



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

**EVOLUCIÓN CUATERNARIA DE GRANDES RASGOS GEOMORFOLÓGICOS  
COSTEROS CONTROLADOS POR TECTÓNICA ACTIVA EN EL MARGEN  
CONTINENTAL DEL NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

**JOSÉ ALEJANDRO GONZÁLEZ ALFARO**

PROFESOR GUÍA:  
DR. GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DR. GABRIEL GONZÁLEZ LÓPEZ  
DR. MARCELO FARÍAS THIERS  
DR. SERGIO RUIZ TAPIA

Beca de Doctorado Nacional CONICYT N°21150437

SANTIAGO DE CHILE  
2021

## RESUMEN

A escala de tiempo geológico la posición y movimientos verticales de la costa han sido considerados como uno de los efectos más importantes que resultan de la interacción de las placas tectónicas en zonas de subducción, los cuales se han tratado de correlacionar con la deformación cortical que ocurre en el corto plazo dentro del ciclo sísmico, pero no siempre con resultados coherentes. De igual forma, la región costera del antearco de los Andes Centrales se caracteriza por la presencia de fallas corticales cuaternarias que han contribuido con la evolución del relieve, donde la relación que estas estructuras tendrían con los procesos de subducción ha sido también materia de debate hasta el día de hoy.

En este trabajo se aborda la relación entre la tectónica cuaternaria y su impronta geomorfológica en la parte norte de la Península de Mejillones, mediante la descripción morfoestratigráfica de afloramientos de depósitos litorales, dataciones radiocarbono, análisis de series de tiempo de estaciones GPS, medición de la posición y altura de geoformas con GPS diferencial, modelos de elevación digital, análisis de la morfometría del escarpe y bloque colgante subaéreo y submarino de la Falla Mejillones, y cartografía de fallas submarinas presentes en la plataforma marina mediante perfiles de reflexión sísmica (3,5 y 12 kHz).

Se reporta un abrupto incremento en la tasa de alzamiento costero a partir del estadio isotópico marino 3 (MIS 3), correspondiente a un orden de magnitud mayor a las previamente informadas para el Pleistoceno Superior; además, se propone que las fallas normales presentes en el área de estudio actuarían, en primer lugar, como estructuras reactivadas por el alzamiento de la corteza, las cuales han acelerado sus tasas de deslizamiento desde del Pleistoceno Medio en adelante. Por otro lado, la Falla Mejillones presentaría un deslizamiento no homogéneo a lo largo de su traza, el cual emula a una geometría de tipo tijera. Las fallas submarinas, denominadas como Sistema de Fallas Mejillones (SFM) se prolongan a lo largo de 30 km sobre el fondo marino, afectando a las unidades sismostratigráficas interpretadas como depósitos neógeno-cuaternarios que presentan deformación frágil y dúctil, junto con la presencia de rasgos morfotectónicos correspondientes a *horst* y *hemigraben*. Costa afuera del sector de Punta Yayas se observa una zona de transición entre diferentes estilos estructurales, con un traslape caracterizado por presentar mega-deslizamientos submarinos y escarpes de falla con saltos verticales acumulados de 300–400 m de altura, los cuales marcan el límite occidental de la plataforma marina para dar paso a la subsidencia tectónica, la cual caracteriza a la evolución estructural del talud del margen continental presente hasta la fosa tectónica. Junto con los datos geodésicos, las observaciones indican que el alzamiento costero resulta de desplazamientos verticales cosísmicos acumulados durante varios ciclos sísmicos a escala milenial, gatillados tanto por grandes terremotos tsunamigénicos (ej. Iquique 1877) como por terremotos moderados profundos (ej. Tocopilla 2007). Se concluye que las fallas normales desempeñan un importante papel en la construcción y evolución geomorfológica del relieve costero, siendo estructuras que acomodan la deformación superficial que se manifestaría a partir de un aumento gradual del espesor cortical, debido posiblemente a *underplating* tectónico, o revestimiento en la base de la corteza continental, producido durante la ocurrencia de cada terremoto de subducción, eventualmente como parte de un ciclo de alzamiento y subsidencia que ocurre a escala de millones de años; no descartando un aumento en el alzamiento producto de una mayor convergencia en las placas tectónicas.

## ABSTRACT

Over geological time scale, the position and vertical movements of the coast have been considered among the most important effects resulting from long-term interaction of tectonic plates in subduction zones, which in many cases have been correlated with the upper crustal deformation that occurs during the seismic cycle at short-term temporal scale but not always yielding consistent results. Similarly, the coastal region of the Central Andes forearc is characterized by the presence of Quaternary intra-plate faults, which have contributed to the relief evolution where the relationship that these structures would have had with the subduction processes has also been a matter of discussion until nowadays.

This thesis addresses the geomorphological imprinting of Quaternary tectonics at the northern Mejillones Peninsula, through the description of morphostratigraphic littoral deposits, radiocarbon dating, time series analysis from continuous GPS data, positioning and altitude measurement of geomorphological markers with differential GPS, analysis of digital elevation models, morphometric characterization of both sub-aerial and submarine escarpments along the hanging wall of the Mejillones Fault, and mapping of submarine faults on the continental shelf by subbottom -seismic reflection- profiles (3.5 and 12 kHz).

As the result, an abrupt increase in the coastal uplift rate is reported since the marine isotopic stage 3 (MIS 3), corresponding to one order of magnitude higher than those previously reported for the Upper Pleistocene in the region. In addition, it is proposed that as first-order, normal faults present in the study area act like inherited structures reactivated by crustal uplifting, with accelerated slip rates since the Middle Pleistocene regarding the previous period. Besides, it is noticed that the Mejillones Fault presents a non-uniform slip along the fault-trace, which emulates a scissor-like geometry. The submarine faults, called as Mejillones Fault System (MFS), extend along 30 km on the seabed, affecting seismostratigraphic units interpreted as Neogene-Quaternary deposits which present brittle and ductile deformation, together with the presence of morphotectonic features corresponding to horst and hemigraben. Offshore Punta Yayas, located at the northeastern extreme of the Mejillones embayment, there is an overlapping transition zone between different structural styles, characterized by submarine mega-landslides and fault scarps with an accumulated vertical offset of 300-400 m height, which marks the western limit of the continental shelf, from which tectonic subsidence characterizes the continental wedge slope up to the tectonic trench. Together with geodetic data, these observations indicate that the coastal uplift results from accumulated coseismic vertical displacements which have occurred during several millennial-scale seismic cycles, triggered by both large tsunamigenic earthquakes (e.g. Iquique 1877) and deep moderate earthquakes (e.g. Tocopilla 2007).

It is concluded that normal faults play an important role in the building-up and geomorphological evolution of the coastal relief, like structures that accommodate the vertical deformation, which is a surface expression of crustal thickening, possibly due to tectonic underplating at the base of the crust, most probably triggered during the occurrence of subduction earthquakes. The last may be a part of a greater uplift and subsidence cycle occurring over a million years timescale; not ruling out an increase in uplift due to a higher tectonic plate convergence rate.

## DEDICATORIA

*“Gran parte de la vida que he inhalado y exhalado la he aprovechado aprendiendo sobre la Tierra y sus maravillas. Este escrito es para que parte de ese tiempo no quede perdido para siempre en lo profundo de mi memoria”*

*A mi madre y hermano, quienes siempre me apoyaron durante esta larga etapa.*

*A Gabriel, por haber sido más que un profesor guía.*



## AGRADECIMIENTOS

Bueno, acá estamos, una vez más...

Quiero partir agradeciendo a mi madre, quien siempre ha confiado en mí y nunca me ha dejado solo a pesar de ser un treinteañero que hace años vive de forma independiente y se encuentra lejos de casa. A mi hermano por visitarme de vez en cuando y apoyarme las veces que lo necesitaba. Los quiero mucho a ambos. También agradecer al resto de mi familia (Coté, abuela Yola y papá) que de alguna u otra forma también están presentes en mi vida.

A Gabriel, por siempre haber creído y confiado en mí, y haberme dado la oportunidad de emprender esta gran aventura que fue el doctorado. Creo que Gabriel es el mejor profesor guía que un estudiante podría tener, y también es un muy buen amigo el cual siempre ha estado presente. También le agradezco el haberme abierto las puertas de su casa (para mí eso vale mucho) y haber compartido el cariño de su familia (Grace, Nachi, Gaby, Cata y Manu), quienes siempre me “alentaron” para que entregara la tesis. Y acá estamos, ¡ya entregada!

Muchos cariños para mis compadres y comadres, y para mis ahijados Basti y Simoncito, a los cuales intenté visitar cada vez que pude, aunque sé que les debo más tiempo del acordado. Ahora espero verlos con más frecuencia ya que la tesis no me tiene bajo su control. A mis amigos de La Serena: Miguel y Naty, a quienes también tuve dentro de mi ingratitud y no pude ir a visitarlos.

Al Angelo por apañar durante años en la ñoñez y discusiones científicas y filosóficas. A la Vale Flores por haberme alojado en su hogar durante los primeros meses de doctorado. A Cristina Ortega, por haberme recomendado en el área de la docencia de cátedra en varios cursos, lo cual me ayudó para reaprender lo que ya había aprendido y apalea los momentos de crisis económica. Al Jean Baptiste por siempre haber estado ahí para discutir, compartir una cerveza o ir a subir un cerro de la Sierra de Ramón. A los colegas de la sala de postgrado con los cuales compartí risas, conversaciones, dudas y una que otra chela: al Ataxia, Laura, Shorty, Caro, Marce, Juanito, Chiri, Nico, Pelao, Italiano, Pame, Vladi, Vale, Diego, Kare, Álvaro, Max, Nico y muchos otros. A colegas a quienes conocí en auxiliares y seguimos en contacto: Tomás (Papu), Cami Arroz, Tamy.

Agradezco al Departamento de Geología de la FCFM por la gran labor que hacen para que todo “fluya”. Mis cariñosos saludos a sus funcionarios con quienes siempre me quedé más de un rato conversando o a los cuales siempre llegaba a darles la lata para pedirles algo: William, Blanca, Maritza, Verónica, Rosita, Don Kilo, Cristian Nievas, Don Carlos, Lucho y las tías del aseo. A la Sofía (Popa) con quien compartí más de un simpático almuerzo y alguno que otro pituto en consultorías.

Agradezco las críticas constructivas de la comisión de esta tesis doctoral. Al Sergio por tener siempre tan buena disponibilidad para discutir y tener la capacidad para generar buenos productos conectando la geofísica con la geología (el postdoctorado sigue en pie por si acaso). Al Mota con quien nunca he perdido el contacto a pesar de haberme ido de Antofagasta hace años; una vez le dije que nunca íbamos a dejar de colaborar y, bueno, acá seguimos. Y a Patilo por sus extendidas conversaciones y discusiones que siempre ayudan a abrir la geomenta.

Bueno, en estos años de doctorado he conocido a mucha mucha mucha gente, tanto en la universidad como fuera de ella. De seguro hay muchos nombres que en este momento no se me vienen a la mente, pero dentro de ella sé que la experiencia de haber compartido con cada una de esas personas fue un aporte para la conclusión, directa o indirectamente, de esta tesis doctoral.

Agradezco las conversaciones que tuve con cada anónimo con quien me encontré en los innumerables terrenos y viajes que he realizado (tanto de tesis como en otras cosas).

Y para finalizar, muchas gracias al financiamiento otorgado por la Beca CEGA y Doctorado Nacional de CONICYT N° 21150437, además del aporte para terrenos y datación de muestras hechos por los proyectos FONDECYT #1085117, #1161547 y #1140846.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
1.1	Marco teórico	2
1.1.1	Antecedentes a partir de las zonas de subducción más importantes del planeta	2
1.1.1.1	Deformación cortical en márgenes continentales activos asociada a grandes terremotos de subducción: relación entre el corto y largo plazo	2
1.1.1.2	Deformación cortical en márgenes continentales activos asociada a la acción de fallas corticales	7
1.1.2	Antecedentes del área de estudio	9
1.1.2.1	Evolución del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile	10
1.1.2.2	Geodinámica interna de la Península de Mejillones	13
1.1.2.3	Neotectónica y paleosimología de la Península de Mejillones	14
1.1.2.4	Sismotectónica de la Península de Mejillones	17
1.2	Planteamiento del problema de investigación	19
1.3	Hipótesis	22
1.4	Objetivos	23
1.4.1	Objetivo general	23
1.4.2	Objetivos específicos	23
1.5	Justificación de la investigación	23
1.6	Ubicación y vías de acceso	24
1.7	Marco geológico, estructural y geomorfológico del área de estudio	25
1.7.1	Geología	25
1.7.2	Geología estructural	31
1.7.3	Geomorfología	33
1.8	Condiciones climáticas durante el Cuaternario tardío en el norte de Chile	37
1.9	Variaciones globales relativas del nivel del mar durante el Pleistoceno Superior	39
<b>2</b>	<b>Materiales y métodos</b>	<b>42</b>
2.1	Adquisición, descripción, análisis y geocronología de muestras	42
2.1.1	Especies de conchas recolectadas y ambientes sedimentarios	42
2.1.2	Análisis y descripción sedimentológica a partir de granulometría láser	45
2.1.3	Datación de muestras de conchas mediante geocronología cuaternaria	48
2.1.3.1	Método del radiocarbono	48
2.1.3.2	Procesamiento de muestras en Laboratorio Beta Analytic	52
2.1.3.3	Procesamiento de muestras en laboratorios LOCEAN	54
2.2	Adquisición de datos geodésicos y modelamiento de elevación digital	55
2.2.1	Toma y procesamiento de datos de elevación a través de GPS diferencial	55

2.2.1.1	Campaña de adquisición de datos .....	55
2.2.1.2	Análisis del Paralelismo Geoide-Elipsoide Península de Mejillones .....	56
2.2.2	Modelo de elevación digital del bloque colgante del Sistema de Fallas Mejillones: Pampa Mejillones y fondo submarino de la Bahía Mejillones .....	59
2.2.2.1	Fuente de datos utilizados .....	59
2.2.2.2	Procesamiento de datos.....	61
2.2.2.3	Cálculo del error vertical.....	61
<b>3</b>	<b>Resultados I: Evidencias morfoestratigráficas de alzamiento costero acelerado en el sector septentrional de la Península de Mejillones durante el Cuaternario tardío .....</b>	<b>64</b>
3.1	Introducción .....	64
3.2	Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka at the northern Chile seismic gap in the Central Andes (scientific article published in Earth and Planetary Science Letters).....	68
3.2.1	Abstract .....	69
3.2.2	Introduction.....	69
3.2.3	Methods.....	70
3.2.3.1	Multiannual time series data from continuous geodetic GPS antennas .....	70
3.2.3.2	High-precision geomorphological positioning from differential GPS observations.....	71
3.2.3.3	Radiocarbon analyses and mineralogical SEM and XRD observations from shells .....	71
3.2.4	Results .....	72
3.2.4.1	Coseismic uplift and interseismic recovery of the 2007 Mw7.7 Tocopilla earthquake .....	72
3.2.4.2	Evidence of Holocene uplift .....	73
3.2.4.3	Marine isotopic stage 3 coastal records .....	74
3.2.5	Discussion .....	75
3.2.5.1	Subduction earthquakes and short-term coastal uplift .....	75
3.2.5.2	Late Quaternary sea level position and geometric-conceptual model for long-term uplift .....	76
3.2.5.3	Megathrust earthquake contribution to long-term coastal uplift.....	78
3.2.5.4	Role of active crustal faults in permanent deformation .....	79
3.2.6	Conclusions.....	80
3.2.7	Acknowledgments.....	81
3.2.8	References .....	81
<b>4</b>	<b>Resultados II: Arquitectura, extensión cortical y colapso de una plataforma marina alzada aceleradamente en un margen continental activo durante el Cuaternario, norte de Chile (manuscrito en preparación) .....</b>	<b>98</b>
4.1	Resumen .....	98

4.2	Introducción .....	99
4.3	Marco geológico, geomorfológico y tectónico .....	101
4.4	Métodos.....	104
4.4.1	Adquisición de datos a partir de los perfiladores acústicos Bathy 2000 y 2010 ..	104
4.4.2	Perfiles trigonométricos ortogonales a la costa .....	105
4.4.3	Generación de perfiles <i>swath</i> .....	105
4.4.4	Cartografía de estructuras submarinas .....	105
4.5	Resultados e interpretación .....	107
4.5.1	Asimetría en la geomorfología del escarpe de la Falla Mejillones .....	107
4.5.2	Análisis morfométrico del <i>hemigraben</i> Pampa Mejillones .....	110
4.5.2.1	Basculamiento de paleo-cordones litorales y desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejillones.....	110
4.5.2.2	Análisis de la superficie de la Pampa Mejillones en la dirección N-S.....	114
4.5.2.3	Geometría tipo tijera de la FM interpretada en base a la evidencia superficial	117
4.5.2.4	Escarpe costero de la Bahía Mejillones.....	118
4.5.3	Rasgos geomorfológicos submarinos y arquitectura de la plataforma continental .....	120
4.5.3.1	Análisis batimétrico de la plataforma continental submarina.....	121
4.5.3.2	Batimetría y análisis de la plataforma de abrasión marina correspondiente al último máximo glacial (LGM) .....	125
4.5.3.3	Substrato acústico, estructuras y arquitectura de la plataforma continental....	127
4.5.3.3.1	Unidades sismoestratigráficas: correlaciones con unidades subaéreas y asignaciones durante la última etapa del ciclo glacio-eustático.....	128
4.5.3.3.2	Estructuras presentes en el substrato de la plataforma continental.....	129
4.5.3.3.3	Remociones en masa submarinas y traslape estructural frente a Punta Yeyes .....	130
4.6	Discusiones .....	133
4.6.1	Alzamiento acelerado y su vinculación con la actividad de la Falla Mejillones durante el Cuaternario .....	133
4.6.2	Geometría y ruptura asimétrica tipo tijera para la Falla Mejillones .....	137
4.6.3	Alzamiento y subsidencia en el margen continental superior: confluencia de fuerzas tectónicas en el quiebre de la plataforma continental.....	143
4.7	Conclusiones .....	151
4.8	Agradecimientos .....	153
4.9	Bibliografía.....	153
<b>5</b>	<b>Discusiones .....</b>	<b>165</b>
5.1	Relación entre la deformación de corto y largo plazo: alzamiento acelerado dentro de una dinámica de ruptura de sucesivos ciclos sísmicos .....	165

5.2	Sincronización entre el alzamiento acelerado y la actividad de fallas normales .....	169
5.3	Mecanismos plausibles que explicarían el alzamiento acelerado de la Península de Mejillones. ¿Mecanismos locales o regionales?.....	170
5.4	Presencia de un gran rasgo geomorfológico cercano a la fosa tectónica: la Península de Mejillones como una anomalía morfoestructural .....	175
5.5	Modelos conceptuales de alzamiento propuestos para la Península de Mejillones ...	177
5.5.1	Modelo conceptual basado en un despegue y acreción de escamas tectónicas ( <i>slices</i> ) a partir de una zona condicionalmente estable .....	178
5.5.2	Modelo conceptual basado en el apilamiento de escamas de corrimiento ( <i>nappes</i> ) despegadas desde la cuña frontal del margen continental.....	180
5.6	Comparación con otros sistemas de subducción del planeta .....	184
<b>6</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>187</b>
<b>7</b>	<b>Recomendaciones .....</b>	<b>191</b>
<b>8</b>	<b>Bibliografía.....</b>	<b>193</b>
<b>9</b>	<b>Anexos .....</b>	<b>215</b>
9.1	Anexos Capítulo 3 .....	215
9.1.1	Supplementary A: Geodetic data .....	215
9.1.2	Supplementary B: Radiocarbon method and results .....	216
9.1.2.1	ARTEMIS accelerated mass spectrometer (AMS) methodology for AMS-dated samples .....	217
9.1.2.2	References.....	222
9.1.3	Supplementary C: Basis for the geometric-conceptual model of Late Pleistocene-Holocene uplift.....	222
9.1.3.1	References.....	223
9.1.4	Supplementary D: Uplift rate estimations .....	225
9.1.4.1	References.....	228
9.2	Anexos Capítulo 4 .....	229
9.2.1	Modelos de aceleración sísmica .....	229
9.2.1.1	Escenarios de aceleración sísmica para el Sistema de Fallas Mejillones y su posible correlación con efectos secundarios de origen geológico y geomorfológico presentes en la plataforma continental.....	229
9.2.2	Bibliografía.....	235
9.3	Anexos Capítulo 5 .....	237
9.3.1	Mecanismos que funcionarían a escala local de la Península de Mejillones .....	237
9.3.1.1	Estructura hidratada en la placa oceánica .....	237
9.3.1.2	Subducción de anomalías batimétricas: montes submarinos ( <i>seamounts</i> ).....	239
9.3.1.3	Presencia de una falla fuera de secuencia ( <i>splay fault</i> ) costa afuera de la Península de Mejillones .....	240
9.3.2	Mecanismos que funcionarían a escala regional en el norte de Chile .....	242

9.3.2.1	Cambio en el ángulo de subducción.....	242
9.3.2.2	Distribución espacio-temporal aleatoria de terremotos al largo plazo (clusters).... .....	243
9.3.2.3	Mayor acoplamiento entre las placas tectónicas .....	245
9.3.2.4	Aumento en la tasa de convergencia de las placas .....	248
9.3.3	Mecanismos que actuarían a escala local y/o regional .....	249
9.3.3.1	Generación de escamas tectónicas ( <i>tectonic slices</i> ) dentro de un dominio sismogénico condicionalmente estable .....	249
9.3.3.2	Erosión tectónica en una cuña de Coulomb, .....	251
9.3.4	Bibliografía.....	254
9.4	Participación en congresos y <i>workshops</i> .....	261

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Rebote elástico para el caso de una zona de subducción. Antes del evento el contacto de interplacas se encuentra acoplado, deformando preferentemente la placa cabalgante, lo que genera un abombamiento por acortamiento en ésta. Al momento de ocurrir el terremoto, el *strain* elástico se libera repentinamente produciendo una relajación (extensión) de la placa cabalgante que conlleva a una subsidencia casi instantánea (esquema extraído de Leonard *et al.* (2004)... 3
- Figura 2.** Ciclo sísmico completo para el segmento del Maule. Lo terremotos de referencia son el de 1835 y 2010 CE. La tasa de recuperación intersísmica (subsidencia) no logra contrarrestar la totalidad del alzamiento cosísmico generado durante 1835 CE (extraído de Wesson *et al.*, 2015). ..... 4
- Figura 3.** Comparación del periodo cosísmico e intersísmico entre una subducción tipo chilena y japonesa. En a) se observa una deformación completamente elástica con recuperación total del cosísmico durante el intersísmico. En cambio en b) la deformación durante el cosísmico se recupera de forma no-lineal durante el intersísmico, generando subsidencia en la costa. Este último modelo propone un importante alzamiento postsísmico para tratar de explicar las observaciones geológicas de alzamiento en la costa del segmento del terremoto de 2011 de Tohoku-Oki (esquema extraído de Ikeda, 2012). ..... 5
- Figura 4.** Modelos de *slip* cosísmico para el terremoto de Valdivia  $M_w$ 9,5 de 1960 CE propuestos por Moreno *et al.* (2009). Se puede observar que los mayores deslizamientos se encuentran costa afuera lo que produjo una subsidencia en gran parte del borde costero de la zona afectada. .... 6
- Figura 5.** Contexto tectónico en la península de Arauco e isla Santa María. Se observa como una *splay fault* de vergencia este contribuiría en el alzamiento de dicha isla (extraído de Jara-Muñoz *et al.*, 2015)..... 8
- Figura 6.** Contexto tectónico de la Península de Mejillones, la cual se caracteriza por su forma simétrica que interrumpe la tendencia N-S de la línea costera del norte de Chile. La Falla Mejillones (MF en la figura) es la estructura más importante. En la parte norte de la PM, esta estructura delimita el Horst Morro Mejillones hacia el oeste, en donde destaca la presencia de varias terrazas de abrasión marina, y el Hemi-graben Pampa Mejillones hacia el este, en donde desataca la presencia de paleolíneas de costas subparalelas a la línea de costa actual (extraído de Cortés *et al.*, 2012). ..... 10
- Figura 7.** *Gap* (ausencia) del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile. En rojo la zona donde el GECNC está presente; en celeste la zona donde el GECNC no se encuentra desarrollado; en verde la franja latitudinal correspondiente a una gran anomalía morfoestructural, la cual abarca desde la costa del antearco hasta la región del altiplano andino (ver detalle en el texto; modificado de Armijo y Thiele, 1990). ..... 12
- Figura 8.** Geodinámica interna de la Península de Mejillones según Sallares y Ranero (2005). Se observa cómo la erosión tectónica basal (von Huene *et al.*, 2003) afectaría la geodinámica del margen continental de la Península de Mejillones..... 14
- Figura 9.** Deformación cortical permanente debido a la acumulación de *stress* aportado por los ciclos sísmicos de subducción. En la figura de la izquierda, se puede observar cómo cada terremoto de subducción aumenta el *stress* en las fallas normales localizadas en la corteza superior, mientras, que el intersísmico no es suficiente para descargar las fallas; por lo tanto, el cambio de *stress* de Coulomb positivo para fallas normales durante el cosísmico de terremotos de subducción  $|a|$ , es mayor que el cambio de *stress* negativo durante el intersísmico  $|b|$  (modificado de Delouis *et al.*, 1998). En la figura de la derecha, se puede observar que para que el cambio de *stress* de Coulomb sea positivo en las fallas normales ubicadas en la corteza



superior, el máximo deslizamiento del terremoto de subducción debería localizarse costa afuera de la PM (modificado de Cortés-Aranda <i>et al.</i> , 2015).....	16
<b>Figura 10.</b> Perfiles acústicos (12 kHz) en la Bahía de Mejillones. Sección transversal a la prolongación submarina de la Falla Mejillones, en donde se puede observar el escarpe de falla y, en color naranja, los depósitos de <i>slump</i> . El testigo GC3 arrojó edades radiocarbono de 2350 ± 40 y 2290 ± 30 cal BP que se correlacionan con un último gran evento ocurrido en la hemigraben (extraído de Vargas <i>et al.</i> , 2011b).....	17
<b>Figura 11.</b> En la parte superior izquierda se observa el lineamiento magnético interpretado como una falla transformante inactiva (MFZ). En la parte inferior izquierda se observa la distribución de tres perfiles (P1, P2 y P3) realizados en la Península de Mejillones. En la figura de la derecha se presentan los tres perfiles distribuidos de norte a sur (arriba hacia abajo), en donde se observa mayor sismicidad de interplaca, intraplaca y cortical inferior en la parte norte de la Península de Mejillones (modificado de Pastén-Araya <i>et al.</i> , 2018).....	18
<b>Figura 12.</b> A la izquierda se observa que a partir del Pleistoceno habría comenzado un alzamiento generalizado del borde costero de los Andes Centrales (extraído de Cliff y Hartley, 2007). A la derecha se observa que mientras en la parte sur de la Península de Mejillones el alzamiento ha ido decayendo con el tiempo hasta hacerse cero, en la parte norte, el alzamiento se habría mantenido constante para los últimos 400 kyr (extraído de Victor <i>et al.</i> , 2011).....	22
<b>Figura 13.</b> Ubicación del área de estudio (recuadro verde) y sus principales vías de acceso. a) El área de estudio (recuadro verde) se encuentra inmediatamente al sur del gap sísmico del Norte Grande de Chile. b) Las principales vías de acceso y toponimia del área de estudio.....	25
<b>Figura 14.</b> Mapa geológico del área de estudio. La parte occidental ( <i>horst</i> Morro Mejillones) de la Península de Mejillones se encuentra dominada por unidades metamórficas e intrusivas. Por otro lado, la parte central ( <i>hemigraben</i> Pampa Mejillones) se encuentra dominada por unidades semi-consolidadas y no consolidadas correspondientes a depósitos marino y de ambiente litoral. En la parte oriental (Cordillera de la Costa), dominan unidades intrusivas y extrusivas. Modificado a partir de las Cartas de Mejillones y la Península de Mejillones del SERNAGEOMIN (Cortés <i>et al.</i> , 2007). .....	27
<b>Figura 15.</b> Afloramientos de la Formación La Portada en el área de estudio. a) Vista panorámica hacia el sur de la Cuenca del Tiburón, ubicada en la parte central de la PM. b) Vista hacia el oeste de la Formación La Portada siendo basculada por la Falla Caleta Herradura, ubicada en la localidad homónima. c) Vista hacia el este de la Formación La Portada en Caleta Herradura. d) Calita en labores abandonadas en el sector de Cuenca del Tiburón, en donde se observan limos con laminación centimétrica. e) En el sector de La Rinconada la Formación La Portada aflora con estratos que mantean unos 30°E (pliegue de arrastre), subyaciendo en discordancia angular a depósitos litorales cuaternarios, destacando la presencia de un conglomerado bioclástico basal. ....	29
<b>Figura 16.</b> Depósitos marinos cuaternarios. a) Nivel de coquinas con <i>trachycardium sp</i> en la parte más alta de la Pampa Mejillones (~200 m s.n.m.). b) Pared oeste de una trinchera localizada en la Pampa Mejillones en donde se pueden observar niveles de arena con laminación subhorizontal y cruzada y restos de conchas, en la parte inferior, y sobreyaciendo a ésta en discordancia de erosión coquinas y niveles de gravas imbricadas hacia el norte con ángulos de 10°–20°, en la parte superior. c) Parte frontal de la misma trinchera, en donde se puede apreciar con detalle como las coquinas de la parte superior presentan una terminación basal en <i>downlap</i> con las arenas subhorizontales de la parte inferior, lo cual indica la naturaleza regresiva de la secuencia. ....	30
<b>Figura 17.</b> Estructuras frágiles mayores del área de estudio. Se observan fallas con cinemática extensional, las cuales representan los movimientos más recientes del SFA. FLP: Falla La Rinconada; FCB: Falla Caleta Bandurrias; FCH: Falla Caleta Herradura.....	32

<b>Figura 18.</b> Principales rasgos morfoestructurales y unidades geomorfológicas en la Península de Mejillones. Se observan rasgos morfoestructurales mayores en la península, así como en su porción sumergida (González, 2013), correspondientes a <i>horst</i> y <i>hemi-graben</i> . En la parte norte, se puede observar la presencia del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile (GECNC). En los <i>horst</i> predominan las terrazas de abrasión marina; en cambio, en los <i>hemi-graben</i> predominan los paleocordones litorales. Nótese el mayor predominio tanto de terrazas de abrasión como de paleo-cordones litorales y escarpes costeros, en la parte septentrional de la península, comparado con su parte meridional. HPM: Hemi-graben Pampa Mejillones; HMM: Horst Morro Mejillones; HMJ: Horst Morro Jorgino; HCH: Hemi-graben Caleta Herradura; HCB: Hemi-graben Caleta Bandurrias; HMm: Horst Morro Moreno; HPA: Hemi-graben Pampa Aeropuerto. Imagen satelital Aster de 30x30 m.....	35
<b>Figura 19.</b> Unidades geomorfológicas características de la Península de Mejillones. a) Terrazas de abrasión marina en Horst Morro Mejillones. b) Terrazas de abrasión marina en la parte septentrional de Horst Morro Mejillones (Punta Angamos). c) Vista hacia el sur de Caleta Herradura. Se puede observar como el escarpe costero bascula hacia la Falla Caleta Herradura. d) Escarpe costero activo en el sector de La Rinconada. Además, se observa depósitos aluviales que bajan del frente de montaña, los cuales son cortados por la Falla Mejillones. e) Escarpe costero inactivo presente en el sector de Playa Grande. A diferencia del escarpe del sector La Rinconada, éste se encuentra totalmente cubierto por depósitos eólicos. f) Vista hacia el norte del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile. En la base del escarpe se pueden observar terrazas marinas emergidas. ....	36
<b>Figura 20.</b> Frecuencia de eventos aluviales en los últimos 40 ka BP, para el norte de Chile y sur de Perú (extraído de Vargas <i>et al.</i> , 2006). ....	38
<b>Figura 21.</b> Recopilación de curvas del nivel relativo del mar para el Pleistoceno Superior-Holoceno. Las curvas que abarcan todo el periodo de tiempo se basan en los estudios que aparecen en la parte inferior de la figura. La alta densidad de curvas que se observan para el periodo del MIS 3 corresponden a la recopilación de curvas confeccionadas por Siddal <i>et al.</i> (2008). ....	40
<b>Figura 22.</b> Límites superiores del nivel relativo del mar durante el MIS 3. La franja en gris corresponde al nivel del mar, y sus respectivos errores superior e inferior, entre 35–50 ka BP, realizado por Pico <i>et al.</i> (2016) .....	41
<b>Figura 23.</b> Afloramientos de depósitos litorales alzados en sector La Rinconada, ubicados al oeste de la ciudad de Mejillones. a) Escarpe costero con vista hacia la ciudad de Mejillones. b) Escarpe costero con vista hacia la Falla Mejillones. c) Presencia de depósitos aluviales hacia el techo del escarpe costero. d) Afloramiento de tres unidades sedimentarias principales en el escarpe costero. e) Detalle de los depósitos litorales que afloran en la cara del escarpe costero. f-g) Detalle de e), en donde se pueden observar restos de conchas y bivalvos en posición de vida. ....	44
<b>Figura 24.</b> <i>Malver Martesizer 2000</i> . Se puede observar el equipo que realizó el análisis granulométrico láser. Consiste en un tanque en donde se agrega el líquido y el sedimento, el cual se conecta mediante tubos, por donde pasan los granos, hacia el equipo láser en donde se produce la refracción del haz al tocar los granos. El control del equipo y procesamiento de los datos se realiza a través del <i>software</i> operado desde el PC contiguo.....	45
<b>Figura 25.</b> Curvas de distribución de tamaños granulométricos. a) Compilado de curvas correspondientes a las 6 muestras obtenidas desde los paleo-cordones litorales de Pampa Mejillones. b) curvas individuales correspondientes a las 9 muestras obtenidas desde el escarpe costero del sector La Rinconada.....	47

<b>Figura 26.</b> Curva de decaimiento exponencial del isótopo de $^{14}\text{C}$ . El límite de datación práctica del radiocarbono se encuentra en torno a 50 ka BP. Más allá de este límite se usan diferentes técnicas para obtener edades más viejas (modificado de Walker, 2005). .....	49
<b>Figura 27.</b> Curva de calibración de edades convencionales de radiocarbono. Se puede observar que la curva de calibración para los primeros miles de años tiene menor desviación estándar. Además, se puede ver que a partir de 42 ka BP comienza una mayor variabilidad de las edades de radiocarbono (Fairbanks <i>et al.</i> , 2005).....	52
<b>Figura 28.</b> Localización de los tracks GPS. Además, se muestran la localización de las estaciones. ....	55
<b>Figura 29.</b> Posición Punto a través de GPS diferencial. Se necesita conectar, al menos, a 3 satélites en órbita para determinar la posición de un punto en la superficie de la Tierra. ....	56
<b>Figura 30.</b> Elipsoide vs. Geoide. La altura ortométrica se determina mediante la diferencia entre las alturas del elipsoide y geoide. En la Península de Mejillones el geoide debería encontrarse sobre el elipsoide. ....	57
<b>Figura 31.</b> Campaña geodética para determinar las “oscilaciones del geoide” en Pampa Mejillones. Ésta se realizó con la colaboración del Dr. Gabriel Álvarez del Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática de la Universidad de Antofagasta.....	57
<b>Figura 32.</b> Posición de puntos de control. Estos se distribuyeron a lo largo y ancho de Pampa Mejillones.....	58
<b>Figura 33.</b> Datos obtenidos mediante GPS diferencial, perfiladores acústicos y sondeos submarinos. Los puntos rojos corresponden a la campaña GPS del año 2002; los puntos violetas a los perfiles trigonométricos tomados en el año 2014; los puntos amarillos a los sondeos costeros de la Carta Náutica del SHOA; los puntos verdes a los datos batimétricos adquiridos por Vargas <i>et al.</i> (2005) y reprotados por Becerra (2007); y los puntos azules a los datos batimétricos adquiridos por González (2013).....	60
<b>Figura 34.</b> Perfiles comparativos entre los datos interpolados y originales. a) Perfil N-N´ trazado en dirección O-E. Nótese la gran diferencia que existe entre los datos interpolados y originales. b) Perfil P-P´ trazado en dirección N-S. Los datos interpolados y originales se ajustan de manera relativamente correcta. ....	62
<b>Figura 35.</b> Sitios morfoestratigráficos. a) Sector de Playa Grande en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 7 y hasta 21 m s.n.m. b) Sector de playa La Rinconada (distal a la FM), en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 2 y hasta 10 m s.n.m. Sector de playa La Rinconada (proximal a la FM), en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 2 y hasta 5 m s.n.m. d) Sector Punta Lobería, en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a 4 y 12 m s.n.m.....	66
<b>Figura 36.</b> Características de los depósitos de tsunamis y tormentas. En la parte superior se pueden observar las características geométricas y de distribución de los dos tipos de depósitos. En la parte inferior se muestran las facies sedimentarias ideales para ambos casos. Extraído de Morton <i>et al.</i> (2007).....	67
<b>Figure 37.</b> Regional seismotectonic setting of the Mejillones Peninsula showing the rupture areas of the last historic megathrust earthquakes and the major northern Chile seismic gap. Color lines depict the slip distribution in centimeters for the last historic earthquakes, taken from Ruiz <i>et al.</i> (2014): the 1995 Antofagasta, 2007 Tocopilla, 1967 Tocopilla and 2014 Iquique and Pisagua events. The dashed red line corresponds to the hypothetical rupture of the 1877 large tsunamigenic megathrust earthquake, with a southern edge beneath the northern Mejillones Peninsula. Convergence rate given according to Angermann <i>et al.</i> (1999). ....	88
<b>Figure 38.</b> Geodynamic and morphotectonic setting of the Mejillones Peninsula at the southern edge of the northern Chile seismic gap showing the location of MIS3 outcrops. (a) Geological configuration of the northern MP showing subaerial and submarine tectonic features (Cortés <i>et</i>	

al., 2007; Vargas et al., 2005; 2011a). MF limits tectonic blocks of Morro Mejillones horst and Pampa Mejillones half-graben. Dark blue lines depict the location of uplifted paleo-beach ridges associated with MIS 5e and MIS 11 (Ortlieb et al., 1996a; Herm, 1969). C1, C2, C3 and C4 indicate the location of outcrops of MIS 3, including the mean calibrated radiocarbon ages (BP) obtained in this work from littoral deposits. (b) Seismotectonic setting of Mejillones Peninsula. Dots correspond to the 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla earthquake aftershocks occurring to the north (red) and south (blue) of the seismotectonic section (Fuenzalida et al., 2013)..... 89

**Figure 39.** Microstructure of the outer calcitic layer (SEM images) of samples MG9927-a (a-d) and MG9927-b (e-f). XRD spectra of the outer (g) and inner (h) layer of shell samples with mineralogical reference from the PDF database for calcite (red bars) and aragonite (blue bars). The asterisk (\*) indicates the diffraction peak due to the sample holder. .... 90

**Figure 40.** Time series of geodetic observations from the GPS antenna located in MP (see Fig. 2) following the deep-moderate 2007 Tocopilla earthquake. (a) North, east and up time series of geodetic data from 2007 to 2016. The red lines depict the tendency of the antenna displacements. The largest jump observed in these lines corresponds to the coseismic movements associated with the November 14<sup>th</sup> 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla earthquake. Yellow, blue and green areas correspond to the pre-seismic, post-seismic and interseismic periods, respectively. (b) The interseismic period was considered since 2010, at the end of the post-seismic logarithmic line tendency. Gray dots depict the corrected daily observations from the integrated data collected every 15 seconds. Dashed red lines correspond to linear regressions considering the standard deviations of the data. .... 91

**Figure 41.** Late Pleistocene and Holocene coastal geomorphological features in the western MP and Playa Grande. (a) Punta Lobería area with uplifted marine terraces, littoral deposits and an active coastal cliff. The black line depicts the top of modern littoral deposits, and the white line represents the top of recently uplifted littoral deposits that can be associated with uplifted marine terraces located close to the present-day sea level. (b) Stratigraphic pit dug at the top of the uplifted littoral deposits (Fig. 5a) with boulders and pebbles embedded in sandy matrix, interpreted as a paleo-beach berm or eventually as tsunami deposits. (c) Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig. 5a). The genesis of the uplifted littoral deposits is assumed to be coeval with the formation of the marine terrace located at 1.5 m a.s.l., similar to the modern littoral gravel deposits that are coeval with the modern submerged marine terrace. (d) Playa Grande area showing three escarpments of Late Pleistocene, Holocene and modern ages located at different altitudes. (e) Stratigraphic pit dug on the Holocene coastal scarp cutting the uplifted littoral deposits with sandy layers and shells dated to 3.7 Cal. ka BP. (f) Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig. 5d)..... 92

**Figure 42.** Geomorphological observations of Holocene coastal features at Caleta Michilla. (a) A Holocene marine terrace constituted by uplifted littoral deposits can be observed as embedded on an inactive sea cliff carved on littoral and alluvial layers. A beach 300 m in width composed of mine tailing deposits and modern littoral sediments can be observed. The most conspicuous first-order geomorphic feature on this coastal configuration corresponds to the Great Northern Chile Coastal Scarp (>1 km height). (b) Stratigraphic section showing coquines and laminated sandy layers. (c) Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig 6a). .... 93

**Figure 43.** Mejillones Fault (MF) escarpments and coastal sea cliff at La Rinconada (Fig. 2a). (a) MF escarpments, including conspicuous type 1 triangular facets in a class 1-2 mountain front, indicative of high tectonic activity rate, cutting the continental alluvial deposits (modified from Vargas et al., 2011a). Littoral deposits of MIS 3 are well exposed in outcrops located in the hanging wall and in the footwall of the MF. (b) Schematic profile showing the main geomorphological features cut by the MF. MIS 3 littoral marine sediments (brown color) overlie both Neogene deposits (orange color) on the hanging wall and intrusive rocks of Gabbro San Luciano (purple

color) on the footwall of the MF, respectively, with alluvial deposits located on top (yellow color).

..... 94

**Figure 44.** Stratigraphic and geomorphological context of MIS 3 deposits at La Rinconada in northern MP. (a) Stratigraphic section showing MIS 3 deposits located at La Rinconada on an active sea cliff (Fig. 7a). The white line over the free face of the sea cliff indicates the location of the morphostratigraphic profile. (b) Morphostratigraphic profile showing MIS 3 littoral deposits and calibrated radiocarbon ages (BP) (C1 see Fig. 2a; Fig. 7a). (c) Sea level position during the MIS 3 compiled from Cabioch and Ayliffe (2001) and Siddall et al. (2008). The green line depicts the reconstructed sea level curve from Arz et al. (2007), and the blue line denotes the sea level curve from Pico et al. (2016). The red range to the left side of the sea level curves depicts the highest frequency range obtained from our calibrated radiocarbon ages. .... 95

**Figure 45.** Geometric conceptual models for the Late Quaternary uplift history at the La Rinconada area. (a-c) Uplift history considering the sea level curve from Arz et al. (2007). (d-f) Uplift history considering the sea level curve from Pico et al. (2016). The vertical dashed lines 1, 2 and 3 correspond to the inferred inner edges of the Holocene, MIS3, and MIS5c (or 5a) transgressions. .... 96

**Figure 46.** Coseismic and long-term uplift for the northern Mejillones Peninsula. (a) Co-seismic uplift experienced by the northern MP (red line) from modeling the 2007 Tocopilla earthquake coseismic slip. The locations of Playa Grande (PG), La Rinconada (LR), Punta Lobería (PL), Mejillones Fault (MF) and Salar del Carmen Fault (SCF) are indicated. The minimum coseismic uplift during the 1877 earthquake inferred from geological observations at PL is also indicated (see Figs. 5a-c). The blue line depicts the uplift observed in the northern portion of the Arauco Peninsula (AP) during the 2010 Maule earthquake (Vigny et al., 2011). (b) The graph on the left side shows the uplift rate history (red lines) as estimated for the Pampa Mejillones (PM) and Morro Mejillones (MM) tectonic blocks. The graph on the right side shows the PM uplift rates (red lines) inferred for the last 400 ka (Ortlieb et al., 1996a), 125 ka (Victor et al., 2011) and 44 ka (this work). Dashed blue lines depict the uplift rates estimated for Arauco Peninsula and Santa Maria Island for the last 125 and 53 ka, respectively (Jara-Muñoz and Melnick, 2015; Jara-Muñoz et al., 2015). .... 97

**Figura 47.** Mapas mostrando el contexto tectónico, geomorfológico y geológico del área de estudio. a) La Península de Mejillones corresponde a un gran rasgo morfoestructural subaéreo y anómalo, el cual se encuentra más cercano a la fosa tectónica (75 km) que cualquier otro rasgo costero localizado en el margen continental del norte grande de Chile, en donde la placa de Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana. Las presentes en la Península de Mejillones, y alrededores, presentan cinemática normal en su totalidad y corresponden a estructuras heredadas correspondientes al Sistema de Fallas Atacama. MF: Falla Mejillones; MFS: Sistema de Fallas Mejillones; PYF: Falla Punta Yayas; CHF: Falla Caleta Herradura; CBF: Falla Caleta Bandurrias; LRF: Falla La Rinconada; FA: Falla Aeropuerto; MTF: Falla Mititus; SCF: Falla Salar del Carmen. b) Este gran rasgo morfoestructural se encuentra constituido por rasgos morfoestructurales supeditados a éste correspondientes a *horst* y *hemigraben*, tanto subaéreos como submarinos. Se puede notar que el desarrollo de terrazas de abrasión marina, delimitadas por escarpes, ocurre preferentemente sobre la superficie de los *horst*, mientras que los paleo-cordones litorales sobre la superficie de los *hemigraben*. HMM: Horst Morro Mejillones; HMJ: Horst Morro Jorgino; HMm: Horst Morro Moreno; HPM: Hemigraben Pampa Mejillones; HCH: Hemigraben Caleta Herradura; HCB: Hemigraben Caleta Bandurrias; HPA: Hemigraben Pampa Aeropuerto. c) Las unidades geológicas más antiguas reconocidas en la Península de Mejillones, correspondientes a complejos metamórficos del Paleozoico, se encuentran presentes en los *horst*, mientras que las unidades geológicas más jóvenes, en su mayoría correspondientes a depósitos litorales del Pleistoceno, se encuentran presentes en los *hemigraben*. Mapa geológico modificado a partir de

la Carta Geológica de Mejillones, con una escala de mapeo 1:100.000 (SERNAGEOMIN; Cortés et al., 2007).....	103
<b>Figura 48.</b> Representación en superficie de las estructuras reconocidas a partir de los perfiles de reflexión sísmica. Los círculos azules corresponden a las estructuras reconocidas mediante el perfilador acústico Bathy 2010 (3,5 kHz) y las cruces verdes a las reconocidas mediante Bathy 2000 (12 kHz). .....	107
<b>Figura 49.</b> A la izquierda se observa la segmentación N-S del escarpe de la Falla Mejillones en cuatro partes iguales; las diferentes áreas coloreadas representan la cara del escarpe en los distintos segmentos. Al centro se muestran los perfiles <i>swath</i> para cada segmento del escarpe de la Falla Mejillones; las máximas alturas topográficas son representadas por curvas de color púrpura, las mínimas alturas topográficas por curvas de color verde y las alturas topográficas medias por curvas de color negro. A la derecha se exponen los perfiles de pendiente para cada segmento, siendo los puntos negros los datos de pendiente y las líneas rojas la media de los datos de pendiente. ....	108
<b>Figura 50.</b> A la izquierda se observa el mapa la parte norte de la Península de Mejillones destacando elementos geomorfológicos y estructurales; además de edades obtenidas para el Cuaternario según diversos autores. A la derecha se muestran los datos de altura correspondiente a los paleo-cordones litorales localizados en Pampa Mejillones, con la ubicación del quiebre en el basculamiento en algunas de ella, y la localización de la Falla Mejillones y fallas secundarias sintéticas y antitéticas a ésta. Cada uno de los perfiles presenta su ecuación de la regresión lineal y coeficiente de correlación. VO: Desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejillones para cada segmento de paleo-cordones litorales; se tienen los desplazamientos mínimos, máximos, promedio y para la regresión lineal, con las abreviaciones Min, Max, Mean y LR, respectivamente. ....	114
<b>Figura 51.</b> A la izquierda se observan el <i>hemigraben</i> Pampa Mejillones, fallas secundarias antitéticas y sintéticas la Falla Mejillones, discordancias mayores entre paleo-cordones litorales o <i>scars</i> y la distribución de los perfiles <i>swath</i> . A la derecha se muestran los perfiles <i>swath</i> y sus respectivos perfiles de pendiente. Los números en los perfiles <i>swath</i> representan la ubicación de los <i>scars</i> presentes en el mapa.....	116
<b>Figura 52.</b> Información topográfica de los diferentes rasgos estructurales presentes en la Pampa Mejillones. La segmentación que se observa en la parte superior de la figura (S, SC, NC y N) corresponde a la segmentación realizada a partir del escarpe de la Falla Mejillones (Figura 51). La línea azul corresponde al techo del escarpe acumulado de la Falla Mejillones; la línea negra a la traza de la Falla Mejillones; la línea roja segmentada al límite del área basculada hacia el oeste por la Falla Mejillones en Pampa Mejillones; la línea roja a la altura topográfica más baja para cada paleo-cordón litoral ubicado en Pampa Mejillones; el área en rojo corresponde al desplazamiento vertical acumulado mínimo para la Falla Mejillones a lo largo de su traza; por ultimo, el área en Amarillo corresponde al sector en donde se localiza la rampa de relevo de la Falla Mejillones; nótese que el sector de la rampa de relevo concuerda con un quiebre abrupto en las Alturas topográficas más bajas, generándose un aumento en el desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejillones. Las sinuosidades del escarpe acumulado de la Falla Mejillones representan incisiones generadas por quebradas; nótese que estas incisiones son más marcadas en la parte norte del perfil. Las sinuosidades de la traza de la Falla Mejillones se deben a las superficies irregulares convexas que generan los distintos abanicos aluviales que son cortados por la falla. ....	118
<b>Figura 53.</b> En el mapa los círculos azules representan la ubicación de los perfiles costeros. En los gráficos se representan los perfiles de los escarpes costeros; los recuadros azules representan los puntos de control en donde se tomó el dato de altitud. ....	120

<b>Figura 54.</b> A la derecha, se observa un mapa que muestra la batimetría del fondo marino de la plataforma continental ubicada al norte de la Península de Mejillones, sobre el cual se han dispuesto los perfiles <i>swath</i> E-O. A la izquierda, se observan los perfiles <i>swath</i> y sus respectivos perfiles de pendiente. MF: Falla Mejillones; F: falla; H: horst; LGMP: plataforma marina del último máximo glacial; SB: quiebre plataforma continental; SL: remoción submarina.....	123
<b>Figura 55.</b> A la derecha, se observa el mapa que muestra la batimetría del fondo marino de la plataforma continental ubicada al norte de la Península de Mejillones, sobre el cual se han dispuesto los perfiles <i>swath</i> N-S. A la izquierda, se observan los perfiles <i>swath</i> y sus respectivos perfiles de pendiente. F: falla; H: horst; LGMP: plataforma marina del último máximo glacial; SB: quiebre plataforma continental; SL: remoción submarina.....	124
<b>Figura 56.</b> A la derecha se observa el mapa con la batimetría de la plataforma de abrasión marina labrada hace 20 ka (LGMP). En la parte inferior del mapa se muestra un perfil A-A' correspondiente al <i>inner-edge</i> de la LGMP. A la izquierda se observan los perfiles de reflexión sísmica a partir de los cuales se definió el <i>inner-edge</i> de la LGMP. Los perfiles Horn-10, Pen-12, Pen 1a1 y Pen-2 fueron obtenidos mediante la ecosonda Bathy 2010; por otro lado, los perfiles 1123-02, 1122-01 y 1125-01 fueron obtenidos mediante la ecosonda Bathy 2000. Las líneas de color violeta corresponden a la prolongación de la superficie de erosión con marcados y diferentes valores de pendiente que marca el límite ente el substrato acústico subhorizontal y el substrato acústico deformado; el círculo naranja en los perfiles corresponde a la intersección de estas dos rectas de diferente pendiente, dando como resultado la posición en el substrato del <i>inner-edge</i> de la LGMP.....	127
<b>Figura 57.</b> Mapa de las estructuras y geofomas asociadas a estas, reconocidas en el área de estudio, así como la distribución de los perfiles de reflexión sísmics. Cada uno de los perfiles se encuentran repetidos con el fin de mostrar una versión con los datos crudos y otra interpretada. ....	132
<b>Figura 58.</b> Gráfico de alzamiento acumulado de la Pampa Mejillones y deslizamiento acumulado de la Falla Mejillones, para los último $790 \pm 30$ ka. La línea segmentada azul aislada corresponde a la tasa de alzamiento para los últimos 820 ka. El polígono azul corresponde al error en la tasa de alzamiento para cada ventana de tiempo (820-200, 200-44, 44-20 y 20-0 ka); nótese el aumento exponencial en la tasa de alzamiento a medida que el tiempo avanza. El polígono rojo al error en la tasa de desplazamiento de la falla y el área achurada de color naranja corresponde al alzamiento neto del <i>hemigraben</i> Pampa Mejillones, sustrayendo el desplazamiento de la Falla Mejillones. Destaca el hecho de que la aceleración en la tasa de alzamiento es coetánea con la aceleración de la tasa de deslizamiento de la falla. Sólo para los últimos 20 ka se produce una leve desaceleración tanto para la tasa de alzamiento como para la tasa de deslizamiento de la falla.....	136
<b>Figura 59.</b> Contexto tectónico y batimétrico que muestra en superficie las grandes zonas que estarían siendo afectadas por procesos de alzamiento y subsidencia en el área de estudio, al menos desde el Pleistoceno, las cuales se interconectarían a través de una zona de transición (polígono achurado) que marcaría el quiebre de la plataforma continental, y con ello el comienzo del alzamiento, en su borde oriental, y el comienzo sostenido de colapso gravitarorio por erosión tectónica, y con ello el comienzo de la subsidencia, en su borde occidental. La parte inferior de la zona de transición se interpreta de acuerdo a cambios en el espaciamiento que ocurren entre las isóbatas. La zona de transición correspondería a una superficie en donde puede ocurrir alzamiento y subsidencia, aunque la subsidencia estaría controlada por esfuerzos distensivos responsables de los colapsos gravitacionales (remociones en masa) producidos el aumento abrupto de la pendiente del quiebre de la plataforma continental, debido a un alzamiento acelerado, el cual sería el factor condicionante de primer orden. Notar como la zona de transición se angosta hacia el sur. ....	144

**Figura 60.** Posible control en la evolución del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile mediante una falla normal submarina a escala regional. La imagen de la izquierda muestra falla normal submarina interpretada y su posible localización a lo largo de la costa. Esta falla sería la continuación norte de la Falla Punta Yayes. Las imágenes del medio muestran los tracks de perfiles sísmicos que sustentan esta hipótesis mediante evidencias submarinas. Las imágenes a la derecha corresponden a los perfiles de reflexión sísmica que evidencian escarpes submarinos y remociones submarinas asociadas costa afuera de Pisagua e Iquique, las cuales correlacionamos con los rasgos geomorfológicos observados costa afuera de Punta Yayes. 146

**Figura 61.** a) Aumento a una escala de tiempo de corto plazo a partir de la escala de tiempo de largo plazo en donde se observa el alzamiento acelerado no lineal. b) Modelos de tiempo predecible para la PM los cuales podrían arrojar falsos ajustes debido a la falta de información sísmica. c) Modelo de ruptura sísmica (modificado de Philibosian y Meltzner, 2020) que se ajustaría mejor para la zona de la PM. d) La PM se encontraría dentro de un contexto de superciclos sísmicos, al igual como otras regiones del planeta (modificado de Salditch *et al.*, 2020).

..... 168

**Figura 62.** a) Cambio de *stress* de Coulomb para un terremoto de subducción que presenta mayor deslizamiento costa afuera de la PM, observándose como las fallas normales se cargan (modificado de Cortés-Aranda *et al.*, 2015). b) Crecimiento de dúplex antiforales por *underplating* tectónico, lo cual genera un alzamiento forzado, exhumación de rocas profundas y desarrollo de fallas normales en superficie (modificado de Menant *et al.*, 2020). c) Crecimiento vertical de una cuña continental por *underplating* tectónico, la cual llega a un estado de inestabilidad que genera extensión en superficie por flujo lateral (modificado de vanDinther *et al.*, 2012). .... 170

**Figura 63.** Evidencias de alta sismicidad y contrastes de velocidades sísmicas, a partir de perfiles tomográficos en la parte basal de la corteza continental, proyectadas en superficie entre la línea de costa y la Cordillera de la Costa. a) Perfil de reflexión sísmica oeste-este (que abarca desde la fosa tectónica hasta la Precordillera) localizado al sur del Salar Grande, en el cual se observan zonas de alta reflectividad que coinciden con zonas de alta sismicidad (Boch *et al.*, 2014). b) Perfil tomográfico  $V_p$  y  $V_p/V_s$  oeste-este, localizado en la parte norte de la Península de Mejillones, en el cual se observa una zona de alta sismicidad que coincide con una zona de alto  $V_p/V_s$  (Pastén-Araya *et al.*, 2018). Perfil tomográfico  $V_p$  y  $V_p/V_s$  oeste-este, localizado a 30 km al sur del río Limarí, Región de Coquimbo, en el cual se observa una zona de alta sismicidad en la base de la corteza continental ubicada sobre una zona con un alto índice  $V_p/V_s$  en el *slab* (Comte *et al.*, 2019). .... 173

**Figura 64.** Evolución temporal de movimientos verticales en la costa. a) Se observa la variación vertical de la costa con respecto al nivel del mar, la cual se asemeja a una longitud de onda a escala de millones de años, con una tasa de alzamiento y subsidencia del orden de 1 m/kyr. Dentro de esta gran curva aparece una señal topográfica aparente que se corrige a partir de los cambios eustáticos del nivel del mar (Menant *et al.*, 2020). b) A escala de miles de años, contenida dentro de la señal topográfica aparente, se encuentra una señal correspondiente a los ciclos sísmicos, los cuales también contribuyen a periodos de alzamiento y subsidencia en el corto plazo (Menant *et al.*, 2020). c) Historia del movimiento vertical costero en el sector de Carizalillo, en el extremo sur de la Región de Atacama, para los últimos 16 Myr, en donde al comienzo se observa una importante subsidencia, seguida de un alzamiento y subsidencia de menor relevancia, para luego dar paso a un importante alzamiento a partir de los 2 Ma (Le Roux *et al.*, 2005). Historia de evolución de la tasa de alzamiento en la costa sur de Perú, para los últimos 12 Myr, en donde se alternan periodos de más o menos alzamiento (posibles periodos de subsidencia), en donde destaca un periodo de aceleración del alzamiento que comienza entre 2 y 3 Ma (Regard *et al.*, 2021). .... 174



<b>Figura 65.</b> Muestra las diferencias de velocidades en la cuña mantélica tanto para el norte (simbología roja) como para el sur de Chile (simbología azul). En el norte la cuña tendería a ser más hidratada. Modificado de Comte <i>et al.</i> (2016).....	177
<b>Figura 66.</b> Modelo conceptual a partir del despegue y acreción de escamas tectónicas provenientes del <i>slab</i> . El despegue y acreción se produce en el dominio condicionalmente estable, es decir, en la zona de la cuña mantélica. El alzamiento a largo plazo disminuiría a medida que se aleja de la línea de costa, porque en el dominio condicionalmente estable las asperezas van disminuyendo su tamaño a medida que se aproximan a las partes más profundas del megathrust, en donde comenzaría el dominio completamente asísmico. Por otro lado, sobre el dominio inestable altamente acolplado, la subsidencia a largo plazo (erosión tectónica basal) es más importante en la parte central del dominio, y a medida que se aproxima hacia en el <i>updip</i> y <i>downdip</i> la subsidencia disminuye. ....	182
<b>Figura 67.</b> Modelo conceptual a partir del arrastre de escamas de corrimiento, despegadas desde el frente de la cuña del margen continental por splay faults (fallas fuera de secuencia). El arrastre se generaría en el <i>updip</i> del dominio inestable, en donde el coeficiente de fricción basal sería mayor al coeficiente de fricción interna de la cuña representado por la <i>splay fault</i> más proximal a la fosa tectónica. La acreción de los nappes se produce en el <i>slab</i> inmediatamente sobre el límite del Moho continental, zona que marca el <i>updip</i> del dominio condicionalmente estable. A diferencia del modelo anterior, la subsidencia del margen continental más que producirse por erosión tectónica basal, se genera por un flujo lateral hacia la fosa tectónica debido al vacío volumétrico que deja el arrastre por subducción del <i>nappe</i> . La inestabilidad gravitacional se observa en el borde occidental de la Península de Mejillones a través de remociones en masa, las que coinciden con la presencia de la Falla Punta Yeyes y fallas similares localizadas hacia el sur de ésta, y posiblemente al norte. ....	183
<b>Figura 68.</b> a) En el mapa se observan diferentes sistemas de subducción, los cuales presentan discrepancias en los movimientos verticales para el corto y largo plazo; además se muestran los lugares en donde se ha reportado MIS 3. b) Perfiles <i>swath</i> para varias zonas de subducción (modificado de Menant <i>et al.</i> 2020).....	186
<b>Figure 69.</b> Geodetic time series data from four GPS antenna stations located in the Antofagasta region, for the time period encompassing the 2007 Tocopilla earthquake.....	216
<b>Figure 70.</b> Geodetic time series data from two GPS antenna stations located in the Antofagasta region, for the time period encompassing the 2007 Tocopilla earthquake. ....	216
<b>Figure 71.</b> Histogram showing the radiocarbon age distribution from the total of samples analyzed from La Rinconada (see full text). The frequency distribution evidences two age populations at 38 ka and 44 ka. ....	220
<b>Figure 72.</b> Photos showing some of the shell samples analyzed by radiocarbon AMS and LS methods, and by mineralogical and SEM observations. Samples a, b and c correspond to the same specimen analyzed in detail. ....	221
<b>Figura 73.</b> Los mapas de aceleración sísmica horizontal del suelo muestran las distintas intensidades esperadas para el área de estudio a partir de los peores escenarios propuestos. a) Terremoto de magnitud $M_w7,1$ para el segmento Falla Mejillones. b) Terremoto de magnitud $M_w7,3$ para la activación de los segmentos Falla Mejillones y primer ramal submarino. c) Terremoto de magnitud $M_w7,4$ para la activación de la Falla Mejillones y dos ramales submarinos. d) Terremoto de magnitud $M_w7,5$ para la ativación de la Falla Mejillones y todos los ramales submarinos. Para el último modelo no se consideró la activación del segmento Falla Punta Yeyes.....	234
<b>Figura 74.</b> MFZ, la cual se encontraría actualmente debajo de la parte norte de la PM (modificado de Pastén-Araya <i>et al.</i> , 2018) .....	238

<b>Figura 75.</b> <i>Seamounts</i> subductando costa afuera de Iquique, los cuales habrían contenido la propagación de la ruptura sísmica del Iquique de 2014, según Gerseen <i>et al.</i> (2015). .....	240
<b>Figura 76.</b> <i>Splay fault</i> localizada costa afuera de Antofagasta, reportada por Pastén-Araya <i>et al.</i> (2020). .....	241
<b>Figura 77.</b> Quiebre en el ángulo de subducción con mega-falla normal asociada a la evolución del GECNC, según Contreras-Reyes <i>et al.</i> (2012). .....	243
<b>Figura 78.</b> Diferencias entre la gravedad residual, acoplamiento y fricción basal entre el segmento tectónico de los Andes Centrales y del Sur, según Molina <i>et al.</i> (2021). .....	246
<b>Figura 79.</b> Velocidad de convergencia para los Andes Centrales durante el Cenozoico (modificado de Martinod <i>et al.</i> , 2010). .....	249
<b>Figura 80.</b> Despegue de escamas tectónicas desde el techo de la corteza oceánica, proceso que sería favorecido por la mecánica imperante dentro de una zona condicionalmente estable cercana al Moho continental (modificado de Agard <i>et al.</i> , 2018). .....	251
<b>Figura 81.</b> Durante el ciclo sísmico la cuña puede actuar de forma compresional o extensional. La erosión tectónica sería efectiva cuando la cuña es compresiva y, en la base de la corteza continental, se generan fallas inversas paralelas al <i>decollement</i> y/o tipo <i>splay faults</i> (los dos modelos inferiores de la figura). Posteriormente, el material de la base de la corteza se despegaría durante los terremotos de subducción (modificado de Wang <i>et al.</i> , 2010). .....	253

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Puntos de Control. Se tomaron como estaciones base la del Ministerio de Bienes Nacionales y dos estaciones del Centro Sismológico Nacional: PMEJ y JGRN, ubicados en la ciudad de Mejillones y Morro Jorgino, respectivamente. Las alturas tomadas a partir de la campaña GPS del año 2002 se ajustaron a la ondulación del geoide presente en la Península de Mejillones.....	59
<b>Table 2 and 3.</b> East and North annual velocities for 6 GPS antennas in Antofagasta region, considering fixed South America and the Euler Pole.....	21616
<b>Table 4.</b> Radiocarbon results from this work and available geochronological results from previous work.....	217
<b>Table 5.</b> Percentage of recrystallized aragonite (outer layer) and calcite (inner layer) in samples MG9927.....	220
<b>Table 6.</b> Maximun and minimum uplift rates using Arz et al. (2007) and Siddal et al. (2008) sea-level curves, considering the mean radiocarbon age at La Rinconada.....	226
<b>Table 7.</b> Uplift rates using the Arz et al. (2007) sea-level curve taken at 38 ka.....	226
<b>Table 8.</b> Range of uplift rates using Pico et al (2016) sea-level curve at 44 ka.....	227

# 1 Introducción

Chile es el país más sísmico del mundo –de acuerdo con el total de energía sísmica liberada en los últimos 100 años<sup>1</sup>– y se encuentra expuesto a ser sacudido por importantes terremotos de subducción ( $M_w > 7,0$ ) en cortas ventanas de tiempo ( $\leq 10$  años) (Comte y Pardo, 1991; Ruiz y Madariaga, 2018). Esto ha colocado al país frente a constantes situaciones complejas, que han puesto en tela de juicio la poca legislación, preparación y planes de mitigación por parte del Estado para contrarrestar los efectos adversos que generan este tipo de eventos. Esto nos obliga, como país, a asumir un rol protagónico sobre el tema, no sólo a nivel local, sino también a nivel global. Es así como las diferentes disciplinas que se encargan de investigar los procesos sísmicos y sus impactos en la superficie de la corteza terrestre necesitan avanzar de manera integral en los estudios relacionados con el origen y pronóstico de potenciales terremotos destructivos. Esto último no sería exclusivo para terremotos que se originan en la zona sismogénica de subducción, sino también para aquellos generados por fallas corticales. De esta manera, la información recabada al respecto debiera ser utilizada por los distintos entes gubernamentales y privados encargados de la planificación territorial en particular, así como de la reducción del riesgo de desastres en general.

La necesidad de abarcar la totalidad de los procesos y mecanismos involucrados en la deformación de la superficie y el interior de la corteza es trascendental a la hora de proporcionar evaluaciones del peligro sísmico acertadas, y así lograr anticipar la ocurrencia de terremotos con impacto destructivo en la población, a partir de la determinación de las zonas más proclives a ello. Es así como en esta tesis doctoral se plantean los resultados de la investigación sobre los efectos que generan, a lo largo del tiempo, los terremotos de subducción y fallas corticales en la corteza superior a partir de evidencias morfoestratigráficas, estructurales, sismoestratigráficas y topográficas presentes en el borde costero y plataforma continental de la Península de Mejillones, ubicada en el Norte Grande de Chile, el cual es reconocido como una zona de brecha sísmica en donde el último gran terremoto de magnitud  $M_w \sim 8,8$  ocurrió en 1877 CE. Los registros geológicos son fundamentales para comprender en mejor medida la relación entre el relieve costero y los procesos endógenos que estarían en juego, capaces de gatillar una respuesta en superficie, lo que ocurriría a partir de la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana en la zona sismogénica.

Con esta investigación se pretende lograr contribuciones científicas en torno a:

- El reconocimiento de fallas submarinas activas en la plataforma continental, ubicada inmediatamente al norte de la Península de Mejillones, en la zona de la brecha sísmica (*gap* sísmico) del Norte Grande de Chile.
- La relación espacio-temporal entre las fallas corticales, terremotos de subducción y la evolución de la geomorfología costera del Norte Grande de Chile, contribuyendo a un problema de primer orden en torno a la génesis de grandes rasgos morfotectónicos como es la Península de Mejillones y el Gran Escarpe

---

<sup>1</sup> <https://www.usgs.gov/natural-hazards/earthquake-hazards/earthquakes>

Costero del Norte de Chile (GECNC), un acantilado de cientos de metros de altura y aproximadamente 1000 km de largo, ubicado entre las regiones de Arica y Parinacota, por el norte, y Atacama, por el sur.

- La obtención de la batimetría y cartografía de los principales rasgos tectónicos submarinos y emergidos de la parte norte de la Península de Mejillones, junto con su caracterización geomorfológica. Estos antecedentes contribuirán en la confección de mapas batimétricos de alta resolución en una zona para la cual no se cuenta con información detallada, constituyéndose además en insumos importantes para la modelación del impacto de tsunamis.
- El aporte al desarrollo científico de la neotectónica y la paleosismología, disciplinas emergentes e importantes para nuestro país, ya que en este caso los resultados servirán para evaluar la evolución que han tenido las fallas corticales reconocidas, lo que contribuirá a la determinación del peligro sísmico de la zona.

## 1.1 Marco teórico

### 1.1.1 Antecedentes a partir de las zonas de subducción más importantes del planeta

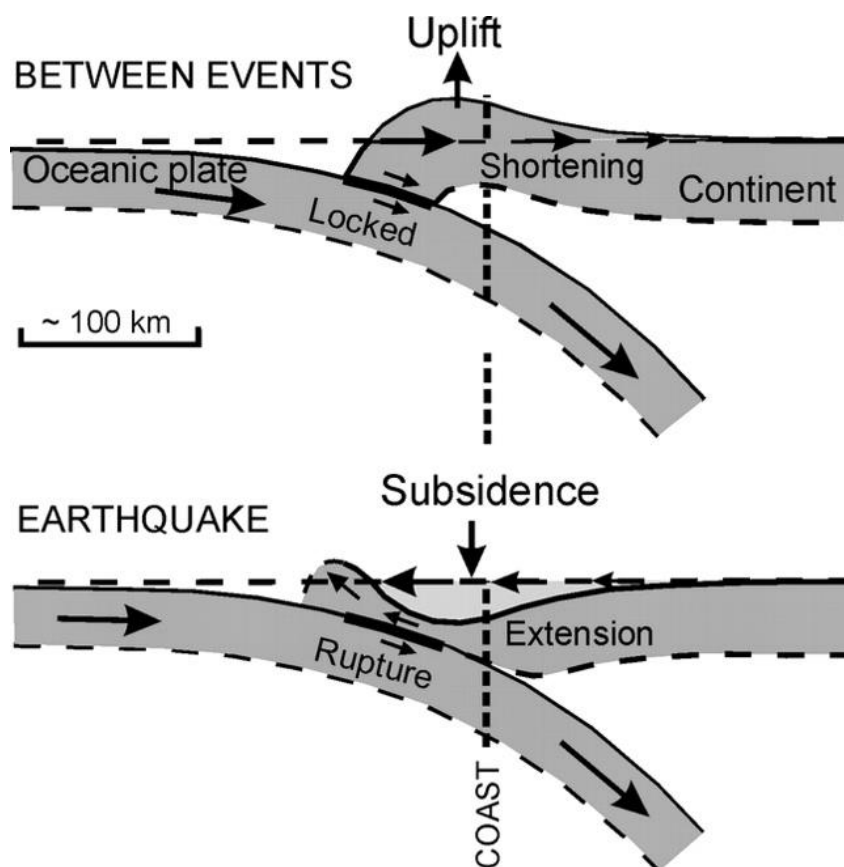
#### 1.1.1.1 Deformación cortical en márgenes continentales activos asociada a grandes terremotos de subducción: relación entre el corto y largo plazo

Desde hace más de 100 años se tiene conocimiento sobre la deformación que sufre la corteza durante un terremoto, tanto en la componente horizontal como vertical. La teoría del “rebote elástico” fue postulada por Reid (1910) luego del destructivo terremoto que afectara en 1906 a la ciudad San Francisco, California. Reid (1910) concluyó que el terremoto implicó un “rebote elástico” de *strain* (deformación de distorsión no rígida) elástico previamente almacenado, el cual fue liberado de manera súbita al momento de ocurrido el evento. Esta teoría implica que la deformación que ocurre en las rocas aledañas a la falla durante el periodo intersísmico debe recuperarse por completo durante el cosísmico (**Figura 1**). El problema de esta teoría radica en que nuevos estudios, como el de Wesson *et al.* (2015), han determinado que la recuperación durante el evento sísmico no es completa, por lo que el rebote no sería totalmente elástico en ciertas áreas. Esto implicaría que un  $\Delta\varepsilon$  (diferencial de deformación) quedaría incorporado de forma permanente en una parte de la placa durante la ocurrencia de cada de cada terremoto.

Durante los últimos 14 años la deformación generada por grandes terremotos de subducción ha podido ser evidenciada de manera notable a través de observaciones geológicas y geodésicas mediante tres eventos de  $M_w \sim 9,0$ , los cuales han afectado a las zonas de subducción con mayor actividad sísmica del planeta (Sumatra-Andamán en 2004, Chile en 2010 y Japón en 2011).

En el caso del terremoto de Sumatra-Adamán de  $M_w 9,2$  (~1300 km en el largo de ruptura), ocurrido el 24 de diciembre de 2004, partes de la costa bajaron y alzaron, con mínimos y máximos que fluctuaron entre -0,5 a 1,5 m (Meltzner *et al.*, 2006; Smet *et al.*,

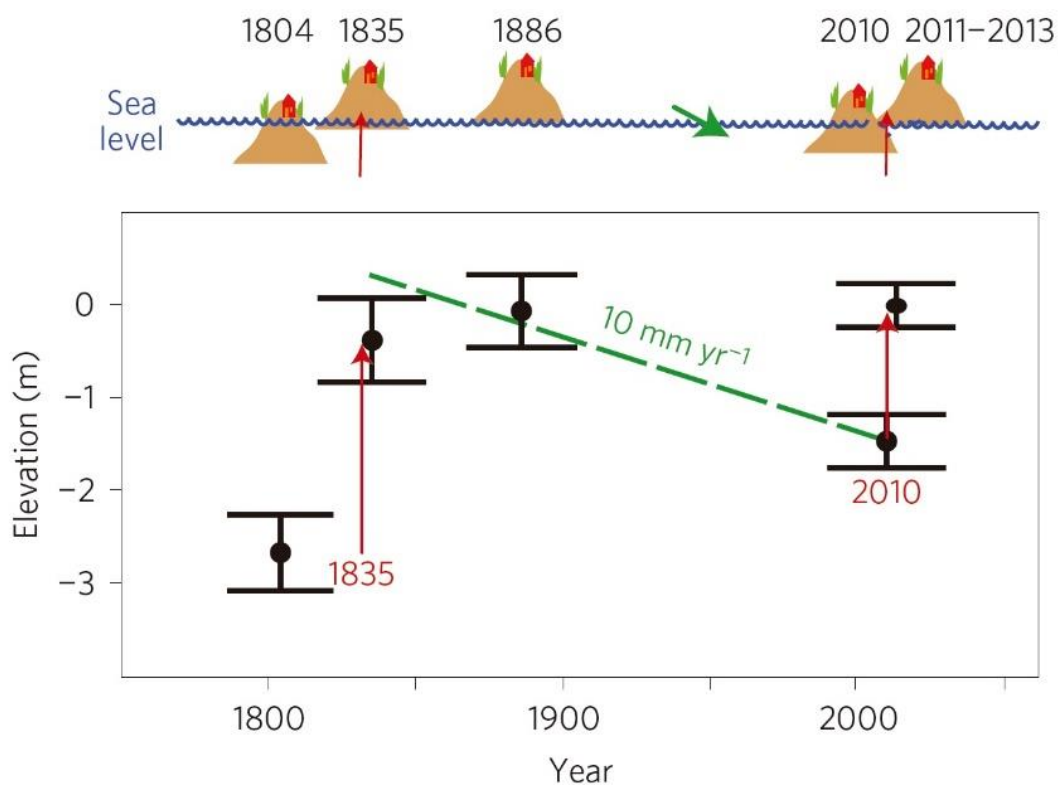
2008), respectivamente. El principal problema es que en dicha zona la información sobre grandes terremotos previos a éste es prácticamente nula, y el conocimiento sobre la relación entre la deformación de corto y largo plazo es casi inexistente. La única salvedad al respecto es la evidencia que se tiene, a través del análisis de arrecifes de coral, sobre un gran terremoto, posiblemente similar al de 2004, que habría ocurrido en el año  $1450 \pm 3$  CE, el cual habría alzado la costa de algunas islas del mismo segmento en el orden de 1–2 m (Meltzner *et al.*, 2010), pero el hecho de si la deformación cosísmica e intersísmica es completamente elástica entre ambos eventos (1450 y 2004 CE) a partir de esta investigación, no es del todo clara.



**Figura 1. Rebote elástico para el caso de una zona de subducción. Antes del evento el contacto de interplacas se encuentra acoplado, deformando preferentemente la placa cabalgante, lo que genera un abombamiento por acortamiento en ésta. Al momento de ocurrir el terremoto, el *strain* elástico se libera repentinamente produciendo una relajación (extensión) de la placa cabalgante que conlleva a una subsistencia casi instantánea (esquema extraído de Leonard *et al.* (2004).**

El terremoto del Maule de  $M_w 8,8$  (~500 km en el largo de ruptura), ocurrido el 27 de febrero de 2010, generó cambios horizontales y verticales a lo largo de la costa (Farías *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2011a). Los máximos desplazamientos horizontales superaron los 5 m hacia la fosa, los cuales ocurrieron al norte de Constitución e isla Santa María. La subsistencia no superó los 0,5 m en la costa; mientras que los mayores rangos de levantamiento costero se situaron en la Península de Arauco –en el límite sur de la ruptura sísmica– con 2–3 m de alzamiento cosísmico, medido a través de observaciones geológicas (*lithothamnoids crustose coralline algae*; Vargas *et al.*, 2011a) y geodésicas (Vigny *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012). A partir de la investigación de Wesson *et al.* (2015) se logró determinar, mediante el análisis de datos batimétricos históricos y

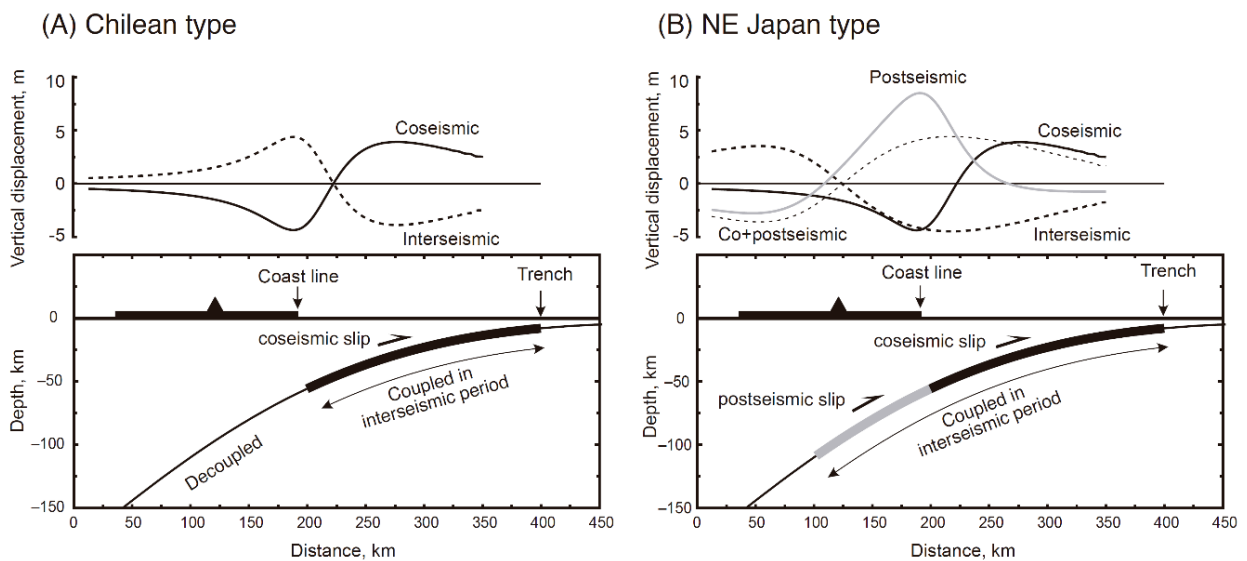
recientes de la isla Santa María y tasas de alzamiento de 1,5 m/ka para los últimos 53 ka (Jara-Muñoz y Melnick, 2015), deformación vertical permanente a través de un ciclo sísmico completo, comprendido entre los terremotos de los años 1835 y 2010 CE (**Figura 2**). Esto último implicaría que el alzamiento cosísmico que quedaría plasmado en el relieve de forma permanente como producto de estos grandes terremotos de subducción en ese segmento sería del orden de 10–20%. Observaciones geodéticas a partir de datos cosísmicos y postsísmicos obtenidos en la Península de Arauco darían cuenta de lo mismo (Lin *et al.*, 2013). El periodo postsísmico se mantuvo durante los primeros 6 años influyendo a toda la zona andina que comprende el segmento del Maule, con movimiento preferente en la horizontal hacia la fosa y alzamiento en la Depresión Central y arco volcánico, con un máximo de  $\pm 0,2$  m (Li *et al.*, 2017). Esto último se ha asociado a un flujo astenosférico viscoelástico gatillado por el terremoto de 2010 (Li *et al.*, 2017).



