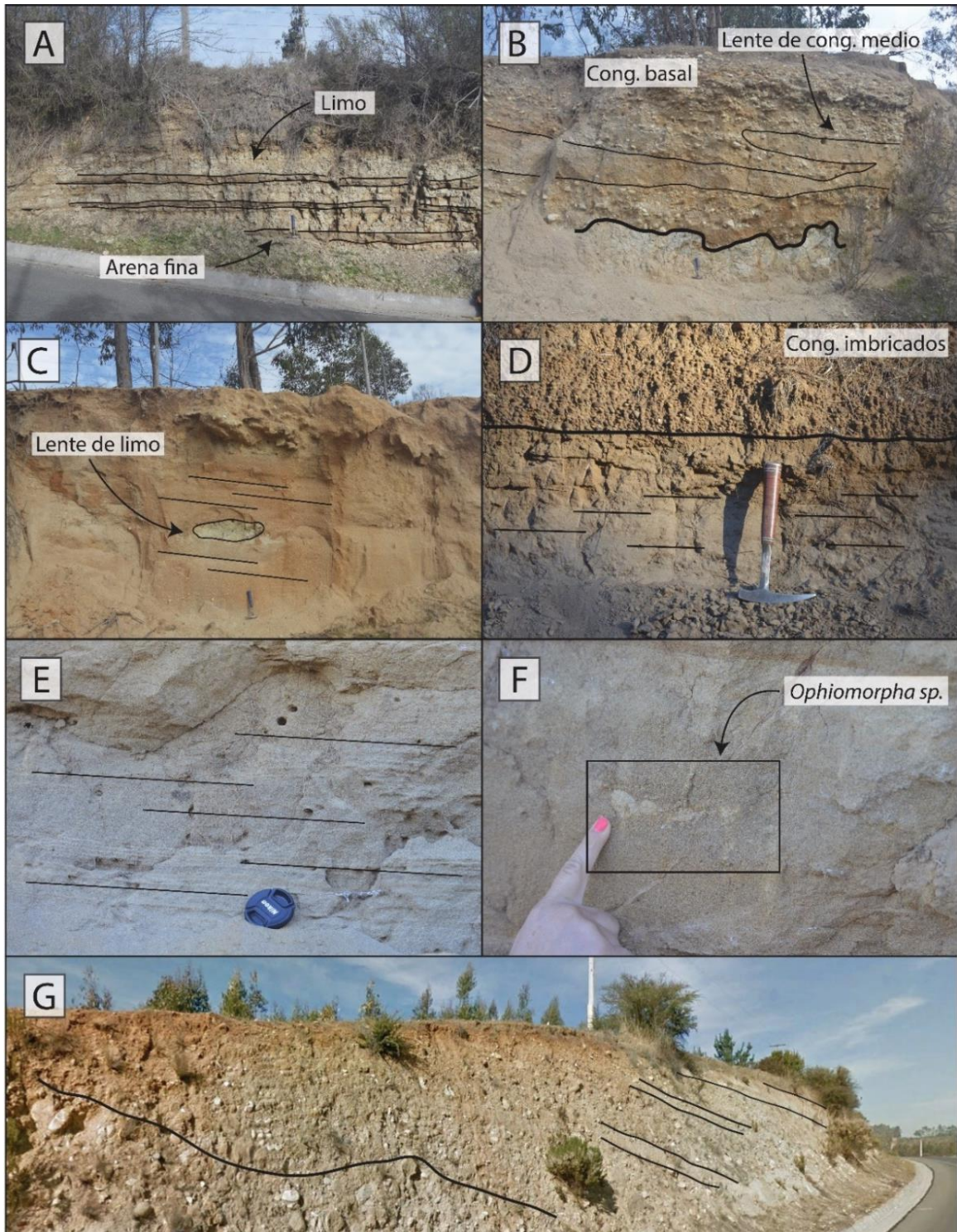


Figura 38: Depósitos estudiados en el sector Lo Abarca – Quillaicito (Figura 37a). A) Intercalaciones de arena fina y limo (litofacies al-m; Fm. Navidad). B) Conglomerado sobre basamento intrusivo (cg-ec; Fm. Navidad). C) Laminación paralela en conglomerados finos con lentes de limo (ac-lp; Fm. Navidad). D) Arenas con laminación paralela y conglomerados imbricados (am-lp y cg-im; Fm. La Cueva). E) Laminación paralela en arenas medias (af-b; Fm. La Cueva). F) Bioturbación marina en arenas de litofacies af-b. G) Depósito aluvial; líneas corresponden a límites entre litofacies, indicando manteo hacia el sur.

de arena media gris similar a la del nivel arenoso inferior (litofacies *am-lp* y *cg-im* en Figura 37b).

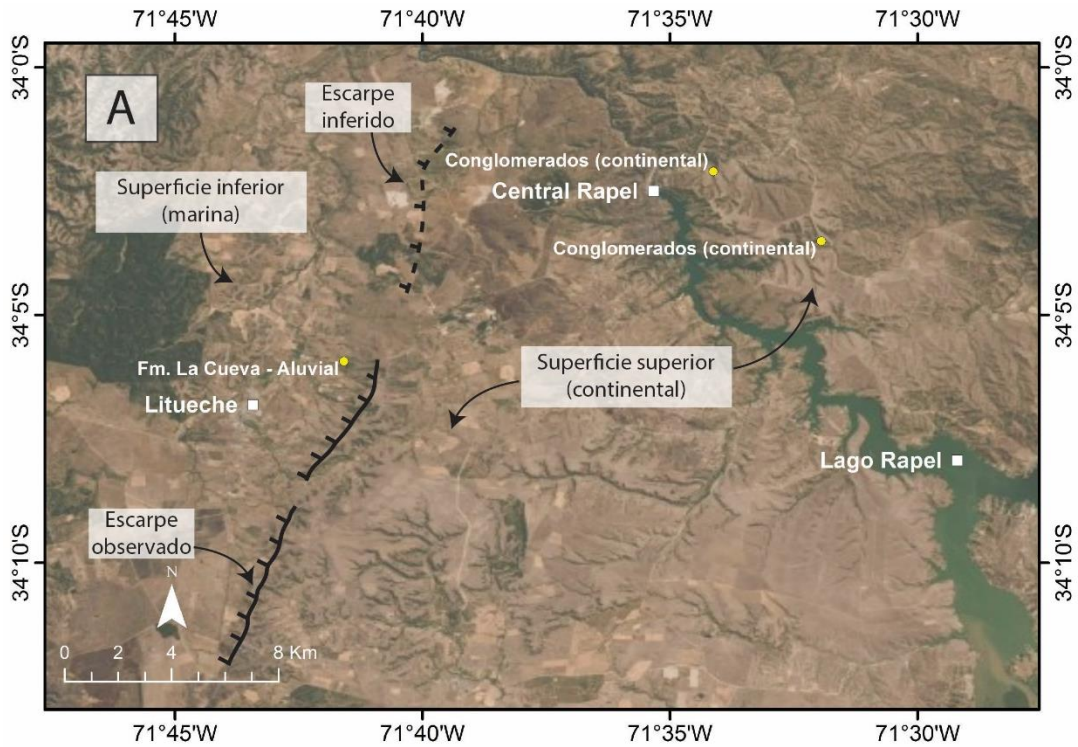
Las características litológicas y las estructuras sedimentarias de estos niveles permiten correlacionarlos con niveles pertenecientes a la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a) o con depósitos asociados a una transgresión y regresión marina asociadas a la formación de la terraza marina principal (Fuenzalida y Varela, 1964). Sin embargo, como se ha evidenciado anteriormente, esta terraza parece haberse labrado sobre basamento intrusivo o sedimentos neógenos sin reconocerse depósitos asociados a su formación, por lo que es preferible correlacionar estos depósitos a la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a).

En las cercanías de Quillaicito (Figura 37a), conformando la superficie de la plataforma principal, se reconoce una capa de arenas medias a finas, grises, con estratificación paralela, estratificación cruzada planar y bioturbación de origen marino (*Ophiomorpha sp.*; litofacies *am-b* en Figura 37b) que, de manera análoga al depósito anterior, serían correlacionables con la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a).

Dos kilómetros al norte de Quillaicito por el valle en dirección a Lagunillas (Figura 37a), depositado sobre la plataforma principal y en contacto erosivo sobre basamento intrusivo, se reconoce un afloramiento que presenta una marcada variación lateral de facies, desde conglomerados con bloques decimétricos y angulosos de intrusivos meteorizados en una matriz de arena conglomerádica a intercalaciones de limos arenosos cuarcíferos (litofacies *cg-m*, *ca-ec* y *al-m* en Figura 37b), presentando en general mala selección y redondeamiento, y gradación normal, lo que sugiere su depositación en un ambiente aluvial con proveniencia del intrusivo que conforma el basamento en la zona.

La información presentada sugiere que el afloramiento de origen aluvial formaría parte de la fracción continental dentro de una superficie geomorfológicamente continua que, hacia el oeste, correspondería a una superficie erosiva formada sobre rocas sedimentarias neógenas de origen marino, que se interpreta como una terraza de abrasión marina (Terraza Marina Principal). Tal continuidad geomorfológica relacionaría temporalmente la superficie continental con la marina, proponiéndose como coetáneos.

Un rasgo geomorfológico característico del dominio V corresponde a un escarpe de extensión lateral kilométrica y que alcanza hasta 120 metros de altura, extendiéndose desde el Río Rapel hasta el extremo sur de la región de estudio, delimitando dos superficies planas de gran extensión superficial (Figura 39; Figura 40a).



B

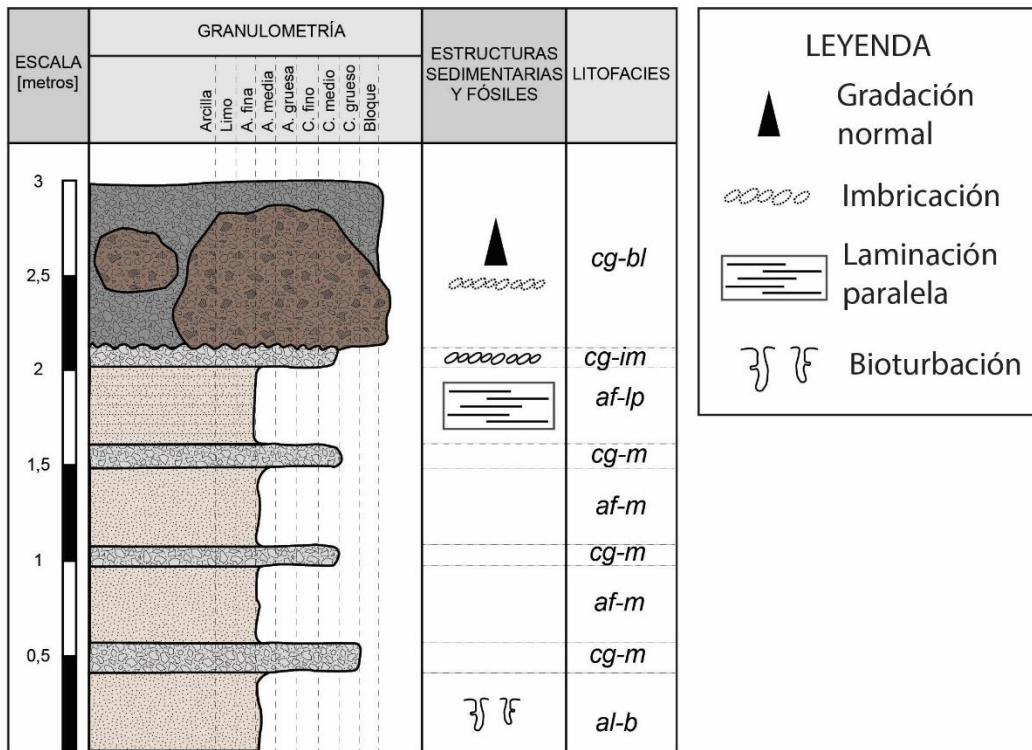


Figura 39: Relación espacial y estratigrafía de la transición entre los dominios marino y continental para el sector de Litueche. A) Relación espacial entre dominios marino y continental. B) Columna estratigráfica del depósito "Fm. La Cueva – Aluvial".

La planicie superior (Figura 39a; Figura 40a) se construye sobre depósitos de lahar, de edad mínima 2.7 ± 0.3 Ma (Encinas et al., 2006b), que corresponden al techo de la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a). En su superficie se reconocen depósitos de conglomerados masivos con clastos de proveniencia principalmente intrusiva, intensamente meteorizados y mal seleccionados, y potencias que alcanzan hasta 8 metros (Figura 40b), cuyo origen es interpretado como fluvial.

En una cantera ubicada a tres kilómetros de Litueche (Figura 39a) por el camino hacia la central hidroeléctrica de Rapel, conformando la superficie de la planicie inferior (Figura 40a), se reconoce una intercalación de niveles centimétricos a decimétricos de conglomerados clasto-soportado de origen volcánico y niveles métricos de arenas cuarcíferas grises con laminación paralela y con bioturbación marina (litofacies *al-b*, *af-m*, *af-lp*, *cg-m* y *cg-im* en Figura 39b). El depósito alcanza una potencia total de 14 metros, mantea ligeramente hacia el este (Figura 40c) y, por sus características sedimentarias, sería correlacionable con la Formación La Cueva (Encinas et al., 2006a), del Plioceno.

Sobre la secuencia anterior se depositan, en discordancia erosiva, conglomerados clasto-soportados, bloques métricos y sub-angulosos de conglomerados, y arenas conglomerádicas, en un arreglo caótico con una potencia de 2 metros que se interpreta como un depósito aluvial cuaternario (litofacies *cg-bl* en Figura 39b, Figura 40e, Figura 40f).

La unidad inferior del depósito aluvial se compone de clastos decimétricos de origen volcánico, moderadamente seleccionados, esféricos y redondeados, inmersos en una matriz de arena media a gruesa cuarzo-feldespática; los bloques métricos que conforman la unidad intermedia tienen características correlacionables con el lahar que representa el techo de la Formación La Cueva y que aflora al este de la cantera formando el escarpe de más de 100 de metros de altura respecto a los depósitos inferiores de la misma formación; y las arenas conglomerádicas de la unidad superior tienen una composición cuarzo-feldespática, angulosa y selección moderada a buena. Sobre estos niveles se deposita una capa de conglomerados clasto-soportados, bien seleccionados y con imbricación sub-paralela (Figura 40f).

La discordancia angular entre la Formación La Cueva y la superficie plana inferior indica que el proceso que genera esta superficie sería posterior a la depositación de la formación. Por otro lado, el grado de conservación del lahar del techo de la Formación La Cueva sugiere una gran competencia para estas rocas, lo que permite inferir que tanto la superficie inferior como el escarpe que define el límite oriental de esta serían la consecuencia de un intenso proceso erosivo como resultado de la acción de un agente eficiente y/o un periodo prolongado de erosión.

A este respecto, el grado de esfericidad y redondeamiento de los bloques que componen el depósito aluvial a los pies del escarpe evidencia un retrabajo importante que podría haber sido originado por un agente fluvial o marino. Sin

embargo, la buena selección y la baja proporción matriz:clasto dentro de las unidades que componen el depósito aluvial sugieren un retrabajo producto del oleaje en desmedro de un agente fluvial: el oleaje movilizaría las distintas granulometrías según el grado de energía del medio, concentrando clastos de tamaños similares y generando la imbricación presente en estas capas (Figura 40f),

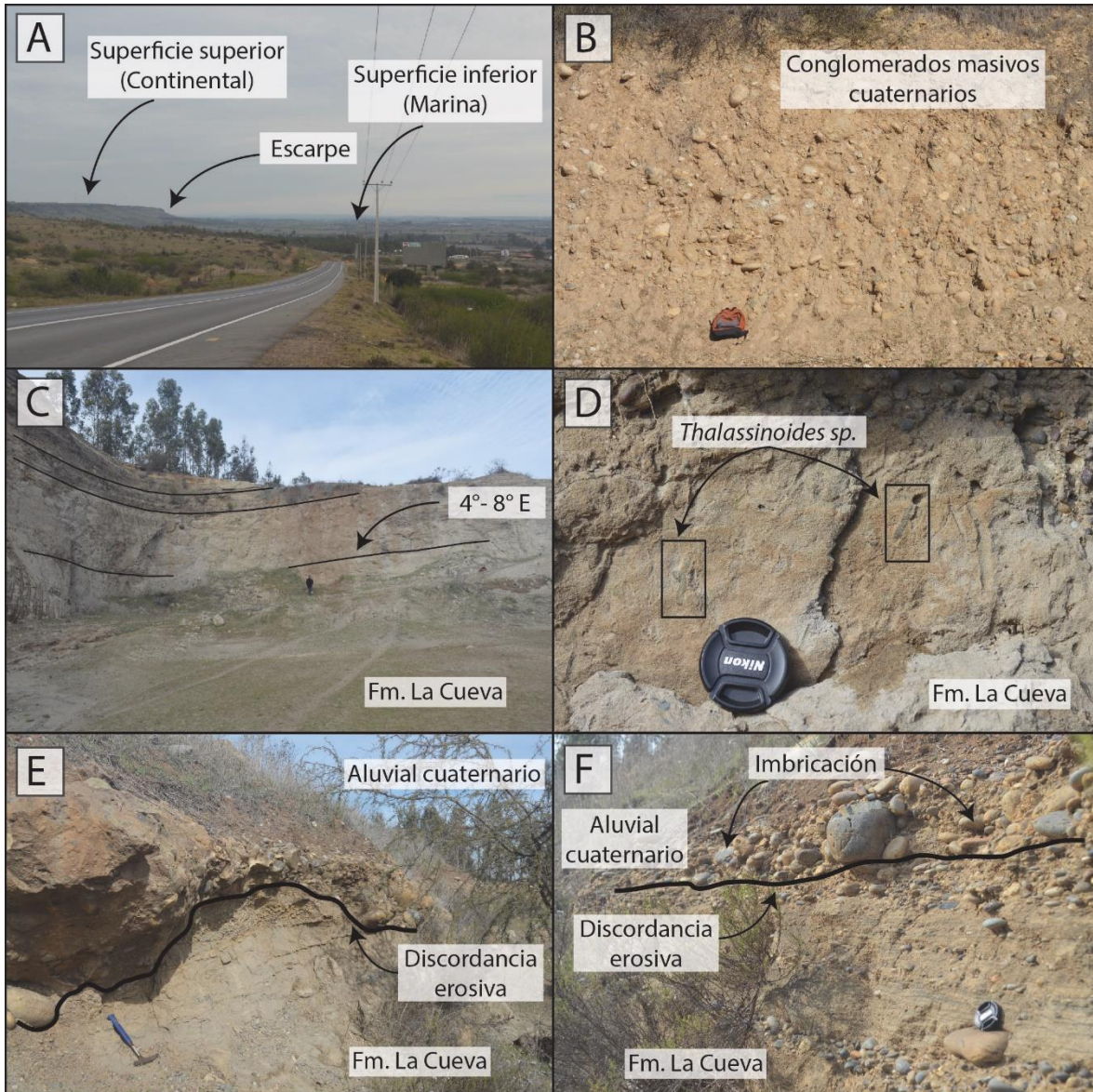


Figura 40: Detalle de depósitos estudiados en el sector de Litueche. A) Panorámica ilustrando las superficies aterrazadas superior, inferior y el escarpe. B) Conglomerados masivos cubren la superficie superior. C) Estratos de Fm. La Cueva manteniendo hacia el este en superficie inferior. D) Bioturbación característica de Fm. La Cueva. E) Discordancia entre Fm. La Cueva y evento aluvial, con presencia de bloques métricos pertenecientes al lahar de Fm. La Cueva. F) Discordancia entre Fm. La Cueva y evento aluvial. En Fm. La Cueva, arenas presentan laminación composicional paralela y conglomerados presentan imbricación, conglomerados del evento aluvial también presentan imbricación.

a diferencia de un agente fluvial que produciría una peor selección en los clastos y una mayor proporción de matriz en el depósito, producto de variaciones estacionales del medio de transporte.

De esta forma, la configuración geomorfológica y sedimentaria del sector sugiere que la superficie superior habría estado sujeta a procesos sedimentarios de origen continental, conformando una superficie agradacional o, eventualmente, un pedimento, mientras que la superficie inferior se habría formado por la abrasión marina (Terraza Marina Principal), y habría sido coetánea a la depositación de los sedimentos aluviales reconocidos a los pies del escarpe.

3.2.2 Modelo de Clasificación de Superficie (SCM)

El Modelo de Clasificación de Superficie confirma, de acuerdo con Bowles y Cogwill (2012), el desarrollo de una extensa zona con características plataformales de origen marino sobre el dominio occidental de la Cordillera de la Costa, denominada previamente como Terraza Marina Principal (Figura 41). Asimismo, en el límite occidental de la Terraza Marina Principal (T_0) se reconocen franjas con altos valores de SCM que son interpretados como escarpes costeros relativamente continuos (Figura 42; e.g., Palamara et al., 2007), permitiendo distinguir una secuencia de 5 terrazas marinas que se hacen progresivamente más jóvenes hacia la costa (T_1 a T_5 ; detalles en sección “Secuencia escalonada de terrazas marinas cuaternarias”).

En algunas zonas, sin embargo, los límites entre los distintos niveles de terrazas marinas cuaternarias pudieron ser determinados únicamente a través de un mapa de pendientes y perfiles topográficos obtenidos de modelos de elevación digital del satélite SRTM, debido a que los límites que separan las terrazas corresponden localmente a cambios de pendiente suaves y/o a que las terrazas se encuentran mal preservadas (Figura 42d; Figura 43).

El SCM indica que, de un total de 1021 km² correspondientes a superficies plataformales en la Cordillera de la Costa Occidental, el área cubierta por las plataformas marinas es de 570 km², y se reparte en los dominios I a V cubriendo 82.4, 110.0, 40.7, 180.7 y 156.7 km², respectivamente (14%, 19%, 7%, 32% y 27% del total). El límite oriental del dominio de terrazas marinas alcanza una elevación máxima de 375 metros a los pies de un escarpe ubicado en Las Damas, cerca del estero Topocalma (Figura 41). Sin embargo, la elevación máxima del dominio es de 450 m.s.n.m. sobre el acantilado donde se encuentra Puertecillo, probablemente producto de la actividad de una falla inversa (Rodríguez. 2008).

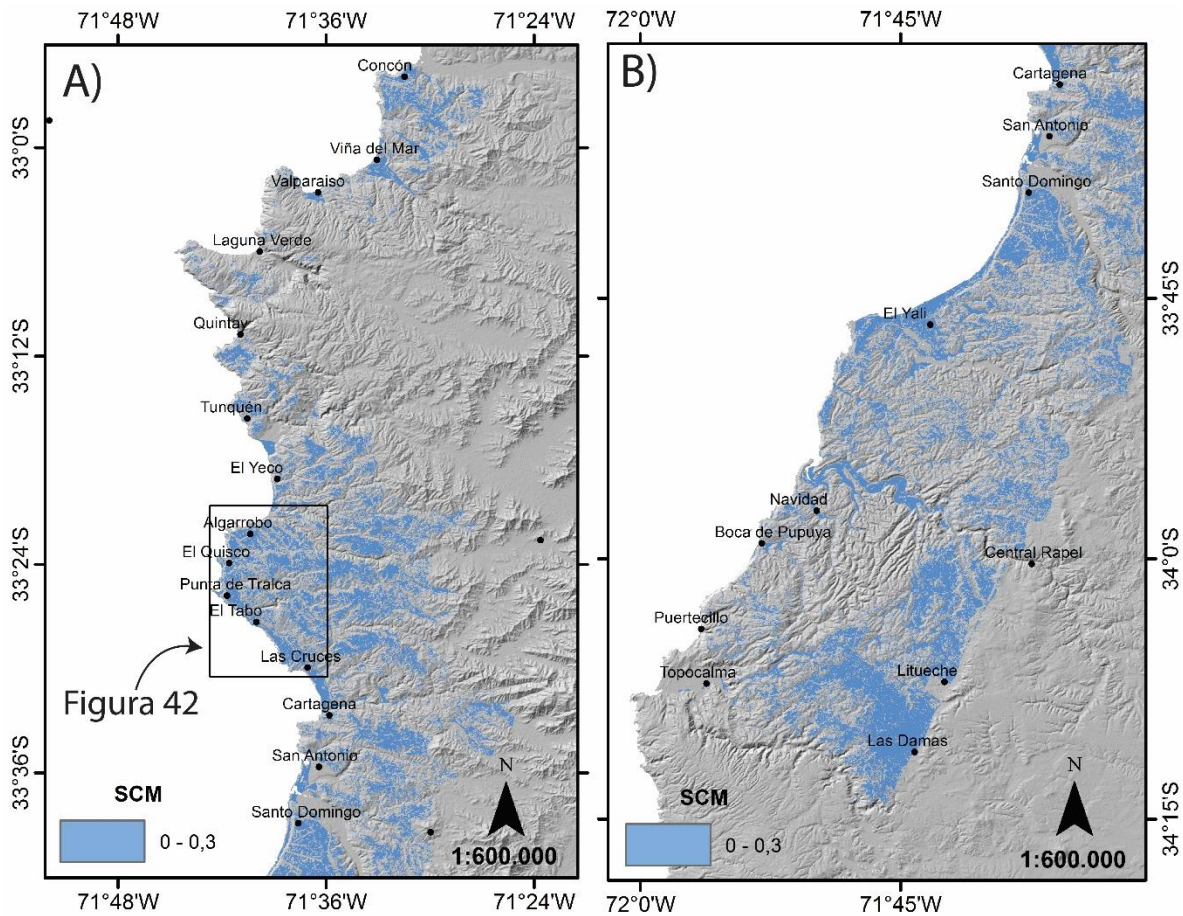


Figura 41: Surface Classification Model para la zona de estudio. Las superficies destacadas en celeste son aquellas que, dentro de todas las superficies plataformales de la zona, corresponderían a terrazas marinas según Bowles y Cogwill (2012). A) SCM para el sector Río Aconcagua – Río Maipo. Cuadro corresponde al detalle presentado en la Figura 42. B) SCM para sector Río Maipo – Estero Topocalma.

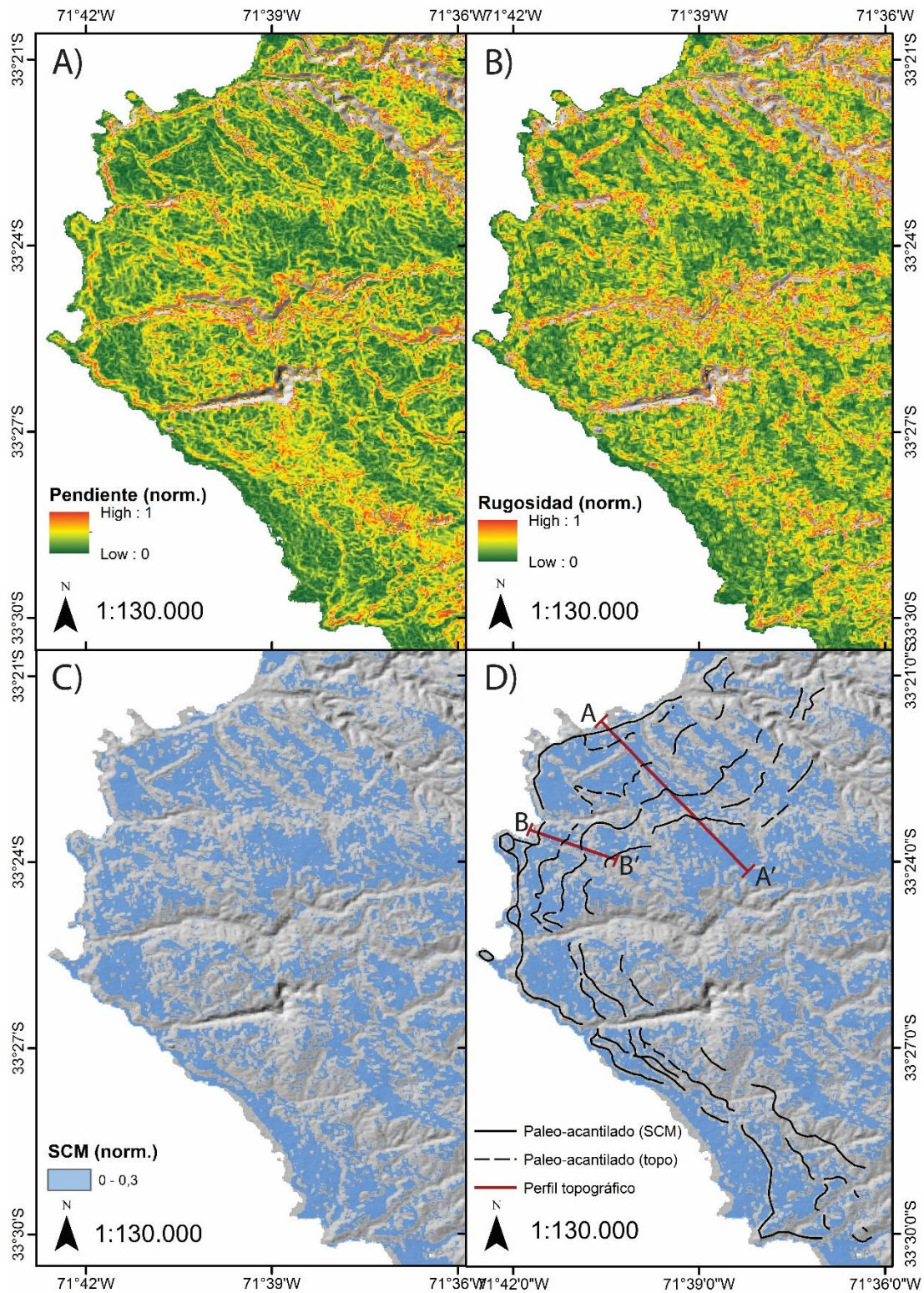


Figura 42: SCM como herramienta para determinar superficies aterrazadas y paleo-acantilados, entre los 33°21'S y 33°30'S. A) Mapa normalizado de pendientes. B) Mapa normalizado de rugosidades. C) SCM normalizado. Las zonas en celeste corresponden a plataformas marinas. D) Paleo-acantilados reconocidos como franjas continuas sin valores en el SCM normalizado. En zonas donde el SCM no define inequívocamente un escarpe, se utilizaron perfiles topográficos (A-A', B-B').

donde $x = \langle x \rangle \pm \Delta x$ corresponden al valor y error de la variable $x = \{a, b, c\}$.

3.2.3.1 Dominio I

3.2.3.1.1 Concón – Laguna Verde

En esta zona del Dominio I se reconocen, además de la Terraza Marina Principal T_0 , 5 niveles aterrazados que siguen la fisiografía de la costa en mayor grado mientras más jóvenes sean. Las terrazas superiores T_I , T_{II} y T_{III} son interrumpidas principalmente por grandes quebradas y valles fluviales que desembocan en el mar, el nivel T_{IV} se desarrolla principalmente al sur de la localidad de Reñaca y el nivel T_V se desarrolla extensamente en las desembocaduras de los drenajes y como franjas angostas en gran parte de la línea de costa (Figura 44).

El nivel T_I cubre un área aproximada 7.4 km^2 a través de superficies con un mal grado de conservación, aisladas y de poca extensión, exceptuando los extremos norte y sur de esta sección, donde las superficies correlacionables con este nivel se encuentran mejor conservadas (Figura 44). Mientras en Valparaíso alcanza una extensión máxima de 2.130 ± 15 metros perpendiculares a su acantilado, en el camino entre Valparaíso y Laguna Verde alcanza un mínimo de 180 ± 15 metros (Figura 44). Su elevación, por otro lado, evidencia un patrón ascendente hacia el sur, desde los 139 ± 10 metros en Concón a los 292 ± 11 metros al norte de Laguna Verde. Tal distribución de las elevaciones es interrumpida por fallas, cuya cinemática se interpreta como normal, evidenciando una actividad tectónica cuaternaria en la región que genera desplazamientos verticales que se estiman del orden de decenas de metros en las superficies que conforman este nivel (i.e., Falla Marga Marga y, aquí denominada, Falla Reñaca; Figura 46).

T_{II} se distribuye a lo largo gran parte de esta fracción del Dominio I, desapareciendo únicamente entre las quebradas Reñaca y Achupallas, y haciéndose infrecuente entre Valparaíso y Laguna Verde, donde se desarrolla un gran acantilado costero (Figura 44). Cubre una superficie total de 4.0 km^2 y alcanza una extensión máxima de 980 ± 15 metros al norte de Reñaca (Figura 44). Su elevación presenta un patrón de ascenso hacia el sur, desde los 113 ± 11 metros en Concón hasta los 209 ± 10 metros al norte de Laguna Verde, siendo interrumpido por las mismas estructuras cuaternarias que perturban el nivel superior, generando desplazamientos estimados en escasas decenas de metros (Figura 46).

Las superficies correspondientes al nivel T_{III} se reconocen desde Concón hasta Playa Ancha, en el extremo occidental de la bahía de Valparaíso, y desaparecen hacia el sur, a medida que se desarrolla el acantilado costero en la península de Valparaíso (Figura 44). Presentan un buen grado de conservación y la mayor continuidad de toda la secuencia de terrazas en esta zona, cubriendo una superficie de 6.2 km^2 (Figura 44). Alcanzan una extensión máxima de 850 ± 15 metros en Concón y una mínima de 250 ± 15 metros en el extremo de la península

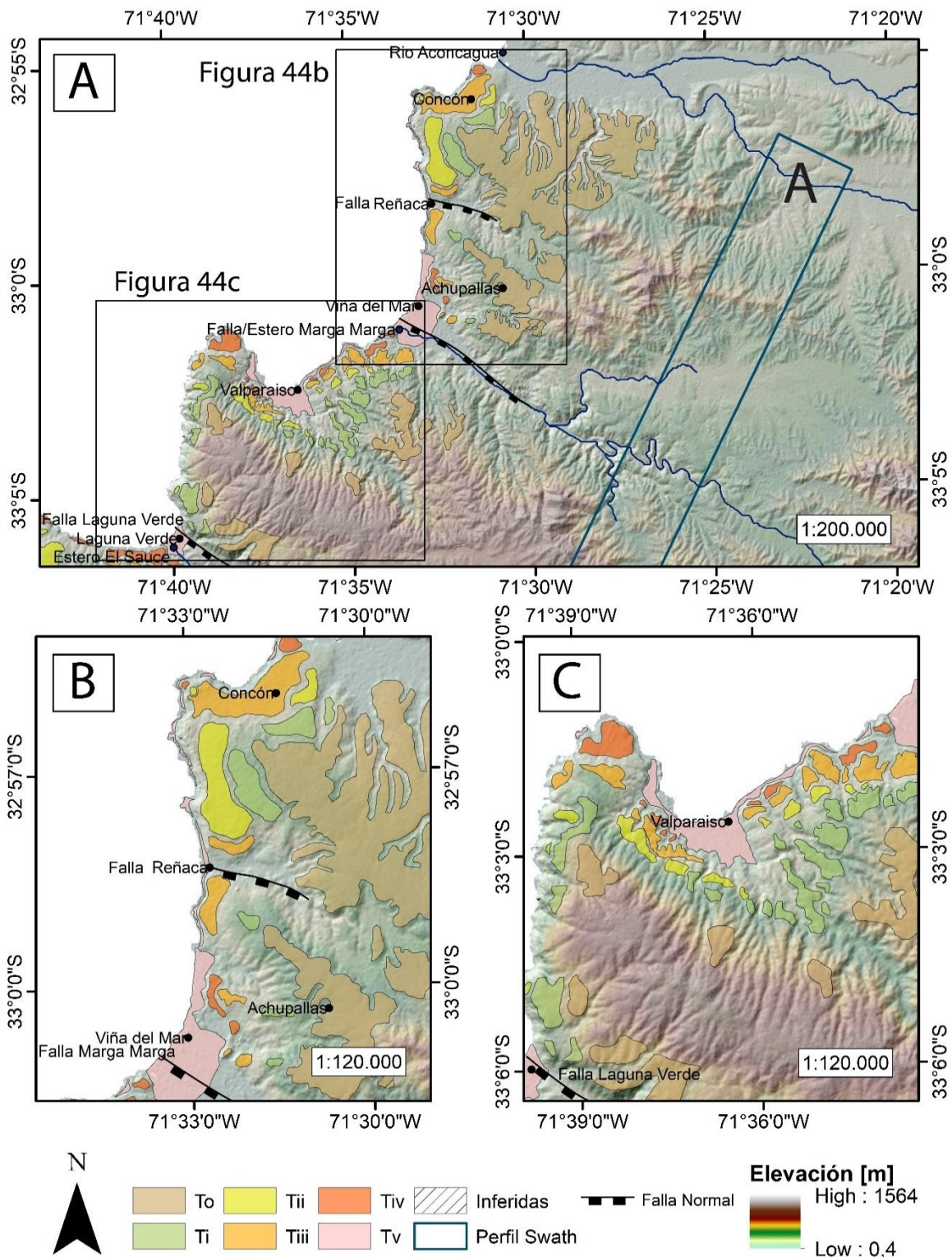


Figura 44: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I, entre Concón y Laguna Verde, y traza del perfil swath exhibido en Figura 46. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur.

de Valparaíso, y sus elevaciones fluctúan entre los 81 ± 10 y 123 ± 10 metros producto del patrón de alzamiento regional evidenciado por los niveles superiores y desplazamientos asociados a las estructuras cuaternarias que afectan también a las superficies superiores (Figura 46).