**Figura 2. Ciclo sísmico completo para el segmento del Maule. Lo terremotos de referencia son el de 1835 y 2010 CE. La tasa de recuperación intersísmica (subsistencia) no logra contrarrestar la totalidad del alzamiento cosísmico generado durante 1835 CE (extraído de Wesson *et al.*, 2015).**

Durante el terremoto de Tohoku-Oki de  $M_w 9,0$  (~500 km en el largo de ruptura), ocurrido el 11 de marzo de 2011, el máximo desplazamiento de la costa hacia la fosa fue de 5,3 m; mientras que la totalidad de la costa a lo largo de la zona de ruptura experimentó subsidencia cosísmica en el rango de 0,1 a 1,2 m (Pollitz *et al.*, 2011; Imakiire y Koarai, 2012). Durante el siglo pasado se observó que los terremotos que ocurrieron costa afuera, en la zona del terremoto de 2011, generaron subsidencia en la costa (Ikeda, 2012). Lo paradójico es que también se ha observado subsidencia durante el intersísmico a tasas tan bajas como -10 mm/yr, para los últimos 80 años (Ikeda, 2012). Además, la tasa de deformación horizontal para los últimos 100 años se ha estimado en un 90% elástica, siendo el otro 10% *strain* inelástico  $10^{-7}$  *strain/a*, aunque las tasas de

acortamiento geológicas son un orden de magnitud menor. Por otro lado, a largo plazo se observa alzamiento, ya que partir del estudio de terrazas marinas emergidas, se ha determinado que la costa de la zona se ha alzado a una tasa de 0,1–0,5 m/ka para los últimos 150 ka (Ikeda, 2012; Hashima y Sato, 2017). Esto último discrepa totalmente de las observaciones geodésicas de componente vertical obtenidas tanto para el periodo cosísmico como intersísmico. Esta contradicción entre deformación vertical de corto y largo plazo se podría explicar a través de la ocurrencia de un importante pulso de alzamiento postsísmico, el cual ocurriría entre los 50–100 km de profundidad en el contacto interplaca (**Figura 3**). Esto contribuiría con el alzamiento observado a escala geológica de decenas de miles de años (Ikeda, 2012), idea que se apoya en los resultados de modelos de rebote viscoelásticos obtenidos posteriormente a la ocurrencia de un gran terremoto de subducción, como el de Tohoku-Okii del año 2011 (Muto *et al.*, 2019); aunque compensar la totalidad de la subsidencia cosísmica mediante alzamiento postsísmico requeriría de varias décadas. En los 5 años posteriores al terremoto de 2011 se ha observado, en algunos sectores, un alzamiento de hasta 10 cm asociado a relajación viscoelástica de la astenósfera de acuerdo con modelos viscoelásticos tridimensionales de elementos finitos (Hashima y Sato, 2017; Suito, 2017). El que un alzamiento asociado a un efecto postsísmico decadal contrarreste la subsidencia cosísmica e intersísmica observada, todavía es materia de discusión en Japón.

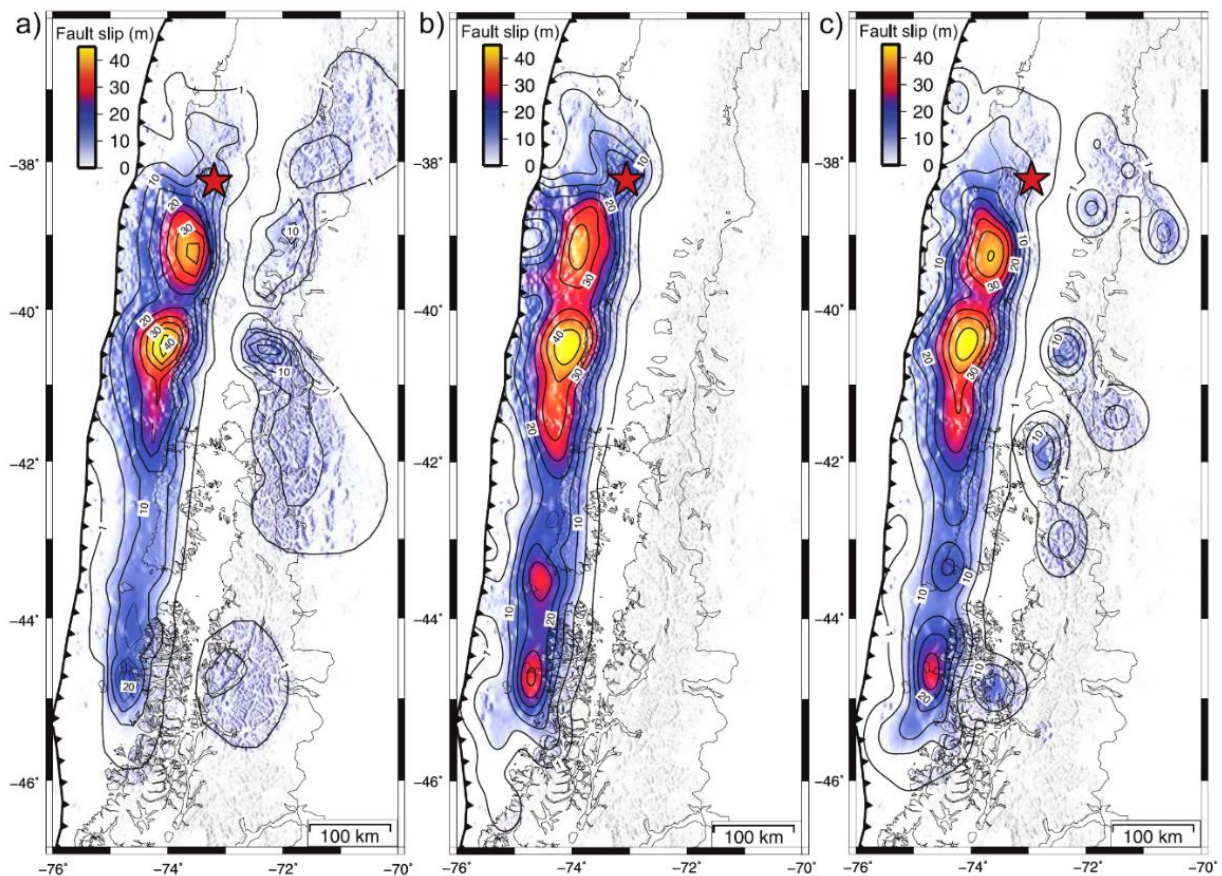


**Figura 3. Comparación del periodo cosísmico e intersísmico entre una subducción tipo chilena y japonesa. En a) se observa una deformación completamente elástica con recuperación total del cosísmico durante el intersísmico. En cambio en b) la deformación durante el cosísmico se recupera de forma no-lineal durante el intersísmico, generando subsidencia en la costa. Este último modelo propone un importante alzamiento postsísmico para tratar de explicar las observaciones geológicas de alzamiento en la costa del segmento del terremoto de 2011 de Tohoku-Okii (esquema extraído de Ikeda, 2012).**

Registros geológicos que evidencien la deformación cosísmica asociada a grandes terremotos históricos de subducción, son difíciles de encontrar. No obstante, algunas investigaciones han logrado constreñir la deformación vertical costera generada por los terremotos de  $M \sim 9,0$  de Cascadia, ocurrido en 1700 CE,  $M_w 9,5$  de Valdivia en 1960 CE y  $M_w 9,2$  de Alaska en 1964 CE (Plafker, 1972; Atawer *et al.*, 1995; Leonard *et al.*, 2004; Cisternas *et al.*, 2005; Cisternas *et al.*, 2017; Kemp *et al.*, 2018). De acuerdo con estos estudios, a lo largo de la zona de ruptura de estos terremotos se produjo subsidencia



cosísmica en los bordes costeros continentales (1–2 m), salvo en la parte de norte de la zona de ruptura del terremoto de Valdivia de 1960 (i.e. Península de Arauco). Esto último debido a que, si bien los terremotos rompieron hasta por debajo de la costa, los mayores deslizamientos en el contacto interplaca se generaron costa afuera, como muestran los modelos de *slip* (deslizamiento) cosísmico realizado por Moreno *et al.* (2009) para el terremoto de Valdivia en 1960 (**Figura 4**). Sobre el alzamiento o subsidencia de largo plazo no se tiene mucha información. No obstante, en la parte centro-sur del segmento de Cascadia (i.e. *Coast Ranges*) se han estimado tasas de alzamiento de 0–1 m/ka para los último 80–125 ka, lo cual podría ser atribuido a deformación permanente producida durante el intersísmico (Kelsey *et al.*, 1994). Otras investigaciones han tratado de correlacionar deformación extensional permanente en la superficie de la corteza (i.e. grietas y fracturas) con los límites de segmentos de grandes terremotos determinísticos (ej. norte de Chile; Loveless *et al.*, 2005, 2009).



**Figura 4. Modelos de *slip* cosísmico para el terremoto de Valdivia  $M_w$ 9,5 de 1960 CE propuestos por Moreno *et al.* (2009). Se puede observar que los mayores deslizamientos se encuentran costa afuera lo que produjo una subsidencia en gran parte del borde costero de la zona afectada.**

Las marcadas diferencias en la deformación vertical cosísmica, postsísmica e intersísmica durante el corto plazo, así como las congruencias e incongruencias en las tasas de alzamiento durante el largo plazo podrían evidenciar, en primer lugar, los contrastes que presentan los distintos ambientes de subducción respecto de la geodinámica interna y externa de sus márgenes continentales, además de las características reológicas y estructurales de la placa oceánica que subducta.

### 1.1.1.2 Deformación cortical en márgenes continentales activos asociada a la acción de fallas corticales

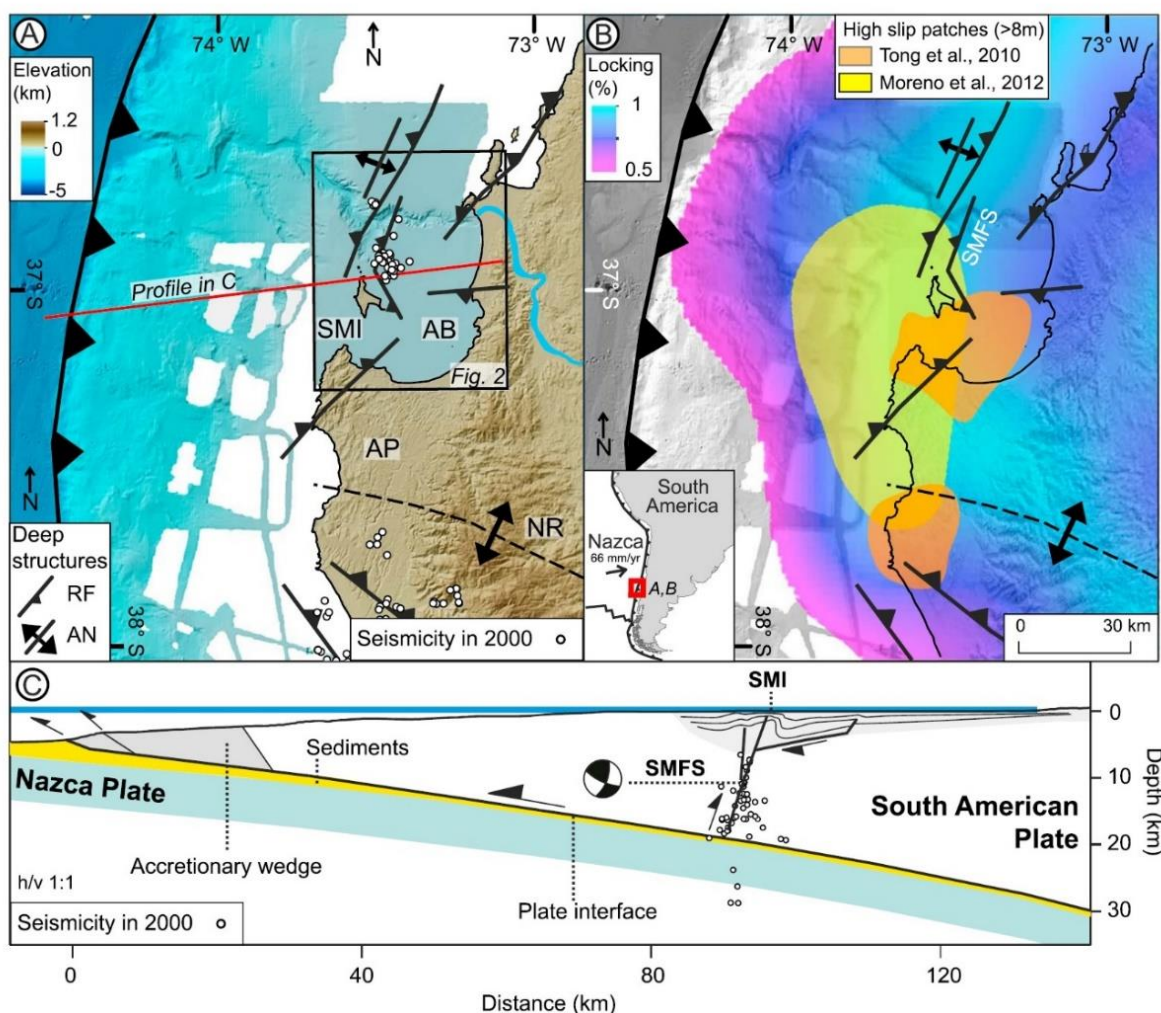
Las fallas corticales localizadas a lo largo de los antearcos en las distintas zonas de subducción, son estructuras que juegan un rol importante a la hora de acomodar y absorber la partición del *strain* que se produce en el contacto interplaca, contribuyendo con la deformación permanente de la placa superior; estas dejan una señal en el relieve que en la mayoría de los casos sólo es posible observar a través de evidencias geológicas que se reconocen como evidencias de deformación en el largo plazo (Arz, 1970; Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; Scheuber y González, 1999; González *et al.*, 2003; Giambiagi y Ramos, 2003; Arriagada *et al.*, 2006; Collot *et al.*, 2008; González y Carrizo, 2008; Melnick *et al.*, 2009; Allmendinger y González, 2010; Vargas *et al.*, 2011b; 2013; 2014; Cortés *et al.*, 2012; Aron *et al.*, 2013; Liberty *et al.*, 2013; Gallen *et al.*, 2014; Lin *et al.*, 2016; Jara-Muñoz *et al.*, 2017; Veliz *et al.*, 2017).

En distintas zonas de subducción como Alaska, Creta, Japón, Chile, entre otros, se ha propuesto que uno de los principales responsables del alzamiento costero serían *splay faults* (fallas fuera de secuencia) que se desarrollan entre el *middle* (incluso *inner*) y *outer slope* (talud medio, incluso interno y externo, respectivamente) del margen continental (Melnick *et al.*, 2009; Liberty *et al.*, 2013; Mouslopoulou *et al.*, 2015; 2016; Jara-Muñoz *et al.*, 2017). Por lo general, las *splay faults* se desarrollan en el *outer slope* de márgenes acrecionarios, en donde se construye el prisma de acreción (Wang y Hu, 2006). Es así como estas estructuras se han observado prácticamente a lo ancho de todo el margen continental en ciertas zonas de subducción acrecionarias y erosivas (Melnick *et al.*, 2009; Mouslopoulou *et al.*, 2015, 2016; Jara-Muñoz *et al.*, 2017). En estos estudios, este tipo de fallas serían rasgos estructurales “activos” en la construcción del relieve costero; aunque, de cierta manera todas las fallas corticales presentes en márgenes activos contribuyen en algún grado a la configuración del relieve en el largo plazo. En el caso de la isla de Creta las evidencias estructurales subaéreas corresponden a fallas normales, las cuales serían una respuesta a la extensión superficial generada en la cresta de pliegues anticlinales de gran longitud de onda debido a la acción de *splay faults* (Mouslopoulou *et al.*, 2015; 2016). No obstante, estudios como el de Gallen *et al.* (2014) discrepan con las interpretaciones de *splay faults* costa afuera de la isla de Creta, proponiendo que las fallas normales serían más bien rasgos estructurales “pasivos” que sólo actuarían como estructuras de acomodación en respuesta a procesos de acortamiento, dúplex y plegamiento en el límite corteza-manto del contacto de interplacas, lo cual generaría *underplating* (acreción de material en la base de la corteza) tectónico conllevando a un posterior alzamiento y extensión de la corteza superior.

A pesar de las discrepancias que puedan existir entre el tipo de estructura que controla la forma del relieve, incluso entre si es la deformación cosísmica o el fallamiento cortical lo que contribuye en primer orden al alzamiento, pareciera haber una relación directa entre el ciclo sísmico de los terremotos de subducción y la actividad que presenta este tipo de estructuras (Wang y Hu, 2006; Andrade y Ranjendran, 2011; Delescluse *et al.*, 2012; Obana *et al.*, 2012; Fariás *et al.*, 2014; Aron *et al.*, 2013; Jara-Muñoz *et al.*, 2017). Es el caso de la Península de Arauco, específicamente en la isla Santa María, se han reconocido fallas inversas (**Figura 5**; Melnick *et al.*, 2009; Jara-Muñoz *et al.*, 2017) que contribuirían con el importante alzamiento reportado para dicha zona en los último 53 ka ( $1,5 \pm 3$  m/ka; Jara-Muñoz y Melnick, 2015). Según Jara-Muñoz *et al.* (2016), una

importante falla inversa de vergencia este (**Figura 5**; Sistema de Fallas Santa María) contribuiría en gran parte al alzamiento de la isla y de acuerdo con el modelo de dislocación viscoelástica usado, la falla tendría un *slip* cosísmico por evento de 0,3–0,7 m ( $M_w \sim 6,4$ ) o 3,7 m ( $M_w \sim 7,5$ ), si se considera que es cargada por terremotos de subducción que ocurren cada 150-200 años o cada 1000 años, respectivamente.

Las *splay faults* son estructuras que podrían contribuir como factor de primer orden en el alzamiento costero en algunas zonas de subducción, especialmente márgenes acrecionarios. Si bien, la caracterización de estas dependerá en forma considerable de la interpretación de los datos tomados (perfiles de reflexión sísmica, tomográficos, gravimétricos, etc.), las *splay faults* parecen tener un rol importante en la deformación de márgenes continentales activos, las que, por su cercanía a la fosa, podrían tener una relación 1:1 con la ocurrencia de grandes terremotos de subducción. La presencia de estas, o de otras estructuras como fallas normales, dependerá de la posición y extensión de la zona sísmica en el contacto de interplacas (Wang y Hu, 2006).



**Figura 5.** Contexto tectónico en la península de Arauco e isla Santa María. Se observa como una *splay fault* de vergencia este contribuiría en el alzamiento de dicha isla (extraído de Jara-Muñoz et al., 2015).

### 1.1.2 Antecedentes del área de estudio

Los primeros trabajos geológicos relacionados con el área de estudio datan de la década de los setenta. La primera investigación de índole estructural que abarcó las inmediaciones de la Península de Mejillones (PM) fue la tesis de doctorado de Arabasz (1971). En dicha tesis se realizaron estudios geológicos y geofísicos en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), entre Antofagasta y Taltal, reconociéndose en las inmediaciones del sur de la PM una prolongación submarina de las fallas subaéreas presentes en la península y el basculamiento de bloques submarinos hacia la costa. Posteriormente, Ferraris y Di Biase (1978) confeccionan la hoja de Antofagasta 1:250.000, en donde definen a la Formación La Portada, asignada al Mioceno-Plioceno, de base desconocida y que corresponde a secuencias sedimentarias clásticas y fosilíferas, consolidadas a semi-consolidadas, con estratificación gruesa a fina, presente en los hemi-grabens de la PM. La Formación La Portada se encuentra levemente deformada (Becerra, 2007; González *et al.*, 2012; González, 2013) y podría tener una potencia de hasta ~750 m de espesor bajo la ciudad de Mejillones (Maringue *et al.*, 2018). Sobreyaciendo a estos depósitos se encuentran dispuestos en discordancia angular aquellos de la Formación Mejillones, definida por Ferraris y Di Biase (1978) y redefinida como Sucesión Litoral Mejillones por Cortés *et al.* (2007), consistente en depósitos marinos correspondientes a una secuencia sedimentaria clástica, de carácter litoral a sublitoral, compuesta por coquinas, bolones, gravas y arenas, con una potencia que varía entre 1–3 m, pudiendo alcanzar un máximo de hasta 10 m.

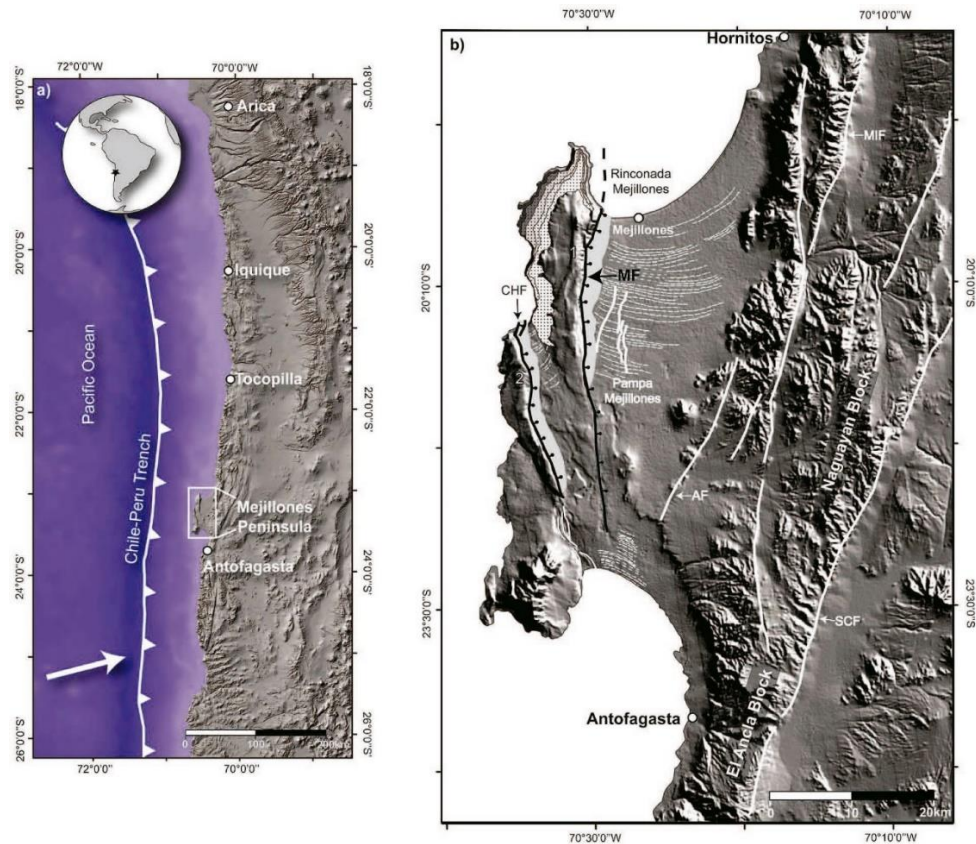
Las estructuras y rasgos geomorfológicos presentes en la PM fueron caracterizados a *grosso modo* por Armijo y Thiele (1990). Estas estructuras están representadas por sistemas de horst y cuencas tectónicas del tipo graben y hemi-graben, desarrollándose dentro de un contexto tectónico de tipo extensional durante el Plioceno-Holoceno (Armijo y Thiele, 1990, Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003; Marquardt, 2005). Las estructuras más importantes reconocidas en la PM son la Falla Mejillones (FM), Falla Caleta Herradura (FCH), Falla Bandurrias (FB) y el Sistema de Fallas de la Pampa Mejillones (SFPM) (Cortés *et al.*, 2007), siendo la primera de importancia para esta investigación (**Figura 6**).

La tesis doctoral de Marquardt (2005) realizó una completa caracterización de las terrazas de abrasión marina y cordones litorales presentes en el horst Morro Moreno y el hemi-graben Pampa Mejillones (**Figura 6**), respectivamente. A partir de esto logró estimar tasas de alzamiento para los últimos 430 ka de  $0,68 \pm 0,05$  m/ka para el norte del Morro Mejillones y una tasa de deslizamiento para la FM del orden de 0,2–0,3 m/ka. Dejando un precedente de la actividad de esta falla, hasta ese entonces escasamente conocido.

En la literatura es posible encontrar varios estudios que discuten sobre la evolución geológica, estructural, geomorfológica, estratigráfica y paleosismológica de la PM. La mayor parte de estas investigaciones se han orientado en tratar de constreñir la actividad de las fallas y el alzamiento de la PM. Además, varios de estos artículos han tratado de explicar los procesos geodinámicos que podrían estar jugando un rol importante en la evolución de la PM, así como también del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile (GECCNC). Otros se han enfocado en la sismotectónica de la PM y su relación en la dinámica de los procesos sísmicos, post-sísmicos e inter-sísmicos.



A continuación, los trabajos afines al tema de investigación de la tesis doctoral se agrupan según las diferentes áreas temáticas que forman parte del caso de estudio.



**Figura 6. Contexto tectónico de la Península de Mejillones, la cual se caracteriza por su forma simétrica que interrumpe la tendencia N-S de la línea costera del norte de Chile. La Falla Mejillones (MF en la figura) es la estructura más importante. En la parte norte de la PM, esta estructura delimita el Horst Morro Mejillones hacia el oeste, en donde destaca la presencia de varias terrazas de abrasión marina, y el Hemi-graben Pampa Mejillones hacia el este, en donde desataca la presencia de paleolíneas de costas subparalelas a la línea de costa actual (extraído de Cortés *et al.*, 2012).**

### 1.1.2.1 Evolución del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile

La génesis y evolución del GECNC ha sido un tema de debate desde las primeras investigaciones que trataron de explicar su origen (Paskoff, 1979). En relación con su evolución se han planteado varias hipótesis, pero hasta el momento ningún trabajo ha dado una explicación lo suficientemente consistente como para poder considerarse como definitiva.

En el área de estudio se reconoce una zona de transición entre este gran rasgo geomorfológico y la PM. Desde el norte y en dirección hacia el sur, a la altura de la PM, el GECNC desaparece a la altura de ésta, para reaparecer nuevamente al sur de la ciudad de Antofagasta (**Figura 7**). La presencia de este *gap* en el GECNC entre los 23,1°–23,7°S pareciera tener directa relación con la presencia de la PM. No obstante, a esta latitud se reconocen otras anomalías geológicas, como por ejemplo: la curvatura convexa hacia el margen del SFA, el comienzo del “lineamiento de la carretera” (Antofagasta-Calama), la ausencia de la Depresión Central, la presencia de una gran cuenca precordillerana (Salar de Atacama), un particular salto hacia el oriente del arco volcánico

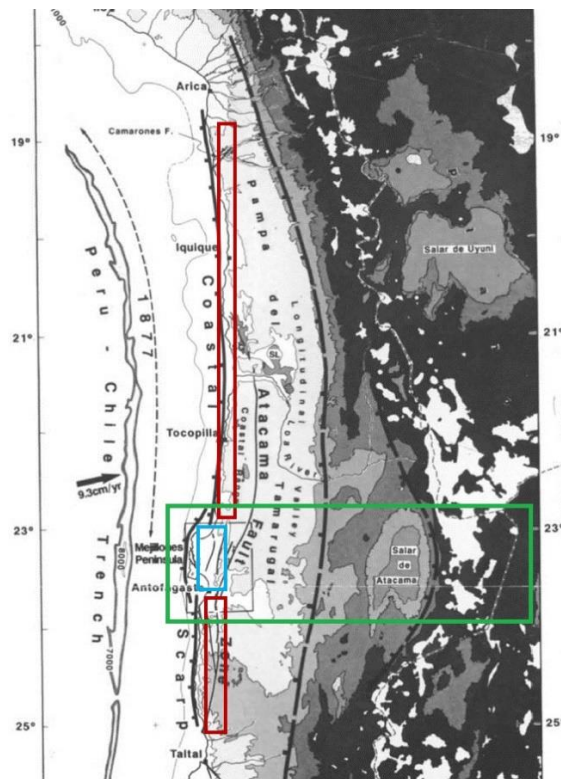
y el límite entre la Región Subandina, con un estilo estructural de piel delgada y la Puna de Atacama, con un estilo estructural de piel gruesa (**Figura 7**).

El trabajo de Armijo y Thiele (1990) propone una hipótesis que, en parte, parece tener sustento dentro de la propuesta de esta tesis doctoral (ver capítulos Resultados y Discusión), la cual tiene relación con la presencia de una gran estructura submarina que podría estar interactuando en profundidad con la interfaz de subducción y controlando en primer lugar la evolución del GECNC. Según el trabajo de Contreras-Reyes *et al.* (2012), esta estructura correspondería a una gran falla normal, que se habría generado debido a una inflexión del plano de Wadati-Benioff, el cual marcaría un cambio en el ángulo de subducción. Esta gran estructura habría sido reconocida preliminarmente, y por primera vez, en el trabajo de González *et al.* (2012), a través de perfiles de reflexión sísmica (3,5 kHz), siendo nombrada como Falla Punta Yayas, y ubicada a ~7 km al oeste de Punta Yayas (**Figura 6**). En cambio, trabajos como la investigación de Quezada *et al.* (2010), desestiman un origen tectónico del GECNC, determinando que este sería un relieve erosivo cuyo talud se habría formado entre los 6–2 Ma, debido a un proceso de subsidencia litoral, el cual comenzó a alzarse al sur de Iquique a partir de los 2 Ma. Esta inferencia la hacen debido a que hacia el sur de Iquique hay un incremento en la intensidad de degradación del relieve del borde costero, la que sería función de tres factores: litología, clima y altura respecto del nivel base, siendo el climático el más significativo, el cual podría estar controlando características geomorfológicas contrastantes entre los extremos norte (22°) y sur (26°), con una zona de transición ubicada entre los 22°–24°S, donde se encuentra la PM. Además, postulan que las tasas de erosión del litoral son dos órdenes de magnitud más bajas que las tasas de alzamiento, resultando en un desbalance entre la intensidad y velocidad de los procesos tectónicos y erosivos, lo que indicaría que el GECNC, más que un rasgo tectónico, correspondería a un marcador climático de primer orden de la hiperaridez del Desierto de Atacama. No obstante, es importante hacer notar que las tasas de alzamiento costero son prácticamente desconocidas, salvo para la PM en ciertas ventanas de tiempo. Marther *et al.* (2014), se aleja de la causa tectónica y climática, realizando un análisis geomorfológico de grandes remociones en masa ocurridas en la parte occidental de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, entre Arica y la PM, en donde determina que la presencia de las remociones sería una respuesta geomorfológica al incremento de la aridez y alzamiento, lo cual podría ser atribuido en el largo plazo a *steepening* tectónico a lo largo del margen Andino, durante el Neógeno superior. Por lo tanto, establecen que las remociones en masa son el principal agente para la reducción del relieve costero, las cuales serían causadas por grandes terremotos de subducción considerados como los principales mecanismos gatillantes. La investigación de Armijo *et al.* (2015) aborda la evolución del orógeno andino del norte de Chile y sur del Perú para los últimos 50 Ma, estableciendo que entre 7–10 Ma comenzó a formarse el GECNC a partir de un alzamiento de un gran bloque marginal delimitado hacia el oeste por una *splay fault* localizada costa afuera, y hacia el este, por el *West Andean Thrust*, ambas estructuras de vergencia oeste; una gran falla normal ubicada muy cercana a la costa acomodaría el alzamiento de este bloque marginal en su parte occidental y explicaría la gran altura del GECNC producto de un alzamiento sostenido en el tiempo. Un problema en el modelo propuesto por Armijo *et al.* (2015) es la no consideración del SFA, estructura que desacoplaría el alzamiento generado entre el *Atacama Bench* (Depresión Central) y la Cordillera de la Costa; además, la *splay fault* considerada en este estudio como una gran estructura de orden regional no es observada en los recientes trabajos de Geersen *et al.*

(2018) y Maksymowicz *et al.* (2018), los cuales a través de prospección geofísica submarina barrieron gran parte del fondo submarino del margen continental del *gap* sísmico del Norte Grande de Chile.

El trabajo más reciente que aborda la evolución del GECNC es el de Melnick (2016). En esta investigación el autor propone que para el último millón de años el GECNC ha sido un rasgo que se ha formado a causa de la deformación permanente que generan los terremotos profundos tipo Tocopilla 2007, los cuales se nuclean en la zona sismogénica condicionalmente estable. Estos terremotos se nuclearían en el límite superior del Moho continental, por lo que el GECNC sería una manifestación superficial de la somerización del mismo mediante *upwarping* (deformación hacia arriba de la corteza) con una gran longitud de onda. En esta propuesta no se considera ninguna estructura que pueda acomodar el alzamiento en la parte occidental de la Cordillera de la Costa.

Es así como las evidencias mostradas por González *et al.* (2012) y que serán profundizadas en esta tesis doctoral, apuntarían a la presencia de una gran estructura sumergida y subparalela al GECNC, la cual contrarrestaría algunas de las hipótesis anteriormente señaladas.



**Figura 7. Gap (ausencia) del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile. En rojo la zona donde el GECNC está presente; en celeste la zona donde el GECNC no se encuentra desarrollado; en verde la franja latitudinal correspondiente a una gran anomalía morfoestructural, la cual abarca desde la costa del antearco hasta la región del altiplano andino (ver detalle en el texto; modificado de Armijo y Thiele, 1990).**

### 1.1.2.2 Geodinámica interna de la Península de Mejillones

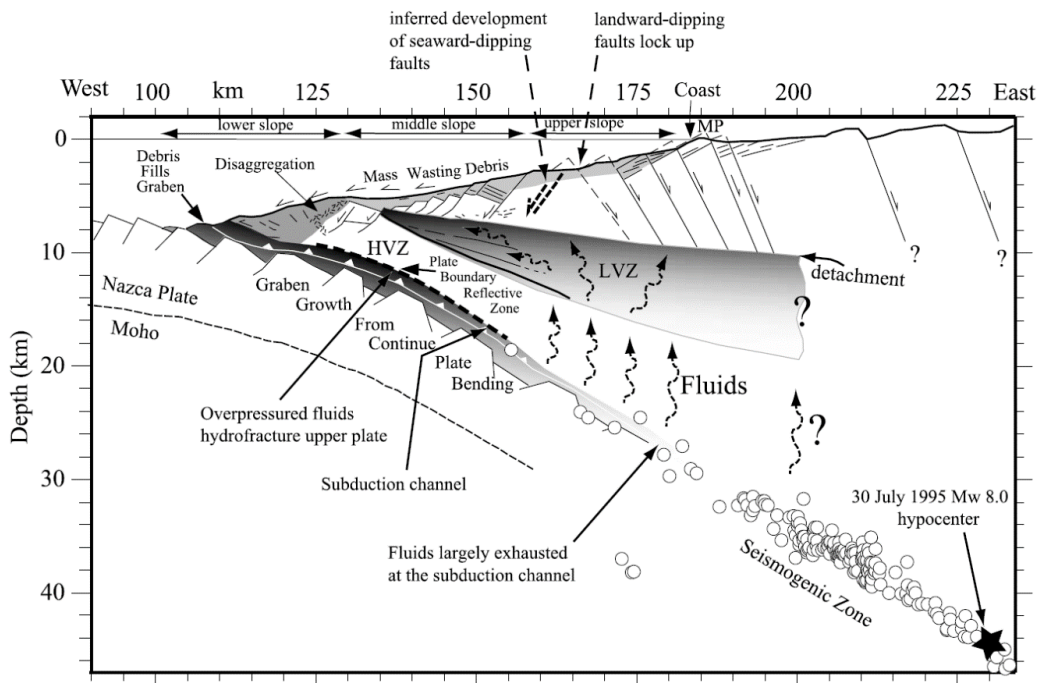
Luego del trabajo de Armijo y Thiele (1990) y Niemeyer *et al.* (1996), González *et al.* (2003) abordaron los procesos geodinámicos internos responsables de la cinemática de las estructuras presentes en la PM. Esta investigación estudió la extensión tectónica plio-cuaternaria que afecta a la Cordillera de la Costa del norte de Chile, sugiriendo que la deformación extensional ha sido episódica al menos desde el Plioceno y que esta habría sido acomodada mediante fallas normales, dextrales y fracturas tensionales, las cuales parecen estar asociadas a fallas normales o a extensión cosísmica. La extensión superficial se explicaría mediante un modelo que propone lo siguiente: una zona dominada por acortamiento, en la corteza inferior, que produce un alzamiento de la corteza más superficial y, por ende, extensión. Por lo tanto, entre la zona de extensión y acortamiento debería haber una superficie neutra que actuaría como *detachment* (despegue estructural subhorizontal o de bajo ángulo), el cual podría marcar el límite estructural en profundidad de la FM (Allmendinger y González, 2010).

Por otra parte, la investigación hecha por von Huene y Ranero (2003), proponen que la PM podría representar un bloque inclinado hacia la fosa, en el cual el límite del bloque tierra adentro emerge debido a una rotación gradual durante fallamiento flexural, producto de una estructura en dominó que colapsa hacia la fosa por erosión tectónica basal (**Figura 8**). No obstante, la erosión tectónica en la base del *middle slope* sería inconsistente con una alta fricción y un alto acoplamiento –que es lo normalmente pensado para un margen activo de clima hiperárido sin aporte de sedimentos hacia la fosa–, ya que si la erosión basal es un proceso de alta fricción, debería esperarse una alta sismicidad de interplaca debajo del *middle slope*, donde la erosión basal es más activa; sin embargo, la sismicidad es relativamente baja (Métis *et al.*, 2013). Las observaciones de von Huene y Ranero (2003) serían corroborados posteriormente por Sallares y Ranero (2005), los cuales determinan que debajo del *middle slope* de la PM se reconoce una estructura subhorizontal (*detachment*) manteniendo suavemente hacia el este y que estaría marcando un límite reológico (**Figura 8**). Este *detachment* concuerda parcialmente con la relocalización de los hipocentros de las réplicas del terremoto de Tocopilla 2007 realizado por Fuenzalida *et al.* (2013), y su interpretación de un *splay fault* costa afuera de la PM. Por otra parte, Delouis *et al.* (1998), para explicar el alzamiento observado durante el largo plazo en la PM, propone *underplating* tectónico debajo de ésta a partir de sedimentos previamente erosionados por erosión tectónica del margen.

Victor *et al.* (2011), a partir de una interpretación integrada de datos geofísicos, geodésicos y geológicos proponen que la deformación y alzamiento de la PM se focalizan durante los periodos post e intersísmicos de grandes terremotos de interplaca, puesto que la deformación cosísmica sería inconsistente con respecto a la deformación de largo plazo. El déficit de deslizamiento debajo de la península, entre terremotos como el de Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007, sería probablemente recuperado en gran parte mediante *creep* (movimiento lento) asísmico. A partir de esto, sugieren que la PM debería su existencia a una variación lateral que tiende a un deslizamiento inestable en la interfaz de la placa continental, desde el Plioceno tardío; esta habría actuado presumiblemente como barrera a la propagación de ruptura de terremotos, desde al menos el Pleistoceno medio. La propuesta de la ocurrencia de *creep* asísmico debajo de la PM, se condice con observaciones geodésicas hechas posteriormente a la ocurrencia de terremotos de subducción en la zona (Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard y Simmons, 2006; Bejar-Pizarro *et*



*al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012) y modelos de acoplamiento en el contacto de interplacas (Metois *et al.*, 2013; Saillard *et al.*, 2017).



**Figura 8. Geodinámica interna de la Península de Mejillones según Sallares y Ranero (2005). Se observa cómo la erosión tectónica basal (von Huene *et al.*, 2003) afectaría la geodinámica del margen continental de la Península de Mejillones.**

### 1.1.2.3 Neotectónica y paleosimología de la Península de Mejillones

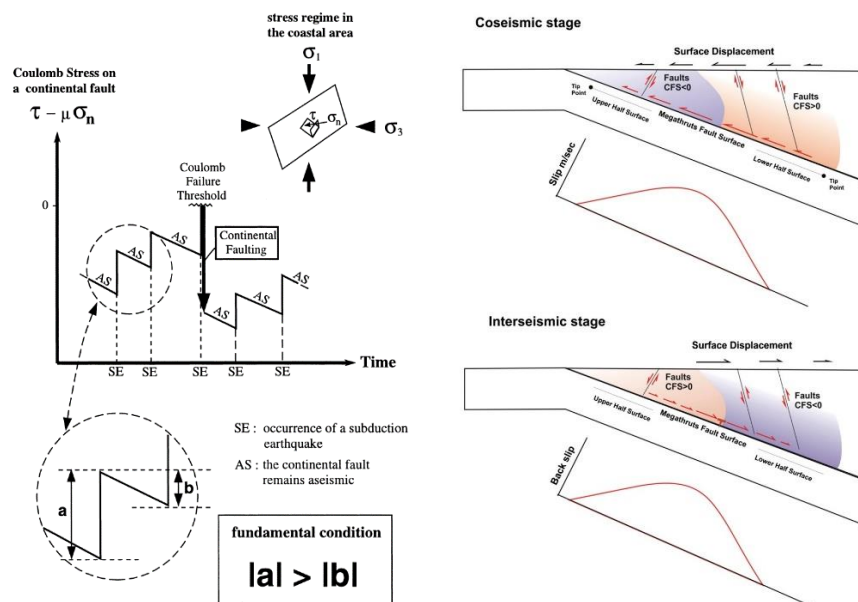
La PM es un laboratorio neotectónico natural en donde, gracias a la hiper-aridez imperante, se evidencian a simple vista estructuras junto a rasgos geomorfológicos y depósitos sedimentarios asociados a su evolución tectónica cuaternaria. Dentro de esta línea de investigación destaca el trabajo de Marquardt *et al.* (2003a), los cuales realizaron las primeras dataciones de superficies en la PM. Estas dataciones, obtenidas a través del análisis de isótopos cosmogénicos de  $^{10}\text{Be}$ , fueron realizadas en superficies de abanicos aluviales desplazados por la FM, con el fin de estimar tasas de deslizamiento mínimas en esta estructura. La tasa de deslizamiento obtenida a través de esta técnica fue de  $0,29 \pm 0,06$  m/ka para los últimos 50 ka. En su tesis doctoral, Marquardt (2005), estudió la deformación que afectó a la PM y a la zona de Caldera durante el Neógeno. Mediante un análisis morfoestructural caracterizó las plataformas de abrasión marina y cordones litorales presentes en la PM. En base a estos análisis calculó para el último millón de años una tasa de alzamiento entre 0,5 y 0,7 m/ka, para el Morro Mejillones y entre 0,2 y 0,5 m/ka para la Pampa Mejillones. La velocidad vertical de la FM arrojó 0,2–0,3 m/ka para el mismo periodo de tiempo. Pero no sólo evidencias subaéreas han sido estudiadas en la PM. En la tesis de magister de Becerra (2007), se analizaron sismoestratigráficamente secuencias holocenas y escarpes de falla submarinos en la Bahía de Mejillones a partir de perfiles de reflexión sísmica obtenidos con una señal tipo *chirp* (Bathy 2000, 12 kHz) y testigos sedimentológicos del fondo submarino. A partir de estos se caracterizó la batimetría, morfología y ambientes sedimentarios de la cuenca, las facies sísmicas y la estratigrafía del relleno sedimentario Cuaternario tardío (el

concepto Cuaternario tardío se utiliza en esta tesis para indicar la ventana de tiempo que abarca desde el MIS 3 en adelante), así como las fallas y depósitos anómalos, complementando lo iniciado en la tesis doctoral de Easton Vargas (2002). Además, definió unidades sismoestratigráficas y reconoció la deformación del substrato acústico estratificado. También, observó continuidad de la FM con las fallas submarinas, lo que ya había sido previamente reportado por Vargas *et al.* (2005). Concluyó que los resultados dejaban de manifiesto el fuerte control estructural y eustático sobre la sedimentación en la Bahía de Mejillones durante el Cuaternario tardío.

Las fallas normales presentes en la PM y la deformación neotectónica asociada a éstas han sido ampliamente estudiadas en los trabajos de González *et al.* (2003) y Allmendinger y González (2010), quienes plantean que estas fallas han afectado depósitos neógenos correspondientes a sedimentos marinos y cuaternarios correspondientes a sedimentos marinos y aluviales, en los bloques colgantes. Allmendinger y González (2010) determinaron que la deformación extensional que afecta la PM y alrededores ocurre durante el cosísmico e intersísmico, debido a la flexura del margen y al rebote elástico y erosión tectónica, respectivamente. Las tasas de deformación del antearco serían bajas, con desplazamientos en las fallas menor a 0,5 m/ka y tasas de *strain* del orden de 1- 5 nstrain/año. Además, proponen que la FM podría representar una gran falla lístrica con un *detachment* localizado aproximadamente a 20 km de profundidad en donde, a escala regional, la FCH sería un *flat* (falla subhorizontal o de bajo manteo) prolongado hacia el bloque yacente de la FM y el SFA sería parte de un estilo estructural de bloques en dominó a la altura de la PM. Deformación extensional permanente producida por el ciclo sísmico de terremotos de subducción ya había sido propuesta por Delouis *et al.* (1998), en que las fallas normales presentes en la corteza superior (ej. FM) serían cargadas durante cada terremoto de subducción y en donde la deformación cosísmica sería mayor que la deformación intersísmica, quedando siempre un  $\Delta\varepsilon$  extensional a favor (**Figura 9**). A partir de modelamiento a través de cambio de *stress* (esfuerzo tectónico) de Coulomb (CFS), Cortés-Aranda *et al.* (2015), concuerdan en que la deformación generada por las estructuras extensionales es favorecida durante el cosísmico de terremotos de subducción, que ocurren costa afuera y áreas cercanas de la PM (**Figura 9**); por lo tanto, las fallas normales se cargarían en el largo plazo por la ocurrencia de sucesivos terremotos de subducción que afectan la zona cercana a la PM. En el trabajo paleosismológico de Vargas *et al.* (2011b), estiman que para que ocurra un terremoto en la FM, se deberían generar del orden de 40 a 50 terremotos de subducción, como por ejemplo el gran terremoto que ocurrió en el año 1877 CE. Por otro lado, se han reportado fallas normales subordinadas que deforman el bloque yacente de la FM, las que podrían alterar en algunos metros las alturas de las terrazas de abrasión marina localizadas al oeste de la PM, en Morro Mejillones (Binnie *et al.*, 2016).

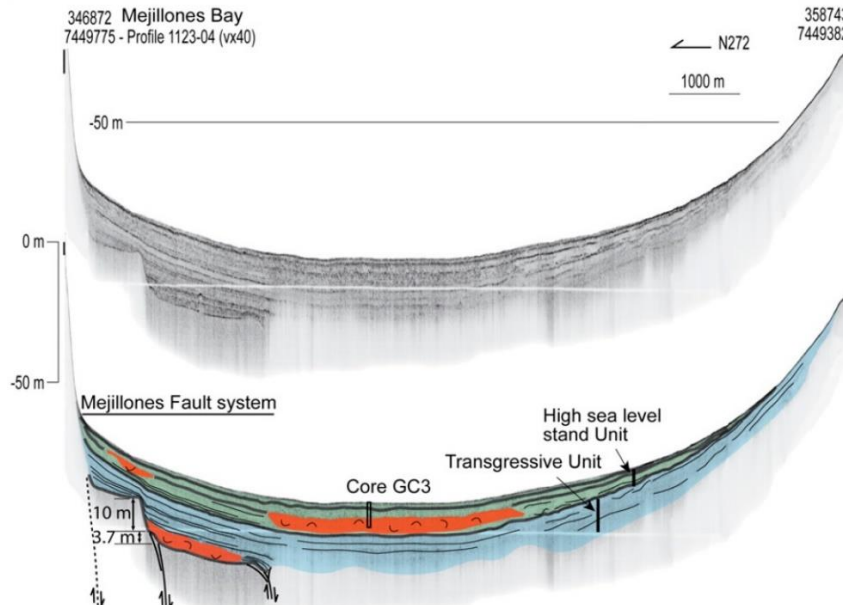
La paleosismología es una disciplina que se ha venido desarrollando desde hace muy poco tiempo en nuestro país. Una de las investigaciones pioneras en esta área fue realizada en la PM por Vargas *et al.* (2005). En este trabajo se analizaron testigos marinos y perfiles de reflexión acústica (12 kHz) obtenidos en la Bahía Mejillones, lográndose reconocer registros paleosismológicos y la presencia de varios escarpes de fallas los cuales corresponden a la prolongación submarina de la FM, que tendría una actividad holocena evidenciado mediante un gran *slump* (sedimento deformado) contenido en depósitos submarinos del máximo estadio transgresivo (HSST) correspondientes al Holoceno (**Figura 10**). Más tarde, Vargas *et al.* (2011b), mediante el método de datación

de desequilibrio de las series de uranio en fracturas y planos de falla rellenas con yeso, concluyeron que grandes paleo-terremotos ocurrieron  $ca\ 29,7 \pm 1,7\ ka$ ,  $11 \pm 4\ ka$  y  $2,4 \pm 0,8\ ka$ , a lo largo de la FM, con una tasa de deslizamiento de  $0,43 \pm 0,26\ m/ka$  para los últimos miles de años. Estos datos fueron complementados con los de perfiles acústicos de alta resolución y edades de radiocarbono en depósitos submarinos, de capas superpuestas sobre sedimentos deformados (el gran *slump* mencionado antes), asociados a la actividad de la FM, en la Bahía Mejillones. Como conclusión proponen que las estructuras mayores desempeñarían un rol en la absorción de la deformación inelástica en el margen de subducción, y que los terremotos en la falla ocurrirían episódicamente a una tasa del orden de 1:40 a 1:50 con respecto a grandes terremotos de subducción. Por otro lado, en la parte subaérea de la FM, Cortés *et al.* (2012) realizaron estudios paleosismológicos mediante el análisis estratigráfico de trincheras y la datación de nucleídos cosmogénicos  $^{21}Be$  y OSL en cuarzo, determinando que la tasa de deslizamiento de la falla para la ventana de tiempo de 35–3,5 ka es del orden de  $0,61 \pm 0,26\ m/ka$ , la cual se encuentra dentro del orden de la tasa estimada por Vargas *et al.* (2011b). Además, establecen que la falla es capaz de generar terremotos cercanos a  $M_w7,0$  con una recurrencia de  $5 \pm 3,5\ ka$ ; en los últimos 14 ka habría generado 3 terremotos (dos de  $M_w7,0$  y uno de  $M_w6,6$ ) y el último evento habría sido hace  $3,3 \pm 0,3\ ka$  ( $M_w6,6$ ). Finalmente, concluyen que el ciclo de los grandes terremotos de intraplaca, producidos por la FM, no se encontraría relacionado con el ciclo de los grandes terremotos de subducción ( $M_w > 8,5$ ), y la FM, a partir de un terremoto de  $M_w7,0$ , podría generar la ruptura de toda la zona sismogénica. No obstante, más tarde, Cortés-Aranda *et al.* (2015) determinan mediante modelos de CSF que grandes terremotos de subducción como el de 1877 CE sí pueden cargar las fallas presentes en la PM, no descartando la nucleación de un terremoto frente a la PM, puesto que este tipo de eventos sería capaz de cargar más eficazmente a las fallas normales durante el cosísmico (**Figura 9**).



**Figura 9.** Deformación cortical permanente debido a la acumulación de *stress* aportado por los ciclos sísmicos de subducción. En la figura de la izquierda, se puede observar cómo cada terremoto de subducción aumenta el *stress* en las fallas normales localizadas en la corteza superior, mientras, que el intersísmico no es suficiente para descargar las fallas; por lo tanto, el cambio de *stress* de Coulomb positivo para fallas normales durante el cosísmico de terremotos de subducción  $|a|$ , es mayor que el cambio de *stress* negativo

durante el intersísmico |b| (modificado de Delouis *et al.*, 1998). En la figura de la derecha, se puede observar que para que el cambio de stress de Coulomb sea positivo en las fallas normales ubicadas en la corteza superior, el máximo deslizamiento del terremoto de subducción debería localizarse costa afuera de la PM (modificado de Cortés-Aranda *et al.*, 2015).



**Figura 10. Perfiles acústicos (12 kHz) en la Bahía de Mejillones. Sección transversal a la prolongación submarina de la Falla Mejillones, en donde se puede observar el escarpe de falla y, en color naranja, los depósitos de slump. El testigo GC3 arrojó edades radiocarbono de  $2350 \pm 40$  y  $2290 \pm 30$  cal BP que se correlacionan con un último gran evento ocurrido en la hemigraben (extraído de Vargas *et al.*, 2011b).**

#### 1.1.2.4 Sismotectónica de la Península de Mejillones

La totalidad de los trabajos de investigación coinciden que el Norte Grande de Chile no ha experimentado un gran terremoto desde el año 1877 CE (Kausel, 1986; Comte y Pardo, 1991; Delouis *et al.*, 1998; Chlieh *et al.*, 2004; Chlieh *et al.*, 2011; Metois *et al.*, 2013; Ruiz y Madariaga, 2018). El largo de la ruptura y magnitud de dicho terremoto no son conocidos con exactitud. Algunos autores sitúan el límite norte del *gap* frente a las costas de Arica (Kausel, 1986; Comte y Pardo 1991; Chlieh *et al.*, 2011); mientras que otros son más conservadores y lo posicionan a partir del sur de la ciudad de Iquique (Metois *et al.*, 2013). El rango de la magnitud varía entre  $M_w 8,0-9,0$  (Kausel, 1986; Comte y Pardo, 1991; Lomnitz, 2004; Chlieh *et al.*, 2011; Metois *et al.*, 2013). A pesar de estas discrepancias, la mayoría de los estudios concuerdan en que el límite sur de dicho *gap* sísmico se encontraría en la parte norte de la PM, la cual actuaría como barrera sísmica a la propagación de terremotos tanto al sur como al norte de ésta (Delouis *et al.*, 1997, 1998; Pritchard y Simmons, 2006; Delouis *et al.*, 2009; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013). Un aspecto importante de la PM es que se encontraría parcialmente desacoplada (Pritchard y Simons, 2006; Victor *et al.* 2011; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Schurr *et al.*, 2012; Metois *et al.*, 2013; Saillard *et al.*, 2017). Esta sería la razón principal del por qué los terremotos de subducción se detienen debajo de este gran rasgo morfoestructural. Las evidencias de este desacoplamiento vienen dadas por la observación de pulsos asísmicos que ha experimentado la PM y que se han detectado mediante campañas GPS y análisis de imágenes InSAR, posteriores a



los terremotos de Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007 (Pritchard y Simons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012).

El único terremoto histórico (>7,0) que ha generado ruptura sísmica en el área de estudio, desde el gran terremoto de 1877 CE y con amplio registro instrumental, ha sido el terremoto de Tocopilla de  $M_w$ 7,7 ocurrido el 14 de noviembre del año 2007 CE, el cual rompió la parte inferior de la zona sismogénica, entre Tocopilla y la parte norte de la PM. La distribución de las réplicas de este terremoto fue estudiada por Fuenzalida *et al.* (2013), con datos desde el segundo día de ocurrido el evento principal. Los epicentros de las réplicas se extendieron y concentraron hacia el océano Pacífico, frente a la PM. La secuencia de las réplicas fue registrada mediante la red permanente IPOC y una red temporal instalada dos semanas después del evento principal. Las réplicas se extendieron entre 30–50 km, por el norte y entre 5–55 km (más concentrados hacia la parte superior), por el sur de la ruptura. Además, observaron un cambio en el ángulo del *slab* de 18° a 24°, a una profundidad de 30 km, el cual coincide a grandes rasgos en superficie con la línea de costa, y que estaría asociado con el límite superior de la zona de ruptura del evento principal. El *cluster* (concentración) de réplicas más superficial se observó costa afuera de la PM, posiblemente debido a una *splay fault* ubicada en la corteza superior (Fuenzalida *et al.*, 2013).

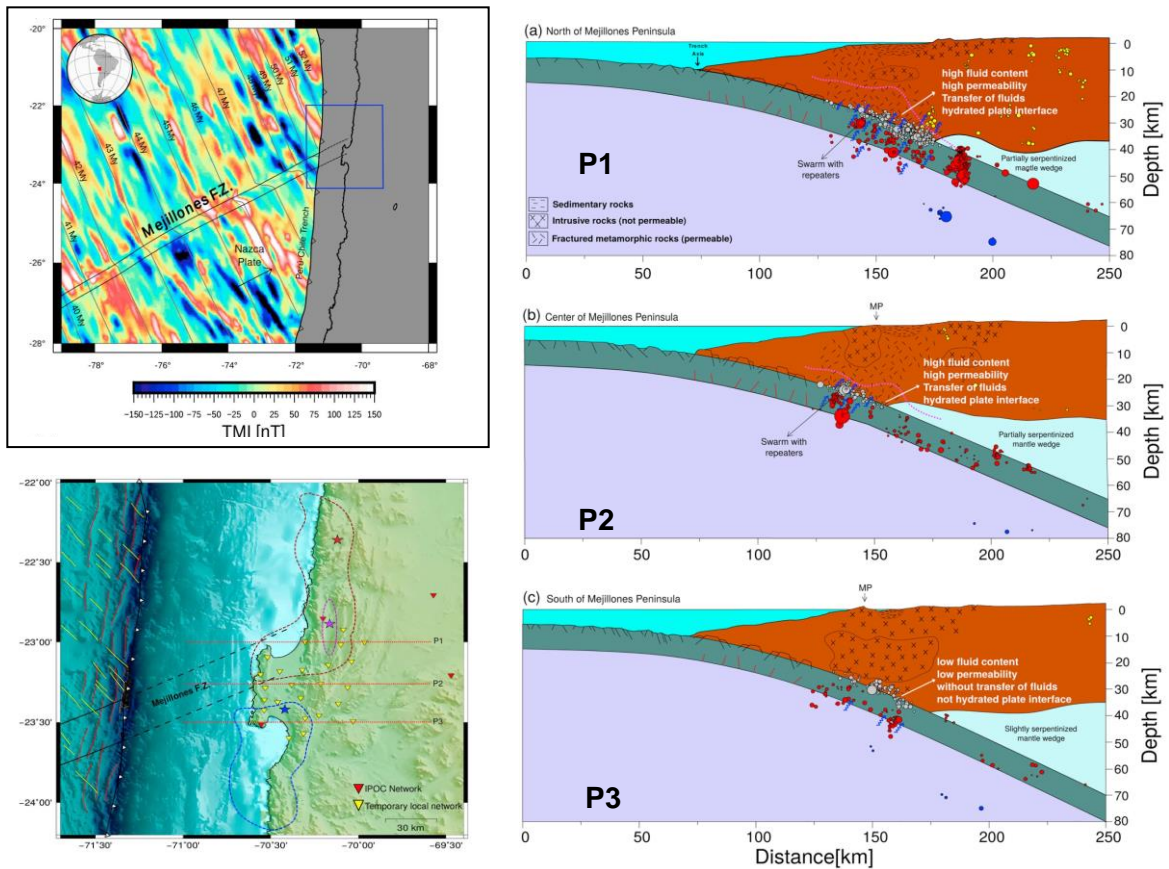


Figura 11. En la parte superior izquierda se observa el lineamiento magnético interpretado como una falla transformante inactiva (MFZ). En la parte inferior izquierda se observa la distribución de tres perfiles (P1, P2 y P3) realizados en la Península de Mejillones. En la figura de la derecha se presentan los tres perfiles distribuidos de norte a sur (arriba hacia abajo), en donde se observa mayor sismicidad de interplaca,

En el reciente trabajo de Pastén-Araya *et al.* (2018), a través de la recolección de datos mediante una red instalada durante dos años (2013–2015) en la PM, se reconoció una alta actividad sísmica (interplaca, intraplaca y cortical inferior), destacando la presencia de *repeaters* (eventos con la misma señal sísmica; coeficiente de correlación de 0,95) en la parte norte de la PM, los cuales fueron vinculados a procesos de hidratación anómala en el *slab* (**Figura 11**). Además, los modelos 3D tomográficos realizados en este trabajo muestran un aumento en la razón  $V_p/V_s$ , lo cual corroboraría la presencia de fluidos debajo de la parte norte de la PM. La causa de una corteza más hidratada en la parte norte de la MP se debería a la subducción de una gran fractura de la corteza oceánica en dicha zona (**Figura 11**), llamada Zona de Fractura Mejillones, reconocida a través de métodos magnéticos (MFZ; Maksymowicz, 2015).

## 1.2 Planteamiento del problema de investigación

El borde costero a lo largo del antearco de los Andes Centrales presenta a escala regional un relieve marcado por una topografía irregular, la cual ha sido clasificada en diferentes tipos de unidades geomorfológicas a escala local (ej. Paskofft, 1979). El rasgo geomorfológico reconocido de primer orden es el GECNC, el cual se encuentra interrumpido por importantes disrupciones en la línea de costa debido a la presencia de penínsulas, entre las que destacan: Mejillones, Caldera, Puerto Aldea, entre otras. Estos últimos rasgos morfoestructurales presentan abundantes registros geológicos y, en el último tiempo, registros geodésicos que evidencian la deformación de largo y corto plazo, respectivamente. No obstante, la relación que existe entre ambas observaciones todavía se mantiene en discusión, no sólo para el margen activo de los Andes Centrales, sino que también para los del resto del mundo.

Trabajos anteriores (Arabasz, 1971; Pakofft, 1979; Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1998; Hartley *et al.*, 1998; Von Huene y Ranero, 2003; González *et al.*, 2003 y 2006; Quezada *et al.*, 2010; Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Marther *et al.*, 2014; Melnick, 2016) han propuesto diferentes ideas sobre la génesis y evolución del GECNC, el cual se podría haber formado a partir de la interacción de los diferentes procesos que involucran alzamiento de la corteza, dinámica erosiva y preservación, dentro de un contexto de clima hiperárido; mediante el control estructural de una gran falla normal submarina subparalela a la línea de costa; debido al colapso gravitatorio del frente de subducción producto de la erosión tectónica que afecta a la parte basal del talud del margen continental; por el alzamiento costero de largo plazo debido a la reacomodación de material erosionado en el frente de subducción (*underplating*); a causa de deformación compresional, en profundidad, y extensional, en superficie, debido a un arqueamiento del antearco externo; producto de la subducción de dorsales submarinas que generan alzamiento por cambios de densidad; por remociones en masa, gatilladas en el ciclo sísmico de grandes terremotos de subducción; o causado por la somerización del Moho debido a la acción de terremotos profundos. Si bien todos estos procesos se han estudiado de manera individual, no es posible descartar la acción conjunta de más de alguno de estos, los cuales podrían actuar en mayor o menor grado en la evolución

del GECNC. No obstante, nuevos datos obtenidos mediante perfiles de reflexión sísmica (3,5 kHz), aportados por González (2013), y que serán abordados en esta investigación, sugieren que una gran falla normal submarina podría ser, en gran parte, la responsable de la evolución cuaternaria de este rasgo de primer orden.

Por otro lado, las penínsulas corresponden a anomalías morfoestructurales que se caracterizan por interrumpir la continuidad de la línea de costa a lo largo del norte de Chile. La PM, que corresponde a uno de estos rasgos, tiene importancia desde el punto de vista geológico, geomorfológico, estructural y de peligro sísmico, ya que es posible que actúe como barrera sísmica a la propagación de terremotos de subducción, tanto en su parte norte como sur (Kausel, 1989; Comte y Pardo, 1991; Delouis *et al.*, 1998; Vargas *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Chlieh *et al.*, 2011; Victor *et al.*, 2011; Metois *et al.*, 2013), y presenta una serie de fallas normales, las cuales se encuentran activas (Marquardt, 2005; Vargas *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012; Cortés-Aranda *et al.*, 2015). Este bloque morfoestructural que corresponde a una parte emergida de la plataforma continental, y que interrumpe la orientación N-S de la costa y la continuidad longitudinal del GECNC, se ha alzado tectónicamente y ha acomodado la deformación mediante fallas normales activas (Marquardt, 2005; Vargas *et al.*, 2005 y 2011; Cortes *et al.*, 2012). Trabajos anteriores han vinculado las fallas normales presentes en la PM con el SFA (Arabasz, 1971; Hervé, 1987; Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003), el cual correspondería a un sistema de fallas jurásicas que a la altura de los 23°–24° presentan reactivación mediante cinemática extensional durante el Cuaternario (Arabasz, 1971; Hervé, 1987; Niemeyer *et al.*, 1996; Scheuber y González, 1999; González *et al.*, 2003).

A lo largo del margen activo del Norte Grande de Chile, la plataforma continental se presenta como una franja poco extensa entre los 0 y 200 m bajo el nivel del mar (b.n.m.), debido a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (66 mm/año; Angermann *et al.*, 1999), lo cual conlleva el colapso gravitacional del talud hacia el frente de subducción por el proceso de erosión tectónica frontal y, especialmente, basal (Arabasz, 1971; Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; von Huene y Ranero, 2003; Sallares y Ranero, 2005). En los extremos norte y sur de la PM, en Bahía Mejillones y Bahía San Jorge, respectivamente, la plataforma continental se desarrolla desde la costa hasta aproximadamente unos 20 km mar adentro, pero no así en su frente occidental en donde la plataforma continental es prácticamente inexistente, ya que presenta una rápida caída en la pendiente de aproximadamente 9000 m en 80 km de distancia entre la fosa y Cerro Moreno.

Actualmente hay escasos datos que permitan determinar con seguridad las tasas de alzamiento que han afectado y afectan al borde costero del Norte Grande de Chile. Además, aparte de ser insuficientes, los datos que se tienen sobre tasas de alzamiento se concentran en penínsulas. Los artículos que han abordado el tema del alzamiento determinan que el borde costero de los Andes Centrales, en su conjunto, se habría comenzado a alzar aproximadamente hace 3 Ma (**Figura 12**; Cliff y Hartley, 2007), con tasas de alzamiento del orden de 0,06–0,34 m/ka (Martínez y Niemeyer, 1982; Leonard y Wehmler, 1991; Ortlieb *et al.*, 1996a; Marquardt, 2005; Le Roux *et al.*, 2005; Quezada *et al.*, 2007). Durante la misma ventana de tiempo, en la PM, las tasas de alzamiento se encontraban dentro del mismo orden de magnitud que el resto de la costa (Ishman *et al.*,

2003; Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011). Para la ventana de tiempo de los últimos 400 ka las tasas de alzamiento se han mantenido dentro de los mismos parámetros (Radkte, 1989; Leonard y Wehmler, 1991; Ortlieb *et al.*, 1996a). En cambio, para la PM, las tasas de alzamiento aumentan a casi al doble con 0,5 m/ka, observándose además un gradiente en el alzamiento de sur a norte (**Figura 12**; Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011).

De acuerdo con los antecedentes históricos, las rupturas sísmicas que se han detenido debajo de la PM y de las cuales se han obtenido datos geodésicos y registros geológicos, corresponden a los terremotos de Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007 (Ortlieb *et al.*, 1996b, Delouis *et al.*, 1998; Pritchard y Simons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012, Fuenzalida *et al.*, 2013), en donde ambos terremotos alzaron la PM, en su parte sur y norte, respectivamente. El terremoto de Tocopilla de  $M_w 7,7$ , cuya ruptura alcanzó la parte norte de la península, alzó 0,35 m la ciudad de Mejillones (Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012), con movimientos verticales centimétricos postsísmicos asociados a los días y meses siguientes en la zona; mientras, el terremoto de Antofagasta de  $M_w 8,1$  alzó entre 0,15–0,60 m (Ortlieb *et al.*, 1996b; Delouis *et al.*, 1998) en la parte sur de la península, con pulsos postsísmicos en la parte norte de la península a los meses e incluso años después de ocurrido el evento principal (Pritchard y Simons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012). Para el terremoto de Tocopilla de 2007 se reconoció un importante *cluster* de réplicas que se localizó en la parte noroccidental de la península, costa afuera (Schurr *et al.*, 2012, Fuenzalida *et al.*, 2013). Este *cluster*, en gran parte, habría estado asociado a una estructura de tipo *detachment* presente en la parte superior del *middle slope* del margen continental (Sallares y Ranero, 2005), el cual podría corresponder a una *splay-fault* que se originaría en el contacto interplaca, inmediatamente sobre un importante quiebre que se produciría en el *slab* (Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013; Maksymowicz, 2015).

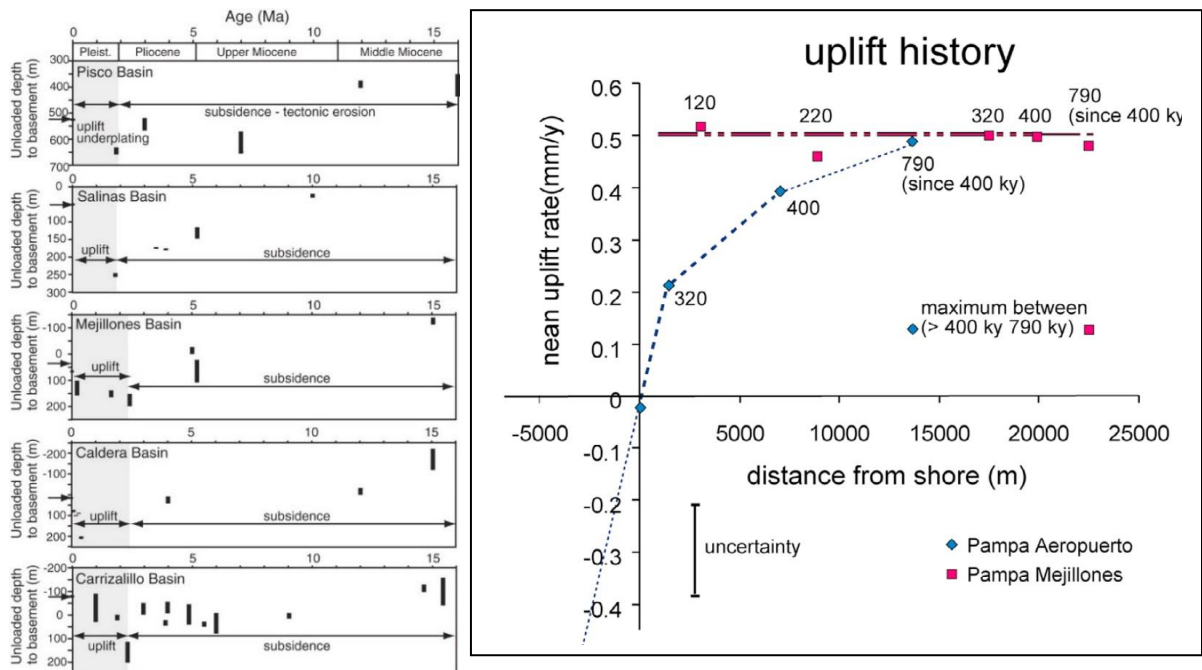
A partir del estado del arte y las premisas expuestas en los antecedentes, surgen las siguientes preguntas de investigación que se abordarán en los capítulos de resultados de esta tesis:

- ¿De qué manera los procesos sismogénicos asociados a terremotos de subducción se relacionan con la deformación cuaternaria de la PM?
- ¿Son los terremotos de subducción los mecanismos gatillantes de primer orden que contribuyen a la construcción del relieve costero?
- ¿Cómo se relacionarían los rasgos geomorfológicos y estructurales presentes en el margen continental superior y costero de la PM con la deformación que ocurre en la parte superficial de la corteza?
- ¿Cuáles son los rasgos geomorfológicos, expuestos de forma subaérea y submarina, que evidenciarían los procesos tectónicos costeros que han afectado al límite sur del *gap* sísmico del Norte Grande de Chile?

Otras preguntas que nacen a partir de los antecedentes previamente expuestos y que se abordarán en el capítulo de discusiones, son las siguientes:



- ¿Hay correspondencia entre la deformación de corto y largo plazo?
- ¿Cuál o cuáles podrían ser los factores mecánicos y/o reológicos que gatillarían en su origen el inicio de esta deformación?
- ¿La deformación vertical costera a lo largo del margen continental del norte de Chile es homogénea, localizada o diferencial?
- ¿Qué implicancias tiene el entendimiento del alzamiento costero en el antearco de los Andes Centrales para la comprensión de procesos similares con otros ambientes de subducción en el planeta?



**Figura 12.** A la izquierda se observa que a partir del Pleistoceno habría comenzado un alzamiento generalizado del borde costero de los Andes Centrales (extraído de Cliff y Hartley, 2007). A la derecha se observa que mientras en la parte sur de la Península de Mejillones el alzamiento ha ido decayendo con el tiempo hasta hacerse cero, en la parte norte, el alzamiento se habría mantenido constante para los últimos 400 kyr (extraído de Víctor *et al.*, 2011).

### 1.3 Hipótesis

La hipótesis de la tesis doctoral propone que:

En el margen continental del Norte Grande de Chile, durante el Cuaternario, grandes rasgos geomorfológicos costeros (subaéreos y submarinos) habrían evolucionado como resultado, en primer orden, de la tectónica regional y local, así como por cambios eutásticos y de preservación en un ambiente climático de hiper-aridez. Los mecanismos que habrían contribuido en mayor grado a la construcción del relieve en el largo y corto plazo serían los grandes terremotos de subducción, cuya deformación permanente se plasmaría durante cada ciclo sísmico, limitándose en gran parte a la ventana geodética

correspondiente al periodo cosísmico-postsísmico. Fallas corticales heredadas y neoformadas, con expresión subaérea y submarina, ubicadas en el límite sur del *gap* sísmico del terremoto de 1877, habrían favorecido la partición de la deformación del margen continental, así como la evolución del paisaje local acomodando en forma diferencial las tasas de deformación vertical.

## 1.4 Objetivos

### 1.4.1 Objetivo general

- Determinar los mecanismos tectónicos de primer orden que han contribuido en la construcción del relieve del borde costero ubicado al límite sur del *gap* sísmico del Norte Grande de Chile, durante el Cuaternario.

### 1.4.2 Objetivos específicos

- Reconocer rasgos geomorfológicos y secuencias estratigráficas que indiquen evidencias de alzamiento tectónico.
- Caracterizar y estimar las tasas de la deformación superficial subaérea y submarina en el bloque colgante de la FM, en la parte norte de la PM.
- Proponer un modelo conceptual que explique la presencia de grandes rasgos geomorfológicos costeros y su relación con la tectónica activa imperante en la zona de estudio.

## 1.5 Justificación de la investigación

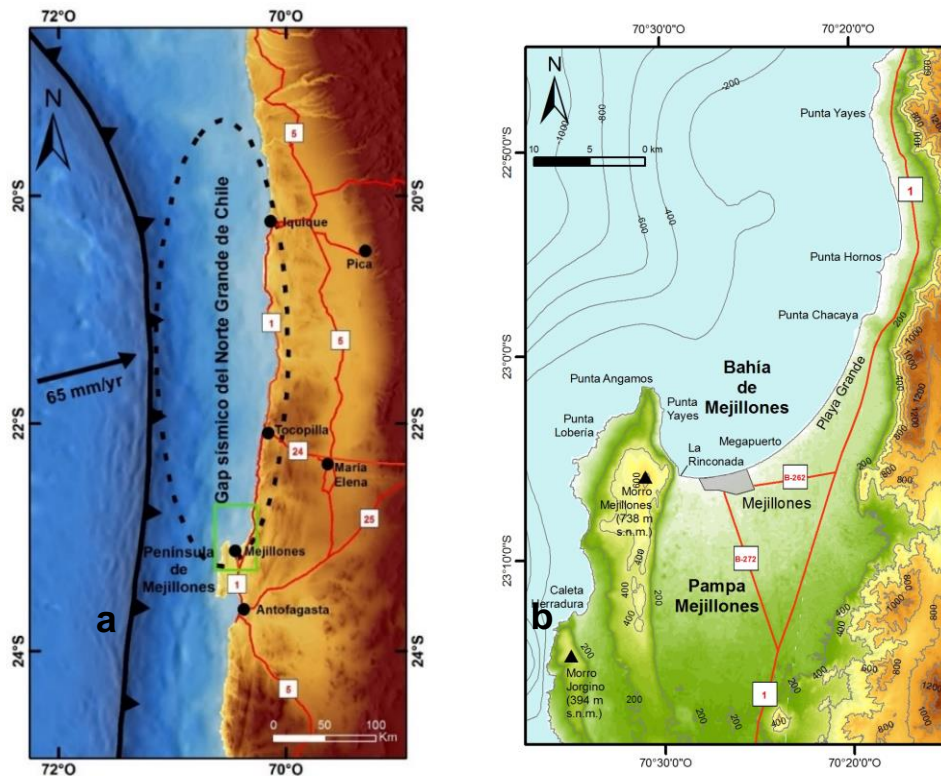
Esta tesis doctoral es una contribución al estado del arte sobre la geología de terremotos, en la cual se trata de entender parte de los procesos involucrados en la deformación de la corteza terrestre producto de sucesivos ciclos sísmicos generados en la zona de subducción y fallas corticales. La realización de esta es necesaria para sustentar las bases que soportan la discusión sobre modelos de generación y recurrencia de grandes terremotos. Esta investigación se realizó gracias al financiamiento que recibió el tesista a través de las Becas CEGA (años 2013–2014) y Doctorado Nacional de CONICYT N° 21150437 (años 2015–2017), además al aporte para terrenos y datación de muestras a través de los proyectos FONDECYT #1085117, 1161547 y 1140846. La mayor cantidad de muestras datadas fueron realizadas gracias a la colaboración con el *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD, Bondy, Francia) a través del Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14, CNRS-CEA-MCC-IRD-IRSN). La investigación aporta datos concretos sobre alzamiento cuaternario tardío en el borde costero de la PM y zonas aledañas, la cual es una ventana de tiempo que ha sido muy poco estudiada para estos casos, junto a registro de deformación vertical vinculados a terremotos de subducción que, por un lado, revelan el gran impacto que estos procesos

pueden tener sobre el paisaje costero y, por otro lado, el grado de frecuencia que estos eventos tienen en periodos de miles de años; ventanas de tiempo que, por lo general, son difíciles de alcanzar para este tipo de eventos geológicos, especialmente para el norte de Chile, pero que son necesarias para realizar estimaciones de peligro sísmico en zonas expuestas a estas amenazas. Así, esta investigación es un importante aporte, no sólo porque contribuye sobre el tema en cuestión en el país más sísmico del mundo, sino porque además se realiza en un margen de subducción con una de las zonas de *gap* sísmico más importantes del planeta.

## 1.6 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la parte norte de la PM (**Figura 13**), a la altura de los 23°S, en donde se recolectó la totalidad de los datos que se utilizaron para la realización de esta tesis doctoral, corresponde a la parte emergida de la PM, así como a la plataforma continental, en el límite sur del segmento del *gap* sísmico del Norte Grande de Chile. Este *gap* presentaría un potencial plano de ruptura entre Pisagua y la PM (**Figura 13**; Comte y Pardo, 1991).

La vía de acceso terrestre principal desde la ciudad de Santiago es la Ruta 5 Norte hasta llegar al Barrio Industrial La Negra, en la Región de Antofagasta, después de recorrer 1324 km de carretera. Desde La Negra se toma el nudo de la Ruta 26 y se recorren 13 km hasta llegar a la ciudad de Antofagasta. Desde dicha ciudad se toma en dirección norte la Ruta 1 hasta llegar a la bifurcación con la Ruta B-272 que lleva hasta la ciudad de Mejillones (**Figura 13**). A partir de esta localidad los accesos son variados e improvisados, con caminos de tierra que recorren la PM en distintas direcciones.



**Figura 13. Ubicación del área de estudio (recuadro verde) y sus principales vías de acceso. a) El área de estudio (recuadro verde) se encuentra inmediatamente al sur del gap sísmico del Norte Grande de Chile. b) Las principales vías de acceso y toponimia del área de estudio.**

## 1.7 Marco geológico, estructural y geomorfológico del área de estudio

### 1.7.1 Geología

La unidad más antigua que aflora en la parte norte de la PM corresponde a un basamento de rocas metamórficas denominado Complejo Metamórfico Mejillones, el cual se puede reducir en dos subunidades localizadas en los horst Morro Mejillones y Morro Jorgino, denominados Esquistos de Punta Angamos y Metamorfitas Morro Jorgino, respectivamente (**Figura 14**). Los Esquistos de Punta Angamos están constituidos principalmente por esquistos y subordinadamente por gneises, cuarcitas y anfibolitas, con foliación y pliegues de diferente escala, y cristales euhedrales de andalucita y granate de hasta 3 mm que definen una aureola de contacto de 3 km de ancho en las cercanías de la Tonalita Mejillones (Cortés *et al.*, 2007). En las Metamorfitas de Morro Jorgino se reconocen tres facies: gneises, con intercalaciones subordinadas de esquistos y anfibolitas; anfibolitas, homogéneas o bandeadas; y esquistos verdes, con abundancia de actinolita e intercalaciones subordinadas de esquistos micáceos (clorita, muscovita y grafito; Cortés *et al.*, 2007). En el Complejo Metamórfico Mejillones se han determinado cuatro edades de metamorfismo: una regional de edad cámbrica mediante isócronas minerales Sm-Nd en anfibolitas, errorcrona (nube de puntos o alineaciones que no presentan valor geocronológico) en Rb-Sr y U-Pb en circón heredado del basamento (Díaz *et al.*, 1985; Damm *et al.*, 1986, 1990; Lucassen *et al.*, 1996, 2000); una correspondiente a fusión parcial durante el Carbonífero mediante errorcrona Rb-Sr (Díaz *et al.*, 1985); otra de contacto por una serie de intrusivos a lo largo del Jurásico mediante errorcrona Rb-Sr, K-Ar (anfíbola, biotita, muscovita y roca total) y U-Pb en circón (Basei *et al.*, 1986; Lucassen *et al.*, 1996); y asociadas a deformación sinistral del SFA durante el Cretácico Inferior mediante K-Ar en roca total (Cortés *et al.*, 2007). El protolito de esta unidad sería de origen tanto sedimentario como subvolcánico a volcánico de probable corteza oceánica (Halpern, 1978; Baeza, 1984; Baeza y Venegas, 1985a, b). No obstante, mediante nuevas edades de SHRIMP U-Pb en circones, Casquest *et al.* (2014), desechan la idea de que el protolito sedimentario sea del Cámbrico; en cambio, proponen que el protolito es del Triásico, y que fue metamorfoseado muy rápidamente aproximadamente hace ca. 210 Ma, clasificando a la PM como un terreno tectonoestratigráfico. Posteriormente, Calderón *et al.* (2017), a través de modelamiento P-T de granates y dataciones Th-U-Pb de monzonitas determinaron que el metamorfismo de Morro Mejillones y Morro Jorgino presentan distintas edades y evoluciones termales, siendo este último el que presenta un mayor grado metamórfico. Según Calderón *et al.* (2017) luego de la extensión de la corteza ocurrida en el periodo estacionario de la subducción durante el Triásico, los bloques o *slivers* (terreno autóctono Mejillonia) sufrieron una pequeña colisión continental cuando la subducción se reactivó. Morro Jorgino habría sido un bloque que sufrió *underthrusting* a mayor profundidad que Morro Mejillones.

La Formación La Negra (**Figura 14**), si bien no es una unidad que presente afloramientos importantes en el área de estudio, es muy probable que el sustrato reconocido mediante gravimetría en el *hemigraben* Pampa Mejillones corresponda casi en su totalidad a ésta (Castillo, 2008; Maringue *et al.*, 2018). Esta formación fue definida por García (1967) como una sucesión continua y homogénea de mantos de lavas porfíricas, parcialmente amigdaloidales, con intercalaciones subordinadas de bancos de brecha porfírica, arenisca gruesa y conglomerados arcillosos. Esta unidad de edad Sinemuriano-Titoniano y más de 3000 m de potencia aflora principalmente a lo largo de la Cordillera de la Costa de la Región de Antagasta, con estratos que construyen un monoclinal de dirección N10°–20°E/10°–40°O, sobreyaciendo a los Estratos de Rencoret (TrJir) y subyaciendo en discordancia de erosión a los conglomerados y areniscas continentales de la Formación Caleta Coloso (Kic), siendo intruida por una serie de cuerpos plutónicos jurásicos en los alrededores del área de estudio (Cortés *et al.*, 2007). El ambiente de formación habría sido subaéreo a subacuoso, constituyendo un arco volcánico continental y, en parte, arco de islas de subducción tipo Mariana (Kramer *et al.*, 2005). Durante este periodo habría actuado una subducción con componente oblicua, lo que habría favorecido la formación del proto-SFA (Pichowiak *et al.*, 1990; Brown *et al.*, 1993; Scheuber y González, 1999; Kramer *et al.*, 2005).

Una serie de cuerpos intrusivos mayoritariamente de edad jurásica afloran en el área de estudio (**Figura 14**). Los cuerpos intrusivos más importantes corresponden a la Tonalita Mejillones y Dioritoides Cerro Fortuna, ubicados en la parte occidental (horst Morro Mejillones) y oriental (Cordillera de la Costa) del área de estudio, respectivamente (**Figura 14**). La Tonalita Mejillones se distribuye en una franja N-S a lo largo del horst Morro Mejillones (**Figura 14**), la cual corresponde a una tonalita de biotita-anfíbola de grano grueso a medio de color claro que intruye al Complejo Metamórfico Mejillones (Esquistos de Punta Angamos) y es instruida por el Gabro San Luciano (Cortés *et al.*, 2007). Las edades de cristalización para la Tonalita Mejillones mediante U-Pb en circón, K-Ar en (biotita, anfíbola y roca total), isócronas y errorcrona en Rb-Sr varían entre 160–200 Ma (Halpern, 1978; Díaz *et al.*, 1985; Damm *et al.*, 1986, 1990;); por otro lado, el metamorfismo de contacto impuesto por la Tonalita Mejillones cuando se emplazó en el Complejo Metamórfico Mejillones tendría una edad entre 165–177 ± 8 Ma (Díaz *et al.*, 1985); mientras que mediante trazas de fisión en apatito, su exhumación habría ocurrido hace 108 ± 17 Ma (Damm *et al.*, 1990). Casquet *et al.* (2014) mediante SHRIMP U-Pb determinan que la edad de intrusión de la Tonalita Mejillones es de 208 ± 2 Ma. Los Dioritoides Cerro Fortuna corresponden a gabros, dioritas y monzonitas que se distribuyen N-S a lo largo de la Cordillera de la Costa, siendo limitados hacia el este por la Falla Mititus (**Figura 14**), y mediante K-Ar (biotita y anfíbola) se obtuvo una edad de enfriamiento del Jurásico Superior (Cortés *et al.*, 2007). De menor tamaño, pero importante por su localización, el cuerpo intrusivo llamado Gabro San Luciano corresponde a un stock gábrico de grano grueso levemente foliado que intruye al Complejo Metamórfico Mejillones y a la Tonalita Mejillones, el cual se distribuye en una pequeña franja N-S limitado hacia la FM (**Figura 14**). La edad de enfriamiento del Gabro San Luciano mediante K-Ar en hornblenda sería de 169 ± 6 Ma (Scheuber y González, 1999).



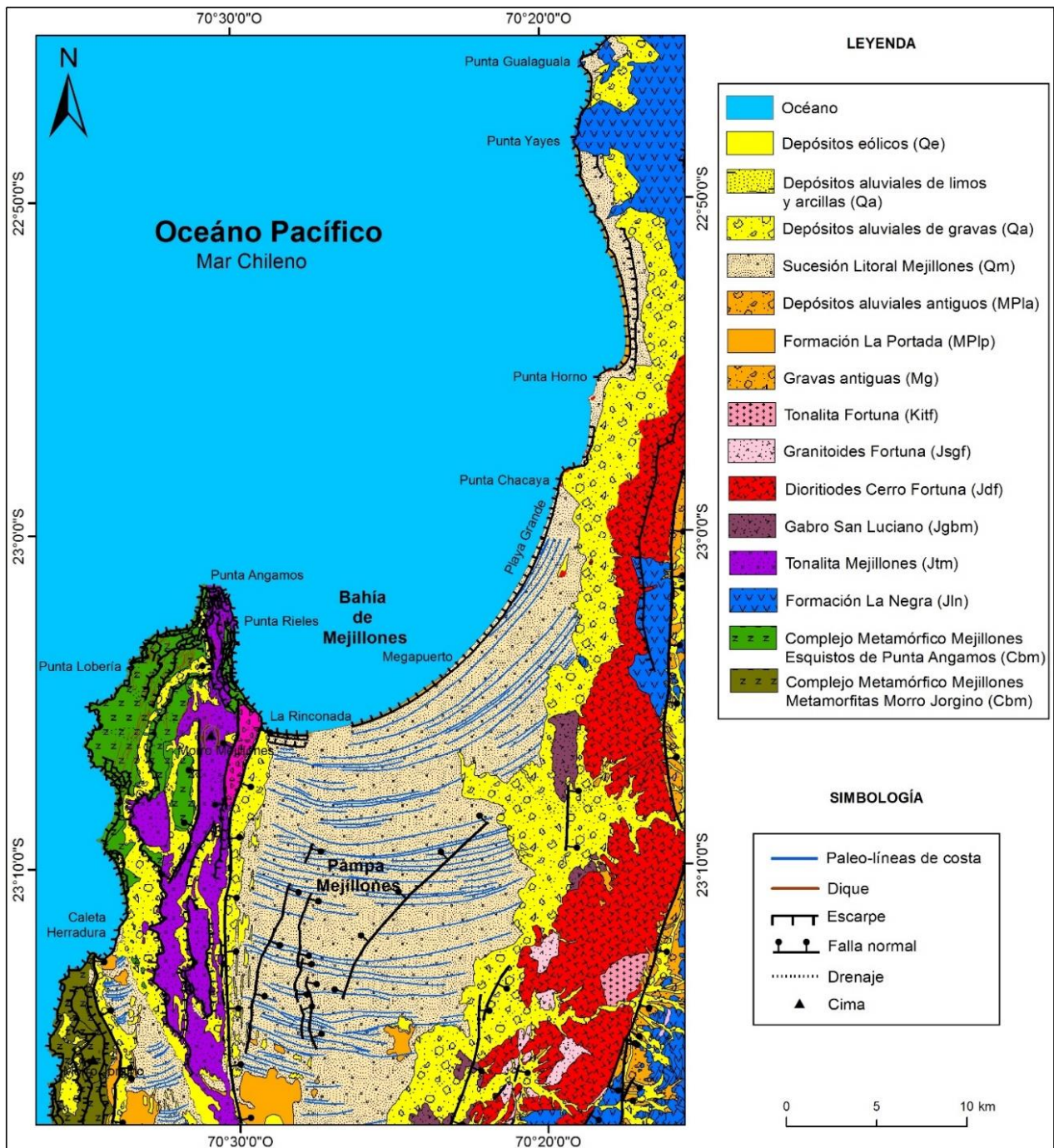


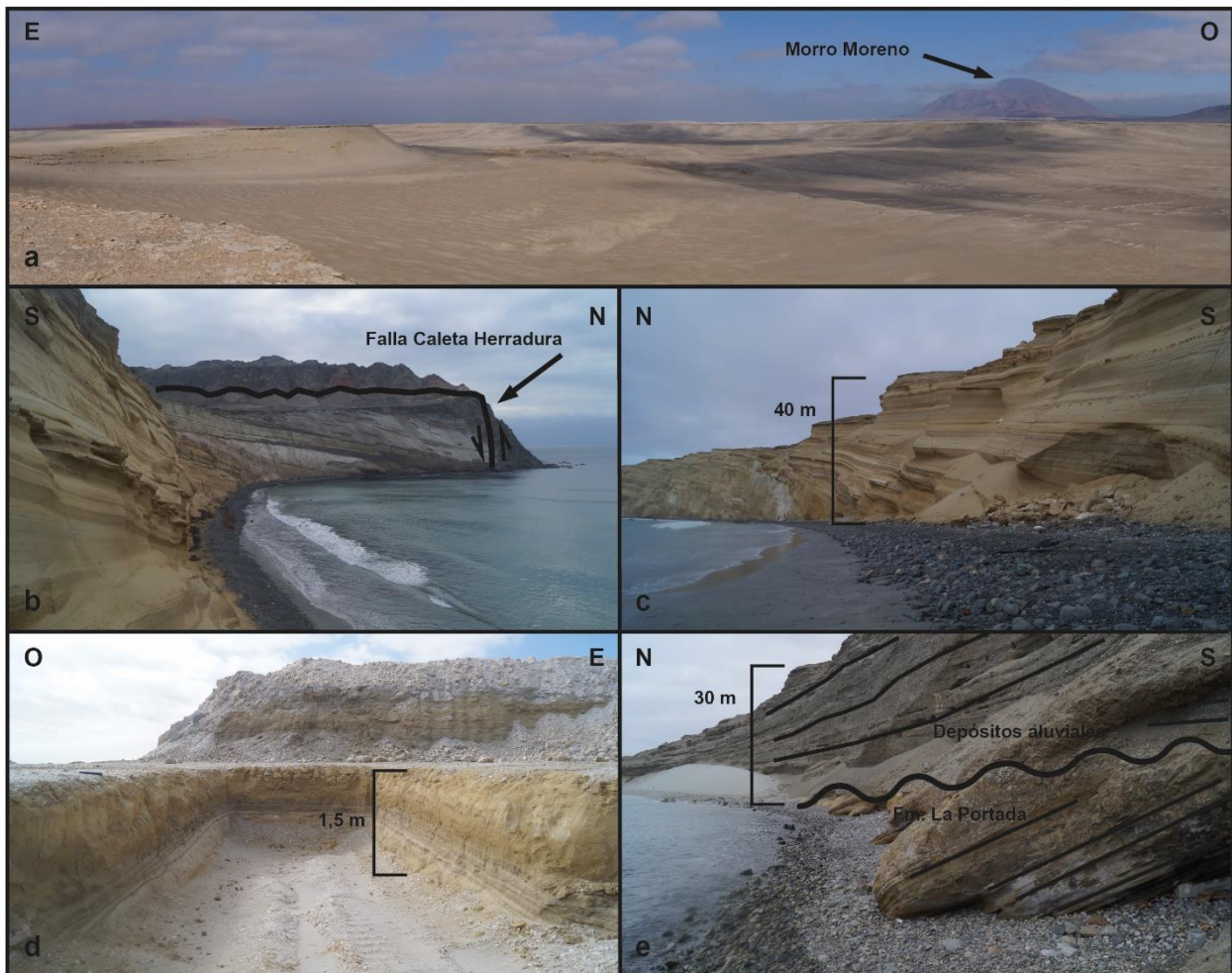
Figura 14. Mapa geológico del área de estudio. La parte occidental (*horst* Morro Mejillones) de la Península de Mejillones se encuentra dominada por unidades metamórficas e intrusivas. Por otro lado, la parte central (*hemigraben* Pampa Mejillones) se encuentra dominada por unidades semi-consolidadas y no consolidadas correspondientes a depósitos marino y de ambiente litoral. En la parte oriental (Cordillera de la Costa), dominan unidades intrusivas y extrusivas. Modificado a partir de las Cartas de Mejillones y la Península de Mejillones del SERNAGEOMIN (Cortés *et al.*, 2007).

La PM tiene una gran importancia estratigráfica particular para las unidades del Neógeno puesto que es uno de los pocos lugares del norte de Chile en donde se desarrolla ampliamente una unidad marina correspondiente a este periodo de tiempo geológico. Esta unidad se conoce formalmente como Formación La Portada (MPip), la cual se desarrolla preferentemente en las cuencas de *hemigraben* que se distribuyen a lo largo y ancho de la PM (Figura 14). La Formación La Portada fue definida por Ferraris

y Di Biase (1978) definieron esta unidad como un complejo marino litoral constituido por secuencias sedimentarias, clásticas y fosilíferas, consolidadas a semiconsolidadas, que constituyen capas bien definidas con una estratificación gruesa a fina, asignado ampliamente al Mioceno-Plioceno; sin embargo, Krebs *et al.* (1992) propusieron dividir esta unidad en dos formaciones: una, de edad miocena, y otra, de edad pliocena. No obstante, Cortés *et al.* (2007) sugieren mantener la definición original argumentando que no existe un sello sedimentológico adecuado ni control cronoestratigráfico que permita diferenciar depósitos del Mioceno y Plioceno (Cortés, 2000). Cortés *et al.* (2007) reconocen dos litofacies: arenas calcáreas, constituidas principalmente por coquinas, areniscas y margas y, en menor proporción, por conglomerados, brechas, diatomitas, fangolitas, fosforitas y yeso, reconocidos ampliamente en gran parte de las cuencas de *hemigraben* Pampa Mejillones (Marquardt *et al.*, 2003b); y conglomerados y brechas, formadas por coquinas, conglomerados, brechas y areniscas de grano grueso, en general fosilíferas, e intercalaciones de gravas de origen aluvial, reconocidos principalmente en el borde oriental de los morros Jorgino y Bandurrias. La Formación La Portada sobreyace en discordancia angular al Complejo Metamórfico Mejillones y a la Formación La Negra; en Caleta Herradura se expone su base sobreyaciendo a los Esquistos de Punta Angamos, y su mínima potencia directamente medible es de casi 200 m en dicho lugar (**Figura 15**); además, subyace en discordancia angular y discordancia de erosión a los depósitos marinos cuaternarios de la Sucesión Litoral Mejillones (Cortés *et al.*, 2007). Su edad es Mioceno inferior-Plioceno, con edades que fluctúan entre  $19,35 \pm 0,04$  y  $4,17 \pm 0,12$  Ma (Marquardt *et al.*, 2005). Los afloramientos más importantes en el área de estudio se localizan en la Caleta Herradura, Cuenca del Tiburón y a lo largo del acantilado costero de la Bahía Mejillones (**Figuras 14, 15**). En este último sector, González (2013) reconoció afloramientos de limos y diatomitas semi-consolidadas desde La Rinconada hasta el Megapuerto (**Figura 14**). Según los datos gravimétricos de Maringue *et al.* (2018), es muy probable que el substrato reconocido en la Bahía Mejillones y asignado a la Formación La Portada tenga ~700 m de espesor debajo del sector La Rinconada (**Figura 14**). Su ambiente deposicional correspondería a una cuenca de plataforma epicontinental protegida de margen activo, con facies neríticas y pelágicas, con predominia de ambientes sublitorales a litorales, de baja y alta energía (Cortés *et al.*, 2007).

La unidad geológica con mayor expresión en superficie corresponde a los Depósitos Marinos (Qm; Cortés *et al.*, 2007), que se encuentran predominantemente en las cuencas de *hemigraben* del área de estudio (**Figura 14**). Esta unidad es una modificación de la Formación Mejillones, definida por Ferraris Di Biase (1978), y Sucesión Litoral Mejillones, propuesta por Cortés (2000). Se define como una secuencia sedimentaria clástica, de ambiente deposicional litoral a sublitoral, expresada geomorfológicamente como una sucesión de terrazas de abrasión marina y una serie de paleo-líneas de costa (**Figura 14**). Se compone por coquinas, bolones, gravas y arenas, con diferente grado de cementación (Cortés *et al.*, 2007). Estos depósitos se encuentran sobre terrazas marinas labradas sobre la Formación La Portada, como bien se ha observado en los acantilados costeros de las bahías de San Jorge y Mejillones (Cantalamesa *et al.*, 2006; González, 2013), y, excepcionalmente, pueden alcanzar una potencia máxima de 10 m (Cortés *et al.*, 2007). Los depósitos más antiguos correspondientes a las paleo-líneas de costa presentes en el *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 14**) se han asignado al estadio isotópico marino 11 (MIS 11, 400 ka; Ortlieb *et al.*, 1996a; Marquardt, 2005; Cantalamessa *et al.*, 2006; Victor *et al.*, 2011). Esta asignación se debe a la presencia de *trachycardium sp.* (**Figura 16**) en la parte más alta de esta sucesión (~200 m s.n.m.), que

se interpretan como ambientes de *lagoon* (lagunas, es decir, conectadas con el mar) con presencia de aguas cálidas asociadas a eventos tipo El Niño gracias a un largo periodo de estabilidad del nivel relativo del mar durante el MIS 11 (Ortlieb *et al.*, 1996a). La fábrica y litofacies de las paleo-líneas de costa son prácticamente idénticas en toda la Pampa Mejillones, las cuales presentan una secuencia de arenas con laminación subparalela, sobreyacidas por coquinas con estratificación con  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}$  de inclinación costa afuera (**Figura 16**). Estas litofacies se interpretan en la parte sur de la PM como *system tracts* (unidades de estratigrafía secuencial) correspondientes a la fase regresiva (FSST) de los cambios relativos del nivel del mar (Cantalamessa *et al.*, 2006), y, podrían corresponder al escalon o *plunge* que se desarrolla en la parte baja del *foreshore* (zona de rompiente, entre la alta y baja marea, en la línea de costa; Arche, 2010).



**Figura 15.** Afloramientos de la Formación La Portada en el área de estudio. a) Vista panorámica hacia el sur de la Cuenca del Tiburón, ubicada en la parte central de la PM. b) Vista hacia el oeste de la Formación La Portada siendo basculada por la Falla Caleta Herradura, ubicada en la localidad homónima. c) Vista hacia el este de la Formación La Portada en Caleta Herradura. d) Calita en labores abandonadas en el sector de Cuenca del Tiburón, en donde se observan limos con laminación centimétrica. e) En el sector de La Rinconada la Formación La Portada aflora con estratos que mantienen unos  $30^{\circ}$ E (pliegue de arrastre), subyaciendo en discordancia angular a depósitos litorales cuaternarios, destacando la presencia de un conglomerado bioclástico basal.



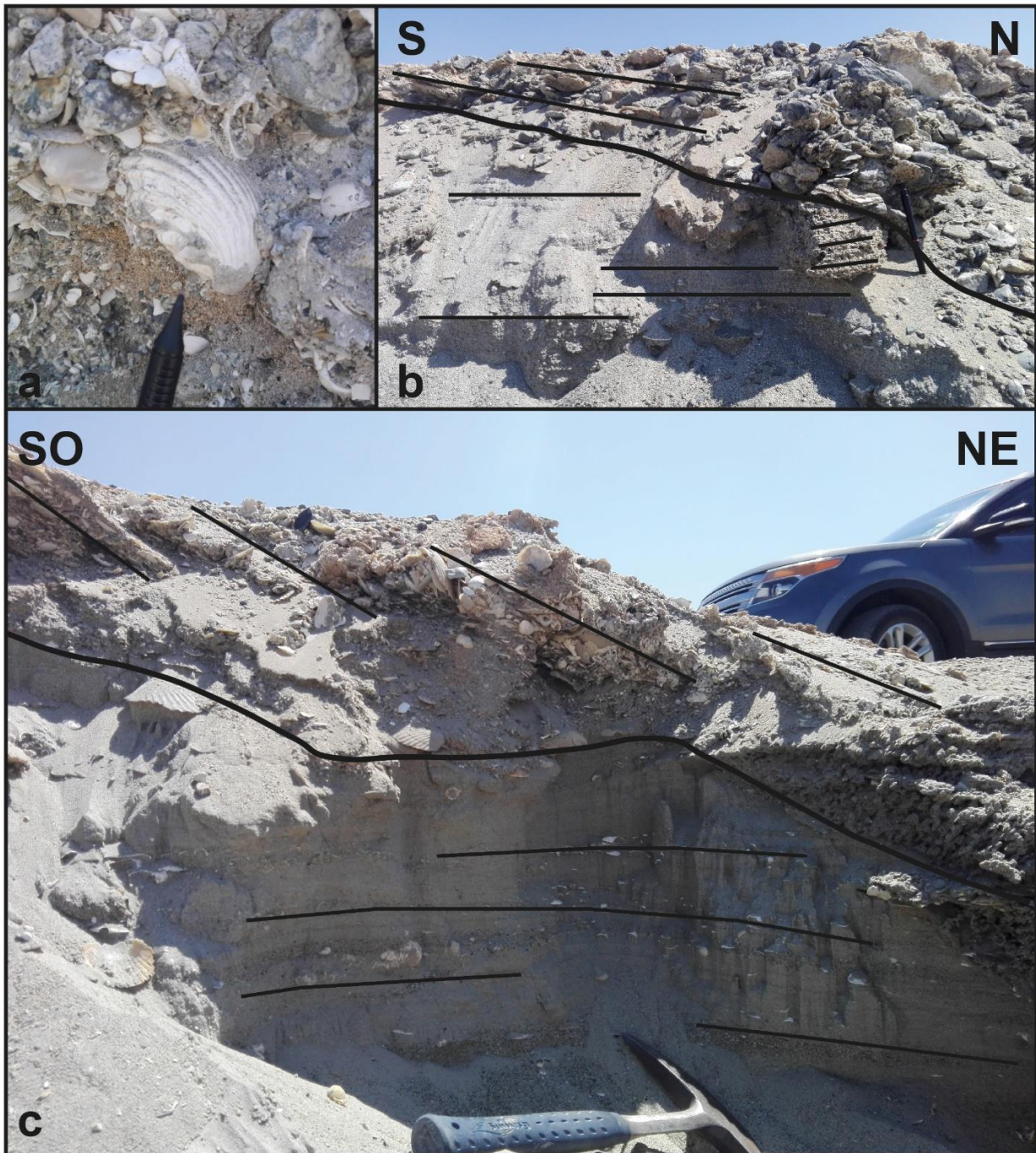


Figura 16. Depósitos marinos cuaternarios. a) Nivel de coquinas con *trachycardium* sp en la parte más alta de la Pampa Mejillones (~200 m s.n.m.). b) Pared oeste de una trinchera localizada en la Pampa Mejillones en donde se pueden observar niveles de arena con laminación subhorizontal y cruzada y restos de conchas, en la parte inferior, y sobreyaciendo a ésta en discordancia de erosión coquinas y niveles de gravas imbricadas hacia el norte con ángulos de 10°–20°, en la parte superior. c) Parte frontal de la misma trinchera, en donde se puede apreciar con detalle como las coquinas de la parte superior presentan una terminación basal en *downlap* con las arenas subhorizontales de la parte inferior, lo cual indica la naturaleza regresiva de la secuencia.

Los depósitos aluviales cuaternarios (Qa) se distribuyen preferentemente formando franjas N-S a lo largo de las fallas y el pie del frente de montaña del GECNC en el área de estudio (Figura 14), correspondientes a bloques, gravas, arena, limos y arcillas no consolidados a levemente cementados, que alcanzan espesores máximos de hasta 40 m

de espesor (**Figura 15e**; Cortés *et al.*, 2007). Estos depósitos tienen un desarrollo menor en llanos como Pampa Mejillones, en donde los cubren, y en algunos casos, como los observados en el sector La Rinconada, intergiritan a los Depósitos Marinos pleistocénicos (González, 2013). La edad de los depósitos aluviales presentes en la FM, mediante la datación de sus superficies con isótopos cosmogénicos  $^{10}\text{Be}$ , se ha determinado entre 26–46 ka (Marquardt, 2005; Marquardt *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2012). Las edades de estos depósitos aluviales se ajustan en parte con un periodo de mayores eventos de flujos de lodo y detritos para el Norte Grande de Chile durante el Pleistoceno tardío (32–15 ka; periodo mejor constreñido en el sur del Perú a partir de 40 ka), pasando por un periodo seco (15–5 ka), para posteriormente incrementarse la frecuencia en un orden de magnitud, y hasta dos órdenes de magnitud, a partir de ca. 5 ka en adelante (inicio de El Niño moderno), respecto al periodo acontecido durante el Pleistoceno tardío (Vargas y Ortlieb, 1998; Vargas *et al.*, 2006). Por otra parte, en estos depósitos se pueden encontrar niveles eólicos intercalados, los cuales se interpretan como posibles evidencias de la alternancia entre periodos interglaciares y glaciares (Ortlieb, 1995).

### 1.7.2 Geología estructural

El SFA es el rasgo estructural dominante del norte de Chile (**Figura 17**), el cual bordea, de norte a sur, el límite oriental de la Cordillera de la Costa a lo largo de ~1000 km entre las ciudades de Iquique y La Serena (Scheuber y Andriessen, 1990). Este sistema tuvo un origen contemporáneo con el desarrollo de un arco magmático durante el Jurásico (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber *et al.*, 1994; González, 1999). La deformación asociada al SFA se puede dividir en 4 etapas (Scheuber *et al.*, 1994; Scheuber y González, 1999): i) una primera etapa entre 195–155 Ma, con estructuras que indican movimientos transcurrentes sinistral transpresionales paralelos al arco a niveles inferiores y superiores de la corteza, con un acortamiento máximo NO-SE; ii) una segunda etapa entre 160–150 Ma, con estructuras que indican fuerte extensión normal al arco revelado por fallas normales de bajo ángulo a niveles superiores y la intrusión de extensos cuerpos magmáticos a niveles profundos de la corteza; iii) una tercera etapa entre 155–140 Ma, la extensión normal al arco es reemplazada por extensión oblicua indicada por la intrusión de diques de orientación NO-SE y NE-SO; iv) durante esta última etapa y hasta 125 Ma, se desarrollaron movimientos sinistral que condujeron a la formación de milonitas de baja temperatura y cataclasitas a lo largo del SFA. Posteriormente, durante el Cenozoico, el SFA arroja evidencias de movimientos verticales producto de acomodamiento en la parte oriental de la Cordillera de la Costa debido a alzamiento tectónico, específicamente durante el Mioceno medio, evidenciado por la evolución estratigráfica lateral y geomorfología de las unidades geológicas de las Gravas de Atacama (Riquelme *et al.*, 2003).

Particularmente, y de acuerdo con lo propuesto por Cortés *et al.* (2007), en la PM se reconocen tres episodios de deformación en las unidades paleozoicas correspondientes a metamorfismo regional durante el Cámbrico ( $S_1$ ), acreción de complejos de subducción al continente ( $S_2$ ) más penetrativa que la primera durante el Carbonífero-Pérmico y una última relacionada con la tectónica y emplazamiento de intrusivos ( $S_3$ ) durante el Mesozoico. De acuerdo con estos mismos autores, durante el Mesozoico se habrían desarrollado gran parte de las fallas presentes en la PM, las cuales forman parte de SFA;



y desde el Cenozoico, ha presentado períodos de reactivación como fallas normales (Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003, 2006). Estos últimos desplazamientos han generado la morfología actual de la PM y Cordillera de la Costa.

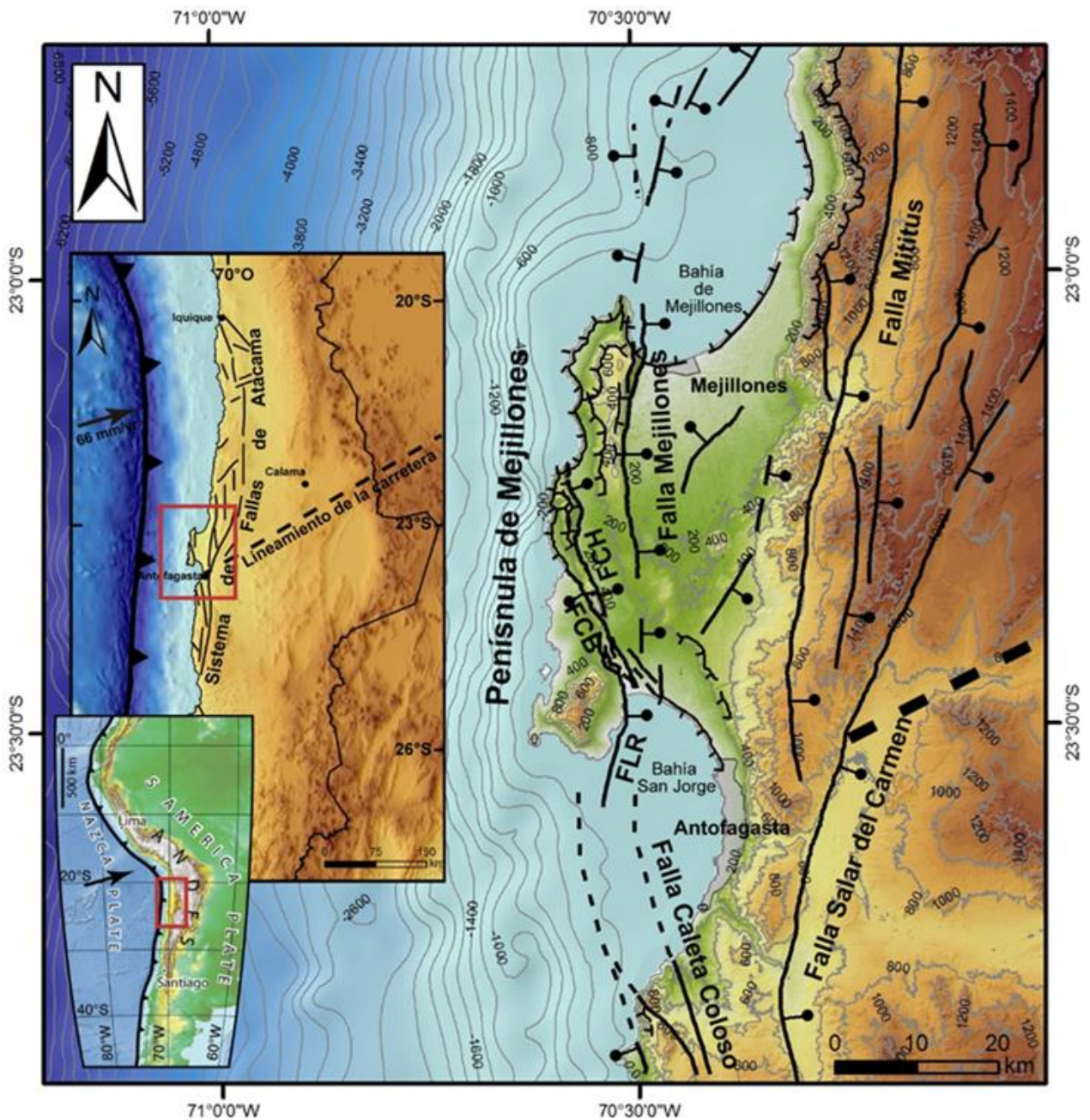


Figura 17. Estructuras frágiles mayores del área de estudio. Se observan fallas con cinemática extensional, las cuales representan los movimientos más recientes del SFA. FLP: Falla La Rinconada; FCB: Falla Caleta Bandurrias; FCH: Falla Caleta Herradura.

Las estructuras frágiles más importantes de la PM son las fallas: La Rinconada, Caleta Bandurrias, Caleta Herradura y Mejillones (Figura 17). En términos de estilos estructurales y geométricos, en la parte más meridional de la PM (Figura 17) se produce un traslape entre las fallas La Rinconada, Caleta Bandurrias y Caleta Herradura, generando una distribución espacial compleja que se manifiesta a través de una característica cuenca tectónica de tipo extensional. En la parte central de la PM, la Falla

Caleta Herradura (FCH; **Figura 17**) se aproximaría más a una falla de geometría tipo lítrica, con un *detachment* (plano de falla maestra subhorizontal que, generalmente, aporvecha niveles de material incompetente) a 2 km de profundidad, a partir del basculamiento de los estratos y ángulo de fricción interno del bloque colgante (Allmendinger y González, 2010). Eventos de deformación extensional recientes (Pleistoceno-Holoceno) se han reportado a partir de evidencias en la parte septentrional de la PM, en la FM, tanto en su expresión subaérea como submarina (Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003; Vargas *et al.*, 2005; González *et al.*, 2006; Allmendinger y González, 2010; Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012; González, 2013). La FM presenta un manteo de 60°–70° hacia el este, con una tasa de deslizamiento de 0,3–0,6 m/ka para el Pleistoceno-Holoceno (Marquardt, 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012). El salto acumulado de los escarpes de la FM presenta un aumento gradual hacia el norte, además de un aumento del relleno sedimentario en la cuenca *hemigraben* Pampa Mejillones en la misma dirección (Castillo, 2008), lo cual indicaría su geometría de tipo falla tijera (Cortés, 2012). En el hanging wall de la FM, se reconocen una serie de fracturas y fallas normales neoformadas de menor extensión, las cuales cortan los cordones litorales de la Pampa Mejillones, con saltos verticales acumulados de hasta 20 m (Cortés *et al.*, 2007).

Las estructuras dúctiles presentes en la PM se desarrollan mayoritariamente en el Complejo Metamórfico Mejillones con pliegues tipo chevrón y cofre (Cortés *et al.*, 2007), observándose en terreno una fábrica preferencial que bascula hacia el oeste. Deformación dúctil más reciente se ha observado en las unidades neógenas, específicamente en Caleta Herradura (Almendinger y González, 2010) y la Bahía Mejillones (González, 2013). En Caleta Herradura se observa un basculamiento de los estratos de hasta 35° hacia la falla, los cuales disminuyen su inclinación a medida que se aproximan a ésta (Almendinger y González, 2010). En la Bahía Mejillones, el substrato Neógeno presenta pliegues amplios y suaves, con ángulos interlimbos muy abiertos (>170°), los cuales se asocian a deformación producida en el bloque colgante de la prolongación submarina de la FM (González, 2013).

### 1.7.3 Geomorfología

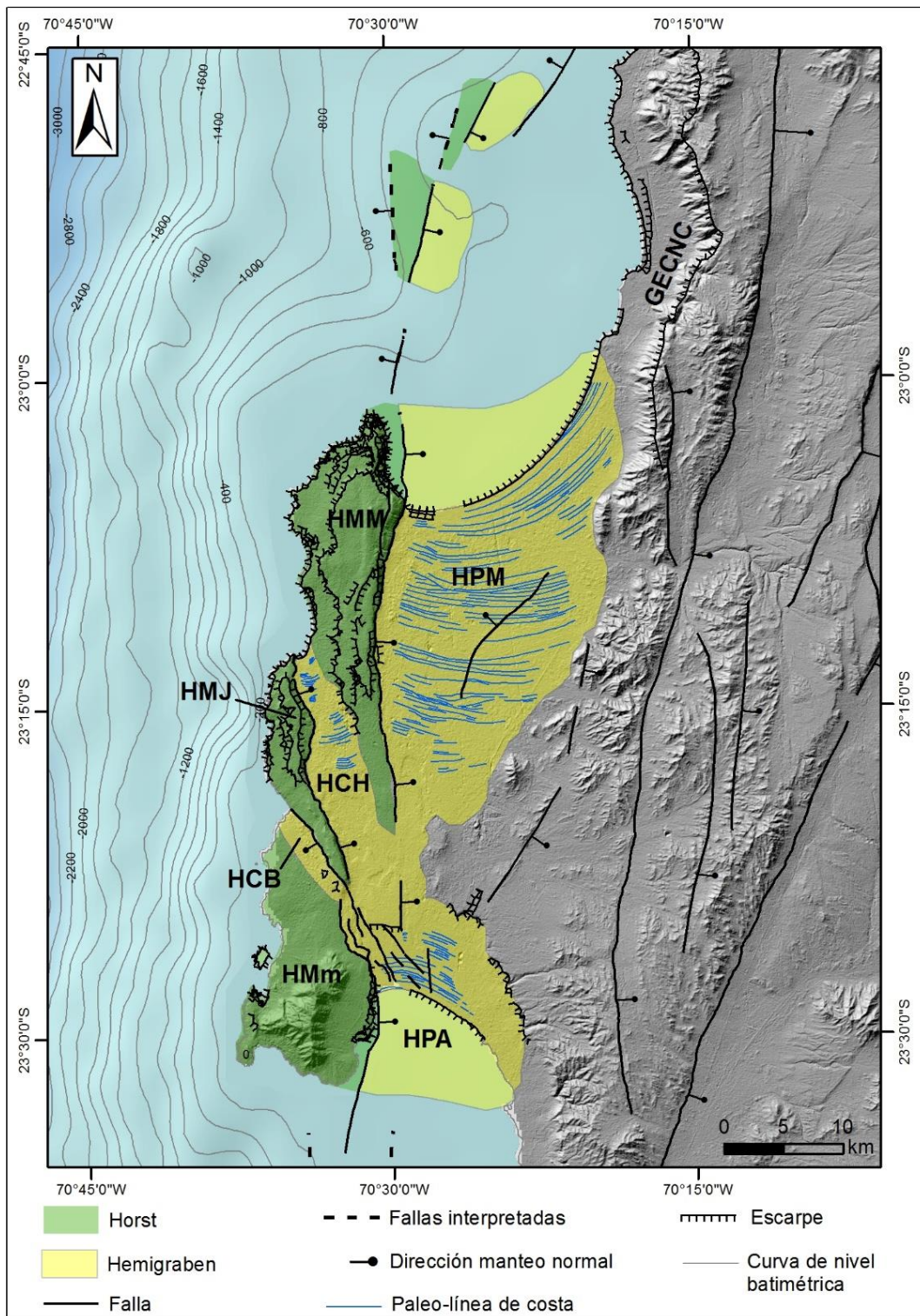
La PM es un gran rasgo morfoestructural costero, anómalo y simétrico, que corresponde a una porción alzada de la plataforma continental –la cual tiene un desarrollo limitado y poco extenso en el margen continental del norte de Chile–, y que presenta un inicio en el alzamiento a partir de ~3 Ma (Marquardt *et al.*, 2003b; Marquardt, 2005). Rasgos morfoestructurales mayores, correspondientes a grandes bloques tectónicos, conforman el relieve actual de la PM, en donde destacan *horst* y *hemi-graben* limitados por fallas normales activas (**Figura 18**). El desarrollo de unidades geomorfológicas, que evidencian alzamiento sostenido en el Neógeno y Cuaternario, son reconocidos a lo largo y ancho de la PM. La distribución espacial de los diferentes tipos de unidades geomorfológicas no es aleatoria, presentando una disposición preferencial dependiendo del bloque tectónico en el que se encuentren.

En el *horst* Morro Mejillones destaca la presencia de terrazas de abrasión marina (**Figura 18**) labradas sobre las diferentes unidades rocosas del Complejo Metamórfico Mejillones. Las terrazas de abrasión marina presentan una extensión mayor en la parte

occidental del *horst*, comparado con la parte oriental. Mediante la datación de un nivel de ceniza con Ar/Ar (en biotita), se determinó que la terraza más vieja, ubicada a 580 m s.n.m., tiene una edad de  $3,25 \pm 0,17$  Ma (Marquardt, 2005). Esto arroja una tasa de alzamiento de  $0,18 \pm 0,02$  m/ka para dicha ventana de tiempo. Binnie *et al.* (2016), mediante cosmogénico  $^{10}\text{Be}$ , asignan estadios isotópicos marinos a 5 terrazas ubicadas en la parte occidental del *horst* Morro Mejillones, con edades de  $269 \pm 21$  ka (MIS 9a),  $344 \pm 33$  ka (MIS 9c),  $356 \pm 54$  ka (MIS 9c),  $486 \pm 47$  ka (MIS 13),  $481 \pm 43$  ka (MIS 13), a alturas de 25 m s.n.m., 63 m s.n.m., 77 m s.n.m., 144 m s.n.m. y 288 m s.n.m., respectivamente. En base a estos resultados se estima una tasa de alzamiento de  $0,60 \pm 0,06$  m/ka para los últimos 486 ka. Mediante la interpretación de las observaciones de terreno, y las edades y alturas de estas terrazas, Binnie *et al.* (2016) concluyen que el alzamiento en la PM se produce por periodos transientes de pulsos y que la parte occidental del *horst* Morro Mejillones es un gran colapso que cae hacia el mar. En este mismo sector destaca la presencia de un gran escarpe de  $\sim 150$  m de altura (**Figura 19**), el cual se interpreta como un gran escarpe marino. Para desarrollar un escarpe de tamaño considerable se necesita un largo periodo de estabilidad en el nivel del mar y tasas de alzamiento bajas (Trenhaile, 2002), siempre y cuando las tasas de erosión no hayan variado a lo largo del tiempo. En el borde costero de la parte occidental del *horst* Morro Mejillones se desarrolla un escabroso escarpe costero con alturas mínimas de 20 m, alcanzando en algunas partes hasta 200 m.

El *hemigraben* Pampa Mejillones es una extensa peniplanicie basculada hacia el oeste producto de la actividad cuaternaria de la FM. En esta superficie se desarrollan conspicuas paleo-cordones litorales, las cuales se disponen subparalelas a la línea de costa actual (Figura 18). El paleo-cordón litoral ubicado en la parte más alta (200 m s.n.m.) del *hemigraben* Pampa Mejillones fue asignada al MIS 11 (400 ka; Ortlieb *et al.*, 1996), a través de la interpretación de fauna de aguas cálidas (*Traquicardium sp.*) que habitaban en ambientes de *lagoon*, producto de un periodo de bajas tasas de alzamiento y estabilidad del nivel relativo del mar durante varios miles de años (Ortlieb *et al.*, 1996). Esto arrojó, para el *hemi-graben* Pampa Mejillones, una tasa de alzamiento de 0,5 m/kyr para los últimos 400 kyr. En el trabajo de Víctor *et al.* (2011), mediante la datación U/Th de depósitos marinos presentes en el escarpe costero localizado en el sector La Rinconada y las asignaciones hechas por Ortlieb *et al.* (1996a), se determinó que la tasa de alzamiento de 0,5 m/ka estimada, previamente, para los últimos 400 ka se ha mantenido constante hasta el MIS 5e (125 ka). En la parte sumergida del *hemigraben* Pampa Mejillones y más hacia el norte, se reconocen *horst* y *hemigraben* limitados por fallas normales, los cuales se asemejan a las morfoestructuras reconocidas en la parte emergida, pero en menor extensión superficial (González, 2013). En el borde costero de la Bahía Mejillones se dispone un conspicuo escarpe costero inactivo de más de 20 m de altura (**Figura 19**), el cual disminuye en altura hacia el oeste (hasta 10 m de altura) y se presenta activo, puesto que se encontraría basculado por la acción de la FM (González, 2013). No obstante, el escarpe costero localizado donde la FM corta la línea de costa, presenta una altura mayor a 40 m producto del aporte de material aluvial del frente de montaña (**Figura 19**).





**Figura 18. Principales rasgos morfoestructurales y unidades geomorfológicas en la Península de Mejillones.**  
 Se observan rasgos morfoestructurales mayores en la península, así como en su porción sumergida (González, 2013), correspondientes a *horst* y *hemi-graben*. En la parte norte, se puede observar la presencia del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile (GECNC). En los horst predominan las terrazas de abrasión marina; en cambio, en los *hemi-graben* predominan los paleocordones litorales. Nótese el mayor predominio tanto de terrazas de abrasión como de paleo-cordones litorales y escarpes costeros, en la parte septentrional de la península, comparado con su parte meridional. HPM: Hemi-graben Pampa Mejillones; HMM: Horst Morro Mejillones; HMJ: Horst Morro Jorgino; HCH: Hemi-graben Caleta Herradura; HCB: Hemi-graben Caleta

Bandurrias; HMM: Horst Morro Moreno; HPA: Hemi-graben Pampa Aeropuerto. Imagen satelital Aster de 30x30 m.

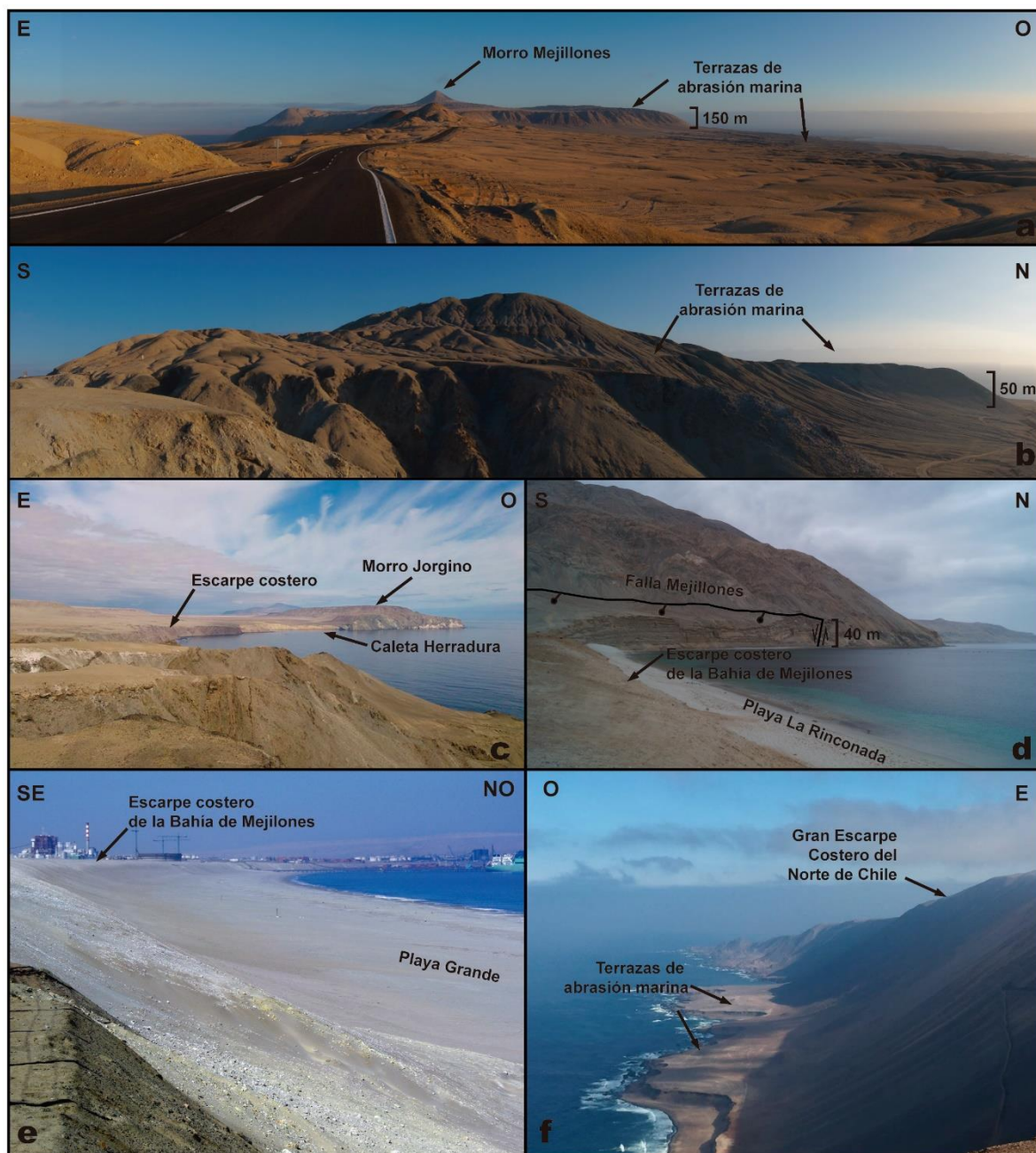


Figura 19. Unidades geomorfológicas características de la Península de Mejillones. a) Terrazas de abrasión marina en Horst Morro Mejillones. b) Terrazas de abrasión marina en la parte septentrional de Horst Morro Mejillones (Punta Angamos). c) Vista hacia el sur de Caleta Herradura. Se puede observar como el escarpe costero bascula hacia la Falla Caleta Herradura. d) Escarpe costero activo en el sector de La Rinconada. Además, se observa depósitos aluviales que bajan del frente de montaña, los cuales son cortados por la Falla Mejillones. e) Escarpe costero inactivo presente en el sector de Playa Grande. A diferencia del escarpe del sector La Rinconada, éste se encuentra totalmente cubierto por depósitos eólicos. f) Vista hacia el norte del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile. En la base del escarpe se pueden observar terrazas marinas emergidas.

Al norte de la PM y siguiendo el borde costero hasta la ciudad de Arica, se encuentra el GECNC que es un rasgo geomorfológico de primer orden (Figura 19), el cual



caracteriza la costa del norte de Chile entre Arica y Taltal (Paskoff, 1970, 1979). La expresión del GECNC se puede observar hasta la latitud la ciudad de Mejillones con alturas que superan los 1000 m s.n.m. (**Figura 18**), para luego desaparecer y volver a reaparecer al sur de la ciudad de Antofagasta, en el sector de Caleta Coloso. En el sector norte del área de estudio, a los pies del GECNC se desarrolla una rasa de hasta 3 km de ancho en la cual se han reconocido escarpes y paleo-líneas de costa que evidencian alzamiento al menos desde los últimos 700 ka (Radke, 1989; Ortlieb *et al.*, 1996). El GECNC se caracteriza por presentar a lo largo de la cara de su escarpe, cicatrices asociadas a colapso gravitacional, la cuales, en la mayoría de los casos, preservan a los pies del escarpe depósitos de grandes remociones en masa que se logran diferenciar por la característica geometría tipo *hummocky* (geometría superficial en montículos) que presentan.

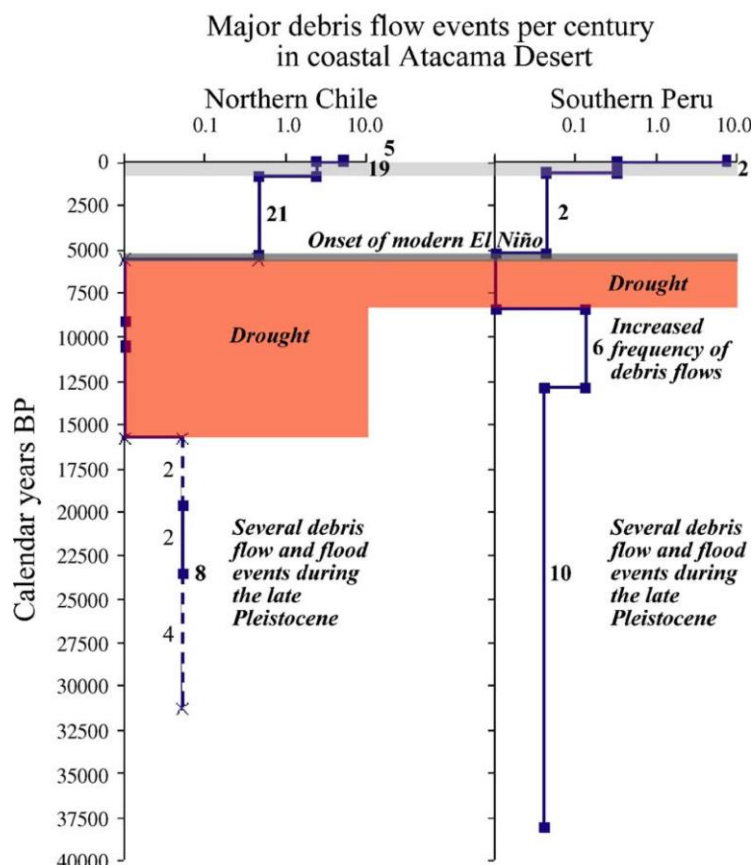
## 1.8 Condiciones climáticas durante el Cuaternario tardío en el norte de Chile

El Desierto de Atacama se caracteriza por ser la región más árida del planeta. El núcleo desértico de esta región se extiende desde los 15°–30°S, desde el nivel del mar hasta elevaciones de 3500 m s.n.m. (Houston y Hartley, 2003). Su condición como desierto se ha mantenido durante decenas de millones de años, (Houston y Hartley, 2003), lo que la convertiría además en la región árida más antigua del planeta. Esta característica climática se habría mantenido a lo largo del tiempo debido a la estabilidad latitudinal que la placa Sudamericana mantuvo y ha mantenido a escala regional desde el Jurásico, lo cual ha posicionado a la región del Desierto de Atacama, casi invariablemente, dentro de la zona de las células de Hadley (Houston y Hartley, 2003). Posteriormente, este régimen árido se habría incrementado hasta alcanzar una condición hiper-árida desde el Mioceno en adelante (Houston y Hartley, 2003; Clarke, 2006; Dunai *et al.*, 2013; Jordan *et al.*, 2014), lo cual se podría relacionar, en primer orden, con un aumento en el alzamiento de los Andes Centrales (Houston y Hartley, 2003; Dunai *et al.*, 2013; Jordan *et al.*, 2014). No obstante, cortas ventanas de tiempo más húmedas se habrían alternado con largas ventanas de tiempo hiper-áridas; alternancias que habrían aumentado en frecuencia para el último millón de años (Jordan *et al.*, 2014). Es importante destacar que la predominancia de un clima hiper-árido también es consecuencia de otros factores como la presencia de la Cordillera de la Costa, la cual constituye una barrera para la humedad proveniente del este; mientras que por otro lado, el Anticiclón del Pacífico Sur refuerza este bloqueo y favorece la inversión térmica de la franja litoral, que es inducido por los efectos combinados de la corriente de Humboldt y de los vientos alisios (Vargas y Ortlieb, 1998).

A partir de estudios geomorfológicos y estratigráficos se han interpretado variaciones climáticas cercanas al área de estudio, en sectores aledaños a la ciudad de Antofagasta, específicamente en el sector de Coloso (Vargas y Ortlieb, 1998). De acuerdo con estos autores durante el último máximo interglacial (125 ka) el clima de la zona estuvo caracterizado por una intensa aridez, comparable a la actual. En el trabajo de Vargas *et al.* (2006), a partir del análisis estratigráfico y dataciones realizadas en abanicos aluviales del sur de Perú y norte de Chile, estos autores determinan que durante el Cuaternario tardío ocurrió un periodo más húmedo, caracterizado por una mayor frecuencia de eventos de flujops de detritos e hiperconcentrados, periodo que posteriormente fue



seguido por uno seco entre 15–5 ka BP, para luego dar paso al inicio del clima actual con la fuerte influencia de El Niño moderno hasta el presente (**Figura 20**). En este último trabajo llama la atención las diferencias en espesores que presentan los distintos abanicos analizados para una misma ventana de tiempo, lo cual podría evidenciar cómo las características geomorfológicas particulares de cada localidad controlan el aporte sedimentario durante la ocurrencia de cada evento.



**Figura 20.** Frecuencia de eventos aluviales en los últimos 40 ka BP, para el norte de Chile y sur de Perú (extraído de Vargas *et al.*, 2006).

Los eventos tipo El Niño tienen un alto impacto en la configuración morfoestratigráfica de los valles y frentes de montaña del norte de Chile, y en particular en la zona costera, en donde se encuentra el área de estudio. Esto quedó evidenciado durante los aluviones que el 18 de junio de 1991 afectaron a gran parte de la costa del Norte Grande de Chile, en particular a la ciudad de Antofagasta, con lluvias que acumularon hasta 42 mm en menos de tres horas, con tasas de hasta 24 mm/hr durante la última media hora del evento (Vargas *et al.*, 2000). La sedimentación aluvial generó paquetes arenosos y de detritos de moderada a muy mala selección, con espesores de hasta 3 m (Vargas *et al.*, 2000). Este tipo de eventos tendrían un periodo de retorno cada 50 años (Hauser, 1997). Lo anterior sería válido para eventos mayores como los de 1991 y 1940 CE, pero con una mayor frecuencia si se consideran eventos con impactos locales en la misma región (Vargas *et al.*, 2000; 2006). El que a tan sólo 20 km de distancia se hayan registrado diferencias en la precipitación de hasta 28 mm, en el caso del evento de 1991 en particular, demuestra que la convectividad y efecto orográfico parecen tener un fuerte control sobre la cantidad de precipitación y su intensidad sobre la Cordillera de la Costa,

aspectos cruciales para gatillar los aluviones y su acumulación al pie de los escarpes de montaña (Vargas *et al.*, 2000, 2006). Esto último resulta trascendental a la hora de evaluar las implicancias geomorfológicas que podrían tener sectores confinados en el piedemonte de escarpados y altos frentes tectónicos de montaña, como los depósitos aluviales localizados en el área de estudio.

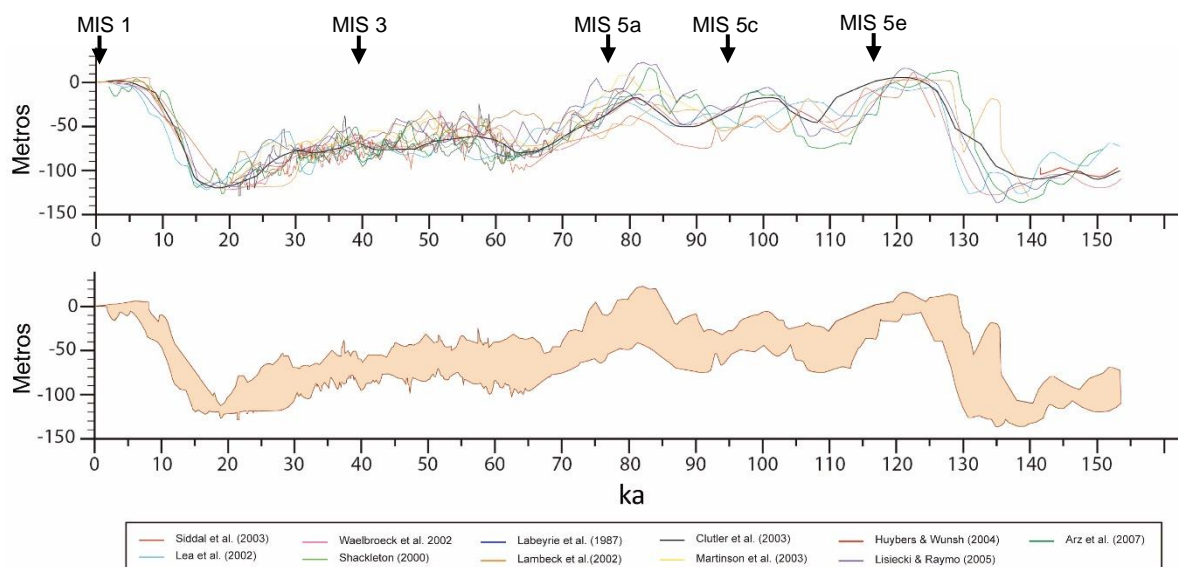
### 1.9 Variaciones globales relativas del nivel del mar durante el Pleistoceno Superior

Las mediciones en las razones de isótopos estables de oxígeno a partir de fósiles de calcita correspondientes a zooplancton unicelular y organismos bentónicos como foraminíferos, han sido ampliamente aceptadas como indicadores de largo plazo de las variaciones eustáticas (del nivel del mar global), a partir de inferencias de variaciones del volumen de los casquetes de hielo a escala planetaria (Siddal *et al.*, 2008). Durante periodos glaciales el crecimiento de grandes casquetes de hielo conduce al aumento en las razones de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en las aguas oceánicas debido a que gran parte del isótopo  $^{16}\text{O}$  se almacena en los casquetes de hielo, el cual es preferencialmente evaporado desde los océanos debido a que es un isótopo más liviano que el  $^{18}\text{O}$  (Siddal *et al.*, 2008). Por consiguiente, bajos valores de isótopo  $^{18}\text{O}$  indican la presencia de pequeños volúmenes de casquetes de hielo y, por lo tanto, condiciones climáticas globales más cálidas; altos valores implican la presencia de grandes casquetes de hielo y bajas temperaturas a nivel mundial (Lambeck *et al.*, 2002).

Las variaciones eustáticas y volúmenes de casquetes de hielo durante el Pleistoceno Medio-Superior han sido reconstruidas a través de diferentes metodologías alrededor de todo el planeta. Las oscilaciones entre condiciones climáticas glaciales e interglaciales se han caracterizado por la transferencia de grandes cantidades de agua entre dos de sus más grandes reservorios: océanos y casquetes de hielo (Lambeck *et al.*, 2002). Rápidos cambios en el nivel relativo del mar (NRM; debido a variaciones en la altura de los continentes por un rebote isostático a escala global, el cual ocurre después de cada glaciación) son parte de un complejo patrón de interacción entre la atmósfera, océanos, casquetes de hielo y la Tierra sólida, cada uno de los cuales tiene respuestas a diferentes escalas de tiempo (Lambeck *et al.*, 2002). Las fluctuaciones en el NRM probablemente se deban a cambios en la isolación, causada por variaciones astronómicas, pero ciclos de retroalimentación interna complejizan los modelos de causa y efecto (Lambeck *et al.*, 2002). Un dato importante en la evolución de las variaciones climáticas y eustáticas en el largo plazo es que la línea de tendencia de la temperatura oceánica y el NRM, al menos desde los últimos 5,3 Ma, habría estado disminuyendo gradualmente hasta nuestros tiempos, independiente de las constantes fluctuaciones que han ocurrido entre los periodos glaciales e interglaciales (Rohling *et al.*, 2014)

La mayoría de las curvas globales del NRM para los últimos máximos interglaciales (ej. MIS 5, MIS 7, MIS9, MIS11) se localizan dentro del rango que abarca en torno al nivel del mar actual (Lambeck *et al.* 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002; Rohling *et al.*, 2014). A partir del MIS 5e, la tendencia es al descenso del NRM hasta el último máximo glacial (~20 ka BP), pero con el predominio de periodos de ascenso (**Figura 21**). El periodo que abarca entre 25–60 ka BP se conoce como MIS 3 (Siddal *et al.*, 2008), en el cual se

pueden reconocer diversos ascensos de variada magnitud dependiendo de la curva que se considere, y rangos en el NRM que varían entre 50–90 m b.n.m. (**Figura 21**). El MIS 3 es un periodo que no se caracteriza por tener un marcado ascenso en el NRM, puesto que no corresponde a un máximo interglacial como sus predecesores, marcando un periodo en donde las condiciones climáticas fluctuaron sobre un amplio rango a escala milenial (Rohling *et al.*, 2004; Siddal *et al.*, 2008; Rohling *et al.*, 2014). Las contribuciones de agua a partir de la fusión de los casquetes polares pareciesen ser semejantes desde ambos hemisferios (Rohling *et al.*, 2004), aunque algunos autores proponen un mayor aporte desde uno u otro hemisferio (Lambeck *et al.*, 2002; Rohling *et al.*, 2008; Pico *et al.*, 2016), con aumentos del nivel del mar entre 25–30 m (**Figura 21**; Siddal *et al.*, 2008; Rohling *et al.*, 2008).

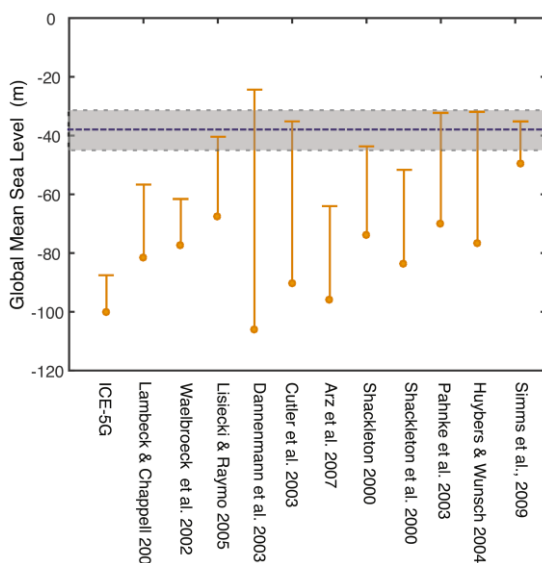


**Figura 21. Recopilación de curvas del nivel relativo del mar para el Pleistoceno Superior-Holoceno. Las curvas que abarcan todo el periodo de tiempo se basan en los estudios que aparecen en la parte inferior de la figura. La alta densidad de curvas que se observan para el periodo del MIS 3 corresponden a la recopilación de curvas confeccionadas por Siddal *et al.* (2008).**

La recopilación de curvas del NRM hecha por Siddal *et al.* (2008) es un esfuerzo para poder comprender mejor este complejo periodo interglacial. En el análisis realizado en este trabajo: 1) se determinan importantes diferencias entre los distintos modelos que predicen el volumen de hielo y cambio climático; sin embargo, se considera que hay importantes convergencias en varias aproximaciones que implican la magnitud y tasa de cambio del NRM durante el MIS 3, ya que todos los trabajos considerados plantean que la transición del MIS 4 al MIS 3 ocurre entre 57–60 ka BP; 2) se reconocen cuatro fluctuaciones del NRM entre 20–30 m de magnitud, siendo una de las más importantes la ocurrida entre 38–40 ka BP; 3) el NRM ascendió durante fases frías en Groenlandia y periodos cálidos en Antártica, por lo que el NRM seguiría esencialmente un ritmo Antártico. Este último punto sugeriría que el balance de masa de los grandes casquetes de hielo del hemisferio norte podría haber estado dominado por una señal de temperatura tipo-Antártica en el Pacífico ecuatorial. Esta idea es reforzada mediante el trabajo de Arz *et al.* (2007), los cuales realizan una detallada curva del NRM para el MIS 3, y en donde determinan que hay una conexión cercana entre los cambios de escala milenial en el

NMR con las variaciones de temperatura en el hemisferio norte. Los trabajos de Pico *et al.* (2016 y 2017), mediante ajustes isostáticos glaciales, determinan que el *peak* (máximo) de ascenso del NRM durante el MIS 3 se produjo en torno a los ~44 ka BP con un periodo de alto estadio ubicado en torno a  $-38 \pm 7$  m (**Figura 22**).

Es así como para el Pleistoceno Superior, especialmente para el periodo correspondiente al MIS 3, las diferentes curvas del NRM arrojan grandes variaciones cuando se contrastan para ciertas ventanas de tiempo. Por lo tanto, para efectos prácticos (ej. estimación de tasas de alzamiento), es habitual considerar el rango de variabilidad entre las curvas más aceptadas por la comunidad científica, evaluando su ajuste a las observaciones de campo realizadas en terreno.



**Figura 22. Límites superiores del nivel relativo del mar durante el MIS 3. La franja en gris corresponde al nivel del mar, y sus respectivos errores superior e inferior, entre 35–50 ka BP, realizado por Pico *et al.* (2016)**

## 2 Materiales y métodos

### 2.1 Adquisición, descripción, análisis y geocronología de muestras

Con el objetivo de reconocer y caracterizar el tipo de fauna marina y ambientes deposicionales presentes en los depósitos marinos que afloran a lo largo de la costa, especialmente en el sector de La Rinconada (**Figura 23**), se realizaron calicatas de 0,5–1 m de profundidad desde la base al techo de la cara del escarpe costero localizado en el litoral de la Bahía Mejillones.

#### 2.1.1 Especies de conchas recolectadas y ambientes sedimentarios.

Las conchas reconocidas (pelecípodos, gastrópodos y crustáceos) corresponden a una asociación faunística moderna vinculada a la presencia de la Corriente de Humboldt (Guzmán *et al.*, 1998). Muestras de especies de conchas correspondientes a *Choromytilus chorus* y *Austromegalobalanus sp.* fueron encontradas en posición de vida (**Figura 23**).

A partir del Catálogo Descriptivo de Moluscos Litorales de la Zona de Antofagasta 23°S, realizada por Guzmán *et al.* (1998), y el sistema de información taxonómica de la Colección Chilena de Macrofauna Bentónica<sup>2</sup>, se describe el tipo de ambiente litoral en el que habita cada especie que fueron reconocidas a partir de las calicatas realizadas en terreno:

- *Aulacomya ater*: especie bentónica costera que vive en aguas por lo general poco profundas, adherida, gracias a su biso, a distintos sustratos duros como rocas, bolones, arcilla dura y arena. Su distribución vertical va desde los 0–20 m, con un óptimo entre los 4–4,5 m de profundidad.
- *Choromytilus chorus*: se encuentra a profundidades entre 4 y 20 m, y están adheridos a sustratos duros como rocas.
- *Prothotaca thaca*: este organismo vive enterrado en la arena, entre el nivel de la más baja marea hasta aproximadamente los 15 m de profundidad. Es común encontrarla en arenan gruesa, entre bolones y en canales donde exista buena circulación de agua.
- *Argopecten purpuratus*: viven en la zona subtidal, en fondos de arena y fango. En el área de estudio se encuentran junto al litoral hasta una profundidad de 25 m. En el sector La Rinconada, el banco principal se encuentra entre 9 y 27 m de profundidad.
- *Semele solida*: es común encontrarla en zonas de arena y gravas entre los callos

---

<sup>2</sup> <http://www.macrofauna.cl/> Instituto de Fomento Pesquero, Innova Chile CORFO, Subsecretaría de Pesca.

del intermareal.

- *Mulinia edulis*: vive parcialmente enterrada en sustratos blandos, cerca del nivel inferior del intertidal, en costas portegidas.
- *Turritella cingulata*: habita en sustratos arenosos, por lo general a poca profundidad (2–7 m) y siempre en grupos.
- *Tegula euryomphala*: se encuentra viviendo en sobre rocas al nivel medio y bajo de la zona litoral y bajo bolones en pozas litorales.
- *Aeneator fontainei*: esta especie se distribuye entre lo 20 y 350 m de profundidad, aunque en el área de estudio se han encontrado organismos viviendo a 10 m de profundidad.
- *Xantochorus cassidiformis*: vive en playas de fondos arenosos.
- *Priene rude*: estos organismos viven en fondos arenosos hasta una profundidad de 55 m aproximadamente. En el área de estudio se han observado sólo conchas vacías de organismos varados.
- *Priene scabrum*: en el área de estudio se han observado organismos vivos a partir de 9 m de profundidad en sustratos tipo grava-arena.
- *Calyptraea trochiformis*: es muy común encontrarla en rocas expuestas al oleaje, en pendientes pronunciadas y grietas.
- *Oliva peruviana*: vive en fondos areno-limosos a profundidades que van de 4–10 m. Es común encontrar gran cantidad de conchas vacías
- *Crepidula dorsata*: se encuentran normalmente varadas, aunque se tienen registros de algunos juveniles viviendo en adheridos a valvas vacías de *Argopecten purpuratus* y *Eurhomalea rufa*.
- *Nucella monodon*: habita en la franja intertidal, cercana al nivel cero de marea, independiente de la estación del año.
- *Austromegabalanus sp.*: gracias al cemento que secreta, habita fijo al sustrato comúnmente en la zona intertidal de costas rocosas. Mayormente es encontrado a profundidades de 2–20 m, abarcando un rango máximo entre 0–35m de profundidad.

La fábrica y facies reconocidas en los depósitos litorales que afloran en la cara del escarpe costero de la Bahía Mejillones (**Figura 23**), corresponden principalmente a arenas laminadas con estratificación cruzada –con doble sentido de pendiente– y en artesa, todos con bajo ángulo. En forma subordinada se reconocen niveles intercalados de gravillas con restos de conchas y niveles de coquinas de *Choromitilus chorus* y *Autromegalobalanus sp.* En la base de estos depósitos litorales, inmediatamente sobreyaciendo en discordancia angular a limos anaranjados estratificados de la



Formación La Portada, se dispone un nivel de conglomerados bioclásticos clasto-soportado de 20–40 cm de espesor (**Figura 23**), con guijarros y bolones de hasta 25 cm de diámetro, y abundantes conchas enteras y restos de *Argopecten Purpuratus* y *Choromitilus Chorus*, presentando una matriz de arena media a gruesa con abundante restos de conchas y granos de cuarzos y líticos.

Las asociaciones faunísticas y las facies sedimentarias indican un ambiente litoral de alta energía, probablemente limitado a la zona del *shoreface* y *foreshore* (subtidal-intertidal). Esto es confirmado mediante el análisis granulométrico láser realizado a las facies de un tamaño menor a arena gruesa, el cual se aborda con mayor detalle en el apartado que viene a continuación.



**Figura 23.** Afloramientos de depósitos litorales alzados en sector La Rinconada, ubicados al oeste de la ciudad de Mejillones. a) Escarpe costero con vista hacia la ciudad de Mejillones. b) Escarpe costero con vista hacia la Falla Mejillones. c) Presencia de depósitos aluviales hacia el techo del escarpe costero. d) Afloramiento de tres unidades sedimentarias principales en el escarpe costero. e) Detalle de los depósitos litorales que afloran en la cara del escarpe costero. f-g) Detalle de e), en donde se pueden observar restos de conchas y bivalvos en posición de vida.

### 2.1.2 Análisis y descripción sedimentológica a partir de granulometría láser.

Un total de 15 muestras de sedimento fueron recolectadas desde los depósitos litorales ubicados en el *hemigraben* Pampa Mejillones. Estas muestras fueron analizadas a través del equipo *Malvern Mastersizer 2000* (**Figura 24**) que utiliza la difracción láser aplicando la teoría de Gustav Mie (1908).



**Figura 24. *Malvern Mastersizer 2000*.** Se puede observar el equipo que realizó el análisis granulométrico láser. Consiste en un tanque en donde se agrega el líquido y el sedimento, el cual se conecta mediante tubos, por donde pasan los granos, hacia el equipo láser en donde se produce la refracción del haz al tocar los granos. El control del equipo y procesamiento de los datos se realiza a través del software operado desde el PC contiguo.

Los sedimentos a analizar en el equipo *Malvern Mastersizer 2000* se agregan dentro de un pequeño tanque lleno de un medio líquido (para el caso de estudio: agua), el cual se encuentra agitado por una propela que gira a velocidad constante (a máxima capacidad: 1000 rpm), con la finalidad de individualizar poblaciones de granos que se encuentren aglomeradas. A través del mecanismo de bombeo del equipo, los granos individuales (<1 mm de diámetro) son transportados de manera suspendida, los cuales son llevados a través de una apertura protegida por una celda de vidrio, la cual es atravesada por un haz de láser normal. La luz es difractada por los granos que son tocados por el haz del láser, la cual es recibida por una fila de detectores situados detrás de la celda de vidrio. Mediante un procedimiento de inversión, a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas. La cantidad de muestra necesaria para poder realizar el análisis, por lo general, no supera una porción correspondiente a una cucharada rasa de té, la cual puede llegar a variar dentro de una menor o mayor cantidad de material, dependiendo del tipo y tamaño del sedimento. El manejo del software y equipo *Malvern Mastersizer 2000*, consistió en hacer una medición manual mediante, en donde antes de analizar las muestras se realiza una prueba de *background* para tener un estándar de medición. Previo al comienzo del *background* el



*software* alinea automáticamente el haz del láser, el cual busca el detector cero donde no ocurre difracción. La intensidad del haz del láser debe ser >75%, para así, obtener un umbral mínimo de confianza de la refracción del haz en los granos. Esto se hace debido a que en ese punto el láser incide de manera recta, además de evitar errores que se puedan confundir con la difracción. Este proceso demora aproximadamente 90 s y en caso de que la alineación automática falle, el programa da la posibilidad de hacer la alineación manual. Una vez terminado este proceso recién se hace la medición del *background*, cuyo detalle más importante es que la obturación del láser debe encontrarse entre 10–20%. Luego, se procede a limpiar el tanque mediante la función *clean* de la ventana *accessories*. Para las muestras analizadas, se limpió el tanque hasta tres veces, antes de agregar cada muestra, para que así no hubiese ninguna posibilidad de que quedara algún grano atrapado en el tanque y conductos que pudiese contaminar la muestra siguiente a ser analizada. Una vez que finaliza la limpieza del instrumento, se manejan los controles del software de manera manual (*strirrer*, *pump* y *ultrasound*), los cuales sirven para hacer una mejor disolución de la muestra. Es importante destacar que el ultrasonido debe ser menor al 50% para que no disminuya el tamaño de las partículas y evitar que la medición resulte errónea. Para el caso de las muestras analizadas, el ultrasonido se mantuvo al 0%, ya que el material se encontraba en su mayoría no-consolidado y no-cohesionado. Durante el análisis de las muestras, el *software* realiza de forma automática tres mediciones, arrojando tres curvas, las cuales deben coincidir en forma casi exacta. De haber marcadas inconsistencias, la muestra debe ser nuevamente analizada hasta que las tres curvas tengan un alto grado de semejanza. Después de realizadas las tres mediciones, el *software* arroja una cuarta medición que corresponde al promedio de las tres mediciones anteriores; además de generar una tabla de porcentajes por rangos de tamaño granulométrico.

De las 15 muestras obtenidas, un total de 6 fueron recolectadas desde calicatas y trincheras excavadas en paleo-cordones litorales localizados en Pampa Mejillones, y 9 fueron recolectadas desde calicatas y afloramientos naturales ubicados en el pie, cara y techo del escarpe costero del sector La Rinconada. A partir de las obtenidas en Pampa Mejillones, la casi totalidad de los análisis realizados mediante granulometría láser arrojaron una alta concentración de granos en el rango de tamaño de clases correspondiente a arena fina, con concentraciones subordinadas de arena muy fina y arena media arena media (**Figura 25**); para las muestras obtenidas en el escarpe costero de La Rinconada, los análisis arrojaron para la mayoría de las muestras concentraciones de granos en el rango de tamaño de clases correspondiente a arena media, con concentraciones subordinadas en las fracciones de arena fina, gruesa y muy gruesa (**Figura 25**). La diferencia de un rango en el tamaño de clases entre Pampa Mejillones y el escarpe costero, podría estar indicando diferencias entre facies de diferente energía y profundidad o una mayor disponibilidad de material grueso proveniente del frente montañoso en el sector La Rinconada (**Figura 23**). Las facies granulométricas de Pampa Mejillones podrían estar indicando un ambiente cercano al límite entre el *shoreface* superior y *shoreface* inferior (e.i. sublitoral; Arche, 2010) La predominancia de un tamaño de clase arena fina a muy fina correspondería más a un ambiente de *shoreface* inferior, el cual corresponde a la zona de transición entre el *nearshore* y *offshore* (e.i. zona de transición ubicada entre la zonas de acción del oleaje de buen tiempo y oleaje de tormentas; Arche, 2010). Por otro lado, las facies granulométricas del escarpe costero de La Rinconada se caracterizan por presentarse comúnmente en la zona del *shoreface* superior y *foreshore* (e.i. zonas de rompiente, traslación y batida; Arche, 2010). Estas

asignaciones de ambientes litorales fueron primeramente propuestas por Visher (1969), a través de las curvas de probabilidad de distribución acumulada de granos.

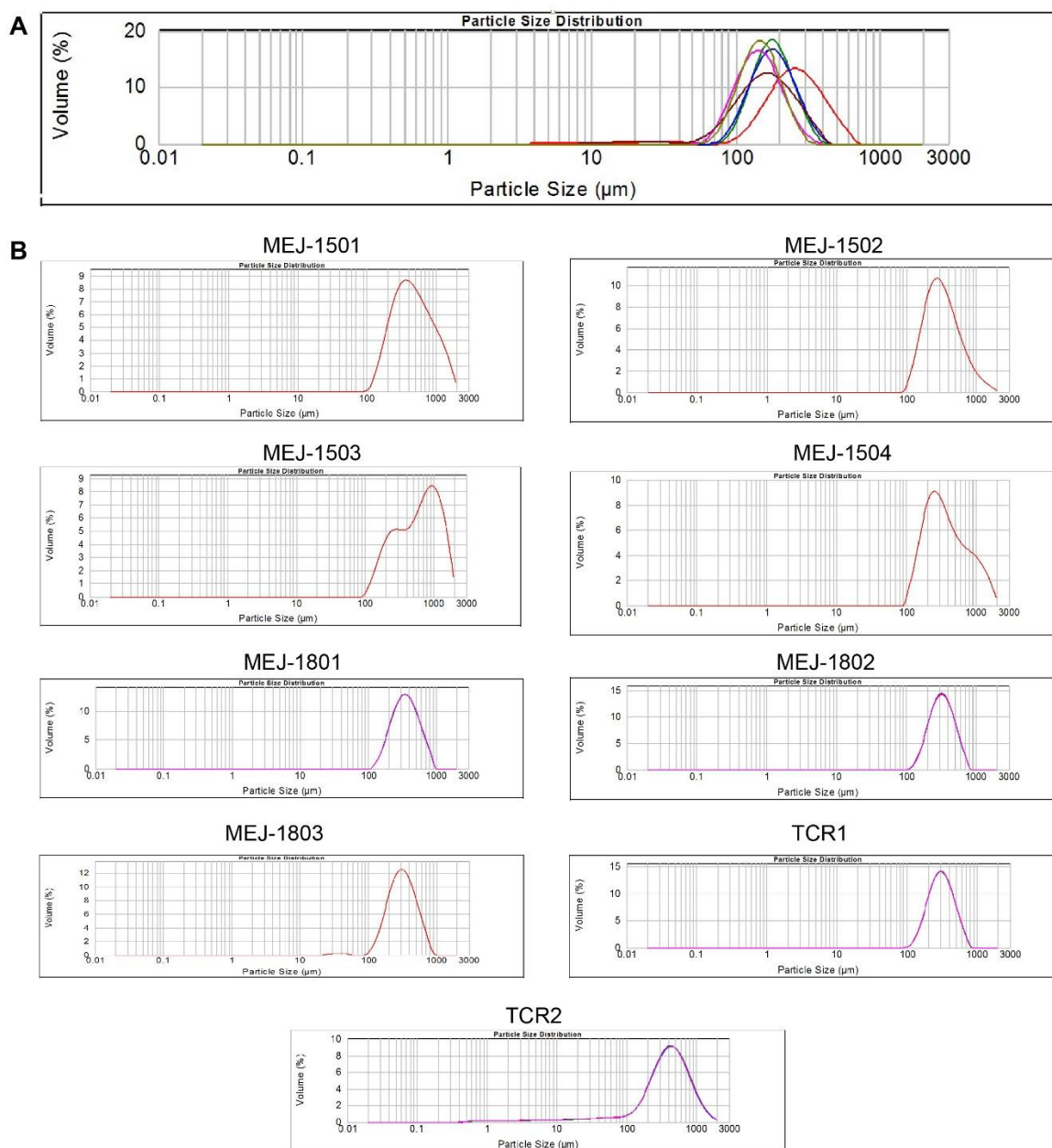


Figura 25. Curvas de distribución de tamaños granulométricos. a) Compilado de curvas correspondientes a las 6 muestras obtenidas desde los paleo-cordones litorales de Pampa Mejillones. b) curvas individuales correspondientes a las 9 muestras obtenidas desde el escarpe costero del sector La Rinconada.