El nivel T_{IV} se reconoce en superficies aisladas ubicadas en la punta de la bahía de Concón y de manera más continua entre Reñaca y Valparaíso, desapareciendo hacia el sur (Figura 44). Abarca aproximadamente 1.9 km^2 y sus elevaciones varían de 52 ± 10 metros en Concón a 67 ± 10 metros en Valparaíso, pudiendo verse posiblemente afectada por la Falla Marga Marga (Figura 46). Sin embargo, la resolución vertical del Modelo de Elevación Digital no permite confirmarlo con certeza.

T_V se reconoce a lo largo de gran parte de esta sección del dominio, conformando una línea de costa formada por costas depositacionales y rocosas que cubren 6.3 km^2 (Figura 44). Su mayor extensión la alcanza en la desembocadura del Estero Marga Marga, confundiendo con depósitos fluviales, aunque en gran parte de esta sección no supera ~ 20 metros. Sus elevaciones no superan los 23 ± 10 metros (Figura 46), aunque probablemente correspondan a sobreestimaciones producto de la superposición de depósitos litorales posteriores.

3.2.3.1.2 Laguna Verde – Algarrobo

En la fracción sur del Dominio I se reconocen, además de T₀, cinco niveles de terrazas marinas, pero, a diferencia de la fracción norte de este dominio, solo las más jóvenes siguen la fisiografía de la costa mientras que las más antiguas solo lo hacen al sur de Tunquén. Tal comportamiento de parte de los niveles más antiguos (T₀ y T_I) probablemente se deba a la modificación del relieve producto de la actividad relativamente coetánea de fallas, que podrían relacionarse también con los grandes escarpes que se observan entre Laguna Verde y Tunquén. En cambio, los niveles T_{II}, T_{III}, T_{IV} y T_V se desarrollan de manera relativamente continua a lo largo de toda la zona. (Figura 45).

En la mitad norte del sector, el nivel T_I se reconoce únicamente como superficies aisladas y mal conservadas, en la parte más alta de la península ubicada al sur de Laguna Verde, volviendo a aparecer en superficies aisladas en Tunquén y, hacia el sur de esta localidad, de manera continua (Figura 45). En total, cubre 4.9 km^2 y alcanza una extensión máxima de 700 metros cerca de El Yeco, aunque se hipotetiza que esta sería considerablemente mayor (~ 6.300 metros) si se reconstruyeran las superficies mal preservadas de Laguna Verde. Solo fue posible obtener mediciones de su elevación de Tunquén al sur, presentando un descenso de 268 ± 10 a 145 ± 10 metros (Figura 46). Se hipotetiza que el mal grado de conservación en Laguna Verde y la ausencia de esta superficie entre Laguna Verde y Tunquén estarían relacionadas a la actividad de las mismas estructuras que no

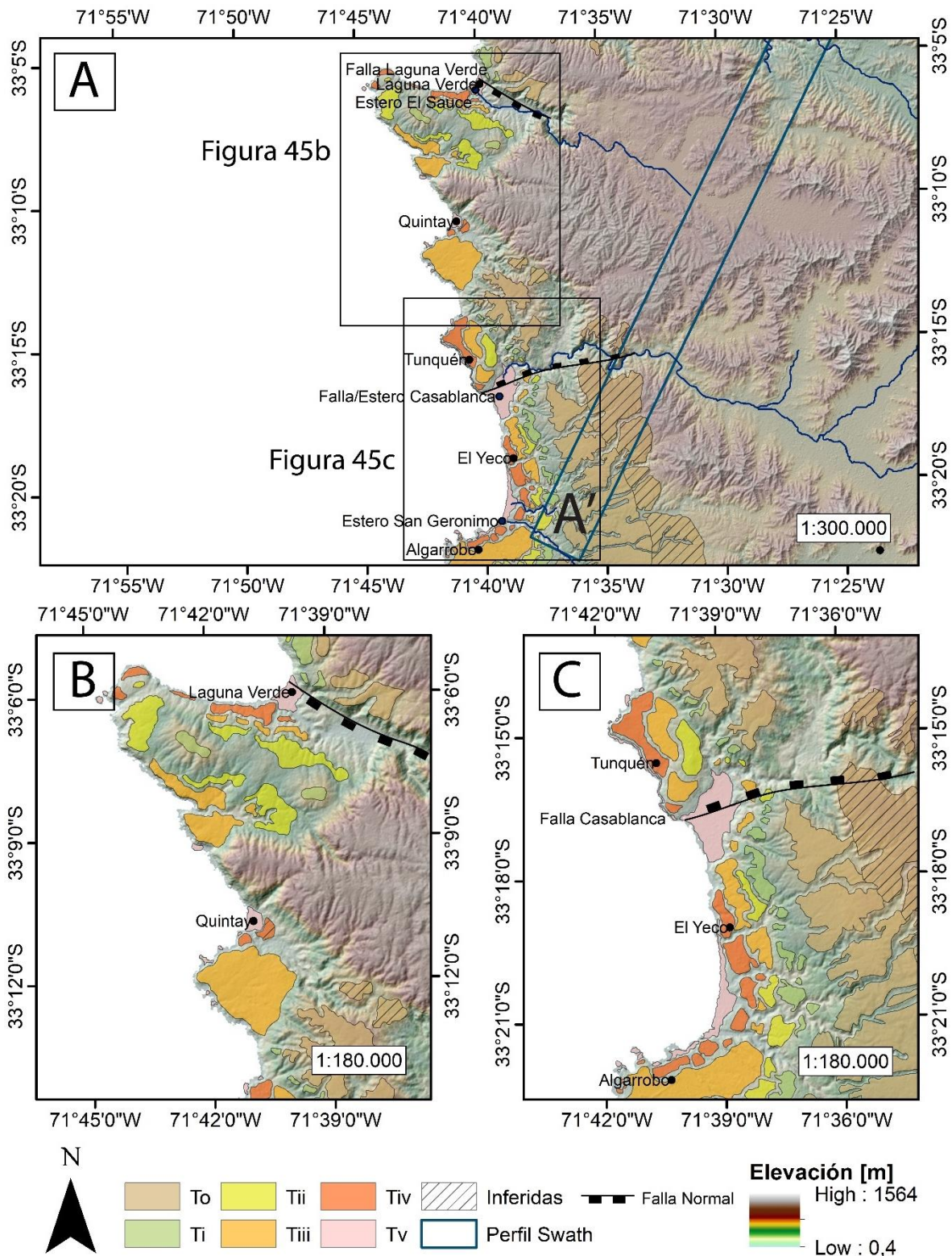


Figura 45: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I, entre Laguna Verde y Algarrobo, y traza del perfil swath exhibido en Figura 46. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur.

permiten que T_0 sea preservada, lo que sugiere que estas estructuras se encontrarían activas al menos hasta la formación de T_1 .

El nivel T_{II} es reconocido de manera continua en el sector, desapareciendo únicamente en la localidad de Quintay, y presenta un buen grado de conservación, cubriendo una superficie de 10.5 km^2 (Figura 45). Su extensión máxima se alcanza en Laguna Verde, siendo de aproximadamente 1.200 metros, y la mínima de 175 ± 15 metros se desarrolla en superficies cercanas al Estero San Gerónimo. Sus elevaciones, por otro lado, son de 188 ± 16 metros en la península de Laguna Verde y descienden desde 183 ± 12 a 117 ± 10 de Tunquén al sur. Tal patrón de las elevaciones permite inferir desplazamientos verticales asociados a fallas normales, similares a las que desplazan los niveles T_1 y T_0 , aunque el desplazamiento solo pudo ser calculado en la Falla Casablanca, dislocando este nivel en 25 metros (Figura 46).

La superficie asignada a T_{III} se reconoce de manera continua en la zona, presentando una extensión máxima cercana a los 3.500 metros en Quintay y cubriendo una superficie total de 18.1 km^2 aproximadamente (Figura 45). Sus elevaciones descienden desde 136 ± 11 a 106 ± 11 , presentando desplazamientos locales de aproximadamente 20 metros, asociados a las mismas estructuras que afectan a T_{II} (Figura 46).

El nivel T_{IV} se reconoce de manera local al norte de Tunquén y de manera continua de Tunquén al sur (Figura 45). Cubre una superficie aproximada de 7.5 km^2 y su elevación oscila entre los 88 ± 10 y los 68 ± 10 metros, variando excepcionalmente a 58 ± 10 donde se encuentra la Falla Casablanca, lo que sugiere que esta estructura podría haber desplazado este nivel en 10 metros aunque, debido a la resolución del Modelo de Elevación Digital, esto sería discutible (Figura 46).

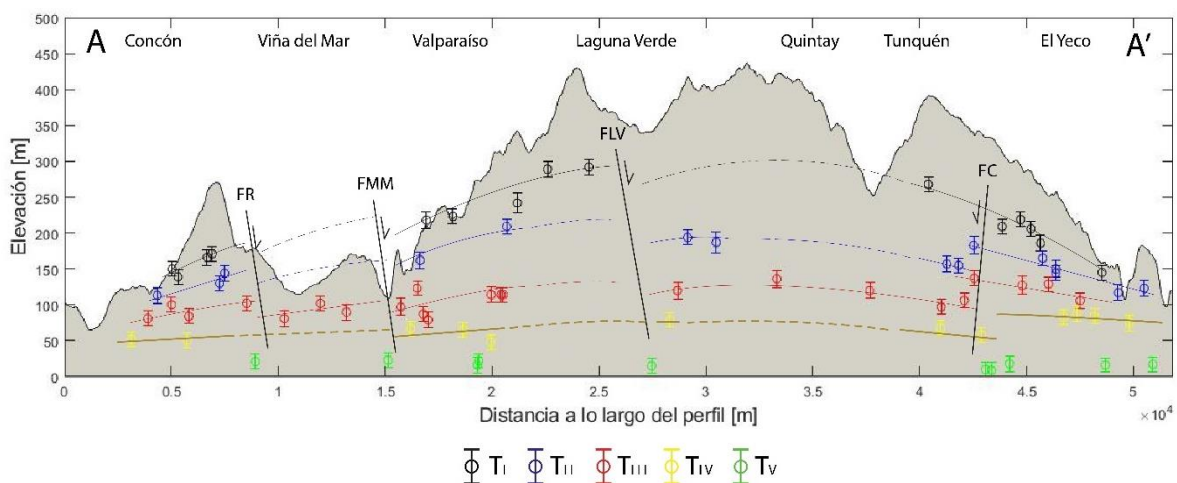


Figura 46: Perfil A-A' trazado en Figura 44 y Figura 45, ilustrando la elevación de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural I reconocidas en este trabajo. FR: Falla Reñaca, FMM: Falla Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca.

El nivel T_V conforma la línea de costa a través de gran parte del sector, en una superficie que alcanza los 7.3 km^2 (Figura 45). Su extensión no supera los 200 ± 15 metros excepto en las playas depositacionales, donde alcanza máximos de aproximadamente 2.500 metros. Sus elevaciones oscilan entre los 9 ± 10 y 18 ± 11 metros (Figura 46).

3.2.3.2 Dominio II

En el Dominio II se desarrollan de manera continua los 5 niveles aterrazados reconocidos, además de T_0 , predominando en extensión los niveles bajos, y siguiendo la fisiografía de la costa. El nivel T_I es el único que no se desarrolla a lo largo de todo el dominio, estando ausente en ambos extremos (Figura 47).

El nivel T_I se distribuye continuamente en todo el dominio, exceptuando sus extremos, a través de superficies de poca extensión que cubren una superficie aproximada de 3.8 km^2 (Figura 47). En el centro del dominio, las elevaciones obtenidas para este nivel oscilan entre 139 ± 11 y 125 ± 10 metros sin un patrón claro (Figura 48). En el sector norte del dominio, su desaparición se relaciona espacialmente con un escarpe recto que corta a la superficie T_0 y que controlaría la distribución de las superficies inferiores (Figura 47), sugiriendo que este lineamiento correspondería a una estructura de cinemática normal (aquí denominada Falla San Gerónimo) que habría tenido actividad posterior a la formación de esta superficie. Se hipotetiza también sobre la posibilidad de que la desaparición de esta superficie en el extremo sur del dominio estuviese relacionada con la actividad del brazo sur de la Falla Melipilla (Figura 47).

Las terrazas asignadas al nivel T_{II} se distribuyen de manera continua a lo largo de todo el dominio, con un peor grado de conservación hacia el sur y cubriendo una superficie aproximada de 10.3 km^2 (Figura 47). Alcanzan extensiones máximas y mínimas de ~ 1.100 y ~ 250 metros, respectivamente, y sus elevaciones descienden desde 123 ± 11 metros en el estero San Gerónimo hasta los 93 ± 10 metros en Cartagena (Figura 48).

La terraza T_{III} se extiende continuamente por todo el dominio, aunque, al igual que los dos niveles superiores, sus afloramientos se hacen más intermitentes al acercarse a Cartagena (Figura 47). Además, entre el estero San Gerónimo y El Quisco su acantilado costero no es reconocido más que por un cambio en la pendiente respecto a la superficie superior. Alcanza una superficie de 18.2 km^2 , con extensiones máximas y mínimas de ~ 2.300 y ~ 200 metros, respectivamente. Su elevación oscila con un patrón generalizado descendente desde los 98 ± 10 metros en el estero San Gerónimo a los 75 ± 10 en Cartagena (Figura 48).

El nivel T_{IV} es reconocido de manera continua en gran parte del dominio, siendo característico en las penínsulas de la zona y haciéndose intermitente entre Las Cruces y Cartagena (Figura 47). Cubre una superficie de 6.1 km^2 y sus

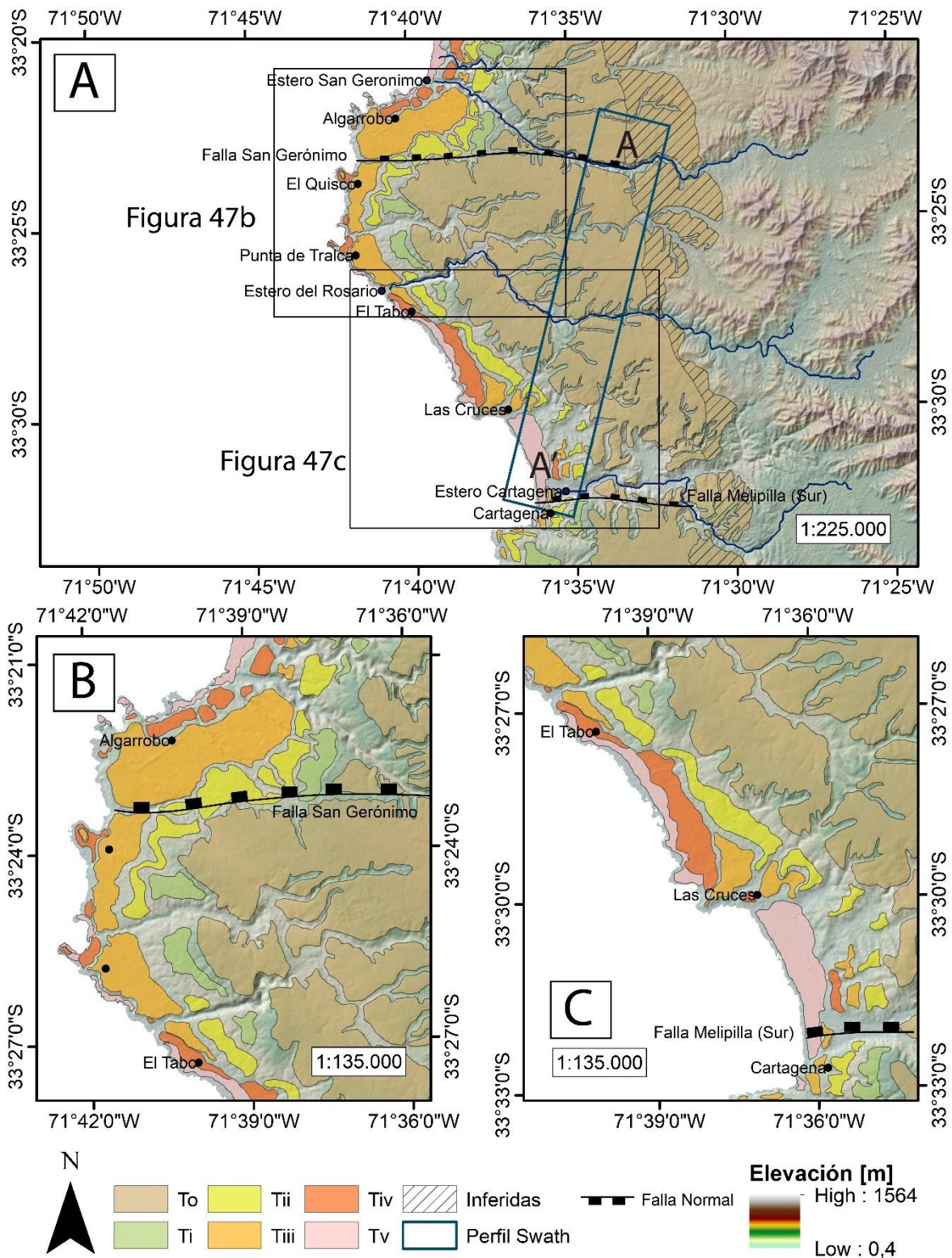


Figura 47: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural II y traza de perfil swath exhibido en Figura 48. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur.

elevaciones descienden de los 62 ± 10 metros en Algarrobo a los 30 ± 10 metros en El Tabo, y de 53 ± 10 a 41 ± 10 desde El Tabo a Cartagena (Figura 48). Una variación de la elevación de T_{IV} tan abrupta en El Tabo se interpreta como la consecuencia de una estructura local E-W cercana al Estero El Rosario.

La superficie T_V se distribuye en todo el dominio formando una línea de costa donde se alternan playas depositacionales y rocosas cubriendo una superficie de 6.4 km^2 y cuya extensión no supera los 400 metros hacia el interior, excepto en San Sebastián donde alcanza más de 1.000 metros (Figura 47). Sus elevaciones no superan los 22 ± 10 metros (Figura 48).

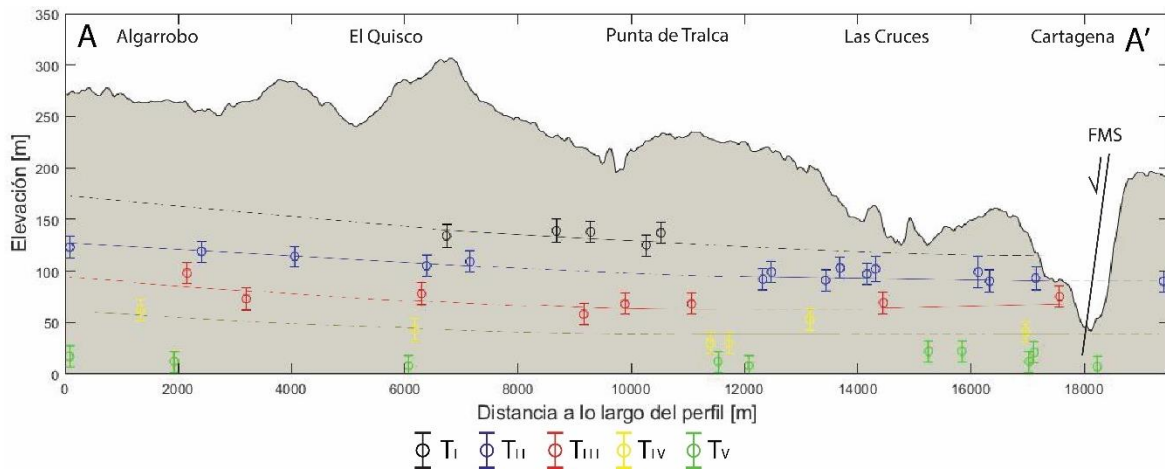


Figura 48: Perfil A-A' trazado en Figura 47, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural II. FMS: Falla Melipilla (brazo sur).

3.2.3.3 Dominio III

En el Dominio III se desarrollan todos los niveles aterrazados de la zona. T_I , T_{II} y T_{III} son reconocidos a lo largo de todo el dominio, siguiendo la morfología de la costa, mientras que T_{IV} se limita al extremo sur del dominio y T_V a ambos extremos (Figura 49).

El nivel T_I se reconoce en las zonas altas de Cartagena y San Antonio, y en la parte alta de la península que las separa, cubriendo una superficie de 11.2 km^2 (Figura 49). Su extensión máxima, perpendicular a su paleoacantilado, es de ~ 2.750 metros en la península del dominio y su extensión mínima es de 860 metros en San Antonio. Sus elevaciones alcanzan 165 ± 11 en el norte del dominio y 157 ± 11 al sur (Figura 50). La elevación al sur del Estero Cartagena es ~ 25 metros mayor que las obtenidas al norte de este, lo que se atribuye a la actividad del brazo sur de la Falla Melipilla, confirmando la hipótesis planteada en el dominio anterior relacionada a la ausencia de este nivel cerca de Cartagena.

Las superficies asignadas a T_{II} cubren 4.7 km^2 a lo largo de todo el dominio. Su extensión máxima se alcanza en la península central y corresponde a ~ 600 metros, mientras que la mínima es de ~ 350 metros en Cartagena, al norte de la península (Figura 49). Sus elevaciones, en cambio, no presentan variaciones significativas, oscilando entre los 105 ± 11 y 89 ± 10 metros sin un patrón claro (Figura 50). Al no existir una variación significativa con respecto a las terrazas del mismo nivel del Dominio Morfoestructural II, se sugiere que la actividad del brazo sur de la Falla de Melipilla habría sido previa a la formación de este nivel.

T_{III} se desarrolla por 2.1 km^2 , de manera relativamente homogénea a través del dominio (Figura 49). Su extensión perpendicular al paleoacantilado oscila entre los ~ 250 y ~ 400 metros, y sus elevaciones entre los 75 ± 10 y los 62 ± 10 metros (Figura 50).

T_{IV} cubre 1.5 km^2 de la mitad sur del dominio, concentrándose principalmente en San Antonio (Figura 49). La extensión perpendicular a su paleoacantilado oscila entre los ~ 200 y ~ 900 metros y sus elevaciones no presentan variaciones significativas, pasando de los 41 ± 10 metros al norte del dominio a los 39 ± 10 metros del sur del dominio (Figura 50).

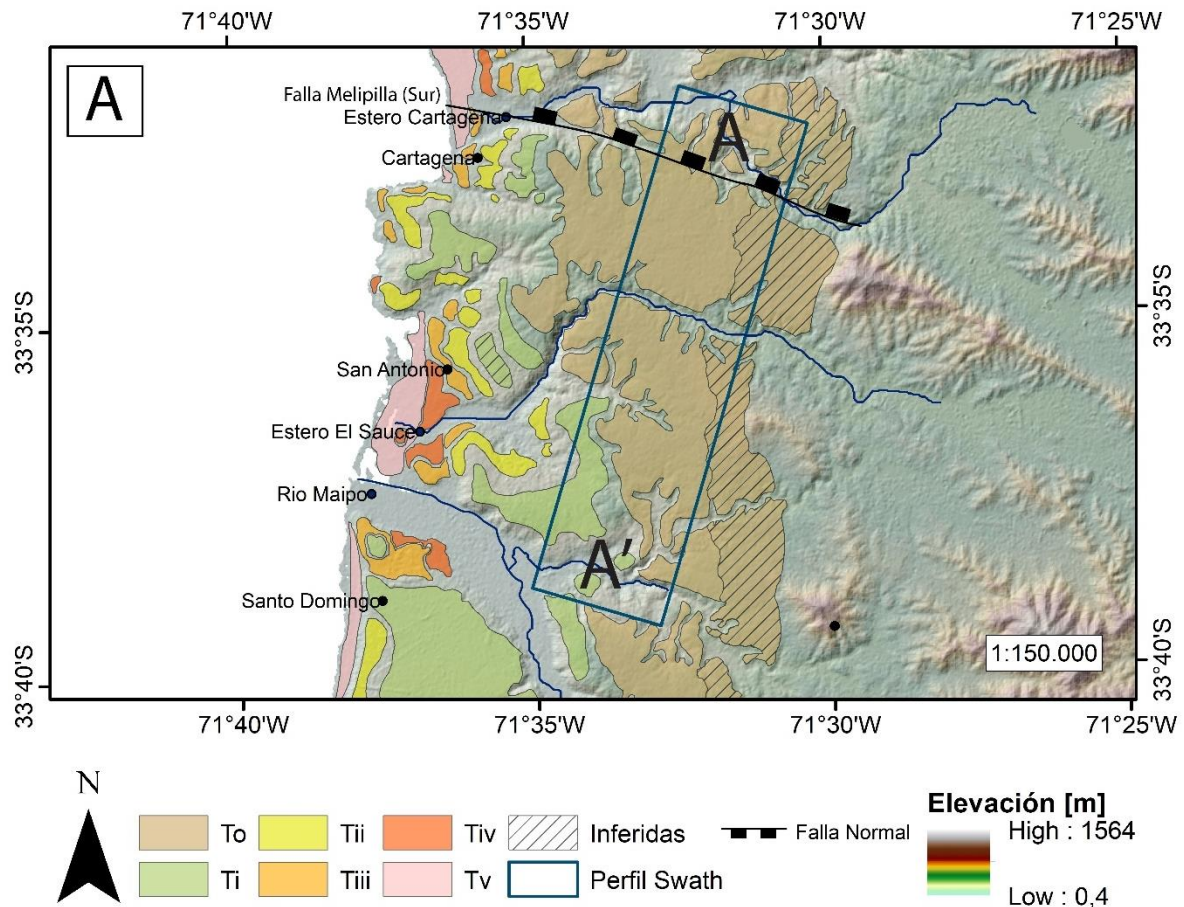


Figura 49: Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural III y traza del perfil swath exhibido en Figura 50.

El nivel T_v se reconoce en los extremos del dominio, cubriendo 2.8 km² y formando playas depositacionales (Figura 49). En Cartagena, alcanza una extensión de ~ 200 metros mientras que, en San Antonio, su extensión máxima es de ~ 1.000 metros; su elevación no supera los 21 ± 10 metros (Figura 50).

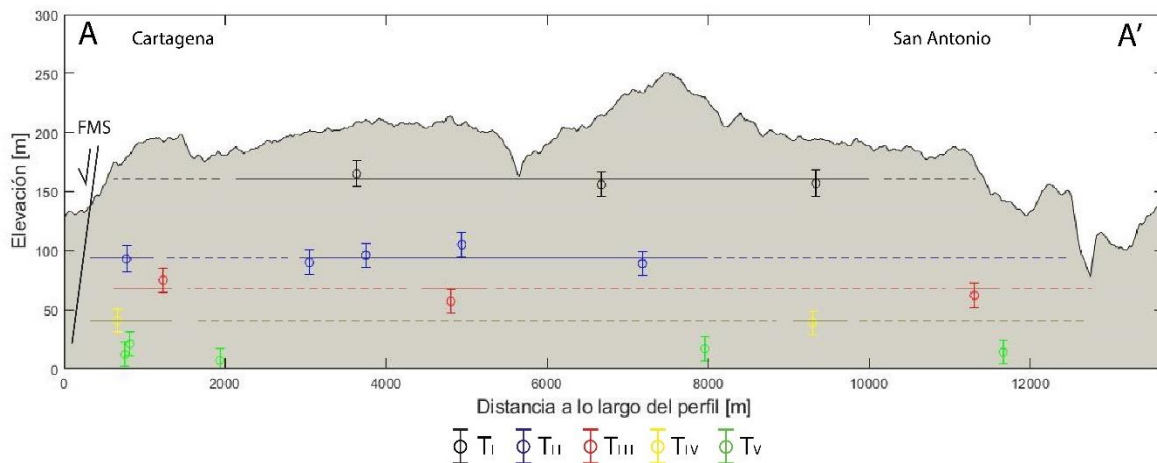


Figura 50: Perfil A-A' trazado en Figura 49, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural III. FMS: Falla Melipilla (brazo sur).

3.2.3.4 Dominio IV

En el Dominio IV predomina el desarrollo de la terraza T_I, cuya distribución define un embahíamiento antiguo. En este dominio, además, se reconocen morfologías asociadas a los niveles aterrazados T_{II}, T_{III}, T_{IV} y T_V principalmente a lo largo de las desembocaduras de los ríos y esteros (Figura 51).

La terraza T_I aflora de manera continua a lo largo de todo el dominio, cubriendo una superficie aproximada de 220.5 km² interrumpida únicamente por la llanura fluvial generada por estero El Yali. Se separa de la terraza marina principal por un escarpe suave que alcanza hasta 150 metros de desnivel y alcanza una extensión máxima de casi 15.500 metros perpendiculares al acantilado, que se reducen hacia extremo norte del dominio, alcanzando un mínimo de ~ 3.100 metros cerca del Río Maipo (Figura 51). Sus elevaciones descienden desde los 164 ± 10 metros cerca del Maipo, hasta los 117 ± 10 metros inmediatamente al sur del Estero El Yali, para luego ascender desde hasta 127 ± 13 metros al llegar al Río Rapel (Figura 52).

El nivel T_{II} aflora a lo largo de todo el dominio, desapareciendo en torno a la desembocadura del Estero El Yali, y cubre una superficie de aproximadamente 13.7 km² (Figura 51). Se extiende de manera perpendicular a su acantilado por una distancia máxima de ~ 2.000 metros y posee una elevación que oscila entre 87 ± 10 y 77 ± 11 metros al sur del Río Maipo, y que asciende de 66 ± 10 a 81 ± 11 al sur del Estero El Yali (Figura 52).

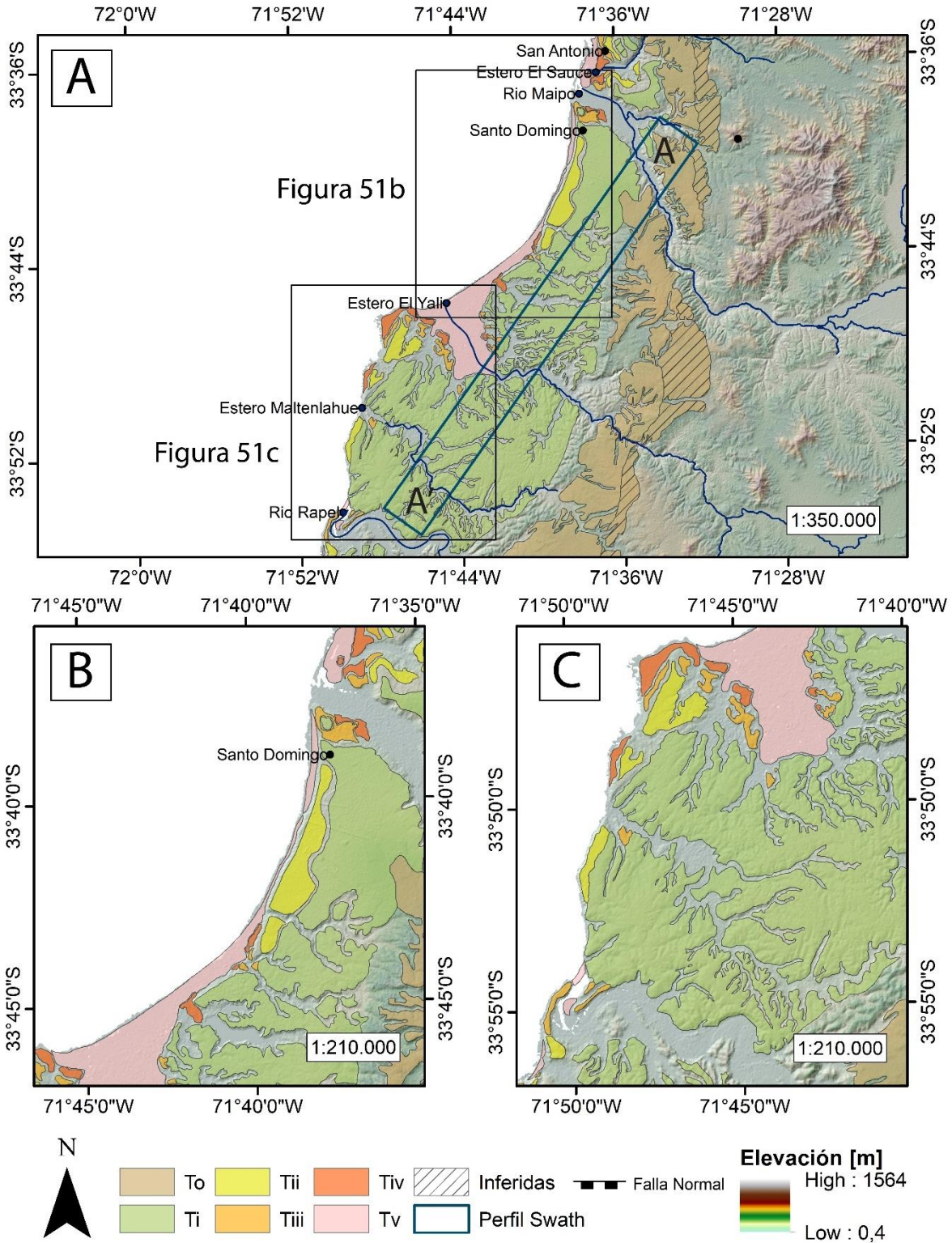


Figura 51: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural IV y traza del perfil swath exhibido en Figura 52. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur.

Superficies asignadas al nivel T_{III} se reconocen principalmente en las cercanías del Estero El Yali (Figura 51), siendo destacable la distribución que tiene esta terraza en el entorno del estero, donde se reconoce a más de 5 kilómetros de la costa cuando típicamente esta distancia no supera el kilómetro (Figura 51). Cubre 5.8 km² mediante superficies que no alcanzan más de 1.200 metros de extensión perpendicular a su acantilado (Figura 51). Su elevación solo pudo ser obtenida en dos puntos, al norte y al sur del Estero El Yali, siendo de 45 ± 10 y 46 ± 10 metros, respectivamente (Figura 52).

Las terrazas T_{IV} se desarrollan principalmente en las cercanías del estero El Yali y, al igual que con el nivel superior, se encuentra a mayor distancia de la costa al interior de este estero. Cubre aproximadamente 5.1 km² y presenta elevaciones relativamente constantes, siendo de 30 ± 10 en el extremo norte del dominio y de 32 ± 11 metros en el extremo sur (Figura 52).

El nivel aterrazado T_V se distribuye de manera continua entre el Río Maipo y el Estero El Yali, para desaparecer hacia el sur y reaparecer en la desembocadura del Río Rapel (Figura 51). Sigue la línea de costa alcanzando una extensión máxima de ~ 1.5 km en el Estero El Yali, en una superficie de 28.3 km², y sus elevaciones no superan los 15 ± 10 metros (Figura 52).

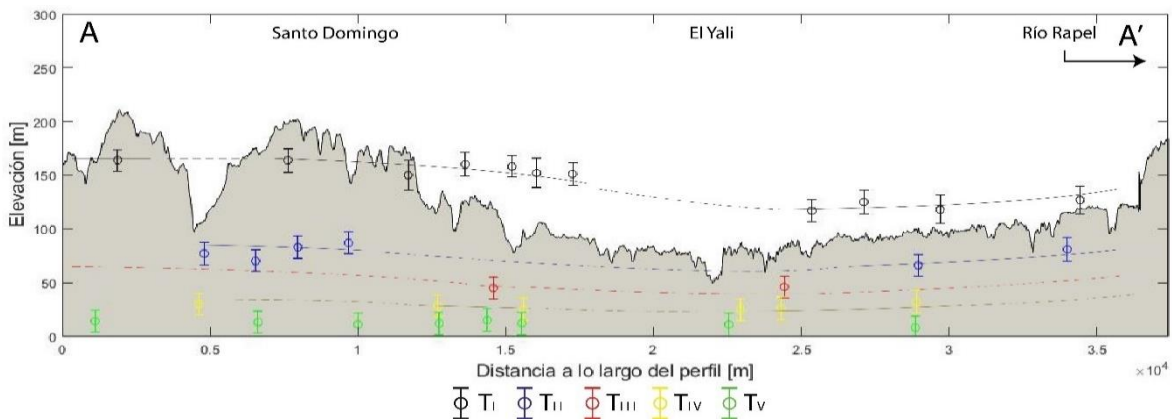


Figura 52: Perfil A-A' trazado en Figura 51, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural IV.

3.2.3.5 Dominio V

En el Dominio V predomina el desarrollo del nivel T_I, cuyo acantilado continúa el embahamiento que define el dominio anterior, sin corresponderse con la línea de costa recta que se desarrolla actualmente en este dominio. Los niveles inferiores, por otro lado, se distribuyen localmente a lo largo de las desembocaduras de los principales ríos y esteros del dominio, alcanzando poca extensión superficial, a excepción del nivel T_{II} que se desarrolla de manera más extensa en la mitad norte del dominio (Figura 53).

El nivel T_I cubre una superficie aproximada de 48.9 km², distribuyéndose de manera continua a lo largo del dominio, aunque con una fuerte incisión generada por drenajes rectos y de orientación NE-SW, paralelos a lineamientos (Wall et al., 1996), y que no permiten un reconocimiento inequívoco del acantilado costero en la mitad sur del dominio. Alcanza una extensión máxima aproximada de ~ 7.200 metros inmediatamente al sur del Río Rapel, mientras que en Puertecillo alcanza mínimos en torno a los 700 metros (Figura 53). Su altura aumenta hacia el sur desde los 144 ± 11 metros cerca del Río Rapel hasta los 309 ± 12 metros en Puertecillo (Figura 54), y su paleoacantilado parece estar controlado por una estructura de cinemática inversa y orientación NNWE-SSE (Rodríguez, 2008) cerca del Estero Pupuya, que podría haberse reactivado posterior a la formación de este nivel (Figura 53).

Superficies asignadas al nivel T_{II} se reconocen principalmente entre el Río Rapel y el Estero Pupuya, cubriendo un área aproximada de 7.7 km² y cuyas elevaciones ascienden hacia el sur de 134 ± 11 a 179 ± 10 metros, mientras que su extensión máxima no supera los 1.600 metros perpendiculares a la costa (Figura 53, Figura 54). No pueden inferirse desplazamientos en este nivel producto de la estructura inversa que controlaría el escarpe de T_I cerca del Estero Pupuya, sin embargo, se hipotetiza que el acuñaamiento que presenta la distribución de estas terrazas en torno a la estructura podría estar relacionado con la actividad coetánea a la formación de T_{II} , favoreciendo una reocupación parcial de T_I en esa zona.

La terraza T_{III} se desarrolla de manera continua entre el Río Rapel y el Estero Pupuya, desapareciendo hacia al sur, al desarrollarse un acantilado costero que supera los 150 metros de desnivel de manera abrupta, para volver a aparecer entre Puertecillo y Punta Topocalma (Figura 53). Cubre una superficie de 4.4 km² y su extensión hacia el interior, de manera perpendicular a la costa, alcanza un máximo en torno a los 1.300 metros en Punta Topocalma, mientras que al sur del Río Rapel alcanza un mínimo de ~ 60 metros hacia el interior (Figura 53). Las elevaciones ascienden de 57 ± 11 metros en el Río Rapel a 147 ± 11 metros en Punta Topocalma (Figura 54). No se pudieron realizar suficientes mediciones para considerar eventuales desplazamientos a este nivel producto de fallas de actividad cuaternaria.

El nivel T_{IV} se reconoce en las bocas de los Esteros Pupuya y Topocalma, formando terrazas que cubren un total de 1.1 km² y que alcanzan una extensión máxima de apenas ~ 300 metros en Punta Topocalma (Figura 53). Su elevación asciende desde 35 ± 11 metros en la desembocadura del Estero Pupuya, a 87 ± 10 en Punta Topocalma (Figura 54). No se pudieron realizar suficientes mediciones para considerar eventuales desplazamientos a este nivel producto de fallas de actividad cuaternaria.

La terraza T_V se reconoce en gran parte del dominio conformando la línea de costa de éste, a excepción de los lugares donde el acantilado costero alcanza el mar y este nivel desaparece (Figura 53). Cubre un área de 15.0 km² y alcanza una

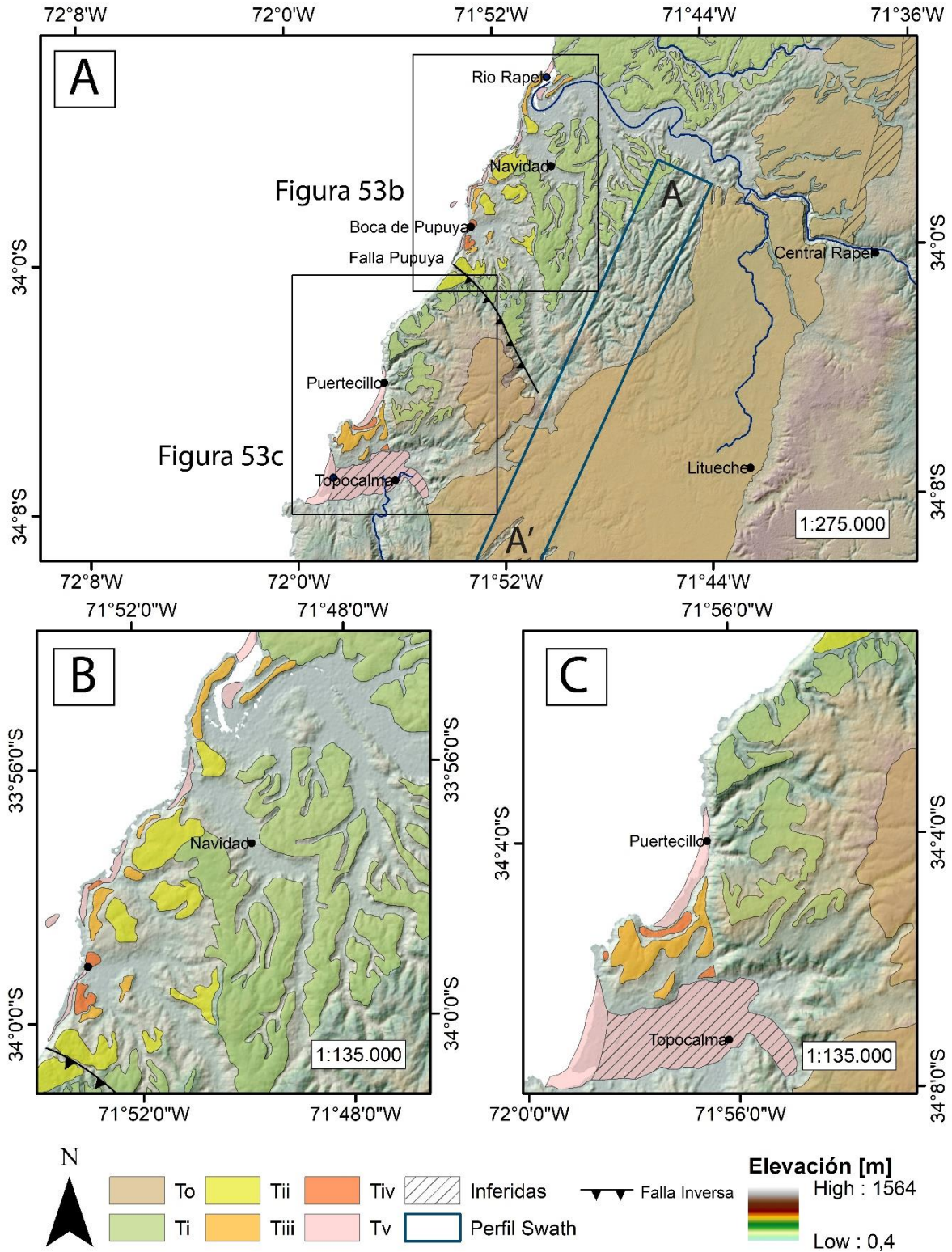


Figura 53: A) Terrazas marinas del Dominio Morfoestructural V y traza del perfil swath exhibido en Figura 54. B) Detalle de terrazas marinas del sector norte. C) Detalle de terrazas marinas del sector sur.

extensión máxima de aproximadamente 5.500 metros en el valle del Estero Topocalma, aunque normalmente su extensión hacia el interior alcanza unas pocas decenas de metros, siendo limitado por un escarpe costero de más de 100 metros de altura que se hace más alto hacia Punta Topocalma (Figura 53). Las elevaciones de este nivel no superan los 25 ± 11 metros (Figura 54).

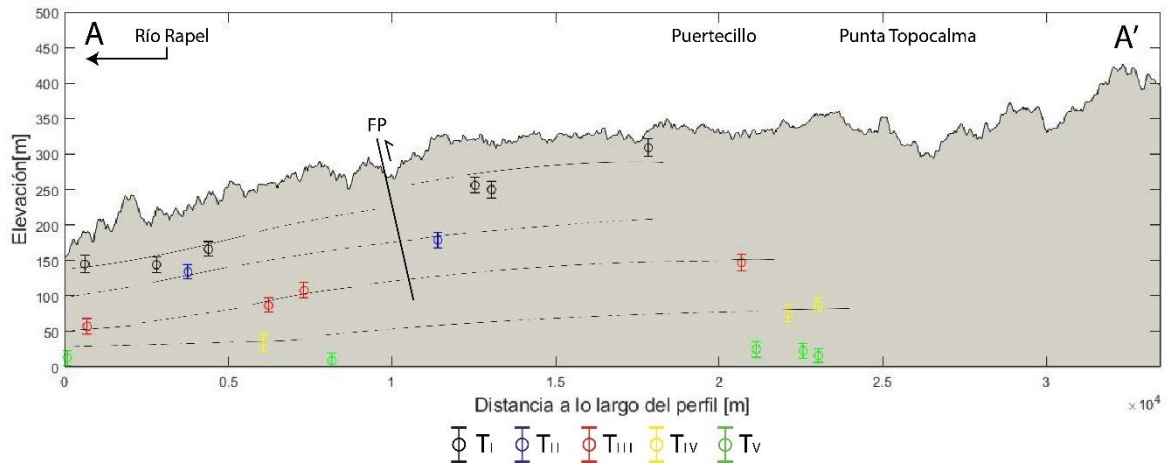


Figura 54: Perfil A-A trazado en Figura 53, ilustrando las elevaciones de las terrazas marinas del Dominio Morfoestructural V. FP: Falla Puertecillo.

4 Discusión

4.1 Origen de las plataformas

4.1.1 Terraza marina principal

En la región de estudio, este trabajo ha documentado la existencia de una superficie plana de gran extensión que correspondería a una terraza de abrasión marina. Sin embargo, la alta resistencia a la erosión del basamento sobre el que se construye, junto con una extensión superficial y pendiente comparativamente muy altos, sugieren que esta superficie podría no constituir una única terraza (e.g. Álvarez-Marrón et al., 2008; Regard et al., 2010; Saillard et al., 2012). La reocupación sucesiva de la plataforma mediante una serie de máximos en el nivel eustático del mar parece ser el único mecanismo posible para explicar una plataforma de estas características (e.g., Kelsey y Bockheim, 1994; Burbank y Anderson, 2001).

Asimismo, en algunos sectores la ausencia de un límite geomorfológico claro entre las superficies de origen continental y marino indicaría la existencia de una continuidad morfológica entre estos elementos. Tal continuidad ha sido descrita también por Rodríguez et al. (2013) en las cercanías del valle del Choapa (31.6°S), sugiriendo que las superficies marina y continental formarían un marcador geomorfológico regional que se habría formado coetáneamente.

En el sector de Caldera y Bahía Inglesa (~27°S), Quezada et al. (2007) calculan en 860 ± 110 ka la edad de la terraza superior; en Altos de Talinay (31°S), Saillard et al. (2009) obtienen una edad de 679 ± 8 ka, atribuyéndola al MIS-17; y Rodríguez et al. (2013) calculan una edad de formación de entre 800 y 500 ka en el valle del Choapa (31.6°S. Esta variabilidad en cuanto a la edad de formación de la superficie superior en distintos sectores de la costa de Chile sugiere que, en la región de estudio, el desarrollo de este nivel podría involucrar más de una ocupación marina (e.g., Rodríguez et al., 2013), ocurridas probablemente entre los ~ 800 y ~ 500 ka (e.g., Quezada et al., 2007; Rodríguez et al., 2013).

Tal como ha sido interpretada en la costa del extremo norte de Chile y el sur de Perú (Paskoff, 1970; Radtke, 1987), la presencia de esta terraza de origen marino y gran extensión sería el producto de un periodo de relativa estabilidad tectónica o alzamiento muy lento en la Cordillera de la Costa, durante el Pleistoceno temprano a medio, asociada a los efectos dinámicos de una velocidad de convergencia de placas decreciente (Martinod et al., 2016b), y que antecedería a un periodo de alzamiento ocurrido hace 400 ± 100 ka (Regard et al., 2010; Rodríguez et al., 2013).

4.1.2 Correlación de terrazas marinas con periodos interglaciales

El periodo de alzamiento comenzado hace ~500 ka (Rodríguez et al., 2013) es documentado por una serie de terrazas marinas que han sido asignadas a periodos interglaciales del Pleistoceno, posteriores a los ~ 500 ka, a lo largo del margen de Chile (e.g., Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2009; Melnick et al., 2009; Jara-Muñoz et al. 2015a). Esto sugiere que, a lo largo del margen, este periodo de alzamiento habría sido relativamente coetáneo y, por lo tanto, es razonable proponer que las terrazas marinas reconocidas en este trabajo corresponderían a periodos interglaciales ya documentados por otros autores a lo largo del margen.

El último periodo interglacial (MIS 5) es un estadio caracterizado por tres subperiodos interglaciales. En el más antiguo de estos, MIS 5e (122 ± 7 ka; Stirling et al., 1998), el mar se encontraba a 6 metros sobre el nivel actual (Figura 55; Siddall et al., 2006) y corresponde, además, al periodo de mayor formación de terrazas marinas mundialmente (Saillard et al., 2009). Lo siguen dos periodos donde el nivel del mar alcanza un nivel ligeramente menor, MIS 5c y MIS 5a (105 ± 5 ka y 82 ± 5 ka, respectivamente; Cronin et al., 1981).

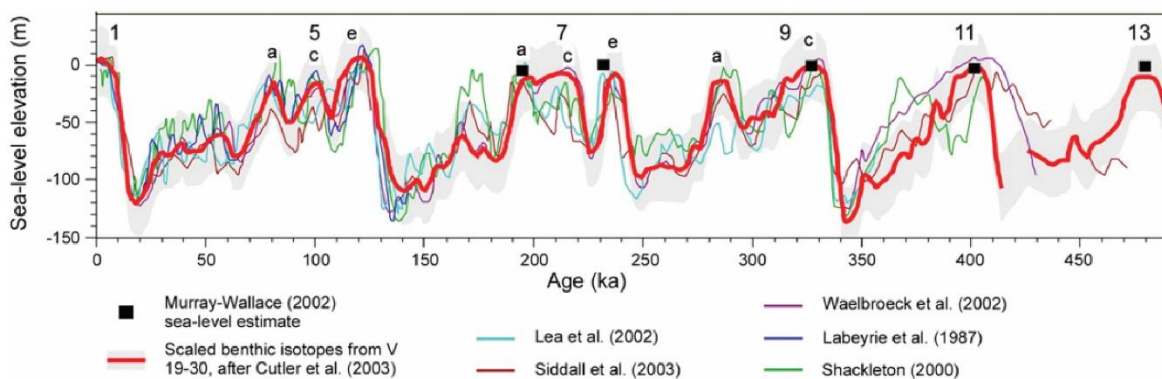


Figura 55: Curva de nivel eustático del océano durante el Pleistoceno y correlación con Marine Isotopic Stages (MIS). Tomado de Saillard et al. (2011) en base a Siddall et al. (2006) y referencias en él.

En Punta Topocalma, el extremo sur de la región de estudio, Jara-Muñoz et al. (2015a) realizan dataciones mediante IRSL a depósitos que conformarían un ciclo sedimentario de transgresión-regresión marina sobre una terraza de abrasión marina cuyo *shoreline angle* se encuentra a una elevación de 76 ± 4 metros, obteniendo valores correspondientes al MIS 5c (Figura 56). En ese sector, a una elevación de 160 ± 7 metros, asignan otra superficie plana al MIS 5e que correlacionan, en Matanzas, con una superficie a una elevación de 17 ± 2 metros.

La superficie datada como MIS 5c corresponde, en Punta Topocalma, a la superficie reconocida como T_{IV} en este trabajo, que puede ser correlacionada

lateralmente hasta Puertecillo con escasa variación en elevación. Asimismo, la superficie T_{III} es asignada al MIS 5e por correlación con el trabajo de Jara-Muñoz et al. (2015a).

Sin embargo, en Matanzas, por sobre la superficie que Jara-Muñoz et al. (2015a) asignan al MIS 5e (17 ± 2 metros de elevación), este trabajo reconoce una superficie que se encuentra a una elevación de 87 ± 10 metros, presenta rasgos morfológicos y un grado de conservación similares a los documentados para este mismo nivel en Punta Topocalma, que muestra variaciones espaciales de su elevación similares al relieve local y un espaciamiento con respecto al nivel inferior similar a los reportados en Punta Topocalma. Aunque la correlación que Jara-Muñoz et al. (2015a) proponen en Matanzas es posible, no está basada en dataciones, por lo que asignar del nivel inferior al MIS 5c también sería posible y, dada su correlación con el relieve local y el espaciamiento con el nivel inferior, este trabajo propone que la superficie T_{IV} de Matanzas (MIS 5e según Jara-Muñoz et al., 2015a) correspondería a una terraza marina formada durante el MIS 5c y que T_{III} habría sido formada durante el MIS 5e.

Tales niveles han sido reconocidos también en distintos sectores de la costa del norte de Chile. Ortlieb et al. (1996) reconocen terrazas formadas en estos periodos en el sector de Hornitos ($\sim 23^\circ\text{S}$), Marquardt et al. (2004) reconocen terrazas coetáneas en Caldera y Bahía Inglesa ($\sim 27^\circ\text{S}$) y Saillard et al. (2009; 2012) reconocen superficies correspondientes al MIS 5c en Tongoy y al MIS 5e en Altos de Talinay ($\sim 30^\circ\text{S}$). Esto indicaría que estos niveles tienen una amplia distribución a lo largo de la costa del país, y su presencia entre Matanzas y Punta Topocalma sugiere la posibilidad de encontrarla en otras partes dentro de la región de estudio.

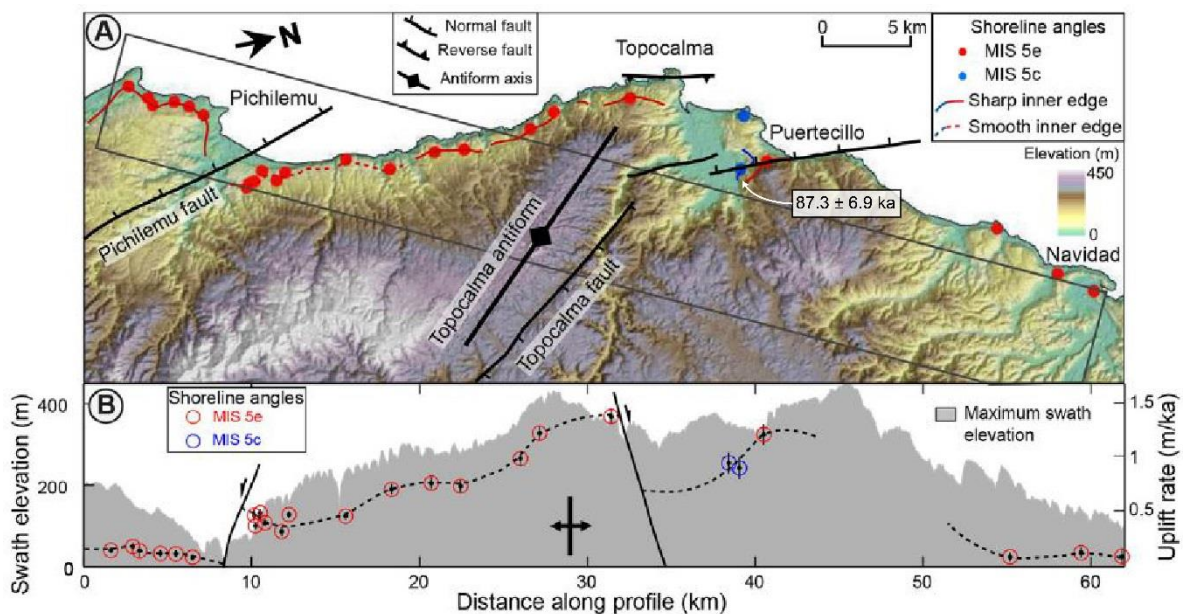


Figura 56: Terrazas marinas asignadas a los sub-periodos MIS 5e y MIS 5c, en el sector entre Pichilemu y Navidad, por Jara-Muñoz et al. (2015a). Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a).

Por otro lado, la superficie T_V se extiende de manera generalizada en la región con las elevaciones más bajas de la secuencia de terrazas marinas. Dada esta característica, solo es posible asignar este nivel a periodos más jóvenes que el MIS 5c, que corresponderían al MIS 5a, MIS 3 o MIS 1, y cuyas superficies han sido reconocidas de manera discreta a lo largo de la costa de Chile (e.g., Paskoff, 1999; Melnick et al., 2006; Saillard et al., 2009; Jara-Muñoz y Melnick, 2015; González-Alfaro et al., 2018).

Por un lado, en la superficie T_V ubicada en Algarrobo ($33^{\circ}22'S$), Encinas et al. (2006c) reconocen la existencia de sedimentos marinos del Holoceno (6.45 cal. ka; radiocarbono en fragmento de madera) a una elevación de 4 metros que serían asignables al MIS 1. Esta edad corresponde a la única datación realizada sobre esta superficie en la región de estudio.

Aun así, Paskoff (1999) señala que la terraza inferior (5-7 metros de elevación) en el sector de Los Quinquelles, al sur de Pichidangui ($\sim 32^{\circ}S$) habría sido labrada durante el estadio isotópico MIS 5a y luego reocupada durante el Holoceno. De igual manera, en Altos de Talinay ($\sim 30^{\circ}S$), Saillard et al. (2009) asignan al MIS 1 una superficie ubicada a 5-7 metros de elevación cuyas dataciones entregaron como resultado, sin embargo, una edad promedio de 25 ± 14 ka y cuya dispersión atribuyen al método usado, ^{10}Be en clastos de la superficie, por lo que adoptan como edad el menor valor obtenido. Aun así, las edades obtenidas por Saillard et al., (2009) podrían evidenciar que esta superficie habría sido labrada en un periodo interglacial anterior (en este caso, MIS 3) y luego habría estado sujeta a una reocupación marina holocena.

Estos resultados sugieren que, en conformidad con la edad obtenida por Encinas et al (2006c) para el nivel T_V , esta superficie correspondería a una superficie formada previamente, durante el MIS 3 o MIS 5a, y que posteriormente habría sufrido una reocupación holocena (MIS 1).

Sin embargo, plataformas formadas durante oscilaciones interestadiales (e.g., MIS 3), cuando el mar se encontraba varias decenas de metros bajo el nivel actual (~ 40 metros bajo el nivel actual según Pico et al., 2017), serían preservadas solo si el alzamiento ha sido relativamente rápido (Martinod et al., 2016a).

En efecto, González-Alfaro et al. (2018) estiman en 1.4 a 1.7 m/ka la tasa de alzamiento de la terraza asignada al MIS-3 en la Península de Mejillones ($23^{\circ}S$) y Jara-Muñoz y Melnick (2015) la estiman en 1.5 ± 0.3 m/ka en Isla Santa María ($37^{\circ}S$), los únicos sectores de Chile donde niveles asignados a este periodo han sido reconocidos.

En cambio, en Punta Topocalma, donde se obtienen las mayores elevaciones para las terrazas marinas dentro de la región estudiada en este trabajo, las tasas de alzamiento no superan los 1.2 m/ka (Jara-Muñoz et al., 2015a) por lo que, a priori,

sería difícil proponer que T_V correspondiese a superficies formadas durante el MIS 3.

Más aún, superficies asignadas al MIS 3 han sido reconocidas en regiones con sistemas de fallas sub-paralelos al margen, asociados a fallas de tipo *splay* (e.g., González-Alfaro et al., 2018; Melnick et al., 2006) que favorecerían un alzamiento acelerado del antearco (Delouis et al., 1998; Melnick et al., 2006, 2012), mientras que tal condición estructural no ha sido documentada en la región de estudio.

Si bien estos antecedentes no permiten descartar efectivamente que la superficie T_V hubiera sido formada durante el MIS 3, sería más razonable proponer que esta superficie hubiera sido formada durante el periodo interglacial MIS 5a y habría sido posteriormente reocupada durante el Holoceno, tal como ha sido propuesta en las costas del Norte Chico de Chile por Paskoff (1999), y acorde a los resultados de Encinas et al (2006c) en Algarrobo.

Considerando que tanto el nivel T_{III} como T_V pueden ser correlacionados lateralmente a lo largo de toda la zona de estudio, sin desplazamientos verticales que obliteren tal continuidad, y que el nivel T_{IV} se presenta discontinuamente entre ambos niveles, se propone que estos niveles corresponderían a las superficies formadas en la región durante los sub-estadios interglaciales MIS-5e (T_{III}), MIS-5c (T_{IV}) y MIS-5a (T_V).

Al sur de la región de estudio, entre Penco y Pichilemu ($\sim 34.4^\circ$ – 36.7° S), Jara-Muñoz et al. (2015a) reconocen sedimentos asociados a los niveles MIS 5e y MIS 5c sobreyaciendo o en *onlap* con respecto a sedimentos arkósicos cuya edad permite asignarlos al MIS 7 (Figura 57). Esta corresponde a la primera ocurrencia de este nivel documentada en el centro-sur de Chile; antes de esto, Melnick et al. (2009) habían inferido su existencia en la península de Arauco (37° – 38° S) en base al hallazgo de una superficie que mostraba un espaciamiento regular en las elevaciones y una distribución similar del *shoreline angle* respecto a la superficie inmediatamente inferior, correspondiente al MIS 5e.

Mas aun, al norte de la región de estudio, se han reconocido una serie de superficies aterrazadas que han sido asignadas a distintos sub-periodos del MIS 7. En Altos de Talinay ($\sim 30^\circ$ S), Saillard et al. (2009) reconocen una superficie cuya edad es de 225 ± 12 ka, asignándola al MIS 7e. En Caldera y Bahía Inglesa ($\sim 27^\circ$ S), Radtke (1987) reconoce un nivel de 210 ± 10 ka, que asigna al MIS 7 y Ortlieb et al. (1996) reconocen, en Hornitos ($\sim 23^\circ$ S), dos terrazas marinas que asignan a las subunidades MIS 7a y MIS 7c.

La ocurrencia de terrazas marinas asociadas al periodo interglacial MIS 7 inmediatamente al norte y sur de la zona de estudio permitiría asignar superficies

reconocidas en la región a este periodo. Mas aún, los datos presentados por Siddall et al. (2007) indican un máximo eustático del nivel del mar durante más de 30 ka en el subperiodo MIS 7c, presentando escasa variación hasta alcanzar el subperiodo MIS 7a, lo que generaría condiciones favorables para la formación de terrazas marinas.



Figura 57: Imagen aérea de una superficie tentativamente asignada al MIS 7 por Jara-Muñoz et al. (2015a) entre Constitución y Pichilemu. La edad de 205.6 ± 22.3 ka corresponde a la edad de sedimentos que componen una secuencia sedimentaria marina sobre la que se construye la superficie asociada al MIS 7. Modificado de Jara-Muñoz et al. (2015a).

Con estos antecedentes, se propone que la terraza T_{II} correspondería a una morfología formada probablemente durante el periodo interglacial MIS 7c, con *peak* en los 216 ± 4 ka (Li et al., 1989), coincidiendo con las edades obtenidas por Radtke (1987), Ortlieb (1996) e, incluso, Saillard et al. (2009). Sin embargo, dado que no es posible realizar una correlación lateral con niveles ya datados del MIS 7, a diferencia de lo que ocurre con terrazas del MIS 5e y MIS 5c, es preferible asignar este nivel, de manera más general, al MIS 7.

De igual manera, una serie de terrazas marinas a lo largo de la costa de Chile han sido asignadas a los periodos interglaciares MIS 9 y MIS 11 (Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2009; Melnick et al., 2009; Regard et al., 2010; Saillard et al., 2012; Binnie et al., 2016) por lo que estos periodos interglaciales también podrían haberse manifestado a través de la formación de terrazas marinas en la zona estudiada.

Si bien una correlación de T_I con los periodos MIS 9 y MIS 11 es igualmente probable, parece más lógico asumir que el periodo de alzamiento que habría permitido la emersión y conservación de la secuencia de terrazas marinas de la región de estudio habría sido relativamente constante a lo largo del tiempo (i.e.,

formando terrazas en periodos interglaciales sucesivos) a que hubiese sido intermitente (i.e., formando terrazas en periodos interglaciales intercalados).

Esto implica que sería más apropiado asignar el nivel T₁ al periodo MIS 9 que al MIS 11, sin descartar una posible reocupación durante el MIS 9 de esta terraza formada en el MIS 11, tal como lo sugiere la extensión kilométrica de T₁ al sur del Río Maipo.

4.2 Tasas de alzamiento tectónico

La distribución y el grado de conservación de los distintos niveles reconocidos permite generar una jerarquía entre ellos con el objetivo de ilustrar las estimaciones y variaciones en las tasas de alzamiento tectónico de las terrazas marinas emergidas de Chile Central, entre los 33°-34°S.

Los niveles asignados al MIS 5a, MIS 5e y MIS 9 son los que presentan la mayor continuidad en la costa de la región, mientras el nivel asignado al MIS 7 se reconoce de manera relativamente discontinua al sur del Maipo y el nivel asociado al MIS 5c se distribuye en sectores aislados de la región, por lo que los primeros corresponderían a los marcadores que mejor ilustrarían el alzamiento y deformación de la región durante el Cuaternario.

Sin embargo, en gran parte de la región la terraza asignada al MIS 5a se encuentra cubierta por sedimentos litorales que oscurecen la elevación real del *shoreline angle*, lo que generaría una sobreestimación de las tasas de alzamiento y de la deformación. Mas aún, dadas las bajas elevaciones a la que se encuentra este nivel, su tasa de alzamiento estimada será muy sensible a la resolución vertical del Modelo de Elevación Digital. Estas razones descartan al nivel asociado al MIS 5a como un marcador ideal para la medición de alzamiento y deformación.

Consecuentemente, las terrazas asignadas al MIS 5e y MIS 9 serán los marcadores escogidos para ilustrar el alzamiento y deformación en la región. Aun así, las consideraciones previas no implican que los niveles descartados como marcadores regionales no entreguen información valiosa sobre las condiciones regionales y/o locales que generarían su ocurrencia y elevación.

El cálculo de las tasas de alzamiento y los errores asociados se obtuvieron mediante las siguientes ecuaciones:

$$Yr_i = (\langle Sha_i \rangle - \langle E_i \rangle) \pm \sqrt{(\Delta Sha_i)^2 + (\Delta E_i)^2} \quad (\text{ec3})$$

$$U_i = \frac{\langle Yr_i \rangle}{\langle Age_i \rangle} \pm \frac{\langle Yr_i \rangle}{\langle Age_i \rangle} \cdot \sqrt{\left(\frac{\Delta Yr_i}{\langle Yr_i \rangle}\right)^2 + \left(\frac{\Delta Age_i}{\langle Age_i \rangle}\right)^2} \quad (\text{ec4})$$

donde $x_i = \langle x_i \rangle \pm \Delta x_i$ corresponden al valor y error de la variable $x = \{ShA, E, Yr, Age, U\}_i$; ShA_i representa el *shoreline angle* del nivel aterrazado i , E_i representa la elevación del mar al momento de la formación del nivel i relativa al nivel actual, Yr_i representa la elevación del *shoreline angle* de la terraza i relativa al nivel del mar al momento de su formación, Age_i representa la edad del nivel aterrazado i , y U_i representa la tasa de alzamiento de la terraza i .

Los perfiles *swath* de elevación sobre los que se exhibe el alzamiento de la región corresponden a los mismos que se utilizaron en la sección 3.2.3: “Secuencia escalonada de terrazas marinas cuaternarias cuaternarias”.

Terraza marina	MIS	Edad MIS [ka]	Fuente	Elevación del mar [msnm]	Fuente
T _I	9	330 ± 10	Melnick et al., 2009	0 a +8	Melnick et al., 2009
T _{II}	7	220 ± 10	Melnick et al., 2009	-7 a +1	Melnick et al., 2009
T _{III}	5e	122 ± 7	Stirling et al., 1998	0 a +6	Schellmann y Radtke, 2004
T _{IV}	5c	105 ± 5	Cronin et al., 1981	-15 a -21	Schellmann y Radtke, 2004; Bloom et al., 1974
T _V	5a	82 ± 5	Cronin et al., 1981	-13 a -25	Schellmann y Radtke, 2004; Bloom et al., 1974

Tabla 1: Características de los Marine Isotopic Stages (MIS) asignados a cada terraza marina de la región de estudio.

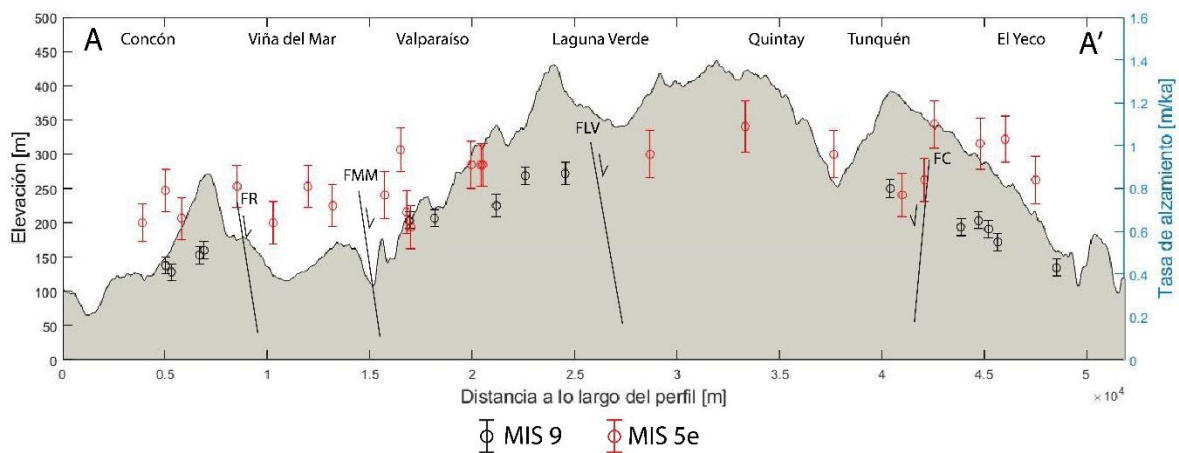


Figura 58: Perfil swath de elevación media (trazado en Figura 44 y Figura 45) del Dominio Morfoestructural I y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FR: Falla Reñaca, FMM: Falla Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca.