Dentro del escarpe costero de La Rinconada también se observan cambios en sus facies granulométricas. En la parte inferior del escarpe la presencia de granos de tamaño arena gruesa a muy gruesa es dominante (MEJ-1501-1504; **Figura 25**); esto sumado a que los niveles de donde se sacaron esas muestras de arena eran parte de la matriz de un conglomerado bioclástico, se puede determinar que la deposición ocurrió en la zona del *foreshore*, más específicamente en la berma o escalón de gravas (*plunge step*) que se forma en el límite entre el *foreshore* y *shoreface*, lugar en donde se acumulan los mayores tamaños tanto de granos como de organismos, debido al brusco cambio en la

dinámica de la acción de las olas entre las zonas de batida (*swash*) y traslación (*surf*) que se produce en la parte inferior del *foreshore* (Arche, 2010). Más arriba en el escarpe costero, el tamaño de clase disminuye a arena media con arena fina subordinada (MEJ-1801-1803 y TCR1; **Figura 25**) que estaría asociado a un ambiente correspondiente al *shoreface*, lo que podría estar evidenciando un proceso de retrogradación debido a una transgresión marina (ver más detalles en el **Capítulo 3**). La muestra TCR2 (**Figura 24**), ubicada más hacia el techo, presenta un aumento en su fracción más pequeña a arena muy fina, incluso limo y, en su fracción más gruesa, a arena gruesa a muy gruesa, pero manteniendo a la fracción arena media como la predominante. Este pequeño cambio en las fracciones granulométricas podría deberse a la interdigitación que se genera hacia el techo entre los depósitos litorales y aluviales que provienen del frente de montaña localizado inmediatamente hacia el oeste (**Figura 23**; ver más en **Capítulo 3**).

Los tamaños absolutos de los granos localizados en la zona del *foreshore*, parecen mostrar una distintiva relación con la inclinación del *beachface* (Shepard, 1973). A mayor inclinación del *beachface* más grueso el tamaño de la arena; en cambio, playas anchas y planas presentan arenas finas a muy finas (Davis, 1985). Esto último se condice con la extensa peniplanicie de paleo-cordones litorales de Pampa Mejillones y suaves pendientes N-S estimadas para ésta (ver **Capítulo 4**), no así con los sedimentos ubicados en el escarpe costero que son una fracción más gruesa, lo cual podría estar evidenciando diferencias en las profundidades de deposición, mayor disponibilidad de material grueso desde el frente de montaña o cambios en la dinámica costera producto de causas externas (ver **Capítulo 5**).

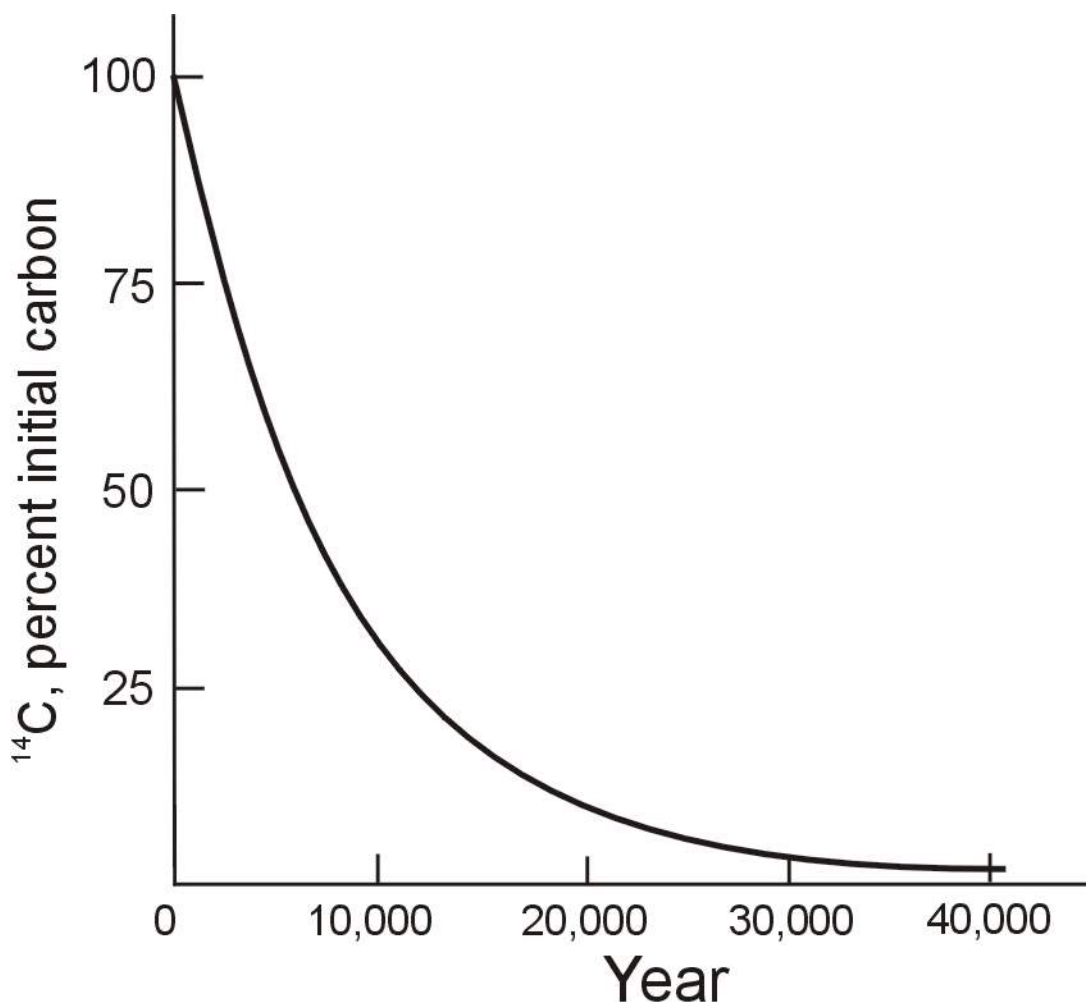
### 2.1.3 Datación de muestras de conchas mediante geocronología cuaternaria

Para lograr obtener la edad absoluta de los depósitos litorales se determinó datar las conchas mejor preservadas (ej: **Figura 23**) que fueron identificadas en los distintos afloramientos y calicatas, ubicados en los sectores La Rinconada, Punta Lobería y Playa Grande. Para tales efectos, se consideró que el método geocronológico de radiocarbono era el más conveniente de utilizar debido al contexto morfoestratigráfico en el que se encuentran los depósitos, en donde otros métodos de geocronología cuaternaria podrían tener ciertas limitancias en su efectividad.

#### 2.1.3.1 Método del radiocarbono.

Este método radiométrico es uno de los más usados en geocronología cuaternaria para determinar edades que se encuentran dentro de la ventana del Cuaternario tardío, el cual determina la cantidad de isótopo  $^{14}\text{C}$  (el más pesado de los otros dos presentes en la naturaleza;  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ ) en organismos, como plantas y animales, después de muertos (Hajdas, 2008), inclusive en materiales no tan convencionales como ropa o utensilios (Walker, 2005). El isótopo de  $^{14}\text{C}$  se genera a partir de la interacción que se produce entre los rayos cosmogénicos e isótopos de  $^{14}\text{N}$  presentes en la atmósfera, siendo mezclado rápidamente en ésta. Durante su vida todo organismo es parte del reservorio global del carbono, encontrándose en equilibrio isotópico con el presente en la atmósfera (Walker, 2005), absorbiéndolo a través de la respiración o metabolización después de consumir otras formas de vida basadas en carbono para contruir sus tejidos (Walker, 2005; Wright, 2017), pero una vez muertos no son capaces de incorporar carbono en su material

orgánico; por lo tanto, comienza el decaimiento radioactivo que va modificando la razón de isótopos de carbono en la células (Burbank y Anderson, 2012). El decaimiento del isótopo de  $^{14}\text{C}$  no es lineal, sino exponencial; por lo tanto, sólo alcanza a presentar entre 8–9 vidas medias de  $5730 \pm 40$  años cada una (**Figura 26**; Godwin, 1962), lo que permite que la aplicación de este método puede ser factible hasta una fecha máxima de 50–55 ka BP (Hajdas, 2008).



**Figura 26.** Curva de decaimiento exponencial del isótopo de  $^{14}\text{C}$ . El límite de datación práctica del radiocarbono se encuentra en torno a 50 ka BP. Más allá de este límite se usan diferentes técnicas para obtener edades más viejas (modificado de Walker, 2005).

Existen dos formas de medir el  $^{14}\text{C}$ : *beta counting*, el cual involucra la detección y el conteo de partículas  $\beta$  emitidas por los átomos de  $^{14}\text{C}$  durante un periodo de tiempo, en donde la tasa de emisiones reflejará el nivel residual en la actividad de  $^{14}\text{C}$  en la muestra; y *accelerator mass spectrometry (AMS)*, el cual emplea aceleradores de partículas, como espectrómetros de masa, para contar el número relativo de átomos de  $^{14}\text{C}$  en una muestra. *Beta counting* se puede llevar a cabo de dos formas: *gas proportional counting* y *liquid scintillation counting (LS)*. En *gas proportional counting* la muestra es convertida en gas (dióxido de carbono, etinol o metano) e inyectada en una cámara de conteo, en donde cada emisión  $\beta$  es detectada por un alambre cargado que corre debajo del centro de la cámara (Walker, 2005). En LS la muestra es convertida en benceno, para lo cual se agrega un “scintilante” (usualmente una sustancia fosfórica), y cada emisión de partícula  $\beta$  estimula un pulso de luz que puede ser medido fotoeléctricamente (Walker, 2005).

Actualmente, la mayoría de los laboratorios usan la técnica de LS en desmedro de *gas proportional counting*. Esto es debido a que cuando una muestra se convierte a benceno, la mayoría de la muestra es carbono; mientras en *gas proportional counting* la mayoría del dióxido de carbono es oxígeno. Por lo tanto, más material es requerido para *gas proportional counting* que para LS (Walker, 2005). En la técnica de LS es importante destacar que la edad no es la cantidad medida, más bien es la actividad del  $^{14}\text{C}$  en la muestra que es interpretado como un indicador de edad. Debido a que la datación de radiocarbono está basado en mediciones repetidas, la distribución de los resultados es usualmente descrita por una función de probabilidad normal (o Gaussiana); por lo tanto, la edad resultante siempre es expresada como una desviación estándar alrededor de un promedio. Es así como una edad con 1 estándar de desviación ( $1\sigma$ ) significa que ésta tiene un 68% de probabilidad de encontrarse entre los rangos de error; una edad con 2 estándar de desviación ( $2\sigma$ ) significa que ésta tiene un 95% de probabilidad, así como ésta tiene 5% de probabilidad de encontrarse más allá del rango. La técnica de AMS determina la proporción de isótopos de  $^{14}\text{C}$  relativa a la de los isótopos estables de carbono ( $^{12}\text{C}$  o  $^{13}\text{C}$ ), y la edad es determinada comparando esta razón con un contenido estándar conocido de  $^{14}\text{C}$  (Walker, 2005). La ventaja de la técnica de AMS por sobre LS radica en las pequeñas cantidades de muestra que requiere AMS, lo que conlleva en velocidad y efectividad a la cual la muestra puede ser porcesada (Walker, 2005).

Algunas fuentes de error asociadas a la datación de radiocarbono incluyen: contaminación con carbono, fraccionamiento isotópico, efecto de reservorio marino y variaciones al largo plazo en la producción de  $^{14}\text{C}$ . La contaminación se refiere a la adición a la muestra material de carbono viejo o joven. Las formas más comunes en que material en capas más viejas es contaminado con carbono más joven son a través de raíces, ácido húmico y/o bioturbaciones (Walker, 2005). Para el caso de adición de pequeñas cantidades de carbono moderno, las edades de radiocarbono arrojan errores mayores; por ejemplo, un 1% de carbono joven en una muestra de 34 ka puede reducir la edad en 4 mil años; en cambio, un 1% de carbono viejo puede aumentar la edad en 8 años (Walker, 2005). Otras fuentes que pueden introducir carbono más joven al material fósil son bacteriales, en donde algunas conchas pueden presentar cantidades considerables de precipitado de carbonatos secundarios intracristalinos producto del desarrollo de *biofilms*, que corresponde al crecimiento de microorganismos en diferentes tipos de superficies que necesariamente tienen que estar continuamente húmedas (Li *et al.*, 2015). Estos precipitados no son visibles a través de *x-ray diffraction* (XRD) debido a que son parte del mismo polimorfo del carbonato de la concha original (Busschers *et al.*, 2014); no obstante, éstos estos precipitados son claramente visibles mediante *scanning electro microscopy* (SEM), en donde se observan abundantes estructuras porosas separadas por espacios intracristalinos (Busschers *et al.*, 2014). Otra fuente de contaminación es la que se encuentra determinada por el fraccionamiento isotópico del carbono debido a que en cualquier camino biológico que se tome, habrá una tendencia a tomar el isótopo más liviano ( $^{12}\text{C}$ ) en desmedro de los otros (y de  $^{13}\text{C}$  en desmedro de  $^{14}\text{C}$ ); no obstante, en ambientes marinos ocurre todo lo contrario, ya que en aguas oceánicas hay una absorción preferencial por el pesado isótopo de  $^{14}\text{C}$  y una relativa reducción en  $^{12}\text{C}$ ; por lo tanto, los organismos que toman el carbono durante su ciclo de vida tendrán una actividad mayor de  $^{14}\text{C}$ , conduciendo a edades de radiocarbono más jóvenes (Walker, 2005). Aunque esto último puede ser contrarrestado a través del efecto de reservorio marino. Debido a que los isótopos de  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$  son estables, se toma la razón  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  definida por el coeficiente  $\delta^{13}\text{C}$  que se expresa en ‰ (partes por mil), y

provee una medición exacta del fraccionamiento isotópico reflejado en el material fósil. El valor en el que rondan los carbonatos marinos corresponde a 0‰ (Walker, 2005). Por otro lado, el efecto de reservorio marino tiene como problema principal el hecho de que el intercambio de carbono entre la atmósfera y el océano no se encuentra en equilibrio, ya que las aguas superficiales a medida que se enfrían se hunden, sin un reemplazamiento de  $^{14}\text{C}$ , resultando en una edad aparente del agua de mar. Por procesos de resurgencia de estas aguas en las costas, los organismos adquieren el carbono de estas aguas, por lo que la edades obtenidas a partir de estos organismos debe ser corregida (Walker, 2005).

Otro de los problemas importantes que presenta el método de radiocarbono radica en que las concentraciones de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera no han sido homogéneas durante los últimos miles de años. Esto se ha podido determinar gracias a la comparación de edades dendrocronológicas y radiocarbono, en donde éstas últimas han sido invariablemente más jóvenes (Walker, 2005). La causa de estas discrepancias de la actividad de radiocarbono en la atmósfera, se debe a periodos de mayor o menor impacto de rayos cósmicos en la Tierra debido a alteraciones que se producen en el campo magnético terrestre, cambios en los patrones de circulación oceánica o variaciones en la actividad solar (Stuiver *et al.*, 1991; Walker, 2005; Hajdas, 2008; Wright, 2017). Comparaciones entre edades radiocarbono AMS y series de uranio, se ha determinado que edades de 20 ka BP, en realidad son hasta 4 kyr más jóvenes; por lo tanto, es importante referirse a las edades de radiocarbono en términos de “años BP”, para que quede claro de que no es una “edad de calendario” (Walker, 2005). Es por esto que las edades de radiocarbono se tienen que transformar de edades radiocarbono a calendario (calibración de radiocarbono) Esto se ha podido solucionar gracias a la calibración del  $^{14}\text{C}$ , ajustando las edades convencionales a través de la dendrocronología de los anillos de árboles, series de U-Th y *varves* las edades se han podido extender hasta 12-14 ka BP (Kromer and Spurk, 1998; van der Plitch *et al.*, 2004). Extender la curva de calibración para edades mayores a esas, y que el ajuste de las edades calibradas sea exactas (*accuracy*) se torna dificultoso. Sin embargo, la curva se ha podido extender más allá de 45 ka BP gracias a la calibración de series de uranio con espeleotemas de las Bahamas (Walker, 2005). Además, estas calibraciones son mejoradas a través de estadística de análisis Bayesiano (**Figura 27**; Walker, 2005).

Otras problemáticas dentro de la datación de radiocarbono tienen relación con los tipos de materiales que se datan. En el caso particular de los restos de conchas de organismos marinos puede ocurrir recristalización de carbonato en solución, pero este intercambio usualmente afecta las capas externas de las conchas más que las capas internas; aunque, comparando las edades de las dos porciones de conchas es usualmente posible determinar si o no algún tipo de contaminación ha tomado lugar (Peacock y Harkness, 1990).

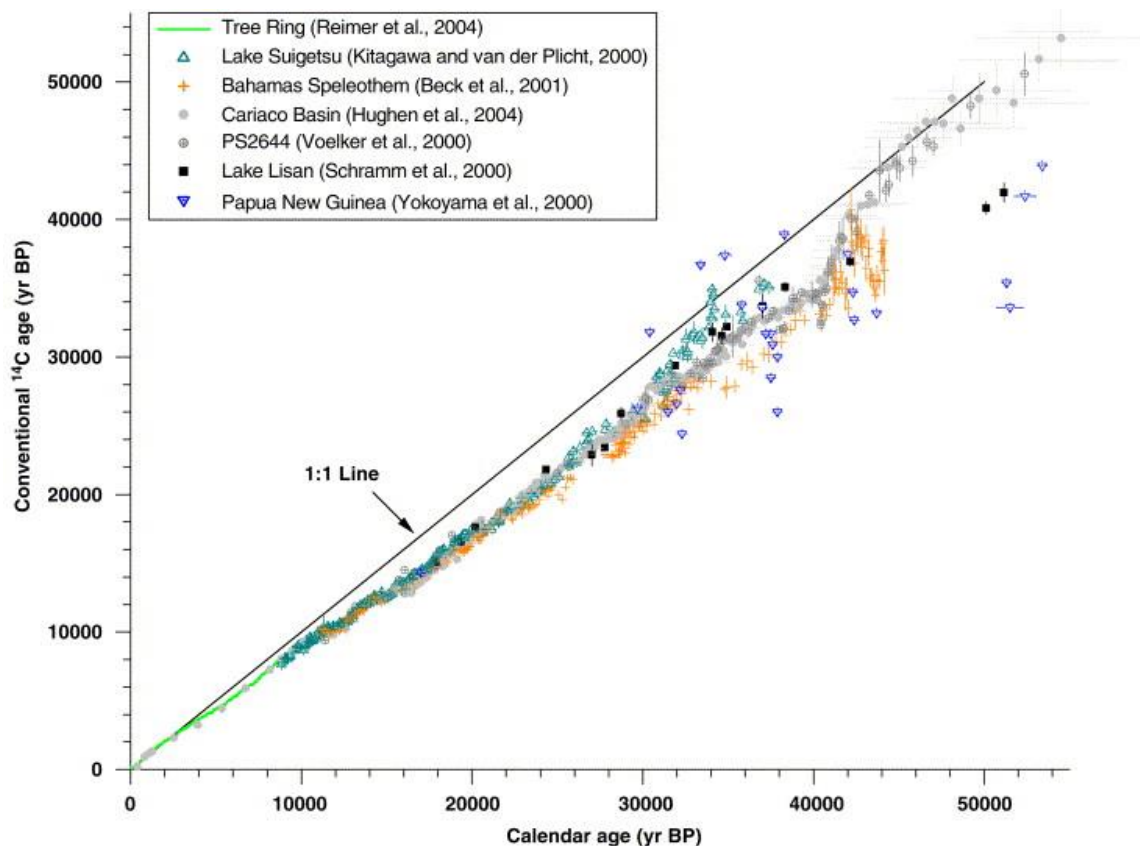


Figura 27. Curva de calibración de edades convencionales de radiocarbono. Se puede observar que la curva de calibración para los primeros miles de años tiene menor desviación estándar. Además, se puede ver que a partir de 42 ka BP comienza una mayor variabilidad de las edades de radiocarbono (Fairbanks *et al.*, 2005).

### 2.1.3.2 Procesamiento de muestras en Laboratorio Beta Analytic

De un total de 43 muestras, 16 fueron analizadas por el laboratorio Beta Analytic, dedicado exclusivamente a la datación mediante el método de radiocarbono, el cual tiene sus dependencias en la ciudad de Miami, Estados Unidos (EE. UU.).

Todas las muestras son examinadas por lo menos por siete personas antes que los resultados de las diferentes fases de análisis se den a conocer. Cada persona verifica el trabajo y los registros realizados por la persona anterior. Medidas de control de calidad son seguidas en cada paso del análisis para asegurar que la muestra sea manipulada y analizada de manera apropiada y precisa.

En el laboratorio todas las muestras son datadas a través de AMS, en donde la medición se realiza en grafito producido por la reducción de una muestra de CO<sub>2</sub> sobre una catálisis de cobalto. El CO<sub>2</sub> se obtiene de la combustión de la muestra a más de 800°C en una atmósfera con un 100% de oxígeno. El CO<sub>2</sub> se seca primero con metanol y hielo seco, y se colecta en nitrógeno líquido para su subsecuente reacción de grafitización. La reacción idéntica se realiza según los estándares de referencia, en donde las muestras internas dan garantía de calidad, y muestras de fondo que aseguran reacciones químicas sistemáticas.

El resultado analítico (“BP” o “pMC”) se obtiene al medir la razón  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$  de la muestra relativo al  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$  en ácido oxálico II (NIST-4990C) en uno de los múltiples aceleradores del laboratorio, de partículas propios y utilizando una fuente de iones SNICS. Las muestras de garantía de calidad (QA) se miden junto a las muestras incógnitas y cuentan con su propio informe de garantía de calidad. Los resultados de las muestras QA deben ser según lo esperado por los valores conocidos antes de aceptar y entregar los resultados de cualquier muestra.

El resultado de la datación por AMS es corregido en función del fraccionamiento total utilizando el valor  $\delta^{13}\text{C}$  del grafito mecanizado. El valor  $\delta^{13}\text{C}$  citado en el informe se obtiene de diferentes formas dependiendo del material de la muestra. En el caso de materiales orgánicos sólidos, se toma una submuestra que es convertida a  $\text{CO}_2$  con un analizador elemental (EA). El agua y los carbonatos son acidificados en un banco de gas para producir  $\text{CO}_2$ . Tanto el EA como el banco de gas están conectados directamente a un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (IRMS). El IRMS realiza la separación y medición de las masas de  $\text{CO}_2$  (44, 45 y 46) y el cálculo del valor  $\delta^{13}\text{C}$  de la muestra.

Normalmente, los pretratamientos físicos consisten en la eliminación con pinzas y fórceps de las raicillas que se hayan podido introducir en las muestras. Es un método generalmente sencillo, a excepción de las muestras de turba que han sido secadas y en las que las raicillas no se pueden distinguir fácilmente del resto de la muestra. Otro pretratamiento físico aplicado a las muestras que van a datarse consiste en la eliminación de contaminantes mediante el raspado de las capas exteriores con bisturís quirúrgicos o taladros dentales. En el pretratamiento de conchas también suele utilizarse en papel de lija. Una vez los contaminantes visibles han sido eliminados, se reduce el tamaño de la muestra y se pulveriza con un mortero (conchas, rocas, huesos), una placa de Petri (carbón), o se transforman en serrín (madera) para aumentar su superficie. Las muestras de suelo son tamizadas en una suspensión húmeda, ya que sólo las partículas más finas serán datadas. Las muestras como conchas y otros materiales calcáreos pasan por un garbado ácido antes de ser datadas. En primer lugar, el material calcáreo es bañado en agua desionizada, eliminando los sedimentos orgánicos asociados y los detritos, si están presentes. A continuación, el material sometido a la datación por radiocarbono es triturado y/o disperso, y se trata con ácido HCl para eliminar componentes secundarios de carbonato. En el caso de conchas gruesas, sus superficies se raspan antes de aplicar el ácido hasta llegar al núcleo rígido de las mismas. En el caso de los nódulos carbonatados porosos y del caliche, el laboratorio utiliza periodos de exposición largos para permitir la infiltración del ácido. El tiempo de exposición al ácido, las concentraciones, y el número de repeticiones son factores determinados según cada muestra. Este pretratamiento se aplica típicamente a muestras de: conchas, caliche y nódulos calcáreos.

Algunos laboratorios analizan una muestra una vez y comunican un resultado finito, por ejemplo,  $48000 \pm 500$  o  $53000 \pm 2500$  años. Las investigaciones de Beta Analytic han demostrado que dichos informes con un solo análisis pueden inducir a errores. En el



pasado, Beta Analytic ha enviado muestras del mismo grafito producido a partir de carbón del Mioceno a siete laboratorios de AMS diferentes, obteniendo fechas finitas de edades entre 42 a 53 ka BP. Estas variaciones en los límites de detección también han sido señaladas en varios estudios internacionales de inter-calibración de radiocarbono (TIRI, FIRI, VIRI), en donde las muestras de sub-fósiles o de fósiles produjeron un intervalo de resultados que iban desde rangos finitos a mayor que, y no siempre en la dirección correcta. Es por esto que Beta Analytic ha establecido un límite real y conservador de no más de 43,5 ka BP, cuando la actividad del material es estadísticamente la misma que las de referencia, siendo éstas un número adecuado basado en los propios límites internos AMS del laboratorio. Por ello, Beta Analytic no cita edades finitas por encima de 43,5 BP. Las muestras que producen una actividad fuera de estos límites se comunican como “mayor que” 43,5 ka BP o “infinitas”.

### 2.1.3.3 Procesamiento de muestras en laboratorios LOCEAN

De un total de 43 muestras, 27 fueron analizadas por los laboratorios LOCEAN, cuyas dependencias se encuentran en las ciudades de París y Saclay, Francia.

Las muestras de conchas se tratan (después de lijar) en 2 ml de ácido nítrico 0,01 M durante 15 minutos. El carbono se extrae como CO<sub>2</sub> atacando a los carbonatos con ácido ortofosfórico deshidratado a 60° C hasta que no haya evolución de gas. Una cantidad suficiente de cada muestra se tomó para producir un volumen de CO<sub>2</sub> que contiene aproximadamente 1 mg de C. El CO<sub>2</sub> se reduce con hidrógeno en presencia de polvo de hierro a 600° C. La masa de hierro es igual a 3 veces la masa de carbono con un valor mínimo de 1.5 mg y un valor máximo de 4 mg. El carbono se deposita en el polvo de hierro y el conjunto se presiona en un soporte para la medición por AMS.

La actividad de <sup>14</sup>C de la muestra se calcula comparando las intensidades medidas secuencialmente de los haces de <sup>14</sup>C, <sup>13</sup>C y <sup>12</sup>C de cada muestra con los estándares de CO<sub>2</sub> preparados a partir de el ácido oxálico de referencia (HOxII), que se expresa en pMC (porcentaje de carbono moderno) normalizado a un δ<sup>13</sup>C de -25 por mil. Las edades del radiocarbono se calculan de acuerdo con Mook y Van der Plicht (1999) corrigiendo el fraccionamiento δ<sup>13</sup>C calculado a partir de la relación <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C medida en ARTEMIS. El δ<sup>13</sup>C utilizado incluye el fraccionamiento que ocurre durante la preparación de la muestra, sólo durante la medición de AMS. También depende de la transmisión de la instalación, a saber, la razón <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C medida a la salida del espectrómetro de masas ARTEMIS en comparación con el valor de la razón <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C a la salida de la fuente. Estos valores dependen de la viga de inyección, corriente y emisión. El δ<sup>13</sup>C medido por ARTEMIS no puede compararse con el δ<sup>13</sup>C medido en el espectrómetro de masa. Dado que los valores δ<sup>13</sup>C se corrigen a un estándar, que no afectan la medida de la edad del <sup>14</sup>C. La incertidumbre de la medición toma en cuenta tanto el error estadístico como la variabilidad de la medición, tanto para la muestra como para el blanco restado. Los resultados se dan sin corrección de edad.

Para saber más sobre la técnica y los análisis realizados a las muestras de conchas en los laboratorios LOCEAN, ver **Capítulo 3**.

## 2.2 Adquisición de datos geodésicos y modelamiento de elevación digital

Con la finalidad de lograr caracterizar y cuantificar la deformación superficial cuaternaria que ha afectado al hanging wall de la FM, se realizaron campañas de adquisición de datos con GPS diferencial los que posteriormente fueron interpolados, juntos con los datos batimétricos de la Bahía Mejillones adquiridos por Becerra (2007) y González (2013), a través del *software* ArcGIS 10.3 para generar un modelo de elevación digital con mínimo error vertical.

### 2.2.1 Toma y procesamiento de datos de elevación a través de GPS diferencial

#### 2.2.1.1 Campaña de adquisición de datos

Durante el año 2002 se realizó una campaña de recopilación de datos geodésicos, correspondiente a alturas, mediante la realización de *tracks* con GPS diferencial (**Figura 28**). El GPS de control que funcionó como base se estableció en la ciudad de Mejillones (**Figura 28**). Los GPS que tomaron datos como estaciones fueron localizados a lo largo de potenciales paleo-cordones litorales indicativos de máximos interglaciales (i.e. MIS 5-7-9-11) en el *hemigraben* Pampa Mejillones y puntos estratégicos en el horst Morro Mejillones (**Figura 28**). Para el caso de los *tracks* se tomaron datos cada 10 m. En Pampa Mejillones los *tracks* fueron tomados en dirección N-S y se abarcó la casi totalidad de la superficie del *hemigraben*; mientras que en el *horst* Morro Mejillones la direccionalidad y cantidad de perfiles tomados dependió de la configuración topografía del sector. El total de datos de elevación recopilados correspondió a 40.509 puntos.

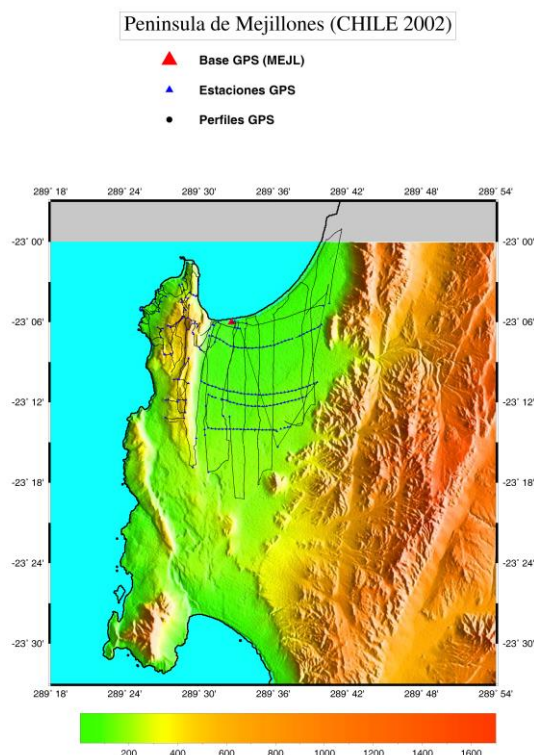
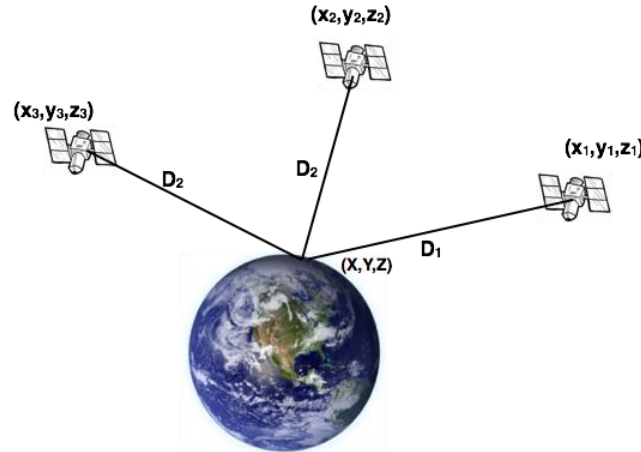


Figura 28. Localización de los tracks GPS. Además, se muestran la localización de las estaciones.

### 2.2.1.2 Análisis del Paralelismo Geoide-Elipsoide Península de Mejillones

Los datos recopilados durante la campaña GPS del año 2002 tuvieron que ser relocalizados verticalmente, ya que necesitaban ser ajustados al Geoide-Elipsoide presente en la PM. Esto debido a que la diferencia entre el Geoide y Elipsoide puede presentar errores verticales de importancia en ciertas zonas locales específicas del planeta, con respecto al modelo global.

El Estudio del Paralelismo Geoide-Elipsoide (EPGE) tiene su origen en la incorporación del Global Positioning Satellite (GPS) al trabajo de levantamientos topográficos.



**Figura 29. Posición Punto a través de GPS diferencial. Se necesita conectar, al menos, a 3 satélites en órbita para determinar la posición de un punto en la superficie de la Tierra.**

En la **Figura 29** se observan las coordenadas de la constelación de satélites  $(x_{1-3}, y_{1-3}, z_{1-3})$  y las distancias  $D_{1-3}$ , luego solucionando el sistema de ecuaciones:

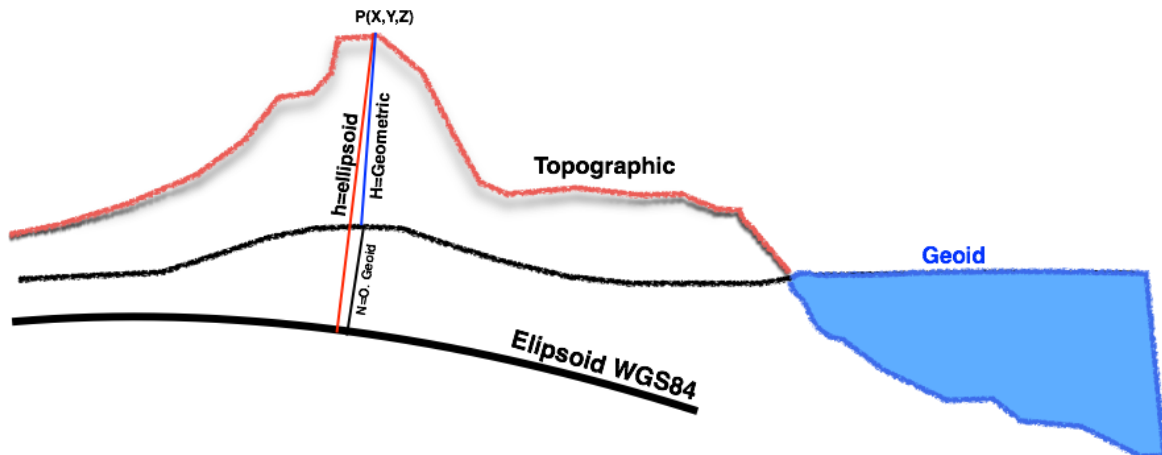
$$\sqrt{((X - x_1)^2 + (Y - y_1)^2 + (Z - z_1)^2)} = D_1 \quad (1)$$

$$\sqrt{((X - x_2)^2 + (Y - y_2)^2 + (Z - z_2)^2)} = D_2 \quad (2)$$

$$\sqrt{((X - x_3)^2 + (Y - y_3)^2 + (Z - z_3)^2)} = D_3 \quad (3)$$

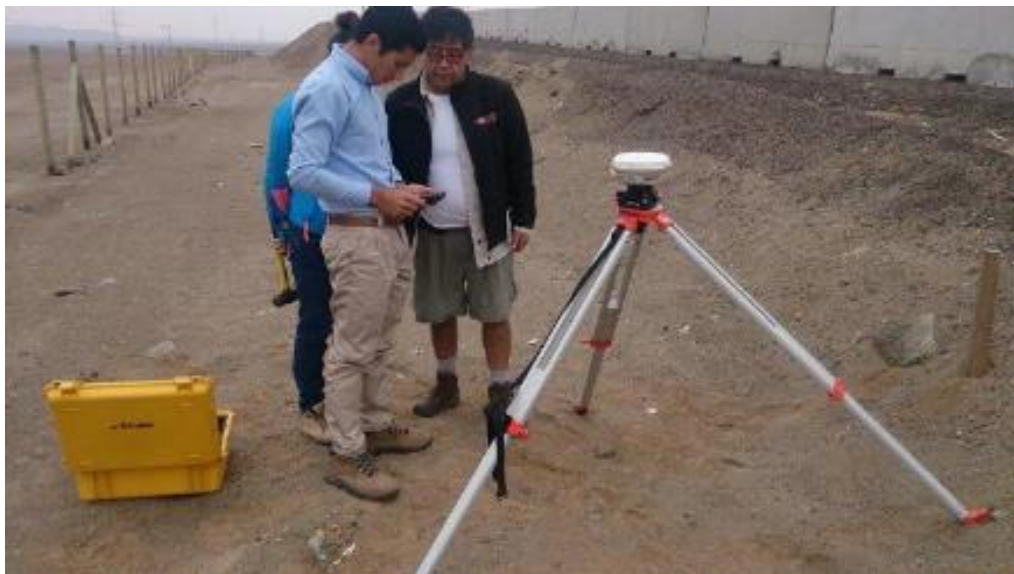
Se obtiene la posición de un punto en el espacio a partir del sistema de ecuaciones (1), (2) y (3). En condiciones ideales esto resuelve la posición espacial de un punto sobre la Tierra; sin embargo, ésta no es una figura geométrica exacta, sólo se parece a una esfera y tiene un poco más de similitud con una elipse, ya que es achatada en los polos, por lo que hay una diferencia aproximada de 21 km entre los radios ecuatorial y polar, siendo este último el más corto. Adicionalmente presenta deformaciones locales a consecuencia de las distintas densidades del manto terrestre que afecta, según las Leyes de Newton, a la forma de la Tierra. En estricto rigor la literatura define a la Tierra como un “elipsoide achatado de revolución”. La constelación de GPS utiliza como sistema referencial mundial el denominado *World Geodetic System 84 (WGS 84)*. Este elipsoide se reconoce como el modelo más aproximado a la forma del geoide de la Tierra, pero éstos no se ajustan con total precisión. Las diferencias que ocurren entre ambos se

denominan “oscilaciones del geode”. Estas ondulaciones pueden variar aproximadamente desde -100 m por debajo del elipsoide hasta 70 m sobre éste. En la **Figura 30** se puede apreciar la diferencia geode elipsoide.



**Figura 30.** Elipsoide vs. Geode. La altura ortométrica se determina mediante la diferencia entre las alturas del elipsoide y geode. En la Península de Mejillones el geode debería encontrarse sobre el elipsoide.

Es así como durante el año 2015 se cubrió parte del área abarcada por la campaña de GPS diferencial realizada en el año 2002, específicamente en el sector de Pampa Mejillones (**Figuras 31, 32**). Esto se realizó con el objetivo de determinar las oscilaciones que tiene el geode respecto al elipsoide de referencia (WGS 84) en el área de estudio. Se planificó una campaña de medidas a modo de referenciar una estación con el nivel medio del mar (NMN) y, a partir de este valor, propagar la elevación realizando mediciones GPS en modalidad de “mediciones estáticas”. Durante el proceso se calcularon las elevaciones GPS referidas al elipsoide WGS, con la finalidad de poder contar con un par de elevaciones por punto y con las diferencias determinar las oscilaciones del geode (**Tabla 1**).



**Figura 31.** Campaña geodética para determinar las “oscilaciones del geode” en Pampa Mejillones. Ésta se realizó con la colaboración del Dr. Gabriel Álvarez del Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática de la Universidad de Antofagasta.

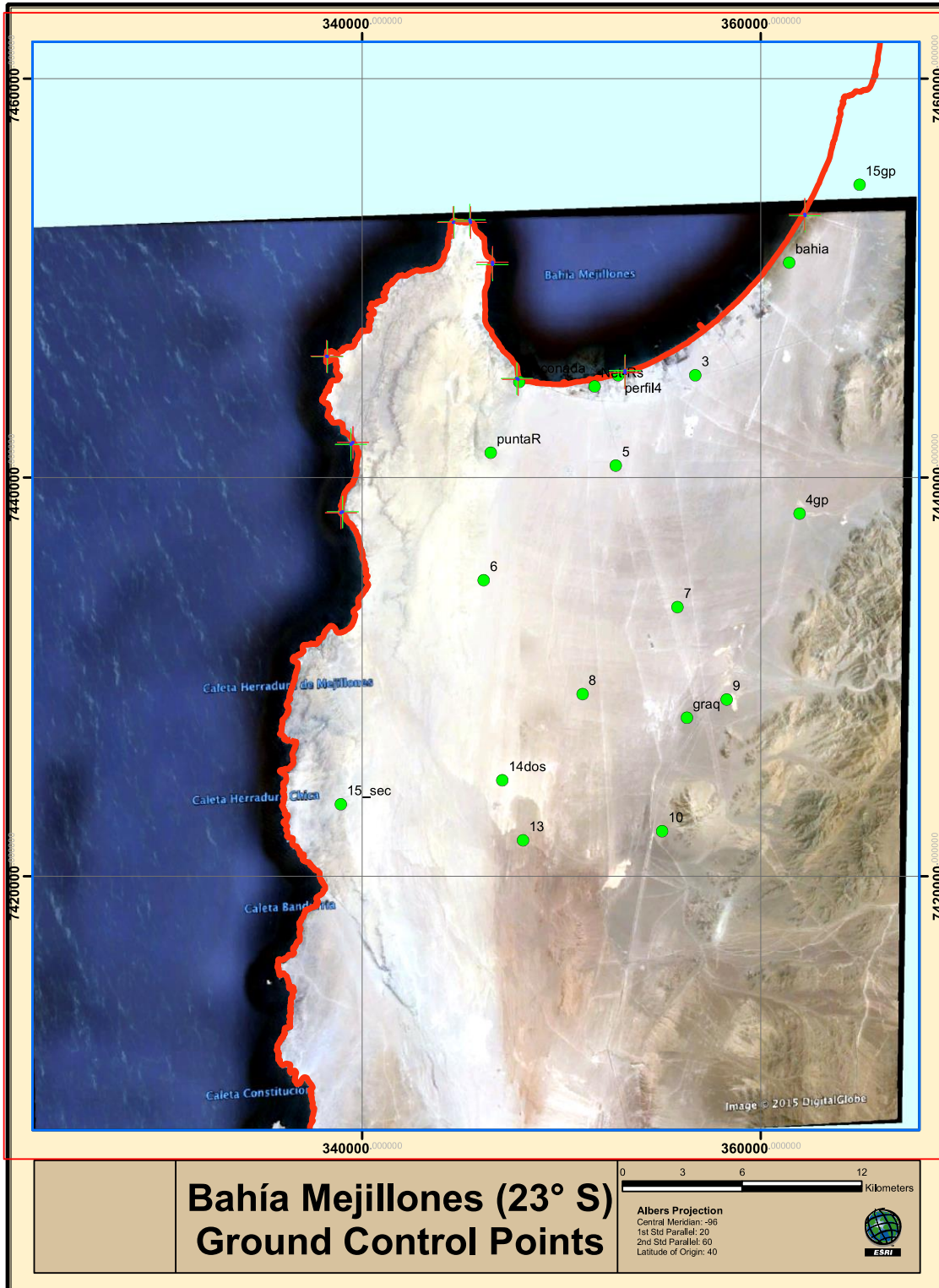


Figura 32. Posición de puntos de control. Estos se distribuyeron a lo largo y ancho de Pampa Mejillones.



La determinación de las “oscilaciones del geode” nos permitió constatar en toda el área de trabajo su variabilidad. En la **Tabla 1** se puede apreciar la diferencia entre los distintos valores.

**Tabla 1. Puntos de Control. Se tomaron como estaciones base la del Ministerio de Bienes Nacionales y dos estaciones del Centro Sismológico Nacional: PMEJ y JGRN, ubicados en la ciudad de Mejillones y Morro Jorgino, respectivamente. Las alturas tomadas a partir de la campaña GPS del año 2002 se ajustaron a la ondulación del geode presente en la Península de Mejillones.**

Cuadro de coordenadas UTM Sistema WGS84									
ID	Este	Norte	Altura Elipsoidal	Altura Ortométrica Ref. BNO2	Altura Ortométrica Ref. Net-Rs	Altura Ortométrica Ref. 15_sec	Ondulacion Geoidal (I)	Ondulacion Geoidal (II)	Ondulacion Geoidal (III)
BNO2	356717.324	7381769.503	54.997	25.426					
4gp	381950.991	7438201.724	154.753	125.183	125.143	125.086	29.570	29.610	29.667
10	355047.088	7422259.297	217.142	187.572	187.523	187.439	29.570	29.619	29.703
15_sec	338932.191	7423621.085	327.700	298.012	298.012	298.012	29.688	29.688	29.688
15gp	364952.850	7454701.881	108.963	79.394	79.315	79.261	29.569	29.648	29.702
Net-Rs	351687.086	7444583.458	49.145	19.519	19.519	19.519	29.626	29.626	29.626
perfil4	352844.111	7445131.359	37.740	8.171	8.104	8.061	29.569	29.636	29.679
puntaR	346442.259	7441249.830	189.474	159.904	159.873	159.810	29.570	29.601	29.664
rinconada	347875.721	7444809.936	56.689	27.119	27.035	26.956	29.570	29.654	29.733
3	356713.577	7445147.557	77.357	47.788	47.735	47.644	29.569	29.622	29.713
5	352726.433	7440609.061	88.472	58.902	58.871	58.779	29.570	29.601	29.693
6	346095.248	7434860.785	139.849	110.279	110.268	110.228	29.570	29.581	29.621
7	355828.717	7433495.015	163.995	134.425	134.444	134.288	29.570	29.551	29.707
8	351054.740	7429134.767	171.252	141.682	141.572	141.558	29.570	29.680	29.694
9	356284.119	7428881.365	195.855	166.285	166.268	166.227	29.570	29.587	29.628
13	348098.236	7421800.536	217.268	187.697	187.618	187.645	29.571	29.650	29.623
14dos	347034.638	7424820.363	217.834	188.264	188.190	188.141	29.570	29.644	29.693
<b>bahia</b>	<b>361433.868</b>	<b>7450787.834</b>	<b>73.641</b>	<b>44.066</b>	<b>44.066</b>	<b>44.066</b>	<b>29.575</b>	<b>29.575</b>	<b>29.575</b>
graq	356288.933	7427965.384	193.421	163.851	163.908	163.728	29.570	29.513	29.693

Procesamiento interno	
Bahia	44.066
BNO2	25.426
15_sec	298.012
Net-Rs	19.519

Base del Ministerio de Bienes Nacionales  
Base del Centro Sismológico Nacional  
Base del Centro Sismológico Nacional

Distancia de Líneas Bases más lejana  
73408.230 (BNO2 A 15gp)  
40542.159 (15\_Sec A 15gp)  
24532.344 (Net\_Rs A 15\_sec)

Además, en la **Tabla 1** se puede apreciar que los datos se procesaron desde tres estaciones bases, cada una de ellas localizadas a distintas distancias del área de estudio. No obstante, se desestimó la más lejana (base del Ministerio de Bienes Nacionales), ya que el promedio de las ondulaciones de las estaciones más cercanas tiene un rango de variación de aproximadamente 50 mm; mientras que la estación más lejana difiere de ambas en alrededor de 100 mm. A contar de estos valores se calculó el promedio de la oscilación en el área, correspondiendo a 29,64 m con una desviación estándar de aproximadamente 40 mm. Es conocido en la literatura que las “oscilaciones del geode” con respecto al elipsoide de referencia son en general de pendientes suaves. En el área de estudio, el mapa mundial de ondulaciones del geode estima una diferencia de aproximadamente 30 m. Por lo tanto, el valor obtenido se encontró dentro del rango aceptable.

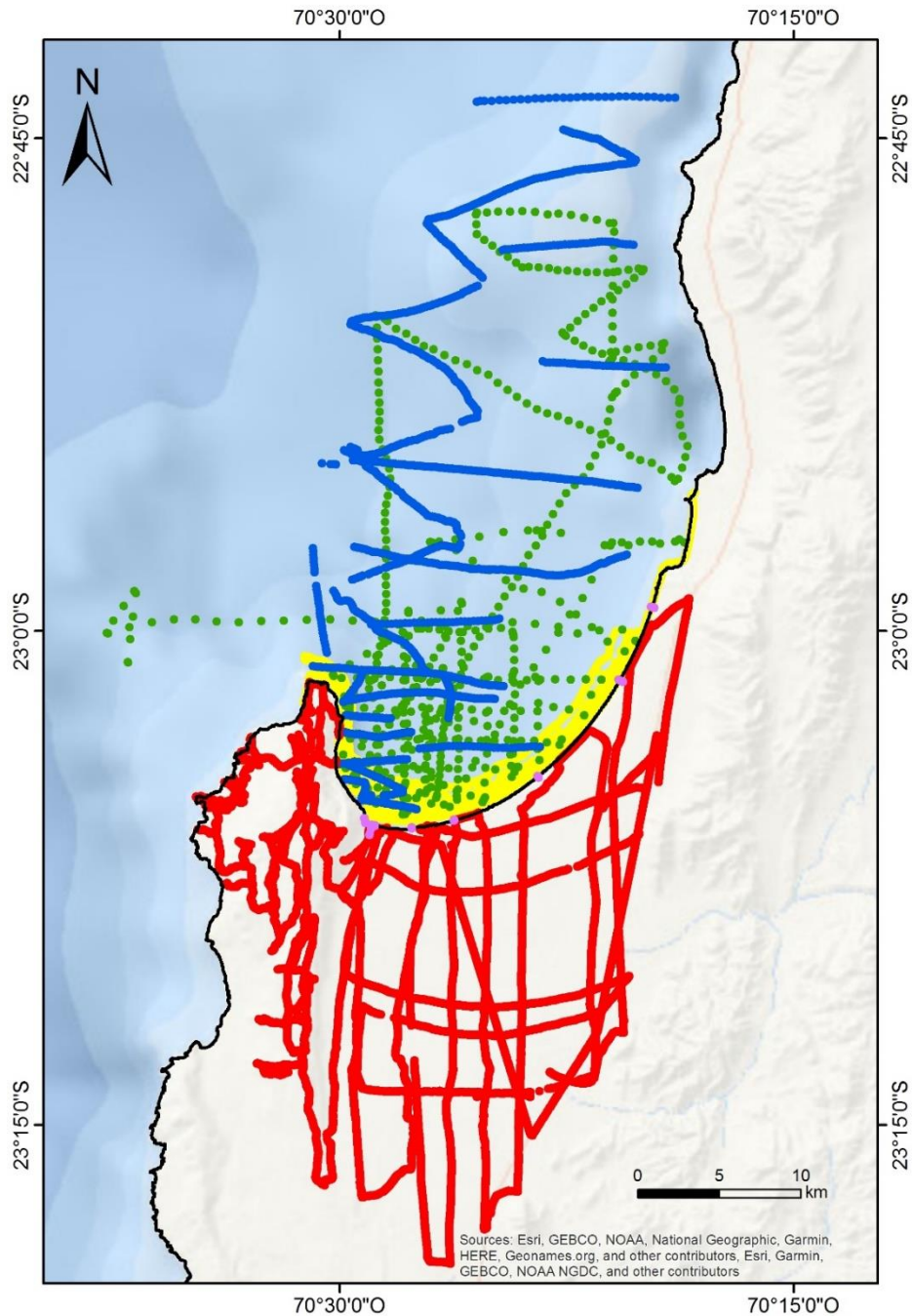
A todos los valores de altura tomados durante la campaña GPS del año 2002, se les descontó el valor de la “ondulación del geode” de  $29,64 \pm 0,04$  m.

## 2.2.2 Modelo de elevación digital del bloque colgante del Sistema de Fallas Mejillones: Pampa Mejillones y fondo submarino de la Bahía Mejillones

### 2.2.2.1 Fuente de datos utilizados

Los datos que se utilizaron para realizar la interpolación de la superficie del bloque colgante de la FM, corresponden a los adquiridos durante la campaña GPS de 2002 y perfiles trigonométricos distribuidos perpendiculares al escarpe costero de la Bahía Mejillones adquiridos durante el año 2014 (**Figura 33**); además, se utilizaron los datos batimétricos de la tesis de magister de Becerra (2007) y la memoria de título de González (2013), adquiridos a través de los perfiladores acústicos Bathy 2000 (12 kHz) y Bathy

2010 (3,5 kHz), respectivamente, y los datos costeros de la Bahía Mejillones obtenidos desde la Carta Náutica del SHOA (**Figura 33**). En total fueron interpolados 44.054 datos.



**Figura 33.** Datos obtenidos mediante GPS diferencial, perfiladores acústicos y sondeos submarinos. Los puntos rojos corresponden a la campaña GPS del año 2002; los puntos violetas a los perfiles trigonométricos tomados en el año 2014; los puntos amarillos a los sondeos costeros de la Carta Náutica del SHOA; los puntos verdes a los datos batimétricos adquiridos por Vargas et al. (2005) y reprotados por Becerra (2007); y los puntos azules a los datos batimétricos adquiridos por González (2013).



### 2.2.2.2 Procesamiento de datos

Los datos fueron procesados mediante el programa ArcGIS v.10.3. El sistema de coordenadas utilizado fue WGS 84 (19S), y la proyección se hizo en UTM para un correcto procesamiento de los datos. Una vez georreferenciado el sistema de datos se procedió a generar archivos ráster a partir de éstos, tanto de forma separada (subaéreos y submarinos), como en su totalidad. El método de interpolación usado correspondió al análisis espacial de superficie *kriging*, el cual fue elegida como la mejor opción para el análisis morfométrico debido a que generaba un ráster que representaba de mejor manera las diferentes estructuras y geoformas presentes en la superficie del ráster, la cual se interpoló con un pixel de salida de 15x15 m. A partir de las ráster generadas se crearon curvas de nivel; mapas de pendientes; perfiles topográficos de orientaciones N-S, E-O y perpendiculares a las curvas de nivel. Además, se realizó el mismo procedimiento de interpolación para generar un ráster representativo de la plataforma del LGM, la cual fue caracterizada en la tesis de Becerra (2007). Para mayores detalles ver **Capítulo 4**.

### 2.2.2.3 Cálculo del error vertical

Con la finalidad de corroborar la confiabilidad de la interpolación entregada por el *software* ArcGIS v.10.3, se cálculo del error vertical ( $\varepsilon_v$ ) que se genera al contrastar los datos interpolados con los datos originales. Para tales efectos, se utilizó la fórmula de desviación típica:

$$\varepsilon_v = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (di)^2} \quad (4)$$

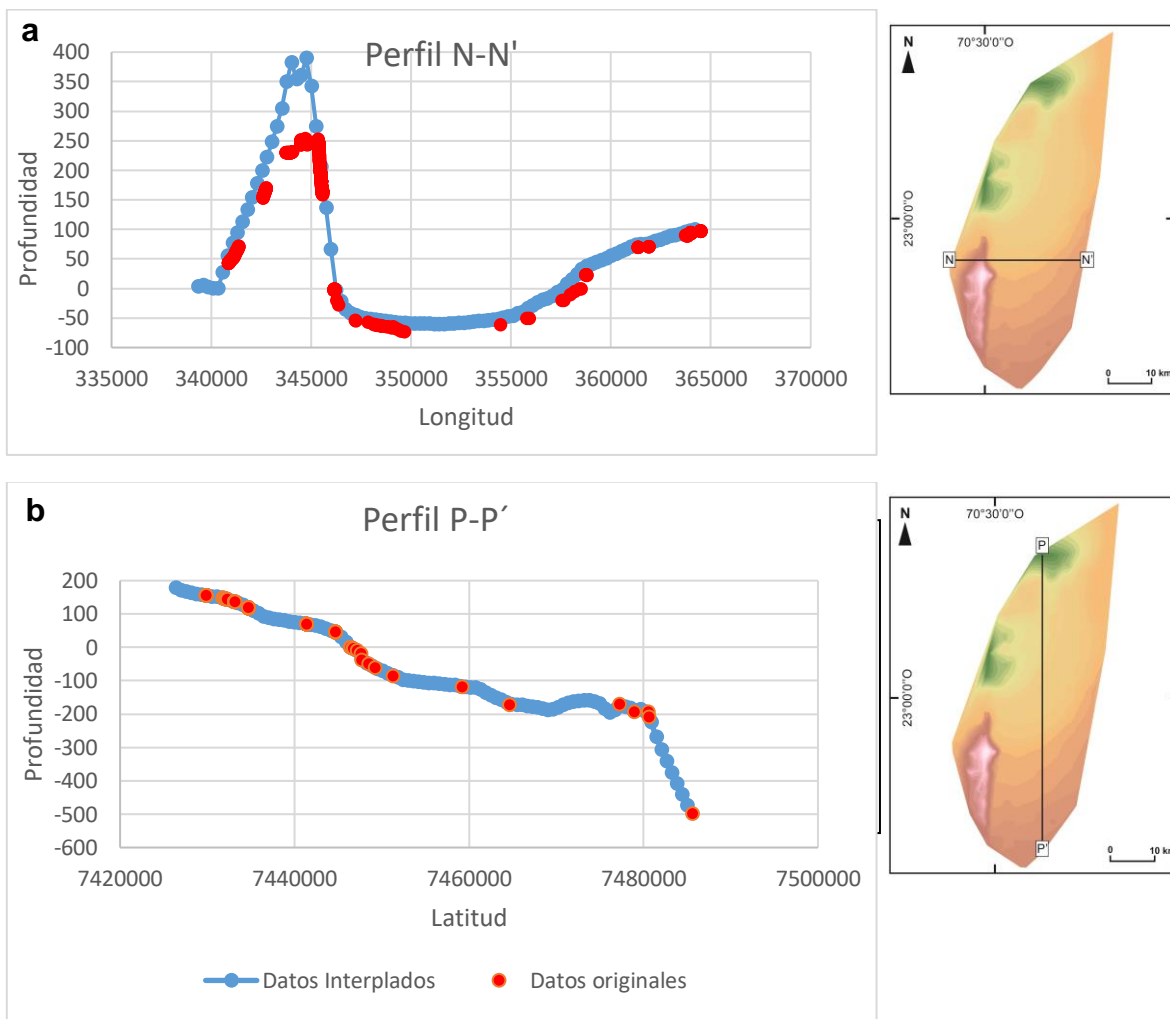
En donde  $n$  es el número de medidas,  $di$  corresponde a la diferencia entre el valor del dato original y el valor interpolado y  $\varepsilon_v$  al error absoluto del conjunto de medidas. Para lograr determinar el  $\varepsilon_v$  a partir de (4) fue necesario trazar 2 perfiles en la DEM interpolada (**Figura 34**). El primer perfil se trazó en dirección N-S (perfil P-P') y el segundo perfil en dirección E-O (perfil N-N'). Cada perfil fue trazado con un *buffer* de 100 m y una longitud que abarcara la extensión total de la DEM. Posterior a esto, los datos que quedaron dentro del *buffer* de cada perfil fueron aislados del resto de datos. A cada perfil se le asignaron 100 puntos de datos interpolados. Ya terminado este procedimiento se exportaron los datos a un archivo Excel, en donde éstos fueron ploteados en un gráfico de dispersión para así poder determinar las diferencias verticales entre los datos interpolados a partir del DEM y los datos obtenidos en las partes subaérea, a través de las campañas de GPS diferencial, y batimétricos, mediante los perfiles realizados con los perfiladores acústicos Bathy 2000 y 2010.

Para el cálculo del  $\varepsilon_v$  se contrastaron los datos originales y los datos interpolados que se encontraban dentro de la misma coordenada que los datos originales. El cálculo arrojó el siguiente resultado para el perfil N-N' de orientación O-E:

$$\varepsilon_v \text{ N-N}' = 38,14 \text{ m}$$

El cálculo del  $\varepsilon_v$  arrojó el siguiente resultado para el perfil P-P' de orientación N-S:

$$\varepsilon_v \text{ P-P}' = 1,76\text{m}$$



**Figura 34.** Perfiles comparativos entre los datos interpolados y originales. a) Perfil N-N' trazado en dirección O-E. Nótese la gran diferencia que existe entre los datos interpolados y originales. b) Perfil P-P' trazado en dirección N-S. Los datos interpolados y originales se ajustan de manera relativamente correcta.

El  $\varepsilon_v$  en N-N' es 38 m, una cantidad que corresponde al 8% de la diferencia vertical total de la superficie del perfil. El error mayor se concentra en el sector del perfil (sector occidental) correspondiente *horst* Morro Mejillones (**Figura 34**); en cambio, el error es mucho menor en el sector del perfil (sector oriental) del bloque colgante de la FM (**Figura 34**). La distribución de los datos en el sector de la Bahía Mejillones se encuentra uniformemente mejor dispersados que en el sector del *horst* Morro Mejillones, como se puede observar en la **Figura 33**. En el sector *horst* Morro Mejillones los datos originales se encuentran varias decenas de metros por debajo de los datos interpolados, lo cual podría estar indicando una mala interpolación producto de la abrupta topografía del sector y la poca distribución areal considerada al momento de la toma de los datos. No obstante, en el sector de la Bahía Mejillones los errores son un orden de magnitud menor ( $\leq 10$  m). Estos errores en la bahía se podrían estar generando por la presencia de los

escarpes de la FM y costero, los cuales podrían estar causando algunos problemas puntuales en la interpolación.

El error en P-P' es de alrededor 2 m, una cantidad que equivale sólo al 0,3% de la diferencia vertical total de la superficie del perfil. El error aumenta levemente de forma sistemática hacia de sur a norte en el perfil (**Figura 34**). Esto se podría deber principalmente a dos factores: primero, estos errores podrían ser mayores en ese sector del perfil debido a que hay una menor cantidad de datos batimétricos, por lo que la interpolación tiende a ser menos efectiva que en los sectores con mayor concentración de datos (ej. Bahía Mejillones); segundo, en ese mismo sector hay una mayor cantidad de rasgos batimétricos (disrupción del fondo submarino) lo que conlleva a un mayor error en la interpolación. No obstante, el valor del error total es considerado muy bueno, por lo que para efectos de la escala en la cual se está trabajando se consideran errores mínimos, los cuales no afectan los análisis e interpretaciones.

Si bien los datos del sector del *horst* Morro Mejillones tienen un valor alto en el error, los del bloque colgante de la FM presentan errores que varían entre 2 y 10 m, para los lugares con una mayor densidad de datos (Pampa Mejillones y sector centro-occidental de la Bahía Mejillones) y con casi nula densidad de datos (sector oriental de la Bahía de Mejillones y sector centro-norte de la plataforma continental), respectivamente, siendo los errores prácticamente nulos en los sitios muy cercanos a los lugares en donde se encuentran los datos usados para la interpolación. Es el sector del *hemigraben* Pampa Mejillones último sector el que será analizado para efectos de la tesis doctoral, y no el sector del Morro Mejillones. Por lo tanto, la interpolación se considera válida y con un error mínimo aceptable para la escala de trabajo.

### 3 Resultados I:

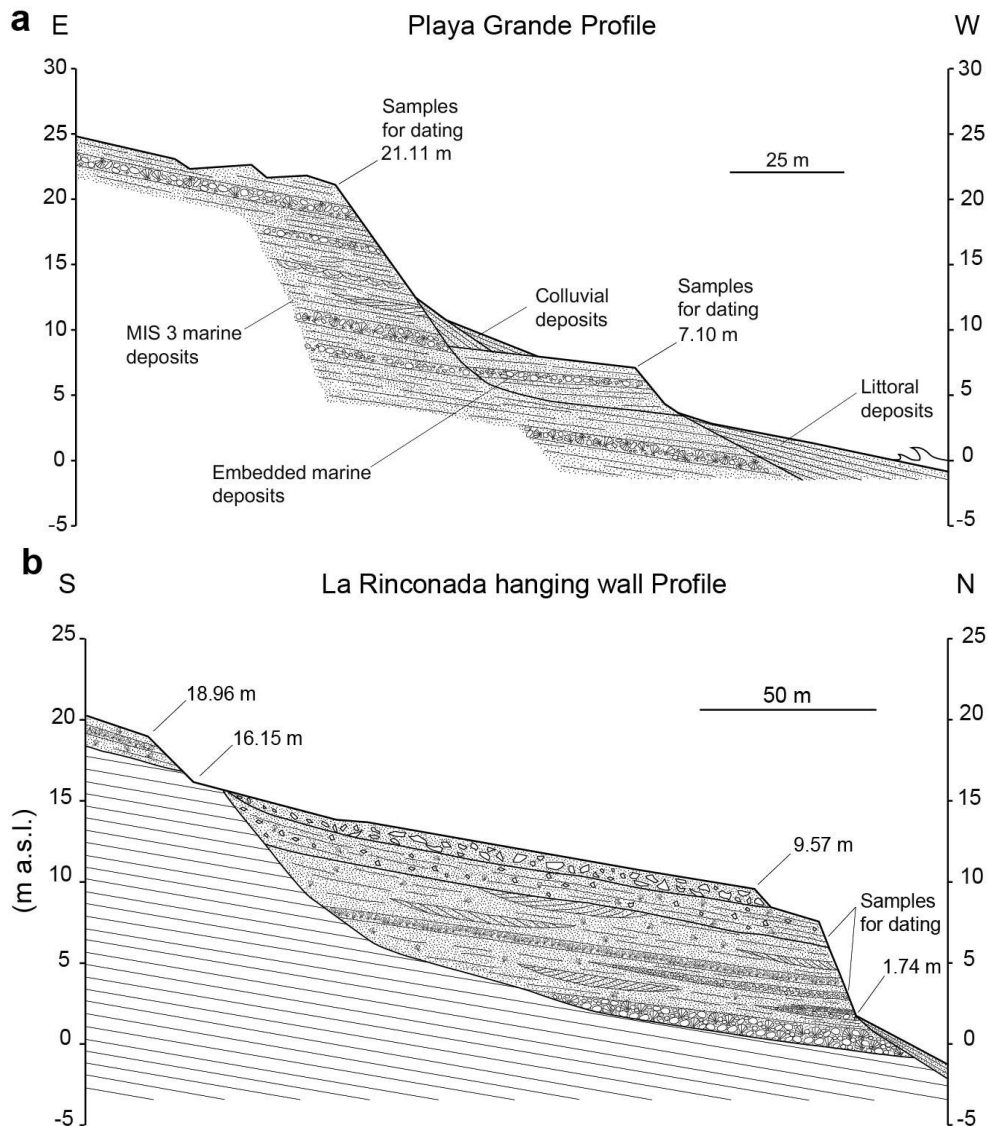
## Evidencias morfoestratigráficas de alzamiento costero acelerado en el sector septentrional de la Península de Mejillones durante el Cuaternario tardío

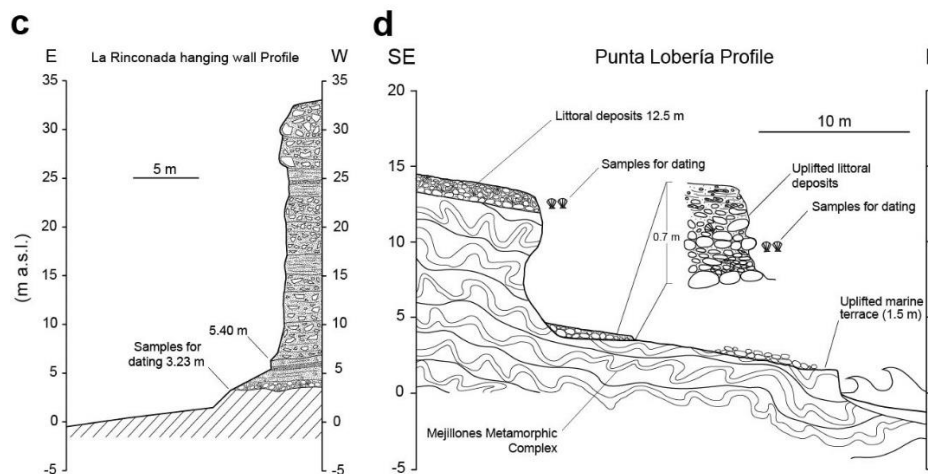
### 3.1 Introducción

La PM es un gran rasgo morfoestructural anómalo que se localiza en el norte de Chile, el cual presenta abundantes evidencias morfoestratigráficas de alzamiento costero para la ventana de tiempo que comienza a partir del Pleistoceno Medio (Ortlieb, 1995; Ortlieb *et al.*, 1996b; Victor *et al.*, 2011). Se ha observado que la propagación de las rupturas de grandes terremotos de subducción ( $M_w > 7,0$ ) se han detenido debajo de los extremos norte y sur de la PM, lo cual podría evidenciar una respuesta mecánica en la interface sísmogénica del contacto de placas inmediatamente debajo de la PM, para lo cual se ha propuesto que esta península estaría actuando como una “barrera sísmica” (Delouis *et al.*, 1998; Pritchard y Simons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Victor *et al.*, 2011; Saillard *et al.*, 2017). Es así como a partir de las rupturas de estos terremotos históricos que se han detenido debajo de la PM, también se ha reportado alzamiento costero cosísmico. Para el terremoto de  $M_w 8,1$  que afectó a Antofagasta en 1995, se reportaron observaciones geológicas de alzamiento costero de orden decimétrico (Ortlieb *et al.*, 1996); por otro lado, para el terremoto de  $M_w 7,7$  que afectó a Tocopilla en 2007, a través de datos geodésicos, se reportaron alzamientos cosísmicos de orden decimétrico en sectores aledaños a la costa (Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Fuenzalida *et al.*, 2013). Es por esto que la idea de que los terremotos de subducción podrían estar alzando la PM en el largo plazo se convierte en una premisa con fundamentos que la sustentan. Para efectos prácticos de esta tesis doctoral, el concepto de “corto plazo” se define como la ventana de tiempo en donde eventos de alzamiento generados dentro de uno o varios ciclos sísmicos han dejado en el registro geológico y/o geodésico evidencias de tasas de alzamiento de un orden  $\gg 3$  mm/a dentro de un ciclo sísmico; por otro lado, el concepto de “largo plazo” se define como la ventana de tiempo en donde las tasas de alzamiento obtenidas a partir del registro geológico se encuentran en el rango de 0–3 mm/a. Este último rango, correspondiente al largo plazo, se determina a partir de los resultados obtenidos del registro geológico reportado en esta tesis doctoral, así como trabajos anteriores que han determinado tasas de alzamiento dentro de dicho rango para la costa del norte de Chile. Tasas de alzamiento reportadas para los últimos 4 ka son las más recientes que se han obtenido para la ventana de tiempo correspondiente al largo plazo, las cuales son reportadas en esta tesis doctoral. Este último dato se verá con más detalle en el artículo científico que se presentará más adelante dentro de este capítulo.

De acuerdo con trabajos anteriores, las asignaciones que se le han hecho a los rasgos morfoestratigráficos correspondientes a ambientes litorales, los cuales son dominantes en la PM (e.g. paleo-cordones litorales y terrazas de abrasión marina), no habían presentado una edad menor a 80 ka (MIS 5a). Tomando esto y considerando que los terremotos de subducción serían uno de los principales responsables del alzamiento de la PM, se esperaría encontrar una señal morfoestratigráfica continua en el tiempo hasta

el Holoceno. Es por esto, que se buscaron evidencias de campo de ambientes litorales alzados, localizados cercanos a la actual costa, más específicamente a lo largo del actual escarpe costero de la parte norte de la PM. El objetivo era encontrar evidencias de alzamiento en la ventana de tiempo ubicada entre el Pleistoceno Superior-Holoceno. A lo largo del escarpe costero se encontraron varios sitios que muestran evidencias granulométricas, biogénicas y estratigráficas correspondientes a ambientes litorales, por encima del nivel del mar actual (**Figura 35**). En estos sitios se realizaron calicatas con el fin de describir y muestrear los depósitos característicos de cada secuencia estratigráfica. Estos depósitos siempre se encontraban asociados a una terraza de abrasión marina basal labrada sobre unidades de roca o sedimentos más antiguos (**Figura 35**).





**Figura 35. Sitios morfoestratigráficos. a) Sector de Playa Grande en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 7 y hasta 21 m s.n.m. b) Sector de playa La Rinconada (distal a la FM), en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 2 y hasta 10 m s.n.m. c) Sector de playa La Rinconada (proximal a la FM), en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a partir de 2 y hasta 5 m s.n.m. d) Sector Punta Lobería, en donde se identificaron depósitos litorales intermareales a 4 y 12 m s.n.m.**

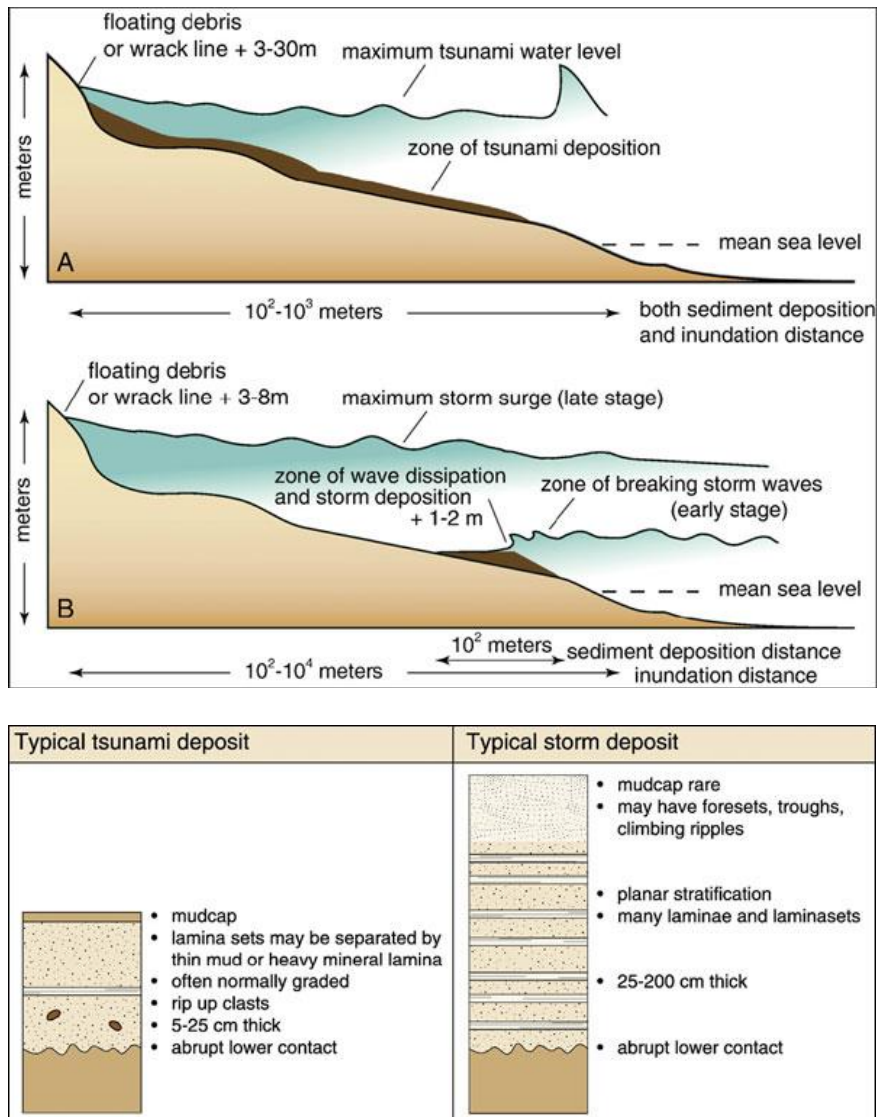
En terreno se debió determinar si los estratos sedimentarios correspondían a depósitos de tormentas, tsunamis o litorales alzados. Como primera observación, la configuración geográfica de la Bahía Mejillones actúa como un protector natural a los vientos predominantes que viajan en dirección SO-NE (Vargas *et al.*, 2004, 2007); por lo tanto, las ondas generadas por las tormentas impactan con bastante menos energía en el borde costero de dicha bahía. Por otro lado, los depósitos de un ambiente litoral tranquilo se pueden diferenciar de los de tormentas y tsunamis a partir de sus características físicas incluyendo: composición sedimentaria, textura y gradación; tipos y organización de capas sedimentarias; geometría y espesor de los depósitos; y si los depósitos cubren el paisaje preexistente o lo nivela rellenando los lugares topográficamente más bajos (Morton *et al.*, 2007).

Los depósitos de tsunamis generalmente presentan espesores menores a 25 cm, se extienden cientos de metros tierra adentro, tienden a cubrir superficies preexistentes y presentan bases erosivas (**Figura 36**). Estos consisten en una única capa homogénea que gradada desde sedimento grueso, en la base, a fino, en el techo, o una capa con solo unas pocas capas de sedimento fino intercalado (Morton *et al.*, 2007). Clastos de material fangoso o capas finas de limo-arcilla son evidencias fuertes de origen tsunamigénico. Indicación de “resaca” en la dirección de flujo durante la deposición del sedimento también es diagnóstico de depósitos de tsunamis. Depósitos de tsunamis de gran espesor que disminuyen su potencia tierra adentro, los cuales se presentan a partir de los 50 m desde la costa (**Figura 36**), ya que la zona ubicada cerca de la línea de costa comúnmente actúa como una zona de erosión cuando entran tsunamis (Morton *et al.*, 2007).

Los depósitos de tormentas presentan bases erosivas y, generalmente, capas con espesores mayores a 30 cm, no siendo capaces de rellenar lugares bajos más allá de la topografía preexistente (Morton *et al.*, 2007). Estos típicamente consisten en capas con laminación (<1 cm de espesor), estratificación cruzada hummocky, *ripples* de oscilación y algo de material limoso a techo para la zona del *shoreface* (Arche, 2010). Las



características que evidencian depósitos de tormentas son los tipos de estratificación asociados con el transporte de sedimento por tracción, rodación y saltación a lo largo de la parte inferior del flujo, y numerosa laminación de grano grueso alternado con grano fino indicativo de olas de alta frecuencia (Morton *et al.*, 2007). Abundantes fragmentos de conchas organizados en láminas también evidencian un origen de tormenta. Los depósitos de tormentas no contienen capas internas con fango y raras veces contienen piezas con este material sedimentario (Morton *et al.*, 2007). Los espesores máximos de estos depósitos se encuentran cerca de la costa, y tierra adentro los depósitos disminuyen abruptamente su espesor (**Figura 36**).



**Figura 36. Características de los depósitos de tsunamis y tormentas. En la parte superior se pueden observar las características geométricas y de distribución de los dos tipos de depósitos. En la parte inferior se muestran las facies sedimentarias ideales para ambos casos. Extraído de Morton *et al.* (2007).**

Un ambiente litoral en condiciones de moderada a baja energía y con pendientes suaves, presenta tamaños granulométricos de arena fina a media, laminación paralela, así como laminación cruzada con pendiente inclinando tanto tierra como mar adentro, con capas de bases no erosivas, niveles de 1-5 cm de secuencias grano-decrecientes típicas de bermas (no presentes cuando las tormentas son abundantes) y comunes en la

zona del *foreshore*, y presencia de abundante de conchas enteras y fragmentos (Boggs, 2006; Arche, 2010). Todas esas características son comunes en zonas localizadas en la costa o muy cercana a ésta (Arche, 2010).

A partir de las observaciones en la granulometría, geometría, textura, faunística y estructural, se determinó que los paquetes sedimentarios eran depósitos litorales generados en condiciones normales (descripción más detallada de los paquetes en el subcapítulo 3.2), y no capas de tsunamis o tormentas. Después de esto se procedió a muestrear varios fragmentos de conchas para determinar la edad absoluta de los paquetes sedimentarios, a través del método de datación de radiocarbono.

Los detalles sobre las descripciones, métodos, interpretaciones, discusiones y conclusiones referentes al estudio de estos sitios morfoestratigáficose se presentan a continuación en el artículo científico publicado en la revista *Earth and Planetary Science Letters* (González-Alfaro, J. Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., Magloire-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., Del Campo, F. & Del Río, I. 2018. *Abrupt increase in coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka in the northern Chile seismic gap in the Central Andes. Earth and Planetary Science Letters* 502, 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.043>).

### 3.2 Abrupt increase in the coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka at the northern Chile seismic gap in the Central Andes (scientific article published in *Earth and Planetary Science Letters*)

José González-Alfaro<sup>1\*</sup>, Gabriel Vargas<sup>1\*</sup>, Luc Ortlieb<sup>2†</sup>, Gabriel González<sup>3</sup>, Sergio Ruiz<sup>4</sup>, Juan C. Báez<sup>5</sup>, Magloire Mandeng-Yogo<sup>2</sup>, Sandrine Caquineau<sup>2</sup>, Gabriel Álvarez<sup>6</sup>, Francisco del Campo<sup>5</sup>, Ian del Río<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.*

<sup>2</sup>*LOCEAN, IRD, Sorbonne Universités, (CNRS, MNHN, IRD France-Nord), Bondy, France.*

<sup>3</sup>*Departamento de Ciencias Geológicas, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (Cigiden), Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.*

<sup>4</sup>*Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.*

<sup>5</sup>*Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.*

<sup>6</sup>*Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Avenida Universidad de Antofagasta 02800, Antofagasta, Chile.*

<sup>†</sup>*Deceased on November 04<sup>th</sup> 2016, Paris, France. R.I.P., dear friend and colleague.*

\*Corresponding author. E-mail: [josgonal@uchile.cl](mailto:josgonal@uchile.cl)

### 3.2.1 Abstract

Over long-term geological scales, the position and vertical movements of the coast are considered to be among the most important effects resulting from first-order plate tectonics interactions in the subduction zones. However, the relationship between short-term vertical deformation driven by earthquakes and long-term coastal uplift in the Andean subduction contact of northern Chile has not been thoroughly elucidated to date. Based on precise radiocarbon dating and geomorphological analysis of littoral deposits in the Mejillones Peninsula at the southern edge of the major northern Chile seismic gap, we report a drastic increase in coastal uplift since marine isotope stage 3 (MIS 3) with uplift rates one order of magnitude more rapid than previously in the Late Pleistocene. Geomorphological evidence supplied by Holocene littoral deposits and marine terraces shows that this tectonic regime could be operating at present. Together with new geodetic data following the 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla event, these observations indicate that coastal uplift results from cumulative coseismic vertical displacement with low subsequent inter-seismic subsidence recovery driven by both deep-moderate and large megathrust earthquakes. We suggest that the accelerated coastal uprising and earthquake rate over the past ~44 ka demonstrated in this work results from changes involving the entire subduction contact between the Nazca and South American plates in northern Chile.

**Keywords:** rapid coastal uplift, MIS 3, earthquake geology, radiocarbon, northern Chile megathrust earthquakes

### 3.2.2 Introduction

Resulting from large subduction earthquakes along the first-order tectonic margins, a strong vertical deformation driven by coseismic rebound is considered among the primary effects that contribute to coastal relief construction (Backer et al., 2013; Wesson et al., 2015, Melnick, 2016). Coastal uplift during large seismic events has been particularly well-documented since the 19<sup>th</sup> century along the subduction contact of the Nazca Plate beneath the South American Plate (Darwin, 1846; Ortlieb et al., 1996a, Farias et al., 2010; Vigny et al., 2011). However, although the link between vertical deformation and coseismic elastic rebound during recent megathrust earthquakes has been well-constrained (Vigny et al., 2011; Moreno et al., 2012), the relationship between the long-term uprising of coastal areas and the subduction earthquake cycle is still a matter of controversy (Melnick, 2016). This controversy stems from the fact that interseismic processes generally reverse the co-seismic uplift and that net long-term uplift is counterbalanced to a certain extent.

The Mejillones Peninsula (MP) is a conspicuous geomorphological feature located at the southern edge of the major northern Chile seismic gap, where the last large megathrust earthquake occurred in 1877 (Kausel, 1986; Comte and Pardo, 1991; Ruiz and Madariaga, 2018). This feature interrupts the straight hyper-arid coast with a length of ~1000 km along the Central Andes of northern Chile (**Figure 37**). The morphostructure of this peninsula is composed of horst and half-grabens linked to active crustal normal faults, as well as long wavelength folds with subaerial and submarine expression (**Figure 38a**; Armijo and Thiele, 1990; Vargas et al., 2005; 2011a; Cortés et al., 2012). This structure is constituted by late Triassic-Lower Jurassic metamorphic (Calderón et al.,

2017) and Jurassic-Cretaceous intrusive rocks together with late Cenozoic sedimentary deposits (Cortés et al., 2007), exhibiting marine terraces, paleo-beach ridges, fault escarpments and coastal cliffs that resulted from its uplift since ~3 Ma at long-term rates on the order of 0.2-0.5 m/kyr (Ortlieb et al., 1996b; Victor et al., 2011; Nielsen, 2013).

It is generally considered that the MP behaves as a tectonic boundary for the propagation of megathrust seismic ruptures nucleated to the north and to the south thereof (Victor et al., 2011; Schurr et al., 2012; Fuenzalida et al., 2013; Béjar-Pizarro et al., 2013). In fact, the most recent moderate 1995  $M_w$ 8.1 Antofagasta and 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla earthquakes encompassed the plate contacts underneath its southern and northern portion, respectively, uplifting the coast by several decimeters each (Schurr et al., 2012; Ortlieb et al., 1996a; Delouis et al., 1998; Pritchard and Simons, 2006). However, it is unclear how notably large tsunamigenic earthquakes, such as the last 1877  $M_w$ ~8.8 event, the rupture length of which would have spanned at least 400 km along this hyper-arid margin and stopping either to the north of the MP or beneath its northern portion (**Figures 37, 38b**), can contribute to long-term uplift and constructive coastal relief processes.

In this work, based on radiocarbon dating of marine deposits together with geomorphological and geodetic observations following the 2007 Tocopilla earthquake, we estimate Late Quaternary to modern uplift rates and propose that long-term uplift of the MP resulted from the contribution of both deep-moderate, i.e., moderate magnitude earthquakes located in the deep plate interface, and large megathrust earthquakes coupled with low interseismic subsidence recovery. This coastal uprising has increased in the last ~44 ka, i.e., since marine isotopic stage 3 (MIS 3).

### 3.2.3 Methods

#### 3.2.3.1 Multiannual time series data from continuous geodetic GPS antennas

We report nine years of corrected time series data following the deep-moderate 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake from the geodetic GPS antennas in three permanent stations located nearest to the rupture zone (**Figures 37, 38b**; Centro Sismológico Nacional, CSN). The GPS data were collected at 15-sec intervals. To analyze the short-term vertical deformation following the main shock, we used the data available from these 3 GPS antennas (**Figure 38b**). Geodetic data were processed using Bernese GNSS software 5.2 (Dach et al., 2015) considering ITRF 2008 and South America fixed (**Supplementary A**) and following the procedure described in Bedford et al. (2013). We used the extended linear trajectory model (Bevis and Brown, 2014) to estimate the linear rate of GPS displacement by filtering out components associated with annual and semi-annual seasonal trends, instrumental changes, and a transient logarithmic trend resulting from viscoelastic relaxation following the 2007 Tocopilla earthquake. The vertical errors for the time series are represented by standard deviations on the order several millimeters (**Supplementary A**).

Annual subsidence rates for the interseismic period following the 2007 Tocopilla earthquake were estimated from a simple linear regression after the postseismic period that was considered until the end of 2009 according to the transient logarithmic trend since the main shock.

### 3.2.3.2 High-precision geomorphological positioning from differential GPS observations

Trigonometric topographic profile data used to determine the mean altitude of MIS 3 littoral outcrops in northern MP with respect to the present-day sea level in the area were obtained perpendicular to the coastal cliff that surrounds Mejillones Bay between Playa Grande and La Rinconada (**Figure 38a**). In general, the leveling processes are intended to measure the vertical distance between one point located on the surface of the Earth and a reference level, which is normally the mean sea level (MSL). This distance is referred to as "high level". To determine the MSL, we used the "clock tide" method adopted by the *Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada* (SHOA; <http://www.shoa.cl>) for the year 2012. The altitudes of geomorphic coastal features in Punta Lobería (C3; **Figure 38a**) and Caleta Michilla (**Figure 37**) were determined using a differential global positioning system (GPS; Trimble R-4 double frequency).

### 3.2.3.3 Radiocarbon analyses and mineralogical SEM and XRD observations from shells

We analyzed the stratigraphy and facies of Late Quaternary littoral deposits located on the coastal cliff of the northern MP and obtained marine shell samples for dating. Late Pleistocene and Holocene marine deposits include well-preserved fossil shells of pelecypoda and gastropoda species (**Supplementary B**).

Using LS and AMS radiocarbon analyses, and from an initial total number of 43 samples, 10 radiocarbon results yielded infinite ages and 33 yielded conventional radiocarbon ages obtained from well-preserved or unaltered fossil shells (**Supplementary B**), which were subsequently calibrated through Calib Rev 7.0.4 (Stuiver et al., 2013) using a 2-sigma confidence interval and previous estimates of the marine regional reservoir effect (Vargas et al., 2007; Ortlieb et al., 2011). From these data, 25 conventional radiocarbon ages yielded consistent results between 31 and 46 ka BP. From the overall package at La Rinconada, we defined a calibrated age range of 34–47 Cal. ka BP, supported by 18 radiocarbon results (**Supplementary B**). Four conventional radiocarbon results yielded Holocene ages ( $3.7 \pm 0.1$ ,  $4.3 \pm 0.1$ ,  $6.2 \pm 0.1$ , and  $6.8 \pm 0.1$  Cal. ka BP), and 4 conventional radiocarbon results yielded modern ages of  $830 \pm 30$ ,  $680 \pm 30$ ,  $510 \pm 30$  and  $460 \pm 30$  yrs. BP, which resulted in a single calibrated age result of  $193 \pm 92$  Cal. yrs. BP (**Supplementary B**).

To support our radiocarbon analyses from Late Quaternary shell samples, we previously investigated the preservation state of the shell minerals at the micrometric scale via scanning electron microscopy (SEM) and X-ray diffraction measurements. SEM observations were performed on carbon-coated fragments of the shell layers from a fossil shell discovered in a life position within the MIS 3 littoral deposits (MG9927-a and MG9927-b; **Figure 39a-d and e-f, respectively**). We clearly observed the characteristic prismatic calcitic structure of the outer layer (**Figure 39a, b, c, e**) with a regular arrangement of well-preserved prisms (**Figure 39d, f**). No traces of diagenetic alteration were observed, such as dissolution or secondary crystallization (Dauphin et al., 2011; Faylona et al., 2011).

The mineralogical composition of the internal and outer layers from 3 samples was

determined by X-ray diffraction analysis (XRD) using a Siemens D500 diffractometer with Ni-filtered  $\text{CuK}\alpha$  radiation at 40 kV and 30 mA. All of the samples were placed in a rotating aluminum sample holder and scanned over  $2\theta$  values from  $2^\circ$  to  $70^\circ$  with counting for 2 s every  $0.02^\circ$ . Samples were ground with an agate mortar and pestle prior to bulk mineralogical analyses. Semi-quantitative estimations of aragonite and calcite mass percentages were performed using calibration curves established from samples with known concentrations of both mineralogical phases. XRD analyses from the shells showed that the outer layer (**Figure 39g**) consists of 100% calcite, whereas the inner layer (**Figure 39h**) consists of 100% aragonite, except for MG9927-c observations in which traces of calcite ( $\sim 1\%$ ) were found in the analysis of the inner layer (**Supplementary B**).

The reliability of our radiocarbon age estimations is supported by consistent results obtained separately from aragonite and calcite mineralogical phases in addition to SEM observations showing pristine crystals of carbonate in mollusk shells as well as the absence of any traces of dissolution or secondary carbon recrystallization, as in the case of sample MG9927-a, b (**Figure 39**; **Supplementary B**). Thus, contamination and consequent radiocarbon age-rejuvenation, eventually associated with the precipitation of younger carbon after shell death (e.g., Busschers et al., 2014), can be discarded from these results.

Considering the limitations in accuracy of the radiocarbon method when considering age results from samples formed during the MIS 3-time span, such as those analyzed in this work (47–34 ka BP), we do not claim a detailed or chronostratigraphic precision but a whole consistency in radiocarbon age determinations supporting tectonic inferences from each study site.

### 3.2.4 Results

#### 3.2.4.1 Coseismic uplift and interseismic recovery of the 2007 Mw7.7 Tocopilla earthquake

The geodetic time series shown in this work evidence nine years of recorded data following the November 14<sup>th</sup> 2007 Mw7.7 Tocopilla earthquake. The interseismic, coseismic and postseismic positions are shown by 3 GPS antennas located in the study area, corresponding to MCLA, PMEJ and JRGN (**Figures 38b, 40**). The coseismic vertical rebound was on the order of few decimeters, with a maximum vertical displacement at PMEJ of 340 mm (**Figure 40a**). For the Mw7.7 deep-moderate earthquake, we considered that nine years of both postseismic and interseismic geodetic data are representative of the subsequent period of coseismic elastic rebound recovery. The latter is reinforced by the total horizontal coseismic recovery that all GPS antennas underwent in the north and east-time series components at rates of 22–35 mm/yr (**Figure 40a**).

The preseismic up-time series show less than one year of data acquisition for the three GPS antennas of the CSN network (**Figure 40a**), with no records older than these being available. Therefore, we did not estimate any tendency for the preseismic period because it encompasses a few months of GPS records that are not sufficient to support annual vertical velocity rate estimations.



The first two years following the main shock could correspond to the postseismic period, which was characterized by a first stage of rapid increase and a subsequent decrease in uplift that can be adjusted by a logarithmic trend line (all up-time series; **Figure 40a**). The PMEJ GPS antenna record exhibits the fastest uplift increase, with a total of ~60 mm in two years (**Figure 40a**).

The interseismic periods show low subsidence rates in all of the up-time series, with a vertical recovery increasing to the southwest of the main shock rupture area (MCLA:  $-0.40 \pm 0.07$  mm/yr; PMEJ:  $-1.31 \pm 0.12$  mm/yr; JGRN:  $-3.10 \pm 0.08$  mm/yr; **Figure 40b**). This difference in signal behavior is expected because from north to south, the MCLA GPS antenna is located farther from the trench than is JGRN (**Figure 38b**). The GPS antennas further away from the trench are expected to experience less influence from the coupled plate unstable domain and therefore minimal or null interseismic subsidence, as shown at MCLA (**Figures 38b, 40b**), which exhibits an almost unchanged up-time series during the inter-seismic period. The latter could be taken as evidence for permanent coseismic uplift in the MCLA area. If we consider no variations in the interseismic linear regression trend over time (**Figure 40b**), with PMEJ as the most representative GPS antenna of the seismic rupture area beneath northern MP, then the 2007 Tocopilla earthquake coseismic uplift could be recovered in ~250 yr. The lack of other deep-moderate subduction earthquakes affecting the study area over at least the last 140 yr after the 1877 large megathrust earthquake (Ruiz and Madariaga, 2018) tends to support the last estimation.

The subsidence rates following the Tocopilla main shock (0 to -3 mm/yr) are slower (**Figure 40b**) than the -10 mm/yr estimated for the Arauco Peninsula area for a complete seismic cycle, encompassing the period between 1835 and 2010 in the Maule segment of central southern Chile (Wesson et al., 2015).

#### 3.2.4.2 Evidence of Holocene uplift

Morphostratigraphic evidence of rapid and abrupt Holocene uplift were observed along the coastline of northern MP at Punta Lobería and Playa Grande (**Figure 38a**) as well as at Caleta Michilla, which is located nearly 50 km to the north (**Figures 37, 41 and 42**).

At Punta Lobería, we found littoral deposits constituted by well-rounded conglomerates with marine shells (*Fissurella* sp., *Echinodermata* sp.) and a coarse sandy matrix located at an altitude of 4.5 m a.s.l. at the base of an abandoned sea cliff (**Figure 41a, b**). We interpret the latter deposits as a paleo-beach berm or eventually as tsunami deposits located at a paleo-wave cut notch of a recently uplifted coastline. These deposits can be associated with uplifted marine terraces located at 1.5 m a.s.l. in a manner similar to that of the present-day geomorphologic configuration between the littoral deposits and submerged marine terrace in the area (**Figure 41a-c**).

Four radiocarbon results from marine shells taken from these deposits yielded conventional age values between  $460 \pm 30$  and  $830 \pm 30$  yr BP (**Supplementary B**), with a single age of  $193 \pm 92$  Cal yr BP (1665–1949 CE; **Figure 41c**), which is coincident in time with the last large tsunamigenic 1877  $M_w \sim 8.8$  megathrust earthquake.

In Mejillones Bay, a conspicuous coastal cliff is visible as a limit of the modern beach, similar to the one exposed at Punta Lobería. Along the bay, this cliff presents active and

inactive segments (**Fig. 38a**). The active segment of this coastal cliff is located proximal to the Mejillones Fault (MF), a conspicuous N-S normal fault system cutting alluvial fans in the northern MP (**Figures 38a, 43a**) at La Rinconada, whereas the inactive segment is located to the east of the embayment (**Figures 38a, 41d**). The active segment at La Rinconada is characterized by a cliff reaching 10 m a.s.l., with a narrow (<15 m) or absent beach (**Figure 43a**). In contrast, the inactive segment, such as at Playa Grande, which is located 20 km NE from La Rinconada, is characterized by a cliff reaching 22 m a.s.l. and is covered by eolian sands (**Figure 41a**). The base is located at least 100 m away from the modern coastline, with a marine terrace ~60 m in width constituted by uplifted littoral deposits of sandy (intertidal) facies reaching 7.1 m a.s.l. (**Figure 41d-e**). Radiocarbon results of marine shells from these littoral sediments yielded ages of  $3.7 \pm 0.1$  and  $4.3 \pm 0.1$  Cal. ka BP (**Figure 41e; Supplementary B**).

Further north of MP, at Caleta Michilla, which is located 30 km north of Playa Grande (**Figure 37**), we found littoral marine deposits forming a terrace located up to 7 m a.s.l. (**Figure 42a**). These deposits are constituted by intercalation of well-rounded gravels and sandy layers with abundant mollusk shell fragments (**Figure 42b**). From these deposits, we obtained stratigraphically consistent radiocarbon ages of  $6.8 \pm 0.1$  and  $6.2 \pm 0.1$  Cal. ka BP from intact mollusk shells (**Figure 42c; Supplementary B**). These ages are in addition to the  $7.0 \pm 0.2$  Cal. ka BP that can be deduced from the previous conventional age of  $6.7 \pm 0.3$  ka BP reported by Leonard and Wehmiller (1991) from the same deposits.

#### 3.2.4.3 Marine isotopic stage 3 coastal records

Littoral marine sediments are well exposed along the coastal cliff that surrounds the Mejillones Bay at the northern portion of the MP, overlying the uplifted marine abrasion platforms carved on igneous rocks and Neogene deposits in the area (**Figure 43b**). These sediments record a transgressive sequence, which has been dated in this work using radiocarbon determinations obtained from four locations (C1, C2, C3 and C4; **Figure 38a**). The deposits are well exposed on the previously mentioned sea cliff, which reaches 10-22 m a.s.l. from the western (La Rinconada) to the eastern (Playa Grande) portion of the Mejillones embayment (**Figure 38a**). At La Rinconada, these deposits overlay both an angular unconformity carved on semi-consolidated Neogene marine sediments (**C1; Figures 38a, 43b**) and a non-conformity carved on Jurassic igneous gabbroic rocks (**C2; Figures 38a, 43b**), respectively. The deposits at the La Rinconada embayment reach up to ~7 m a.s.l. in the coastal cliff located on the tectonic block of Pampa Mejillones hemigraben (**Figures 43, 44a**). In this location, a 9.6 m a.s.l. stratigraphic column exposes marine to continental sedimentary facies from bottom to top (**Figures 44a, b**). In the bottom portion of the stratigraphic column outcrops, a layer ~0.6 m thick of bioclastic orthoconglomerate composed of well-rounded cobbles and boulders, intact bivalves in life positions and mollusk shell fragments is embedded within coarse-medium sandy matrix (**Figure 44b**). Over this layer, we found a gray sandy marine deposit ~0.3 m in thickness overlaid by a semi-consolidated coquina ~0.7 m in thickness. This structure is overlaid by a deposit ~0.25 m in thickness of semi-consolidated *in situ* *Balanus* sp. with pebbles and shell fragments (**Figure 44b**). The last layer is overlaid by sandy facies with low-angle subhorizontal cross-lamination interbedded with well-rounded gravels and abundant shell fragments, which are located up to ~6.5 m a.s.l. The overall package of littoral deposits is characterized by normal vertical grain size gradation, evidencing a transgressive sea-level fluctuation (**Figure 44b**). These marine layers are overlaid by 3 m of alluvium with

supralittoral sheets interbedded within its lower portion, which can be associated with the progradation of the alluvial system into the marine basin subsequent to the transgressive episode (**Figure 44b, c**). The thickness of the alluvium is variable, ranging from almost 0 up to ~26 m close to the mountain front, where the MF is located (**Figure 43**).

The 18 calibrated radiocarbon results obtained from shell samples collected at La Rinconada from both the hanging wall (C1) and the footwall (C2) of the MF (**Figures 38a, 43, 44b**) yielded an age range of 45-34 Cal. ka BP with a mean age of  $40 \pm 3.6$  Cal. ka BP (**Supplementary B**), which were assigned by this study to MIS 3. The 11 kyr scatter obtained from these 18 radiocarbon results (**Figure 44b; Supplementary B**) could be the result of the low precision and moderate accuracy accepted from radiocarbon dates from this time span. As an example, AMS radiocarbon results obtained from a single specimen of *Choromytilus chorus* collected in the live position within littoral sandy facies overlaying a non-conformity carved on Jurassic rocks in the footwall of the MF (**Figure 43b**) yielded 6 calibrated ages between  $45.7 \pm 1.6$  and  $34.5 \pm 0.4$  Cal. ka BP (sample MG9927-a-c; **Supplementary B**).

Ten of our conventional radiocarbon results obtained from marine shells from La Rinconada yielded infinite age values (**Supplementary B**), which can be interpreted as reworked material deposited during previous marine isotopic stages. This observation could also offer an explanation for older ages previously reported from U<sup>h</sup>/Th analyses from the same sedimentary packages, which gave results of 124 and 162 ka (Victor et al., 2011) and 106 ka (Radtke, 1989). We interpret this reworking of material as the result from coastal reoccupation and partial erosion of previous deposits (e.g., MIS 5), at the time of MIS 3.

MIS 3 deposits were also identified at Playa Grande and Punta Lobería (**Figures 38a, 41**), reaching altitudes of 22 m and 12.5 m a.s.l. on the crest of the sea cliffs at the eastern and western blocks of the MF, respectively (**Figures 38a, 41**). Radiocarbon results from mollusk shell fragments yielded mean ages of  $38.3 \pm 0.9$  and  $38.5 \pm 0.8$  ka Cal. BP at each site, respectively, confirming the same time span as for the La Rinconada record (**Supplementary B**).

### 3.2.5 Discussion

#### 3.2.5.1 Subduction earthquakes and short-term coastal uplift

Short-term vertical deformation affecting the MP was evidenced for the first time by geodetic and geological observations following the 1995  $M_w$ 8.1 Antofagasta earthquake, which ruptured the subduction contact 200 km from the southern MP to the south (**Figure 37**; Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1998). During this earthquake, the southern MP underwent a coseismic uplift of approximately 0.15–0.80 m (Ortlieb et al., 1996a). Additionally, due to this earthquake, the northern MP experienced aseismic pulses during five years of postseismic afterslip movement on the order of few centimeters in both their vertical (uplift) and horizontal components (Pritchard and Simons, 2006).

The last large event that affected the northern MP in 1877 ( $M_w$ ~8.8) was the only historical earthquake ( $M > 7$ ) reported in the last 130 yr to rupture the study area (Ruiz and

Madariaga, 2018) before the 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla event. The well-preserved littoral deposits and marine terraces at Punta Lobería at the western coast of the northern MP (**Figures 38a, 41a-c**) could be taken as coherent evidence for a strong coseismic uplift that likely occurred during the last 1877  $M_w$ ~8.8 megathrust earthquake. Indeed, this last large tsunamigenic earthquake could have at least partially ruptured the plate contact beneath the MP, similar to the  $1.3 \pm 0.2$ – $2.6 \pm 0.6$  m of coastal uplift observed in the Arauco Peninsula during the 2010  $M_w$ 8.8 Maule earthquake in Central Chile (Farías et al., 2010; Vargas et al., 2011b; Vigny et al., 2011).

The geodetic evidence following both the 1995  $M_w$ 8.1 and 2007  $M_w$ 7.7 earthquakes shows aseismic slip-pulses that affected the northern MP (Pritchard and Simons, 2006; Bejar-Pizarro et al., 2010; Schurr et al., 2012). Furthermore, during the postseismic period following the 2007 Tocopilla earthquake, much of the aftershocks remained confined to the coseismic rupture area despite the decrease of Coulomb stress (Schurr et al., 2012). The latter suggests that the rupture area of the 2007 Tocopilla earthquake is subjected to a partially and/or temporally “conditionally stable” regime, which might slip in a stable or unstable manner (Schurr et al., 2012). Considering that the 1995 Antofagasta and the 2007 Tocopilla afterslip pulses affected the areas beneath and offshore of the northern MP, it is possible to suggest that the narrow “conditionally stable” domain could have an up-dip limit underneath this peninsula (**Figure 38b**) that is shallower than of the remainder of the region where it was located roughly parallel to and near the coastline (i.e., 35-40 km depth on the seismogenic zone; Bejar-Pizarro et al., 2010; Schurr et al., 2012; Melnick et al., 2016). Effectively, a partially locked slab beneath the coastline and northern MP is a better explanation for our observations of nearly null and low interseismic vertical recovery in the static GPS antennas (**Figure 38b**).

#### 3.2.5.2 Late Quaternary sea level position and geometric-conceptual model for long-term uplift

The global sea level position during the MIS 3 has been established by several researchers as between -31 and -95 m (**Figure 44c**; Arz et al., 2007; Siddal et al., 2008; Pico et al., 2016). Because of this wide range, we compare the sea level curves of Arz et al. (2007), which is based on ice volume changes due to Northern Hemisphere climatic variability, and Pico et al., (2016), which considers glacial isostatic adjustments during 57-37 ka (**Figures 44c, 45**; for the geometric-conceptual model build-up see **Supplementary C**).

***Uplift history according to the Arz et al. (2007) sea level curve.*** Considering our radiocarbon results, we interpret that the 6 m of littoral deposits and sedimentary facies located at La Rinconada (**Figure 44a,b**) resulted from an important transgression that occurred between 40 and 38 ka (**Figure 44c**; Arz et al., 2007; Siddall et al., 2008). This transgression raised the sea level by ~30 m in less than 2 kyr, beginning with its position at -95 m at 40 ka and concluding with its stabilization at -65 m at 38 ka (**Figures 44c, 45a**). Taking the difference in altitude between the MIS 5e and MIS 3 littoral deposits at Pampa Mejillones (~50 m; **Figure 45c**), we need to infer a subsidence rate of -0.17 m/kyr for the period 125–40 ka (**Figure 45a**) to explain the 2.0 m/kyr uplift rate since 38 ka (**Figures 45b,c; Supplementary D**).

***Uplift history according to the Pico et al. (2016) sea level curve.*** According to these authors, an important transgression during MIS 3 occurred between 70 and 44 ka, when the sea level rose by ~32 m from -70 m to  $-38 \pm 7$  m (**Figures 44c, 45e**). Taking the same geometric considerations as in the previous case, we infer an uplift rate of 0.07 m/kyr for the period 125–44 ka (**Figure 45d**), followed by an increase to 1.14 m/kyr since 44 ka (**Figure 45e, f; Supplementary D**).

Both models can explain the current stratigraphic and geomorphological configuration of littoral deposits that are well exposed at La Rinconada. However, according to Pico et al. (2016), the important transgression period during MIS3 encompassed ~26 kyr -in contrast with the 2 kyr proposed by Artz et al. (2007)-, which can better explain the thickness of the MIS 3 system track. Furthermore, the position for the lower bathymetric location of the unconformity associated with the LGM on the shelf in Mejillones Bay (MIS 2), as well as the slope of the bay bottom that resulted from both geometric-conceptual models (**Figure 45c, f**), fits better with the bathymetric and stratigraphic submarine observations (Vargas et al., 2005; 2011b), taking the sea level curve from Pico et al. (2016) rather than taking the sea level curve from Artz et al. (2007).

Thus, we assigned an age of ~44 ka for the maximum high stand sea level position ( $38 \pm 7$  m b.s.l.) during the MIS 3 period, according to Pico et al. (2016). From this, we estimate uplift rates of between 0.98–1.30 m/kyr and 1.45–1.77 m/kyr for the MF hanging wall and footwall, respectively, at La Rinconada (**Figure 43; Supplementary D**). For the 64–78 m of uplift estimated for the footwall block during the last ~44 kyr, only 4 m of this accumulated uplift can be explained by the MF elastic rebound from the 0.5 m/kyr slip rate deduced for the activity of this fault (i.e., 20 m of vertical slip since 44 ka; **Figure 43b**). If we consider that 20% of fault displacement is linked to footwall block uplift (Stein et al., 1988), then, the uplift rate for the footwall block taking out the fault activity would be 1.36–1.68 m/kyr.

In addition, the accelerated Middle to Late Pleistocene coastal uplift has also been inferred by Binnie et al. (2016) through the study of marine terraces at Morro Mejillones (**Figure 38a**) using  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic dating. Those authors inferred a period of rapid uplift at a time within the last 200 kyr, with estimated rates of  $0.60 \pm 0.06$  m/kyr over the last 480 kyr and  $0.53 \pm 0.18$  m/kyr for the time period 480–269 ka. This rapid coastal uplift, which occurred post-200 ka according to Binnie et al. (2016), could be mostly represented by the ~44 ka increased coastal uplift that we deduced from our geometric-conceptual model (**Figures 45d-f**).

Additionally, from the *in situ* littoral deposits with intertidal facies dated as  $3.7 \pm 0.1$  and  $4.3 \pm 0.1$  ka Cal. BP located at 7.1 m a.s.l. at Playa Grande (**Figure 41d-f**), it is possible to estimate an uplift rate of  $1.79 \pm 0.18$  m/kyr, likely recording a recent pulse of coastal uprising. Similarly, considering the age of littoral deposits located at a maximum altitude of 4–6 m a.s.l. at Caleta Michilla, 50 km to the north of Mejillones City and dated at  $6.2 \pm 0.1$  and  $6.8 \pm 0.1$  ka Cal. BP, it is possible to estimate an uplift rate of  $0.61 \pm 0.11$  m/kyr (**Figure 42**). The latter suggests that rapid coastal uplift also occurred during the Holocene and that this is a regional process rather than an exclusive one constrained to the MP area. Thus, our new Late Quaternary coastal uplift rate estimates are much higher than those previously considered as 0.1–0.5 m/kyr in the same region (Ortlieb et al., 1996b; Victor et al., 2011). We propose that the uplift regime prevailing since MIS 3 was

initiated following a period of almost zero coastal uplift between MIS 5e and ~44 ka.

### 3.2.5.3 Megathrust earthquake contribution to long-term coastal uplift

The long-term uplift that affected the northern MP since ~44 ka can be explained as the result of coseismic uplift by at least two types of subduction earthquakes: one nucleating along the deepest portion of the plate contacts, such as the deep-moderate 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla earthquake, and large megathrust tsunamigenic events, such as the 1877  $M_w$ ~8.8 earthquake. From the analysis of cracks that would have been generated by this last type of earthquakes, an ~300-year recurrence period has been inferred for its occurrence at geological time scales (Baker et al., 2013), which is roughly consistent with paleo-seismic evidence from laminated sediments in Mejillones Bay, suggesting the occurrence of an important event that caused erosion and local reworking of material within the embayment close to 1409–1449 CE (Vargas et al., 2005). Thus, as a first-order estimation, we can consider that 1877-type earthquakes could occur every 300–400 yr. In spite of the scarce available historic data, the null occurrence of a deep-moderate earthquake ( $M > 7$ ) in the study area following the 1877 episode and before the last 2007 Tocopilla event suggests a recurrence time interval greater than 130 yr and up to 250 yr as inferred from geodetic estimations –providing that low vertical recovery rates prevail unchanged over time–, for such episodes in the northern MP. This observation implies that both deep-moderate earthquakes (e.g., 2007 Tocopilla, 0.34 m of coseismic uplift; PMEJ; **Figures 38a, 40, 46a**) and large mega-thrust earthquakes (e.g., 1877, 1.2 m of coseismic uplift inferred at Punta Lobería; **Figures 41a, 46a**) have contributed on the order of 236 m of coastal uplift as a minimum amount in the northern MP since ~44 ka. Considering the sea level at that time (Pico et al., 2016), as well as the present-day position of the top of MIS 3 deposits that would be located at 33 m a.s.l. in the footwall of the MF at La Rinconada (presently situated at 21 m a.s.l. for the base of the MIS 3 deposits on the footwall and +12 m of MIS 3 littoral deposit inner edge; **Figure 43**), the long-term subsidence rate would be on the order of 69–75%, resulting in a large contribution of mega-thrust earthquakes to constructive coastal relief processes (25–31%), which is even higher than for Santa María Island, considering a complete seismic cycle (i.e., 15–22% of permanent vertical deformation; Wesson et al., 2015). Moreover, our uplift rate estimates since MIS 3 in northern MP are in the range of that reported for the Arauco Peninsula by Jara-Muñoz et al. 2015 (**Figure 46b**). This uplift rate estimation does not consider the vertical contribution of the MF activity in the footwall.

Such an increase in coastal emersion could have been driven by increased mega-thrust earthquake production, implicating an onset of the modern seismic regime since MIS 3 at multi-millennial time scales and reflecting the beginning of long-term earthquake clustering. The deep-moderate earthquakes, such as the 2007 Tocopilla event, would control the coastal uplift evolution as a first-order process and likely trigger permanent deformation affecting the “conditional stable” domain, which appear to be acting beneath the northern MP and Coastal Cordillera in northern Chile (Bejar-Pizarro et al., 2010, Schurr et al., 2012; Melnick et al., 2016). Additionally, the MP is situated above the limit between the unstable and conditional-stable domains (Pritchard and Simons, 2006; Bejar-Pizarro et al., 2010; Bejar-Pizarro et al., 2013; Schurr et al. 2012;), suggesting the involvement of the tsunamigenic large mega-thrust earthquakes such as the 1877 event that ruptured the entire seismogenic zone beneath the northern MP.



#### 3.2.5.4 Role of active crustal faults in permanent deformation

The MP is characterized by active upper crustal normal faults (**Figures 38a, b**), and among these, the most remarkable structure is the MF (**Figures 38a, 43**). The late Quaternary activity of this fault system has been well constrained from submarine and subaerial paleo-seismological analyses, yielding a mean vertical slip rate of 0.5 m/kyr over the last ~40 kyr (Vargas et al., 2011b; Cortés et al., 2012). Considering the consistency of our age results obtained from samples taken at both block sides of this fault (footwall and hanging wall), together with an age of ~44 ka for the littoral deposits cut by this geological structure and our precise estimations for the altitude of these deposits, it is possible to estimate a mean vertical slip rate value of 0.47 m/kyr, which closely matches previous independent results (Vargas et al., 2011b; Cortés et al., 2012). The MIS 3 deposits are embedded on both the hanging wall and footwall blocks of this fault, implying that the regional uplift has outpaced the subsidence that particularly affects the hanging wall during the activation of this fault and discarding the notion that the observed uplift is dominated by normal fault tilting blocks (von Huene and Ranero, 2003). Considering 20 m of vertical displacement for the MF, the horizontal extension rate can be estimated as 0.12 m/kyr for the last ~44 kyr, which is in agreement with the extensional rates estimated as 0.06–0.18 m/kyr by Allmendinger and González (2010) in the study area since the early Miocene and early Pliocene. The latter implies negligible lithospheric isostatic rebound as a response to crustal stretch, which would not contribute significantly to the northern MP uplift. Additionally, the MF exhibits offset alluvial surfaces with maximum ages of 35–40 ka (Vargas et al., 2011b; Cortés et al., 2012), indicating that the activity of this fault started roughly concomitantly with the increased coastal uplift since ~44 ka. Therefore, we propose that MF acts as a structural hinge that differentially accommodates the vertical deformation triggered by the uplift.

A possible crustal scale west-verging thrust splay fault has been proposed from analysis of the aftershocks following the 2007 Tocopilla earthquake (Fuenzalida et al., 2013). This local splay fault, recognized only offshore of the northern MP (**Figure 38b**), could explain both the uplift and the presence of normal faulting activity as a response to deformation on the fold hinge. It has been proposed that changes in the coastal uplift rates could be linked to random thrust splay fault activity over time (Nicol et al., 2009; Mosoupoulus et al., 2016). Despite of this observation, if intraplate faults have importantly contributed to the uplift history, it cannot be taken as evidence of an unessential contribution of the megathrust activity. The empirical evidence of the 2010 Maule earthquake has shown that intraplate faulting activity was directly linked with a Coulomb stress change produced on the continental margin by the main shock (Farías et al. 2011; Aron et al., 2013). Similar examples of intraplate faulting activity linked to large megathrust earthquakes have occurred in the context of the 2004 Sumatra-Andaman and 2011 Tohoku-Oki earthquakes (Andrade and Rajendran, 2011; Delescluse et al., 2012; Obana et al., 2012).

The main problem in explaining regional coastal uplift with this type of splay faulting activity is that it does not comply with the regional tectonic setting of the continental wedge characterized by frontal margin collapse due to subduction erosion (von Huene and Ranero, 2003; Sallares and Ranero, 2005), and it is in disagreement with a critically tapered Coulomb wedge theory for the inner portion of the continental margin (Wang and Hu, 2006). In addition, the two largest aftershocks ( $M_w$ 6.3 and  $M_w$ 6.8) following the 2007

Tocopilla earthquake were nucleated on this possible splay fault (Schurr et al., 2012), but the elastic rebound effect of these aftershocks resulted in a downward movement of the northern MP (Bejar-Pizarro et al., 2010), which is in contradiction with our observations of dominant coastal uplift. In agreement, the presence of uplifted Holocene littoral deposits at Michilla located 50 km to the north of the MP suggests that coastal uplift is a regional rather than a local process restricted to the northern MP. Nevertheless, the uplift rates estimated at Caleta Michilla are lower than those from the northern MP, perhaps because the Caleta Michilla area is only affected by vertical build-up deformation associated with deep-moderate earthquakes (Melnick, 2016), and instead, the northern MP is affected by both deep-moderate and large megathrust earthquakes.

According to annual geodetic data and late Quaternary geomorphological feature observations, it seems that the most plausible mechanistic explanation for constructive permanent vertical coastal deformation in northern MP is related to subduction earthquake processes, where the mechanistic transition represented by the “conditionally stable” domain in the plate contact could be the manifestation of a overthrusting and folding deformation zone in the lower part of the continental plate resulting in crustal thickening, which would imply extensional strain and uplift response on the upper crust (**Figure 38b**; González et al., 2003; Melnick, 2016).

Other explanations to both the uplifting and stretching of the crust are linked to subducted aseismic ridges (Hartley and Jolley, 1995), accumulated coseismic crustal extensional deviatoric stresses (Delouis et al., 1998) and basal subduction erosion with associated tilting-block rotations together with sediment underplating (von Huene and Ranero, 2003). The main problem with these last hypotheses is that they do not explain our geodetic data, MIS 3 footwall stratigraphic position and Holocene uplifted littoral deposits and marine terraces.

Accordingly, we propose that the nearly concomitant increase in coastal uplift of the northern MP (**Figure 46b**) and neighboring localities is a product of regional-scale changes involving the entire subduction plate contact between the Nazca and South American plates in northern Chile.

### 3.2.6 Conclusions

Radiocarbon results from MIS 3 and Holocene deposits together with precise geomorphological measurements and stratigraphic observations in the northern Mejillones Peninsula at the southern edge of the northern Chile megathrust seismic gap support uplift rates on the order of 1.4 to 1.7 m/kyr, which are one order of magnitude higher than those prevailing previously in the area, demonstrating an acceleration in regional coastal uprising in the last ~44 kyr. In this context, active crustal faulting such as that occurring along the Mejillones Fault is responsible for the absorption of differential uplift (0.47 m/kyr of vertical slip in the last ~44 kyr) and block tectonics at the scale of the Late Quaternary.

High uplift rates can be explained as the result of subduction megathrust earthquakes breaking underneath the northern portion of MP, similar to those during the deep-moderate 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla event as deduced from geodetic measurements, and

during the large megathrust tsunamigenic 1877  $M_w$ 8.8 episode, as inferred from geological observations.

We propose that accelerated coastal uplift along this segment of the Central Andes since the Late Pleistocene is most probably associated with the onset of a modern seismic regime set after  $\sim 44$  ka as the result of enhanced endogenous processes encompassing the entire subduction contact between the Nazca beneath the South American plates in northern Chile.

### 3.2.7 Acknowledgments

The authors thank the Fondecyt projects #1161547 and #1140846. For a number of analyses, the authors benefitted from IRD support from the *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* (LMC14, CNRS-CEA-MCC-IRD-IRSN). The first author acknowledges support from doctoral CONICYT scholarship #20010102. Geodetic data from the GPS antennas were supplied by *Centro Sismológico Nacional*. We thank Diego Salazar for his contribution in some radiocarbon ages. We thank reviewers for their useful comments.

### 3.2.8 References

- Allmendinger, R. W., González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93-110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.019>.
- Andrade, V., Rajendran, K., 2011. Intraplate response to the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake: a study from the Andaman segment. *Bulletin of Seismological Society of America* 101 (2), 506-514. <https://doi.org/10.1785/0120100155>.
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3), 329-334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9).
- Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98 (1), 40-6. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90087-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90087-E).
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., Yáñez, G., 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research* 118 (2), 724-739. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90087-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90087-E)
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Patzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews* 26 (3-4), 312-321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.016>
- Baker, A., Allmendinger, R.W., Owen, L.A., Rech, J.A., 2013. Permanent deformation

caused by subduction earthquakes in northern Chile. *Nature Geosci.* 6, 492-496. <https://doi.org/10.1038/ngeo1789>.

- Bedford, J., Moreno, M., Li, S., Oncken, O., Baez, J.C., Bevis, M., Heidbach, O. and Lange, D., 2016. Separating rapid relocking, afterslip, and viscoelastic relaxation: An application of the postseismic straightening method to the Maule 2010 cGPS. *Journal of Geophysical Research* 121 (10), 7618-7638. <https://doi.org/10.1002/2016JB013093>.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Sylvain, B., Campos, J., Comte, D., Chabalier, J.B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galetzka, J., Genrich, J., Nercessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., Remy, D., Ruegg, J.C., Simons, M., Valderas, M.C., Vigny, C., 2010. Asperities, barriers on the sesimogenic zone in north Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and INSAR data. *Geophysical Journal International* 183 (1), 390-406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x>.
- Béjar-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. *Nature Geoscience* 6, 462-467. <https://doi.org/10.1038/ngeo1802>.
- Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., González, G., Bolten, A. 2016. Accelerated late quaternary uplift revealed by <sup>10</sup>Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36, 12-27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.06.005>.
- Bevis, M., Brown, A., 2014. Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy* 88 (3), 283-311. <https://doi.org/10.1007/s00190-013-0685-5>.
- Busschers, F.S., Wesselingh, F.P., Kars, R.H., Versluijs-Helder, M., Wallinga, J., Bosch, J.H.A., Timmner, J., Nierop, K.G.J., Meijer, T., Bunnik, F.P.M, Wolf, H., 2014. Radiocarbon dating of late Pleistocene marine shells from the southern North Sea. *Radiocarbon* 56 (3), 1151-1166. <http://doi.org/10.2458/56.16505>.
- Cabioch, G., Ayliffe, L.K., 2001. Raised coral terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during marine isotope stage 3. *Quaternary Research* 56 (3), 357-365. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2265>.
- Calderón, M., Massone, H.-J., Hervé, F., Theye, T., 2017. P–T–time evolution of the Mejillones Metamorphic Complex: insights into Late Triassic to Early Jurassic orogenic processes in northern Chile. *Tectonophysics* 717, 383–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.013>.
- Comte, D., Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4 (1), 23-44. <https://doi.org/10.1007/BF00126557>.
- Cortés, J.; Marquardt, C.; González, G.; Wilke, H.-G., Marinovic, N., 2007. *Cartas*

Mejillones y Península de Mejillones. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:100.000, 1 sheet, 58 p.

- Cortés, J., González, G., Binnie, S.A., Robinson, R., Freeman, S.P.H.T., Vargas, G., 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: insights from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics* 31 (2), TC2017. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002877>.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., Fridez, P., Bernese GNSS software Version 5.2, Astronomical Institute, University of Bern, 2015.
- Darwin, C., Sowerby, G. B., Forbes, E., 1846. *Geological Observations on South America*, Smith, Elder and Co., London.
- Dauphin, Y., Denis, A., Sorel, D., 2011. Diagenetic changes in Pleistocene mollusc shells of the Patras-Corinth rift (Greece). *Journal of Taphology* 9 (3), 181-200. <http://www.journaltaphonomy.com/JT-articles/2011/issue3/jt-118TRIS.pdf>.
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Cattin, R., Fleitout, L., Trubienko, O., Vigny, C., 2012. April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aech megathrust. *Nature* 490 (7419), 240-244. <https://doi.org/10.1038/nature11520>.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132 (2), 302-338. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x>.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., Bataille, K., 2010. Land-Level Changes Produced by the  $M_w$  8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science* 329 (5994), 916. <http://doi.org/10.1126/science.1192094>.
- Farías, M.; Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquakes: The Pichilemu seismic sequence. *Tectonics* 30 (6), TC6010. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002888>.
- Faylona, M.G.P.G., Lazareth, C.E., Sémah, A.-M., Caquineau, S., Boucher, H., Ronquillo, W.P., 2011. Preliminary study on the preservation of giant clam (Tridacnidae) shells from the Balobok Rockshelter archaeological site, south Philippines. *Geoarchaeology* 26 (6), 888-901. <https://doi.org/10.1002/gea.20377>.
- Fuenzalida, A.; Schuur, B.; Lancieri, M.; Sobiesiak, M., Madariaga, R., 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile). *Geophysical Journal International* 194 (2), 1216-1228. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt163>.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Scheineder, H., 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 321-342. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00100-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00100-7).

- Hartley, A.J., Jolley, E.J., 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). *J. Geol. Soc. (Lond.)* 152, 51–63. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.1.0051>.
- Herm, D., 1969. Marines Pliozän un Pleistozän in nord –und mittel– Chile unter besonderer berücksichtigung der entwicklung der mollusken-faunen, Bayerische Staatsammlung für Paläontologie und Historische Geologie, Munich.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quat. Res.* 83 (1), 216-228. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.10.002>.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D., Strecker, M.R., 2015. Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quat. Sci. Rev.* 113, 171-192. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.005>.
- Kausel, E., 1986. Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el Sur del Perú y Norte de Chile. *Boletin Academia Chilena de Ciencias* 3, 8-12. <https://www.scopus.com/record/display.uri?eid=2-s2.0-0012514757&origin=inward&txGid=1a8a3fc7257ea29caedaf7da6c6daa72>.
- Leonard, E., Wehmiller, J., 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile: implications for Late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geológica de Chile* 18 (1), 81-86. <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/V18n1-a07/2689>.
- 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. *Journal Geophysical Research* 114 (B1), B01407. <https://doi.org/10.1029/2008JB005788>.
- Melnick, D., 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling Moho. *Nature Geoscience* 9, 401-407. <https://doi.org/10.1038/ngeo2683>.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Ryder, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., Hase, H., 2012. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 321, 152-165. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006>.
- Mouslopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S., Nicol, A., 2016. Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. *Tectonics* 35 (10), 2370-2384. <https://doi.org/10.1002/2016TC004248>.
- Nicol, A., Walsh, J., Mouslopoulou, V., Villamor, P., 2009. Earthquake histories and Holocene acceleration of fault displacement rates. *Geology* 37 (10), 911-914. <https://doi.org/10.1130/G25765A.1>.



- Nielsen, S.N., 2013. A new Pliocene mollusk fauna from Mejillones, northern Chile. *Paläontol. Z.* 87, 33-66. <https://doi.org/10.1007/s12542-012-0146-0>.
- Obana, K., Fujie, G., Takahashi, T., Yamamoto, Y., Nakamura, Y., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., Shinohara, M., 2012. Normal-faulting earthquakes beneath the outer slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: implications for the stress regime in the incoming Pacific plate. *Geophysical Research Letters* 39 (7), L00G24. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL050399>.
- Ortlieb, L., Barrientos, S., Guzmán, N., 1996a. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* 15 (8-9), 949-960. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(96\)00056-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00056-X).
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996b. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews* 15 (8), 819-831. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(96\)00066-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00066-2).
- Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.-F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14-24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research* 75, 91-103. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.07.018>.
- Pico, T., Mitrovica, J. X., Ferrier, K. L., Braun, J., 2016. Global ice volume during MIS 3 inferred from a sea-level analysis of sedimentary core records in the Yellow River Delta. *Quaternary Science Reviews* 152, 72-79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.012>.
- Pritchard, M. E., Simons, M., 2006. An aseismic fault slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *Journal of Geophysical Research* 111 (B8), B08405. <https://doi.org/10.1029/2006JB004258>.
- Radtke, U., 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe-Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados, *Düsseldorfer Geographische Schriften*, Düsseldorf.
- Ruegg, J.C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J.C., Serrurier, L., 1996. The  $M_w=8.1$  Antofagasta earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters* 23 (9), 917-920. <https://doi.org/10.1029/96GL01026>.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., Campos, J., 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique  $M_w$  8.1 earthquake. *Science* 345 (6201), 1165-1169. <http://doi.org/10.1126/science.1256074>.
- Ruiz, S., Madariaga, R., 2018. Historical and Recent Large Megathrust Earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37-56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.

- Sallares, V., Ranero, C.R., 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S). *Journal of Geophysical Research* 110 (B6), B06101. <https://doi.org/10.1029/2004JB003418>.
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., Vilotte, J.-P., 2012. The 2007 M7. 7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research* 117 (B5), B05305. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB009030>.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G., Waelbroeck, C., 2008. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews Geophysics* 46 (4), RG4003. <https://doi.org/10.1029/2007RG000226>.
- Stein, R.S., King, G.C.P., Rundle, J.B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes: field examples of continental dip-slip faults. *Journal of Geophysical Research* 93, 13319-13331. <http://dx.doi.org/10.1029/JB093iB11p13319>.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. & Reimer, R.W. CALIB 7.0. (WWW program and documentation). 2013. URL: <http://calib.org/calib>.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., Marquardt, C., 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399 (1-4), 381-398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>.
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J.A., Lange, C. B., Ortlieb, L., 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19<sup>th</sup> century. *Geophysical Research Letters* 34 (13), L13607. <https://doi.org/10.1029/2006GL028812>.
- Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G., Wu, Y.-C., 2011a. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 497, 34-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.017>.
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S., Melnick, D., 2011b. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw 8.8 earthquake in Central Chile. *Andean Geology* 38 (1), 219-238. <http://www.scielo.cl/pdf/andgeol/v38n1/art11.pdf>.
- 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.* 116 (B2), B02402. <https://doi.org/10.1029/2010JB007771>.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Metois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S.,

Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Boundoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S. & Kendrick, E., 2011. The 2010  $M_w$  8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS. *Science* 332 (6036), 1417-1421. <http://doi.org/10.1126/science.1204132>.

von Huene, R. & Ranero, R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2079. <https://doi.org/10.1029/2001JB001569>.

Wang, K. & Hu, Y., 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research* 111, B06410. <https://doi.org/10.1029/2005JB004094>.

Wesson, R., Melnick, M., Cisternas, M., Moreno, M., Ely, L., 2015. Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa María, Chile. *Nature Geoscience* 8, 547-551. <https://doi.org/10.1038/ngeo2468>.

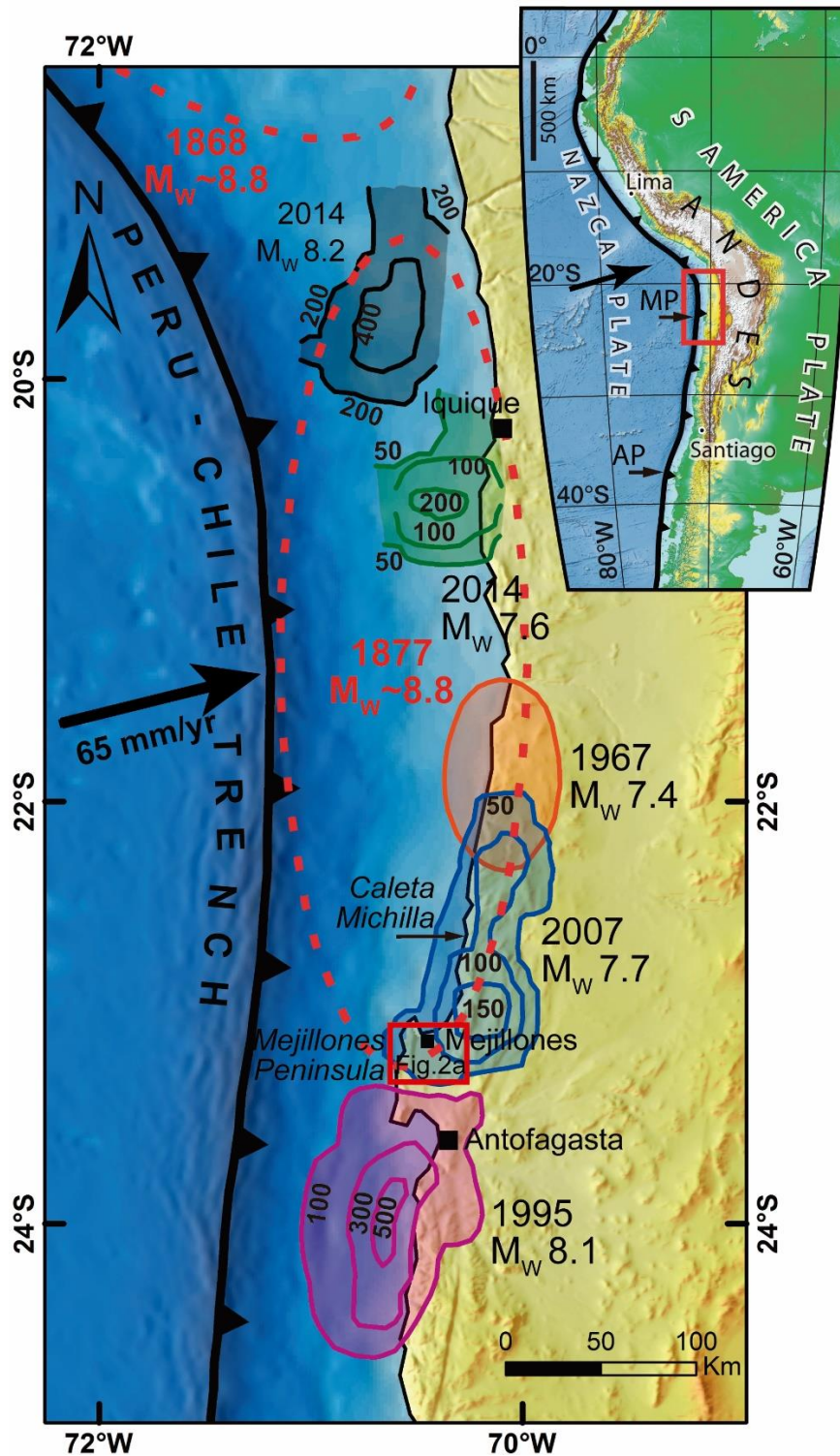
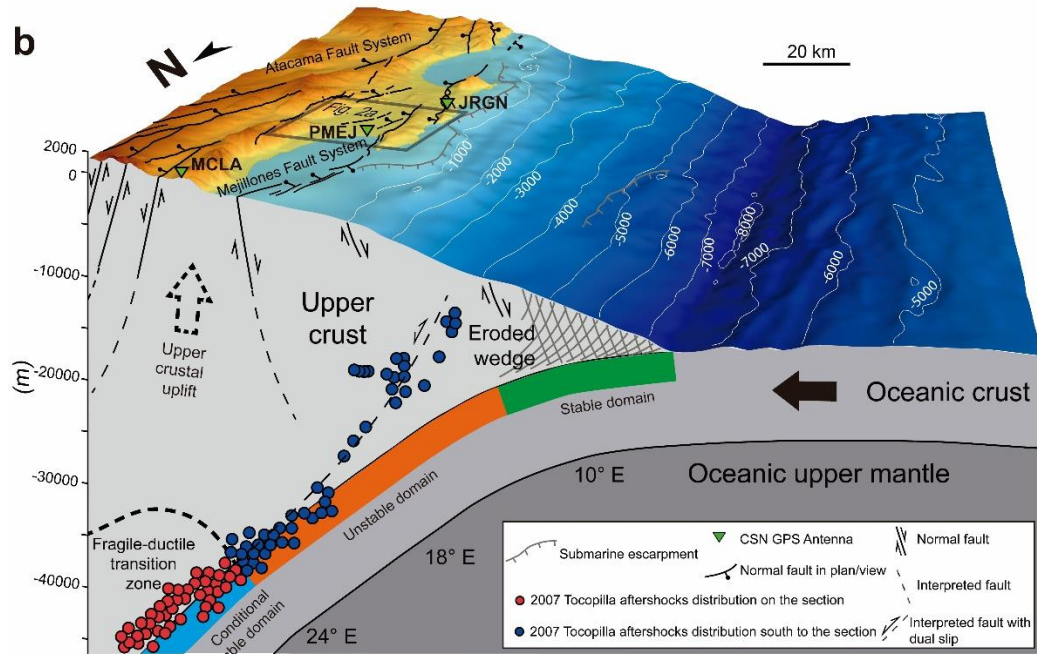
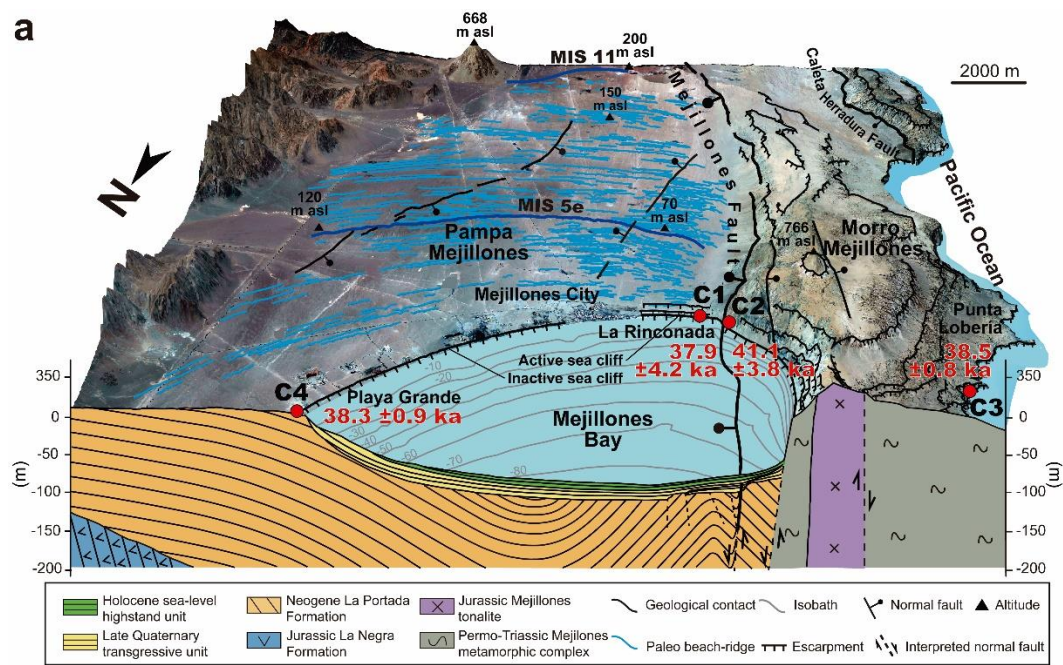
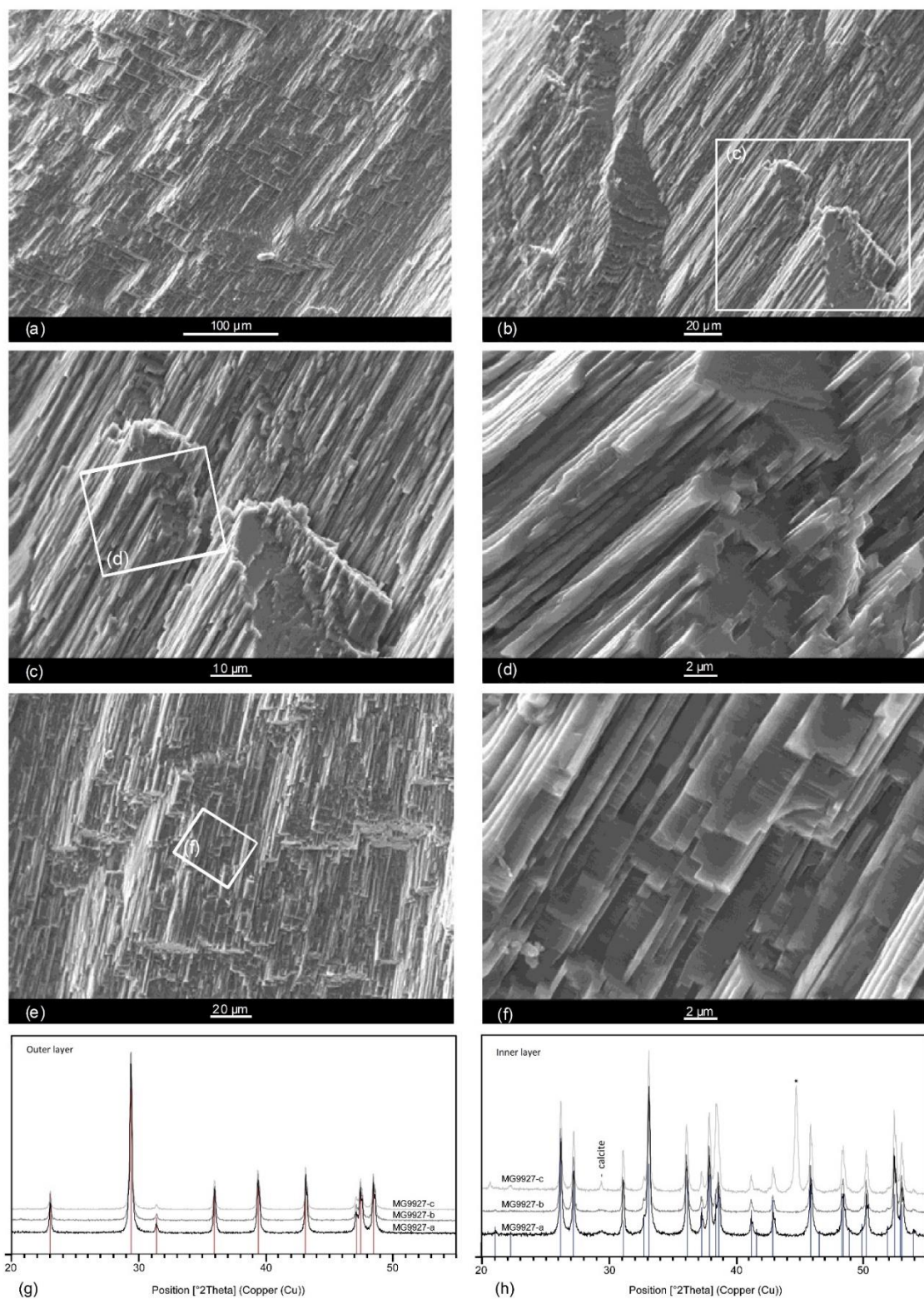


Figure 37. Regional seismotectonic setting of the Mejillones Peninsula showing the rupture areas of the last historic megathrust earthquakes and the major northern Chile seismic gap. Color lines depict the slip distribution in centimeters for the last historic earthquakes, taken from Ruiz et al. (2014): the 1995 Antofagasta, 2007 Tocopilla, 1967 Tocopilla and 2014 Iquique and Pisagua events. The dashed red line corresponds to the hypothetical rupture of the 1877 large tsunamigenic megathrust earthquake, with a southern edge beneath the northern Mejillones Peninsula. Convergence rate given according to Angermann et al. (1999).



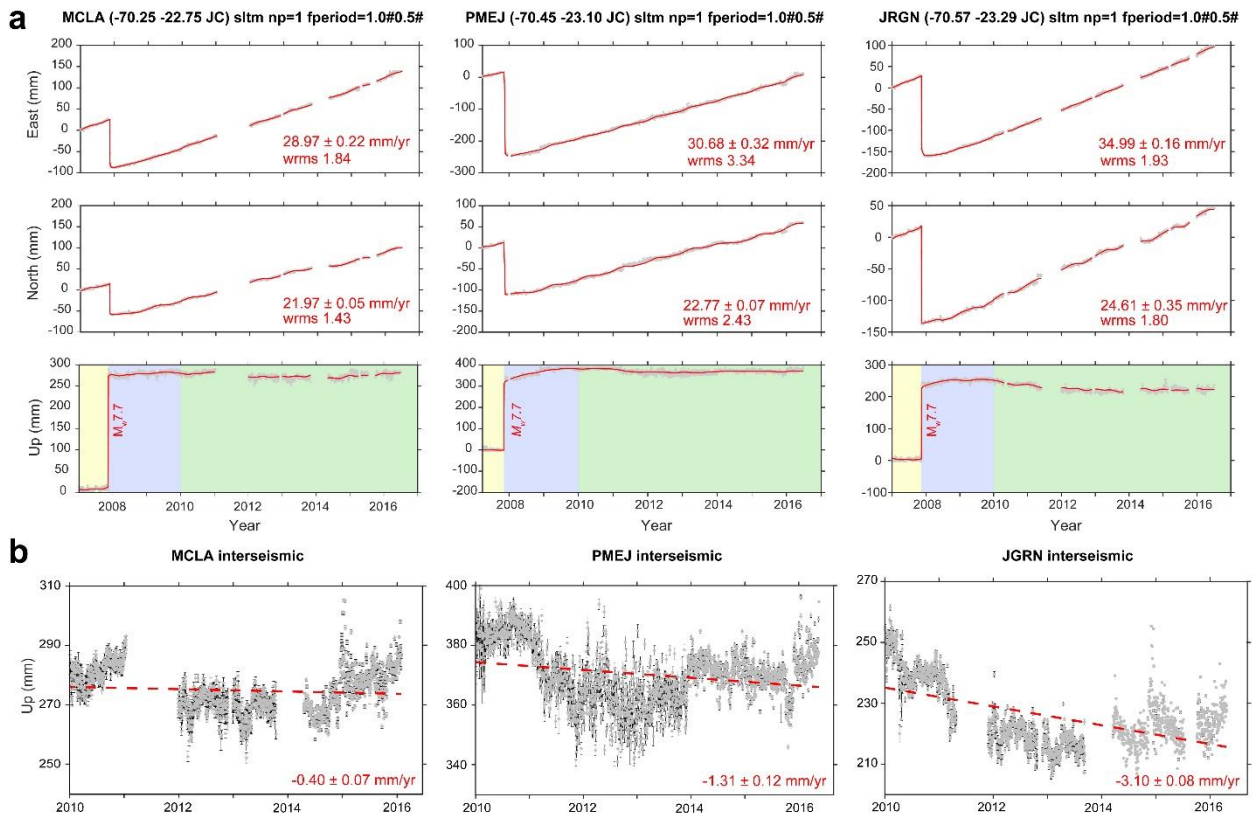


**Figure 38. Geodynamic and morphotectonic setting of the Mejillones Peninsula at the southern edge of the northern Chile seismic gap showing the location of MIS3 outcrops. (a) Geological configuration of the northern MP showing subaerial and submarine tectonic features (Cortés et al., 2007; Vargas et al., 2005; 2011a). MF limits tectonic blocks of Morro Mejillones horst and Pampa Mejillones half-graben. Dark blue lines depict the location of uplifted paleo-beach ridges associated with MIS 5e and MIS 11 (Ortlieb et al., 1996a; Herm, 1969). C1, C2, C3 and C4 indicate the location of outcrops of MIS 3, including the mean calibrated radiocarbon ages (BP) obtained in this work from littoral deposits. (b) Seismotectonic setting of Mejillones Peninsula. Dots correspond to the 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake aftershocks occurring to the north (red) and south (blue) of the seismotectonic section (Fuenzalida et al., 2013).**

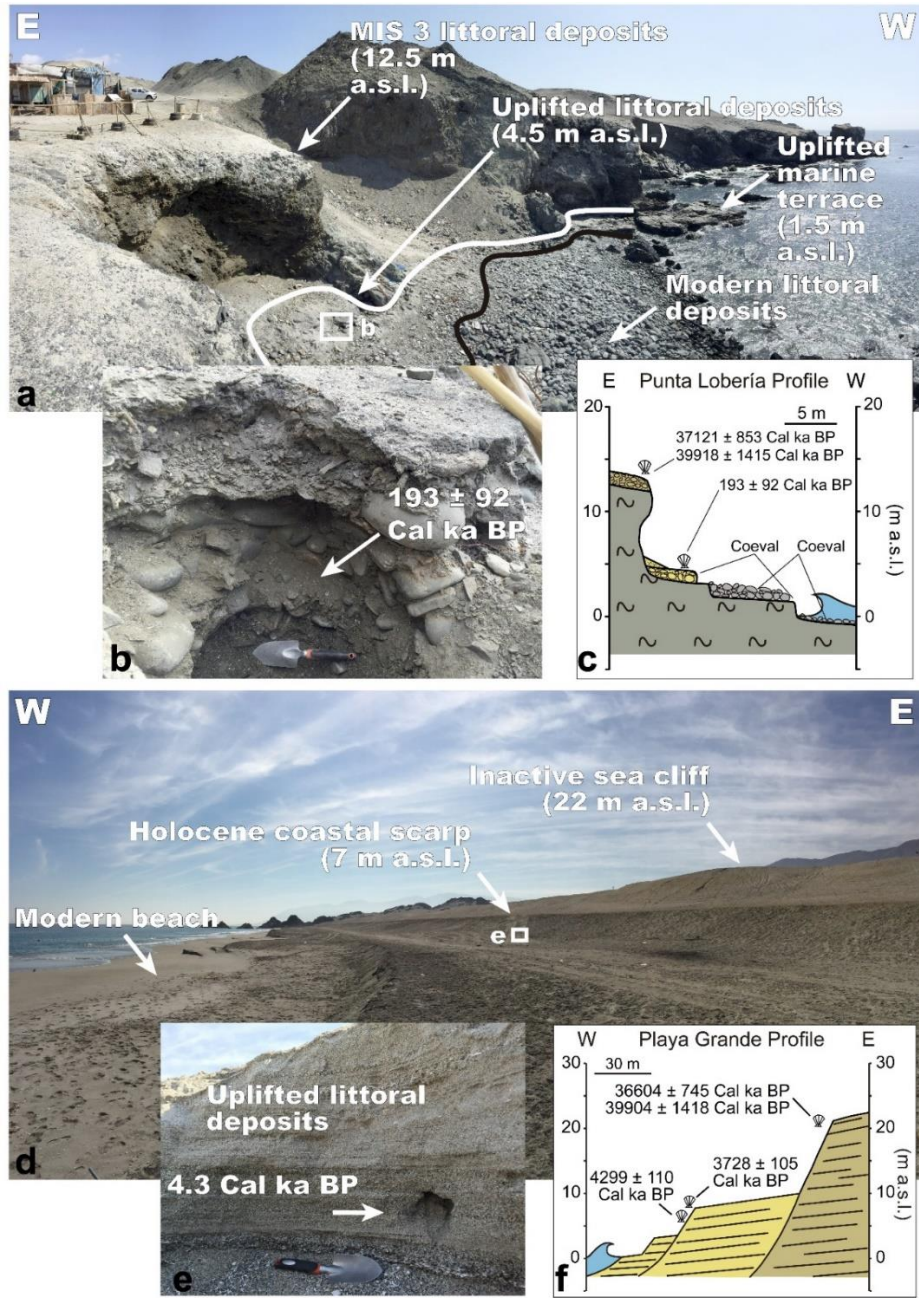


**Figure 39. Microstructure of the outer calcitic layer (SEM images) of samples MG9927-a (a-d) and MG9927-b (e-f). XRD spectra of the outer (g) and inner (h) layer of shell samples with mineralogical reference from the PDF database for calcite (red bars) and aragonite (blue bars). The asterisk (\*) indicates the diffraction peak due to the sample holder.**

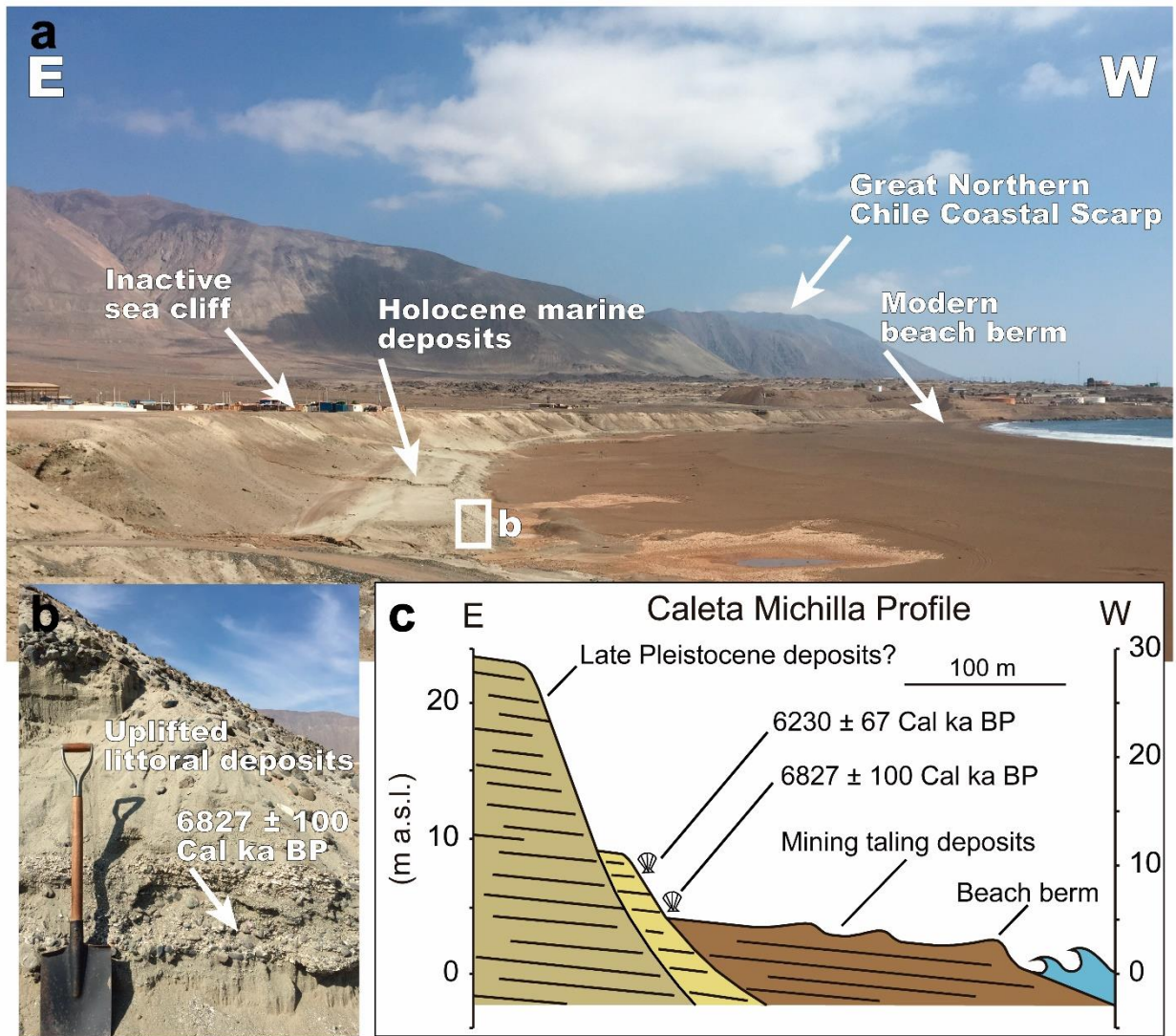




**Figure 40.** Time series of geodetic observations from the GPS antenna located in MP (see Fig. 2) following the deep-moderate 2007 Tocopilla earthquake. (a) North, east and up time series of geodetic data from 2007 to 2016. The red lines depict the tendency of the antenna displacements. The largest jump observed in these lines corresponds to the coseismic movements associated with the November 14<sup>th</sup> 2007  $M_w$ 7.7 Tocopilla earthquake. Yellow, blue and green areas correspond to the preseismic, postseismic and interseismic periods, respectively. (b) The interseismic period was considered since 2010, at the end of the post-seismic logarithmic line tendency. Gray dots depict the corrected daily observations from the integrated data collected every 15 seconds. Dashed red lines correspond to linear regressions considering the standard deviations of the data.

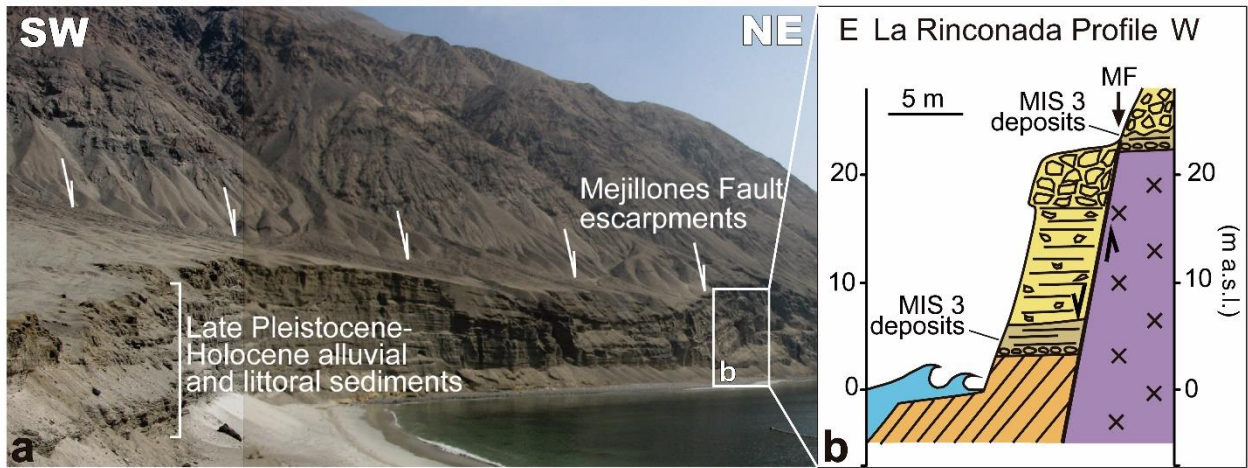


**Figure 41. Late Pleistocene and Holocene coastal geomorphological features in the western MP and Playa Grande. (a)** Punta Lobería area with uplifted marine terraces, littoral deposits and an active coastal cliff. The black line depicts the top of modern littoral deposits, and the white line represents the top of recently uplifted littoral deposits that can be associated with uplifted marine terraces located close to the present-day sea level. **(b)** Stratigraphic pit dug at the top of the uplifted littoral deposits (Fig. 5a) with boulders and pebbles embedded in sandy matrix, interpreted as a paleo-beach berm or eventually as tsunami deposits. **(c)** Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig. 5a). The genesis of the uplifted littoral deposits is assumed to be coeval with the formation of the marine terrace located at 1.5 m a.s.l., similar to the modern littoral gravel deposits that are coeval with the modern submerged marine terrace. **(d)** Playa Grande area showing three escarpments of Late Pleistocene, Holocene and modern ages located at different altitudes. **(e)** Stratigraphic pit dug on the Holocene coastal scarp cutting the uplifted littoral deposits with sandy layers and shells dated to 3.7 Cal. ka BP. **(f)** Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig. 5d).

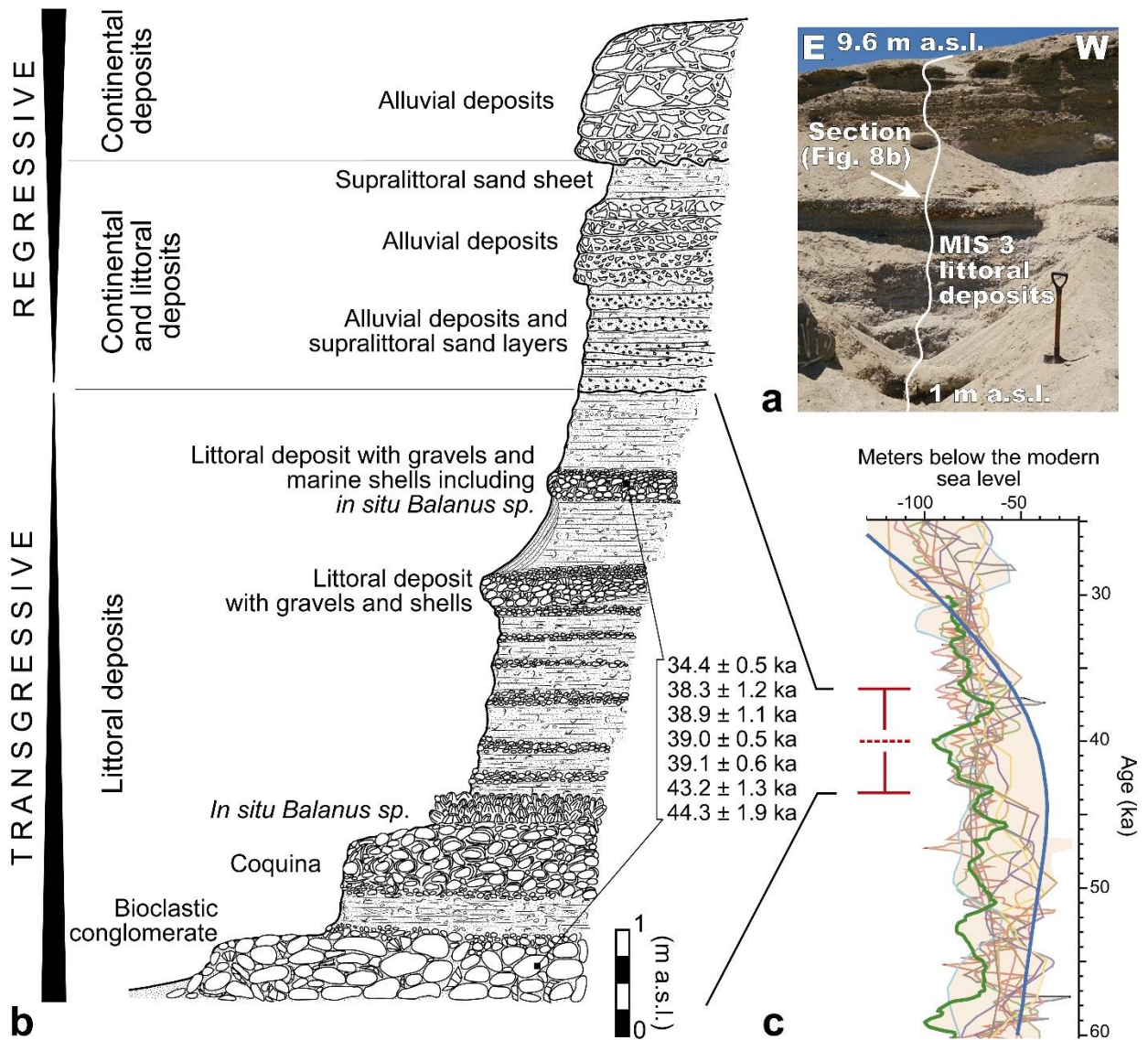


**Figure 42. Geomorphological observations of Holocene coastal features at Caleta Michilla. (a)** A Holocene marine terrace constituted by uplifted littoral deposits can be observed as embedded on an inactive sea cliff carved on littoral and alluvial layers. A beach 300 m in width composed of mine tailing deposits and modern littoral sediments can be observed. The most conspicuous first-order geomorphic feature on this coastal configuration corresponds to the Great Northern Chile Coastal Scarp (>1 km height). **(b)** Stratigraphic section showing coquines and laminated sandy features (Fig 6a). **(c)** Schematic profile highlighting the main geomorphic features (Fig 6a).