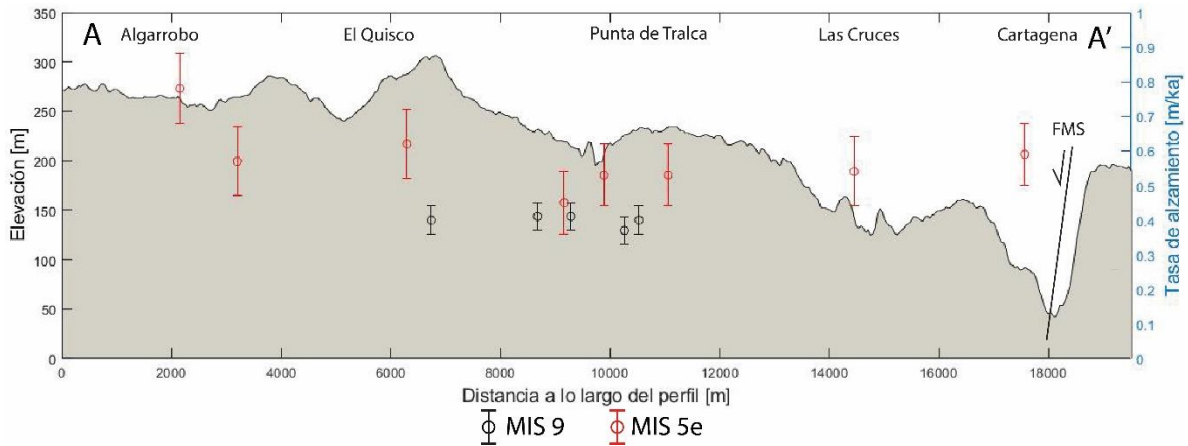


Figura 59: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 47) en Dominio Morfoestructural II y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FMS: Falla Melipilla (brazo sur).

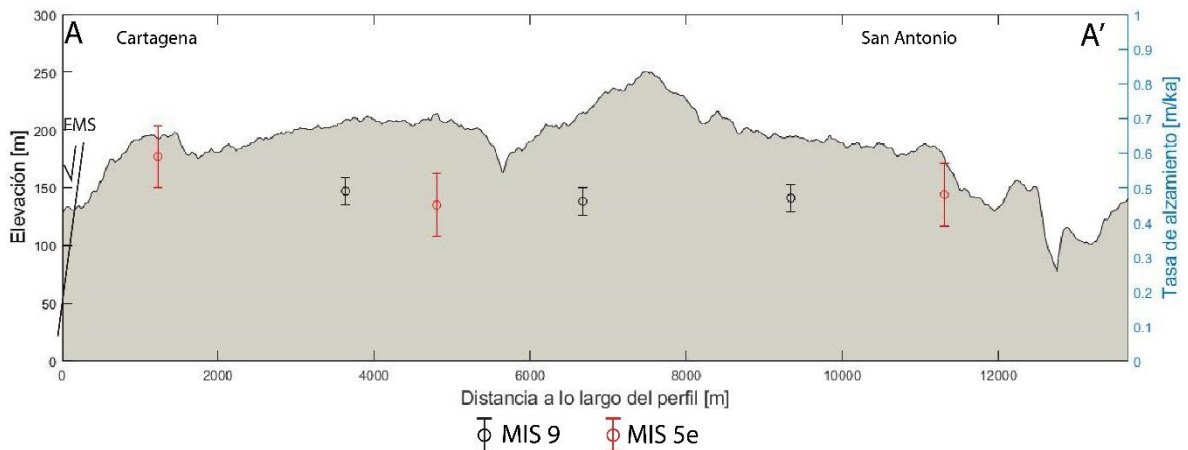


Figura 60: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 49) en Dominio Morfoestructural III y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FMS: Falla Melipilla (brazo sur).

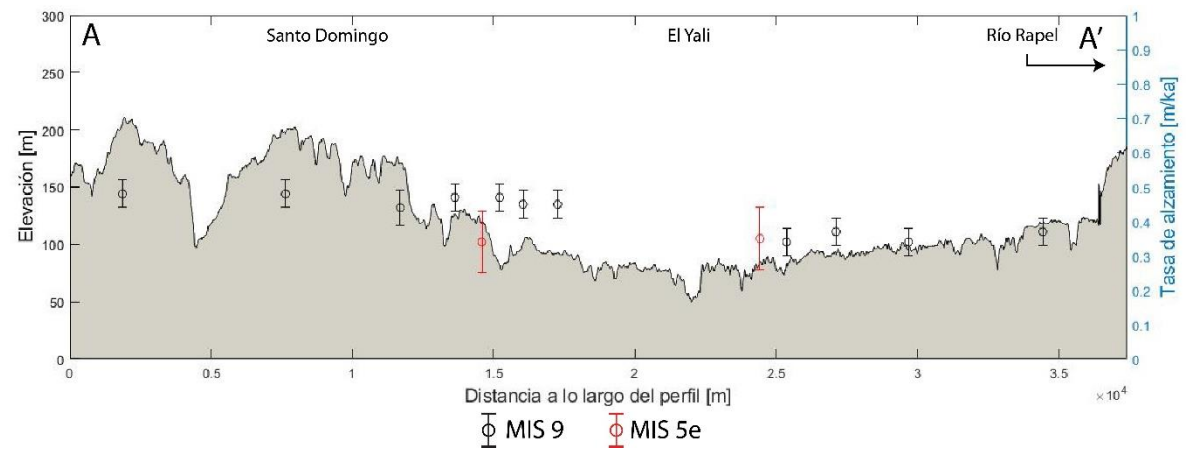


Figura 61: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 51) en Dominio Morfoestructural IV y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo).

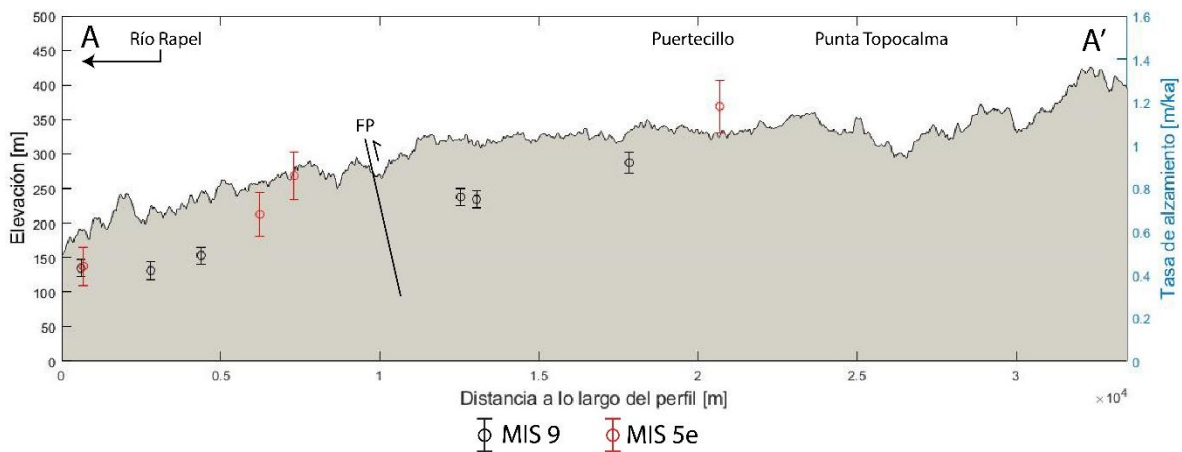


Figura 62: Perfil swath de elevación máxima (trazado en Figura 53) en Dominio Morfoestructural V y tasas de alzamiento (con barra de errores) para terrazas marinas correlacionadas con estadios interglaciales MIS 9 (azul) y MIS 5e (rojo). FP: Falla Puertecillo.

En términos generales, la región presenta una tasa de alzamiento promedio de 0.57 ± 0.01 m/ka a partir de los ~ 330 ka. Sin embargo, las tasas de alzamiento calculadas para las terrazas marinas de la región evidencian una marcada segmentación tectónica del antearco costero durante este periodo: en los Dominios Morfoestructurales I y V se obtienen tasas de alzamiento promedio de 0.78 ± 0.01 y 0.65 ± 0.02 m/ka, respectivamente, mientras que, en los dominios centrales, se obtienen tasas de alzamiento promedio de 0.45 ± 0.01 m/ka.

Las elevaciones de las plataformas presentes en los antifformes de Laguna Verde y Topocalma muestran patrones que se asemejan a la topografía de antifforme que las define, con tasas de alzamiento que alcanzan máximos de 0.87 ± 0.05 m/ka y 0.92 ± 0.05 m/ka para el MIS 9, respectivamente, y de 1.10 ± 0.11 m/ka y 1.18 ± 0.12 m/ka para el MIS 5e, respectivamente, indicando que las tasas de alzamiento no han sido constantes a lo largo de los últimos ~ 330 ka (Tabla 2).

		MIS 9	MIS 7	MIS 5e	MIS 5c	MIS 5a	
Dominio Morfoestructural I	Alzamiento	0,62	0,76	0,85	0,82	0,44	[m/ka]
	Error	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	
Dominio Morfoestructural II	Alzamiento	0,40	0,50	0,58	0,40	0,44	[m/ka]
	Error	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05	
Dominio Morfoestructural III	Alzamiento	0,47	0,47	0,51	0,56	0,40	[m/ka]
	Error	0,02	0,03	0,05	0,07	0,07	
Dominio Morfoestructural IV	Alzamiento	0,42	0,38	0,35	0,43	0,38	[m/ka]
	Error	0,01	0,02	0,06	0,04	0,05	
Dominio Morfoestructural V	Alzamiento	0,63	0,76	0,79	0,80	0,44	[m/ka]
	Error	0,02	0,05	0,05	0,07	0,07	
Global	Alzamiento	0,53	0,58	0,74	0,61	0,42	[m/ka]
	Error	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	

Tabla 2: Tabla resumen con las tasas de alzamiento promedio y errores asociados (en [m/ka]) para las terrazas reconocidas en la región, e indicadores globales. Se destacan en negrita las terrazas MIS 9 y MIS 5e ilustradas en Figura 58 – Figura 62.

En efecto, se reconoce que entre el MIS 9 y el MIS 5e hubo un aumento gradual en las tasas de alzamiento en los antiformes (Tabla 2), correlacionándose temporalmente con la actividad de la Falla San Gerónimo, el brazo sur de la Falla Melipilla y con la Falla Puertecillo (Figura 63). Se alcanzan tasas de alzamiento máximas en los niveles asignados al MIS 5e y el MIS 5c (Tabla 2), relacionándose temporalmente con la actividad de estructuras como la Falla Reñaca, Falla Marga Marga, Falla Casablanca (Figura 63) y estructuras reconocidas por Jara-Muñoz et al. (2015a) en Punta Topocalma, que desplazan terrazas asignadas al MIS 5e y MIS 5c. Por último, luego del MIS 5a, las tasas de alzamiento descienden a valores en

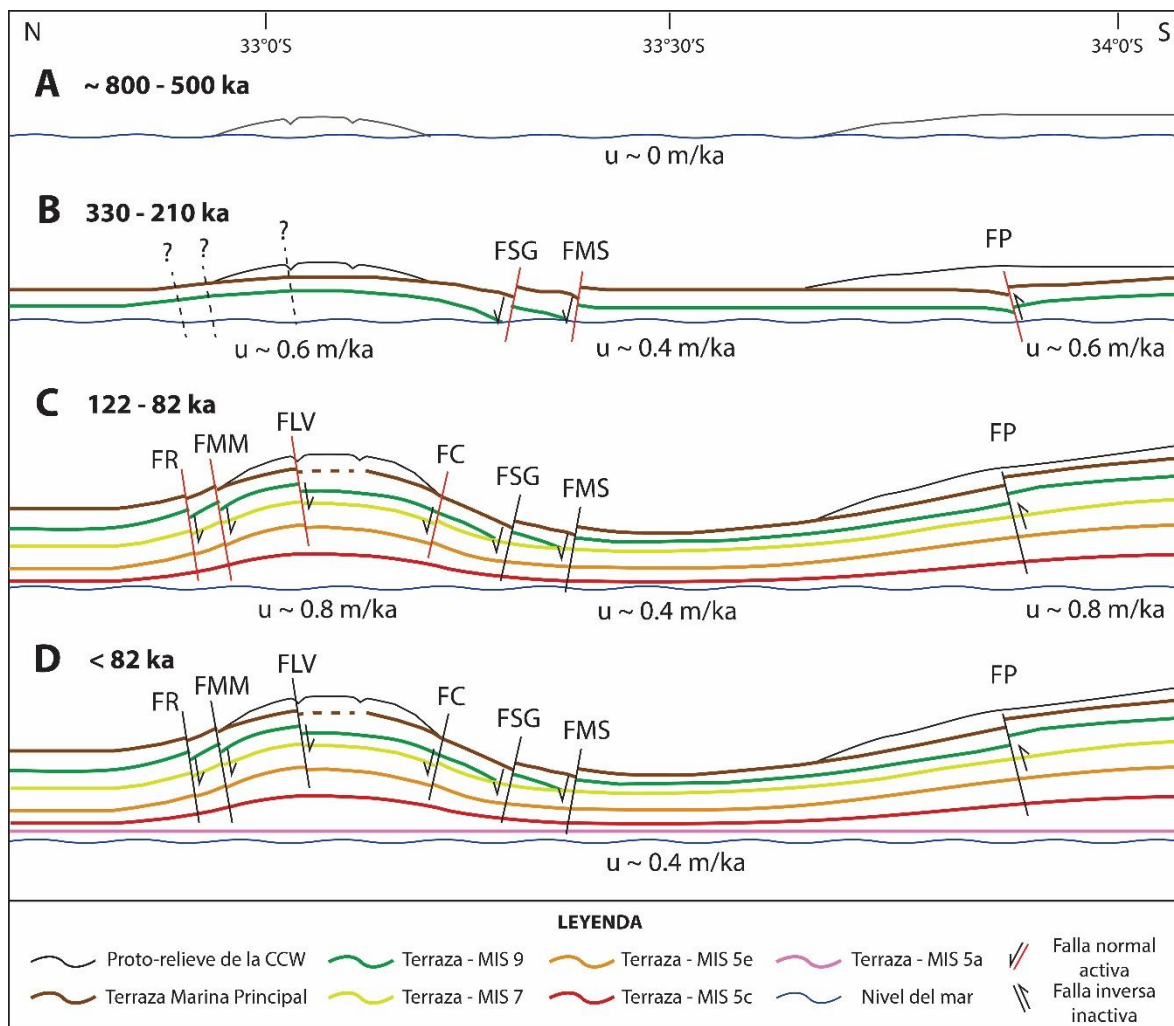


Figura 63: Perfil esquemático N-S ilustrando la evolución del relieve de la Cordillera de la Costa Occidental a partir del Pleistoceno Medio (~ 800 ka). a) Entre ~ 800 – 500 ka, periodo de estabilidad tectónica y desarrollo de superficie marina de extensión kilométrica (Terraza Marina Principal). b) inicio del alzamiento tectónico y primeros eventos de deformación. c) Segmentación marcada del alzamiento costero, fallas acomodando deformación en antiformes. d) Término (?) de la segmentación del alzamiento en el antearco costero. FR: Falla Reñaca, FMM: Falla Marga Marga, FLV: Falla Laguna Verde, FC: Falla Casablanca, FSG: Falla San Gerónimo, FMS: Falla Melipilla (Sur); FP: Falla Puertecillo, u: Tasa de alzamiento (en m/ka).

torno a los 0.44 ± 0.07 m/ka y no se reconoce actividad de las estructuras presentes en la región (Tabla 2; Figura 63).

Los dominios III y IV presentan un comportamiento distinto a los demás dominios de la región (Tabla 2, Figura 63): ambos dominios presentan elevaciones relativamente constantes para cada nivel y las tasas de alzamiento no presentan variaciones significativas a partir de los ~ 330 ka, lo que sugiere que estos dominios corresponderían a un bloque relativamente estable en términos tectónicos.

Comparativamente, las tasas de alzamiento tectónico calculadas para los dominios morfoestructurales ubicados en los extremos de la región son similares a las obtenidas para el MIS 5e en Carranza ($\sim 36^\circ\text{S}$; Jara-Muñoz et al., 2015a), el MIS 9 en la península de Arauco ($\sim 37^\circ\text{S}$; Melnick et al., 2009), el MIS 9c en Altos de Talinay ($\sim 31^\circ\text{S}$; Saillard et al., 2009), y serían ligeramente menores que los valores obtenidos para el MIS 5e por Jara-Muñoz et al. (2015a) en Arauco.

Por otro lado, las tasas de alzamiento promedio obtenidas para los dominios centrales se asemejan a los 0.5 m/ka de alzamiento promedio documentados entre Arauco y Topocalma desde hace ~ 125 ka ($\sim 34^\circ\text{--}37^\circ\text{S}$; Jara-Muñoz et al., 2015a) y a los 0.5 m/ka en la península de Mejillones y 0.38 m/ka en Pampa Aeropuerto desde hace ~ 400 ka ($\sim 23^\circ\text{S}$; Victor et al., 2011). Por otro lado, los valores obtenidos serían ligeramente mayores que los 0.3-0.4 m/ka de alzamiento en los últimos ~ 400 ka en Caldera y Bahía Inglesa ($\sim 27^\circ\text{S}$; Marquardt et al., 2004) y los 0.24 m/ka documentados en Hornitos ($\sim 23^\circ\text{S}$; Ortlieb et al., 1996) en los últimos ~ 330 ka.

4.3 Mecanismos de deformación para el antearco externo de Chile Central ($33^\circ - 34^\circ\text{S}$) durante el Pleistoceno

Desde las pioneras observaciones de Graham (1824) y Darwin (1846), el alzamiento tectónico de distintos segmentos de la costa del Pacífico ha sido ampliamente reconocido (Radkte, 1987; Ortlieb et al., 1996; Paskoff, 1999; Marquardt et al., 2004; Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2008; 2009; 2011; 2012; Regard et al., 2010; Jara-Muñoz et al., 2015; Martinod et al., 2016a).

Una serie de terrazas marinas pleistocenas emergidas evidencian este proceso de alzamiento (e.g., Saillard, 2009) y, como las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el último millón de años no alcanzaron más de 10 metros por sobre el nivel actual, las elevaciones de estas paleo-costas se atribuyen al alzamiento tectónico de la zona costera de Sudamérica durante el Cuaternario (Fuenzalida et al., 1965; Regard et al., 2010).

Regard et al. (2010) y Jara-Muñoz et al. (2015a) documentan tasas de alzamiento a lo largo de los Andes Centrales que evidencian que este alzamiento ha sido generalizado, al menos entre los 16°S y los 40°S, lo que sugiere la existencia de un mecanismo de escala global que explique el alzamiento costero generalizado, relacionado con la subducción.

Una serie de autores han propuesto distintos mecanismos para explicar el alzamiento de la costa en regiones donde se han observado secuencias de terrazas marinas emergidas (e.g., Hsu et al., 1992; Macharé y Ortlieb, 1992; Ortlieb et al., 1996; González et al., 2003; Melnick et al., 2006; Bonnardot et al., 2008; Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2011; Regalla et al., 2013; Henry et al., 2014; Martinod et al., 2016b).

Hsu et al. (1992), Macharé y Ortlieb (1992) y Saillard (2011) atribuyen el alzamiento tectónico del antearco costero del centro-sur de Perú durante el Cuaternario a la subducción de la dorsal asísmica de Nazca (~15°S), lo que también es propuesto por Martinod et al. (2016b), mediante modelos numéricos.

Armijo y Thiele (1990), González et al. (2003) y Melnick et al. (2006) atribuyen el alzamiento costero a un conjunto de estructuras paralelas al margen, relacionadas a la flexura del antearco producto de la convergencia de placas, mientras que Melnick et al. (2009) atribuye el alzamiento observado en Arauco a la compresión generada por la colisión entre el continente y una microplaca transportada hacia el norte.

La acreción basal de sedimentos ha sido un mecanismo planteado por Adam y Reuther (2000), Lohrmann et al. (2006) y Clift y Hartley (2007) para explicar el alzamiento del antearco observado en distintos sectores de la costa de Chile.

Por último, Melnick (2016) atribuye el alzamiento de la costa de los Andes Centrales a la ocurrencia de terremotos cuya ruptura se encuentra en la frontera entre la corteza y el manto, y donde el deslizamiento asociado se traduciría en deformación permanente en la placa superior, provocando el alzamiento de la costa.

La dorsal de Juan Fernández subduce en el mismo lugar (~33°S) desde hace ~ 10 Ma (Yáñez et al., 2001), por lo que, en caso de controlar el alzamiento de la región, se esperaría que hubiese una mayor cantidad de terrazas marinas emergidas y que el periodo de alzamiento hubiese comenzado antes de los ~ 330 ka propuestos en este trabajo, tal como se ha documentado para la dorsal de Nazca (e.g., Macharé y Ortlieb, 2002; Saillard et al., 2011).

Por otro lado, este trabajo reconoce la presencia de superficies basculadas hacia el ESE que además definen antiformentes con eje WNW-ESE, concentrando las mayores tasas de alzamiento. Tal configuración indica la flexura del antearco y,

dada la extensión de las superficies afectadas por este proceso, se sugiere que el mecanismo sería de escala cortical.

Sin embargo, las fallas presentes en esta región son principalmente perpendiculares al margen, por lo que difícilmente formarían parte de un sistema de fallas producto de un cambio en el *dip* de la placa oceánica (Armijo y Thiele, 1990; Contreras-Reyes et al., 2012), de un nivel de despegue profundo (González et al., 2003), o de una *splay fault* que interactúa con la interfaz de placas (Melnick et al., 2006).

Alternativamente, Henry et al. (2014) y Melnick (2016) demuestran que las zonas más alejadas de la fosa presentan un menor alzamiento con respecto a la costa, lo que se asocia con la ocurrencia de terremotos de subducción cuya ruptura se ubica en la frontera entre la corteza y el manto, y a la profundidad de la interfaz de placas (Melnick, 2016). Tal comportamiento podría explicar la presencia de superficies basculadas hacia el ESE. Sin embargo, no se cuenta con datos de la profundidad del *slab* ni de la profundidad de ruptura de los terremotos ocurridos en la región que puedan confirmar esta hipótesis.

Otro mecanismo posible de generar la flexura observada, y que sería coherente con las estructuras normales observadas en los dominios de mayor alzamiento, corresponde al empuje que genera la acreción basal de sedimentos (e.g., Clift y Vannucchi, 2004).

La acreción basal de sedimentos podría explicarse por la transición climática del Pleistoceno medio (MPT; Clark et al., 2006) que, en un principio, habría removido una potente capa de sedimentos de la superficie transportándola, al menos parcialmente, hasta la fosa (Clark y Pollard, 1998). Asimismo, las condiciones climáticas producto de esta transición, que generaron periodos glaciales de menor frecuencia, pero mayor intensidad, favorecerían una mayor generación de sedimentos durante los interglaciales y una mayor capacidad de transporte durante los periodos glaciales.

Por otro lado, desde la Dorsal de Chile (*Chile Rise*, ~46°S), la edad de la corteza oceánica aumenta hacia el norte y, como consecuencia, su flotabilidad disminuye en esa dirección generando un gradiente a lo largo de la fosa que permite el transporte de los sedimentos hacia el norte (Thronburg y Kulm, 1987), y que serían bloqueados por la dorsal de Juan Fernández (JFR; ~32.5°S; von Heune et al., 1997). De esta forma, a los 33°-34°S, la fosa se encuentra cubierta por un relleno sedimentario mayor a 1 km y se ha reportado un prisma frontal de ~30 km (Flueh et al., 1998; Zelt, 1999; Contreras-Reyes et al., 2013).

Dada la disponibilidad de sedimentos que existiría en la zona a partir del Pleistoceno medio, es posible proponer que el alzamiento sería la respuesta a una disminución en el ángulo de talud y una disminución en la fricción de la interfase de placas, debido a la acreción frontal y a la subducción de sedimentos ricos en agua,

respectivamente (e.g., Melnick y Echtler, 2006); más aún, la disponibilidad de material favorecería la acreción basal (von Huene y Scholl, 1991).

Si bien la acreción basal de sedimentos podría explicar el alzamiento generalizado y la presencia de superficies basculadas hacia el ESE, no sería capaz de explicar la diferencia que existe entre el alzamiento en los dominios de antiformes y los dominios centrales de la región.

A este respecto, se destaca una característica importante de la segmentación evidenciada por las terrazas marinas: la relación espacial entre los sectores de menor alzamiento con el Oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013).

Bonnardot et al. (2008) modela los efectos de la flexura (vista en planta) del margen en el alzamiento del antearco, concluyendo que en zonas donde el margen exhibe concavidad (hacia el continente), el antearco subsidie, mientras que donde exhibe convexidad (hacia la fosa), el antearco se alza (Figura 64). Estos resultados permiten proponer que el antearco entre los 33°S y los 34°S se encontraría segmentado producto de la actividad del Oroclino del Maipo, cuyo eje coincide con los sectores de menor alzamiento.

La relación entre oroclinos y alzamiento diferencial establecida en este trabajo también ha sido documentada en los oroclinos de Arica (Madella et al., 2018) y Arauco (Melnick et al., 2009; Jara-Muñoz et al., 2015a), aunque no ha sido atribuida directamente a esta estructura en este último caso.

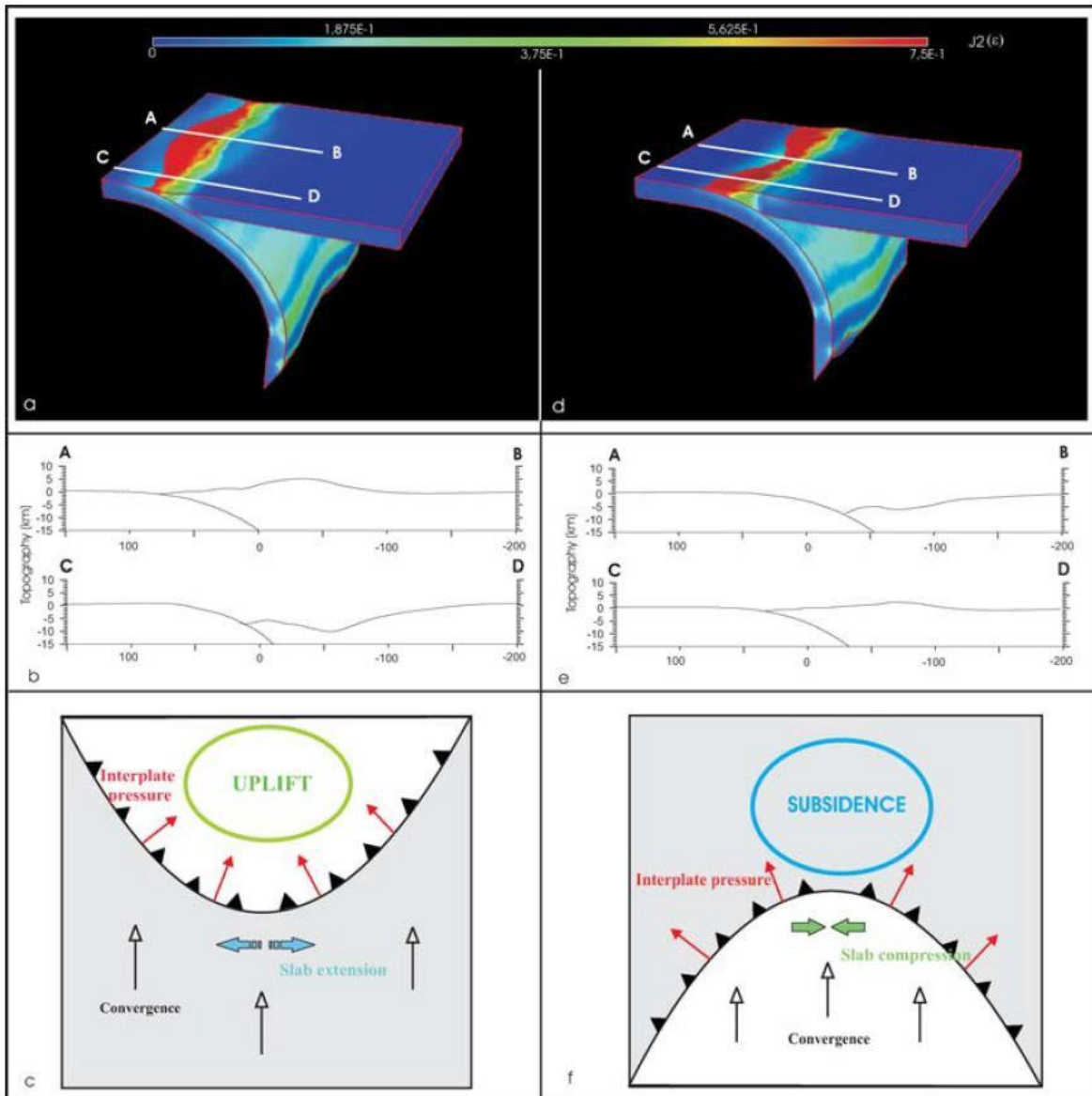


Figura 64: a) y d) Patrones de strain para márgenes con geometrías convexas y cóncavas, respectivamente. b) y e) Comparación entre perfiles obtenidos para modelos con margen convexo y cóncavo, respectivamente. c) y f) Representación esquemática de los mecanismos responsables de los patrones de deformación para márgenes convexas y cóncavos, respectivamente. Tomado de *Bonnardot et al. (2008)*.

5 Conclusiones

El estudio geomorfológico a lo largo del antearco costero, entre los 33°–34°S, ha permitido reconocer una secuencia de 6 terrazas marinas emergidas que serían indicativas de la transición entre un periodo de relativa estabilidad tectónica a otro de alzamiento tectónico, ocurrido durante el Cuaternario. La secuencia está compuesta por un nivel principal, formado probablemente hace ~800, y con evidencias que indicarían reocupaciones posteriores a su formación, y cinco terrazas marinas más jóvenes, que han sido asignadas a los periodos interglaciales MIS 9, MIS 7, MIS 5e, MIS 5c y MIS 5a.

El nivel principal presenta basculamiento hacia el ESE, mientras que los 6 niveles aterrizados documentan el desarrollo de dos morfologías de antiforres con ejes WNW-ESE, que se extienden por decenas de kilómetros en los extremos norte y sur de la región, reflejando una marcada segmentación tectónica en la región.

El análisis morfométrico permite establecer tasas de alzamiento promedio de 0.57 ± 0.01 m/ka a partir de los ~330 ka, cifras mayores que los 0.3 a 0.4 m/ka promedio para la zona norte de Chile, entre los 24°–32°S, y similares a las obtenidas en el sur, entre 34°–38°S, donde los promedios son de 0.5 m/ka. Sin embargo, en los antiforres se documentan tasas de alzamiento significativamente mayores, alcanzando máximos de hasta 1.18 ± 0.12 m/ka.

La extensión espacial de las estructuras definidas por los niveles aterrizados sugiere la presencia de un mecanismo de alzamiento y deformación de escala cortical, activo al menos desde el Pleistoceno medio (~ 500 ka), que estaría probablemente relacionado con la interfaz de placas.

Se proponen dos mecanismos capaces de explicar la deformación observada en la región:

(1) La transición climática del Pleistoceno medio (MPT) habría provocado un aporte sedimentario mayor a la fosa, lo que, sumado al transporte submarino de los sedimentos de la fosa hacia el norte, producto de la flotabilidad de la placa de Nazca, y el bloqueo de estos que generaría la subducción del JFR (~33°S), provocaría que la fosa se encuentre rellena de sedimentos al sur de los 33°S, favoreciendo los procesos acrecionarios y, particularmente, la acreción basal de sedimentos, generando el alzamiento generalizado y la flexura observada en el nivel aterrizado principal.

(2) La segmentación reconocida se relacionaría con la presencia del Oroclino del Maipo que, al generar una concavidad en el margen, provocaría que la distribución de los esfuerzos producto de la subducción no sea homogénea, sino que concentraría el alzamiento en los extremos y la subsidencia – o un menor alzamiento, en este caso – en el centro de la concavidad.

Con el objetivo de realizar un análisis del alzamiento tectónico de la región más preciso, se recomiendan como trabajos futuros el estudio geocronológico de las superficies presentes, la caracterización del antearco bajo la teoría de la cuña crítica de Coulomb y estimaciones del volumen isostático para determinar la cantidad de material que sería necesario acrecionar basalmente para explicar el alzamiento observado en el antearco.

Para el estudio geocronológico de las superficies de la región, se proponen tres metodologías: isótopos cosmogénicos en rocas abrasadas *in situ*, y radioluminiscencia infrarroja (IRSL) o luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) para la cobertura sedimentaria de las terrazas y los depósitos aluviales que indicarían una transición hacia un dominio continental en la Cordillera de la Costa Occidental. A diferencia del norte de Chile, donde la erosión es extremadamente baja (Alpers y Brimhall, 1988; Hartley, 2003; Kober et al., 2007), el clima de Chile Central no permite asumir tasas de erosión nulas, por lo que se sugiere realizar también medición de isótopos cosmogénicos en perfiles verticales para estimar las tasas de erosión y así evitar posibles subestimaciones en las edades obtenidas, tal como proponen Saillard et al. (2009) y Martinod et al (2016).

Por otro lado, el estudio del antearco bajo la teoría de la cuña crítica de Coulomb entregaría información sobre las condiciones sismotectónicas del antearco y su relación con el alzamiento de las terrazas marinas. Para tal efecto, se propone una caracterización de los ángulos de la pendiente topográfica (α) y de subducción (β) mediante la grilla batimétrica de *etopo1* (Amante y Eakins, 2009), con una resolución de 1' y el modelo *slab2* (Hayes et al., 2018) con una resolución de 0.02°, de manera análoga a lo realizado por Cubas et al. (2013) para la cuña involucrada en la ruptura del terremoto del Maule en 2010.

6 Bibliografía

Adam, J., Reuther, C.D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321 (3), 297-325.

Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, Northern Chile — evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1640–1656.

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedennann, S., Menendez, R., Marquinez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316–334.

Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC24, 19pp.

Ando, M., 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics* 27, 119–140.

Antonioli, F., Bard, E., Potter, E.-K., Silenzi, S., Imbrota, S., 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argenterola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43 (1–2), 57–78.

Araneda, M., Avendaño, M., Merlo, C., 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final, en IX Congreso Geológico Chileno, vol. Actas vol. 2, pp. 404-408.

Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along subduction plate boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 40-61.

Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R.W., Arancibia, G., 2015. Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 127, 464-479.

Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., Roperch, P., 2013. The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology* 40 (3), 419-437.

Aubouin, J., Audebaud, E., Debelmas, J., Dollfus, O., Dresh, J., Faucher, B., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J., Savoyat, E., Thiele, R., Vicente, J.C., 1973. De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 15 (2), 207-216.

- Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., Bondoux, F., 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: the Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics* 459, 174–185.
- Beck, S. L., Ruff L.J., 1989. Great earthquakes and subduction along the Peru trench. *Phys. Earth Planet. Inter.* 57, 199–224.
- Bejar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., Simons, M., 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the north Chile subduction zone. *Nat. Geosci.* 6, 462–467.
- Berger, A., Li, X.S., Loutre, M.F., 1999. Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3Ma. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1–11.
- Binnie, A., Dunai, T.J., Binnie, S.A., Victor, P., González, G., Bolten, A., 2016. Accelerated late quaternary uplift revealed by ^{10}Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quat. Geochronol.* 36, 12-27.
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* 454, 869–872.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J., Matthews, R.K. and Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New $^{233}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, 4, 185-205.
- Bonnardot, M.A., Hassani, R., Tric, E., 2008. Numerical modelling of lithosphere-aesthenosphere interaction in a subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 698–708.
- Borde, J., 1966. *Les Andes de Santiago et leur avant-pays: étude de géomorphologie*, 559 s. pp., Union française d'impression, Bordeaux.
- Börgel, R.O., 1983. *Geomorfología*, 182 pp., Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Bowles, C.J., Cowgill, E., 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino–Sonoma coast, northern California. *Geosphere* 8, 386–402.
- Bradley, W.C., Griggs, G.B., 1976. Form, genesis and deformation of central California wave cut platforms. *Geological Society of America Bulletin.* 87, 433-449.
- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de la geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*, 287 pp., Blackwell Science, Massachusetts.
- Burrough, P.A., McDonnell, R.A., 1998. *Principles of geographical information systems*. New York, Oxford University Press, 190 p.

- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R., 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435–451.
- Bird, E., 2008. *Coastal Geomorphology*, 436 pp., John Wiley & Sons, New Jersey.
- Cahill, T., Isacks, B. L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97(B12), 17503-17529.
- Carter, W.; Aguirre, L. 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 76: 651-664.
- Cecioni, G. 1978. Petroleum possibilities of the Darwin's Navidad Formation near Santiago, Chile. *Publicación Ocasional del Museo Nacional de Historia Natural, Chile* 25: 3-28.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141, 227-236.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *J. South Am. Earth Sci.* 15, 117-139.
- Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F., Sagripanti, L., 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 399, 13-61.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A.R., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extensión, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 236 (1), 43-77.
- Clark, P.U., Pollard, D., 1998. Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography* 13, 1–9.
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: Characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3150–3184.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev. Geophys.*, 42, RG2001.

- Clift, P.D., Hartley, A.J., 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology* 35, 503–506.
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E., Grevemeyer, I., 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south-central Chile. *Tectonics* 29.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., Carrizo, D., 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geosci.* 5, 342–345.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., Weinrebe, W., 2013. Sediment loading at the southern Chilean trench and its tectonic implications. *J. Geodyn.* 66, 134–145.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J.A., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., Arriagada, C., 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31 degrees–33 degrees S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophys. J. Int.* 203, 776–791.
- Comte, D., Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Nat. Hazards* 4, 23–44.
- Cronin, T.M., Szabo, B.J., Ager, T.A., Hazel, J.E., Owens, J.P., 1981. Quaternary Climates and Sea Levels of the U.S. Atlantic Coastal Plain. *Science* 211, 233–240.
- Cubas, N., Avouac, J.-P., Souloumiac, P., Leroy, Y., 2013. Megathrust friction determined from mechanical analysis of the forearc in the Maule earthquake area. *Earth Planet. Sci. Lett.* 381, 92–103.
- Darwin, C., 1846. *Geological observations on South America. Being the third part the geology of the voyage of the Beagle, under command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836.* Smith, Elder and Co.: 279 p. London.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophys. J. Int.* 132, 302–338.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., 1994. Effects of recent revision to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 21 (20), 2191–2194.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80.
- Domeyko, I., 1848. Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du sud, aux environs de Coquimbo (Chili). *Anuales des Mines* 14, 153–162.

Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Suárez, M., Peterson, D., Le Roux, J., 2003. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca neógena de Navidad (33°40'S-34°15'S), Chile Central. En X Congreso Geológico Chileno, Actas en CD rom.

Encinas, A. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos marinos Mio-Pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile Central. Implicaciones con respecto a la tectónica del antearco. PhD. Thesis, Universidad de Chile.

Encinas, A.; Le Roux, J.P.; Buatois, L.A.; Nielsen, S.N.; Finger, K.L.; Fourtanier, E.; Lavenu, A. 2006a. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos pliocenos del área de Navidad (33°00-34°30'S), Chile central. *Revista Geológica de Chile* 33 (2): 221-246.

Encinas, A., Maksaev, V., Pinto, L., Le Roux, J.P., Munizaga, F., Zentilli, M., 2006b. Pliocene lahars deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: Implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *J. South Am. Earth Sci.*, 20(4), 369–381.

Encinas, A., Hervé, F., Villa-Martínez, R., Nielsen, S.N., Finger, K.L., Peterson, D.E., 2006c. Finding of a Holocene marine layer in Algarrobo (33°22'S), central Chile. Implications for coastal uplift. *Revista Geológica de Chile* 33(2), 339-345.

Encinas, A.; Finger, K.; Nielsen, S.; Lavenu, A.; Buatois, L.; Peterson, D.; Le Roux, J.P. 2008. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 157-175.

Farías, M., Carretier, S., Charrier, R., Martinod, J., Tassara, A., Encinas, A., Comte, D. 2006. No subsidence in the development of the Central Depression along the Chilean margin. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 206-209.

Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. PhD. Thesis, Universidad de Chile.

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S): *Tectonics*, v. 27, N° 1.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, N° 3.

Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: the Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics* 30, TC6010.

Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Danobeitia, J.J., Zelt, C., 1998. Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaíso, Chile. *Tectonophysics* 288, 251–263.

Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°– 39° S lat.)*. Geological Society of America Special Paper, 407, pp. 267–285.

Frankel, K.L., Dolan, J.F., 2007. Characterizing arid region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. *J. Geophys. Res.* 112, F02025, 14 p.

Frutos, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of seafloor spreading. *Tectonophysics* 72, 21–32.

Fuenzalida, H., Varela, J., 1964. Geología del Cenozoico de la Región de Cartagena y San Antonio. *Sociedad Geológica de Chile*, N°6.

Fuenzalida, H., Cooke, R., Paskoff, R., Segerstrom, K., Weischet, W., 1965. High stands of quaternary sea level along the Chilean Coast. En: *Geological Society of America Special Papers*. Geological Society of America, 473–496.

Fuller, C.W., Willet, S.D., Brandon, M.T., 2006. Formation of forearc basins and their influence on subduction zone earthquakes. *Geology*, 34(2), 65–68.

Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A., 1996. Mapa Geológico del área Valparaíso-Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Ganopolski, A., Calov, R., 2011. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Clim. Past* 7, 1415–1425.

García, M., Gardeweg, M., Clavero, J., Herail, G., 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Giambiagi, L. y Ramos, V., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat a normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile: *J. S. Am. Earth Sci.* (15), 99–114.

Giambiagi, L., Ramos, V., Godoy, E., Alvarez, P. y Orts, S., 2003, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude: *Tectonics*, Vol. 22, N°4, 1041.

González-Alfaro, J., Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J.C., Magloire, M.-Y., Caquineau, S., Álvarez, G., del Campo, F., del Río, I., 2018. Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka at the northern Chile seismic gap in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 502, 32–45.

González, E., 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. In: Ericksen, G. (ed), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX, pp. 383–404.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H., 2003. The link between forearc tectonics and pliocene-quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 16, 321–342.

Graham, M., 1824. An Account of some Effects of the late Earthquakes in Chili. Extracted from a Letter to Henry Warburton, Esq. *V.P.G.S Transactions of the Geological Society*, 1, 413-415.

Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: insights from analogue modelling. *Tectonophysics* 463, 167–174.

Gutiérrez, N.M., Hinojosa, L.F., Le Roux, J.P., 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), 66-78.

Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. *J. Geol. Soc. London* 160, 7–10.

Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J. Geophys. Res.* 117.

Henry, H., Regard, V., Pedroja, K., Husson, L., Martinod, J., Witt, C., Heuret, A., 2014. Upper Pleistocene uplifted shorelines as tracers of (local rather than global) subduction dynamics. *J. Geodyn.* 78, 8–20.

Hsu, J.T., 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quaternary International* 15–6, 87–97.

Husson L., Sempere T., 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5), 1243.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93, 3211-3231.

Jaillard, E., Soler, P. 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18 degrees S) and its relations to geodynamics, *Tectonophysics* 259, 41-53.

Jara-Muñoz, J., Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quatern. Res.* 83 (1), 216-228.

- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D., Strecker, M.R., 2015a. Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation. *Quat. Sci. Rev.* 113, 171–192.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Strecker, M.R., 2015b. TerraceM: A MATLAB tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere* 12, 1-20.
- Jarrard, R.D., 1986. Relations among Subduction Parameters. *Rev. Geophys.* 24, 217–284.
- 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* 94 (3), 341-361.
- Kelleher, J., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77, 2087–2103.
- Kelsey, H.M., Bockheim, J.G., 1994. Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Cascadia margin, southern Oregon. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 840-854.
- Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., Métois, M., 2017. A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw 8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 469, 123-134.
- Kley, J. Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W., Wieler, R., 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology* 83, 97–120.
- Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. *Act. Tect.* 95–124.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G., 1998. Terrigenous sediment supply along the Chilean continental margin: modern regional patterns of texture and composition. *Geol Rundsch* 87, 477–494.
- Leonard, E.M., y Wehmiller, J.F., 1992. Low uplift rates and terrace reoccupation inferred from mollusk aminostratigraphy, Coquimbo Bay area, Chile. *Quaternary Research* 38, 246-259.
- Li, W.-X., Lundberg, J., Dickin, A.P., Ford, D.C., Schwarz, H.P., McNutt, R., Williams, D., 1989. High-precision mass-spectrometric uranium series dating of cave deposits and implications for paleoclimate studies. *Nature* 339, 534–536.
- Llenos, A., McGuire, J., 2007. Influence of fore-arc structure on the extent of great subduction zone earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 112, B093601.

- Lohrmann, J., Kukowski, N., Krawczyk, C.M., Oncken, O., Sick, C., Sobiesiak, M., Rietbrock, A., 2006. Subduction channel evolution in Brittle Fore-Arc Wedges—a combined study with scaled sandbox experiments, seismological and reflection seismic data and geological field evidence. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (eds), *The Andes-Active subduction Orogeny*. Springer, Berlin, pp. 237–262.
- Lomnitz, C., 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955, *Int. J. Earth Sci.*, 59, 938–960.
- Lundberg, J., Ford, D.C., 1994. Late Pleistocene sea-level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. *Quaternary Science Reviews* 13, 1–14.
- Macharé, J., Ortlieb, L., 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* 205, 97-108.
- Madella, A., Delunel, R., Audin, L., Schlunegger, F., 2018. Why is there no Coastal Cordillera at the Arica Bend (Western Central Andes)? *Basin Research* 30, 248-268.
- Maksymowicz, A., 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of the subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183-196.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics* 394, 193-219.
- 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, 299-309.
- Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Gillaume, B., Carretier, S., Cortés-Aranda, J., Leanni, L., Hérail, G., 2016a. Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24°S-32°S): insights from cosmogenic ¹⁰Be dating of paleoshorelines. *Geomorphology* 274, 78-91.
- Martinod, J., Regard, V., Letourmy, Y., Henry, H., Hassani, R., Baratchart, S., Carretier, S., 2016b. How do subduction processes contribute to forearc Andean uplift? Insights from numerical models. *Journal of Geodynamics* 96, 6-18.
- McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and fore-arc deformation. *J. Geophys. Res.* 97, 8905–8915.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H.P., Strecker, M.R., 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 1463–1480.
- Melnick, D., Echtler, H.P., 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology* 34, 709-712.

- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., Echtler, H.P., 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 114, B01407.
- Melnick, D., Moreno, M., Motagh, M., Cisternas, M., Wesson, R.L., 2012. Splay fault slip during the M_w 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Geology* 40 (3), 251-254.
- Melnick, D., 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nature Geosci.* 9, 401-407.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., 2012. Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117, 1978–2012.
- Miller A., 1976. The climate of Chile. In: *Climates of Central and South America, World survey climatology*. W. Schwertfeger (ed.), Elsevier, 12: 113-145.
- Mordojovic, C., 1981. Sedimentary basins of Chilean Pacific offshore. In: *Energy resources of the Pazific region*, vol 12. American Association of Petroleum Geologists, pp 63–68.
- Mudelsee, M., Schulz, M., 1997. The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci Lett* 151, 117–123.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., HillaireMarcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23 degrees S) during the last 330 ky. *Quat. Sci. Rev.* 15, 819–831.
- Osorio, R. 1978. Ostracoda from the Navidad Formation (Miocene), Chile. *Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University*, IV (18), Nos. 1-2: 57-84.
- Palamara, D.R., Dickson, M.E., Kennedy, D.M., 2007. Defining shore platform boundaries using airborne laser scan data: a preliminary investigation. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 945–953.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P., 1987. Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South-American Plates since Late Cretaceous Time, *Tectonics* 6, 233-248.
- Park, J., Maasch, K., 1993. Plio-Pleistocene time evolution of the 100-kyr cycle in marine paleoclimate records. *J. Geophys. Res.* 98, 447–462.
- Parra, J.C., Yáñez, G.A., 1988. Provincias magnéticas del Chile central. *Rev. Geol. Chile* 15, 101–117.
- Paskoff, R., 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye Frères, Bordeaux.

- Paskoff, R., 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y del norte de Chile. *Norte Grande* 26, 43-50.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coast uplifting worldwide? *Earth-Sci. Rev.* 108, 1–15.
- Perez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computer & Geosciences* 104, 135-150.
- Pico, T., Creveling, J.R., Mitrovica, J.X., 2017. Atlantic constrain Laurentide Ice Sheet extent during Marine Isotope Stage 3. *Nat. Commun.* 8, 15612.
- Pilger, R. H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society*, 141 (5), 793–802.
- Pisias, N.G., Moore Jr., T.C., 1981. The evolution of the Pleistocene climate: a time series approach. *Earth Planet. Sci Lett* 52, 450–458.
- Prell, W.L., 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: evidence for two modes of isotopic variability. *Initial Reports DSDP* 68, 455–464.
- Quezada, J., González, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larré, J., 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades ^{21}Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile* 31(1), 81-96.
- Radtke, U., 1987. Paleo sea levels and discrimination of the last and the penultimate interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations illustrated from marine terraces in Chile. *Berliner Geographische Studien* 25, 313– 342.
- Radtke, U., 1989. Marine Terrasen und Korallenriffe. Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. *Düsseldorfer Geographische Schriften* 27, 1-246.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. En Murphy, J.B., Keppie, J.D., Haynes, A.J. (eds): *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327, 31-54.
- Rauld, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología

- Regalla, C., Fisher, D.M., Kirby, E., Furlong, K.P., 2013. Relationship between outer forearc subsidence and plate boundary kinematics along the Northeast Japan convergent margin. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14 (12), 5227-5243.
- Regard, V., M. Saillard, J. Martinod, L. Audin, S. Carretier, K. Pedoja, R. Riquelme, P. Paredes, and G. Hérail (2010), Renewed uplift of the central Andes forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 199–210
- Rehak, K., Strecker, M.R., Echtler, H.P., 2008. Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37–41°S, Chile. *Geomorphology* 94, 98–116.
- Robinson, D.P., Das, S., Watts, A.B., 2006. Earthquake rupture stalled by a subducting fracture zone. *Science* 312, 1203–1205.
- Rodríguez, M.P., 2008. Evolución de la Erosión y del Relieve del Antearco de Chile Central (33°-34°S) durante el Neógeno mediante el Análisis de Minerales Pesados Detríticos y la Geomorfología. MSc Thesis, Universidad de Chile.
- Rodríguez, M.P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., Hall, S., Farber, D., Audin, L., 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology* 180, 33–46.
- Ruddiman, W., Raymo, M., Martinson, D., Clement, B., Backman, J., 1989. Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 4, 353–412.
- Ruff, L.J., 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *Pure Appl. Geophys.* 129, 263–282.
- Rutherford, S., D'Hondt, S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature* 408, 72–75.
- Saillard, M., 2008. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales: Étude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). Ph.D Thesis, Université de Toulouse, Toulouse, 308 p.
- Saillard, M., S. R. Hall, L. Audin, D. L. Farber, G. Hérail, J. Martinod, V. Regard, R. C. Finkel, and F. Bondoux (2009), Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 277, 50–63.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Regard, V., Hérail, G., 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: Be-10 surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, similar to 15.4 degrees S). *Geomorphology* 128, 178–190.

- Saillard, M., J. Riotte, V. Regard, A. Violette, G. Hérail, L. Audin, and R. Riquelme (2012), Beach ridges U–Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula–bay system, Chile. *J. South Am. Earth Sci.*, 40, 77–84.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.P., Chlieh, M., Hall, S.R., Farber, D.L., 2017. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics* 36(2), 241-256.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004. A revised morphoand chronostratigraphy of the late and middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews* 64, 157–187.
- Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Whipp, D.M., van Soest, M., Whipple, K.X., Hodges, K., 2009. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: a thermochronometer and numerical modeling approach. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 114.
- Sdrolias, M., & Muller, R.D., 2006. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7.
- Servicio Nacional de Geología y Minería, 2002. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000. Santiago.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *GSA Mem.* 145, 449–463 (1976).
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.K., 2006. Eustatic sea level during past interglacials. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M.F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam, 75–92.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African Plate motion and Plate deformation. *Science* 279, 60–63.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 331-332, 152-163.
- Soler, P., & Bonhomme, M., 1990. Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present, in *Plutonism from Antarctica to Alaska*, edited by S. Kay and C. Rapela, pp. 173-191, *Geol. Soc. Am. Mem.*
- Song, T.R.A., Simons, M. 2003. Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. *Science* 301, 630–633.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745–762.

- Sutherland, R., Stagpoole, V., Uruski, C., Kennedy, C., Bassett, D., Henrys, S., Scherwath, M., Kopp, H., Field, B., Toulmin, S., Barker, D., Bannister, S., Davey, F., Stern, T., FLueh, E.R., 2009. Reactivations of tectonics, crustal underplating, and uplift after 60 Myr of passive subsidence, Raukumara Basin, Hikurangi-Kermadec fore arc, New Zealand: Implications for global growth and recycling of continents. *Tectonics* 28, TC5017.
- Tabor, C.R., Poulsen, C. J., 2016. Simulating the mid-Pleistocene transition through regolith removal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 434, 231–240.
- Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., Hackney, R., 2006. Three-dimensional density modelo of the Nazca plate and the Andean continental margin. *J. Geophys. Res.*, 111 (B09404).
- Tavera, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile (Lat. 30°50'-34°S). *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, 36: 176 p. Chile.
- Taylor, F.W., Frohlich, C., Lecolle, J., Strecker, M., 1987. Analysis of partially emerged corals and reefs terraces in the central Vanatu arc: comparison of contemporary coseismic and non-seismic with Quaternary vertical movements. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92, 4905–4933.
- Thatcher, W., 1990. Order and diversity in modes of Circum-Pacific earthquake recurrence. *J. Geophys. Res.* 95, 2609–2624.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile 39, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín* 2, 1-86.
- Thomsen, K., Murray, A., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474–1486.
- Thornburg, T.M., Kulm, D.M., 1987. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 33–52.
- Thouret, J.C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.* 263, 151–166.
- Toscano, M.A., Lundberg, J., 1999. Submerged Late Pleistocene reefs on the tectonically-stable SE Florida margin: high-precision geochronology, stratigraphy, resolution of Substage 5a sea level elevation, and orbital forcing, *Quaternary Science Reviews* 18(6), 753–767.

- Tziperman, E., Gildor, H., 2003. On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times. *Paleoceanography* 18, 1-1-1-8.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S.N., Oncken, O., 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, B02402.
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Reichert, C., 2013. Sedimentary fill of the Chile Trench (32°–46°S): volumetric distribution and causal factors. *J. Geol. Soc. Lond.* 170, 723-736.
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Sellanes, J., Pantoja, S., Rabbel, W., Thorwart, M., Reichert, C., Block, M., Weinrebe, W.R., 2014. Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern Central Chile (33°S-43°S). *Int. J. Earth Sci.* 103, 1765-1787.
- Von Huene, R., Scholl, D.W., 1991. Observations at Convergent Margins Concerning Sediment Subduction, Subduction Erosion, and the Growth of Continental-Crust. *Rev. Geophys.* 29, 279–316.
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E.R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C.R., Weinrebe, R.W., Klaeschen, D., Naveas, J.L.D., Harms, G., Spiegler, D., Biebow, N., Locker, S., Kruger, D., Morales, E., Vergara, H., Yáñez, G., Valenzuela, E., Wall, R., Trinhammer, P., Laursen, J., Scholl, D., Kay, S., Domínguez, S., Segl, M., Beese, D., Lamy, F., Bialas, J., Biegling, A., Gerdorn, M., Hojka, A.M., Hoppenworth, R., Husem, S., Krastel, S., Kulowski, N., Morawe, M.P., Muñoz, A.E.D., Lefmann, A.K., Vidal, N.M., Zelt, C., Hinz, K., Block, M., Damm, V., Fritsch, J., Neben, S., Reichert, C., Schreckenberger, B., 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics* 16, 474–488.
- von Heune, R., Klaeschen, D., 1999. Opposing gradients of permanent strain in the aseismic zone and elastic strain across the seismogenic zone of the Kodiak shelf and slope, Alaska. *Tectonics* 18 (2), 248-262.
- Von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagaste, Chile. *J. Geophys. Res.*, 108 (B2), 2079.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Geología de la Hoja Santiago, área de San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Wells, D. L., Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.

- Wells, R.E., Blakely, R.J., Sugiyama, Y., Scholl, D.W., Dinterman, P.A., 2003. Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *J. Geophys. Res.*, 108 (B10), 2507.
- Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO₂ and regolith removal. *Sci. Adv.* 5, 1–8.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology (Ar-40/Ar-39, K–Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from Northern Chile (18–22° S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Rev. Geol. Chile* 27, 205–240.
- Yáñez, G.A.; Gana, P.; Fernández, R. 1998. Origen y significado geológico de la Anomalía Melipilla, Chile central. *Rev. Geol. Chile* 25 (2), 175-198.
- 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, 325-345.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 23-28.
- Zelt, C.A., 1999. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data. *Geophys. J. Int.*, 139, 183–204.

7 Anexos

7.1 Anexo A: Definición topográfica de los Dominios Morfoestructurales

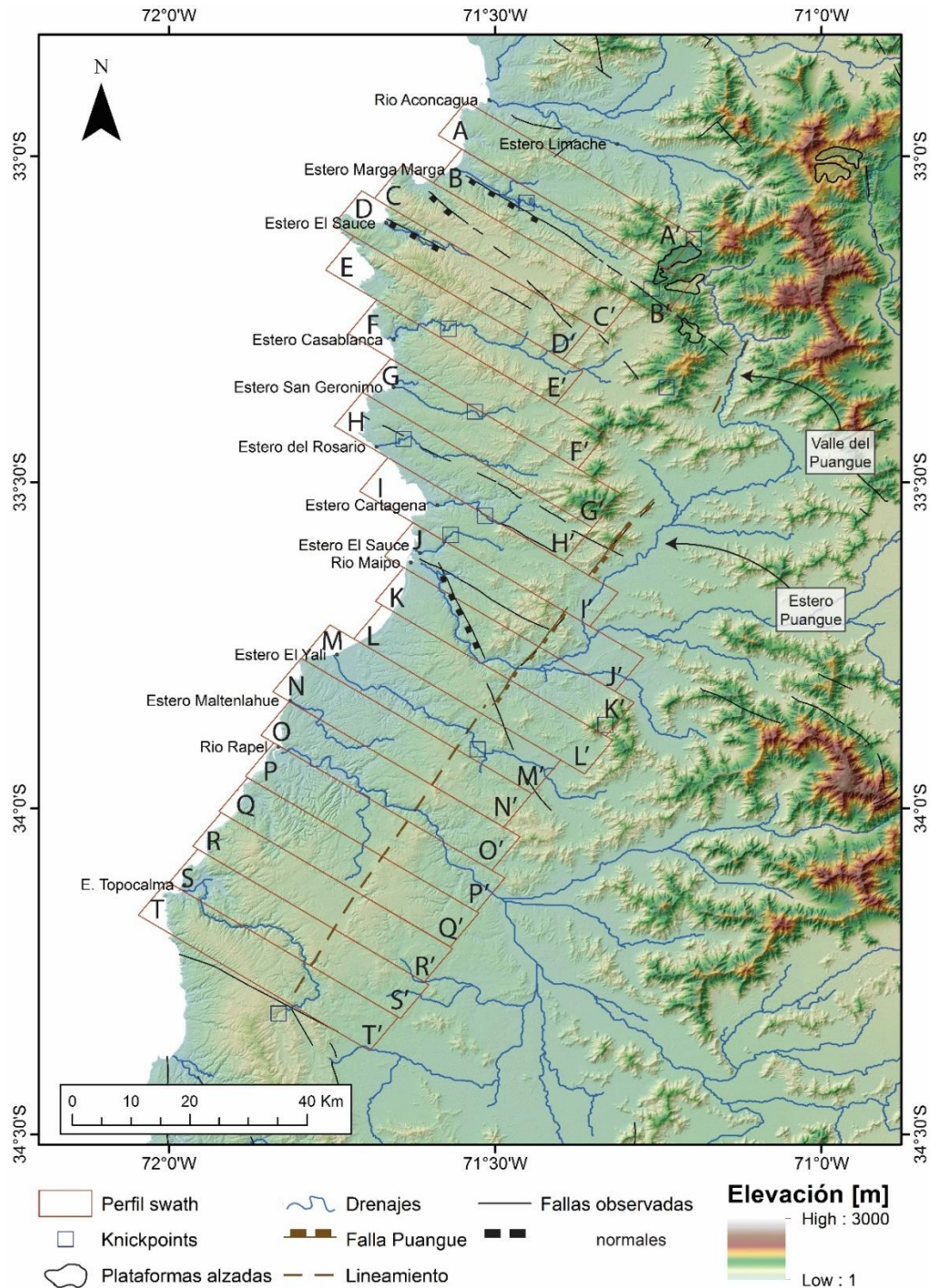


Figura A1: Elementos definitorios de Morfología de Primer Orden, junto a trazas de perfiles swath de elevación en franja de 7 km de ancho y 40 km de largo, ilustrando variaciones del relieve a lo largo de la región de estudio.

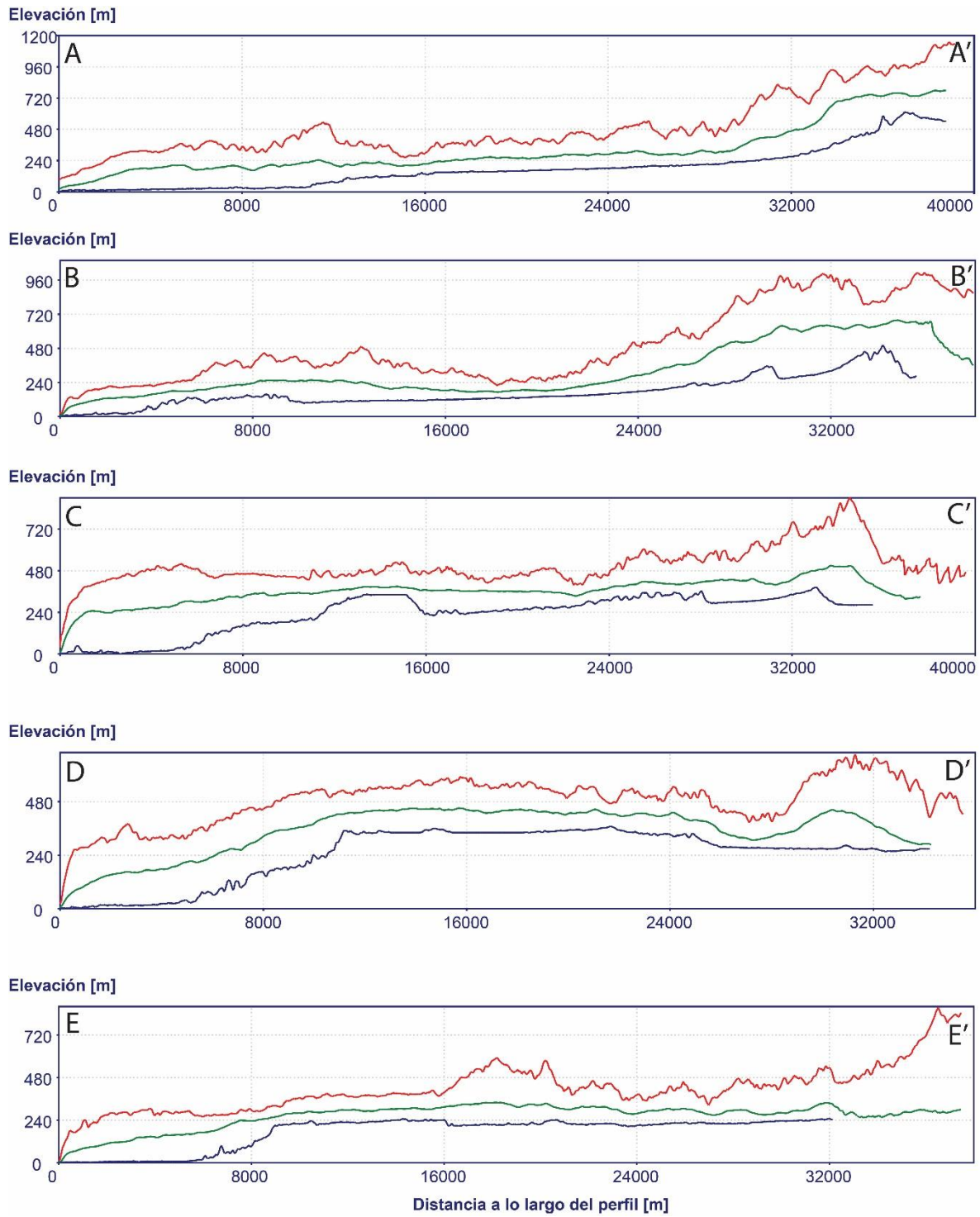


Figura A2: Perfiles swath de elevación A-A' a E-E' trazados en Figura A1.

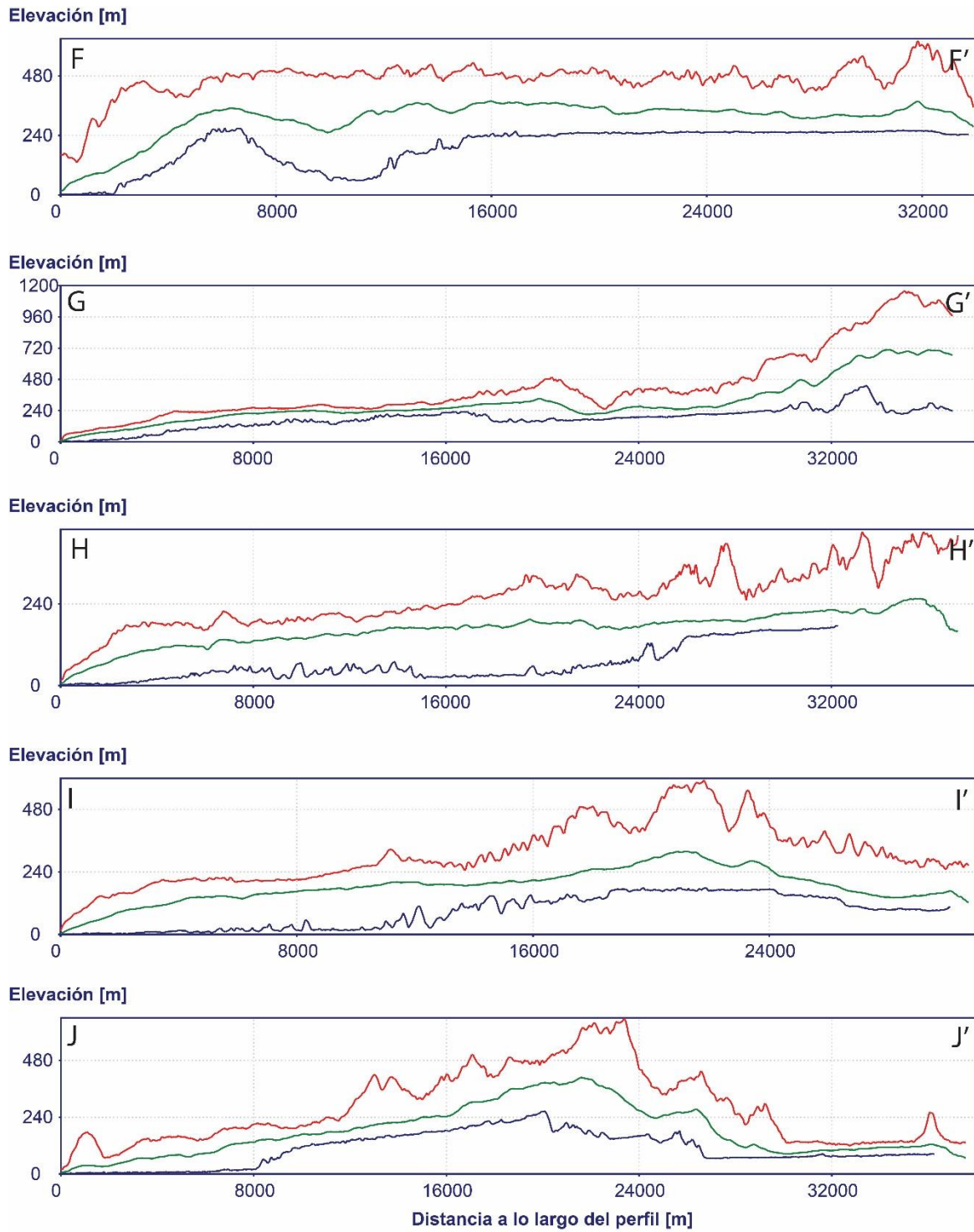


Figura A3: Perfiles swath de elevación F-F' a J-J' trazados en Figura A1.

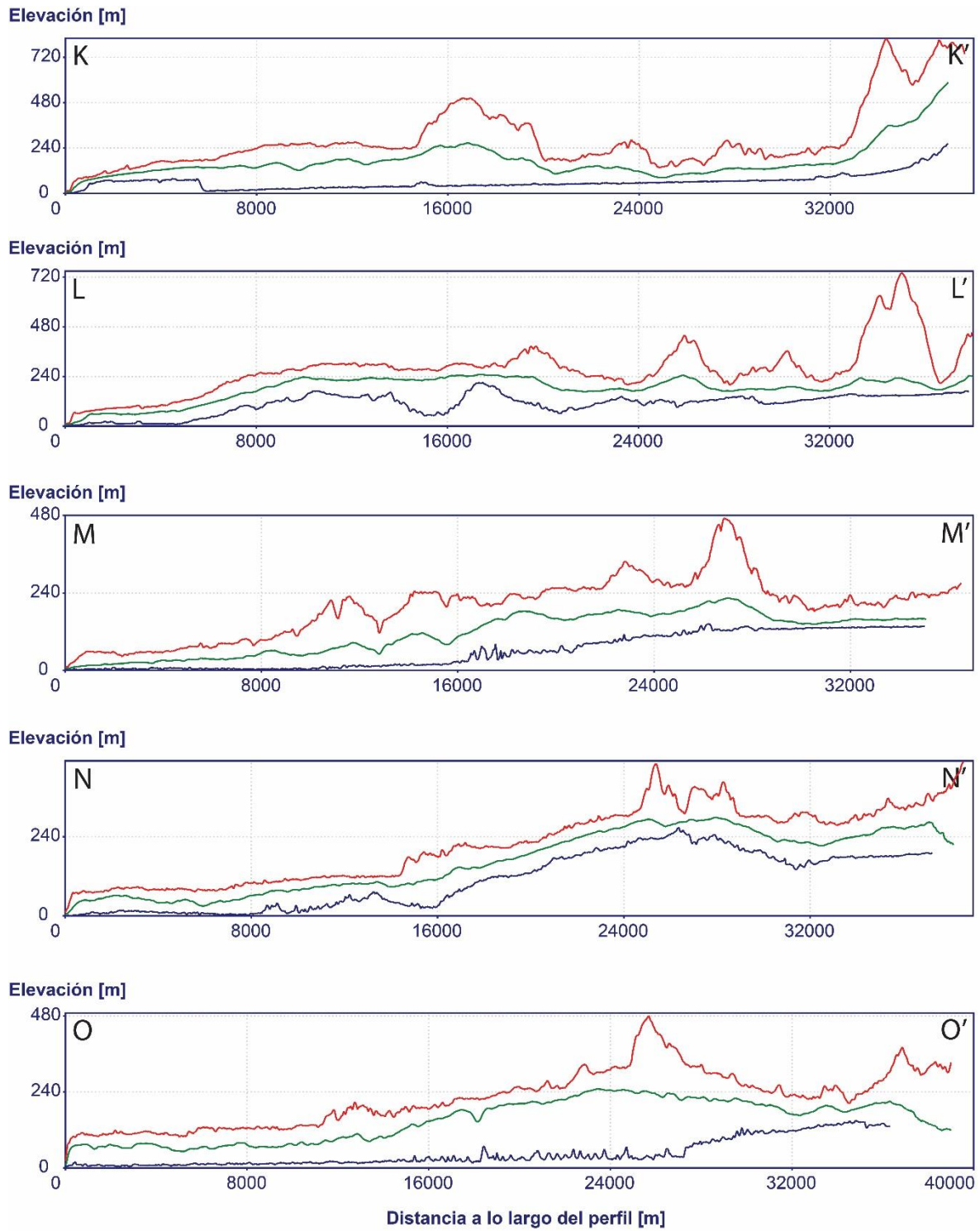


Figura A4: Perfiles swath de elevación K-K' a O-O' trazados en Figura A1.