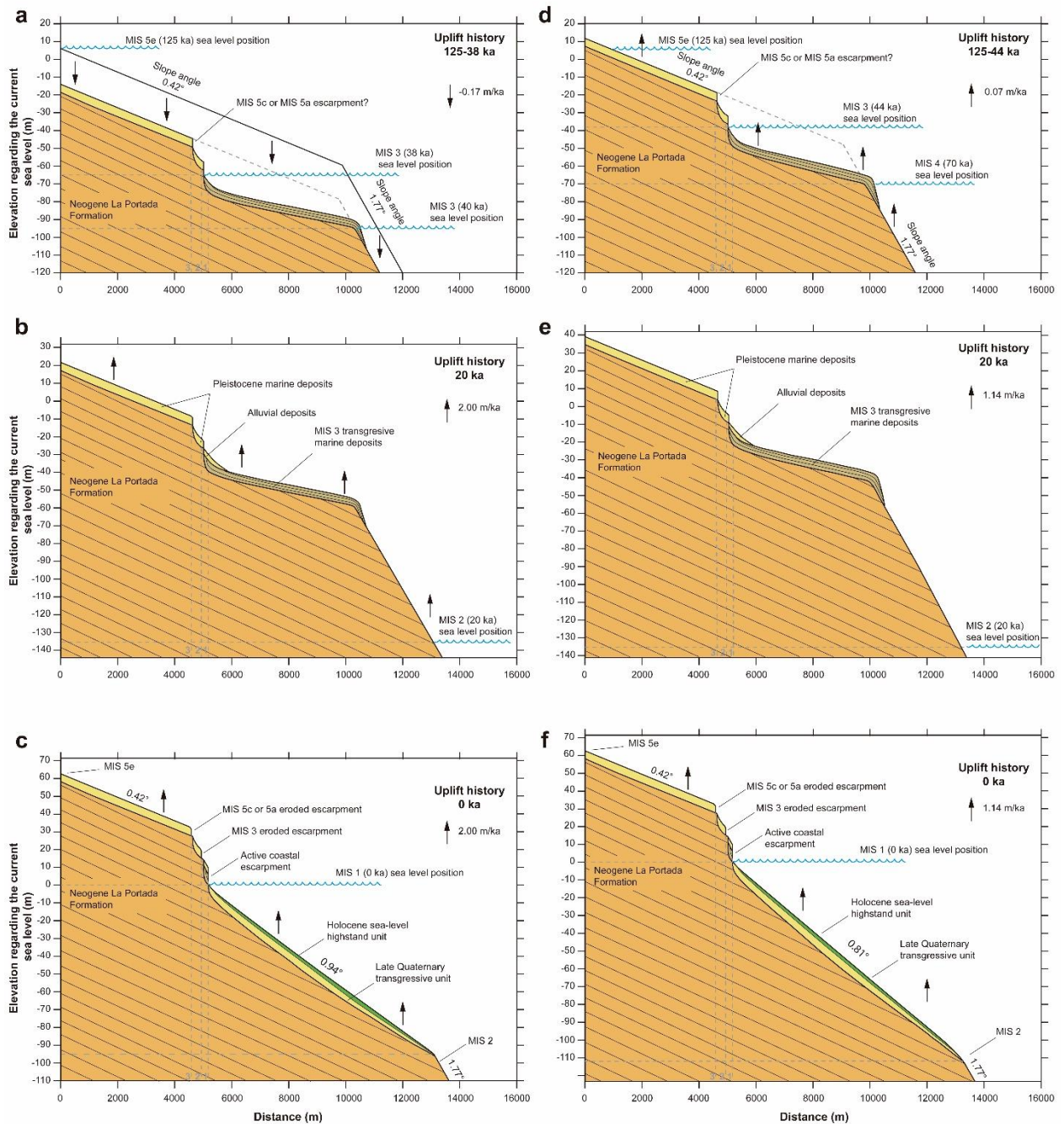




**Figure 43. Mejillones Fault (MF) escarpments and coastal sea cliff at La Rinconada (Fig. 2a). (a) MF escarpments, including conspicuous type 1 triangular facets in a class 1-2 mountain front, indicative of high tectonic activity rate, cutting the continental alluvial deposits (modified from Vargas et al., 2011a). Littoral deposits of MIS 3 are well exposed in outcrops located in the hanging wall and in the footwall of the MF. (b) Schematic profile showing the main geomorphological features cut by the MF. MIS 3 littoral marine sediments (brown color) overlie both Neogene deposits (orange color) on the hanging wall and intrusive rocks of Gabbro San Luciano (purple color) on the footwall of the MF, respectively, with alluvial deposits located on top (yellow color).**

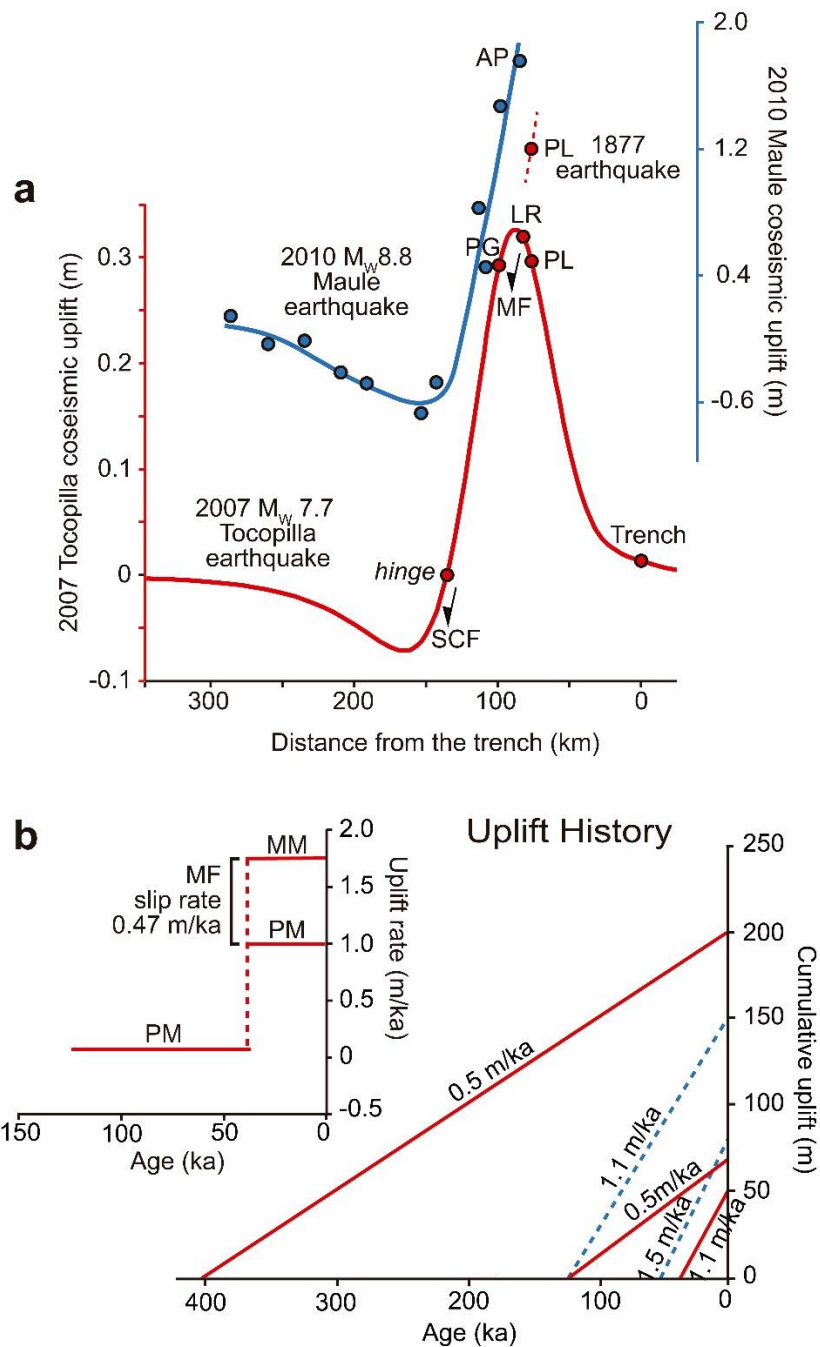


**Figure 44. Stratigraphic and geomorphological context of MIS 3 deposits at La Rinconada in northern MP. (a) Stratigraphic section showing MIS 3 deposits located at La Rinconada on an active sea cliff (Fig. 7a). The white line over the free face of the sea cliff indicates the location of the morphostratigraphic profile. (b) Morphostratigraphic profile showing MIS 3 littoral deposits and calibrated radiocarbon ages (BP) (C1 see Fig. 2a; Fig. 7a). (c) Sea level position during the MIS 3 compiled from Cabioch and Ayliffe (2001) and Siddall et al. (2008). The green line depicts the reconstructed sea level curve from Arz et al. (2007), and the blue line denotes the sea level curve from Pico et al. (2016). The red range to the left side of the sea level curves depicts the highest frequency range obtained from our calibrated radiocarbon ages.**



**Figure 45. Geometric conceptual models for the Late Quaternary uplift history at the La Rinconada area. (a-c) Uplift history considering the sea level curve from Arz et al. (2007). (d-f) Uplift history considering the sea level curve from Pico et al. (2016). The vertical dashed lines 1, 2 and 3 correspond to the inferred inner edges of the Holocene, MIS3, and MIS5c (or 5a) transgressions.**





**Figure 46. Coseismic and long-term uplift for the northern Mejillones Peninsula. (a) Co-seismic uplift experienced by the northern MP (red line) from modeling the 2007 Tocopilla earthquake coseismic slip. The locations of Playa Grande (PG), La Rinconada (LR), Punta Lobería (PL), Mejillones Fault (MF) and Salar del Carmen Fault (SCF) are indicated. The minimum coseismic uplift during the 1877 earthquake inferred from geological observations at PL is also indicated (see Figs. 5a-c). The blue line depicts the uplift observed in the northern portion of the Arauco Peninsula (AP) during the 2010 Maule earthquake (Vigny et al., 2011). (b) The graph on the left side shows the uplift rate history (red lines) as estimated for the Pampa Mejillones (PM) and Morro Mejillones (MM) tectonic blocks. The graph on the right side shows the PM uplift rates (red lines) inferred for the last 400 ka (Ortlieb et al., 1996a), 125 ka (Victor et al., 2011) and 44 ka (this work). Dashed blue lines depict the uplift rates estimated for Arauco Peninsula and Santa Maria Island for the last 125 and 53 ka, respectively (Jara-Muñoz and Melnick, 2015; Jara-Muñoz et al., 2015).**

## 4 Resultados II:

### Arquitectura, extensión cortical y colapso de una plataforma marina alzada aceleradamente en un margen continental activo durante el Cuaternario, norte de Chile (manuscrito en preparación)

José González-Alfaro<sup>1\*</sup>, Gabriel Easton<sup>1</sup>, Gabriel González<sup>2</sup>, Sylvain Bonvalot<sup>3\*</sup>, Germinal Gabalda<sup>3\*</sup>, Felipe Leyton<sup>4</sup>, Gabriel Álvarez<sup>5</sup>, Sergio Ruiz<sup>6</sup>, Byron Huerta<sup>5</sup>, Javiera Valdenegro<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.*

<sup>2</sup>*Departamento de Ciencias Geológicas, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (Cigiden), Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.*

<sup>3</sup>*Afiliación franceses.*

<sup>4</sup>*Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Avenida Universidad de Antofagasta 02800, Antofagasta, Chile.*

<sup>5</sup>*Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.*

<sup>6</sup>*Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago Chile.*

\*Corresponding author. E-mail: josgonal@uchile.cl

#### 4.1 Resumen

La región costera del antearco de los Andes Centrales se caracteriza por la presencia de fallas corticales cuaternarias que contribuyen a la evolución del relieve. La relación que estas estructuras tienen con los procesos de subducción en el norte de Chile ha sido materia de debate hasta el día de hoy. En este trabajo proponemos que fallas normales localizadas en el margen continental superior actúan, en primer lugar, como estructuras reactivadas por un alzamiento de la corteza, el cual se ha acelerado desde del Pleistoceno Medio en adelante. Es así como mediante el uso de datos obtenidos a través de campañas de GPS diferencial, modelos de elevación digital, perfiles trigonométricos y perfiles sísmicos submarinos (3,5 y 12 kHz), realizamos un análisis morfométrico del escarpe y bloque colgante de la Falla Mejillones, la cual presenta un geometría tipo tijera, y segmentos de fallas normales submarinos que dislocan el fondo de la plataforma continental, en la parte septentrional de la Península de Mejillones. El Sistema de Fallas Mejillones se prolonga en le lecho marino a lo largo de 30 km, afectando a las unidades sismostratigráficas interpretadas como depósitos neógeno-cuaternarios, con deformación frágil y dúctil, y la presencia de rasgos morfotectónicos correspondientes a *horst* y *hemigraben*. A través de modelos de aceleración sísmica generamos distintos

escenarios de ruptura, los cuales aportan información relevante para interpretar el origen de *slumps* y remociones submarinas. En el *tip point* norte del Sistema de Fallas Mejillones, observamos una zona de transición entre diferentes estilos estructurales, con un traslape caracterizado por presentar mega-deslizamientos submarinos y escarpes de falla con saltos verticales acumulados de 300-400 m de altura en el quiebre de la plataforma continental. Se evidencia el carácter activo de estas fallas normales junto con un aceleramiento en su tasa de deslizamiento durante el Cuaternario. Concluimos que estas fallas normales desempeñan un importante papel en la construcción geomorfológica del relieve costero, siendo estructuras que acomodan la deformación superficial que se manifiesta a partir del acortamiento en la base de la corteza, debido posiblemente a *underplating* tectónico producto de cambios que experimenta la mecánica del contacto interplaca en sus diferentes zonas de segmentación. Es así como la geomorfología costera sería una herramienta geológica útil para evidenciar de manera indirecta los procesos que ocurren varios kilómetros de profundidad en márgenes continentales activos.

Palabras claves: Andes Centrales, geomorfología costera, Falla Mejillones, fallas submarinas, tectónica activa, tasas de alzamiento, tasas de deslizamiento, riesgo sísmico.

## 4.2 Introducción

El paisaje del antearco de los Andes Centrales está compuesto por diversos rasgos geomorfológicos que presentan un alto grado de conservación, los cuales han sido en gran parte contruidos y preservados por los efectos que genera la deformación de la corteza en su superficie y las casi nulas tasas de erosión que presenta el Desierto de Atacama, respectivamente. El Desierto de Atacama pasó de tener un clima árido a uno hiperárido a partir del Oligoceno-Mioceno (Dunai *et al.*, 2005; Clarke, 2006). En la costa el clima hiperárido se ve interrumpido durante eventos de precipitaciones esporádicas (cada decenas de años), con lluvias inusualmente fuertes vinculadas a el fenómeno de El Niño (Vargas *et al.*, 2000; 2006), lo que se traduce, en el largo tiempo, a tasas de erosión algo más significativas que las que ocurren en el interior. Este importante factor climático de hiperárididad posiciona al Desierto de Atacama como un excelente lugar en el planeta para estudiar evidencias de deformación en la corteza, producto de terremotos de subducción y fallas corticales durante el Cuaternario (Arabasz, 1971; Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer y otros, 1996; González *et al.*, 2003; González *et al.*, 2006; Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Loveless *et al.*, 2009; Allmendinger and González, 2010; Victor *et al.*, 2011; Cortés *et al.*, 2012; Baker *et al.*, 2013; Cortés-Aranda *et al.*, 2015; Melnick, 2016; González-Alfaro *et al.*, 2018).

Hasta el día de hoy no hay suficientes investigaciones que aborden cómo el relieve y estructuras presentes en la costa y plataforma continental del antearco de los Andes Centrales se relacionan con los procesos endógenos que ocurren en la zona de subducción. Algunas investigaciones se han enfocado en las tasas de alzamiento del borde costero del norte de Chile, con rangos tan dispares entre 0,1-1,6 m/ka para diferentes ventanas de tiempo (Armijo y Thiele, 1990; Ortlieb *et al.*, 1996; Victor *et al.*,

2011; González-Alfaro *et al.*, 2018; Izquierdo *et al.*, 2020). Otras han abordado las tasas de deslizamiento de las fallas normales presentes en la Cordillera de la Costa del norte de Chile, con valores entre 0,1–0,6 m/ka y evidencias de actividad durante el Cuaternario tardío, y con tiempos de recurrencia del orden de miles de años (Marquardt *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012). Además, varios trabajos han intentado relacionar la actividad de estas estructuras con el alzamiento y procesos endógenos de subducción (González *et al.*, 2003; Loveless *et al.*, 2009; Allmendinger y González, 2010; Victor *et al.*, 2011; González-Alfaro *et al.*, 2018). No obstante, trabajos que hayan realizado una meticulosa investigación morfométrica de la superficie deformada e intacta, ideal en esta zona climática, y estructuras presentes, vinculando los rasgos estructurales y la geomorfología de la plataforma emergida con la submarina prácticamente no existen.

Larga ha sido la discusión referente a los procesos que podrían alzar la costa del norte de Chile (Armijo y Thiele, 1990; González *et al.*, 2003; Victor *et al.*, 2011; Melnick, 2016; Saillard *et al.*, 2017; González-Alfaro *et al.*, 2018; Comte *et al.*, 2019), en donde si bien la mayoría de los trabajos concuerdan en atribuir como responsables a los procesos que ocurren en el ciclo sísmico, no hay acuerdo sobre el momento dentro del ciclo sísmico en que ocurren, y mucho menos sobre los tipos de mecanismos endógenos que estarían contribuyendo con la construcción de relieve en la corteza superior. Es por esto que se hace necesario determinar y cuantificar la deformación presente en la costa del norte de Chile, la cual es abundante en rasgos geológicos y geomorfológicos que evidencian alzamiento y deformación cuaternaria, los cuales son resultado de estos procesos. Un objetivo importante en este tipo de estudios es analizar y sistematizar las observaciones disponibles de terreno. El poder vincular observaciones subaéreas y submarinas, para una misma área de estudio, es indudablemente superior que hacerlas de manera independiente para cada caso, ya que hacerlo de esta última forma conllevaría a una revisión incompleta e inconexa en la historia de la evolución geomorfológica de las zonas aledañas a la costa. El contraste de resultados subaéreos y submarinos lleva a establecer una historia más completa del alzamiento y deformación superficial (Wesson *et al.* 2015; Melnick, 2016; González-Alfaro *et al.*, 2018), esto más que todo debido a los importantes cambios eustáticos generados durante el Cuaternario.

En este trabajo utilizamos perfiles acústicos de reflexión sísmica, datos de elevación topográfica adquiridos mediante GPS diferencial, perfiles trigonométricos topográficos, junto a modelos de elevación digital con el fin de caracterizar la deformación superficial, tanto subaérea como submarina, en el bloque colgante de la Falla Mejillones (FM) y Sistema de Fallas Mejillones (SFM) y al Sistema de Fallas Mejillones (SFM) localizada en la parte norte de la Península de Mejillones (PM) (**Figura 47**). La geometría tipo tijera que exhibe la FM, la cual afecta de manera particular el basculamiento de su bloque colgante; las tasas de alzamiento de la península y de deslizamiento en la FM, que parecen estar sincronizadas en el tiempo; y la presencia de colapsos gravitacionales en el quiebre de la plataforma continental, indican que las estructuras presentes en el área de estudio afectan en primer orden su evolución geomorfológica. El *tip point* correspondiente al extremo norte del SFM se traslapa con una gran falla normal. Esta superposición de dos sistemas de fallas correspondería a dos dominios

tectónicos que han evolucionado por procesos diferentes, el SFM y Falla Punta Yayes (FPY) los cuales se activarían en el largo plazo por procesos de alzamiento y subsidencia, respectivamente. Además, este traslape posiblemente estaría vinculado a cambios en la mecánica que afecta al contacto de interplacas.

### 4.3 Marco geológico, geomorfológico y tectónico

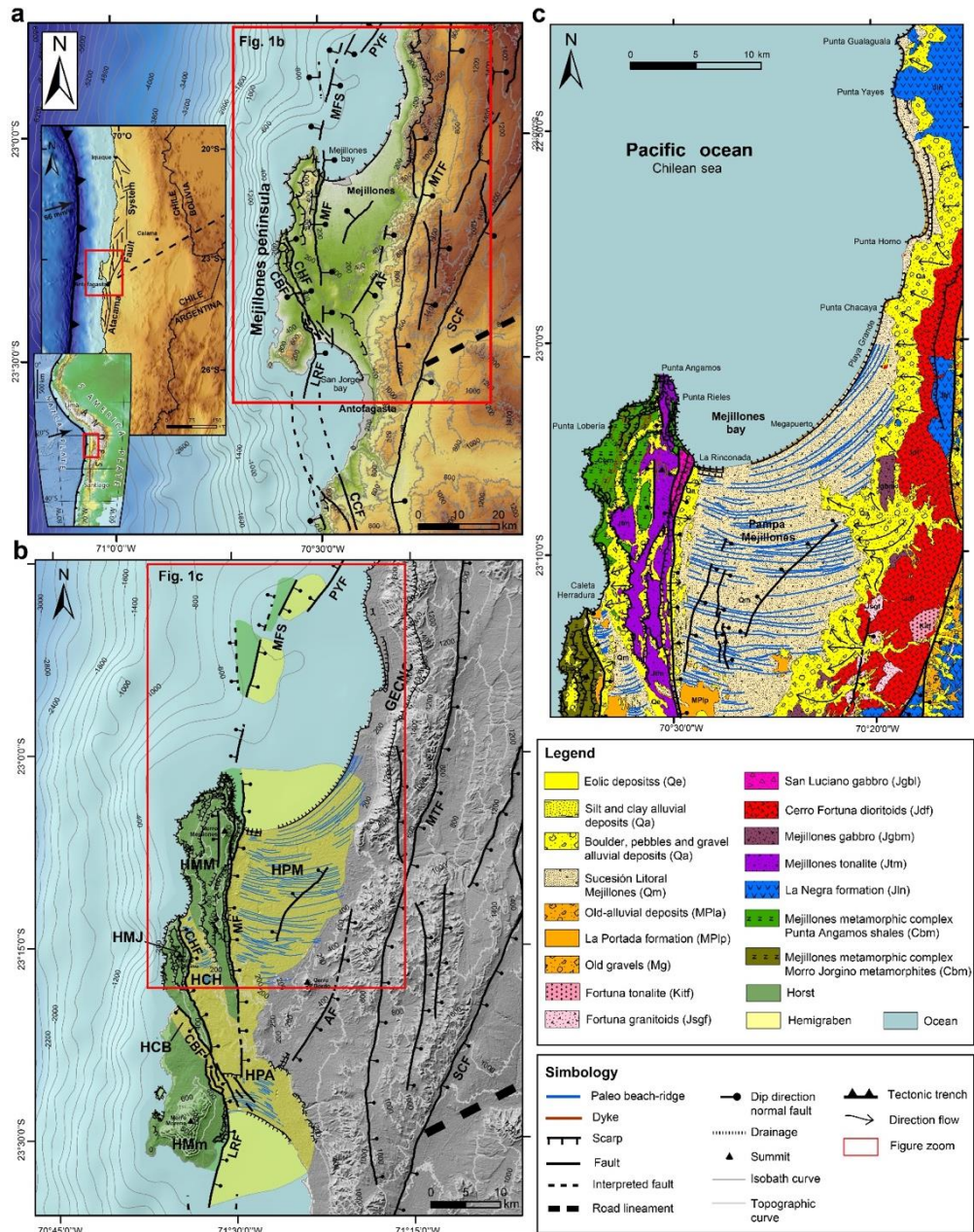
La PM está ubicada en el margen activo del antearco de los Andes Centrales, al extremo sur del *gap* sísmico del segmento del año 1877 (Kausel, 1986; Comte y Pardo, 1991; Lomnitz, 2004; Chlieh *et al.*, 2011), en donde la placa de Nazca subducta debajo de la placa sudamericana a 66 mm/yr (Angermann *et al.*, 1999; **Figura 47**). Esta península es un rasgo morfoestructural simétrico, la cual interrumpe la dirección N-S de la costa del norte de Chile, siendo uno de los objetos geológicos costeros localizados más cercanos a la fosa tectónica chilena (**Figura 47**). El paisaje de la PM está conformado por *horst* y *hemigraben* limitados por fallas normales con una orientación aproximada N-S de manteos 70°–75° hacia el este (Niemeyer *et al.*, 1996; González *et al.*, 2003; Marquardt, 2005; Cortés *et al.*, 2012; **Figura 47**). Estas fallas forman parte de un conjunto de ramificaciones estructurales más antiguas (Jurásico-Cretácico), las cuales han sido reactivadas durante el Cuaternario, y que se conocen como Sistema de Fallas Atacama (SFA; Scheuber *et al.*, 1995; Scheuber y González, 1999). Sistema que configura el relieve de la Cordillera de la Costa a través de altos topográficos y cuencas intra-montañas, delimitando el borde oriental entre ésta y la Depresión Central del norte de Chile (**Figura 47**).

Al norte de la PM, los afloramientos corresponden a rocas de metamorfismo regional y de contacto del Cámbrico y Jurásico-Cretácico Inferior, respectivamente (Complejo Metamórfico Mejillones; Cortés *et al.*, 2007); rocas intrusivas jurásicas (Tonalita Mejillones y Gabro San Luciano), intruidas por diques basálticos (Cortés *et al.*, 2007); junto a depósitos sedimentarios semiconsolidados neógenos de ambiente de plataforma continental somera (Formación La Portada; Ferraris Di Biase, 1978; Cortés *et al.*, 2007), pleistocenos de ambiente sublitoral-litoral (Sucesión Litoral Mejillones; Cortés *et al.*, 2007), y holocenos de ambiente aluvial y eólico (Ferraris Di Biase, 1978; Cortés *et al.*, 2007). Las rocas metamórficas e intrusivas afloran en el *horst* Morro Mejillones (**Figura 47**). Los afloramientos de la Formación La Portada en Pampa Mejillones se localizan a lo largo de la costa de la Bahía Mejillones (**Figura 47**), los cuales se encuentran cubiertos por depósitos litorales-sublitorales en discordancia angular. En esta parte de la PM, la Formación La Portada corresponde a depósitos de margas y limo-arenoso calcáreos, con un espesor máximo de aproximadamente 750 m (Maringue *et al.*, 2018), y con facies neríticas y pelágicas correspondientes a un entorno de cuenca de plataforma marina poco profunda y protegida (Cortés *et al.*, 2007); mientras que los depósitos litorales y sublitorales distribuidos a lo largo y ancho del *hemi-graben* Pampa Mejillones, corresponden a coquinas, cantos rodados, gravas y arenas semi y no consolidadas (Cortés *et al.*, 2007), con abundantes conchas marinas pertenecientes a facies marinas costeras y costeras inferiores que presentan una estratigrafía secuencial o *system tracts* que responden a ciclos transgresivos y regresivos (Cantalamesa *et al.*, 2006), con un espesor de hasta 10 m (Cortés *et al.*, 2007). Estos depósitos litorales y sublitorales son infrecuentes en el *horst* Morro Mejillones (Cortés *et al.*, 2007).

Los rasgos morfoestructurales mayores que conforman la PM son los *horst* de Morro Moreno, Morro Jorgino y Morro Mejillones, y los *hemigraben* Pampa Aeropuerto, Caleta Herradura y Pampa Mejillones (**Figura 47**). Las unidades geomorfológicas presentes en estos rasgos mayores corresponden a terrazas de abrasión marinas y paleo-cordones litorales dispuestas subparalelas a la costa actual, localizadas en los *horst* y *hemigraben*, respectivamente. Estos últimos evidencian el alzamiento a la que ha sido sometida la PM durante el Pleistoceno medio-Superior (Armijo y Thiele, 1990; Ortlieb *et al.*, 1996; Niemeyer *et al.*, 1996; Marquardt, 2005; Victor *et al.*, 2011; **Figura 47**). A lo largo de la costa de la Bahía Mejillones, un acantilado costero conspicuo de aproximadamente 10–22 m de altura es la unidad geomorfológica principal localizada en la costa del *hemigraben* Pampa Mejillones, el cual probablemente se formó durante la estabilización global del nivel del mar a partir de ~7 ka (González-Alfaro *et al.*, 2018; **Figura 47**).

Las estructuras más relevantes presentes en la PM son las fallas La Rinconada, Caleta Bandurrias, Caleta Herradura y Mejillones (**Figura 47**). La FM es una de las fallas normales activas más sobresalientes en esta península, la cual actúa como límite estructural entre el *horst* Morro Mejillones y el *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 47**). Esta falla tiene una traza de 30 km de largo, con un desplazamiento moderado representado por una tasa de deslizamiento localmente estimada en  $0,61 \pm 0,26$  m/kyr entre ~35 ka hasta ~3,3 ka y un periodo de recurrencia de  $5 \pm 3,5$  kyr para terremotos de  $M_w \sim 7$  (Cortés *et al.*, 2012). La presencia de este dominio tectónico extensional en la placa superior de la zona de subducción del norte de Chile ha sido materia de discusión. Se han propuesto diferentes hipótesis para explicar los posibles mecanismos y procesos involucrados en la formación de estructuras extensionales, tales como: cordilleras y montes submarinos subductados, erosión basal tectónica del margen continental, *underplating* tectónico, extensión cosísmica permanente de la corteza superior, somerización del Moho continental a lo largo del contacto de interplacas, flexura de la corteza superior y acortamiento permanente de la corteza inferior, entre otros (Arabasz, 1971; Armijo y Thiele, 1990; Hartley y Jolley, 1995; Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis y otros, 1998; González *et al.*, 2003; von-Huene y Ranero, 2003; Allmendinger y González, 2010; Cortés-Aranda *et al.*, 2015; Melnick, 2016; González-Alfaro *et al.*, 2018). Además, la PM ha sido propuesta como una barrera sísmica para la propagación de rupturas de terremotos de subducción, los que se nuclean tanto al norte como al sur de la misma (Ruegg *et al.*, 1996; Chlieh *et al.*, 2004), siendo un límite en la segmentación tectónica (Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Victor *et al.*, 2011). El acoplamiento de las placas debajo de la PM sería parcial, por lo que actuaría como una zona de intersegmento tectónico (Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Metois *et al.*, 2013).





**Figura 47. Mapas mostrando el contexto tectónico, geomorfológico y geológico del área de estudio. a) La Península de Mejillones corresponde a un gran rasgo morfoestructural subaéreo y anómalo, el cual se encuentra más cercano a la fosa tectónica (75 km) que cualquier otro rasgo costero localizado en el margen continental del norte grande de Chile, en donde la placa de Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana. Las presentes en la Península de Mejillones, y alrededores, presentan cinemática normal en su totalidad y corresponden a estructuras heredadas correspondientes al Sistema de Fallas Atacama. MF: Falla Mejillones; MFS: Sistema de Fallas Mejillones; PYF: Falla Punta Yayas; CHF: Falla Caleta Herradura; CBF: Falla Caleta Bandurrias; LRF: Falla La Rinconada; FA: Falla Aeropuerto; MTF: Falla Mititus; SCF: Falla Salar del Carmen. b) Este gran rasgo morfoestructural se encuentra constituido por rasgos morfoestructurales supeditados a éste correspondientes a *horst* y *hemigraben*, tanto subaéreos como submarinos. Se puede notar que el desarrollo de terrazas de abrasión marina, delimitadas por escarpes, ocurre preferentemente sobre la superficie de los *horst*; mientras que los paleo-cordones litorales sobre la superficie de los *hemigraben*. HMM: Horst Morro Mejillones; HMJ: Horst Morro Jorgino; Hm: Horst Morro Moreno; HPM: Hemigraben Pampa Mejillones; HCH: Hemigraben Caleta Herradura; HCB: Hemigraben Caleta Bandurrias; HPA: Hemigraben Pampa Aeropuerto. c) Las unidades geológicas más antiguas reconocidas en la Península de Mejillones, correspondientes a complejos metamórficos del Paleozoico, se encuentran presentes en los *horst*; mientras que las unidades geológicas más jóvenes, en su mayoría correspondientes a depósitos litorales del Pleistoceno, se encuentran presentes en los *hemigraben*. Mapa geológico modificado a partir de la Carta Geológica de Mejillones, con una escala de mapeo 1:100.000 (SERNAGEOMIN; Cortés et al., 2007).**

## 4.4 Métodos

Una serie de campañas para la adquisición de datos geodésicos, topográficos, marinos y de campo fueron realizados en el área de estudio. Posteriormente, los datos crudos que fueron obtenidos se filtraron, procesaron y analizaron en gabinete a través de diferentes herramientas digitales.

### 4.4.1 Adquisición de datos a partir de los perfiladores acústicos Bathy 2000 y 2010

A partir de las tesis de magíster y pregrado de Becerra (2007) y González (2013), respectivamente, se obtuvieron un total de 84 perfiles de reflexión sísmica en la Bahía Mejillones y la parte más septentrional de la plataforma continental de la PM, los cuales se realizaron con el fin de caracterizar la batimetría, relleno sedimentario, geomorfología y estructuras presentes en el fondo y subsuelo marino (**Figura 47**). Los perfiles sísmicos se adquirieron mediante el uso de dos perfiladores acústicos submarinos: Bathy 2000 (12 kHz; Becerra, 2007) y Bathy 2010 (3,5 kHz; González, 2013), de SyQwest Inc.

Los sistemas Bathy 2000 y 2010 proveen batimetría de alta resolución y tienen la capacidad de reconocer substrato del fondo marino en mares poco profundos y lagos. El Sistema Bathy 2010 tiene componentes individuales que han sido diseñados para enfatizar la eficiencia y flexibilidad de éste. En este caso, la sonda acústica fue calibrada con un TR-109, el cual es un transductor de baja frecuencia idóneo para aplicaciones batimétricas y perfilamiento del substrato. Este transductor es calibrado a un nivel de poder máximo de 600 W, con una adquisición de datos a 3,5 kHz. A esta frecuencia el perfilador acústico Bathy 2010 tiene la capacidad de penetrar más profundo en el substrato, con respecto al perfilador Bathy 2000 que trabaja a 12 kHz, pero con menos detalle en los reflectores obtenidos. La mayor capacidad penetrativa de Bathy 2010 es necesaria para complementar las observaciones de grandes estructuras presentes en el substrato neógeno semiconsolidado de la Bahía Mejillones, en donde las ondas no penetran más allá de 50 m de profundidad a partir del fondo marino.

Previo a la adquisición de datos, los ecosondas Bathy fueron conectadas mediante cables eléctricos a la CPU integrada dentro del sistema operativo, la cual funciona como centro de mando y control, en donde la señal de los datos llega en tiempo real a la pantalla de ésta. El computador tiene integrado el *software* Bathy en el cual es posible observar y modificar las propiedades en la configuración de los datos. Antes de comenzar con la adquisición de los datos es necesario que el sistema se conecte a un GPS externo, estableciendo la proyección UTM en el datum de sistema de referencias WGS84 19S. Durante las campañas marítimas las rutas de navegación fueron orientados preferentemente en direcciones E-O, NO-SE y NE-SO, con el fin de favorecer la observación de escarpes a lo largo de las trazas de fallas con orientación N-S, siguiendo la prolongación norte de la FM (**Figuras 47**). Además, siempre se mantuvo una velocidad de navegación menor a 5–10 nudos, ya que a mayor velocidad los perfiles sísmicos pierden resolución en la penetración del substrato. Después de realizadas las campañas marítimas, en gabinete, los perfiles de reflexión sísmica obtenidos en sus extensiones .SEG y .OCD, fueron escalados y analizados a través del software SonarWiz para así poder realizar una correcta interpretación de la batimetría, rasgos submarinos y

estructuras observadas.

#### 4.4.2 Perfiles trigonométricos ortogonales a la costa

Para determinar la altura y quiebres en la pendiente del escarpe costero de la Bahía Mejillones, realizamos perfiles topográficos trigonométricos perpendiculares a la costa entre Playa Grande y La Rinconada, los cuales arrojaron estimaciones precisas de las altitudes (con errores del orden de decenas de milímetros), junto con la topografía litoral con respecto a la posición del nivel medio del mar (MSL) actual en el área de estudio. En general, los procesos de nivelación están destinados a medir la distancia vertical entre un punto en la superficie de la Tierra y un punto de referencia. Esta distancia es llamada *high level*. Normalmente, los puntos de referencia son el MSL. En la preparación de estos perfiles determinamos el MSL usando el método *clock tide* tomado de la base de datos del SHOA<sup>3</sup>, correspondiente al año 2012.

#### 4.4.3 Generación de perfiles *swath*

Con el fin de caracterizar rasgos geomorfológicos y quiebres en la pendiente de la superficie subaérea y submarina del área de estudio, se realizaron perfiles *swath* a lo largo de la cara del escarpe de la FM y en la superficie de la Pampa Mejillones y la plataforma continental de la PM, los cuales se orientaron en direcciones preferenciales N-S y E-O. Para la obtención de los perfiles *swath* se usaron dos modelos: un Modelo de Elevación Digital (DEM) Alos Palsar de 12,5x12,5 m de alta resolución, correspondiente a la base de datos de la NASA y obtenido desde la página de imágenes satelitales del USGS, para el análisis de la cara del escarpe de la FM; y el DEM de 10x10 m de tamaño de pixel generado a partir de la adquisición de nuestros datos GPS y batimétricos, para el análisis de la Pampa Mejillones y plataforma continental.

Los perfiles *swath* fueron realizados a partir de la interfaz gráfica de usuario de Matlab® (GUI) TerraceM (Jara-Muñoz *et al.*, 2016). La capacidad de la GUI para procesar los datos del DEM depende de la relación entre la resolución del DEM y el ancho del perfil *swath*; para el caso de nuestro DEM la relación pixel-ancho fue de casi 50 veces (perfiles de 500 m de ancho). Para el caso del DEM satelital Alos Palsar, el ancho de los perfiles *swath* fue de hasta 1 km de ancho. Todos los perfiles *swath* se acompañan de un perfil de pendientes de la superficie.

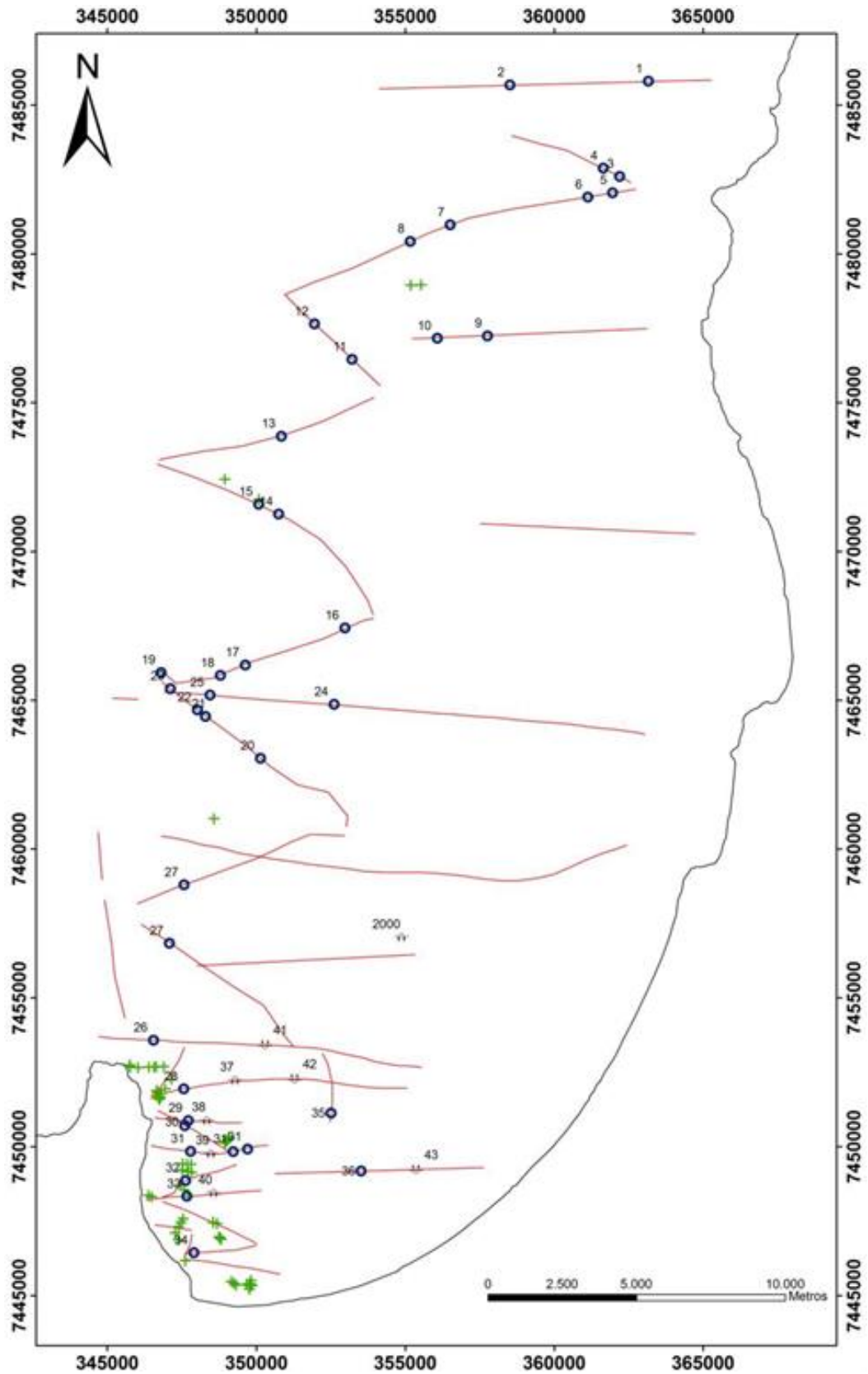
#### 4.4.4 Cartografía de estructuras submarinas

La cartografía de las estructuras presentes en la Bahía Mejillones se realizó a partir de su reconocimiento en los perfiles sísmicos de reflexión siguiendo, en un principio, el comienzo de la prolongación submarina de la FM, la cual se proyecta hacia el norte desde el sector La Rinconada, bordeando el límite occidental de la Bahía Mejillones (**Figura 48**). Al norte de la Bahía Mejillones la FM pierde la continuidad en su traza y se subdivide en una serie de segmentos, los cuales fueron barridos con rutas de navegación de

---

<sup>3</sup> [Http://www.shoa.cl](http://www.shoa.cl) Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile

orientación NO-SE, NE-SO y E-O. Las rutas de navegación se realizaron a una velocidad de 5 nudos, ya que a una velocidad inferior la señal se satura y a una mayor la señal se vuelve muy débil.



**Figura 48. Representación en superficie de las estructuras reconocidas a partir de los perfiles de reflexión sísmica. Los círculos azules corresponden a las estructuras reconocidas mediante el perfilador acústico Bathy 2010 (3,5 kHz) y las cruces verdes a las reconocidas mediante Bathy 2000 (12 kHz).**

A partir de los perfiles se reconocieron abruptos quiebres en la pendiente de la superficie batimétrica y deformación de los reflectores que constituyen el substrato submarino de la plataforma continental. Las trazas de los perfiles sísmicos se proyectaron en planta mediante el *software* ArcGIS® v.10.3, y en cada uno de estos se marcó con vectoriales de puntos (*shapefiles*) la posición de las estructuras reconocidas (**Figura 48**). Una vez ubicadas las diferentes estructuras a lo largo de las trazas de los perfiles, se procedió a correlacionarlos de acuerdo a los reflectores dislocados y deformados, y a las orientaciones preferentes que se generaron al momento de unir cada uno de los rasgos estructurales para formar una sola gran estructura conspicua y coherente en superficie.

La determinación del desplazamiento relativo de las dislocaciones generadas por las fallas submarinas y sus direcciones de manto se determinaron mediante la posición vertical de bloques alzados y deprimidos, así como la presencia de estratos de crecimiento, estructuras semidúctiles, límites de cuencas, remociones en masa y planos de falla afectando al substrato acústico.

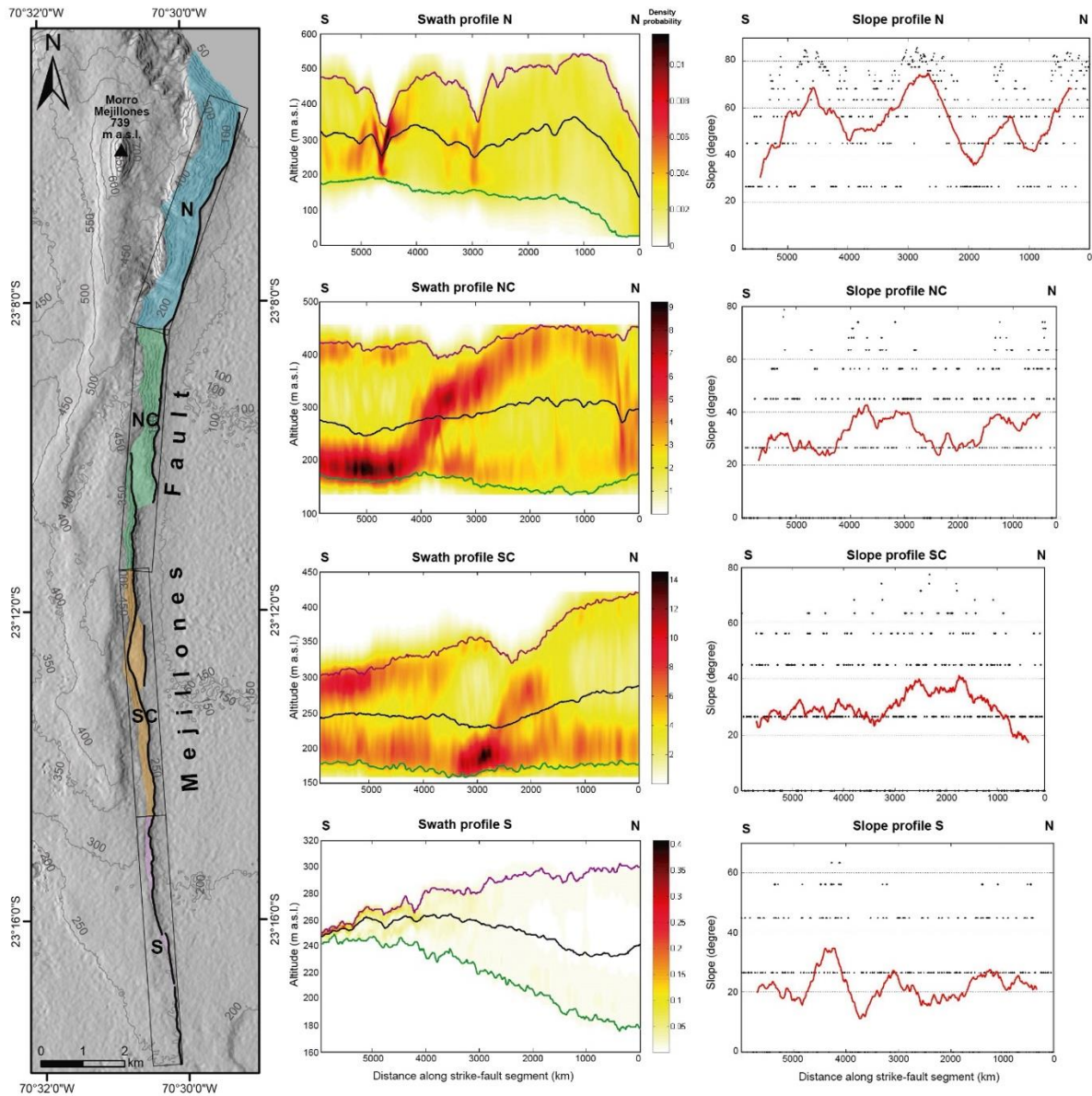
## 4.5 Resultados e interpretación

Los resultados se presentan comenzando por las observaciones subaérea, a partir de las cuales se analiza el escarpe de la FM y la deformación superficial de su bloque colgante, junto con el desplazamiento vertical acumulado de la FM a lo largo de su traza. Por otro lado, se revisa la topografía del escarpe costero de la Bahía de Mejillones, terminando con la descripción, análisis del fondo marino y el substrato de la plataforma continental sumergida.

### 4.5.1 Asimetría en la geomorfología del escarpe de la Falla Mejillones

El escarpe moderno de la FM se encuentra construido sobre depósitos aluviales, los cuales tienen una edad de 35–45 ka (Marquardt, 2005; Cortés *et al.*, 2012), y presentan un salto vertical de 20 m (Marquardt, 2005; Cortés *et al.*, 2012; González-Alfaro *et al.*, 2018). Para efectos de este apartado se considerará como escarpe de la FM a todo el salto vertical acumulado que ha sido generado a lo largo de la falla, el cual representa al frente de montaña oriental del bloque alzado correspondiente al *horst* Morro Mejillones (**Figura 49**).





**Figura 49.** A la izquierda se observa la segmentación N-S del escarpe de la Falla Mejillones en cuatro partes iguales; las diferentes áreas coloreadas representan la cara del escarpe en los distintos segmentos. Al centro se muestran los perfiles *swath* para cada segmento del escarpe de la Falla Mejillones; las máximas alturas topográficas son representadas por curvas de color púrpura, las mínimas alturas topográficas por curvas de color verde y las alturas topográficas medias por curvas de color negro. A la derecha se exponen los perfiles de pendiente para cada segmento, siendo los puntos negros los datos de pendiente y las líneas rojas la media de los datos de pendiente.

El escarpe de la FM evidencia una asimetría aparente a lo largo de su traza, cuya topografía parece aumentar de forma sistemática de sur a norte (**Figura 49**). Para de cuantificar esta observación se procedió a subdividir el escarpe en segmentos de igual longitud, a lo largo de sus 22 km de traza. Si bien la traza de la FM podría continuar más hacia el sur con un escarpe inferior a 5 m de altura, su altura ya estaría dentro del rango de error que arroja la resolución vertical del DEM Alos Palsar; además, para efectos de la escala de trabajo, la presencia de un escarpe más pequeño hacia el sur no es relevante para el desarrollo de este análisis.

Para lograr observar cambios a lo largo de la traza de la FM se realizó una descripción



e interpretación sectorizada del escarpe acumulado de la FM, el cual se subdividió en cuatro segmentos de igual longitud (5,5 km) y anchos que variaron de acuerdo a la extensión de la cara del escarpe acumulado para cada uno de estos, los cuales se usaron para generar los perfiles *swath*. Además, las relaciones entre largo-ancho y cantidad máxima de píxeles que debían estar presentes en el perfil *swath*, no permitían perfiles más largos o cortos para que el código pudiera correr. Aun así, la subdivisión en 4 segmentos se consideró óptima (ni muy grandes ni muy pequeños) para la escala de la FM, y así lograr observar los cambios que se producen a lo largo de ésta. De norte a sur los perfiles se denominaron: perfil *swath* norte (N), perfil *swath* centro-norte (NC), perfil *swath* centro-sur (SC) y perfil *swath* sur (S), como se observa en la **Figura 49**. El escarpe del segmento N se constituye en gran parte sobre un *stock* intrusivo de composición gábrica correspondiente al Gabro San Luciano (**Figura 47**). Los segmentos NC y SC se constituyen en gran parte sobre rocas intrusivas de composición tonalítica de biotita correspondiente a la Tonalita Mejillones; no obstante, la parte inferior del escarpe correspondiente a la porción centro-norte del segmento SC se constituye en gran parte sobre depósitos aluviales del Cuaternario tardío (Cortés *et al.*, 2007; **Figura 47**). El segmento S si bien está constituido en gran parte sobre la Tonalita Mejillones, el cual presenta algunos sectores en que afecta depósitos aluviales (**Figuras 47**). Todos los segmentos en los sectores ubicados al pie del frente de montaña tienen su escarpe constituido sobre depósitos aluviales del Cuaternario tardío (**Figura 47**).

En la parte norte de la traza de la FM se ubica el perfil *swath* N (**Figura 49**), en el cual se observa la mayor altura de la cara del escarpe a lo largo de la traza, alcanzando hasta 400 m en su parte norte y disminuye gradualmente hacia el sur hasta alcanzar 300 m. En la parte más septentrional del perfil *swath* N se observa una brusca caída en la topografía debido a la cercanía con la línea de costa. Los sectores con una alta densidad en los datos del perfil *swath* N corresponden a incisiones de quebradas mayores que disectan la cara del escarpe, las cuales se reflejan en las curvas de topografía máxima y media (**Figura 49**). En el perfil de pendientes N, las pendientes del escarpe presentan una media que oscila entre 30–70°, con valores máximos subverticales de hasta 85° (**Figura 49**). La distribución escalonada de algunas poblaciones de datos en el perfil de pendientes N, y en el resto de perfiles de pendientes, puede deberse a las variaciones de pendiente a diferentes alturas debido a la naturaleza de facetas triangulares que presenta el escarpe (**Figura 49**). En la parte centro-norte se ubica el perfil *swath* NC en donde la cara del escarpe presenta 280 m en su parte más septentrional, manteniéndose dicha altura casi constante y sin mayores variaciones a lo largo del perfil, las cuales alcanzan hasta 260 m en su parte más meridional (**Figura 49**). Las densidades de probabilidad más altas para el perfil *swath* NC exhiben una particular distribución en forma sigmoidal en su parte centro-sur que geomorfológicamente se interpretan como una rampa de relevo que conecta los extremos de dos ramas de la FM que se sobrelapan en dicho sector (**Figura 49**). El perfil de pendientes NC muestra una notable reducción en las pendientes medias, comparada con las del perfil de pendientes N, arrojando valores de 20–40°, y pendientes máximas menores a 80° (**Figura 49**). En la parte centro-sur se localiza el perfil *swath* SC, el cual presenta una altura de la cara del escarpe de 250 m en su sector más septentrional y que hacia al sur comienza a disminuir de forma abrupta hasta alcanzar uno 125 m de altura (**Figura 49**). Al centro y en la parte inferior del perfil *swath* SC se observa una alta densidad de probabilidad de los datos, lo que se interpreta como una segunda rama más pequeña de la FM que se desconecta de la traza principal, para cortar depósitos aluviales (**Figura 49**). Las pendientes máximas y medias del perfil de pendientes SC son

bastante similares a las que muestra el perfil de pendientes NC (**Figura 49**). El perfil *swath* S, en su parte más septentrional, presenta una altura en la cara de su escarpe de 120 m la cual disminuye rápidamente hacia el sur hasta alcanzar alturas no mayores a 10 m (**Figura 49**). La baja densidad de probabilidad en los datos del perfil *swath* S estaría evidenciando que la cara del escarpe en este segmento es bastante homogénea comparado con el resto de perfiles, los cuales presentan mayores irregularidades topográficas (**Figura 49**). El perfil de pendientes S muestra las pendientes medias y máximas más bajas, con 10–35° y no mayores a 60°, respectivamente (**Figura 49**). El área total de la superficie de la cara del escarpe de la FM es de 10,30 km<sup>2</sup>, siendo el segmento N el que contiene casi la mitad del área total con un 47%.

Es esperable que la pendiente de un escarpe de falla tenga una evolución similar ante similares condiciones geológicas, como la dureza asociada a la litología y el roigen tectónico, tal como ocurre en el caso de la FM. La disminución de la pendiente de un escarpe de falla y su retroceso aumenta con el paso del tiempo, que es acentuado en condiciones climáticas más húmedas; esta disminución se cuantifica mediante la estimación de sus tasas de difusión (Hanks *et al.*, 1984; Pierce y Colman, 1986). Los frentes de montaña presentan en general mayores alturas, pendientes más abruptas, mayor presencia de incisiones profundas y colgadas respecto al nivel base, y bases más rectilíneas en fallas con disposición vertical bordeando su piedemonte presentan tasas de movimiento más rápidas, comparadas con las fallas que presentan tasas de movimiento más lentas y que limitan frentes de montaña con alturas menores, pendientes más suaves y bases más sinuosas (Bull, 2007). A partir de esto último, nuestros resultados demuestran que la parte norte de la FM habría tenido un desplazamiento mayor, más rápido que su parte sur a lo largo del tiempo.

#### 4.5.2 Análisis morfométrico del *hemigraben* Pampa Mejillones

##### 4.5.2.1 Basculamiento de paleo-cordones litorales y desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejillones

En Pampa Mejillones se disponen cordones litorales con orientación preferencial E-O, los cuales se deflectan acentuadamente hacia el noreste en la parte más nororiental de la pampa (**Figura 50**). Los paleo-cordones litorales son rasgos morfoestratigráficos que se forman cercanos al nivel del mar, los cuales se deben a procesos de acumulación de material grueso retrabajado por la acción de la rompiente de las olas de alta marea (Ortlieb *et al.*, 1996a; Cantalamessa *et al.*, 2007). La abundante presencia y excelente preservación de estos paleo-cordones litorales en la Pampa Mejillones, revela la casi nula erosión que han sufrido a lo largo del tiempo, lo que los convierte en objetos geológicos ideales para llevar a cabo análisis de deformaciones superficiales. Es por esto que estos rasgos fueron usados como base primordial para la cuantificación de la deformación del *hemigraben* Pampa Mejillones. Para tales efectos, se usaron los mapeos realizados por Cortés *et al.* (2007) en la Carta Mejillones del SERNAGEOMIN (Cortés *et al.*, 2007), los cuales se complementaron con observaciones hechas a través de imágenes satelitales en Google Earth Pro®. Además, se reconocieron y mapearon truncaciones mayores entre paleo-cordones litorales, denominados para este trabajo como “*scars*”. En total se reconocieron 6 *scars* que se orientan preferencialmente en dirección E-O y se distribuyen mayormente en la parte centro-sur del *hemigraben* de la Pampa Mejillones (**Figura 50**).

Para analizar la deformación superficial de forma sistemática se decidió subdividir el *hemigraben* Pampa Mejillones en cuatro zonas: norte (N), centro-norte (NC), centro-sur (SC) y sur (S; **Figura 50**), las cuales se separaron de tal manera que sus límites quedaran a la altura de las latitudes de las subdivisiones hechas para el escarpe acumulado de la FM, visto en el apartado anterior (**Figura 49**). Los datos topográficos de los paleo-cordones litorales se distribuyeron en gráficos de altura vs. longitud como se observa en la **Figura 50**. Como primera observación a partir de estos gráficos, se evidencia que la mayoría de los paleo-cordones litorales se encuentran inclinados hacia el oeste, lo que se interpreta como el resultado del desplazamiento de la FM que genera el basculamiento del bloque colgante (**Figura 50**). El límite del basculamiento del bloque colgante (línea roja segmentada en mapa: **Figura 50**), afectado por la falla, se determinó a partir de los paleo-cordones litorales en los cuales se observó una importante inflexión o punto de quiebre en su pendiente, que delimita la zona del *hemigraben* Pampa Mejillones que está basculada con una zona del bloque colgante en donde el paleo-cordón litoral no presenta basculamiento hacia la FM o simplemente mantiene una altura relativamente estable (para la escala de trabajo) y sin mayores cambios (**Figura 50**).

Para cada zona de paleo-cordones litorales (N, NC, SC y S) se obtuvo su correspondiente regresión lineal, la cual arrojó la pendiente y desplazamiento vertical de la superficie de la Pampa Mejillones que ha sido afectada por los movimientos de la FM durante el Pleistoceno, observándose un aumento de la pendiente y desplazamiento vertical acumulado de ésta hacia el norte (**Figura 50**). No obstante, la pendiente obtenida a partir de la regresión lineal no sería un dato completamente representativo para cada zona, ya que ésta estaría siendo afectada por la presencia de múltiples estructuras secundarias presentes en el *hemigraben* Pampa Mejillones, las cuales estarían perturbando la topografía y, por ende, pendiente de la pampa (**Figura 50**). Esto último se cuantifica matemáticamente a través del cuadrado del coeficiente de correlación lineal de Pearson, conocido como coeficiente de determinación ( $R^2$ ), obtenido para cada regresión lineal simple, el cual se interpreta como una mayor dispersión aleatoria de los datos con respecto a la línea de tendencia debido a una mayor desigualdad topográfica de los paleo-cordones litorales en su basculamiento hacia el oeste, resultando en valores más cercanos a cero. Es así como, por ejemplo, el  $R^2$  de menor valor se observa en la zona S debido a la presencia de una mayor desigualdad topográfica en el basculamiento de los paleo-cordones litorales, debido a la erosión de una gran parte de estos por la presencia de la cuenca del Tiburón, además de la presencia de fallas antitéticas que deforman la superficie e interrumpen la tendencia lineal del basculamiento (**Figura 50**); en cambio, el  $R^2$  de mayor valor se observa en la zona NC, en donde los paleo-cordones litorales presentan un basculamiento hacia el oeste casi continuo y sin mayores perturbaciones en su topografía, comparada con los perfiles de las otras zonas (**Figura 50**).

Debido a que el desplazamiento vertical acumulado de la línea de tendencia de la regresión lineal de los datos no es del todo representativo para cada zona, por la presencia de estructuras que generan perturbaciones en la topografía, las cuales podrían subestimar o sobrestimar el desplazamiento, se optó por considerar el menor y mayor desplazamiento vertical acumulado de los paleo-cordones litorales presentes en cada zona. Es así como para cada zona el paleo-cordón litoral con el menor desplazamiento vertical acumulado se encuentra en la parte más meridional, y el con el mayor

desplazamiento en la parte más septentrional, por lo que se estimó un desplazamiento vertical acumulado mínimo, máximo y promedio para cada zona. Para el desplazamiento vertical promedio de cada gráfico no se usaron todos los paleo-cordones litorales, sino que se utilizaron sólo los que presentaban las mayores continuidades a lo ancho del *hemigraben* Pampa Mejillones o los que no presentaban mayores continuidades, pero eran fácilmente correlacionables con los paleo-cordones litorales que se localizaban dentro de una misma tendencia latitudinal. En las zonas de paleo-cordones litorales se observa que el desplazamiento vertical promedio se incrementa desde el sur hacia el N; además, para cada una de las zonas se observa un aumento gradual y sistemático del desplazamiento vertical mínimo a máximo, desde la parte más meridional a la más septentrional, respectivamente, para cada una de las zonas (**Figura 50**).

La zona S es la que presenta los paleo-cordones litorales localizados a mayor altura y con las edades más antiguas, en donde se ha reportado una edad máxima de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidina, obtenida a partir de un nivel de ceniza intercalada en los depósitos litorales, de  $790 \pm 30$  ka (Marquardt *et al.*, 2005; **Figura 50**). Esta zona presenta los paleo-cordones litorales con la menor extensión lateral y con una inclinación de la superficie prácticamente subhorizontal de  $0,01^\circ$  hacia el oeste; además, presenta los menores desplazamientos verticales acumulados de la FM, siendo el desplazamiento vertical promedio de  $14,93 \pm 4$  m, el mínimo de  $7,57 \pm 4$  m en su extremo meridional y el máximo de  $23,05 \pm 4$  m en su extremo septentrional (**Figura 50**). En la parte sur de la zona S se produce una abrupta e importante extensión en el ancho del área de deformación superficial del *hemigraben* Pampa Mejillones. En la zona SC se observan fuertes quiebres en los paleo-cordones litorales, lo cual se debe a la acción de una serie de fallas secundarias sintéticas y antitéticas, destacando la Falla Pampa Mejillones; y con respecto a la zona S, se producen un aumento significativo en la inclinación de la pendiente de  $0,12^\circ$  hacia el oeste (**Figura 50**). Los desplazamientos verticales acumulados aumentan con respecto a la zona S, siendo el desplazamiento promedio de  $47,07 \pm 4$  m, el mínimo de  $33,77 \pm 4$  m en su parte más meridional y el máximo de  $61,14 \pm 4$  m en su parte más septentrional (**Figura 50**). Es en la parte más septentrional de esta zona en donde se produce una de las mayores inclinaciones hacia el oeste del *hemigraben* Pampa Mejillones con  $0,28^\circ$  (**Figura 50**). Este último sector, que marca el límite entre la zona SC y NC, concuerda con un abrupto incremento en la altura de la cara del escarpe visto en el perfil *swath* SC (**Figura 49**). En la zona NC se observa una mayor tendencia al subparalelismo entre los paleo-cordones litorales, lo que podría estar evidenciando un aumento gradual en el desplazamiento vertical acumulado desde su parte meridional hasta la septentrional, y sin tantos quiebres producto de la presencia de estructuras secundarias, con respecto a las zonas de paleo-cordones litorales mencionadas anteriormente (**Figura 50**). En esta zona el desplazamiento vertical acumulado promedio es de  $52,75 \pm 4$  m, el mínimo de  $48,16 \pm 4$  m en su parte más meridional y el máximo de  $59,19 \pm 4$  en su parte más septentrional; la pendiente hacia el oeste de la superficie del *hemigraben* Pampa Mejillones es de  $0,23^\circ$ , lo cual representa una disminución de la inclinación respecto a la medida localizada inmediatamente al sur de ésta (**Figura 50**). Esta disminución en la inclinación hacia el oeste de la Pampa Mejillones concuerda con la rampa de relevo vista en el apartado anterior (**Figura 49**). La zona de paleo-cordones litorales N es la más extensa, ya que los paleo-cordones litorales se deflectan hacia el noreste, más allá de los límites del istmo de la PM, siendo el sector noreste de esta zona en donde el límite del basculamiento del *hemigraben* Pampa Mejillones interrumpe su orientación preferencial NNE-SSO para combarse en dirección el NO-SE e irrumpir mar

adentro (**Figura 50**). Esta zona presenta la mayor inclinación hacia el oeste del *hemigraben* Pampa Mejillones con  $0,30^\circ$ , considerando que en esta zona se encuentran los paleo-cordones litorales más jóvenes, esta inclinación de la superficie de la pampa es considerable, comparada con las otras zonas. El desplazamiento vertical acumulado promedio de la zona N es de  $55,88 \pm 4$  m, con un máximo de  $62,85 \pm 4$  m, correspondiendo al mayor desplazamiento vertical acumulado de todas las subdivisiones zonales del *hemigraben* Pampa Mejillones, y un mínimo de  $40 \pm 4$  m; no obstante, se dejó como desplazamiento vertical acumulado mínimo al que fue reportado por González-Alfaro *et al.* (2018) en el sector La Rinconada, el cual corresponde a un nivel de conglomerados coquináceos desplazado por la FM hasta unos 20 m en la vertical (**Figura 50**). Una forma de explicar que el desplazamiento vertical acumulado mínimo se encuentre en la zona más septentrional del *hemigraben* Pampa Mejillones, siendo que la tendencia es a que se incremente de sur a norte, se puede deber a que los depósitos desplazados verticalmente por la FM en este sector son los más jóvenes de toda la pampa; por lo tanto, los paleo-cordones litorales localizados en la parte más septentrional del *hemigraben* Pampa Mejillones no han tenido el tiempo suficiente para acumular mayor deformación como sí lo hicieron sus predecesores localizados más hacia el sur, los cuales son más antiguos, por ende, han acumulado más deformación vertical.

Los resultados muestran que el desplazamiento vertical acumulado al cual ha sido sometido el *hemigraben* Pampa Mejillones, se ha incrementado de sur a norte. Esto último se condice con los resultados de la altura de la cara del escarpe acumulado de la FM, el cual también aumenta de sur a norte. No obstante, el desplazamiento vertical acumulado para el bloque colgante de la FM es de  $63 \pm 4$  m para la zona N, que corresponde a los paleo-cordones litorales más recientes (**Figura 50**). La altura del escarpe de la FM en el sector N a la latitud en donde se encuentra este desplazamiento vertical acumulado máximo es de 485 m s.n.m., y la superficie del *hemigraben* Pampa Mejillones, a esta misma latitud, se encuentra a 30 m s.n.m., por lo que la altura acumulada del escarpe de la FM correspondería a 455 m, si no se considera la presencia de los abanicos aluviales localizados en el pie de monte del frente de montaña. Esto explicaría entre el 13–15% de la altura máxima del escarpe para el tiempo geológico más reciente. Por lo tanto, se tendrían dos opciones: 1) la totalidad de la actividad de la FM se concentraría en el tiempo geológico más reciente, por lo que el 85–87% restante de la altura de su escarpe sería pre- $790 \pm 30$  ka; o 2) cada una de las alturas observadas para cada sector de paleo-cordones litorales son movimientos verticales acumulados para cada ventana de tiempo en que la FM ha presentado actividad. Es así como en esta última opción, el desplazamiento vertical acumulado debería arrojar un valor máximo comparable con la altura a la que se encuentra el paleo-cordón litoral más meridional y, por ende, más antiguo que la edad de  $790 \pm 30$  ka (Marquardt *et al.*, 2005), el cual se encuentra a 187 m s.n.m. Esto último explicaría aproximadamente un 41% de la altura máxima del escarpe de la FM, por lo que el 59% restante sería pre- $790 \pm 30$  ka. De esta forma, independiente de la opción que se considere, no es posible explicar ni siquiera el 50% de la altura del escarpe acumulado de la FM; por lo tanto, gran parte de este escarpe correspondería a un rasgo geomorfológico más antiguo (heredado).

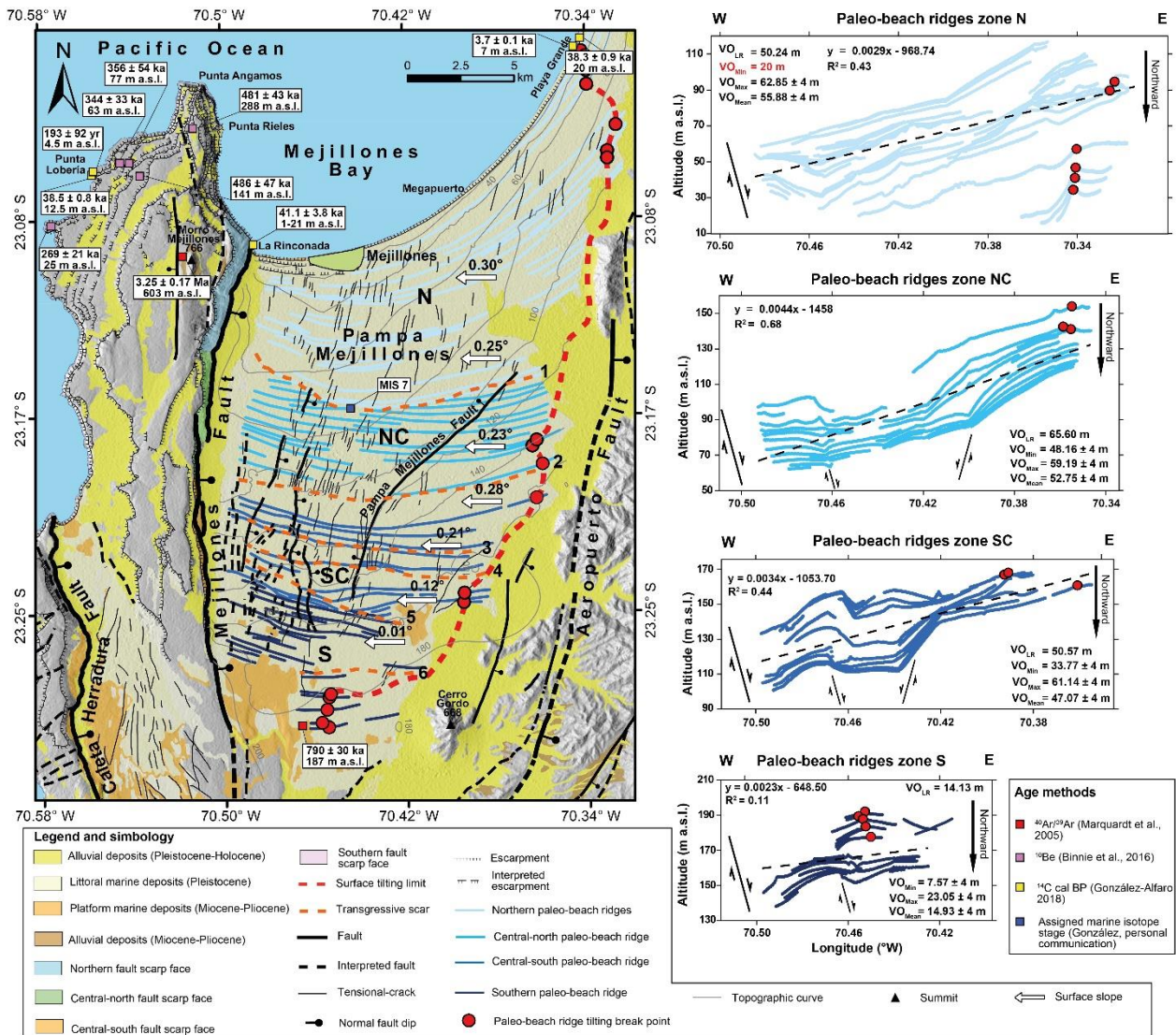


Figura 50. A la izquierda se observa el mapa de la parte norte de la Península de Mejillones destacando elementos geomorfológicos y estructurales; además de edades obtenidas para el Cuaternario según diversos autores. A la derecha se muestran los datos de altura correspondiente a los paleo-cordones litorales localizados en Pampa Mejillones, con la ubicación del quiebre en el basculamiento en algunas de ellas, y la localización de la Falla Mejiñones y fallas secundarias sintéticas y antitéticas a ésta. Cada uno de los perfiles presenta su ecuación de la regresión lineal y coeficiente de correlación. VO: Desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejiñones para cada segmento de paleo-cordones litorales; se tienen los desplazamientos mínimos, máximos, promedio y para la regresión lineal, con las abreviaciones Min, Max, Mean y LR, respectivamente.

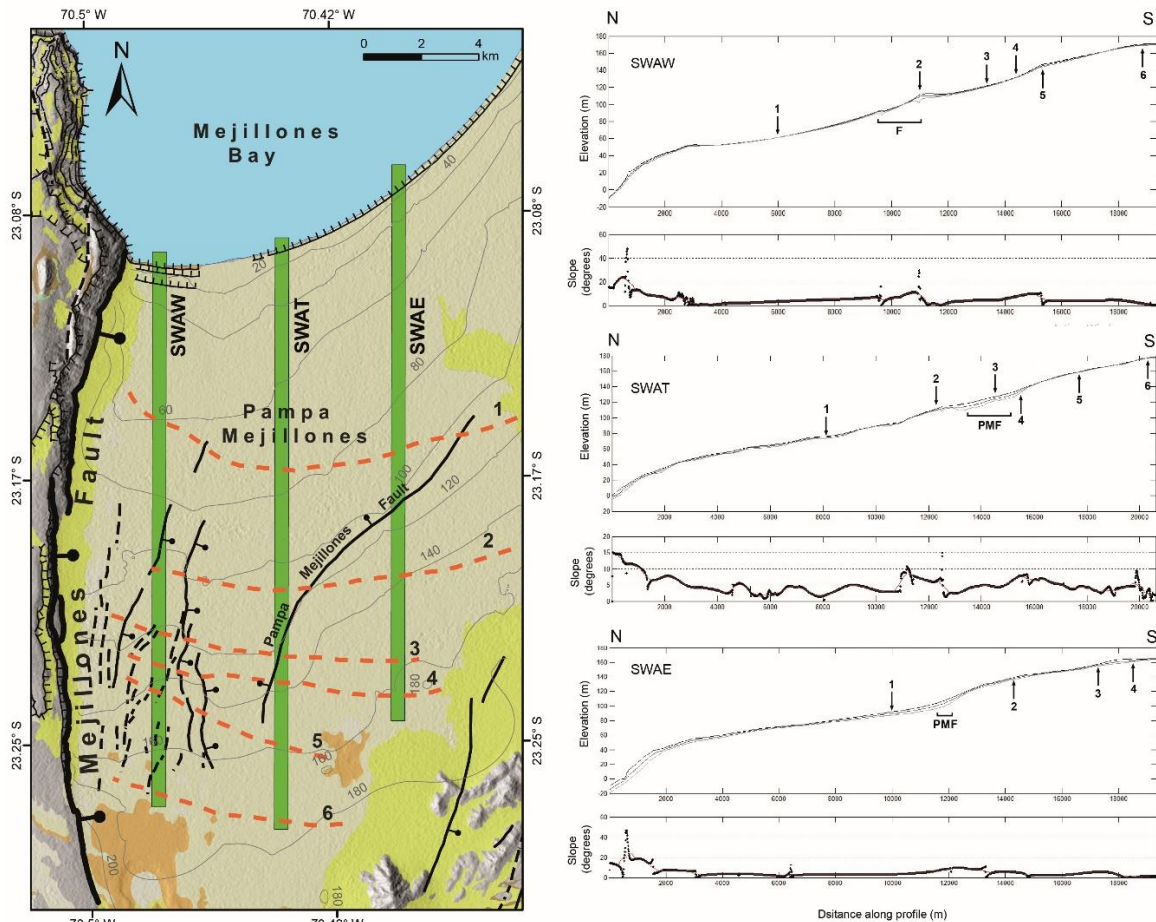
#### 4.5.2.2 Análisis de la superficie de la Pampa Mejillones en la dirección N-S

En el *hemigraben* Pampa Mejillones se realizaron tres perfiles *swath* de 500 m de ancho y orientación N-S, para así determinar los posibles quiebres en la pendiente que se estarían generando en la superficie producto del movimiento vertical diferencial que se produce a lo largo de la FM (Figura 51).

A lo largo de los perfiles *swath* se observan quiebres importantes de la topografía, presentando inclinaciones de la pendiente no homogéneas de sur a norte (Figura 51). El perfil SWAW es el más cercano a la traza de la FM, y en el se observan cuatro quiebres



importantes de la pendiente de sur a norte (**Figura 51**): uno en su parte más meridional que coincide con la posición del *scar* 6 (**Figura 51**), en donde las pendientes pasan gradualmente de 0° a 5°; el siguiente, que corresponde a un quiebre mucho más marcado en donde se localiza el *scar* 5 (**Figura 50**), en donde la pendiente pasa repentinamente de 5 a 10°; a continuación se produce un quiebre mayor al anterior, con una pendiente que pasa a los 10° y con algunos máximos que superan los 20°, el cual corresponde la posición del *scar* 2 (**Figura 50**), aunque en gran parte este importante quiebre de la superficie puede deberse a que el perfil *swath* cubre casi toda la traza de una falla sintética que disloca la superficie (**Figura 51**); y por último, el sector más septentrional del perfil en donde la superficie adquiere una forma convexa debido al quiebre más notorio de todos, en donde la pendiente pasa abruptamente de 0 a 10° hasta alcanzar gradualmente pendientes de 20°, las cuales logran sobrepasar los 40° cerca de la costa, sector que se correlaciona con la presencia del escarpe y paleo-escarpes costeros que aparecen en el mapa de la **Figura 51**. En el perfil SWAT se observan múltiples quiebres en la pendiente, destacando nuevamente un quiebre donde se localiza el *scar* 6, el cual pareciera ser el sector en donde comienza a inclinarse el *hemigraben* de la Pampa Mejillones hacia el sur, y que concuerda con el abrupto ensanchamiento del límite del basculamiento visto en el apartado anterior (**Figura 50**); un quiebre en el sector de la Falla Pampa Mejillones; nuevamente un quiebre importante en el lugar en donde se localiza el *scar* 2; y la adquisición de una forma convexa a medida que el perfil se acerca a la costa, alcanzando pendientes que llegan hasta los 15° (**Figura 51**). En el perfil SWAE se observan pocos quiebres comparado con el perfil SWAT, quizás debido a que este perfil se encuentra más alejado de la acción que genera la FM en el *hemigraben*, pero no por eso menos importantes: nuevamente el *scar* 2 marca un quiebre en la topografía: el quiebre más notorio corresponde al sector del perfil que corta a la Falla Pampa Mejillones; además, se vuelve a presentar la forma convexa, que en los tres perfiles marca el quiebre de N-S más importante en la topografía del *hemigraben* Pampa Mejillones, alcanzando en este perfil una pendiente que se incrementa hasta los 20°, con valores de más de 40° en el sector en donde se localiza el actual escarpe costero (**Figura 51**).



**Figura 51.** A la izquierda se observan el *hemigraben* Pampa Mejillones, fallas secundarias antitéticas y sintéticas la Falla Mejillones, discordancias mayores entre paleo-cordones litorales o *scars* y la distribución de los perfiles *swath*. A la derecha se muestran los perfiles *swath* y sus respectivos perfiles de pendiente. Los números en los perfiles *swath* representan la ubicación de los *scars* presentes en el mapa.

Los quiebres marcan cambios que perturban la caída homogénea de la superficie hacia la línea de costa. Los *scars* 6, 5 y 2 marcan puntos importantes en el quiebre de la pendiente en dirección N-S. Particularmente, el *scar* 2 se encuentra a la latitud del sector en donde se produce un abrupto aumento de la altura acumulada de la cara del escarpe de la FM (**Figura 49**) y en donde disminuye la inclinación superficial de la Pampa Mejillones hacia el oeste de 28 a 23°, de sur a norte, respectivamente (**Figura 50**). Por lo tanto, el *scar* 2 podría estar marcando el cominezo de un cambio importante en la deformación que experimenta el *hemigraben* Pampa Mejillones, lo que estaría asociado con el crecimiento de la altura acumulada de la cara del escarpe de la FM. Además, un poco más al norte del *scar* 2 se genera una importante rampa de relave, la cual podría estar marcando el traspaso de la deformación de la FM a lo largo de su traza (**Figura 49–51**). Por otro lado, la Falla Pampa Mejillones es una estructura que acomoda una parte importante de la deformación que actúa en el *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 51**), en donde su rumbo coincidentemente se desvía hacia el NE en el sector en donde se presenta este importante aumento en la altura del escarpe acumulado de la FM. También destacamos el hecho de que la Falla Pampa Mejillones es la única estructura que no sigue una trayectoria preferencial N-S como el resto de las fallas presentes en la pampa, aun más si es una falla antitética de la FM, la cual tiene un marcado rumbo N-S (**Figura 51**).

La forma convexa de los perfiles, los cuales presentan los incrementos más importantes en las pendientes máximas, se condicen con los resultados anteriores, que indicarían que esta parte del *hemigraben* Pampa Mejillones está siendo afectado por un mayor desplazamiento vertical acumulado de la FM (**Figuras 49–51**).