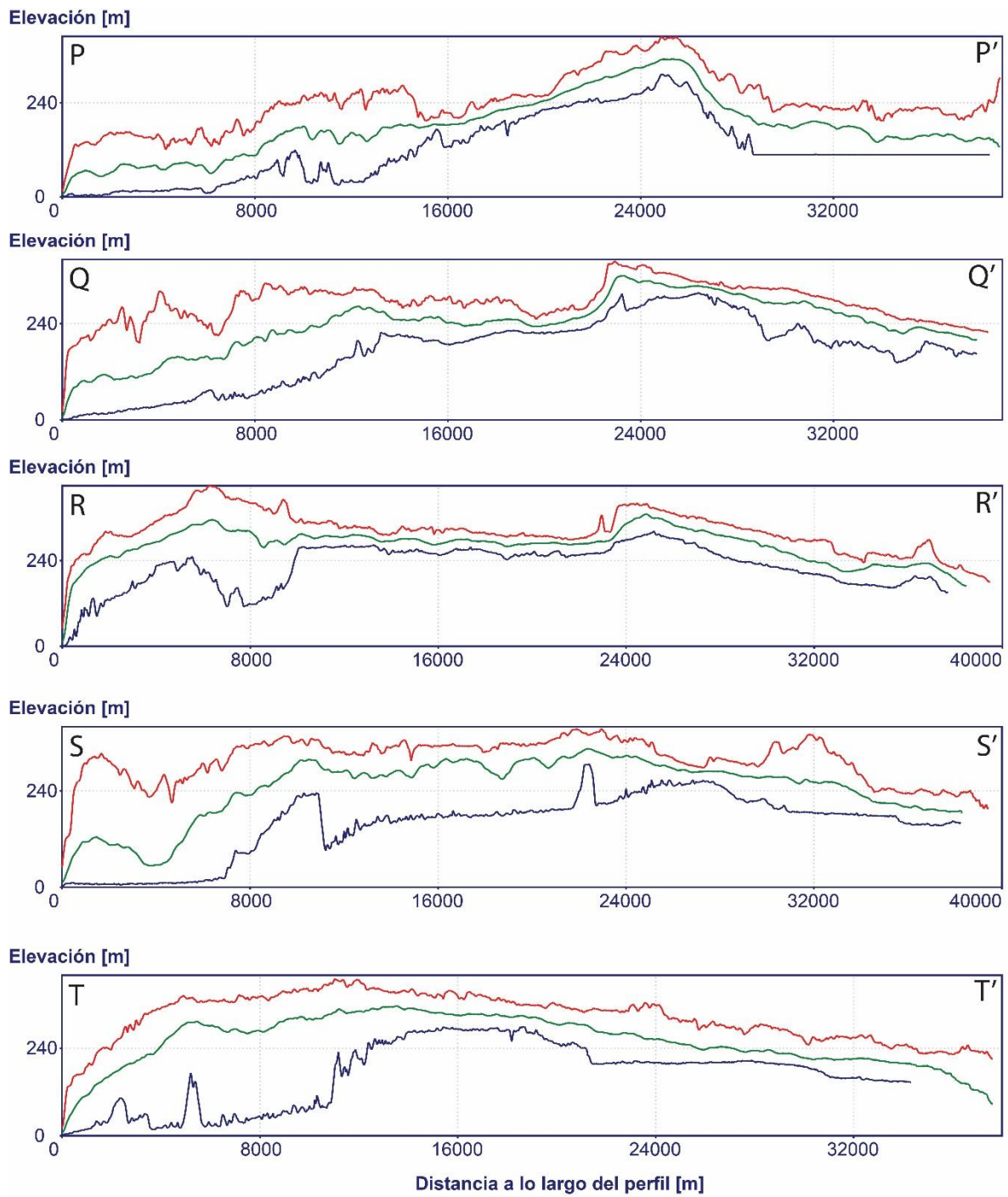


Figura A5: Perfiles swath de elevación P-P' a T-T' trazados en Figura A1.

7.2 Anexo B: Generación del *Surface Classification Model*

7.2.1 Mapa de pendientes

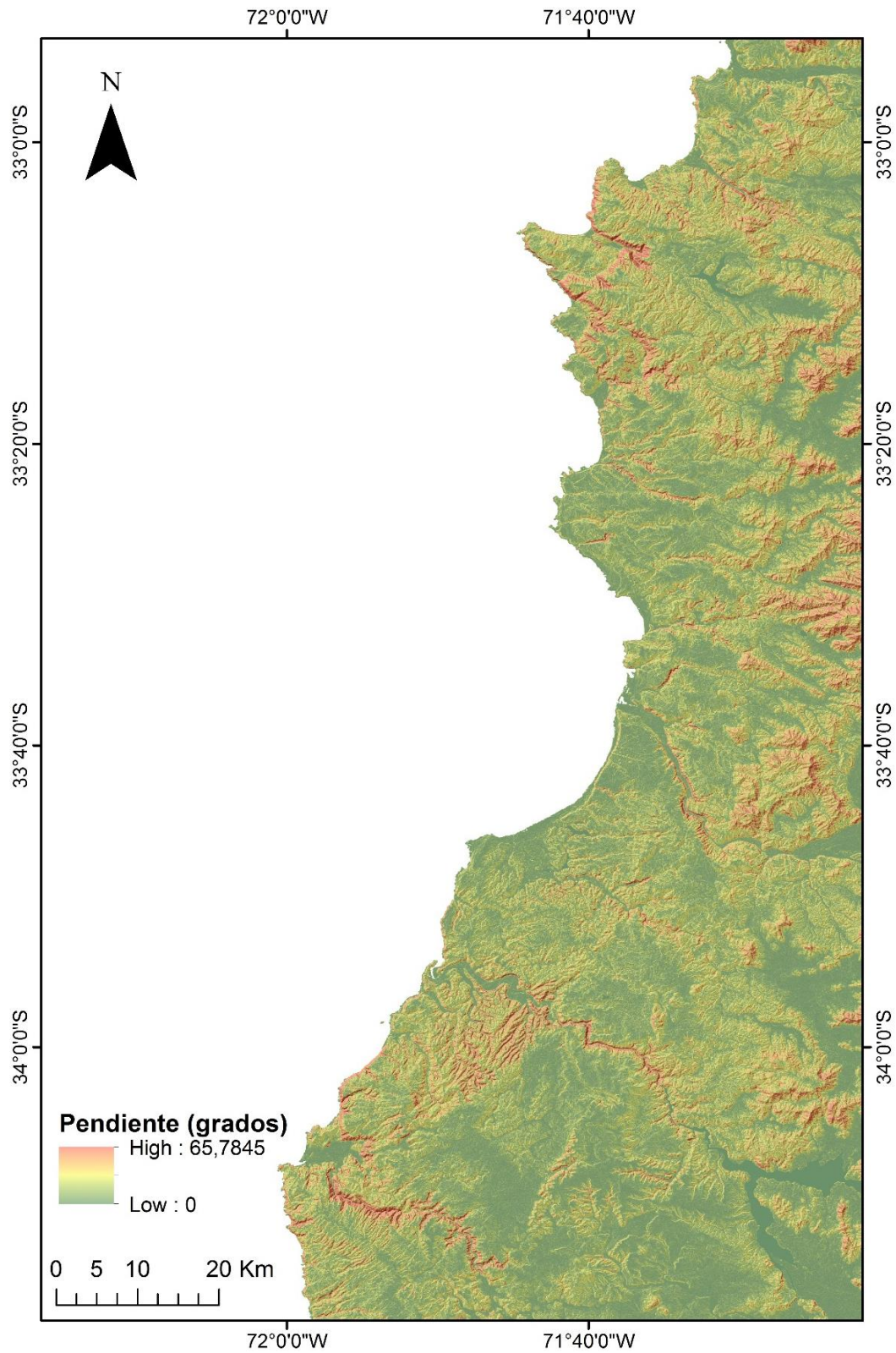


Figura B1: Mapa de pendientes de la región de estudio.

7.2.2 Mapa de pendientes normalizado

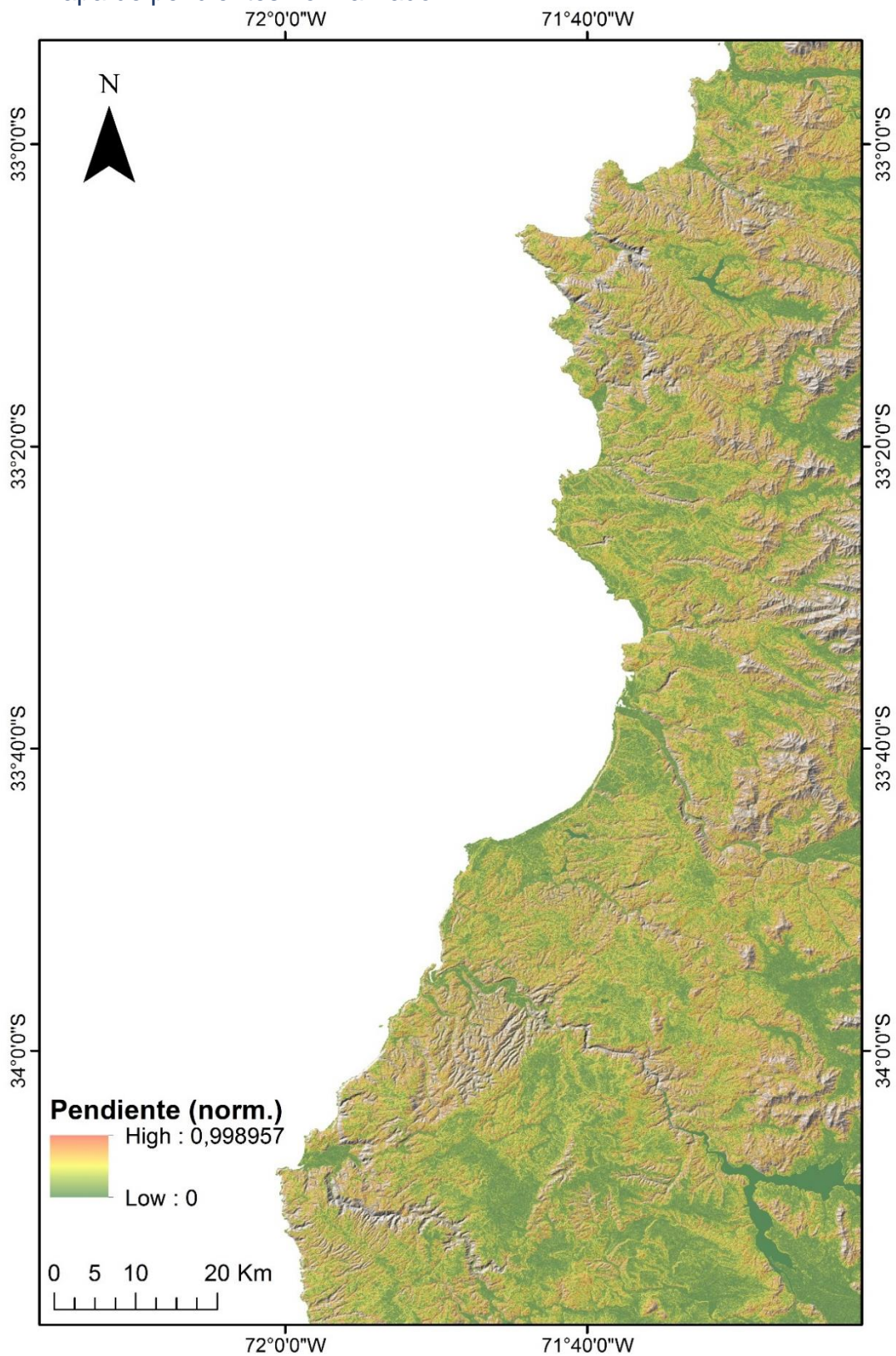


Figura B2: Mapa de pendientes de la región de estudio, normalizado a valores de 0–1 tras el descarte de valores mayores a 15°.

7.2.3 Mapa de rugosidades

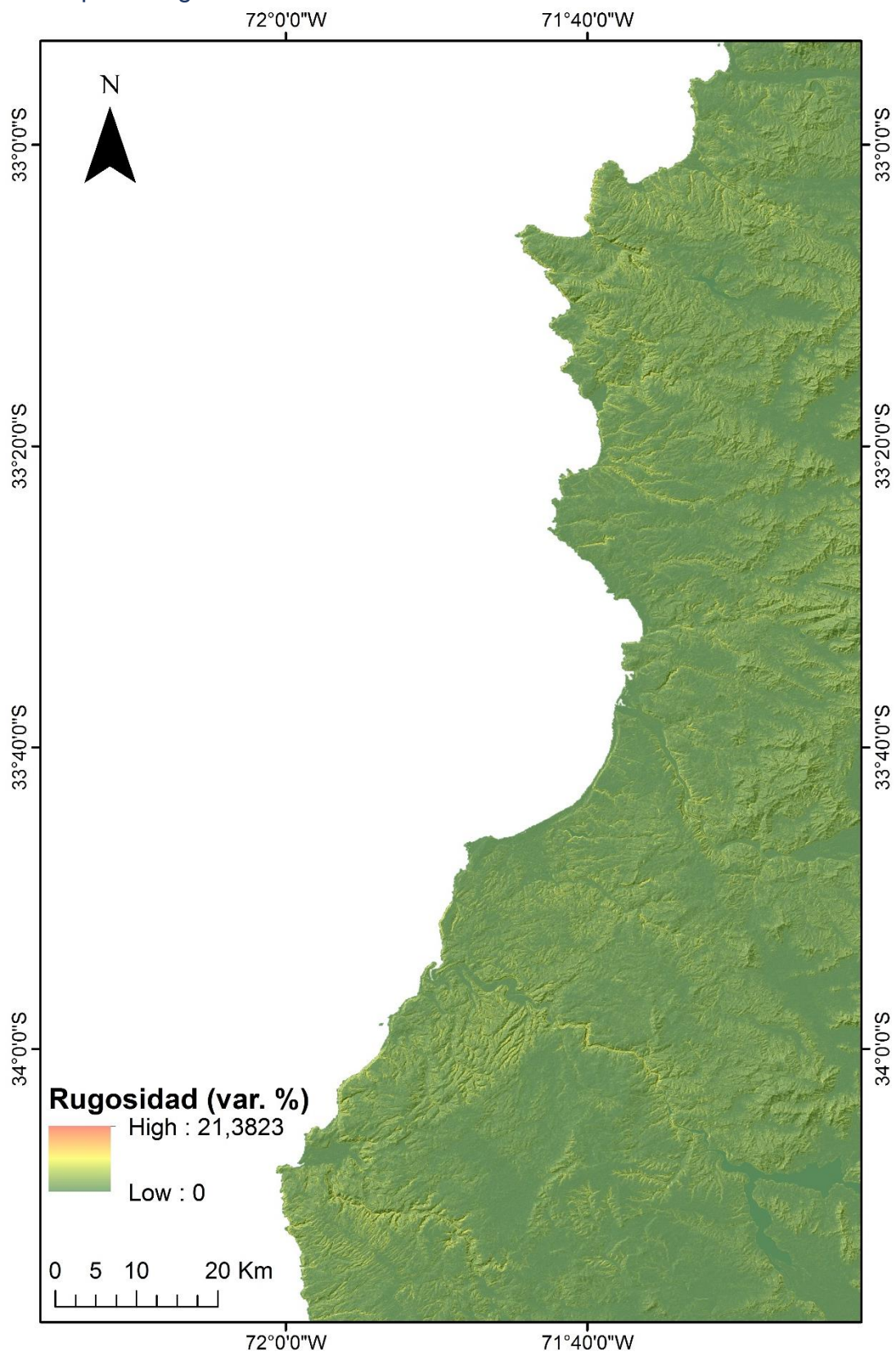


Figura B3: Mapa de rugosidades de la región de estudio.

7.2.4 Mapa de rugosidades normalizado

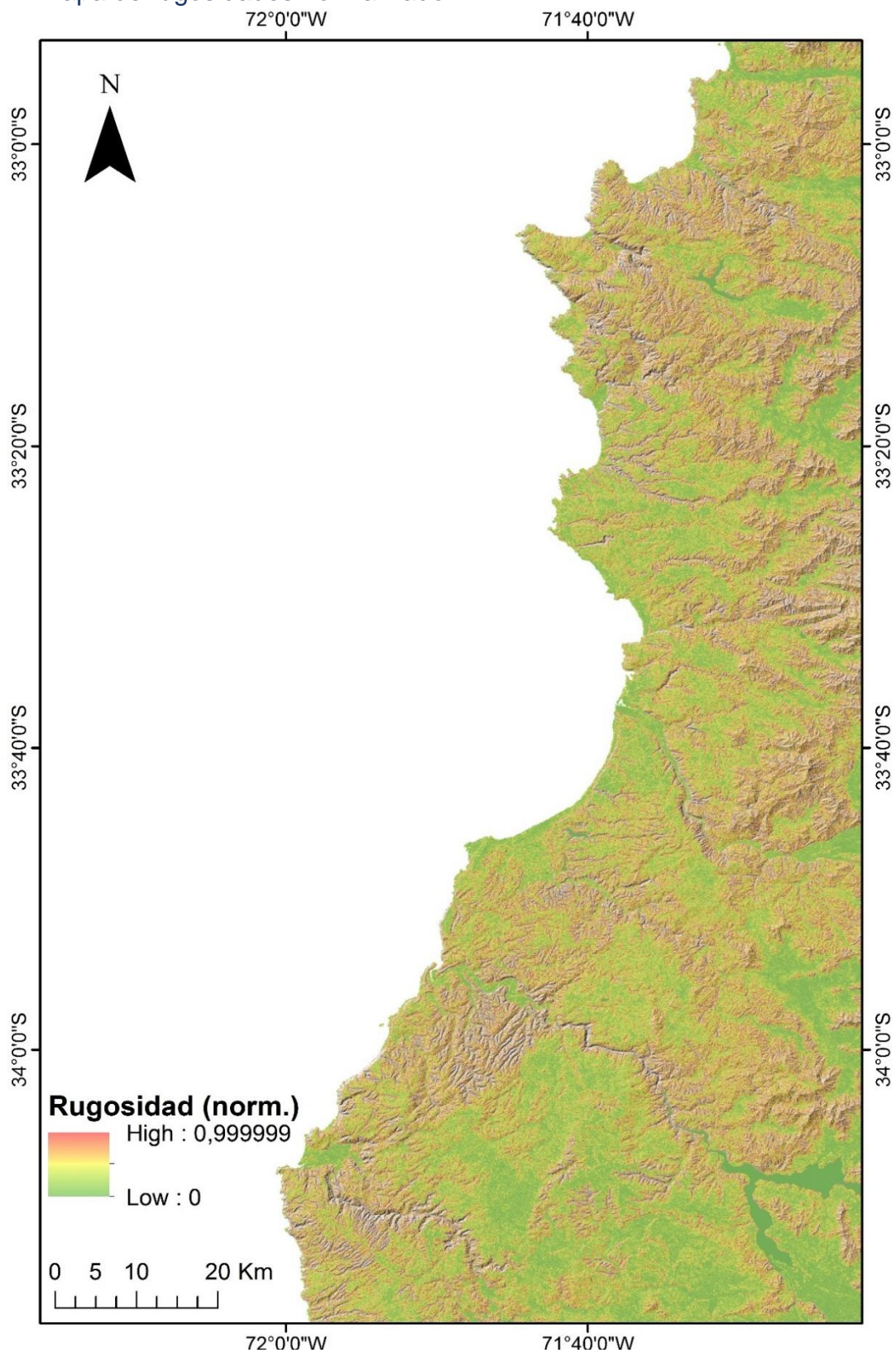


Figura B4: Mapa de rugosidades de la región de estudio, normalizado a valores de 0–1 tras el descarte del 10% mayor.

7.2.5 Surface Classification Model

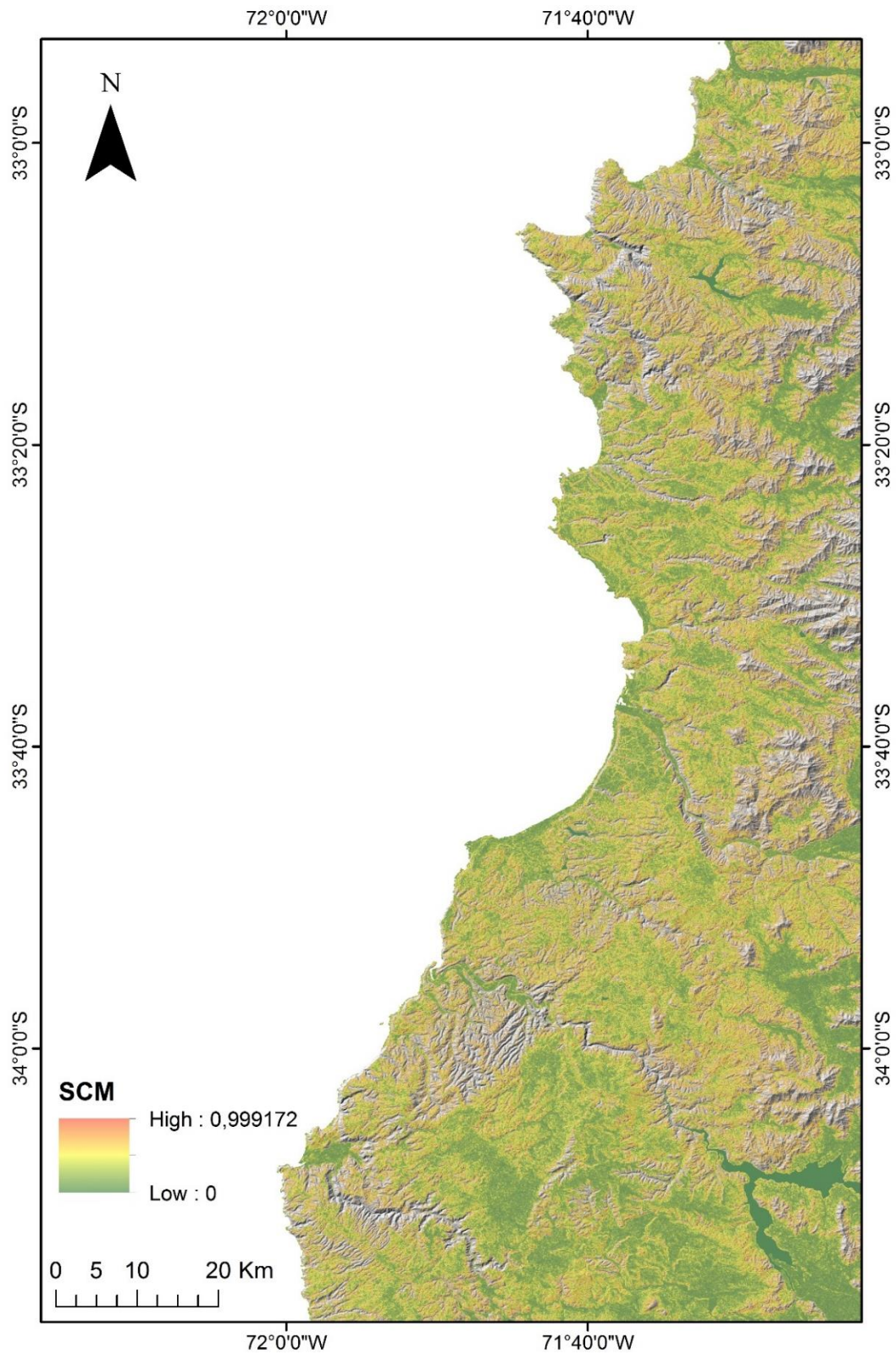


Figura B5: Modelo de Clasificación de Superficies de la región de estudio como resultado de la ponderación lineal del mapa de pendientes normalizado y el mapa de rugosidades normalizados.

7.2.6 Surface Classification Model (normalizado)

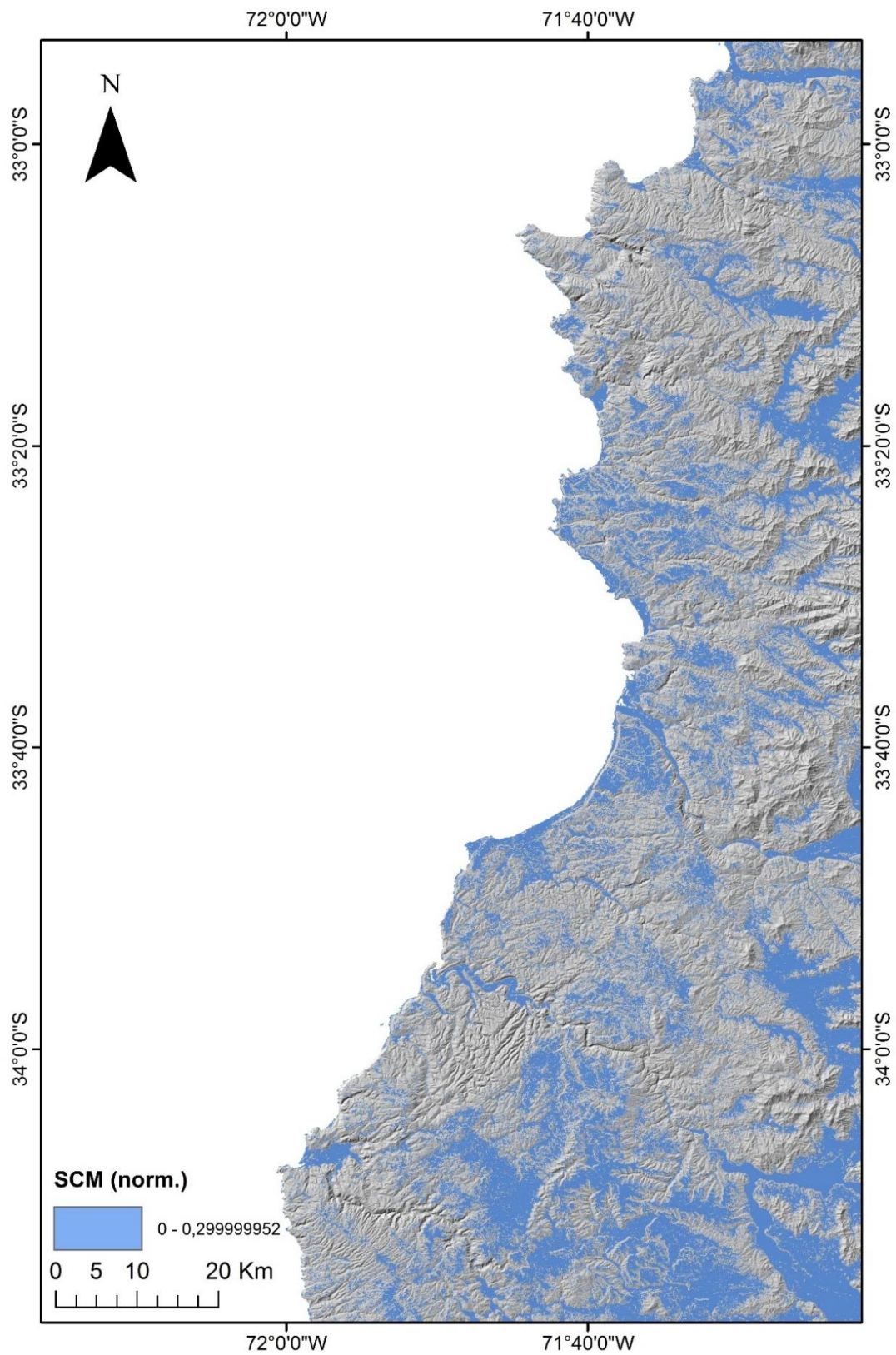


Figura B6: Modelo de Clasificación de Superficie destacando superficies que corresponderían a terrazas marinas (valores de SCM < 0.3).

7.3 Anexo C: Resultados de TerraceM

7.3.1 Estación COVI

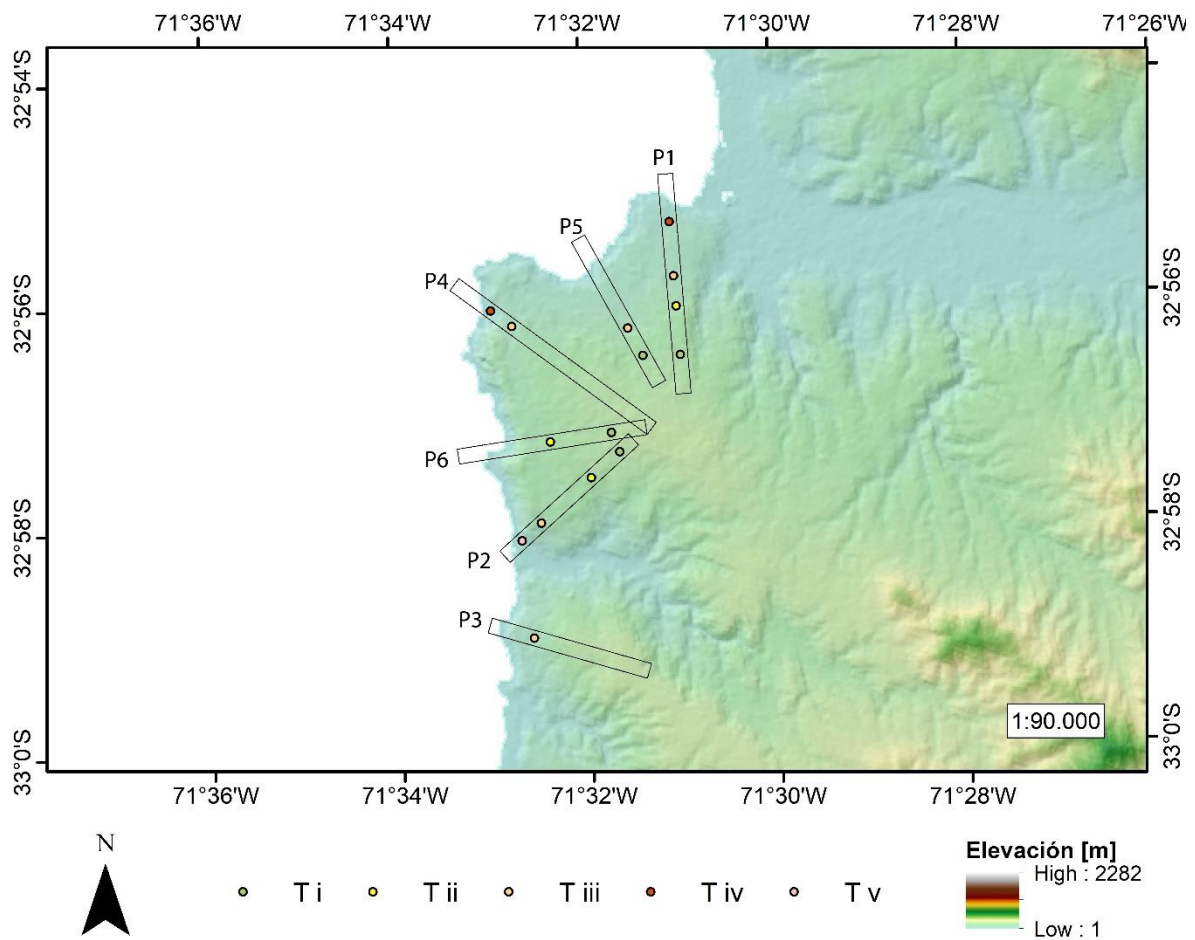


Figura C1: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación COVI y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

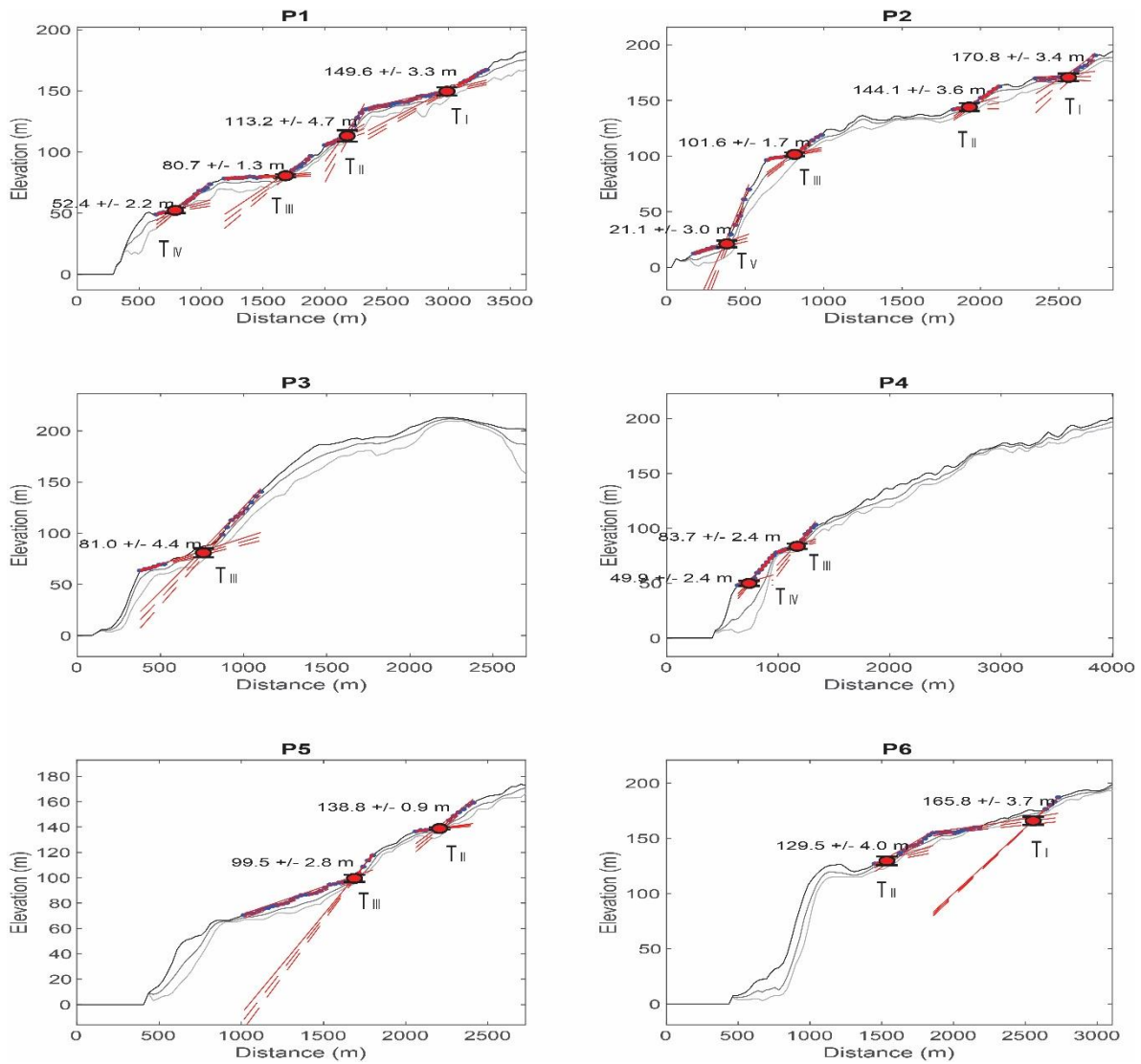


Figura C2: Perfiles swath de elevación de la estación COVI, trazados en Figura C1, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

7.3.2 Estación VIVA

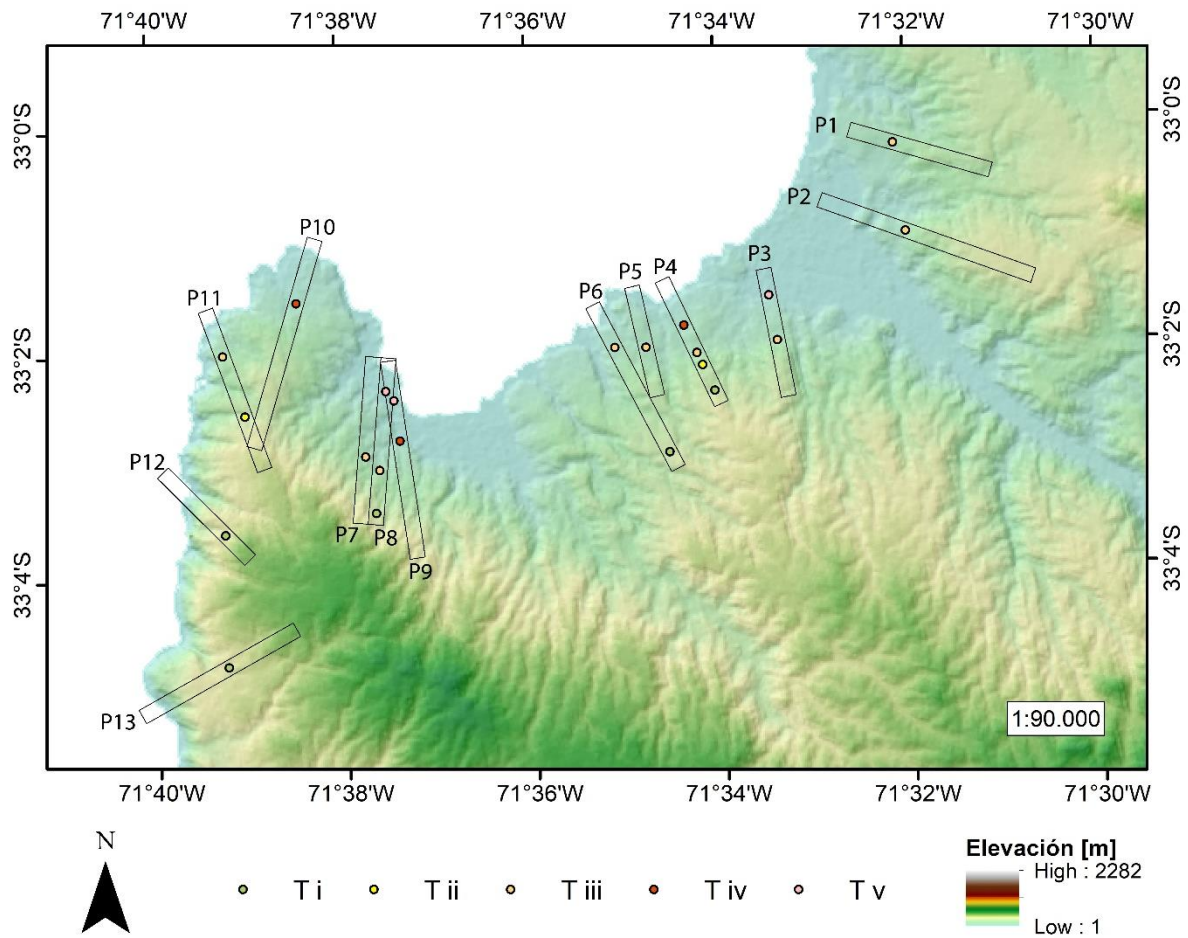


Figura C3: Trazo de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación VIVA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

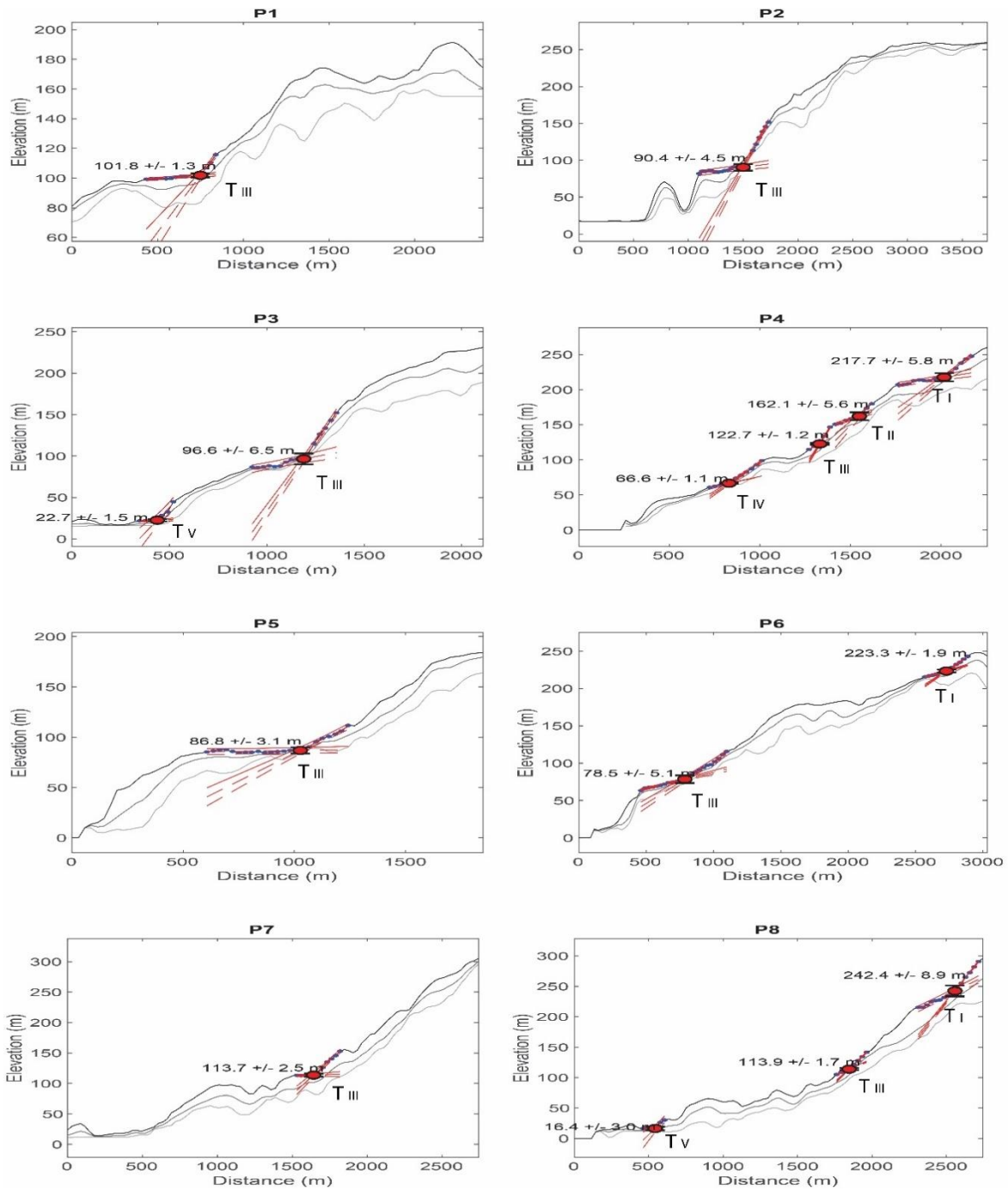


Figura C4: Perfiles swath de elevación de la estación VIVA, trazados en Figura C3, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

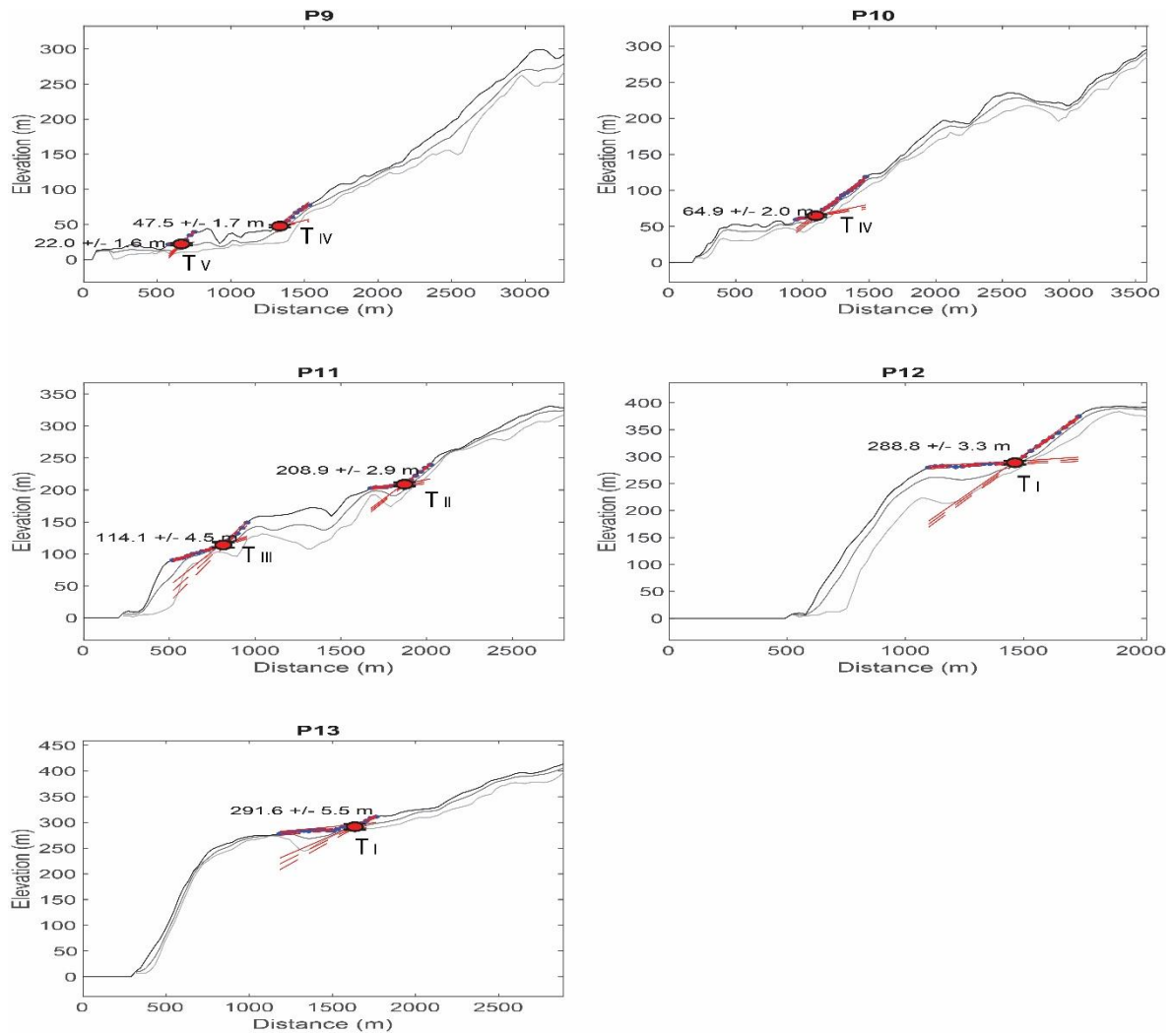


Figura C5: Perfiles swath de elevación de la estación VIVA, trazados en Figura C3, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.3 Estación LVTU

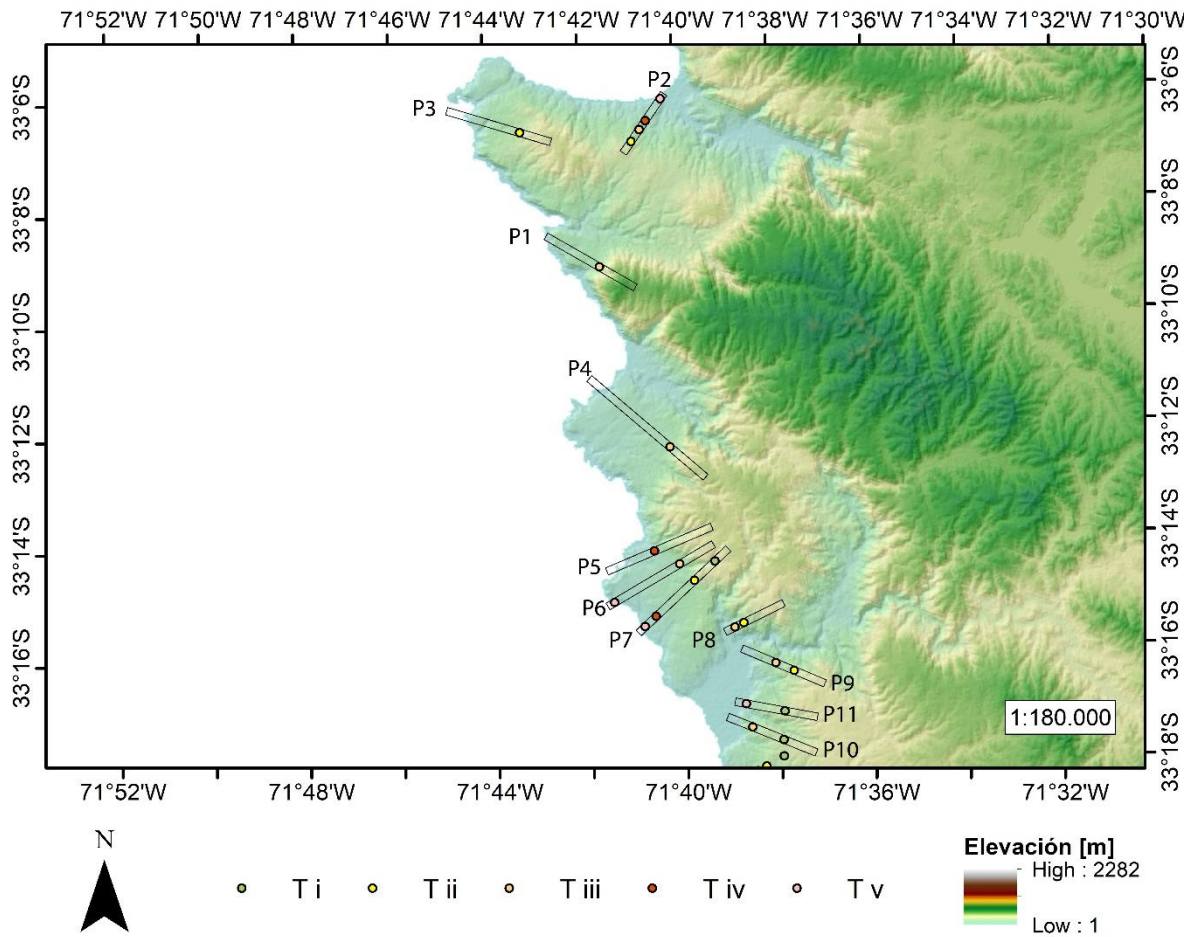


Figura C6: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación LVTU y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

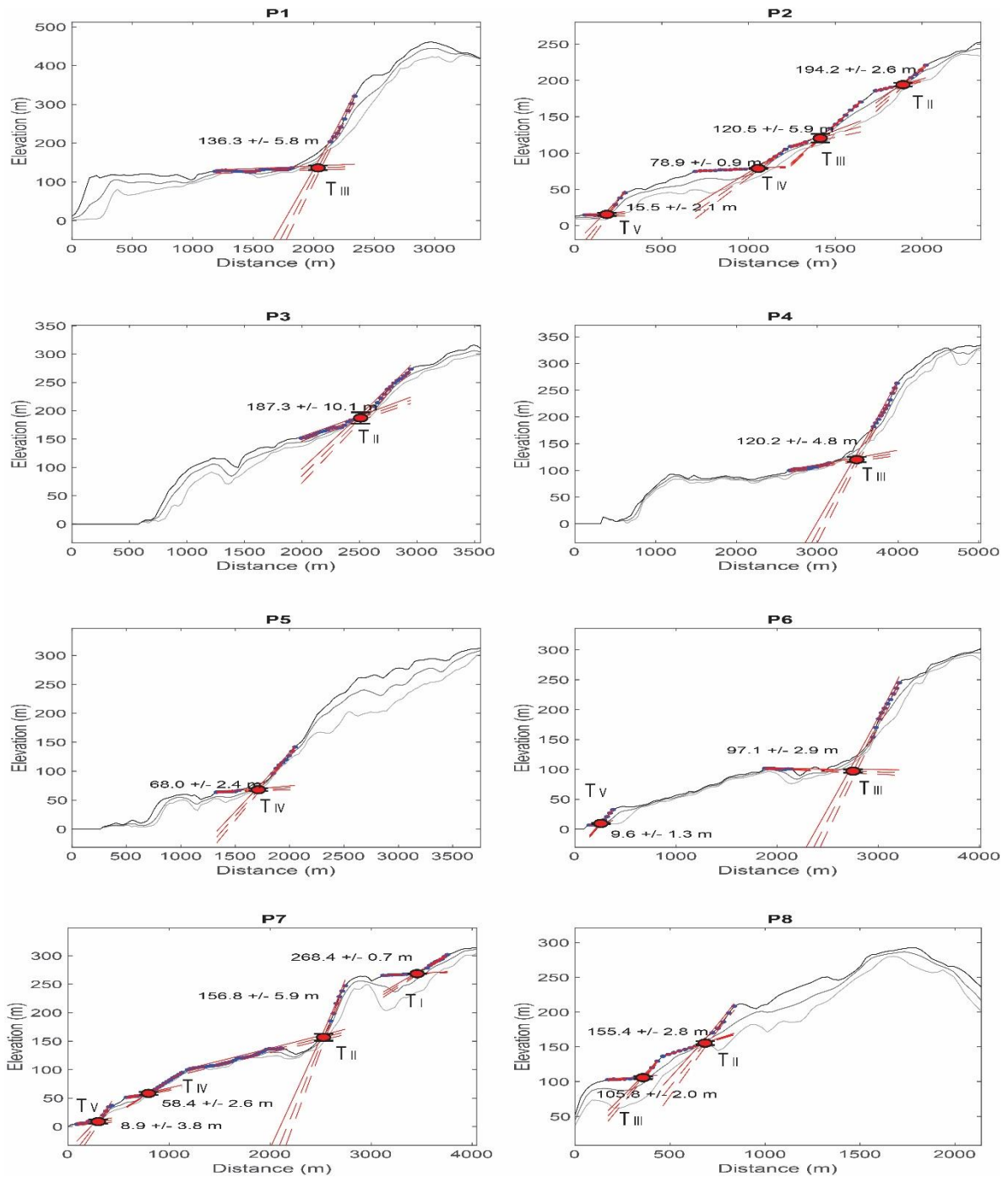


Figura C7: Perfiles swath de elevación de la estación LVTU, trazados en Figura C6, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

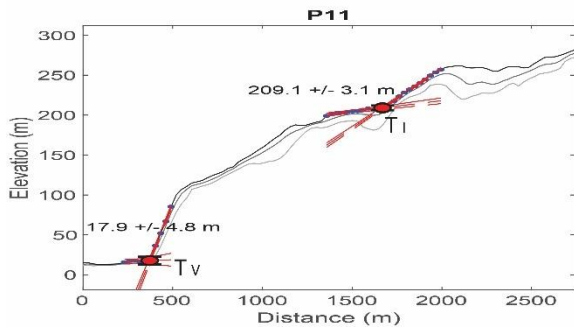
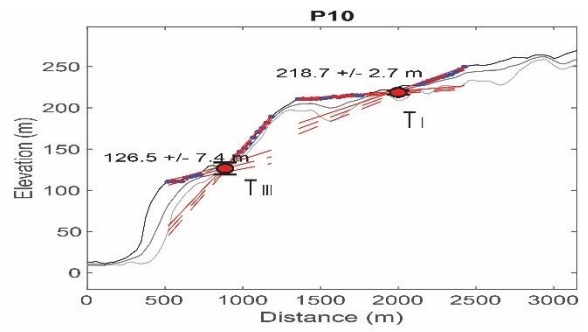
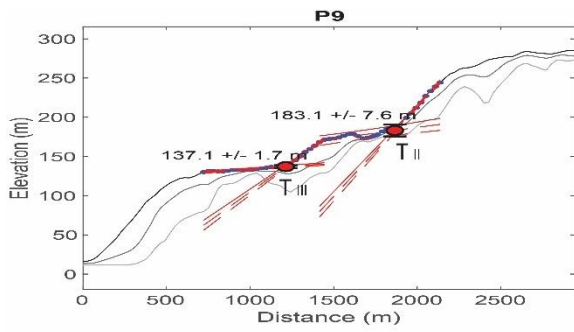


Figura C8: Perfiles swath de elevación de la estación LVTU, trazados en Figura C6, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.4 Estación ALPT

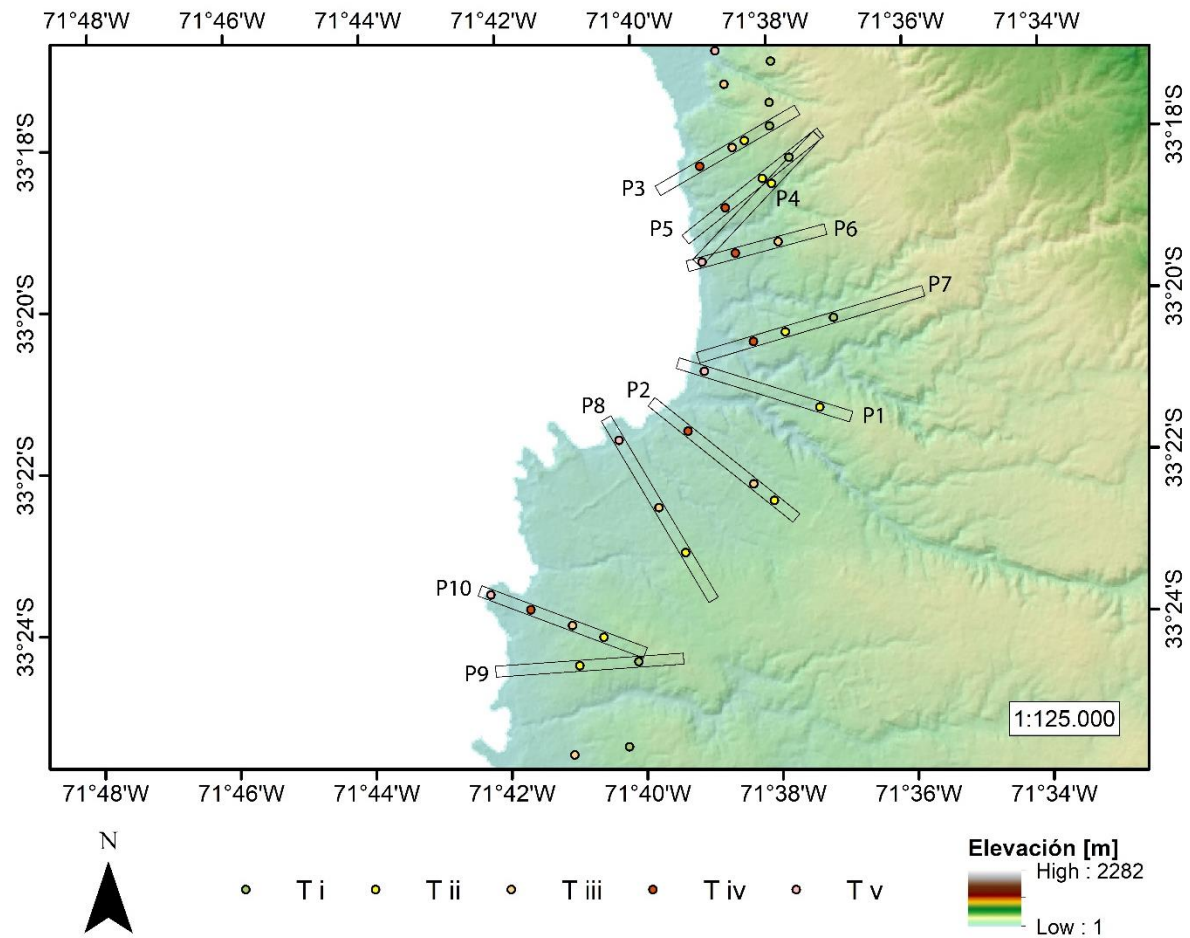


Figura C9: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación ALPT y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

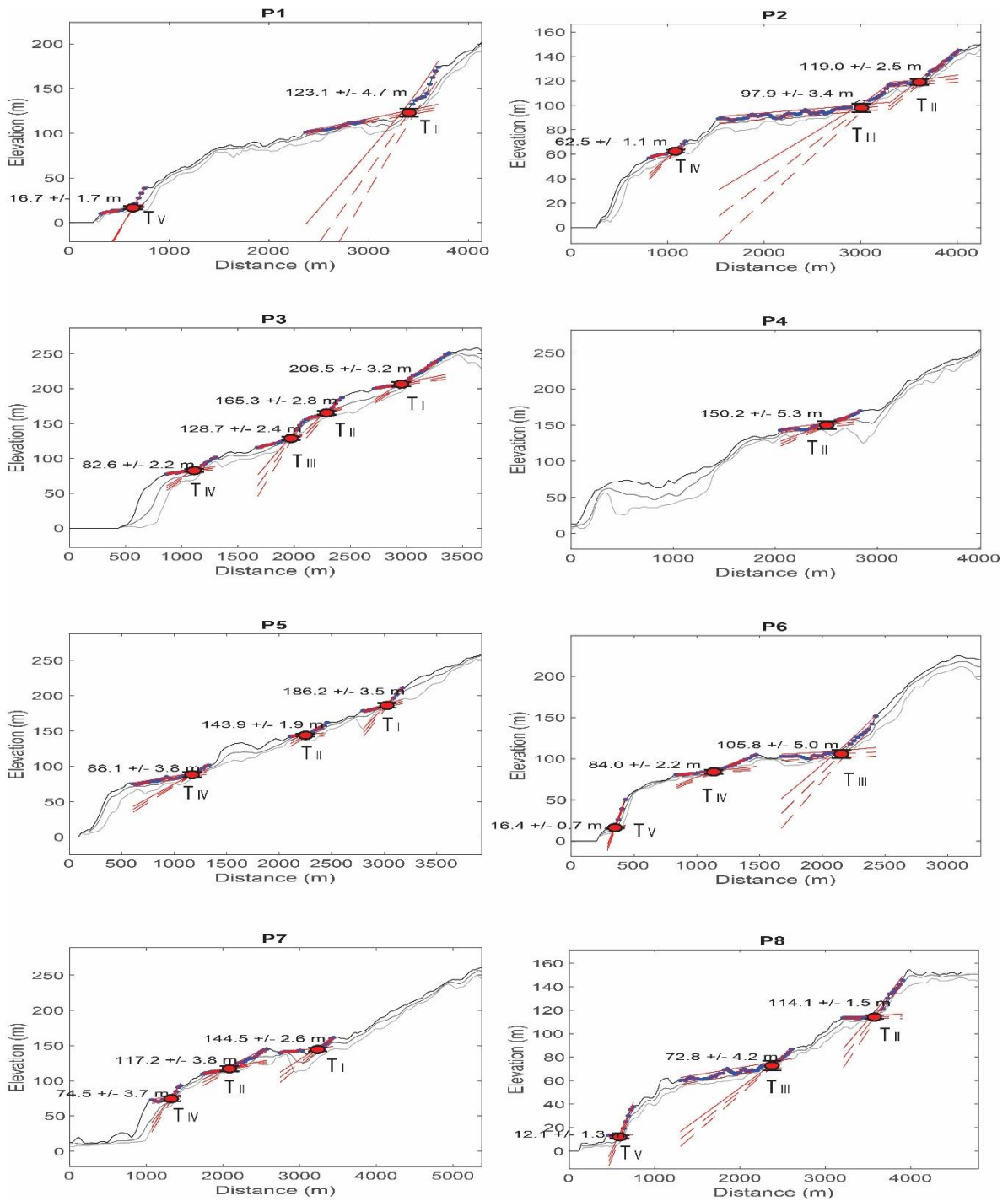


Figura C10: Perfiles swath de elevación de la estación ALPT, trazados en Figura C9, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

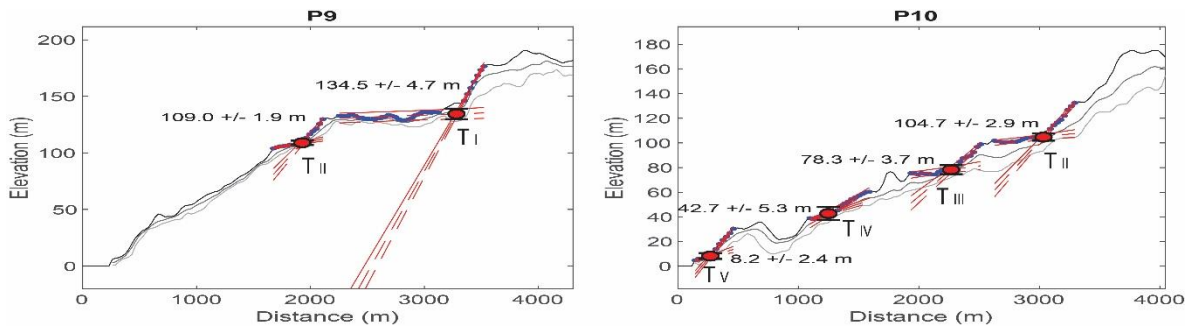


Figura C11: Perfiles swath de elevación de la estación ALPT, trazados en Figura C9, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.5 Estación TACA

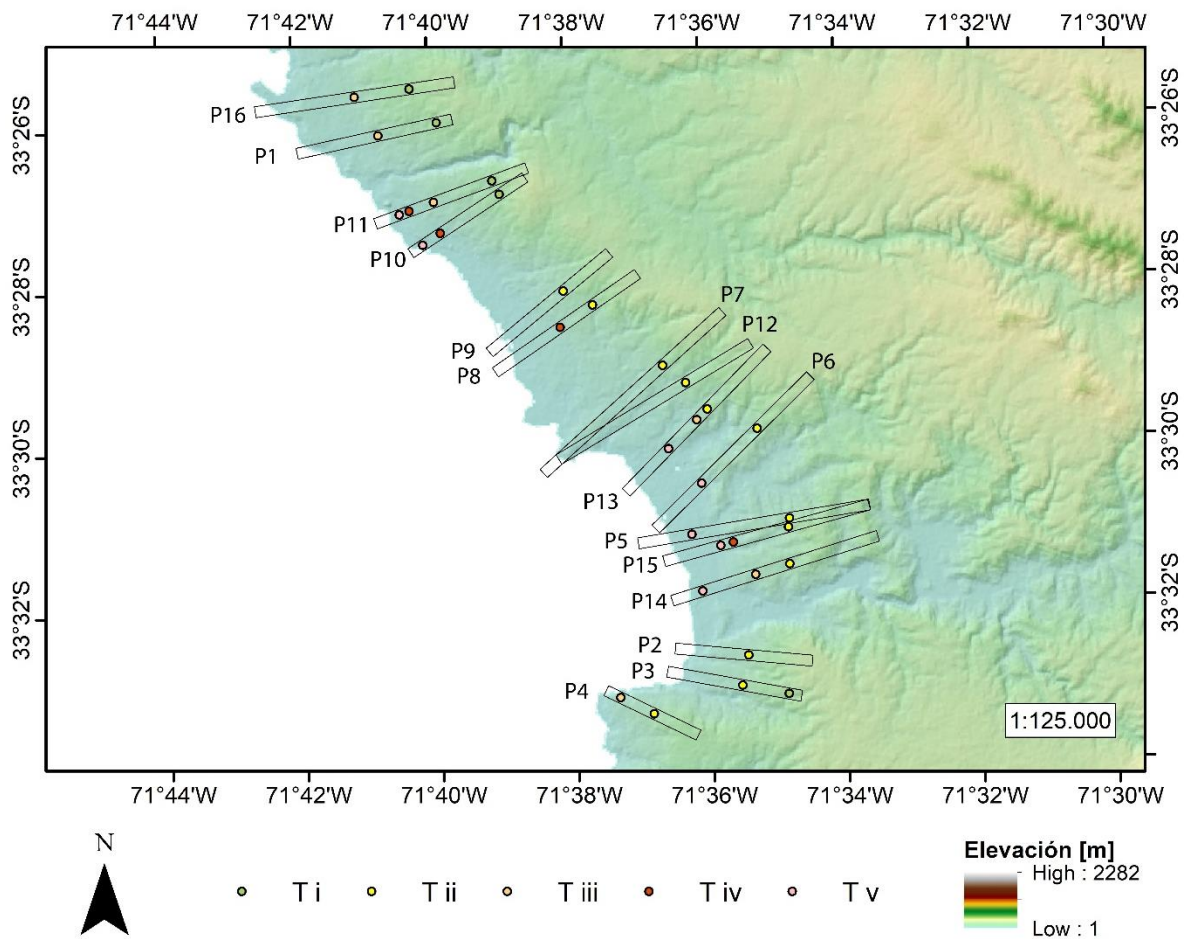


Figura C12: Trazo de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación TACA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

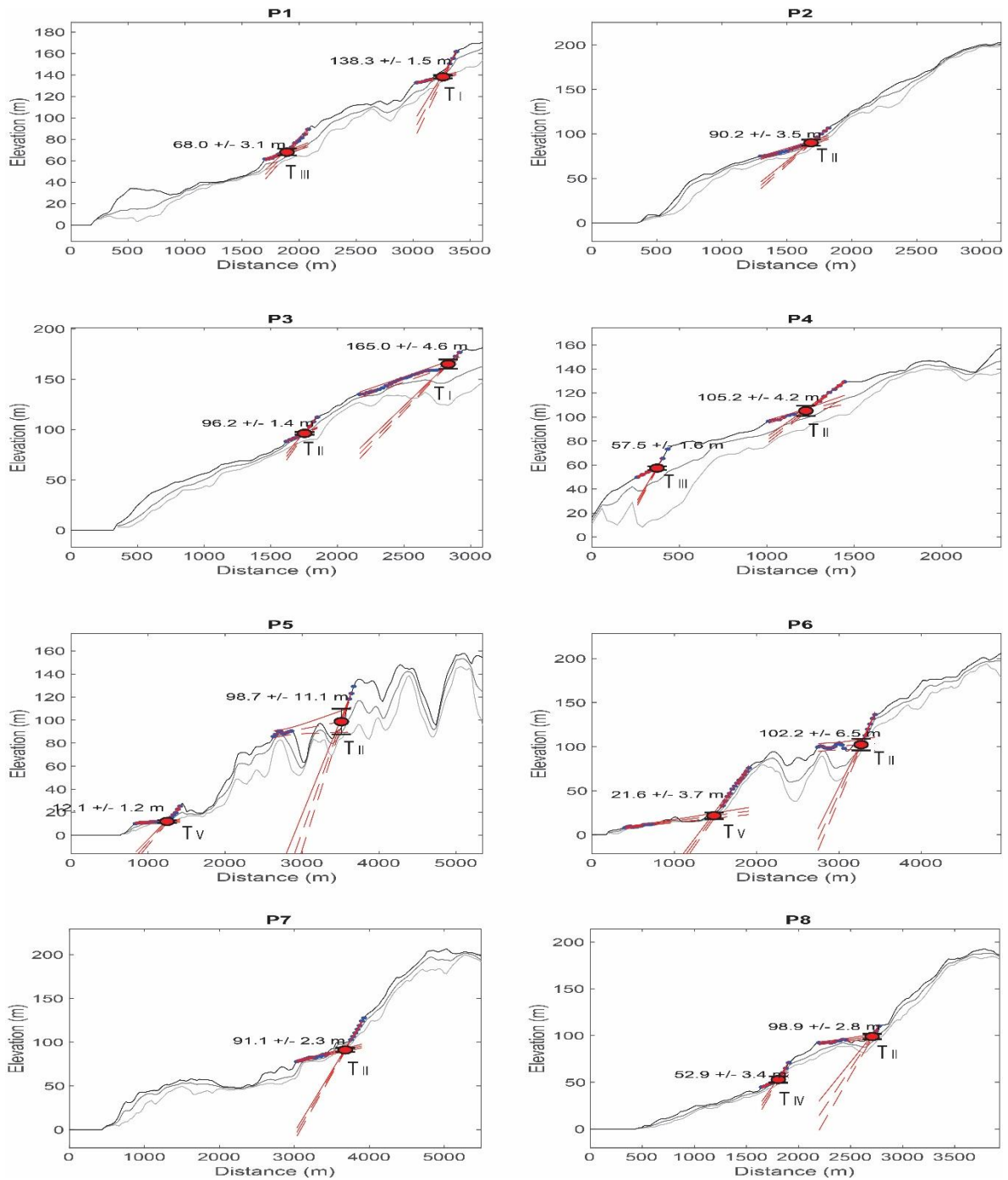


Figura C13: Perfiles swath de elevación de la estación TACA, trazados en Figura C12, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