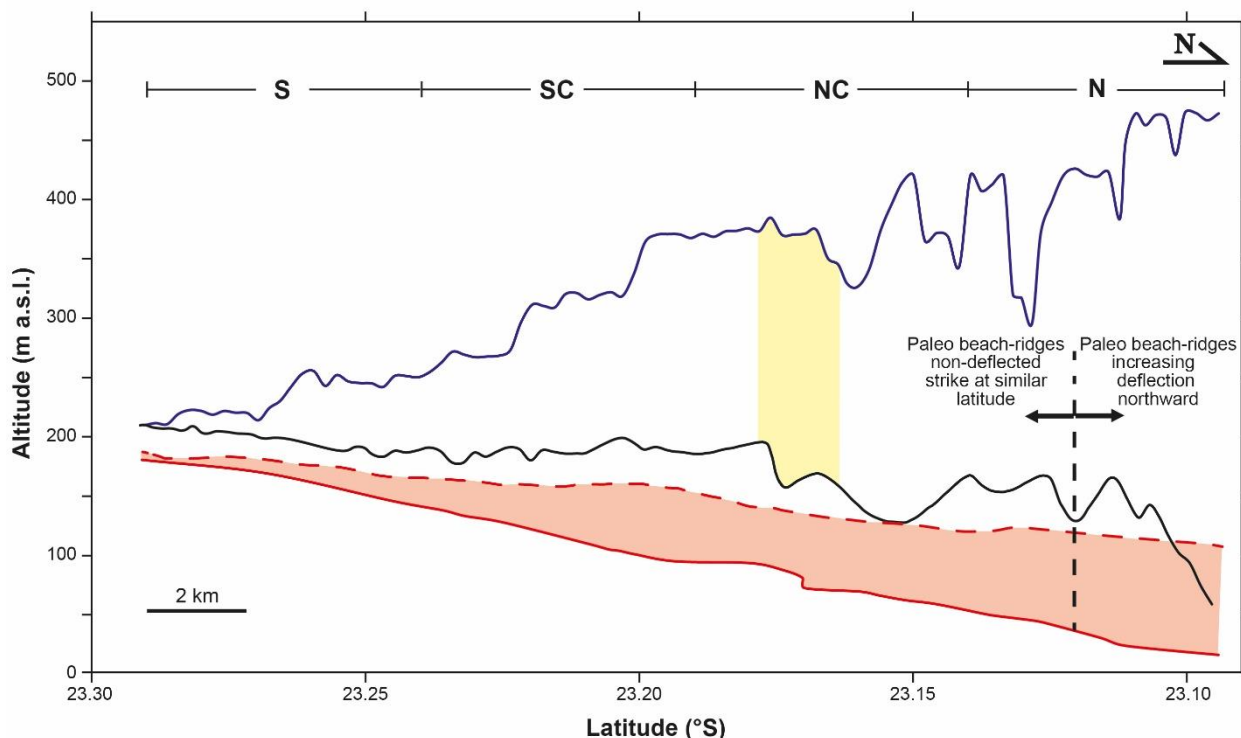
#### 4.5.2.3 Geometría tipo tijera de la FM interpretada en base a la evidencia superficial

A partir de los resultados obtenidos de la deformación superficial que afecta al *hemigraben* Pampa Mejillones, se graficó la topografía de las principales estructuras presentes en un perfil de altura vs. latitud (**Figura 52**).

El techo del escarpe acumulado de la FM aumenta gradualmente de sur a norte, pero presentan varios quiebres abruptos a lo largo de su cara. Es así como se producen cambios importantes en la altura en el escarpe en 5 sectores, del orden de ~50 m cada uno (**Figura 52**). Lo primero que llama la atención al observar el perfil del escarpe de la FM es su aumento sostenido de altura hacia el norte, pero también el hecho de que la mitad norte se encuentra altamente incisionada con respecto a la mitad sur. El límite entre los segmentos incisionado y no incisionado se encuentra justo en la zona de una rampa de relevo, la misma mencionada en los apartados anteriores, la cual corresponde a una importante zona de traslape o traspaso de la deformación a lo largo de la FM (**Figura 52**). La traza de la FM presenta bastante irregularidad a lo largo del perfil, pero esta sinuosidad se debe a que la traza de la falla corta depósitos de abanicos aluviales, los cuales debido a su geometría cónica-convexa generan las ondulaciones observadas en la **Figura 52**. No obstante, se presentan una mayor irregularidad de la traza de la FM al norte de la rampa de relevo, con respecto al sur de ésta, debido a que en la parte norte del segmento de la falla la incisión y deposición de material aluvial es mayor, generando cambios más abruptos en la altitud de la traza de la FM (**Figura 52**). Los mayores quiebres en la traza de la FM se producen en la zona de la rampa de relevo, debido a que el traslape de ambas ramas de la falla se encuentran a diferente altura, y en los últimos 2,3 km antes de llegar a la costa, lo cual concuerda con el abrupto quiebre observado en la parte más septentrional de la Pampa Mejillones, visto en el apartado anterior (**Figura 51**). Por otro lado, tanto el límite del basculamiento de la Pampa Mejillones como las partes más bajas de cada paleo-cordón litoral, bajan gradualmente su topografía de sur a norte, pero una salvedad se logra apreciar a la altura de la rampa de relevo, en donde se observa un abrupto quiebre de la línea de topografía más baja de la pampa, lo cual podría estar siendo gatillado por el desarrollo de fallas normales sintéticas en el sector (**Figura 50**).

El área que se ubica entre el límite que marca el basculamiento y la línea topográficamente más baja de la Pampa Mejillones, corresponde al desplazamiento vertical acumulado mínimo que ha tenido la FM durante el Pleistoceno (**Figura 52**). Se observa que este desplazamiento aumenta gradualmente en dirección norte, siendo máximo en su parte más septentrional, lo que evidencia un desplazamiento diferencial a lo largo de la traza de la FM, manifestando una clásica geometría tipo tijera. No obstante, el desplazamiento vertical acumulado en la parte septentrional no es confiable, ya que a los 23,12° S se pierde la orientación preferencial E-O de los paleo-cordones litorales para dar paso a una fuerte deflexión con tendencia NE-SO de estos (**Figura 52**). Por lo tanto, el límite del basculamiento de la pampa que se ubica en estos paleo-cordones litorales deflectados se encuentra desconectado latitudinalmente de la parte topográfica más baja de estos. Es por esto que se debe considerar como confiable el desplazamiento vertical

acumulado de la FM hasta antes del límite de los paleo-cordones litorales deflectados (**Figura 52**). Además, en ciertos sectores el deslizamiento vertical acumulado mostrado en la **Figura 52** es probable que se encuentre algo sobrestimado, debido a que el límite del basculamiento en algunas partes se encuentra sobre la superficie de depósitos aluviales (**Figura 52**).



**Figura 52.** Información topográfica de los diferentes rasgos estructurales presentes en la Pampa Mejillones. La segmentación que se observa en la parte superior de la figura (S, SC, NC y N) corresponde a la segmentación realizada a partir del escarpe de la Falla Mejillones (**Figura 51**). La línea azul corresponde al techo del escarpe acumulado de la Falla Mejillones; la línea negra a la traza de la Falla Mejillones; la línea roja segmentada al límite del área basculada hacia el oeste por la Falla Mejillones en Pampa Mejillones; la línea roja a la altura topográfica más baja para cada paleo-cordón litoral ubicado en Pampa Mejillones; el área en rojo corresponde al desplazamiento vertical acumulado mínimo para la Falla Mejillones a lo largo de su traza; por último, el área en Amarillo corresponde al sector en donde se localiza la rampa de relevo de la Falla Mejillones; nótese que el sector de la rampa de relevo concuerda con un quiebre abrupto en las Alturas topográficas más bajas, generándose un aumento en el desplazamiento vertical acumulado de la Falla Mejillones. Las sinuosidades del escarpe acumulado de la Falla Mejillones representan incisiones generadas por quebradas; nótese que estas incisiones son más marcadas en la parte norte del perfil. Las sinuosidades de la traza de la Falla Mejillones se deben a las superficies irregulares convexas que generan los distintos abanicos aluviales que son cortados por la falla.

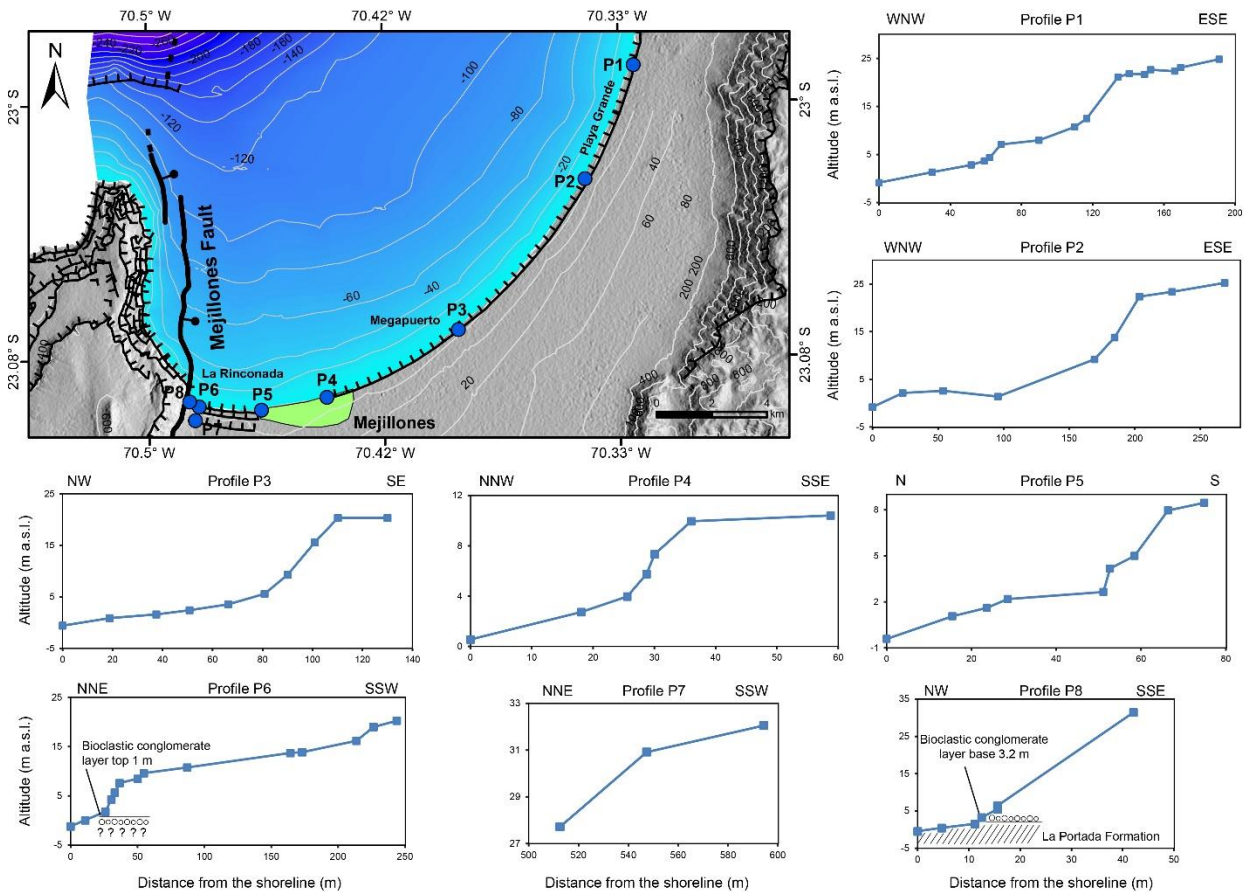
#### 4.5.2.4 Escarpe costero de la Bahía Mejillones

A lo largo del escarpe costero de la Bahía Mejillones se obtuvieron un total de 8 perfiles topográficos trigonométricos, los cuales se dispusieron perpendiculares a la línea de costa y se trazaron desde -1 m de profundidad hasta el tope del escarpe. Los puntos de medición se tomaron en cada quiebre natural que presentaba la pendiente de la superficie (**Figura 53**).

El escarpe costero de la Bahía Mejillones se encuentra constituido sobre depósitos

neógenos de plataforma somera semiconsolidados de limos y diatomitas correspondientes a la Formación La Portada y depósitos litorales semi y no consolidados correspondientes al Pleistoceno tardío. La altura del escarpe costero disminuye gradualmente de este a oeste, pasando de alturas superiores a los 20 m s.n.m. a alturas que no pasan los 10 m s.n.m., respectivamente; además, la extensión litoral y supralitoral también disminuye de este a oeste pasando de 100 a 25 m, respectivamente (**Figura 53**). En el sector de Playa Grande, como se observa en el perfil 1 (**Figura 53**), el escarpe costero presenta las mayores alturas y a los pies de éste se dispone un segundo escarpe de menor altitud (7 m s.n.m.), el cual tiene una edad holocena (González-Alfaro *et al.*, 2018), y condiciona que el escarpe mayor se presente actualmente inactivo. Hacia el sur el escarpe menor desaparece para dar paso a un cordón litoral moderno de 3 m de altura, como se observa en el perfil 2 (**Figura 53**). A la longitud de la ciudad de Mejillones el escarpe costero disminuye abruptamente su altura (perfil 4), cercana a los 10 m s.n.m. hasta el sector de La Rinconada (**Figura 53**). En el sector de La Rinconada, y al sur del escarpe costero, se preservan dos escarpes (perfiles 6 y 7; **Figura 53**), los cuales se interpretan como paleo-escarpes costeros debido a la proximidad y disposición espacial semejante a la que presenta la actual línea costa; además de conectarse lateralmente con paleo-cordones litorales que se proyectan hacia el este de estos (**Figura 53**). Ya cerca de la FM el escarpe costero se constituye en gran parte sobre depósitos aluviales no consolidados de gravas y arenas, con una altura de más de 30 m s.n.m. debido a la acumulación que estos han tenido en el lugar (perfil 8; **Figura 53**).

En el sector de Playa Grande la altura del escarpe se mantiene relativamente estable (perfiles 1 y 2), pero en el sector del megapuerto de Mejillones éste ya presenta una menor altura (21 m s.n.m.; perfil 3; **Figura 53**). Esto podría indicar que la deformación del *hemigraben* Pampa Mejillones estaría más concentrada en el sector sur de Playa Grande, lo cual concuerda con la posición del límite del basculamiento en la **Figura 50**. La brusca reducción a la mitad del escarpe desde el megapuerto hasta la ciudad de Mejillones (perfiles 3 y 4) podría deberse a que el escarpe costero en el perfil 4 ya se encuentra lo suficientemente ortogonal a la FM para que su altura se vea reducida de forma considerable comparado con el escarpe costero en el perfil 3 (**Figura 53**). Por otro lado, la presencia de paleo-escarpes costeros en el sector de La Rinconada podría evidenciar una marcada subsidencia de la superficie, controlada por los movimientos de la FM.



**Figura 53.** En el mapa los círculos azules representan la ubicación de los perfiles costeros. En los gráficos se representan los perfiles de los escarpes costeros; los recuadros azules representan los puntos de control en donde se tomó el dato de altitud.

#### 4.5.3 Rasgos geomorfológicos submarinos y arquitectura de la plataforma continental

La propagación de la traza de la FM continúa de manera sumergida por el borde occidental de la Bahía Mejillones hasta la latitud de Punta Angamos (**Figuras 54, 55 y 57**), observación que ya había sido hecha previamente por Vargas *et al.* (2005; 2011a). Posteriormente, González (2013) reconoce una serie de segmentos de fallas asociados con la presencia de notables irregularidades en el fondo submarino observadas al norte y noreste del extremo septentrional de la FM (**Figuras 54, 55 y 57**). Estas estructuras limitan el borde occidental de la plataforma continental la cual se encuentra bien desarrollada (20 km de ancho) en esta parte del margen continental del Norte Grande de Chile. En la plataforma continental se presenta un quiebre importante en el fondo submarino a una profundidad de 120 m b.n.m. (SB; **Figuras 54–56**); un segundo quiebre se produce a una profundidad de 250 m b.n.m., para dar paso a una abrupta caída del margen continental hacia el oeste (**Figuras 54 y 55**). A la latitud del sector de Punta Yayas la plataforma continental ve reducida drásticamente su extensión E-O, para dar paso a una franja de 7 km de ancho, la cual cae abruptamente hacia el oeste desde los 120 m b.n.m. En este sector la caída presenta formas bastante irregulares, bloques rotados en sentido horario y geometría tipo *hummocky*, asociadas a deslizamientos submarinos que comienzan en la traza de una estructura mayor denominada en este trabajo como Falla Punta Yayas (FPY) (**Figuras 54–57**).



#### 4.5.3.1 Análisis batimétrico de la plataforma continental submarina

Se realizaron 16 perfiles *swath* a lo largo y ancho de la plataforma continental (8 en dirección E-O y 8 en dirección N-S), localizada al norte de la PM (**Figuras 54 y 55**), con la finalidad de identificar quiebres en el fondo marino e irregularidades batimétricas. Los perfiles *swath* se trazaron con anchos fijos de 500 m y largos variables que abarcaron la extensión latitudinal de la plataforma (**Figuras 54 y 55**).

De sur a norte, los perfiles *swath* E-O, muestran cambios notorios a lo ancho de la batimetría de la plataforma continental (**Figura 54**). En el sector occidental de la Bahía Mejillones, en los perfiles PERA y PERB, se observa un fuerte aumento en la pendiente del fondo marino, lo cual concuerda con la localización de la traza submarina de la FM (**Figura 54**). En el centro de la Bahía Mejillones no se observen mayores variaciones, presentando una pendiente que cae gradualmente hacia el occidente, probablemente inducida por la actividad de la FM (**Figura 54**). Un poco más hacia el norte, en el perfil PERC, se identifican dos quiebres importantes en el fondo marino (**Figura 54**). En este perfil el primer quiebre se identifica como el quiebre de la plataforma continental (SB), a partir del cual la pendiente del fondo marino cae de forma abrupta y prácticamente ininterrumpida hacia la fosa (**Figura 47**). Al norte de PERC, en el perfil PERD, se observa una anomalía batimétrica positiva en el borde occidental de la plataforma continental, la cual sobresale poco más de 50 m del fondo marino (**Figura 54**). Los bordes de esta anomalía batimétrica presentan los ángulos más altos correspondientes al perfil PERD, los cuales se interpretan como escarpes de falla normal que fueron corroborados a partir de los perfiles de reflexión sísmica que se exponen en la **Figura 57**. Debido a su configuración vertical, esta anomalía batimétrica se interpreta como un rasgo morfoestructural tipo *horst*, el cual denominamos Horst 1 (H1; **Figura 54**). En el perfil siguiente, PERE (**Figura 54**), no se observa la continuación hacia el norte de esta anomalía batimétrica, pero también hay que aclarar que en el sector occidental del perfil PERE la densidad de datos batimétricos es demasiado baja, por lo que la señal de la anomalía batimétrica se podría estar perdiendo. Continuando hacia el norte, comienza a aparecer una segunda anomalía batimétrica positiva en el sector occidental del perfil PERF (**Figura 54**); esta anomalía es de mayor tamaño que la primera y alcanza su máxima altura en el perfil PERG, en donde se observa que sobresale del fondo marino por sobre los 150 m. En la parte menos profunda de esta anomalía sobresale una protuberancia muy escarpada la cual presenta en sus bordes los ángulos de pendiente más inclinados presentes en el perfil PERG, sectores que se interpretan como escarpes de falla normal; este rasgo morfoestructural se interpreta como un *horst*, y se denomina Horst 2 (H2; **Figura 54**). Al centro del perfil PERG se genera una anomalía batimétrica negativa cóncava hacia arriba, la cual separa al rasgo morfoestructural Horst 2 con la parte de la plataforma continental expuesta sobre los 120 m b.n.m. que se localiza al oriente del perfil (**Figura 54**). En el perfil más septentrional de la **Figura 54**, perfil PERH, se logra apreciar como el Horst 2 comienza gradualmente a perder altura batimétrica a medida que nos alejamos hacia el norte. En la parte oriental del perfil PERH se exhibe una batimetría sinuosa e irregular, la cual no presenta el desarrollo evidente de una plataforma continental extensa y de baja pendiente, como se observa en el resto de perfiles ubicados más hacia el sur. En esta parte del perfil PERH la batimetría cae hacia el oeste y presenta una serie de quiebres en los ángulos de su pendiente (**Figura 54**). La sinuosidad y quiebres de la batimetría observadas en este sector se interpretaron como grandes remociones submarinas, y asociadas a esta una falla que manteea hacia el

oeste, la cual rompe el manto preferente hacia el este que tienen las fallas normales al sur del área de estudio (**Figura 54**). Esta falla a la que se asocian las remociones submarinas ha sido denominada como FPY. Estos rasgos y estructuras se volverán a ver con más detalles en los perfiles sísmicos presentados en los apartados siguientes (**Figura 57**).

En gran medida los perfiles *swath* de dirección E-O mostrados en la **Figura 54** presentan el desarrollo de una plataforma submarina relativamente subhorizontal, la cual en la mayoría de los casos se ajusta bastante bien con las pendientes más bajas mostradas en estos mismos perfiles. La profundidad a la cual se encuentra esta plataforma se correlacionaría con la posición del nivel del mar hace 20 ka – periodo correspondiente al último máximo glacial (LGM)–, el cual habría estado en  $131 \pm 3$  m b.n.m. (Denton y Hughes, 1981; Ivins *et al.*, 2005; Tarasov *et al.*, 2012; Golledge *et al.*, 2013; Lambeck *et al.*, 2014; Maris *et al.*, 2014; Hughes *et al.*, 2016; en Simms *et al.*, 2019); además, Vargas *et al.* (2011b) obtuvieron edades holocenas del substrato de la Bahía Mejillones que se correlacionan con la facie sismoestratigráfica correspondiente al alto estadio marino desarrollado a continuación de la transgresión marina que siguió al LGM, el cual se encuentra justamente sobre facies sísmicas del estadio transgresivo que se encuentra inmediatamente sobre la superficie de erosión que afecta a la unidad deformada neógena, que en su parte más profunda corresponde a la plataforma que se asocia al LGM (Becerra, 2007; González, 2013). Esta plataforma fue denominada como “plataforma del LGM” (LGMP), todo lo cual se verá en detalle más adelante en este trabajo.

Los perfiles *swath* N-S ubicados en la parte centro-occidental de la plataforma continental (SBWB, SWWW, SWBC y SWCC) muestran una pendiente batimétrica que cae gradualmente de sur a norte, para luego dar paso a un aumento de la pendiente en su parte norte (**Figura 55**). Este cambio en la dirección de pendiente se debe a las anomalías batimétricas vistas previamente en los perfiles *swath* E-O. Particularmente llama la atención el perfil SWCC, en donde se observa que el Horst 2 tiene una pendiente suave en su cara sur, pero una pendiente muy abrupta en su cara norte (**Figura 55**). Los perfiles *swath* N-S ubicados en la parte centro-oriental (SWBE, SWEE, SWBD y SWDD) muestran una caída suave de la pendiente batimétrica de sur a norte, lo cual concuerda con la ubicación de la LGMP (**Figura 55**). Esta caída gradual de la pendiente aumenta de forma abrupta al sur del perfil SWDD, debido a la presencia de las remociones submarinas asociadas con la presencia de la FPY la cual comienza a manifestarse en ese sector (**Figuras 54 y 55**).

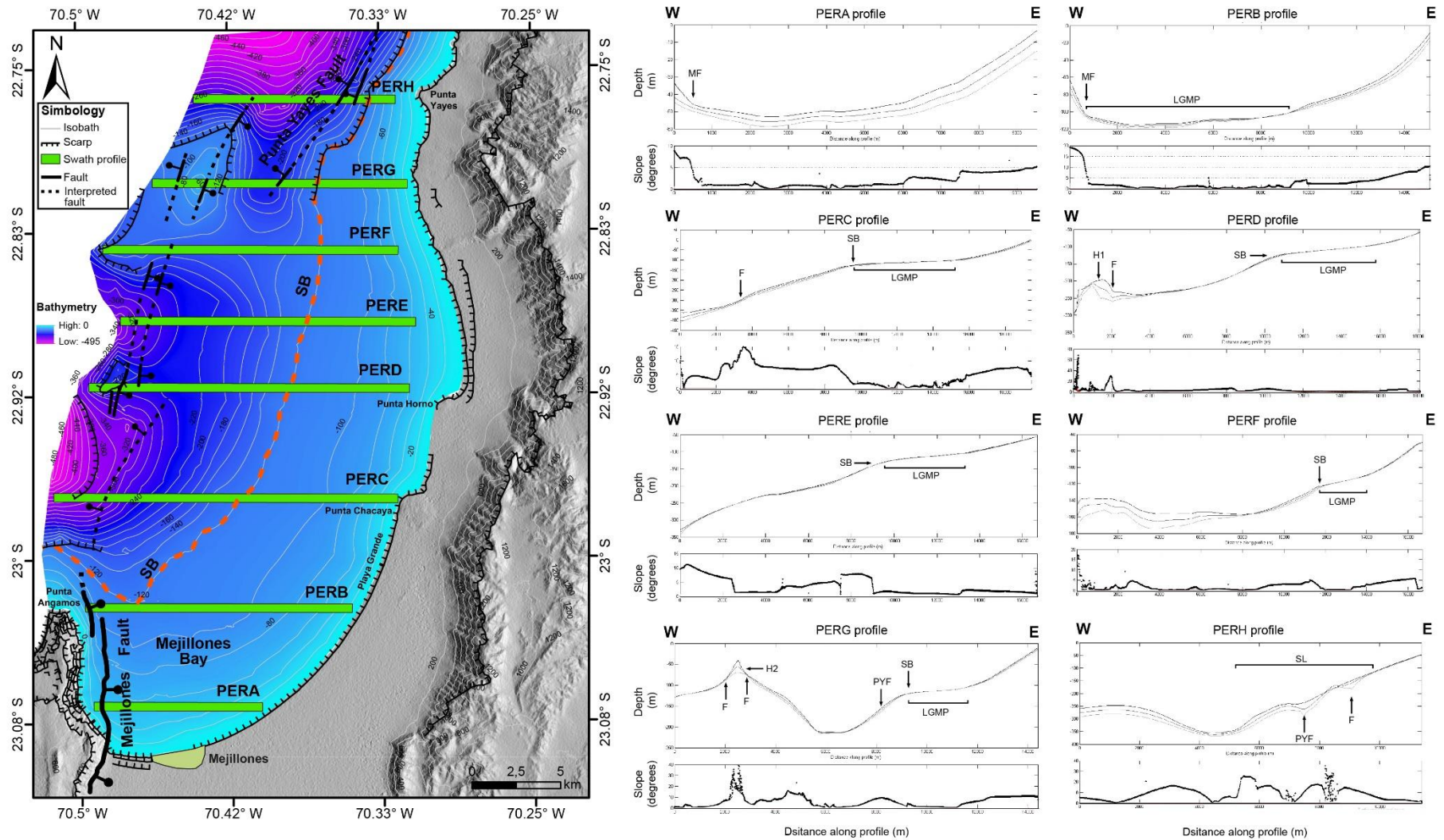


Figura 54. A la derecha, se observa un mapa que muestra la batimetría del fondo marino de la plataforma continental ubicada al norte de la Península de Mejillones, sobre el cual se han dispuesto los perfiles *swath* E-O. A la izquierda, se observan los perfiles *swath* y sus respectivos perfiles de pendiente. MF: Falla Mejillones; F: falla; H: horst; LGMP: plataforma marina del último máximo glacial; SB: quiebre plataforma continental; SL: remoción submarina.

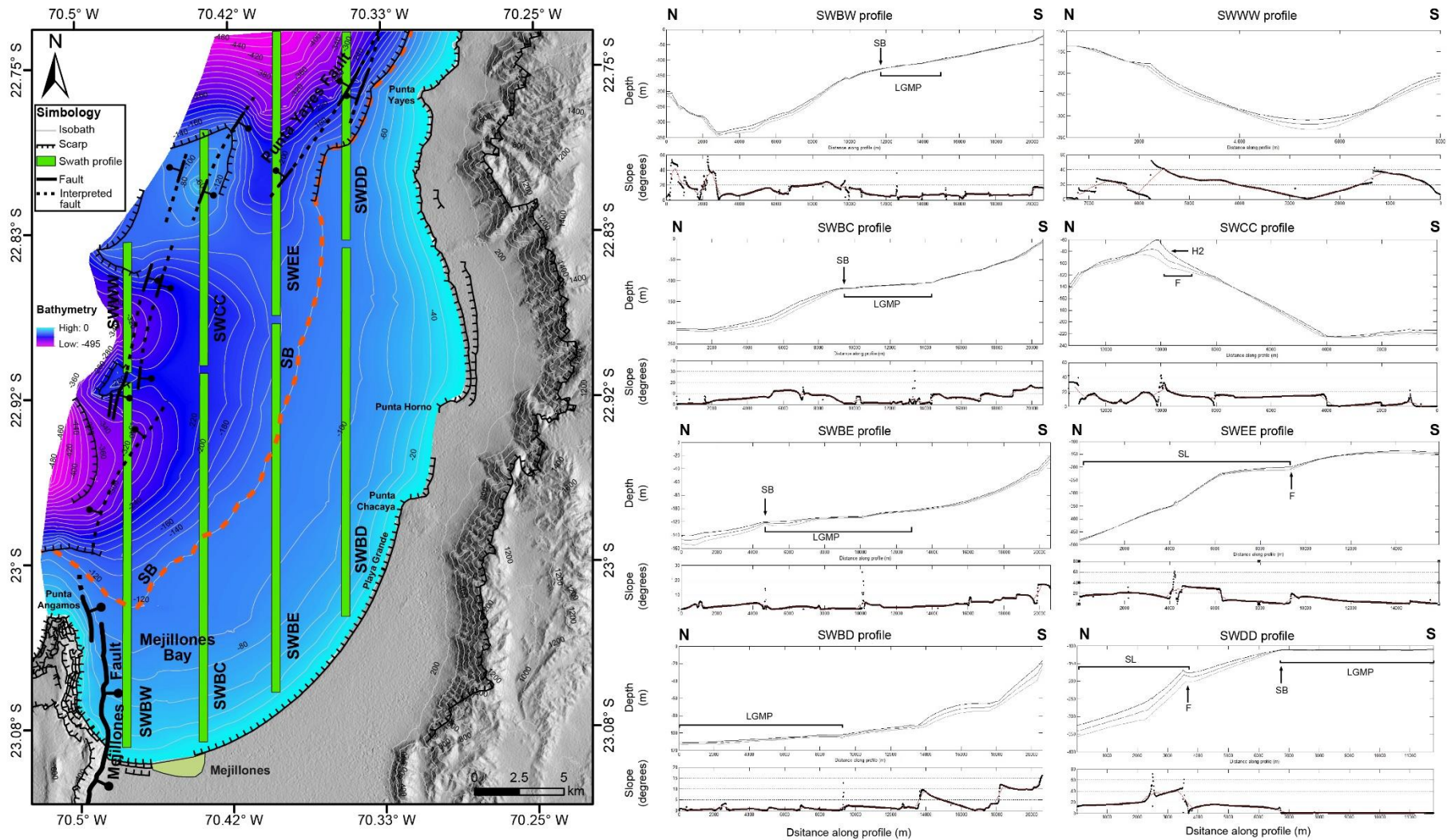


Figura 55. A la derecha, se observa el mapa que muestra la batimetría del fondo marino de la plataforma continental ubicada al norte de la Península de Mejillones, sobre el cual se han dispuesto los perfiles *swath* N-S. A la izquierda, se observan los perfiles *swath* y sus respectivos perfiles de pendiente. F: falla; H: horst; LGMP: plataforma marina del último máximo glacial; SB: quiebre plataforma continental; SL: remoción submarina.



#### 4.5.3.2 Batimetría y análisis de la plataforma de abrasión marina correspondiente al último máximo glacial (LGM)

La plataforma de abrasión marina labrada hace 20 ka (LGMP) durante el último máximo glacial, fue confeccionada a partir de los datos de profundidad batimétrica y del substrato del fondo marino entregados por los perfiles de reflexión sísmica que cruzan a través de dicha superficie (**Figura 56**). La parte más profunda de la LGMP corresponde al primer quiebre importante en la pendiente de la plataforma continental (SB; **Figuras 54–56**), el cual se encuentra posicionado a unos  $120 \pm 2$  m b.n.m.: por otro lado, la parte menos profunda de la LGMP corresponde a su *inner-edge* el cual se determinó mediante puntos que marcan cambios importantes en la pendiente y la presencia de escarpes reconocidos en la superficie de erosión que representa la LGMP (**Figura 56**). Las partes más profundas de la LGMP por lo general se encuentran expuestas y aflorando en la superficie del fondo marino; en cambio, las partes menos profundas se encuentran cubiertas por 5–30 m de espesor de sedimento, es decir, parte importante de la LGMP no se reconoce directamente a partir de la batimetría, por lo que los perfiles de reflexión sísmica fueron una herramienta útil y necesaria para poder mapear esta superficie. (**Figura 56**).

La LGMP tiene unos 30 km de largo y un ancho que varía de norte a sur, de 2 a 5 km, respectivamente (**Figura 56**). Las pendientes de la LGMP también varían, presentando una disminución gradual de éstas, de norte a sur, de  $0,27$  a  $0,10^\circ$ , respectivamente (**Figura 56**). Esta disminución de norte a sur de la pendiente se debe a que la parte norte de la plataforma continental se encuentra menos desarrollada en una extensión que es más escarpada y angosta; en cambio, la parte sur de la plataforma continental se encuentra más desarrollada en una extensión con pendientes más suaves y ancha (**Figura 56**). Esto último podría haber sido condicionado por la pendiente previa (pre-20 ka) que tenía la superficie en donde se labró la LGMP. La pendiente del fondo marino ubicado inmediatamente al oriente de la LGMP también presenta una disminución de norte a sur, pero la caída de esta pendiente no es gradual presentando aumentos y disminuciones a medida que se avanza hacia el sur (**Figura 56**), lo cual podría evidenciar aportes de material sedimentario en cantidades diferentes que llegan a la costa provenientes de la Cordillera de la Costa o una acumulación preferencial de material sedimentario en ciertas partes del borde litoral, producto de la acción de las corrientes marinas.

En gran parte de su extensión N-S el *inner-edge* de la LGMP se encuentra a  $106 \pm 2$  m b.n.m., en donde el error representa la incertidumbre que genera el píxel del perfil sísmico al momento de identificar el punto de inflexión entre el LGMP y resto de la plataforma continental. Esta profundidad del LGMP no se mantiene invariante, ya que en su parte sur el *inner-edge* aumenta hasta  $114 \pm 2$  m b.n.m. (**Figura 56**). Esta profundidad es muy parecida a los 112 m b.n.m. del MIS 2 estimado por González-Alfaro *et al.* (2018), de acuerdo a su modelo geométrico-conceptual. La diferencia de profundidad que se observa en el *inner-edge* se podría deber a una erosión diferencial de la LGMP, pero no parece ser un argumento con mucho peso debido a que la parte en donde el *inner-edge* se encuentra más profundo es en la Bahía Mejillones, en la cual la LGMP se encuentra más protegida de la acción de las corrientes y vientos del SO; por lo que si la erosión diferencial fuese responsable del cambio en la profundidad del *inner-edge*, se esperaría que las mayores profundidades estuviesen en la parte norte de la LGMP, la cual se

encuentra más expuesta a la acción de las corriente y vientos del SO. Además, el límite inferior de la LGMP representado por el quiebre de la plataforma continental (SB; **Figuras 54–56**), no presenta variación en su profundidad encontrándose siempre a una profundidad de 120 m b.n.m. (**Figura 56**), por lo que se considera el argumento definitivo para descartar una erosión diferencial de la LGMP. Por lo tanto, el aumento en la profundidad del *inner-edge* indicaría un basculamiento de la LGMP en su parte sur, deformación debida al movimiento de la FM (**Figura 56**). Las curvas batimétricas de la LGMP se mantienen subparalelas a las curvas batimétricas del fondo marino en gran parte de su extensión N-S. No obstante, es en el sector de la Bahía Mejillones en donde las curvas batimétricas de la LGMP se quiebran hacia el sur y cortan a las curvas batimétricas del fondo marino, algo que también se ve en Pampa Mejillones, sector en donde los paleo-cordones litorales cortan a las curvas topográficas (**Figura 50**), lo que es una evidencia de la deformación vertical que ha experimentado la superficie.

El basculamiento generado en la parte sur de la superficie de la LGMP se puede delimitar de forma relativamente segura a través del quiebre que se produce en sus curvas batimétricas, comparadas con la tendencia paralela que éstas deberían tener con respecto a las curvas batimétricas del fondo marino (línea roja segmentada; **Figura 56**). La orientación y latitud a la que se encuentra el límite del basculamiento que afecta la superficie de la LGMP concuerda, por un lado, con la latitud a la que se encuentra el extremo norte de la FM y, por otro lado, con el sector sur de Playa Grande, lugar en donde el límite del basculamiento del *hemigraben* Pampa Mejillones pierde su tendencia N-S y se comba en dirección costa afuera (**Figuras 50 y 56**). Debido a esto se determina que el basculamiento que ocurre al sur de la LGMP debe corresponder al mismo basculamiento que ha afectado al *hemigraben* Pampa Mejillones producto del movimiento de la FM (**Figuras 50 y 56**). A partir de esto y considerando que los 106 m b.n.m. corresponde al *inner-edge* de la LGMP, la cual no ha experimentado deformación asociada al movimiento de la FM, se puede estimar la tasa de deslizamiento que ha tenido esta falla para los últimos 20 ka. La diferencia máxima entre la parte basculada y no basculada del *inner-edge* son 8 m, lo cual nos da un valor en la tasa de deslizamiento para la FM de  $0,4 \pm 0,1$  m/ka para los últimos 20 ka; no obstante, esta tasa de deslizamiento se debe considerar como mínima, ya que la profundidad mayor del *inner-edge* de la LGMP se encuentra 4 km hacia el este de la FM (**Figura 56**), por lo que la tasa de deslizamiento debería ser mayor a este valor estimativo. Esta tasa de deslizamiento se encuentra dentro de los órdenes estimados, para ventanas de tiempo parecidas a ésta, en trabajos anteriores (Vargas *et al.*, 2011a; Cortés *et al.*, 2012; González-Alfaro *et al.*; 2018). De la misma forma se puede estimar la tasa de alzamiento para los últimos 20 ka, aspecto que se verá con detalle en el apartado de discusiones de este manuscrito.

Por otro lado, la parte norte de la LGMP muestra un brusco truncamiento de esta plataforma de abrasión marina, la cual desaparece casi completamente a la latitud localizada al sur de Punta Yayas (**Figura 56**). Esta desaparición aparente de la LGMP se asocia a rasgos geomorfológicos que marcan el límite del comienzo de esta plataforma, como lo son escarpes y remociones en masa, lo que podría evidenciar un colapso prácticamente total de la LGMP a esta latitud (**Figura 56**). Más evidencias sobre esto último se presentarán con más detalle en el apartado que viene a continuación.



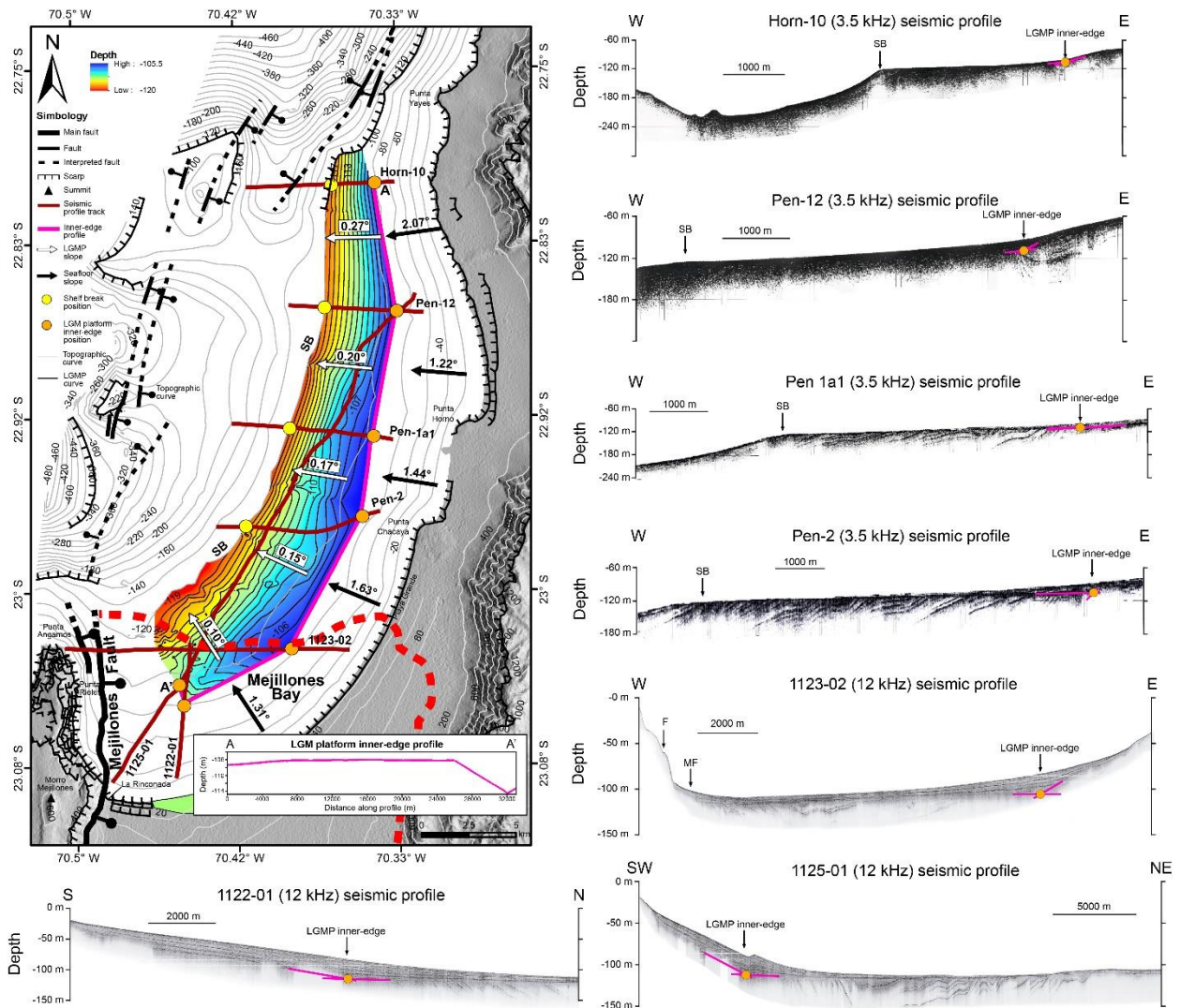


Figura 56. A la derecha se observa el mapa con la batimetría de la plataforma de abrasión marina labrada hace 20 ka (LGMP). En la parte inferior del mapa se muestra un perfil A-A' correspondiente al *inner-edge* de la LGMP. A la izquierda se observan los perfiles de reflexión sísmica a partir de los cuales se definió el *inner-edge* de la LGMP. Los perfiles Horn-10, Pen-12, Pen 1a1 y Pen-2 fueron obtenidos mediante la ecosonda Bathy 2010; por otro lado, los perfiles 1123-02, 1122-01 y 1125-01 fueron obtenidos mediante la ecosonda Bathy 2000. Las líneas de color violeta corresponden a la prolongación de la superficie de erosión con marcados y diferentes valores de pendiente que marca el límite ente el substrato acústico subhorizontal y el substrato acústico deformado; el círculo naranja en los perfiles corresponde a la intersección de estas dos rectas de diferente pendiente, dando como resultado la posición en el substrato del *inner-edge* de la LGMP.

#### 4.5.3.3 Substrato acústico, estructuras y arquitectura de la plataforma continental

En la plataforma continental de la parte septentrional de la PM se reconocieron 4 unidades sismoestratigráficas principales a partir de los perfiles sísmicos adquiridos mediante Bathy 2000 (perfiles sísmicos 1123-02 y 1125-01; 12 kHz) y Bathy 2010 (perfiles sísmicos Pen-5, Horn-2, Horn-8 y Horn-9; 3,5 kHz; **Figura 57**). Además, se reconocieron estructuras frágiles como planos de fallas y, asociados a estos, escarpes de falla, reflectores suprayacentes deformados, superficies basculadas, bloques rotados y remociones en masa; por otro lado, también se reconocieron estructuras dúctiles como pliegues anticlinales y sinclinales asociados a la acción de las fallas, y reflectores deformados y basculados (**Figura 57**).

#### 4.5.3.3.1 Unidades sismoestratigráficas: correlaciones con unidades subaéreas y asignaciones durante la última etapa del ciclo glacio-eustático

Tres unidades sismoestratigráficas principales se logran observar de forma directa y continua, secuencialmente, en la Bahía Mejillones, reconociéndose: sustrato acústico masivo, sustrato acústico deformado y sustrato acústico subhorizontal (**Figura 57**). El sustrato acústico masivo se caracteriza por una unidad en la cual no se reconoce ningún tipo de reflector, lo que indica una reflexión total de la onda producto de una unidad cohesiva de densidad alta la cual no logra penetrar a este sustrato. En los perfiles sísmicos Pen-5 y 1123-02, ubicados en la Bahía Mejillones, esta unidad sismoestratigráfica se localiza en el extremo oriental de la bahía, posiblemente presentándose en contacto por falla con el resto de las unidades sismoestratigráficas (**Figura 57**). Las rocas que afloran en la costa oriental de la Bahía Mejillones, a la latitud de los perfiles sísmicos Pen-5 y 1123-02, corresponden ampliamente a esquistos pertenecientes al Complejo Metamórfico Mejillones del Paleozoico (**Figura 47**); por lo tanto, se determina que el sustrato acústico masivo es correlacionable con esta unidad geológica (**Figura 57**). El sustrato acústico deformado se caracteriza por presentar reflectores deflectados y basculados hacia el oeste; las ondas sísmicas que atraviesan esta unidad no logran penetrarla más allá de 30 m en espesor. En los perfiles sísmicos Pen-5, 1123-02 y 1125-01 esta unidad sismoestratigráfica se logra reconocer sin mayores problemas (**Figura 57**). Se observa que esta unidad sube batimétricamente a medida que los perfiles se aproximan a la costa, como se logra apreciar en los perfiles sísmicos 1123-01 y 1125-02; los sedimentos semiconsolidados que afloran en el escarpe costero, localizado en la parte sur-oriental de la Bahía Mejillones (**Figura 57**), corresponden a arenas, limos y diatomitas pertenecientes a la Formación La Portada del Neógeno (**Figura 57**), a la cual se le reconoce deformación en el sector de Caleta Herradura (Cortés *et al.*, 2007) y deformación amplia en la costa de la Bahía Mejillones (González, 2013); por lo tanto, se determina que el sustrato acústico deformado es correlacionable con esta formación geológica. El sustrato acústico subhorizontal se caracteriza por presentar reflectores subhorizontales y subparalelos al fondo marino, el cual presenta potencias que varían entre 10–30 m en la Bahía Mejillones. Esta unidad sismoestratigráfica se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular al sustrato acústico deformado, como se puede observar en los perfiles sísmicos Pen-5, 1123-01 y 1125-02 (**Figura 57**). La discordancia angular que separa ambas unidades sismoestratigráficas corresponde a un marcado y grueso reflector que representa una superficie de erosión irregular en donde se reconoce a una serie de escarpes de fallas sintéticas y antitéticas a la FM, destacando el escarpe principal de ~10 m de altura asociado a esta falla (perfil sísmico Pen-5; **Figura 57**); además se reconoce un basculamiento de ~10 m en la vertical de esta superficie erosión, con respecto a su parte no basculada, hacia la FM (perfil sísmico 1123-02; **Figura 57**), lo cual se condice y ajusta con la altura del escarpe de falla. El sustrato acústico subhorizontal se puede dividir en dos subunidades: un sustrato acústico subhorizontal inferior y un sustrato acústico subhorizontal superior. El argumento para realizar esta división se apoya a partir de las terminaciones de los reflectores de ambas subunidades. La subunidad acústica subhorizontal inferior presenta reflectores de tipo *onlap*, característico de *system tracks* transgresivos (TST). Este tipo de *system tracks* ya han sido reportados en la PM, específicamente en la parte meridional de ésta, reconociéndose asociados al encajonamiento tipo trampa que generan fallas normales para su preservación y siempre

subyaciendo a *system tracks* regresivos (FSST; Cantalamessa *et al.*, 2007). La parte más profunda desde donde comienza la subunidad acústica subhorizontal inferior corresponde a una profundidad entre 100–110 m b.n.m., es decir, inmediatamente sobre la LGMP; es por esto que la subunidad acústica subhorizontal inferior se asigna a la etapa transgresiva post-LGM ocurrido posterior a 20 ka. Por otro lado, la subunidad acústica subhorizontal superior presenta reflectores superiores que terminan en *toplap*, lo cual es característico de *system tracks* progradacionales o de alto estadio (HST), así como de agradación o *system tracks* regresivos (FSST), pero por encontrarse esta subunidad inmediatamente sobre el estadio transgresivo, es por esto que la subunidad acústica subhorizontal se asigna al alto estadio actual, la cual habría comenzado hace ~7 ka (Lambeck *et al.*, 2014). Esto último se confirma mediante las edades de radiocarbono que Vargas *et al.* (2011b) obtuvieron a partir de testigos de sedimento obtenidos desde las capas más superficiales de lo que sería la subunidad acústica subhorizontal superior, de 2–3 ka BP.

Una cuarta unidad sismoestratigráfica se reconoce al norte de la Bahía Mejillones a una profundidad entre 120–220 m b.n.m. (perfiles sísmicos Horn-2, Horn-8 y Horn-9; **Figura 57**). Esta unidad se presenta bien desarrollada en el perfil sísmico Horn-2, presentado reflectores subhorizontales y subparalelos al fondo marino, con una potencia de poco más de 30 m (**Figura 57**). Debido a la profundidad a la que se encuentra esta unidad sismoestratigráfica se determina que es asignable al bajo estadio del LGM.

#### 4.5.3.3.2 Estructuras presentes en el substrato de la plataforma continental

El substrato acústico deformado asignado a la Formación La Portada es la unidad sismoestratigráfica en la cual se pueden reconocer gran parte de las estructuras observadas en los perfiles sísmicos localizados en la plataforma continental de la PM (**Figura 57**). Las capas del substrato acústico deformado mantienen hacia el NE, en la Bahía Mejillones, y más hacia el norte del área de estudio éstas mantienen hacia el O, con ángulos que varían entre 0–10°. En la Bahía Mejillones se reconocen pliegues anticlinales y sinclinales con longitudes de onda de 3 y 10 km (**Figura 57**), respectivamente, y amplios ángulos de interlimbo de 165–178° de apertura. Los pliegues anticlinales se localizan al occidente de la Bahía Mejillones, muy próximos a la FM, como se observa en los perfiles sísmicos Pen-5 y 1123-02 (**Figura 57**). Debido al basculamiento hacia el O de la superficie del *hemigraben* Pampa Mejillones, y el reconocimiento de pliegues de arrastre en las capas de la Formación La Portada colindantes a la FM en el sector La Rinconada, se determina que este pliegue anticlinal corresponde a un anticlinal de *rollover*, el cual genera hacia el este del un pliegue sinclinal aparente debido al basculamiento que se genera en el substrato acústico deformado por acción de la FM (perfil geológico esquemático; **Figura 57**). El punto de inflexión del pliegue sinclinal fue reconocido por González (2013) en la costa de la Bahía Mejillones, cerca del sector del Megapuerto (**Figura 57**): en conjunto con la observación de los perfiles sísmicos este punto de inflexión se unió con los presentes en el sustrato acústico deformado, los cuales muestran un eje de pliegue de dirección NNE-SSE y buzamiento hacia el NNE (**Figura 57**). Cerca del extremo norte de la FM el punto de inflexión del pliegue sinclinal se aproxima considerablemente a ésta, en donde la dirección del eje de pliegue se quiebra en dirección hacia el extremo norte de la falla (**Figura 57**). Este quiebre en el eje de pliegue concuerda con la traza del límite del basculamiento reconocido en la LGMP, lo cual corroboraría los límites superficiales de la deformación que están siendo controlados por

la acción de la FM. A mitad de distancia del perfil sísmico 1125-01, el más largo de la zona de estudio, se reconoce otro pliegue sinclinal, el cual no presenta una falla asociada que pueda ser interpretada, ya que no se observa ningún tipo de dislocación superficial o de la superficie de erosión (**Figura 57**). Es por esto que se proponen dos hipótesis para la presencia de este pliegue sinclinal en el perfil sísmico 1125-01: 1) corresponde a un pliegue sinclinal asociado a una falla normal inactiva dispuesta en una dirección diferente a la tendencia N-S del resto de fallas presentes en el área de estudio; 2) la estructura no corresponde a un pliegue sinclinal, sino más bien a la conjunción de cambio de pendiente que presentan las capas del substrato acústico deformado de la Bahía Mejillones, que mantean hacia el NE (**Figura 57**), y las capas del substrato acústico deformado presentes al centro-norte del área de estudio, que mantean hacia el O (perfiles sísmicos Pen-1a1 y Pen-2; **Figura 57**).

El sustrato acústico deformado presenta deformación asociada a la FM, por lo que se determina que es una etapa de deformación sin-tectónica I; por otro lado, el substrato acústico subhorizontal inferior presenta capas flexuradas cerca de la falla y estratos de crecimientos, por lo que se determina que es una etapa de deformación sin-tectónica II (Pen-5; **Figura 57**). En cambio, al substrato acústico subhorizontal superior no se le observa ningún tipo de deformación asociada y estratos de crecimiento, por lo que se interpreta como una etapa post-tectónica (**Figura 57**).

En el perfil sísmico Horn-2 se observa la mayor dislocación representada en un único escarpe con 20 m de altura (**Figura 57**). Esta estructura se asocia con la presencia de los depósitos correspondientes a la unidad sismoestratigráfica asignada al bajo estadio del LGMP. En la batimetría se observa una pequeña plataforma que se desarrolla entre 180–240 m b.n.m., en donde se encuentran localizados estos depósitos. Por lo que las fallas presentes en este sector están condicionando la evolución del fondo marino, contribuyendo al desarrollo de una segunda plataforma en el fondo marino más profunda que la plataforma ubicada hasta los 120 m b.n.m. En este mismo perfil sísmico, el control del fondo marino se evidencia también debido a la presencia del Horst 1, a partir del cual la batimetría comienza a caer bruscamente hacia la fosa (**Figura 57**).

#### *4.5.3.3 Remociones en masa submarinas y traslape estructural frente a Punta Yayes*

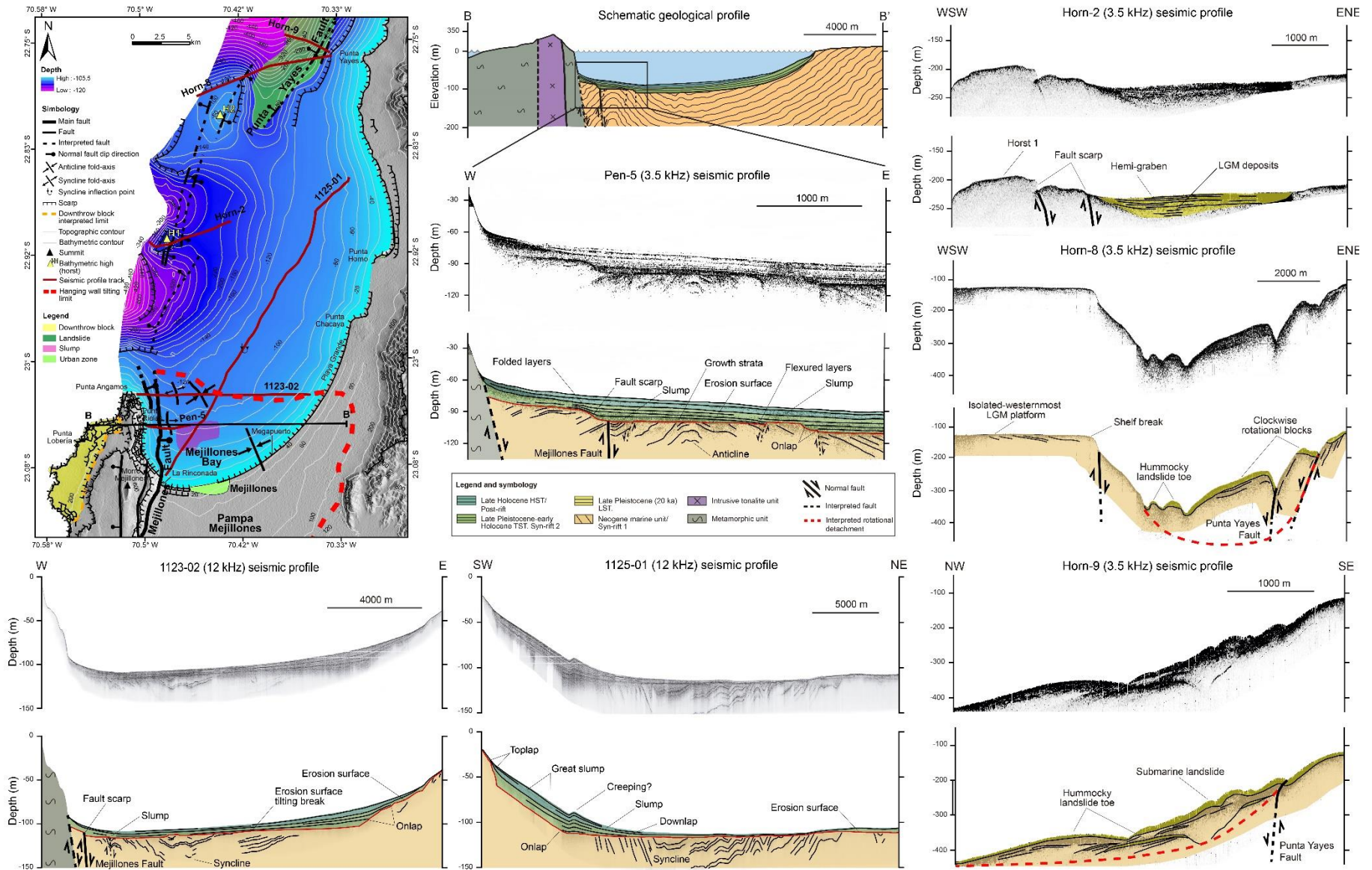
El extremo norte del área de estudio, frente a la costa de Punta Yayes, y como ya se ha mencionado anteriormente, presenta una batimetría anómala, discontinua e irregular que interrumpe de forma abrupta la continuidad del LGMP y de la plataforma continental en general, la cual se desarrolla ampliamente al sur de este sector (**Figuras 56 y 57**). En este sector se observa el término de las geomorfologías y estructuras asociadas al SFM, siendo el Horst 2 la manifestación más septentrional de la deformación que se asocia con la evolución morfoestructural de la PM (**Figura 57**). El Horst 2 corresponde a una porción aislada del LGMP, la cual se encuentra totalmente desconectada del resto de la plataforma (**Figura 57**), debido a la depresión batimétrica que se genera producto del fuerte control estructural que ejerce la presencia de fallas normales, como se puede apreciar en el perfil sísmico Horn-8 (**Figura 57**). Esta separación que el Horst 2 presenta con el resto de la LGMP sugiere que en algún momento estas dos porciones de fondo marino estuvieron alguna vez conectadas y fueron desconectadas por la acción de las fallas. Esto se evidencia debido a la presencia de remociones submarinas que corresponden a colapsos gravitacionales con estructuras tipo *hummocky* y bloques

rotados en sentido horario correspondientes al substrato acústico deformado, los cuales se originan sobre la traza de la FPY que presenta un salto acumulado vertical de hasta 200 m (perfiles sísmicos Horn-8 y Horn-9; **Figura 57**). Además, se observa que el límite extremo norte de la LGMP está demarcado por un escarpe localizado a 120 m b.n.m., el cual presenta una forma cóncava en planta, algo que es muy característico de cicatrices presentes en deslizamientos traslacionales y rotacionales. La ocurrencia del colapso de la LGMP en este sector tendría directa relación con la presencia de la FPY (perfiles sísmicos Horn-8 y 9; **Figura 57**).

El tamaño superficial de este deslizamiento es considerablemente extenso, abarcando por lo menos unos 34,69 km<sup>2</sup>. La extensión superficial de esta remoción sería mínima, ya que la presencia de ésta continúa siendo significativa a lo largo del perfil más septentrional (Horn-10; **Figura 48**) localizado en el área de estudio, por lo que es probable que continúe hacia el norte. A partir de esta área, y considerando las estructuras interpretadas en los perfiles Horn-8 y Horn-9 (**Figura 57**), es posible cubicar el volumen del deslizamiento. Esto se realizó usando el software ArcGIS 10.7, en donde se consideró como límite inferior del deslizamiento la parte más profunda del polígono de la remoción (**Figura 57**), proyectándose horizontalmente hasta la FPY, la cual actúa en superficie como el límite superior, y en profundidad como límite oriental del deslizamiento. Estas condiciones de borde arrojaron un volumen de 5,91 km<sup>3</sup>. No obstante, debido a la forma superficial y presencia de bloques rotados presentes en los perfiles Horn-8 y 9, es probable que el deslizamiento se haya generado debido a un despegue rotacional en profundidad, el cual se interpreta a partir de dichos perfiles, en la **Figura 57**. A partir de estos despegues se obtienen las funciones polinómicas que mejor se ajustan a las curvas propuestas, y con las cuales se logran estimar las áreas encerradas tanto por éstas como por las áreas que arrojaron las funciones polinómicas de las curvas que mejor se ajustaron la superficie del fondo marino. Considerando la diferencia entre el área de la geometría del despegue rotacional propuesto y el área para un despegue subhorizontal (como el que fue modelado por ArcGIS), a partir del perfil Horn-9 (**Figura 57**), se obtiene un volumen aproximado del deslizamiento correspondiente a 3,60 km<sup>3</sup>. En cambio, considerando la geometría del despegue rotacional propuesto en el perfil Horn-8 (**Figura 57**), el volumen aproximado del deslizamiento correspondería a 9,43 km<sup>3</sup>. Si bien la incertidumbre en la cubicación del deslizamiento submarino es alta, el volumen de éste se encontraría dentro del orden de 1–10 km<sup>3</sup>, ~10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>.

El sector de Punta Yayes representaría una zona de deformación caracterizada por el traslape de fallas normales con manteos opuestos, y el colapso de la plataforma continental, lo cual podría marcar el límite entre dos estilos estructurales que evidenciarían el control de procesos tectónicos diferentes, posiblemente debido a cambios en la tectónica local. Esta interpretación se desarrollará con más detalle en discusiones.





**Figura 57.** Mapa de las estructuras y geofomas asociadas a estas, reconocidas en el área de estudio, así como la distribución de los perfiles de reflexión sísmicos. Cada uno de los perfiles se encuentran repetidos con el fin de mostrar una versión con los datos crudos y otra interpretada.



## 4.6 Discusiones

### 4.6.1 Alzamiento acelerado y su vinculación con la actividad de la Falla Mejillones durante el Cuaternario

Se ha propuesto que la velocidad del alzamiento que afecta a la costa del norte de Chile, y particularmente a la PM, ha ocurrido a tasas de alzamiento moderadas (0,2–0,5 m/ka) y prácticamente estáticas, las cuales no han presentado mayores variaciones desde el Pleistoceno Medio en adelante (Ortlieb *et al.*, 1996a; Victor *et al.*, 2011; Melnick, 2016; Saillard *et al.*, 2017; Garrett *et al.*, 2020). No obstante, algunos trabajos han presentado evidencias que contradicen estos resultados, demostrando la ocurrencia de aceleraciones en las tasas de alzamiento durante el Pleistoceno (Binnie *et al.*, 2016; González-Alfaro *et al.*, 2018), en donde algunas de estas evidencias radican en la presencia de depósitos litorales de edad ~40 ka, correspondientes al MIS 3, en el sector de La Rinconada (González-Alfaro *et al.*, 2018; **Figura 57**). La presencia de MIS 3 en la PM es una anomalía de escala planetaria, ya que se necesitan altas tasas de alzamiento costero para su preservación, por lo general, depósitos asignados al MIS 3 se encuentran presentes en los límites de convergencia de placas tectónicas que se encuentran afectas a la ocurrencia de grandes terremotos de subducción, lo que conlleva que la costa a lo largo de estos límites de placas presente un alzamiento rápido y no-uniforme (Pedoja *et al.*, 2014). La cinemática extensional presente en la costa del antearco de los Andes Centrales del norte de Chile se caracteriza por la presencia de fallas normales, estructuras que absorben la deformación vertical que afecta a la corteza superior, al menos desde el Plioceno en adelante (Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; Delois *et al.*, 1998; González *et al.*, 2003; González *et al.*, 2006; Allmendinger y González, 2010; Cortés-Aranda *et al.*, 2015; González-Alfaro *et al.*, 2018). Para la parte norte de la PM, los resultados de esta investigación muestran una mayor actividad en el movimiento de la FM desde el extremo sur hacia el extremo norte de su traza, evidenciando movimientos verticales mínimos en el sur y máximos en el norte del *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figuras 49–51**). Al considerar que la actividad de la FM aumenta en el tiempo con un incremento gradual en la deformación vertical de los paleo-cordones litorales localizados en el *hemigraben* Pampa Mejillones, los cuales presentan una edad más joven de sur a norte (**Figura 50**), es necesario evaluar si existe una relación espacio-temporal entre una mayor actividad de la FM durante el Pleistoceno Medio en adelante y una aceleración en el alzamiento que la explique.

El dato más antiguo de alzamiento en la PM corresponde a una edad de  $3,25 \pm 0,17$  Ma obtenida a partir de la datación de un nivel de cenizas intercalado en depósitos aluviales mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en la ladera occidental del Morro Mejillones a 603 m s.n.m., el cual arrojó una tasa de alzamiento de  $0,18 \pm 0,02$  m/ka para la terraza más alta ubicada a 580 m s.n.m. (Marquardt *et al.*, 2005; **Figura 50**). En el trabajo de Binnie *et al.* (2016) se lograron obtener edades cosmogénicas mediante el método de  $^{10}\text{Be}$  en las terrazas de abrasión marina del sector occidental del bloque yacente Morro Mejillones, las cuales se disponen de forma escalonada desde la base del Morro Mejillones hasta la costa (**Figura 50**). La edad de la terraza más alta (288 m s.n.m.) obtenida en este estudio fue de  $481 \pm 43$  ka, y la de la terraza más baja (25 m s.n.m.) fue de  $269 \pm 21$  ka, asignadas al MIS 13 y MIS 9a, respectivamente (**Figura 50**). Además, Binnie *et al.* (2016) reconocieron otra terraza que fue asignada como MIS 13 ( $486 \pm 47$

ka), pero localizada a una altitud más baja (144 m s.n.m.) que la correspondiente a 288 m s.n.m. (**Figura 50**). A partir de esos resultados determinan que la tasa de alzamiento desde el MIS 13 localizado a 288 m s.n.m. debería ser de  $0,60 \pm 0,06$  m/ka, y desde el MIS 13 localizado a 144 m s.n.m. de  $0,53 \pm 0,18$  m/ka. Por lo tanto, concluyen que una aceleración en el alzamiento debería haber ocurrido posterior a 200 ka y que la parte occidental del bloque yacente Morro Mejillones estaría colapsando hacia la costa como un bloque independiente del resto, debido a una sucesión de fallas normales que mantean hacia el oeste (**Figura 50**). Si bien Binnie *et al.* (2016) determina que la terraza más reciente correspondería al MIS 9a, Gonzalez-Alfaro *et al.* (2018) reconocen una reocupación en la parte más inferior de esta terraza, asignándola al MIS 3. La única forma de explicar esto último sería que el colapso de la parte occidental del bloque yacente Morro Mejillones, interpretado por Binnie *et al.* (2016), tendría que haber ocurrido con anterioridad a la reocupación que aconteció durante el MIS 3. Esto podría evidenciar que en la parte occidental de la plataforma continental emergida (y sumergida) estarían ocurriendo procesos de alzamiento y subsidencia (debido a colapso gravitatorio de bloques), pero en donde el alzamiento seguiría siendo predominante (**Figuras 50 y 57**).

En el extremo sur del *hemigraben* Pampa Mejillones se reconocen los depósitos litorales más antiguos, los cuales se identificaron mediante una edad de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenida a partir de un nivel de ceniza retrabajado debajo de paleo-cordones litorales, con un valor de  $790 \pm 30$  ka (MIS 19) a una altura de 187 m s.n.m. (Marquardt *et al.*, 2005; **Figura 56 y 58**), lo cual arroja una tasa de alzamiento de  $0,24 \pm 0,01$ . Esta tasa de alzamiento concuerda con las obtenidas por Ortlieb *et al.* (1996a) a partir del estudio de las terrazas marinas ubicadas entre Punta Horno y Punta Chacaya (**Figura 57**), pero para una ventana de tiempo de 330 ka. De acuerdo a los datos de basculamiento de los paleo-cordones litorales localizados en el extremo sur del *hemigraben* Pampa Mejillones, la tasa de deslizamiento de la FM, para el extremo meridional de la zona S (**Figura 50**), sería de  $0,08 \pm 0,01$  m/ka, si se considera la edad de Marquardt *et al.* (2005). Un poco más al norte desde donde se obtuvo esta edad, dentro de la zona SC (**Figura 50**), se han reconocido moluscos de la especie *Traquicardium sp.* (Cortés *et al.*, 2007). Ortlieb *et al.* (1996b) determinaron que esta especie no es común encontrarla en las costas del norte de Chile, habitando sólo desde de América Central hasta el Perú en la costa occidental de Sudamérica, por lo que su presencia en la PM se debería a que cuando ocurren eventos tipo ENSO estas especies pueden llegar a estas latitudes. Estos moluscos habrían perdurado por bastante tiempo en la PM gracias a que habrían habido ambientes de tipo *lagoon* interconectados con el mar y condiciones de temperatura un poco más cálidas hace 400 ka (MIS 11; correlacionado a partir de una edad de U/Th obtenida por Ortlieb *et al.* (1996a) en Pampa Aeropuerto, sector sur de la PM), lo cual mantenía a estos *lagoons* con la temperatura adecuada para la supervivencia de *Traquicardium sp.* Por lo tanto, de manera tentativa utilizamos la asignación de MIS 11 (400 ka) –con un nivel del mar parecido al actual– para estimar la tasa de alzamiento para la zona SC del *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 50**), arrojando un valor de  $0,41 \pm 0,01$  m/ka; y una tasa de deslizamiento para la FM de  $0,12 \pm 0,04$  m/ka para los últimos 400 ka. Más hacia el norte, en el límite entre las zonas NC y N (*scar 1*; **Figura 50**), se ha estimado una edad de luminiscencia estimulada pIRIR en feldespatos de las arenas transgresivas que se encuentran subyaciendo los paleo-cordones litorales de edad  $204,6 \pm 20,3$  ka al norte de este límite, a partir de la cual se asignó al *Scar 1* como MIS 7a (200 ka; González, comunicación oral; **Figura 50**). Considerando que en ese tiempo el nivel del mar se encontraba a 10 m b.n.m. con respecto al actual (Cutler *et al.*, 2003), la tasa de alzamiento

estimada arroja un valor de  $0,65 \pm 0,02$  m/ka; y una tasa de deslizamiento para la FM de  $0,28 \pm 0,02$  m/ka. Un poco más hacia el norte en el sector costero de La Rinconada, González-Alfaro *et al.*, (2018) determinaron mediante radiocarbono edades de ~40 ka (MIS 3; **Figura 50**) en depósitos de arenas litorales transgresivas, una tasa de alzamiento de  $1,52 \pm 0,16$  m/ka y deslizamiento para la FM de 0,47 m/ka a partir de un nivel de conglomerados coquináceos desplazado por ésta, para la asignación MIS 3 correspondiente a 44 ka. Esto evidencia la directa relación que existe entre el alzamiento acelerado de la PM y la actividad acelerada del deslizamiento de la FM, en donde en promedio, habría absorbido un 35% de la deformación vertical generada por el alzamiento que ha ocurrido desde hace 790 ka hasta la actualidad (**Figura 58**).

A partir de las tasas de alzamiento del *hemigraben* Pampa Mejillones, la evolución de éstas para cada ventana de tiempo queda determinada de la siguiente forma:  $0,06 \pm 0,01$  m/ka, entre  $790 \pm 30$  y 400 ka;  $0,17 \pm 0,01$  m/ka, entre 400 y 200 ka;  $0,62 \pm 0,02$  m/ka, entre 200 y 44 ka (**Figura 58**). Si consideramos los resultados de la profundidad del *inner-edge* de la LGMP cuando el nivel del mar se encontraba a  $131 \pm 3$  m b.n.m. (Simms *et al.*, 2019), obtenemos una tasa de alzamiento de  $1,92 \pm 0,46$  m/ka, entre 44 y 20 ka; y  $1,25 \pm 0,15$  m/ka entre 20 y 0 ka (**Figura 58**). Estas tasas de alzamiento evidencian que la aceleración del alzamiento podría haber comenzado, en parte, incluso antes de 200 y 44 ka, como proponen Binnie *et al.* (2016) y González-Alfaro *et al.* (2018), respectivamente, lo que podría indicar dos pulsos de aceleración. Este incremento se observa en la parte sur de la zona SC, en donde se observa un incremento en la extensión de la superficie basculada del *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 50**); además es en este sector en donde se observa un brusco incremento en la altura del escarpe de la FM, correspondiente al segmento SC (**Figura 49**). Por otro lado, los *scars* son interpretados como máximos transgresivos, los cuales erosionan cordones litorales pre-existentes. En las zonas S y SC se presenta la mayor densidad de *scars*, mientras que al norte de la zona SC los *scars* se distribuyen mucho más espaciados. Esto último se podría explicar por las bajas tasas de alzamiento que predominaron antes de 400 ka, lo que habría generado que cada trasgresión interglacial (*scar*) no estuviera tan separada de su predecesora; es cuando aumenta la tasa de alzamiento que el registro asociado al ingreso máximo del mar en el continente en cada una de las transgresiones se empieza a alejar cada vez más de sus predecesores (**Figura 50**). Esto es observable de forma directa a partir de los paleo-cordones litorales ubicados en la parte septentrional de la PM (**Figura 50**), los cuales se van espaciando unos con respecto a los otros cada vez más hacia el norte, lo cual también corrobora las tasas de alzamiento acelerado estimadas. De todas formas no se descarta que algunos *scars* evidencien una aceleración del movimiento de la FM, lo cual también podría haber provocado transgresiones forzadas (**Figura 50**). Además, en el extremo meridional del *hemigraben* Pampa Mejillones, la presencia de *lagoons* que permitieron el hábitat de *Traquicardium sp.* hace 400 ka (Ortlieb *et al.*, 1996), requeriría de una costa con baja pendiente y estable, lo que permitiría el llenado constante del mar al interconectar, lo cual se podría lograr con bajas tasas de alzamiento, ya que con tasas de alzamiento más rápidas estos *lagoons* quedarían desconectados de la línea de costa no permitiendo el desarrollo de especies marinas litorales. Esta diferencia de pendientes se aprecia en la **Figura 51**, en donde en el extremo sur de los perfiles *swath* N-S presentan pendientes muy cercanas a cero, a diferencia de las más cercanas de la costa actual con pendientes mucho más pronunciadas.

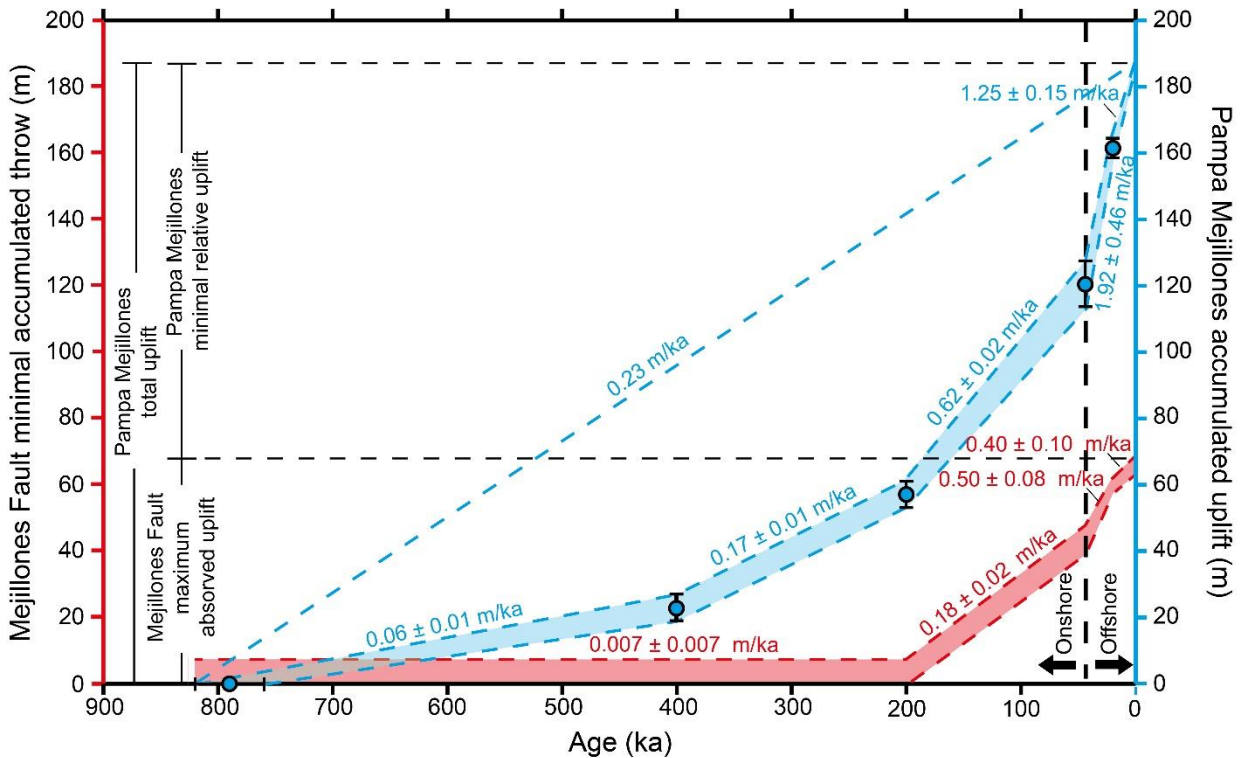


Figura 58. Gráfico de alzamiento acumulado de la Pampa Mejillones y deslizamiento acumulado de la Falla Mejillones, para los últimos  $790 \pm 30$  ka. La línea segmentada azul aislada corresponde a la tasa de alzamiento para los últimos 820 ka. El polígono azul corresponde al error en la tasa de alzamiento para cada ventana de tiempo (820-200, 200-44, 44-20 y 20-0 ka); nótese el aumento exponencial en la tasa de alzamiento a medida que el tiempo avanza. El polígono rojo alinea el alzamiento neto del *hemigraben* Pampa Mejillones, sustrayendo el desplazamiento de la Falla Mejillones. Destaca el hecho de que la aceleración en la tasa de alzamiento es coetánea con la aceleración de la tasa de deslizamiento de la falla. Sólo para los últimos 20 ka se produce una leve desaceleración tanto para la tasa de alzamiento como para la tasa de deslizamiento de la falla.

Para cada ventana de tiempo los incrementos en el alzamiento son hasta 3 veces más grandes que la ventana de tiempo predecesora, lo cual implicaría una aceleración que aumenta exponencialmente (Figura 58). No obstante, la tasa de alzamiento para la ventana de tiempo entre 20–0 ka disminuye un poco con respecto al periodo que abarca de 44–20 ka, lo que podría indicar que esta aceleración en el alzamiento no sea completamente regular a medida que observamos periodos cada vez más acotados. Otra explicación podría corresponder a que las tasas de alzamiento submarinas se encuentran lo suficientemente alejadas hacia el norte de la zona emergida, como para ir saliéndose de la zona del *peak* máximo de influencia del levantamiento tectónico. Esto implicaría que el sector latitudinal ubicado a la altura de la costa de la Bahía Mejillones-Morro Mejillones (Figura 57), podría presentar los *peaks* máximos de alzamiento para los últimos miles de años en toda la parte norte de la PM. Esto último se evidencia mejor al observar la altura de 288 m s.n.m. a la que se encuentra la edad de 486 ka reportada por Binnie *et al.* (2016). Según nuestras estimaciones en Pampa Mejillones esa edad debería encontrarse ~170 m s.n.m., y si bien se podría argumentar que la FM absorbió parcialmente parte de la deformación, para ese periodo la FM prácticamente no se habría movido en ese sector (Figura 58). Esto sugiere que incluso dentro del sector norte de la PM debe haber diferencias en el alzamiento, siendo Morro Mejillones el sector más probable en concentrar la mayor deformación vertical del área de estudio. Además, a la misma latitud de Morro Mejillones, la FM debería haber absorbido mayor deformación, por lo que es

probable que los desplazamiento observados en Pampa Mejillones sean mínimos, puesto que si bien tenemos datos de desplazamiento vertical de los paleo-cordones litorales, no tenemos disponible ningún dato de los desplazamientos submarinos que experimentó la FM durante el Pleistoceno, por lo que debe haber mucho desplazamiento implícito oculto que no está registrado en los paleo-cordones. Lo anterior, puesto que durante gran parte de ese periodo de tiempo el *hemigraben* Pampa Mejillones estuvo sumergido. Esto último es sustentado por la gran altura del escarpe de la FM, la cual no se condice con los desplazamientos de la FM, como se vio anteriormente.

Las evidencias de tasas de alzamiento aceleradas desde el Pleistoceno medio hasta el presente va en contraposición con los datos de Victor *et al.* (2011), quienes proponen tasas de alzamiento constantes de 0,5 m/ka desde el Pleistoceno Medio en adelante. El problema con esta estimación es que Victor *et al.* (2011) consideran las alturas de los MIS en el centro del *hemigraben* Pampa Mejillones, los cuales se encuentran totalmente basculados por la FM, al contrario de este trabajo en que se consideran alturas fuera de la zona de basculamiento del *hemigraben* Pampa Mejillones. Pero si bien Victor *et al.* (2011) consideraron la tasa de deslizamiento de la FM, ésta no es regular a lo largo de su traza; por lo tanto, las tasas de alzamiento para Victor *et al.* (2011) se encuentran sobrestimadas en su parte sur y subestimada en la parte norte del *hemigraben* Pampa Mejillones. Ortlieb *et al.* (1996a) determinaron la presencia de MIS 5 a altitudes entre 18 y 25 m s.n.m. en los sectores de Punta Yayas y Punta Chacaya, las cuales se traducen en tasas de alzamiento de 0,28 m/ka; sin embargo, estas estimaciones se hicieron a partir de edades de U/Th que parecieran estar rejuvenecidas por procesos diagenéticos o envejecidas por la incorporación de conchas más viejas debido al retrabajamiento de material proveniente de estadios isotópicos anteriores, junto a una propuesta de asignaciones sin sustento geocronológico, como se observa a partir de una edad de  $217,2 \pm 9,4$  ka (MIS 7) localizada a 90 m s.n.m. en Punta Chacaya, la cual los autores asignan al MIS 9 o MIS 11.