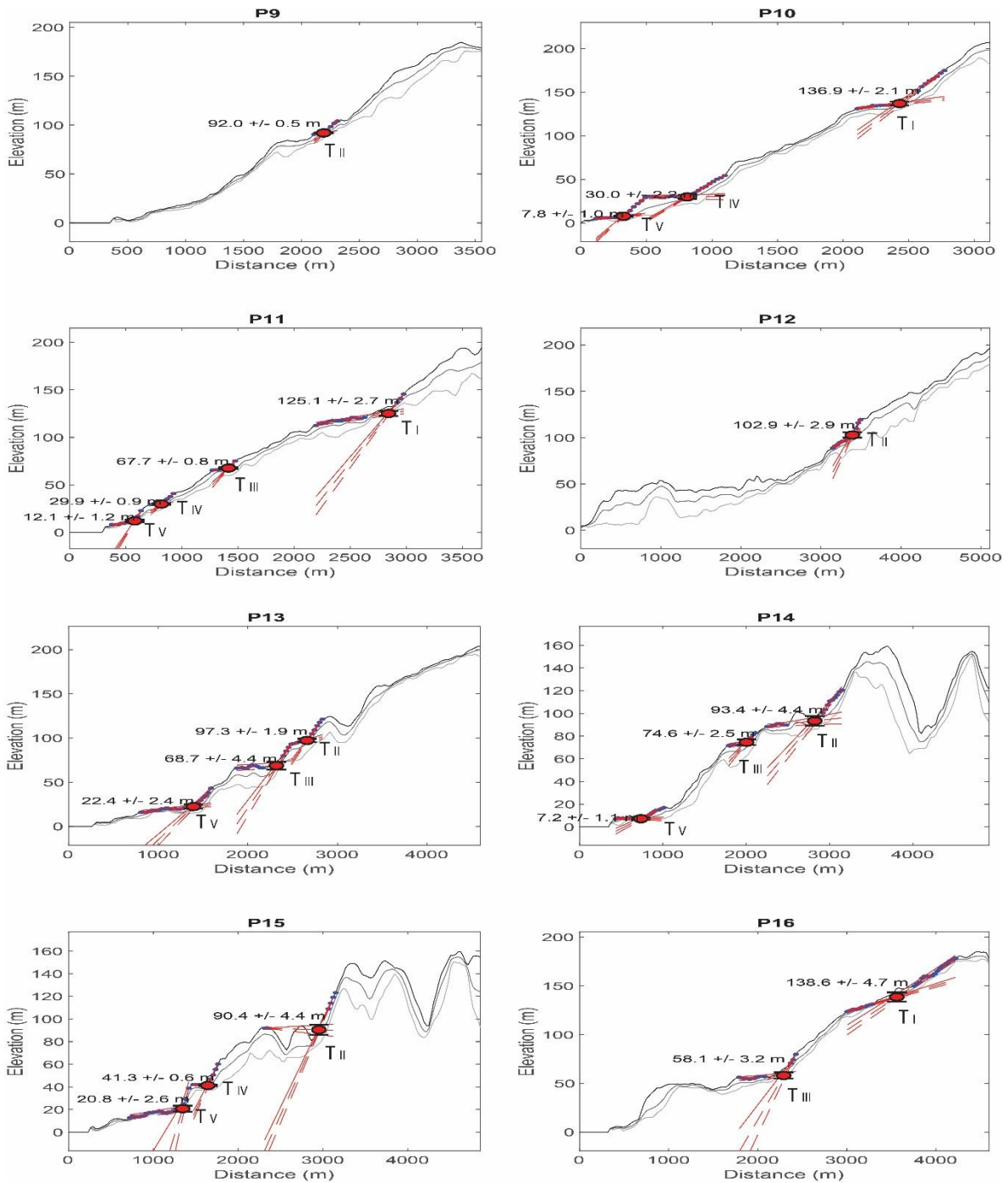


Figura C14: Perfiles swath de elevación de la estación TACA, trazados en Figura C12, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.6 Estación SAYA

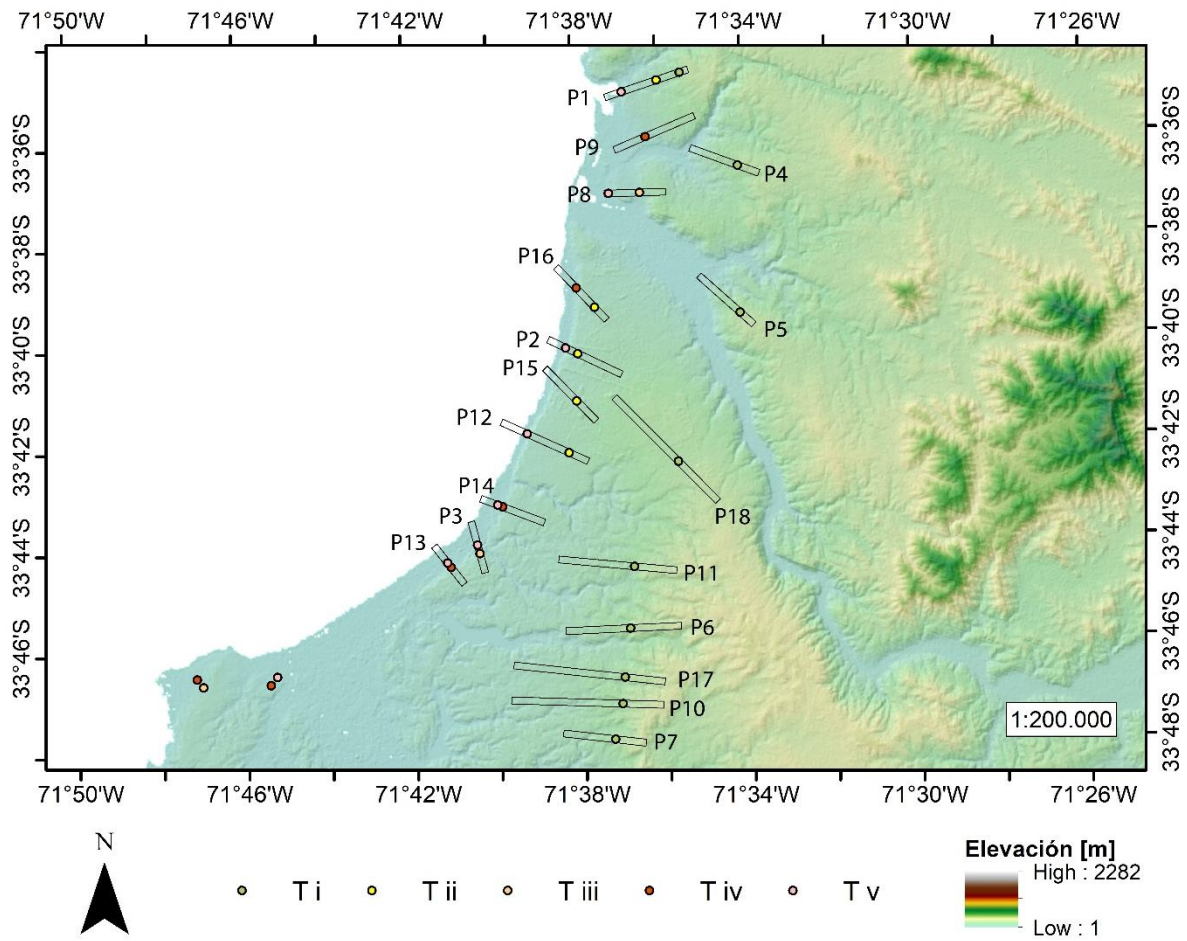


Figura C15: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación SAYA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

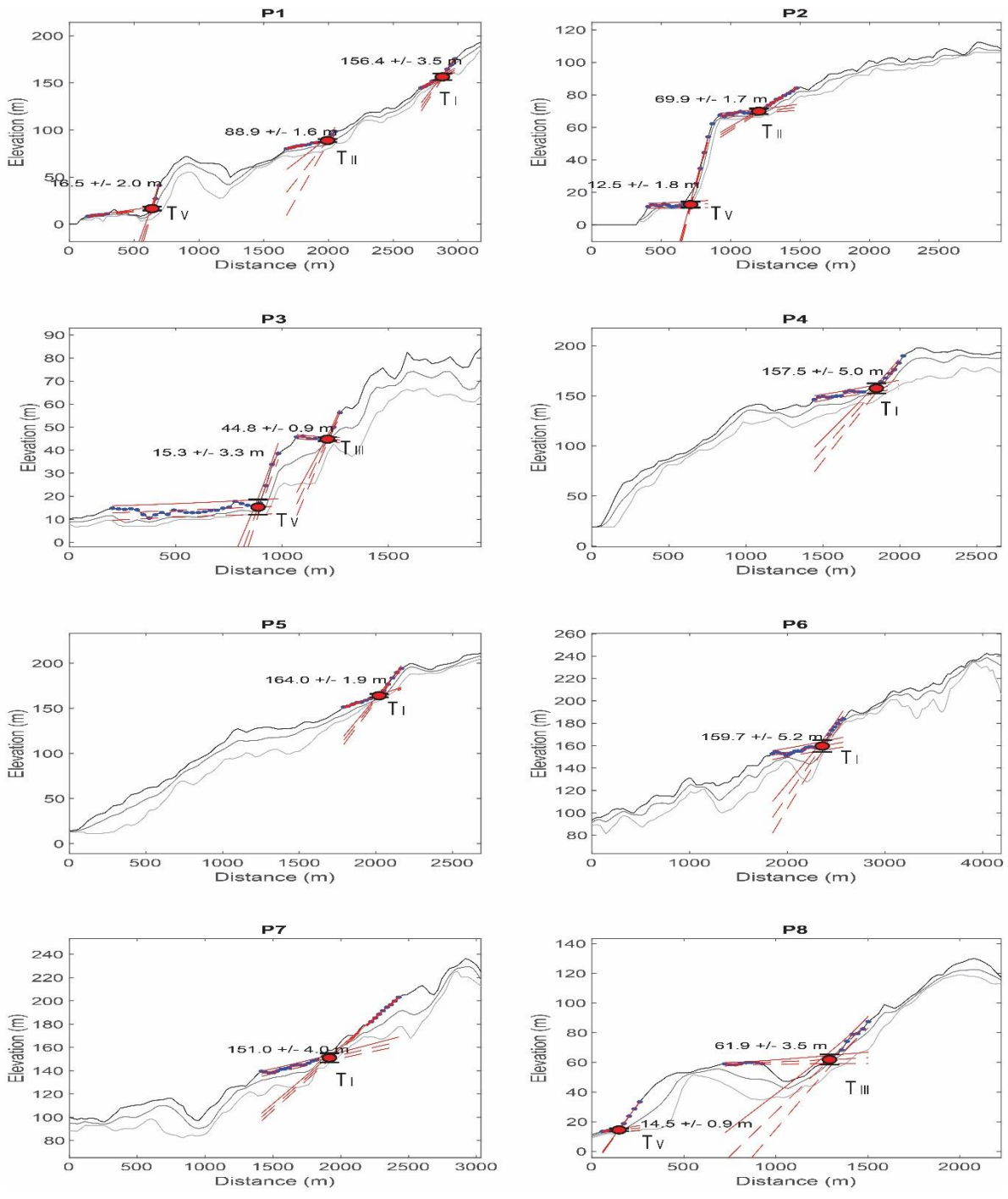


Figura C16: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

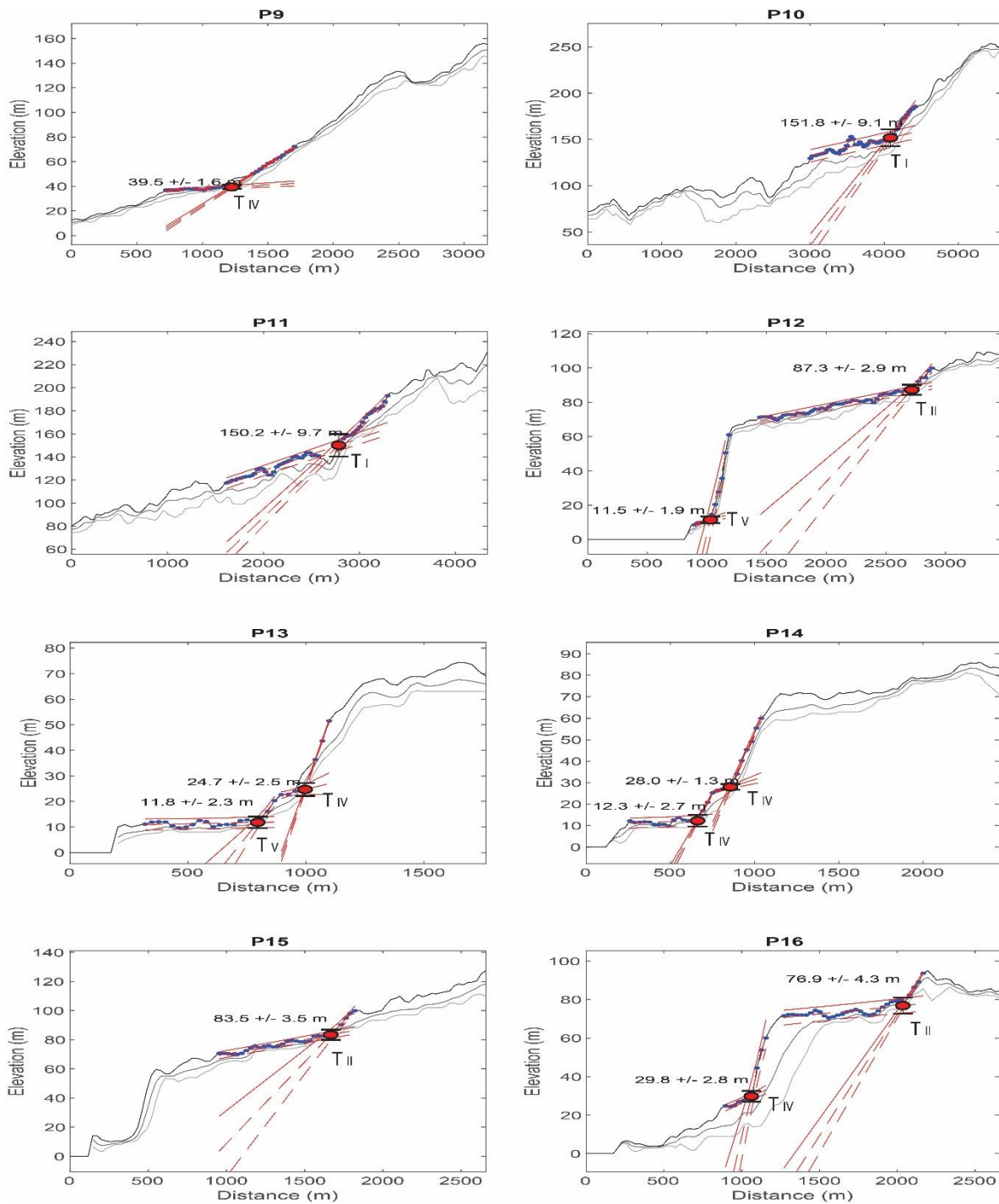


Figura C17: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

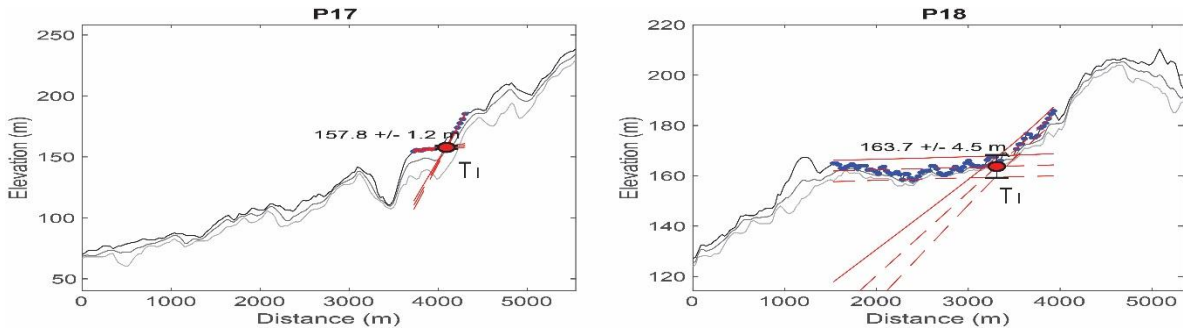


Figura C18: Perfiles swath de elevación de la estación SAYA, trazados en Figura C15, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.7 Estación YANA

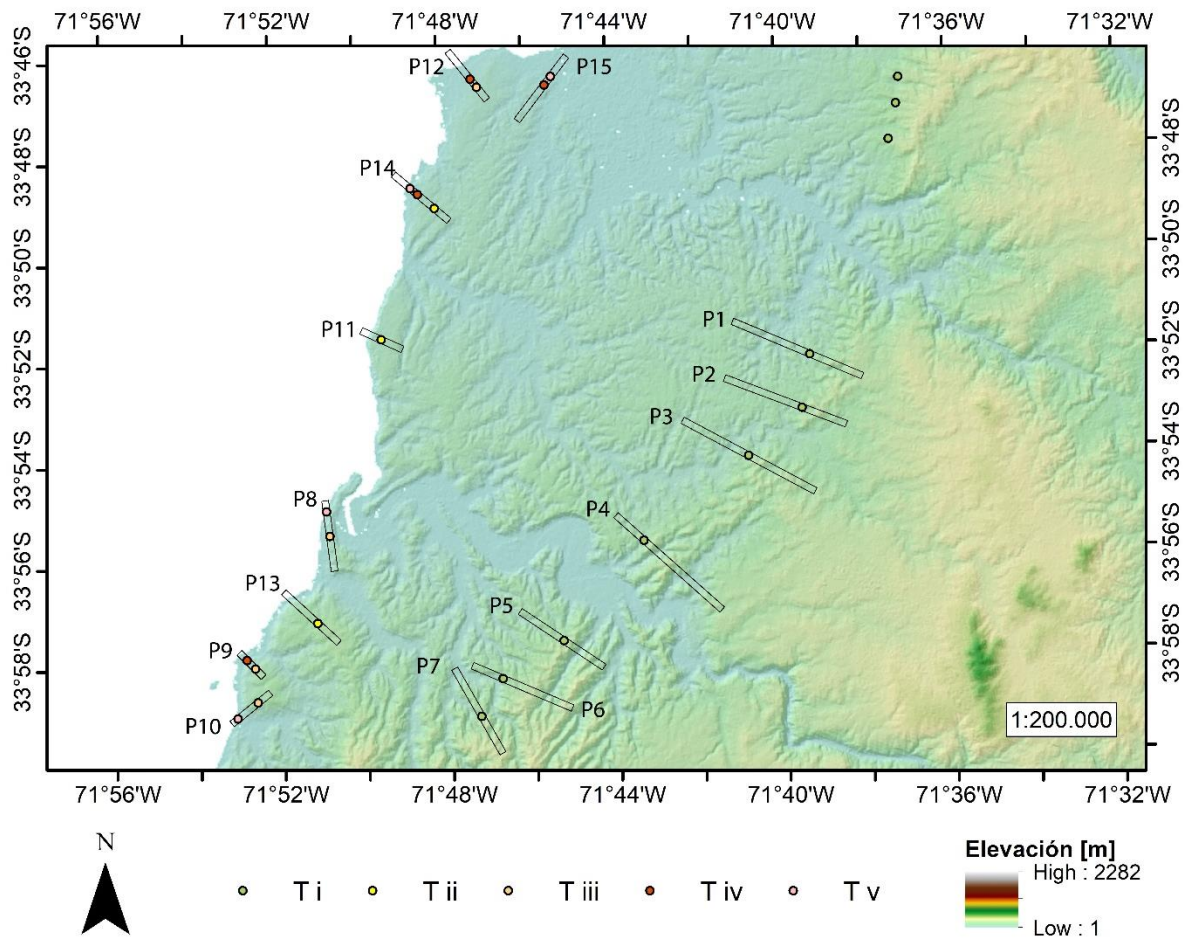


Figura C19: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación YANA y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

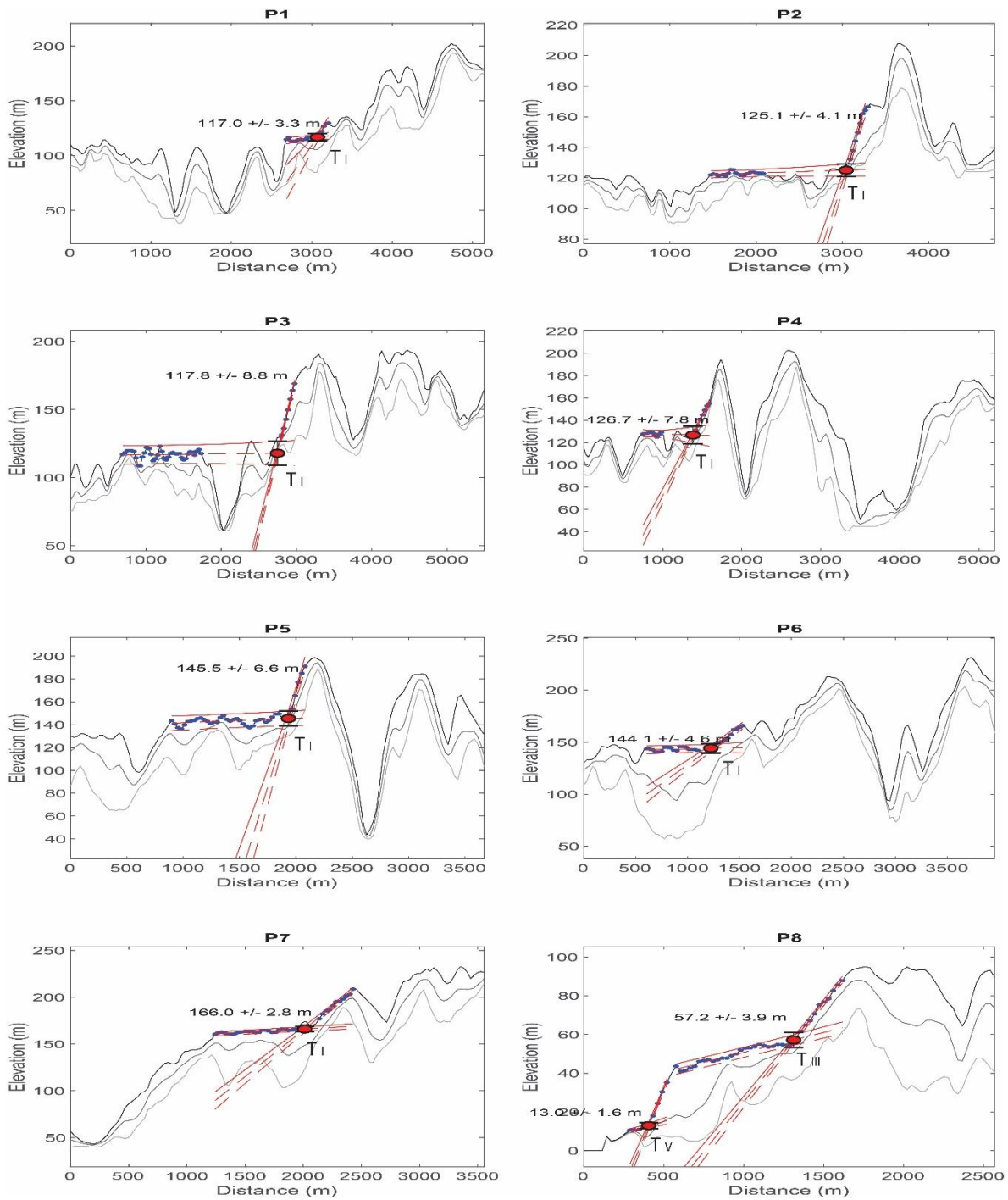


Figura C20: Perfiles swath de elevación de la estación YANA, trazados en Figura C19, y terrazas marinas reconocidas en ellos.

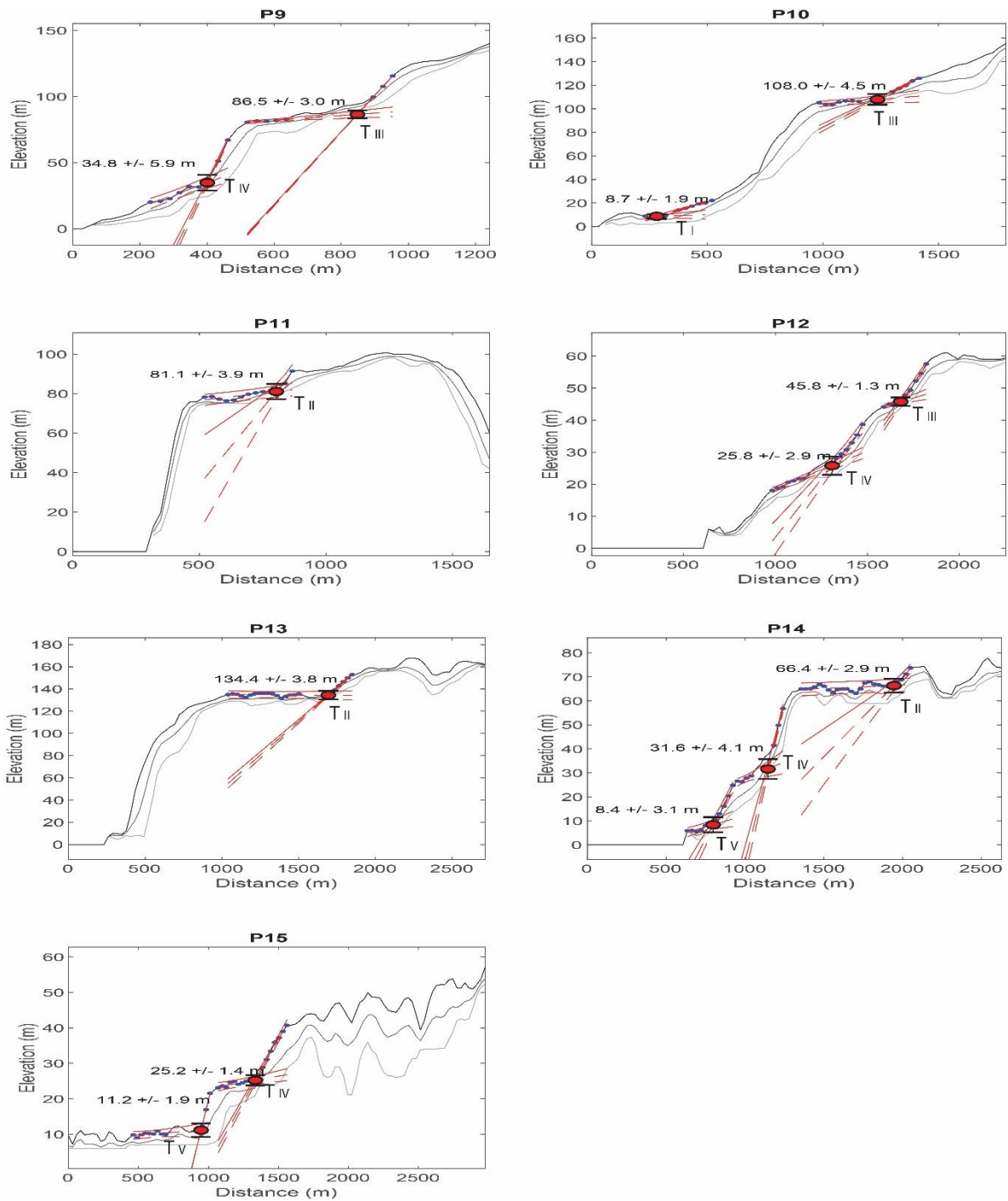


Figura C21: Perfiles swath de elevación de la estación YANA, trazados en Figura C19, y terrazas marinas reconocidas en ellos (continuación).

7.3.8 Estación TOPO

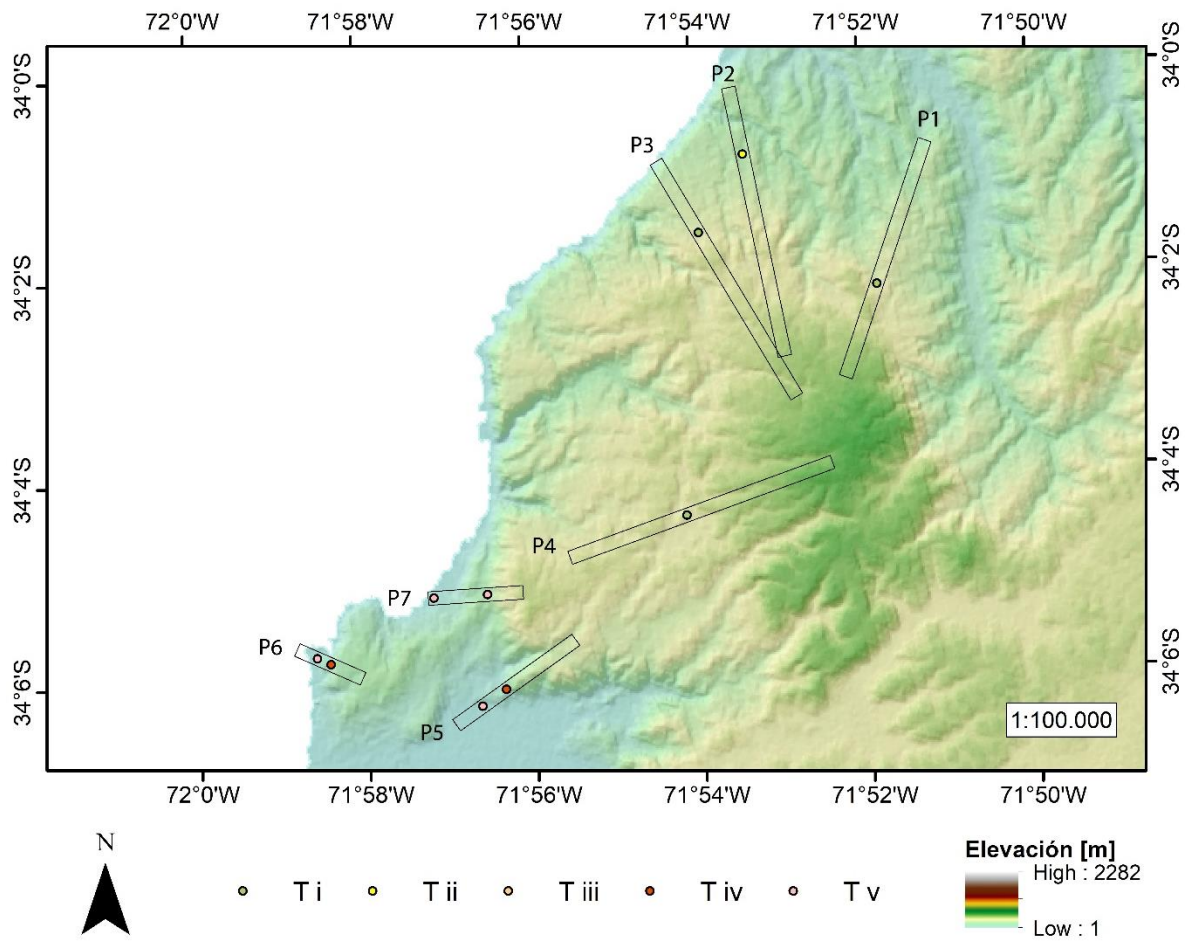


Figura C22: Traza de perfiles swath de elevación, de 250 metros de ancho, que definen la estación TOPO y shoreline angles reconocidos en ellos mediante TerraceM.

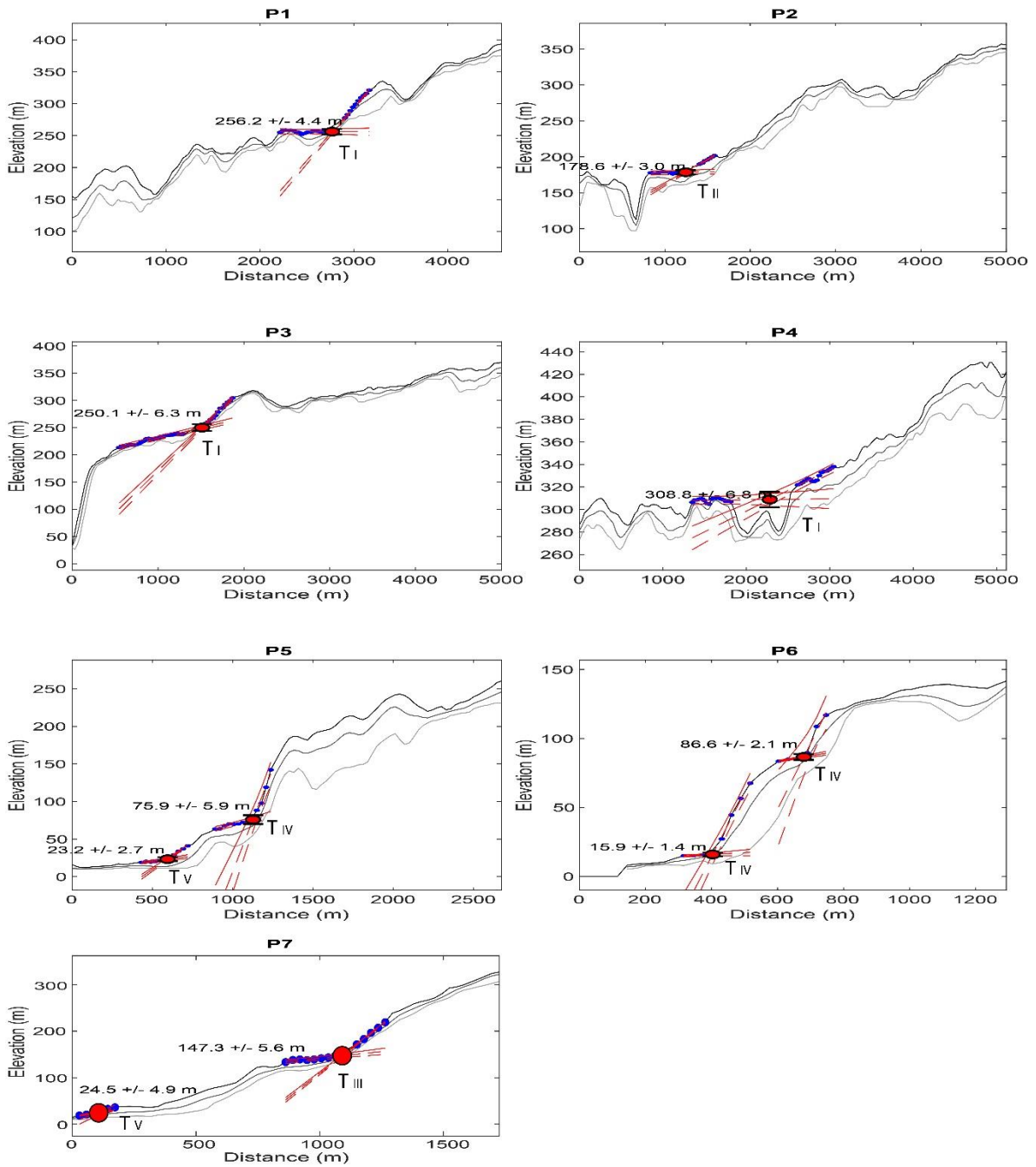


Figura C23: Perfiles swath de elevación de la estación TOPO, trazados en Figura C22, y terrazas marinas reconocidas en ellos.