Por otro lado, para la ventana de tiempo correspondiente al Holoceno, Garret *et al.* (2020) proponen tasas de alzamiento cercanas a cero para la costa de la Región de Antofagasta a partir de modelos GIA contrastados a partir de los datos obtenidos en el sector de Michilla por Leonard y Wehmiller (1990). Los datos de Leonard y Wehmiller (1990) fueron corroborados por González-Alfaro *et al.* (2018), evidenciando tasas de alzamiento muy superiores para dicho sector, cercanas a 1 m/ka. Tasas de alzamiento durante el Holoceno son más evidentes en el sector de Playa Grande, en donde se encuentran depósitos litorales del tipo *shoreface* (zona de oleaje entrante y saliente) a una altura mínima de 7 m s.n.m., a partir de los cuales se obtuvieron edades radiocarbono de ~4 ka, con tasas de alzamiento >1 m/ka, las cuales se encuentran dentro del orden de magnitud de la tasa de alzamiento obtenida para la LGMP en la ventana de tiempo de 20–0 ka, localizada costa afuera de Playa Grande a menos de 4 km de distancia (**Figura 56**).

#### 4.6.2 Geometría y ruptura asimétrica tipo tijera para la Falla Mejillones

La FM es la principal estructura presente en la PM y ha sido descrita y caracterizada por varios trabajos anteriores (González *et al.*, 2003; Marquardt *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2005; González *et al.*, 2006; Vargas *et al.*, 2011a; Victor *et al.*, 2011; Cortés *et al.*,

2012; González-Alfaro *et al.*, 2018; Ritz *et al.*, 2019). Varias estimaciones correspondientes a la tasa de deslizamiento de esta falla se han propuesto para diferentes ventanas de tiempo dentro del Cuaternario, con valores que varían entre 0,2–0,6 m/ka. Cada una de las tasas de deslizamiento para la FM han sido estimadas en sectores puntuales dentro de sus 35 km de traza, y si bien las estimaciones se han hecho en las partes centrales de la falla, estas serían las partes que acumulan mayor deslizamiento al momento de producirse la ruptura a lo largo del plano de falla disminuyendo rápidamente hacia sus extremos (Cowie y Shipton, 1998; Nicol *et al.*, 2020). No obstante, esta metodología no aplicaría para fallas que presentan planos con geometría asimétrica, las cuales presentan un mayor deslizamiento hacia uno de los extremos de su traza (Nicol *et al.*, 2016). De acuerdo a los resultados de esta investigación, la FM correspondería a una estructura que presenta una ruptura asimétrica con un geometría tipo tijera la cual se abre hacia el norte, por lo que su tasa de deslizamiento podría estar subestimada a lo largo de su traza; además, esta subestimación podría acentuarse aún más debido a un desplazamiento menor de los estratos que se encuentran cercanos al plano de falla y partición de la deformación vertical a través de fallas subsidiarias sintéticas en el *hemigraben* Pampa Mejillones durante el deslizamiento de la FM. Estos procesos de deformación, que ocurrirían sincrónicos con el desplazamiento del plano principal de falla, no han sido considerados en trabajos anteriores que se han encargado de estimar las diferentes tasas de deslizamiento en localidades puntuales de la FM (Marquardt *et al.* 2005; Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012; González *et al.*, 2018; Ritz *et al.*, 2019).

Como fue presentado en la parte de resultados, la FM presenta un desplazamiento vertical acumulado que se acentúa hacia el norte del *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 50**), esto en asociación con un aumento de la altura del escarpe de la FM hacia el norte (**Figura 49**) y un aumento de la pendiente de la superficie del *hemigraben* Pampa Mejillones en la misma dirección (**Figura 51**). Esto último, en adición con los datos del sustrato submarino de la Bahía Mejillones (**Figura 57**), estarían indicando que los mayores deslizamientos de la FM se concentrarían cercanos en la costa, a la latitud de la ciudad de Mejillones (**Figura 50 y 51**). Esta interpretación es posible apoyarla mediante los resultados que entregaron los perfiles gravimétricos realizados por Castillo (2008), a lo largo del *hemigraben* Pampa Mejillones. En el trabajo de Castillo (2008) se realizaron perfiles E-O de sur a norte, incluyendo a la Bahía Mejillones, a partir de un modelo gravimétrico aplicado para la parte norte de la PM, a partir de los cuales se observó un aumento gradual en el espesor de los sedimentos que rellenan la cuenca del bloque colgante de la FM, estableciendo que el depocentro del relleno sedimentario se encontraría a la latitud de la ciudad de Mejillones y adyacente a la FM, con ~1000 m de espesor. Este gran espesor a la altura de la ciudad de Mejillones fue posteriormente corroborado por Maringue *et al.* (2018), los cuales mediante métodos gravimétricos, magneto-telúrico y análisis multicanales de ondas superficiales, determinaron que el límite roca-relleno sedimentario presentaba una profundidad máxima de ~750 m a la latitud de la ciudad de Mejillones, cerca de la FM. Debido a que la deformación de la FM se asocia con una partición de la deformación que genera el alzamiento en la parte norte de la PM, es que se propone que las tasas de alzamiento más importantes estarían concentradas cerca de la latitud del Morro Mejillones, el cual se encuentra cerca de la misma latitud respecto de la ciudad de Mejillones. Esto último, explicaría el porqué se presentan tasas de alzamiento más bajas en la LGMP de 20 ka, con respecto a tasas de alzamiento más altas en el sector de La Rinconada (44 ka), la cual se encuentra a la



latitud del Morro Mejillones-ciudad de Mejillones. Esta hipótesis reafirmaría que parte de la señal del alzamiento acelerado que se observa de sur a norte en el *hemigraben* Pampa Mejillones, sería aparente, ya que al trazar un perfil N-S en este bloque se debería esperar que la señal del alzamiento aumente hacia el norte, en donde se acumularía una mayor deformación vertical. La idea de una concentración del alzamiento a la latitud de Morro Mejillones no se contrapone y tampoco descarta la propuesta de alzamiento acelerado, puesto que en el estudio de Binnie *et al.* (2016), el alzamiento se evaluó a la latitud de Morro Moreno y en dirección E-O, en donde la señal de aceleración fue determinada a partir de notorios cambios en la tasa de alzamiento posterior a 200 ka.

Lo debatible frente a la propuesta de una mayor tasa de alzamiento a la latitud de la ciudad de Mejillones, es que un cambio importante en la deformación vertical debería verse reflejado en superficie a través de una estructura que acomode este alzamiento diferencial que se produce de sur a norte en el *hemigraben* Pampa Mejillones; no obstante, esta estructura sí se encuentra presente la superficie y corresponde a la Falla Pampa Mejillones (**Figuras 50 y 51**). Lo que llama más la atención de la Falla Pampa Mejillones es que es la única estructura del sector que no presentan una orientación N-S, sino que un rumbo con una orientación NE-SO. Su rumbo NE se dispone subparalelo a las curvas topográficas, por ende, la Falla Pampa Mejillones presenta un manteo hacia el NO, en la dirección de máxima pendiente de la superficie del *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 51**). Sin embargo, la Falla Pampa Mejillones no es completamente de rumbo NE-SO, ya que su parte sur presenta un rumbo N-S como el resto de las fallas del sector. El cambio de rumbo N-S a NE-SO se produce justamente a la latitud en donde el escarpe de la FM aumenta de forma abrupta su altura (perfil *swath* SC, **Figuras 49 y 50**) y un salto en el desplazamiento vertical acumulado de la FM entre las zonas SC y NS (**Figura 50**). A partir de esto último se determina que la inflexión N-S a NE-SO que ocurre en el rumbo de la Falla Pampa Mejillones marcaría el comienzo hacia el norte del aumento de la extensión del plano de ruptura y deslizamiento que se produce en la FM, en respuesta de un fuerte contraste en la deformación superficial que se generaría entre los grandes deslizamientos que ocurren al norte y los mínimos deslizamientos que ocurren al sur de la FM. El salto vertical acumulado máximo de la Falla Pampa Mejillones es cerca de 30 m de altura, lo que equivale a casi la mitad del desplazamiento vertical acumulado máximo que genera la FM; por lo tanto, la Falla Pampa Mejillones jugaría un rol principal como una estructura importante que sirve para acomodar la deformación diferencial que se genera a lo largo de un plano de falla con una geometría asimétrica.

Una pregunta que podría tratar de responderse es: ¿cómo ha evolucionado la propagación de la ruptura de la FM durante el Cuaternario? En base a los resultados obtenidos, los posibles escenarios planteados son: 1) un plano de ruptura asimétrico que ha mantenido fijos sus *tip points* y sólo ha crecido en deslizamiento; 2) un plano de ruptura asimétrico que ha propagado la traza de falla y deslizamiento hacia el norte, manteniendo fijo sólo su *tip point* sur; y 3) un plano de ruptura en donde ambos *tip points* se han propagado desde el centro de la falla, pero con un deslizamiento concentrado en la parte norte. Estos modelos de ruptura se basan en parte a partir de los modelos de propagación de fallas normales (Meyer *et al.*, 2002; Nicol *et al.*, 2005; Schlagenhauf *et al.*, 2008; Nicol *et al.*, 2016; Nicol *et al.*, 2020), en base a casos reales analizados por los autores. Considerando el hecho de que la FM podría corresponder a una estructura heredada (Scheuber y González, 1999), en donde gran parte de la altura del escarpe aumenta hacia el norte, pero gran parte de la altura del escarpe a lo largo de toda su traza tiene una

edad pre-790 ka, es posible descartar inmediatamente los modelos 2) y 3), por lo que el modelo más plausible y que mejor explicaría todos los resultados expuesto sería el modelo 1). Por lo tanto, se propone que la FM es una estructura antigua que presenta un largo de traza que no ha variado mucho en su extensión N-S a lo largo del tiempo geológico, la cual habría sido posteriormente reactivada de forma acelerada durante el Cuaternario, debido a la acomodación vertical como respuesta a una aceleración en el alzamiento que habría sido concentrada preferentemente a la latitud de Morro Mejillones, lo que habría implicado que la FM acumulara mayores desplazamientos a esa latitud.

El hecho de que la FM acumule mayor deslizamiento a la latitud de Morro Mejillones o la ciudad de Mejillones, tiene fuertes implicancias en la definición de sitios para excavar trincheras para la evaluación paleosimológica y de peligro sísmico de la falla. Por lo que, para el caso de la FM y de cualquier falla que presente una ruptura asimétrica de su plano perdurable a lo largo del tiempo, realizar una evaluación paleosismológica en la parte central de la traza conllevaría a una subestimación en las tasas de deslizamiento. Además de esto, habrían otros procesos de deformación que también contribuirían con una subestimación de las tasas de deslizamiento de la FM los cuales son: desarrollo de pliegues de arrastre normales en el plano de falla y fallas sintéticas que absorben la deformación vertical en el *hemigraben* Pampa Mejillones. En los perfiles sísmicos de la Bahía Mejillones se observan una serie de pliegues que se desarrollan en el sustrato neógeno; particularmente, adyacente a la FM se observa un pliegue de arrastre normal que se desarrolla en el bloque colgante del perfil Pen-5 (**Figura 57**). Este tipo de pliegue también es observado en los afloramientos de la Formación La Portada que se encuentran adyacentes a la FM en el sector La Rinconada (González-Alfaro *et al.*, 2018). Sobreyaciendo a los depósitos de la Formación La Portada, en donde se desarrolla este pliegue de arrastre normal (con mateos de 35° hacia el este), se localiza un nivel de conglomerados coquináceos subhorizontal que corresponde a la base de una secuencia de depósitos litorales asignados al MIS 3 (González-Alfaro *et al.*, 2018). Lo importante de este nivel de conglomerados es que su base presenta diferencias en su posición vertical, la cual varía a pocos metros de distancia desde la FM (**Figura 53**). Es así como en las inmediaciones de la FM (sector La Rinconada) el límite entre el nivel de conglomerados coquináceos basales y los depósitos de limos de la Formación La Portada, se encuentra a una altura de 3,2 m s.n.m. (**Figura 53**). En cambio, a tan sólo unos 350 m hacia el este de la FM, el techo de este nivel de conglomerados bioclástico se encuentra a 1 m s.n.m (González-Alfaro *et al.*, 2018), no reconociéndose la base que se encontraría en contacto con los depósitos limosos de la Formación La Portada (**Figura 53**); sin embargo, los depósitos de la Formación La Portada vuelven aflorar a 1 m s.n.m. a 100 m al este de dicho lugar, con capas subhorizontales, para luego a partir de este lugar, y hacia el este, comenzar a aumentar su altura de forma gradual hasta alcanzar una altura de 10 m s.n.m., con mateos de hasta 10° hacia el este (González, 2013), lo que demostraría el desarrollo de un pliegue de arrastre en el sector La Rinconada. La diferencia de 2,2 m entre los dos niveles de conglomerado coquináceo es mínima, e indicaría que la deformación vertical que genera el movimiento de la FM no estaría expresándose completamente en su plano a causa de un movimiento vertical diferencial que ocurriría en las capas sedimentarias que constituyen la Formación La Portada, posiblemente debido a la composición e incompetencia que éstas presentan. En la literatura comúnmente se ha pensado que la generación de pliegues de arrastre era debido a una reducción en la velocidad de flujo en las paredes de las rocas debido a la resistencia friccional que se generaba a lo largo de la falla, pero esta hipótesis ha sido

descartada mediante datos de terrenos y modelación numérica (Reches y Eidelman, 1995; Grasemann *et al.*, 2005). Trabajos como los de Reches y Eidelman (1995) han dado algunas inferencias sobre el desarrollo de pliegues de arrastre, donde en los centros de las fallas se generarían pliegues de arrastre inverso y en las terminaciones de éstas pliegues de arrastre normal. Esto último podría ocurrir para nuestro caso de estudio, aunque no aplicaría totalmente por el hecho de que para que esta propuesta sea factible se necesitan bloques rígidos, y el *hemigraben* Pampa Mejillones no presentaría una rigidez muy alta por lo sedimentos semiconsolidados que la componen. Grasemann *et al.* (2005) proponen que si una falla normal presenta una separación vertical  $VS = 0$ , y separaciones de *offset* de capas mayores a ésta, lo cual correspondería para el caso de la FM, se debería desarrollar un pliegue de arrastre inverso. Si el *offset* que separa a las capas no es muy grande, se podría superimponer a este pliegue de arrastre inverso un pliegue de arrastre normal. Si se observan los perfiles sísmicos que atraviesan transversalmente a la FM en la **Figura 57**, se puede ver como todo el sustrato neógeno deformado bascula hacia la FM, lo cual se puede inferir como sedimentación sintectónica sobre un gran anticlinal de *rollover* (pliegue de arrastre), estructura que se puede interpretar a partir de los datos gravimétricos que muestran la conformación geométrica que tendría el basamento de la cuenca del *hemigraben* Pampa Mejillones, según los datos de Castillo (2008) y Maringue *et al.* (2018); y sobreimpuesto a este gran pliegue de arrastre inverso (anticlinal de *rollover*), se presenta una sucesión de pliegues que se desarrolla debido a la incompetencia del material deformado, lo que conlleva, inmediatamente sobre la FM, a la formación de un pliegue de arrastre normal (Perfil Pen-5; **Figura 57**). En el trabajo de Ferril *et al.* (2017) se analiza la relación entre el fallamiento normal y la mecánica de las capas estratigráficas que son dislocadas, proponiéndose, en una de las temáticas abarcadas, que la propagación de la falla es fuertemente controlada por la mecánica de las rocas que la componen, la cual depende de la ductibilidad del material en cuestión, en donde una alta ductibilidad impediría la propagación de la falla. De esta forma, en capas incompetentes como lutitas ricas en arcillas o evaporitas, la propagación de la falla sería baja o se frenaría (Ferril y Morris, 2008), lo cual se podría aplicar también para los sedimentos semiconsolidados correspondientes a arenas finas, limos y diatomitas de la Formación La Portada, que afloran en la costa de la Bahía Mejillones.

Por otro lado, además de la subestimación de FM producto de la generación de estos pliegues de arrastre normal, una componente de subestimación muy importante en la tasa de deslizamiento de la falla correspondería a la generación de fallas secundarias sintéticas que absorberían parte de la deformación vertical en el *hemigraben* Pampa Mejillones. En los perfiles de la **Figura 50** se puede observar como el mayor desplazamiento vertical no se genera en las partes más proximales a la FM, sino que adyacente a fallas sintéticas que cortan la superficie del *hemigraben*. Por ejemplo, al considerar el gráfico de la zona N que presenta los paleo-cordones litorales con el mayor desplazamiento vertical acumulado en el *hemigraben* Pampa Mejillones (**Figura 50**), es posible darse cuenta que entre la parte proximal a la FM y sectores más alejados hacia el este, a lo largo de un mismo paleo-cordón litoral, se presentan diferencias de altura de hasta 10 m. Esto quiere decir que, para este sector en particular, los paleo-cordones litorales no están teniendo su mayor deslizamiento cercano a la falla, muy probablemente debido al efecto que generarían fallas secundarias no reconocidas en el bloque colgante y fracturas tensionales; aunque no se puede descartar un efecto de pliegue de arrastre normal en las capas de la Formación La Portada que estarían debajo de estos depósitos

litorales, ya que en dicho perfil del sector N se genera una geometría cóncava hacia arriba, que emula a la forma de un pliegue normal en los paleo-cordones litorales más septentrionales (**Figura 50**). Si a partir del escarpe que se encuentra a 25 m s.n.m., se sigue su continuidad hacia el este con el paleo-cordón litoral que lo conecta (**Figuras 50 y 53**), se podrá ver que la altura máxima que alcanza este paleo-cordón litoral es de 60 m s.n.m., a la latitud de Playa Grande (**Figura 50**). El mismo ejercicio se puede hacer para los depósitos localizados en el escarpe costero actual de La Rinconada, en donde González-Alfaro *et al.* (2018) reportan 20 m de desplazamiento vertical para la FM. En este caso debería seguir el paleo-cordón litoral asociado a dichos depósitos desplazados por la falla. Según González-Alfaro *et al.* (2018), estos depósitos litorales tendrían una altura máxima aproximada de 12 m s.n.m., y si se realiza una trayectoria continua hacia el este del paleo-cordón litoral asociado a estos depósitos, su altura máxima esperable se encontraría a 35-40 m s.n.m. Esto daría 23-28 m de desplazamiento vertical, lo que no se condice con los 20 m de altura de desplazamiento en la FM. En consecuencia, es probable que menos de la mitad de esos 8 m de desplazamiento vertical, no registrados en el plano principal de la FM, se puedan explicar a través de un pliegue de arrastre normal; por otro lado, el resto de esos 8 m se tendrían que explicar a través del desplazamiento de estructuras menores en el bloque colgante, en adición a lo que produciría el desplazamiento del plano principal de la FM. ¿Es posible que esta diferencia adicional de altura sea debida a una deformación localizada a causa de estructuras secundarias en el bloque colgante y posterior a los movimientos generados por la FM?, ¿podrían estas estructuras secundarias activarse con algún otro tipo diferente de fuente sísmica como lo son los terremotos de subducción? Estas preguntas podrían tener respuestas positivas, pero ¿no sería más probable que estas estructuras secundarias fueran parte del mecanismo de acomodación del bloque colgante, las cuales se activarían durante el cosísmico de grandes terremotos generados por la FM? Y si esto último fuese así, ¿no sería correcto considerar la deformación vertical extra que se genera en el bloque colgante como parte del desplazamiento del plano principal de la FM? Luego, parece necesario considerar estas pequeñas estructuras como parte de la zona de deformación del plano principal de la FM, considerando la escala kilométrica de su traza en superficie y geometría en profundidad.

Los segmentos de fallas normales submarinas que se encuentran al norte de la Bahía Mejillones presentan largos que no superan los 10 km de longitud –salvo la FPY que pareciera continuar su traza hacia el norte–, con presencia de manteos tanto hacia el oeste como al este, lo cual genera traslapes entre los diferentes segmentos (**Figuras 56 y 57**), en donde éstos podrían estar o no conectados en profundidad de acuerdo a los modelos de evolución de segmentos de fallas coherentes o aisladas, respectivamente (Walsh *et al.*, 2003a; Nicol *et al.*, 2020). A diferencia de la FM, que evidencia ser una falla normal madura y conspicua, los segmentos submarinos parecen presentar una etapa más temprana de crecimiento (Cowie *et al.*, 2000), con pequeñas cuencas tectónicas con relleno sedimentario correspondiente a una edad máxima post-20 ka, como se observa en el perfil Horn-2 (**Figura 57**). Si estos segmentos de fallas normales submarinos corresponden a una etapa temprana de evolución estructural, se podría pensar que éstos han dislocado el fondo marino de la plataforma continental durante la etapa más tardía del Pleistoceno, quizás debido a que el alzamiento se ha concentrado más en la zona emergida, y con el tiempo ha logrado abarcar la zona submarina ubicada inmediatamente al norte, en un tiempo desfasado. No obstante, esta idea podría perder algo de sustento, porque el límite inferior de la LGMP que se encuentra a 120 m b.n.m. y

su *inner-edge* no presentan mayores variaciones de norte a sur; aunque, se debe recordar que la parte submarina presenta una tasa de alzamiento algo menor que la observada en la parte emergida para el Cuaternario tardío. Es así como que esto quedaría abierto a la discusión. Además, es importante aclarar que la cantidad de perfiles sísmicos no es lo suficientemente denso en los sectores en donde se reconocen estos segmentos de fallas normales submarinas, por lo que podría ser que se estuviese subestimando la longitud de dichas trazas, e incluso se esté perdiendo parte del campo visual en el cual estos segmentos podrían estar unidos unos con respecto a los otros. A partir de esto último no se puede descartar que estos segmentos se encuentren unidos en una sola gran traza de longitud conspicua. De ser así, estas fallas normales submarinas estarían más desarrolladas estructuralmente que lo previamente propuesto, y podrían ser tan antiguas como la FM.

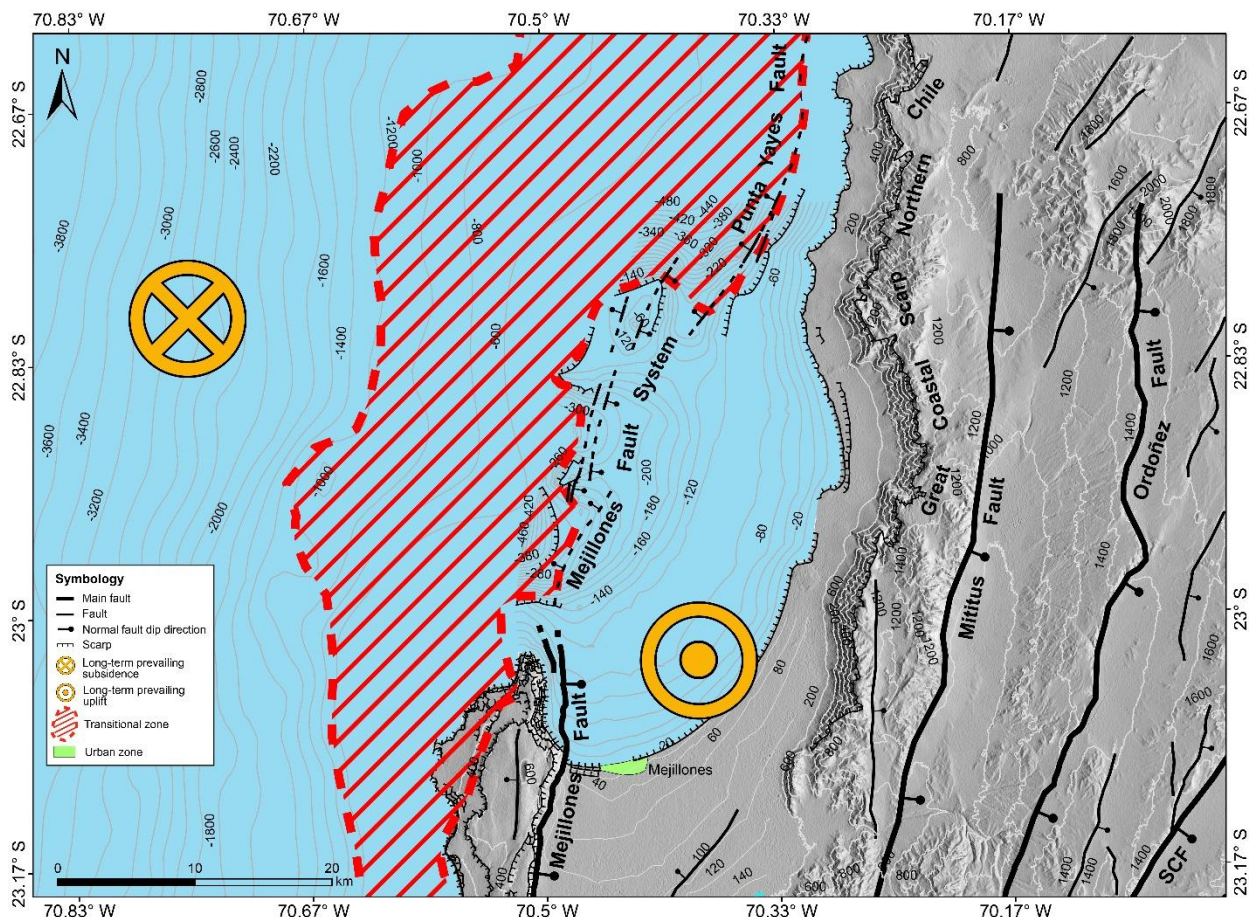
#### 4.6.3 Alzamiento y subsidencia en el margen continental superior: confluencia de fuerzas tectónicas en el quiebre de la plataforma continental

Las fallas normales submarinas que dislocan el fondo de la plataforma continental se distribuyen preferencialmente cercanas al borde occidental de ésta, siguiendo el rumbo de la FM con un leve quiebre hacia el NE (**Figura 59**). Se observan manteos tanto hacia el este como al oeste, en donde estos últimos delimitan la parte occidental de la plataforma con el comienzo del talud continental, el cual cae de manera casi ininterrumpida hacia la fosa (**Figura 59**); es así como estos segmentos que mantean hacia el oeste marcarían el límite estructural del colapso gravitatorio hacia la fosa al que estaría siendo afectado el margen continental.

Para la remoción submarina presente en Punta Yayas, se propone que los factores condicionantes en su generación serían la litología compuesta mayoritariamente por material incompetente (arenas finas, limos, diatomitas) que constituyen a la LGMP, y la presencia, en este mismo sector, de una importante estructura con manteo hacia el oeste correspondiente a la FPY; otro factor condicionante podría ser la acción marina, la cual podría generar un efecto de carga e inestabilidad en la zona de daño superficial que se produciría a lo largo de la traza de la FPY. Por otro lado, el factor gatillante más probable sería la ocurrencia de uno o varios terremotos de subducción ( $M_w > 8,5$ ), aunque, por otro lado, no es posible descartar una ruptura en superficie generada por la activación de la FPY, la cual podría conllevar a una inestabilidad del fondo marino con mayor pendiente, gatillando una gran remoción. Para el bloque colapsado que se encuentra presente en la parte occidental del *horst* Morro Mejillones, los factores condicionantes podrían estar afectos al alzamiento y procesos gravitatorios; por lo tanto, los factores gatillantes estarían supeditados al movimiento de fallas normales sucesivas con manteos hacia el oeste (Binnie *et al.*, 2016), que en conjunto generarían un salto vertical acumulado que se traduciría en colapsos transientes y parciales del *horst* Morro Mejillones. Esta alternancia entre periodos de colapso y alzamiento sería evidenciada, en la parte occidental del bloque *horst* Morro Mejillones, mediante la no preservación de las terrazas de abrasión marina correspondientes a los MIS 7 y 5, las cuales deberían encontrarse actualmente debajo del nivel del mar actual (i.e., en caso de que la subsidencia haya ocurrido posterior a la formación de éstas), y a la presencia de depósitos litorales correspondientes al MIS 3 en la costa del mismo bloque (González-Alfaro *et al.*, 2018). Este tipo de remociones sólo han sido observadas en este sector del área de estudio y



frente a la costa de Punta Yayes, a diferencia del resto de la zona del área de estudio, en donde se observa un alzamiento sostenido que se ha acelerado en el tiempo, sin vestigios evidentes de colapso gravitatorio y subsidencia.



**Figura 59. Contexto tectónico y batimétrico que muestra en superficie las grandes zonas que estarían siendo afectadas por procesos de alzamiento y subsidencia en el área de estudio, al menos desde el Pleistoceno, las cuales se interconectarían a través de una zona de transición (polígono achurado) que marcaría el quiebre de la plataforma continental, y con ello el comienzo del alzamiento, en su borde oriental, y el comienzo sostenido de colapso gravitatorio por erosión tectónica, y con ello el comienzo de la subsidencia, en su borde occidental. La parte inferior de la zona de transición se interpreta de acuerdo a cambios en el espaciamiento que ocurren entre las isóbatas. La zona de transición correspondería a una superficie en donde puede ocurrir alzamiento y subsidencia, aunque la subsidencia estaría controlada por esfuerzos distensivos responsables de los colapsos gravitacionales (remociones en masa) producidos el aumento abrupto de la pendiente del quiebre de la plataforma continental, debido a un alzamiento acelerado, el cual sería el factor condicionante de primer orden. Notar como la zona de transición se achura hacia el sur.**

En Punta Yayes, la superposición entre el SFM y la FPY denota una complejidad estructural sólo comparable con la exhibida por la Cuenca Tectónica Cerro Bandurrias<sup>4</sup>, la cual corresponde a un rasgo estructural-simétrico que se genera por la superposición entre las fallas normales de La Rinconada y Bandurrias, localizada en Pampa Aeropuerto al sur de la PM. La diferencia entre el solapamiento de las fallas normales presentes en los sectores de Punta Yayes y Cuenca Tectónica Cerro Bandurrias, radica en que este último se debe a fallas que ocurren debido al mismo proceso tectónico (*e.i.* alzamiento); en cambio, frente a Punta Yayes, las fallas normales pertenecientes al SFM que mantean hacia el este son estructuras que acomodan el alzamiento de la PM, y por el contrario, la

<sup>4</sup> Geositios, Sociedad Geológica de Chile: <https://geositios.cl/geositios/ficha/cuenca-tectonica-cerro-bandurrias/>



FPY es una estructura que mantene hacia el oeste y acomoda todo el colapso gravitacional que ocurre hacia la fosa, por lo que sería una estructura que actuaría por efecto de la tectónica regional, probablemente debido a la erosión tectónica que afecta al margen continental del norte de Chile (von Huene y Ranero, 2003; Sallarès y Ranero, 2005; Wang *et al.*, 2010). La idea de que Punta Yayas correspondería a una estructura que estaría afecta a la tectónica de carácter regional, se apoya a través de perfiles de reflexión sísmica localizados más hacia el norte, frente a las costas de Iquique y Pisagua, en los cuales se reconocen fallas normales submarinas, ubicadas a 5–10 km de la costa, que presentan grandes deslizamientos submarinos, las cuales delimitan el extremo occidental de la plataforma continental (**Figura 60**). Estas fallas submarinas presentan una geomorfología muy parecida a la reconocida frente a la costa de Punta Yayas. Por lo tanto, frente a Punta Yayas, ocurriría un cambio en la tectónica regional que afecta al margen continental, pasando de una zona de colapso gravitatorio a una de alzamiento, lo que conllevaría a una extensión más hacia el oeste de la estrecha y poco desarrollada plataforma continental presente en el norte de Chile. Considerando esto, la FPY sería una más de las estructuras que deberían estar limitando el borde occidental de la plataforma continental, al menos, en toda el área de estudio (**Figura 60**).

El hecho de que la plataforma continental presente al norte de la PM sea considerada como un indicador de alzamiento, es una idea con enormes implicancias a la hora de considerar las zonas del margen continental que serían y no serían afectadas por la erosión tectónica, ya que ésta corresponde a un mecanismo que depende directamente de los procesos físicos que ocurren en el contacto de interplacas (von Huene y Ranero, 2003; Wells *et al.*, 2003; Sallares y Ranero 2005; van Dinther *et al.*, 2012; Tan *et al.*, 2012); por lo tanto, la presencia de fallas normales presentes en el margen continental serían una manifestación superficial de la erosión basal que ocurre en la base de la corteza continental, sin considerar a las fallas normales presentes en la plataforma continental, las cuales serían estructuras que acomodan en alzamiento. Esto último sugiere que la plataforma continental también es una manifestación en superficie de cambios que ocurren en la mecánica del contacto de interplacas, puesto que ésta marcaría (en superficie) el fin de la erosión basal y el comienzo del *underplating* tectónico que produciría el alzamiento sostenido observado en superficie (**Figura 60**). La idea de que la plataforma continental sea una manifestación geomorfológica de cambios que ocurren en la mecánica del contacto de interplacas, es algo que ya ha sido propuesto por trabajos anteriores (Malatesta *et al.*, 2018).

Varios estudios han propuesto que la línea de costa sería un predictor en profundidad del límite de la zona acoplada con la desacoplada o parcialmente desacoplada, en el norte de Chile (Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012). Pero en el trabajo de Malatesta *et al.* (2018), mediante modelos de back-slip usados para determinar la profundidad de la zona de acoplamiento y modelos de alzamiento y erosión marina, proponen que el quiebre de la plataforma continental sería un mejor predictor en profundidad del límite inferior de la zona acoplada que la línea de costa, para zonas de subducción; además, muestra una correlación lineal casi 1:1 entre la posición del quiebre de la plataforma continental con respecto a la fosa y la parte inferior de la zona acoplada del contacto de interplacas, realizada a partir de diferentes zonas de subducción en el planeta. Si bien el modelo de Malatesta *et al.* (2018) propone una idea que sustenta lo propuesto por nuestro trabajo, éste propone que el momento del ciclo sísmico en el cual se produciría el alzamiento de la plataforma continental ocurriría dentro del periodo

intersísmico, hipótesis que va en contra de nuestra propuesta la cual establece que el alzamiento se produciría durante el cosísmico. Quizás una arista importante del modelo de Malatesta *et al.* (2018) es que éste no considera una zona condicionalmente estable inmediatamente debajo de la zona acoplada; en cambio, considera una zona totalmente desacoplada, lo cual no aplica para nuestra área de estudio en donde se ha establecido que la costa del norte de Chile sería un predictor en profundidad de una zona de transición con una evolución friccional durante el deslizamiento tanto velocity weakening como velocity strengthening (Chlieh *et al.*, 2004; Pitchard y Simmons 2006; Chlieh *et al.*, 2011; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.* 2012; Melnick, 2016). Por lo tanto, el quiebre de plataforma continental parece ser un buen indicador geomorfológico del límite inferior de la zona acoplada, pero la etapa del ciclo sísmico en que se gatillaría la deformación vertical permanente necesita de una mejor elaboración en la propuesta de los diferentes modelos.

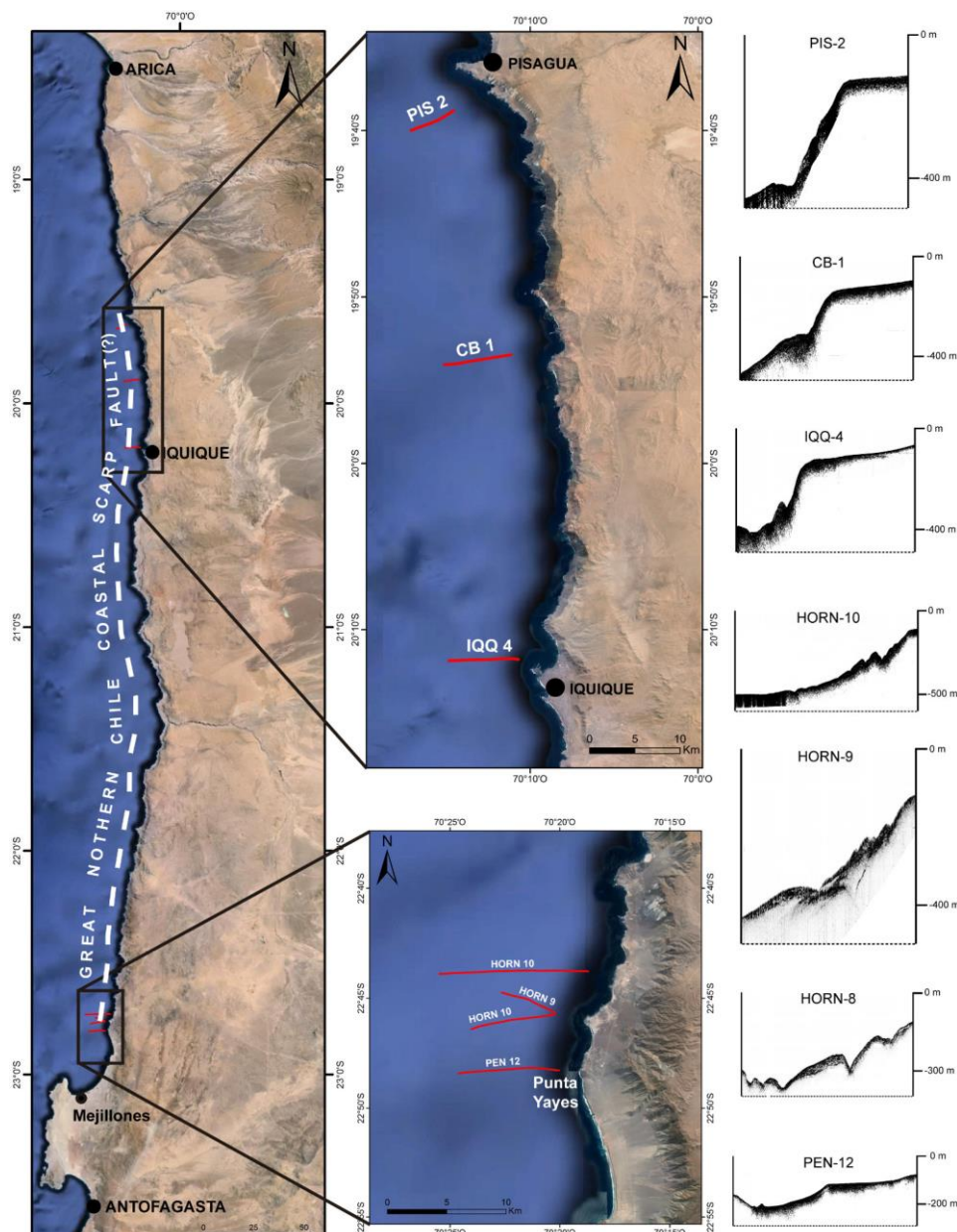


Figura 60. Posible control en la evolución del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile mediante una falla normal submarina a escala regional. La imagen de la izquierda muestra falla normal submarina interpretada

y su posible localización a lo largo de la costa. Esta falla sería la continuación norte de la Falla Punta Yayas. Las imágenes del medio muestran los tracks de perfiles sísmicos que sustentan esta hipótesis mediante evidencias submarinas. Las imágenes a la derecha corresponden a los perfiles de reflexión sísmica que evidencian escarpes submarinos y remociones submarinas asociadas costa afuera de Pisagua e Iquique, las cuales correlacionamos con los rasgos geomorfológicos observados costa afuera de Punta Yayas.

Si se produce alzamiento sostenido a lo largo del tiempo geológico sobre la zona condicionalmente estable (plataforma continental, costa y parte de la Cordillera de la Costa), entonces la zona en donde ocurre la subsidencia sostenida (margen continental medio e inferior) debería corresponder a la zona acoplada del contacto de interplacas. No obstante, trabajos anteriores han propuesto que la parte somera del contacto de interplacas (10–30 km de profundidad) frente a la PM sería una zona desacoplada, y la parte más profunda (debajo la línea de costa) la acoplada (von Huene y Ranero, 2003; von Huene *et al.*, 2004; Sallares y Ranero, 2005). Esta última propuesta nace de la concepción de que el mecanismo que permite la erosión basal necesita de una alta presión de fluidos, lo que generaría un debilitamiento y fracturamiento de las rocas presentes en la parte basal de la placa continental, generándose una especie de acarreo de material obliterado por la subducción hacia partes más profundas. El problema fundamental con esta hipótesis es que no hay evidencias geodésicas que indiquen que la parte somera del contacto interplacas en el norte de Chile esté desacoplado y se mueva asísmicamente. Varias evidencias indican lo contrario respecto a esto último: generación de grandes terremotos tsunamigénicos de  $M_w$ 8,5–9,5 (Kausel, 1986; Comte y Pardo, 1991; Vargas *et al.*, 2005; Izquierdo *et al.*, 2020; Salazar *et al.*, 2021 en preparación); generación de varias réplicas de magnitud moderada ( $M_w$ 6,0–6,8) que se generaron costa afuera, en el borde occidental de los planos de ruptura de los terremotos de Antofagasta en 1995 y Tocopilla en 2007 CE, lo cual indicaría un cambio en los esfuerzos en el límite entre la zona condicionalmente estable, en donde se generaron estos terremotos, y la zona completamente acoplada, en donde la ruptura de estos terremotos se detuvo; perfiles de reflexión sísmica, resultados gravimétricos y tomográficos que indicarían que el margen continental presentaría zonas más propensas a generar grandes terremotos (Maksymovich *et al.*, 2018; Gerseen *et al.*, 2019); y modelos de acoplamiento que indicarían que gran parte del margen continental del norte de Chile se encuentra fuertemente acoplado (Metois *et al.*, 2013 y 2016). No obstante, la erosión tectónica puede explicarse también a través de estimaciones realizadas mediante una cuña de Coulomb.

Para el norte de Chile, se ha propuesto que la cuña de Coulomb, en el largo plazo, correspondería a una cuña inestable supercrítica, es decir, afectada por tectónica extensional y colapso gravitatorio, los cuales parecen ser procesos sincrónicos de acuerdo a evidencia sismoestratigráfica sintectónica (Contreras *et al.*, 2014; Contreras *et al.*, 2015; Becerra *et al.*, 2016), y caracterizada por un alto ángulo cónico de la cuña (pendiente del margen continental más ángulo de subducción; Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1994). El alto ángulo cónico, el cual es responsable de un estado supercrítico de la cuña en Coulomb en el norte de Chile, podría ser debido en parte importante a la acción combinada entre erosión tectónica, en las partes localizadas más hacia la fosa, y alzamiento, en las partes localizadas más hacia la costa (Bassets y Watts, 2015; Comte *et al.*, 2019). Igual de importante es una tercera variable correspondiente a el coeficiente de fricción basal, el cual afecta al *décollement*; un coeficiente de fricción basal más alto tiende a generar cuñas con un ángulo cónico mayor, dejándolas dentro de un régimen subcrítico (Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1994). ). La erosión tectónica

basal por sobrepresurización del material de la parte inferior de la placa continental debido a un alto contenido de fluidos en el contacto interplacas, a causa del poco espesor y alta porosidad de los sedimentos presentes en el *décollement*; además, previo a subductarse, la parte superior de la placa oceánica, produce una irregularidad de horst y grabens debido al combamiento y deflexión de ésta, lo que conlleva a que la erosión basal sea más efectiva (Lallemand *et al.*, 1994; von Huene y Ranero, 2003; Sallares y Ranero, 2005). No obstante, un alto coeficiente de fricción basal, particularmente para el norte de Chile, todavía es materia de discusión (von Huene y Ranero, 2003; Sallares y Ranero, 2005; Wang *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Maksymowicz, 2015; Comte *et al.*, 2019; Dielfolder *et al.*, 2020). El problema principal es que aunque suene paradójico, tanto un coeficiente de fricción basal alto como uno bajo podrían generar una cuña con un régimen extensional por erosión tectónica basal, en donde el estado del régimen dependerá de la acción conjunta de otras variables como las presiones de fluidos del *décollement* y la cuña continental, y el ángulo de fricción interna de esta última (Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1994). Considerando esto último, Wang *et al.* (2010) argumentan que para que la erosión tectónica basal sea efectiva, la resistencia interna de la cuña continental debe ser igual al coeficiente efectivo de fricción basal en el contacto de interplacas), por lo que no habrá distinción mecánica entre los dos, formándose grupos de potenciales planos de fractura paralelos al contacto interplaca; y en base a esto, desestiman la hipótesis propuesta anteriormente que explicaba la erosión tectónica a través de una alta presión de fluidos en la base de la placa superior (von Huene y Ranero, 2003; von Huene *et al.*, 2004; Sallares y Ranero, 2005), ya que esa presión de fluidos también debilitaría el *décollement*. Esto último iría en completa contradicción con la hipótesis de Wang *et al.* (2010), ya que ellos proponen que para que la erosión tectónica ocurra debe cumplirse uno de los dos factores: un contacto de interplacas resistente o una cuña continental debilitada. Es así como Wang *et al.* (2010) proponen que para que se produzca una erosión tectónica basal idealizada en el margen continental medio, costa afuera de la PM, el coeficiente de fricción interna de la cuña continental de ser 0,7 y la presión de fluidos 0,864; mientras que el coeficiente de fricción basal efectivo 0,095.

La determinación del régimen crítico que presenta la cuña de Coulomb se vuelve algo más complejo cuando se utiliza para evaluar la deformación predominante durante los estados cosísmicos e intersísmicos del ciclo sísmico, en donde muchas veces, para tales efectos, el régimen de la cuña continental debe ser determinado por zonas de acuerdo a la segmentación sismogénica que ocurre en el contacto de interplacas (Schurr *et al.*, 2012; Cortés-Aranda *et al.*, 2015; Geersen *et al.*, 2018). Por ejemplo, Schurr *et al.* (2012) determinan que sólo en la PM el régimen crítico extensional ocurre durante el cosísmico; mientras que durante el intersísmico ocurre un régimen crítico compresional, considerando una zona parcialmente acoplada con una alta presión de fluidos ( $\lambda=0,9$ ). En cambio, Geersen *et al.* (2018) también determinan que el régimen extensional se produce durante el cosísmico, pero en toda la cuña del margen continental, explicándolo a través de grandes terremotos de subducción que presentarían un máximo deslizamiento cercano a la fosa. Estas diferencias a parte de producirse por los diferentes valores que se les asignan a las múltiples variables involucradas, se generan porque no se conoce fehacientemente cuál es la extensión de la zona sismogénica acoplada a considerar. Otro problema es que se tiende a considerar la extensión cortical como un proceso que ocurre por el mismo mecanismo, siendo que según nuestros resultados la extensión que ocurre en la plataforma presenta un mecanismo (alzamiento) completamente diferente al que se observa en la parte media e inferior del margen continental (subsistencia por colapso

gravitatorio). Es por esto que en nuestro trabajo consideramos que es difícil determinar la etapa del ciclo sísmico dentro de un régimen de cuña de Coulomb debido a que se confunden los mecanismos que generan la extensión entre la zona acoplada o inestable y la parcialmente acoplada o condicionalmente estable, siendo esta última de especial relevancia, ya que muchos trabajos asumen una deformación primordialmente asísmica durante el intersísmico y, prácticamente, no se considera a la variable sísmica que es igual o más importante en este dominio parcialmente acoplado. Es debido a esto que mientras no se conozcan con seguridad los mecanismos y procesos responsables que gatillan la deformación permanente que ocurre sobre esta zona en particular, las propuestas atribuibles a los cambios que experimenta la placa superior durante las diferentes etapas del ciclo sísmico serán poco acertadas.

El argumento más plausible que logra explicar una deformación vertical positiva y permanente en el largo plazo, es a través del acortamiento en la base de la placa superior, para la costa del norte de Chile (González *et al.*, 2003; Allmendinger y González, 2010). Si bien este proceso parece evidente para un margen continental activo, los mecanismos detrás de éste no lo son tanto. En la literatura se ha tratado de explicar el alzamiento en la costa del norte de Chile a través de *underplating*; mecanismo a través del cual el material erodado en la base de la placa superior es reacomodado a mayores profundidades a la altura de la línea de costa (Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis *et al.*, 1998; Husen *et al.*, 2000; Clift y Harley, 2007). El *underplating* tectónico parece ser una hipótesis que explicaría de buena manera el alzamiento observado en el largo plazo, la cual tiene a varios partidarios en la literatura, aunque hasta hace poco no se había abordado con mayores detalles en la física responsable del apilamiento tectónico. La investigación de Comte *et al.* (2019) determina que una serie de sismos corticales con hipocentros dentro de la placa superior, y localizados costa afuera de la región de Coquimbo, serían una evidencia de acreción basal de material, el cual sería sobrescurrido durante terremotos como el  $M_w 8,4$  de Illapel ocurrido en 2015. Este apilamiento lo explican a través de una cuña de Coulomb subcrítica, en la cual se genera el desmembramiento de escamas de corrimiento (*nappes* tectónicas) de la parte frontal de la cuña continental debido a un fuerte coeficiente de fricción basal y a *splay faults* fuera de secuencia. *Splay faults* en el norte de Chile han sido propuestas, además, en las zonas localizadas al sur de la PM y en el límite occidental de la ruptura del terremoto  $M_w 8,2$  de Iquique ocurrido en 2014, estructuras que se encontrarían en el límite entre el margen continental inferior y medio (Pastén-Araya *et al.*, 2020; Storch *et al.*, 2021). De acuerdo a los modelos numéricos realizados por van Dinther *et al.* (2012) el *underplating* tectónico engrosa la cuña continental desde abajo, incrementando la la pendiente de la cuña y formando una estructura antiformal con tope en el *backstop* de la cuña, que en profundidad probablemente corresponde al moho; posteriormente, la continuidad en la contracción horizontal y *underplating* en la base de la cuña, se compensa a través de esfuerzos extensionales en superficie, que resultan en un flujo lateral debido a inestabilidad gravitacional por una cuña muy engrosada, lo cual conlleva a una caída en el alzamiento provocando que la cuña continental pase a un estado estable, para luego volver a comenzar un nuevo ciclo. Por otro lado, en el trabajo de Menant *et al.* (2019) determinan mediante modelos numéricos que dominios con bajo esfuerzo de cizalle favorecen el flujo de fluidos, los cuales aumentan el debilitamiento reológico, y por otro lado, altos esfuerzos de cizalle causan el escape de fluidos; facilitando la acreción de material en los límites entre las zonas de bajo esfuerzo normal (más hidratados) con los de alto esfuerzo normal (menos hidratados). Además, Menant *et al.* (2020) observan que las cordilleras costeras

de varias zonas de subducción en el mundo se localizan sobre la intersección del moho a una profundidad de 30–40 km, la cual correspondería a la zona donde se produce el *underplating* tectónico. Es así como a través de modelos numéricos, Menant *et al.* (2020), determinan que el alzamiento se genera por la acreción tectónica de material sedimentario subductado y *slices* desgarrados desde la corteza oceánica, en donde el alzamiento por apilamiento de material sería transiente, altermándose entre periodos de alzamiento y subsidencia, en ciclos de ~2,8 Myr. Los modelos de Menant *et al.* (2020) estiman tasas de alzamiento a escala de cientos de miles de años en torno a 1 m/ka, y con acreción de material sobre el moho para márgenes activos acrecionarios; por otro lado, los modelos numéricos en márgenes activos erosionales muestran que la acreción de material ocurre debajo del moho, en donde el material acrecionado sería en su mayoría material proveniente de la corteza oceánica. Siguiendo la línea sobre la física de los mecanismos que producirían los *slices* tectónicos en la corteza oceánica subductada, Agard *et al.* (2018) proponen que todo despegue estructural requiere localización de la deformación en el contacto de interplacas y significativo acoplamiento mecánico; por lo tanto, para generar *slices* tectónicos en la corteza oceánica se necesita estar sobre un dominio parcialmente acoplado o condicionalmente estable y que el *décollement* aumente su ángulo de penetración en el contacto de interplacas. Agard *et al.* (2018) indican que el rango de 30–40 km y 80 km de profundidad es el lugar favorable para el despegue de material de la corteza oceánica. A esas profundidades proponen que el acoplamiento mecánico depende de la reología de la cuña mantélica, contrastes de viscosidad, estructura inicial (ej. montes submarinos, fluidos, heterogeneidad placa superior, etc.) y también de las condiciones de borde.

Si bien, Agard *et al.* (2018) proponen una zona condicionalmente estable como uno de los factores condicionantes para la ocurrencia de *slices* junto a los terremotos como gatillates, es complicado tratar de determinar si efectivamente estos procesos, y otros como apilamiento de escamas de corrimiento (*nappes*) y/o acreción de sedimentos, son gatillados por deslizamientos sísmicos durante el cosísmico, o por movimientos asísmicos durante el intersísmico. La complejidad radica cuando el sobrescurrimiento del material ocurre sobre una zona parcialmente acoplada. No obstante, en nuestra investigación, las evidencias, en base a nuestros resultados, apuntan a que los factores que gatillan el alzamiento ocurren durante el cosísmico. Como se dijo anteriormente, una zona condicionalmente estable sería el régimen friccional dominante debajo del área de estudio, la cual tendría una componente sísmica y asísmica tanto en el periodo cosísmico como intersísmico, lo que ha sido propuesto por diferentes estudios (Chlieh *et al.*, 2004; Pitchard y Simmons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Chlieh *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013). Durante el cosísmico y postsísmico del terremoto  $M_w 7,7$  de Tocopilla en 2007, la PM y la costa sobre el área de ruptura fue alzada del orden de 0,3 m (Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Chlieh *et al.*, 2011; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013; Melnick, 2016; González-Alfaro *et al.*, 2018). No obstante, trabajos anteriores han propuesto que en la PM la señal de alzamiento permanente se generaría durante el periodo intersísmico y por movimientos asísmicos (Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Saillard *et al.*, 2017). Esta última idea no presenta ninguna evidencia y sustento que sea claro, al menos durante el corto plazo que abarcan los registros instrumentales. La idea de tasas de alzamiento lentas y no aceleradas para penínsulas en la costa de Chile, como la PM, no se condice con una tasa de alzamiento acelerada y un orden de magnitud más rápida, que serían necesarias para mantener preservados rasgos litorales morfoestratigráficos (ej. paleo-cordones litorales, terrazas marinas, etc.),



es decir, que sean apartados de la acción del oleaje en un tiempo relativamente rápido (González-Alfaro *et al.*, 2018). Schurr *et al.* (2012) discuten que si bien el terremoto de Tocopilla alzó la costa, esta deformación no sería permanente en el tiempo, ya que tendría que haber una total recuperación elástica de la deformación. El problema con esto es que no se puede considerar una total recuperación elástica, ya que se ha demostrado que grandes terremotos, como los que ocurren en el segmento del Maule, no han recuperado toda la deformación vertical generada durante el cosísmico (Wesson *et al.*, 2015). Es por esto que, con mayor razón, no se podría considerar una total recuperación elástica en la componente vertical para una zona condicionalmente estable, la cual sería más compleja de predecir que para una zona totalmente acoplada. Schurr *et al.* (2012), también usan como argumento que para el terremoto  $M_w 8,1$  de Antofagasta en 1995, la costa no se habría alzado en lo absoluto, lo cual no se condice con las evidencias que muestran que este terremoto efectivamente alzó la costa entre 0,15–0,60 m, en la parte sur de la PM, demostrado tanto por observaciones geológicas como geodéticas (Ortlieb *et al.*, 1996a; Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard y Simons, 2006). Por último, las observaciones de González-Alfaro *et al.* (2018) realizadas a través de antenas GPS con recopilación permanente de datos, muestran que la tasa de subsidencia intersísmica post-terremoto 2007 de Tocopilla, ha sido muy lenta, y en algunas partes prácticamente nulas, lo cual va en directa contradicción con la hipótesis de un alzamiento intersísmico, ya que la señal observada debería ser totalmente positiva y opuesta.

Por lo tanto, proponemos que el alzamiento permanente que se produce en el largo plazo en la PM, podría estar sucediendo por procesos de acortamiento en la base de la corteza superior posiblemente generados por apilamiento tectónico de esacamas de corrimiento despegadas por *splay faults* desde la placa superior (*nappes*), material basal erosionado y/o escamas provenientes de la corteza oceánica (*slices*), los cuales durante terremotos de subducción se reacomodarían y apilarían en estructuras tipo duplex antiforales sobre la zona condicionalmente estable. El alzamiento sostenido a lo largo del tiempo generaría una distensión de esfuerzos en el borde occidental de la zona alzada, lo que generaría el colapso gravitatorio de la plataforma continental localizada entre 120–200 m b.n.m. Por consiguiente, el quiebre de la plataforma continental marcaría el límite de la zona del margen continental afectada por erosión tectónica, y todas las fallas normales localizadas tierra adentro del quiebre de la plataforma continental, serían estructuras que acomodan la deformación vertical producto de un alzamiento sostenido en el tiempo (**Figura 59**). El colapso gravitatorio (remociones en masa) observado en el quiebre de la plataforma continental podría deberse a una inestabilidad del talud, el cual es condicionado por un aumento en el gradiente de su pendiente a medida que la plataforma continental se alza, y posiblemente gatillado mediante aceleraciones sísmicas (ver **Anexos Capítulo 4**) generadas por grandes terremotos de subducción o por la activación de las fallas normales submarinas que limitan el borde occidental de la plataforma continental (e.g. FPY).

## 4.7 Conclusiones

Esta investigación demostró cómo fallas normales subáreas y submarinas presentes en la plataforma continental de la PM, en el norte de Chile, han jugado un rol importante

en la evolución geomorfológica litoral y han contribuido a la construcción del relieve costero durante el Cuaternario. Éstas han sido capaces de acomodar y particionar los esfuerzos verticales producidos durante alzamientos sostenidos que se han acelerado en los últimos 400 ka. A partir de esto, se enumeran las ideas más importantes que en este trabajo se han planteado:

- La tasa de deslizamiento de la FM se ha acelerado en concordancia con una aceleración del alzamiento, al menos durante los últimos 200–400 ka. Esto implica que la estructura, y muy probablemente gran parte de estructuras similares presentes en la zona costera y Cordillera de la Costa del norte de Chile, se activan durante periodos de alzamiento sostenido y disminuyen su actividad cuando el alzamiento disminuye o cesa.
- La explicación para el alzamiento que se observa en la PM se atribuye al acortamiento que se genera en la base de la corteza superior, el cual podría ser una consecuencia del apilamiento de escamas de corrimiento (*nappes*) que son desgarrados desde la base de la corteza continental por erosión tectónica, en las partes más someras del contacto de interplacas, y/o por *slices* que son despegados desde la corteza oceánica debido a un debilitamiento del material por presión de fluidos en una zona condicionalmente estable entre 30–40 km de profundidad, los cuales se acomodarían durante terremotos de subducción. Si el alzamiento es mayor a la latitud del Morro Mejillones, entonces este proceso de apilamiento de material cortical debería encontrarse activo o mayormente activo debajo de este sector. La aceleración del alzamiento podría ser causa de una mayor contribución en la deformación por mayor adición de fluidos, periodos de contracción y relajación cortical durante el apilamiento de material (periodos trasientes de alzamiento) o un mayor incremento en la frecuencia de terremotos de subducción.
- La evidencia demuestra que la FM presenta una geometría tipo tijera, lo que implica que su tasa de deslizamiento sería no-lineal a lo largo de su traza, concentrando parte importante de su desplazamiento vertical a la latitud de Morro Mejillones-La Rinconada. Esto tiene implicancias paleosimológicas importantes a la hora de evaluar los sectores más convenientes para realizar trincheras a lo largo de la traza de una falla, para así determinar eventos pasados y tasas de deslizamiento, junto al potencial peligro sísmico
- El quiebre de la plataforma continental ubicado a 200 m b.n.m. marcaría la proyección en superficie del límite entre la zona del margen continental que colapsa gravitacionalmente debido a los procesos de erosión tectónica, y a otra en donde se construye relieve debido a alzamiento. Entre ambas zonas existiría una zona de transición caracterizada por colapsos submarinos y subáreos, posiblemente debido a una inestabilidad del quiebre por un aumento gradual de su pendiente debido al alzamiento sostenido. Frente a Punta Yayes el traslape entre el SFM y FPY estaría marcando el fin de la deformación que afecta a la península, y el comienzo del estrechamiento de la plataforma continental hacia el norte; por ende, el traslape estaría marcando en superficie la somerización de la zona condicionalmente estable en profundidad, en el contacto de interplacas.

- El SFM es capaz de producir aceleraciones del suelo hasta 130%g en caso de un peor escenario. Es más probable que un mega-deslizamiento rotacional submarino, ubicado frente a Punta Yayas, y con una edad máxima estimada de 20 ka, fue posiblemente gatillado durante un gran terremoto en este sistema de fallas, el cual habría ocasionado un tsunami devastador para la zona. Asimismo, se plantea que un gran depósito de *slump* de un volumen estimado de  $6,05 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Becerra, 2007), fechado a partir de capas inmediatamente sobreyacentes al mismo en  $2,4 \pm 0,8 \text{ ka}$  en la BP (Vargas *et al.*, 2011b), habría sido gatillado concomitantemente al terremoto más reciente ocurrido en la FM, fechado a partir de trincheras paleosismológicas en depósitos aluviales cortados por la misma, en  $3,3 \pm 0,3 \text{ ka}$  (Cortés *et al.*, 2012), cuya magnitud se ha estimado en el orden de  $M_w \sim 7,0$  (Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012). Debido a esto se plantea la necesidad de realizar más estudios en la costa, y en particular en el fondo marino, con el fin de evaluar e incluir el peligro sísmico y de tsunamis asociado a estos grandes eventos corticales en los instrumentos normativos y medidas de prevención locales.

#### 4.8 Agradecimientos

Esta investigación fue financiada a través de las contribuciones realizadas por los proyectos FONDECYT N° 1085117 y 1140846. Este trabajo además es parte de la tesis doctoral realizada por el primer autor, quien fue financiado a través de la Beca de Doctorado Nacional N° 21150437, otorgada por CONICYT (ANID). Se agradece a Christian Nievas por la extracción de los datos batimétricos de los perfiles de reflexión sísmica. Y damos las gracias a José Ignacio González por la confección y análisis preliminar de los modelos de elevación digital.

#### 4.9 Bibliografía

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E. & Rodríguez-Vidal, J. 2020. Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama Desert coast (northern Chile). *Sedimentology* 67 (3), 1505–1528. <https://doi.org/10.1111/sed.12570>.
- Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G. & Ruha, J. 2018. The subduction plate interface: rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos* 320–321, 537–566. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029>.
- Allmendinger, R. W. & González, G. 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495, 93–110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.019>.
- Allmendinger, R. W., González, G., Yu, J., Hoke, G. & Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications.

*Geological Society of America*, 117 (1/2), 89–104. doi: 10.1130/B25505.1.

- Angermann, D., Klotz, J. & Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-south América Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171 (3), 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9).
- Arabasz, W. J. 1971. Geological and Geophysical studies of the Atacama Fault Zone in northern Chile. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA, 275 p.
- Armijo, R. & Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98, 40–61.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G. & Yáñez, G. 2013. Permanent fore-arc extensión and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 118 (2), 724–739. <https://doi.org/10.1029/2012JB009339>.
- Baker, A., Allmendinger, R. W., Owen, L. A. & Rech, J. A. 2013. Permanent deformation caused by subduction earthquakes in northern Chile. *Nature Geoscience* 6, 492–496.
- Bassett, D. & Watts, A.B. 2015. Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 2. Interrelationships between fore-arc structure and seismogenic behavior. *Geochemistry, Geophysics Geosystems* 16, 1541–1576, doi: 10.1002/2014GC005685.
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, J.P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J. & Cornejo, N. 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33°S). *Basin Research*, 1–18. doi: 10.1111/bre.12205.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., De Chabaliér, J.B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galetzka, J., Genrich, J., Necessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., Remy, D., Ruegg, J.C., Simons, M., Valderas, C. & Vigny, C. 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International* 183, 390–406. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x.
- Béjar-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. *Nature Geoscience* 6, 462–467. <https://doi.org/10.1038/ngeo1802>.
- Binnie, A., Dunai, T.J., Binnie, S.A., Victor, P. & González, G. 2016. Accelerated late quaternary uplift revealed by  $^{10}\text{Be}$  exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36, 12–27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.06.005>.

- Cantalamessa, G., Di Celma, C. y Ragaini, L. 2006. Tectonic controls on sequence stacking pattern and along-strike architecture in the Pleistocene Mejillones Formation, northern Chile: Implications for sequence stratigraphic models. *Sedimentary Geology* 183, 125–144. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.010.
- Carrizo, D., González, G. & Dunai, T. 2008. Neogene constriction in the northern Chilean Coastal Cordillera: Neotectonics and surface dating using cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$ . *Revista Geológica de Chile* 35 (1), 1–38. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082008000100001>.
- Castillo, C. 2008. Modelamiento geológico-gravimétrico de la anomalía isotática residual en el Hemigraben de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Chlieh, M., de Chabaliér, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. y Fegl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and INSAR observations. *Geophysical Journal International* 158, 695–711. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x>.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Boundoux, F., Gabalda, G. y Bonvalot, S. 2011. Intersesimic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 116, B12405. <https://doi.org/10.1029/2010JB008166>.
- Clarke, J. D. A. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73, 101–114. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.06.008.
- Clift, P.D. y Hartley, A.J. 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology* 35 (6), 503–506. doi: 10.1130/G23584A.1.
- Comte, D., Farias, M., Roecker, S. y Russo, R. 2019. The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth and Planetary Science Letters* 520, 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.033>.
- Comte, D. y Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4 (1), 23–44.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S. y Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience* 5, 342–345.
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C. & Díaz-Naveas, J. 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters* 41. doi: 10.1002/2013GL058729.
- 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°–33°S):

- implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International* 203, 776–791. doi: 10.1093/gji/ggv309.
- Cortés, J., Marquardt, C., González, G.; Wilke, H.-G. y Marinovic, N. 2007. Cartas Mejillones y Península de Mejillones, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, scale 1:100.000, 1 sheet, 58 p.
- Cortés, J., González, G., Binnie, S., Ruth, R., Freeman, S. y Vargas, G. 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: insights from cosmogenic <sup>10</sup>Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics* 31, 21 p.
- Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D. & Martinod, J. 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics* 639, 118–131. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.019>.
- Cowie, P.A., Gupta, S. y Dawers, N.H. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research* 12, 241–261. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00126.x>.
- Cowie, P.A. y Shipton, Z.K. 1998. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *Journal of Structural Geology* 20 (8), 983–997. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00029-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00029-7).
- Cutler, K.B, Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S. y Bloom, A.L. 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253–271. doi: 10.1016/S0012-821X(02)01107-X.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88 (B2), 1153-1172.
- Denton, G.H. y Hughes, T.J. 1981. *The Last Great Ice Sheets*. John Wiley & Sons.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L. y Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, 302–308.
- Dielforder, A., Hetzel, R. & Oncken, O. 2020. Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins. *Nature* 582, 225–229. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2340-7>.
- Dinther, Y.V., Morra, G., Funiciello, F., Rossetti, F. y Faccenna, C. 2012. Exhumation and subduction erosion in orogenic wedges: Insights from numerical models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (6). <https://doi.org/10.1029/2011GC004011>.
- Dunai, T., González, G. y Juez-Larré, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposing dating of erosion-sensitive landforms.



- Geology* 33 (4), 321–324. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>.
- 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 (6), TC6010.
- Ferraris, F. & Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 30, 48 p.
- Ferrill, D.A. & Morris, A.P. 2008. Fault zone deformation controlled by carbonate mechanical stratigraphy, Balcones fault system, Texas. *AAPG Bulletin* 92 (3), 359–380. <https://doi.org/10.1306/10290707066>.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P. & McGinnis, R.N. 2017. Extensional fault-propagation folding in mechanically layered rocks: The case against the frictional drag mechanism. *Tectonophysics* 576–577, 78–85. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.023>.
- Fuenzalida, A., Schuur, B., Lancieri, M., Sobiesiak, M., & Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile). *Geophysical Journal International* 194 (2), 1216–1228. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt163>.
- Garrett, E., Melnick, D., Dura, T., Cisternas, M., Ely, L.L., Wesson, R.L., Jara-Muñoz, J. & Whitehouse, P.L. 2020. From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics* 36, 241–256. doi:10.1002/2016TC004156.
- Geersen, J., Ranero, C.R., Kopp, H., Behrmann, J.H., Lange, D., Klauke, I., Barrientos, S., Diaz-Naveas, J., Barckhausen, U. & Reichert, C. 2018. Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture? *Earth and Planetary Science Letters* 489, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.030>.
- González, J. 2013. Geología y estructura submarina de la Bahía de Mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°S. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, Antofagasta, Chile, 137 p.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (5), 321–342.
- González, G., Dunai, T., Carrizo, D. & Allmendinger, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic <sup>21</sup>Ne concentrations. *Tectonics* 25, TC3006, doi: 10.1029/2005TC001846.
- González, G., Salazar, P., Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Aron, F. & Shrivastava, M. 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust

during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology* 43, 671–674.

- González-Alfaro, J. Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., Magloire-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., Del Campo, F. & Del Río, I. 2018. Abrupt increase in coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka in the northern Chile seismic gap in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 502, 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.043>.
- Golledge, N.R., Levy, R.H., McKay, R.M., Fogwill, C.J., White, D.A., Graham, A.G.C., Smith, J.A., Hillenbrand, C.D., Licht, K.J., Denton, G.H., Ackert, R.P.J., Maas, S.M. & Hall, B.L., 2013. Glaciology and geological signature of the last glacial maximum antarctic ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 78, 225–247. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.011>.
- Grasemann, B., Martel, S. & Passchier, C. Reverse and normal drag along a fault. *Journal of Structural Geology* 27, 999–1010. doi:10.1016/j.jsg.2005.04.006.
- Hartley, A. J. & Jolley, E. J. 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). *Journal of the Geological Society* 152, 51–63.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, O.S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I. 2016. The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>.
- Ivins, E.R. & James, D.P. 2005. Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. *Antarctic Sciences* 17, 541–553. <https://doi.org/10.1017/S0954102005002968>.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Brill, D. & Strecker, M.R. 2015. Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. *Quaternary Science Reviews* 113, 171–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.005>.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D. & Strecker, M.R. 2016. TerraceM: A MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere* 12 (1), 176–195. doi: <https://doi.org/10.1130/GES01208.1>.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Peru y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3, 8–14.
- Husen, S., Kissling, E. & Flue, E.R. 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research* 105 (B12), 28183–28198.
- Lallemant, S.E., Schnürle, P. & Malavieille, J. 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research* 99 (B6), 12033–12055.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M., 2014. Sea level and global

- ice volumes from the last glacial maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 111 (43), 15296–15303. <https://doi.org/10.1017/S0954102005002968>.
- Leonard, E. & Wehmiller, J. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile: implications for Late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geológica de Chile* 18 (1), 81–86. <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/V18n1-a07/2689>.
- Leyton, F., Ruiz, S. & Sepúlveda, S. A. 2010. Reevaluación del peligro sísmico en Chile central. *Andean Geology* 37 (2), 455–472.
- Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535–1960. *Seismological Research Letters* 75 (3), 368–378.
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., Garroway, J. L. & González, G. 2009. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology* 37, 23–26.
- Maksymowicz, A. 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>.
- Maksymowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arraigada, C., Bonvalot, S. & Bascuñan, S. 2018. Heterogeneous structure of the Northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International* 215, 1080–1097. doi: 10.1093/gji/ggy325.
- Malatesta, L.C., Bruhat, L., Finnegan, N.J. & Olive, J.-A.L. 2020. Co-location of the downdip end of seismic coupling and the continental shelf break. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126 (1). <https://doi.org/10.1029/2020JB019589>.
- Maringue, J., Yañez, G., Sáez, E., Podestá, L. & Figueroa, R. 2018. Dynamic characterization of the Mejillones Basin in northern Chile, using combined geophysical field measurements. *Engineering Geology* 233, 238–254. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.12.016>.
- Maris, M.N.A., De Boer, B., Ligtenberg, S.R.M., Crucifix, M., Van de Berg, W.J. & Oerlemans, J. 2014. Modeling the evolution of the Antarctic ice sheet since the last interglacial. *The Cryosphere* 8, 1347–1360. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1347-2014>.
- Marquardt, C. 2005. Déformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23°-27°S), avan-arc des Andes Centrales. These pour obtenir le grade de Docteur de L'Université Toulouse III, Toulouse, France, 212 p.
- Mather, A., Hartley, A. J. & Griffiths, J. S. 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 249–256.

- Melnick, D. 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nature Geoscience* 9, 401–407. <https://doi.org/10.1038/ngeo2683>.
- Menant, A., Angiboust, S. & Gerya, T. 2019. Stress-driven fluid flow controls long-term megathrust strength and deep accretionary dynamics. *Scientific Reports* 9, 9714. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46191-y>.
- Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. & Grandin, R. 2020. Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift. *Nature Communications* 11, 1823. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15580-7>.
- Metois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C. & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International* 194, 1283–1294. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt183>.
- Metois, M., Vigny, C. & Socquet, A. 2016. Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38°–18°S). *Pure and Apply Geophysics* 173, 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>.
- Meyer, V., Nicol, A., Childs, C., Walsh, J.J. & Watterson, J. 2002. Progressive localisation of strain during the evolution of a normal fault system. *Journal of Structural Geology* 24, 1215–1231. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00104-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00104-3).
- Michetti, A. M., Esposito, E. *et al.* 2007. Intensita scale ESI 2007. In: Guerrieri, L. & Vittori, E. (eds), *Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia*, 74, Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Rome, 53 p.
- Niemeyer, H., González, G. & Martínez De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica Cenozoica del margen continental active de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 23 (2), 155–186.
- Nicol, A., Childs, C., Walsh, J.J., Manzocchi, T. & Schöpfer, M.P.J. 2016. Interactions and growth of faults in an outcrop-scale system. In: Childs, C., Holdsworth, R.E., Jackson, C.A.-L., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Yielding, G. (Eds.), *The Geometry and Growth of Normal Faults*. *Geological Society London Special Publications* 439. <https://doi.org/10.1144/SP439.9>.
- Nicol, A., Walsh, J.J., Berryman, K. & Nodder, S. 2005. Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years. *Journal of Structural Geology* 27, 327–342. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.09.002>.
- Nicol, A., Walsh, J.J., Childs, C. & Manzocchi, T. 2020. The growth of faults. In: Tanner, D., Brandes, C. (Eds), *Understanding Faults: Detecting, dating and modelling*, Elsevier, 221–255. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815985-9.00006-0>.
- Ortlieb, L. 1995. Late Quaternary Coastal Changes in northern Chile. *Guidebook for a fieldtrip, II anual meeting of the International Geological Correlación Program, Project 367* (Antofagasta-Iquique, 23-25 nov. 1995). ORSTOM, Antofagasta, 175p.

- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. & Cournoyer. 1996a. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330ky. *Quaternary Science Reviews* 15, 819–831.
- Ortlieb, L., Díaz, A. & Guzman, N. 1996b. Warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 15, 857–871.
- Ortlieb, L., Barrientos, S. & Guzman, N. 1996c. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* 15, 949–960.
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, L., Aden-Antoniów, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P. y Fuenzalida, A. 2021. Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. *Tectonophysics* 800, 228706, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228706>.
- Pasten-Araya, F., Salazar, P., Ruiz, S., Rivera, E., Potin, B., Maksymowicz, A., Torres, E., Villarroel, J., Cruz, E., Valenzuela, J., Jaldín, D., González, G., Bloch, W., Wigger, P. y Shapiro, S.A. 2018. Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile. *Geophysical Research Letters* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079283>.
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., Authemayou, C., Elliot, M., Regard, V. & Garestier, F. 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews* 132, 13–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.007>.
- Pritchard, M.E. & Simons, M. 2006. An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *Journal of Geophysical Research* 111, B08405, doi:10.1029/2006JB004258.
- Radtke, U. 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Problem der Quartären Meeresspiegelschwankungen erllntert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. *Diisseldorjer geographische Schriften* 27, 245 pp.
- Reches, Z. & Eidelman, A. 1995. Drag along faults. *Tectonophysics* 247, 145-156. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00170-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00170-E).
- Ritz, J.-F., Braucher, R., Bourlès, D., Delouis, B., Marquardt, C., Lavenu, A., Philip, H. & Ortlieb, L. 2019. Slip rate of trench-parallel normal faulting along the Mejillones Fault (Atacama Fault System): Relationships with the northern Chile subduction and implications for seismic hazards. *Terra Nova* 31 (4), 390–404. <https://doi.org/10.1111/ter.12401>.
- Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L.,

- Rosignol, J. C. & Serrurier, L. 1996. The  $M_w=8.1$  Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 23 (9), 917–920. <https://doi.org/10.1029/96GL01026>.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. 2018. Historical and recent large megathrust Earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.-P., Chlieh, M., Hall, S.R., Husson, L. & 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. <https://doi.org/10.1002/2016TC004156>.
- Sallarès, V. & Ranero, C.R. 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile ( $23^{\circ}30'S$ ). *Journal of Geophysical Research* 110, B06101, doi: 10.1029/2004JB003418.
- Scheuber, E., Hammerschmidt, K. & Friedrichsen, H. 1995.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: The age of deformation. *Tectonophysics*, 250, 61–87. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00044-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00044-8).
- Scheuber, E. & González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera ( $22^{\circ}$ - $26^{\circ}$ S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18 (5), 895–910. <https://doi.org/10.1029/1999TC900024>.
- Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Malavieille, J. & Dominguez, S. 2008. Incremental growth of normal faults: insights from a laser-equipped analog experiment. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 299–311. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.042>.
- Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P. & Vilotte, J.-P. 2012. The 2007  $M7.7$  Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research* 117, B05305, doi: 10.1029/2011JB009030.
- Simms, A.R., Lisiecki, L., Gebbie, G., Whitehouse, P.L. & Clark, J.F. 2019. Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quaternary Science Reviews* 205, 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>.
- Stein, S. 2007. Approaches to continental intraplate earthquake issues. *The Geological Society of America Special Paper* 425, 1–16. [https://doi.org/10.1130/2007.2425\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2425(01)).
- Storch, I., Buske, S., Victor, P. & Oncken, O. 2021. Seismic images of the Northern Chilean subduction zone at  $19^{\circ}40'S$ , prior to the 2014 Iquique earthquake. *Geophysical Journal International* 225, 1048–1061. doi: 10.1093/gji/ggab035.



- Tan, E., Lavier, L.L., Van Avendonk, H.J.A. & Heuret, A. 2012. The role of frictional strength on plate coupling at the subduction interface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (10), Q10006. doi:10.1029/2012GC004214.
- Tarasov, L., Dyke, A.S., Neal, R.M. & Peltier, W.R., 2012. A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 315–316, 30–40. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.010>.
- Vargas, G., Ortlieb, O. & Rutland. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile (Andean Geology)* 27 (2), 157–176. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082000000200002>
- Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J. J., Bertaux, J. & Pujos, M. 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology* 211 (1–2), 79–99. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.032>.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdés, J. & Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23° S). *Tectonophysics*, 399, 381–398.
- Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J. A., Lange, C. B. & Ortlieb, L. 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19<sup>th</sup> century. *Geophysical Research Letters*, 34, L13607. <https://doi.org/10.1029/2006GL028812>.
- Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C-C., González, G. & Wu, Y-C. 2011b. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 497, 34–44.
- Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S. A., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M. J. & Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology* 40 (1), 141–171.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, 116, B02402. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007771>.
- von Huene, R. & Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2). doi: 10.1029/2001JB001569.
- von Huene, R., Ranero, C.R. & Vannucchi, P. 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology* 32 (10), 913–916; doi: 10.1130/G20563.1.

- Yamaguchi, N. & Yamazaki, F. 2001. Estimation of strong motion distribution in the 1995 Kobe earthquake based on building damage data. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 30 (6), 787–801. <https://doi.org/10.1002/eqe.33>.
- Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A. & Bonson, C.G. 2003a. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *Journal of Structural Geology* 25, 1251–1262. doi:10.1016/j.tecto.2012.05.023.
- Wang, K., Hu, Y., von Huene, R. & Kukowski, N. 2010. Interplate earthquakes as a driver of shallow subduction erosion. *Geology* 38 (5), 431–434. doi: 10.1130/G30597.1.
- 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? *Journal of Geophysical Research* 108 (B10), 2507. doi: 10.1029/2002JB002072.
- Wesnousky, S. G. 1986. Earthquakes, quaternary faults, and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research* 91, 12587–12631. <https://doi.org/10.1029/JB091iB12p12587>.
- Wesson, R. Melnick, M. Cisternas, M. Moreno, M. & Ely, L. 2015. Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa María, Chile. *Nature Geoscience* 8, 547–551. <https://doi.org/10.1038/ngeo2468>.
- Worden, C.B., Wald, D. J., Allen, T.I., Lin, K. W., Garcia, D. & Cua, G. 2010. A revised ground-motion and intensity interpolation scheme for ShakeMap. *Bulletin of Seismological Society of America*, 100 (6), 3083–3096.

## 5 Discusiones

Cómo se mostró en los **Capítulos 3 y 4**, y debido al formato (tipo paper) de estos, se desarrollaron extensas y profundas discusiones concernientes a las evidencias morfoestructurales y estructurales que indicarían un alzamiento acelerado para la última ventana de tiempo geológico, las cuales serían, en primer lugar, manifestaciones de sucesivos ciclos sísmicos de subducción y, en segundo grado de importancia, deslizamientos a lo largo de la traza de la FM, los cuales han acumulado sus señales de deformación vertical en la superficie de la corteza superior a lo largo del tiempo, controlando de esta forma la evolución del relieve de la PM durante el Cuaternario.

En este capítulo se abordará y discutirá la problemática referente a cómo se relacionarían las señales de alzamiento observadas en el corto y largo plazo y los posibles modelos de recurrencia que mejor se ajustarían a los resultados expuestos. Así también, se tratará de explicar por qué el alzamiento acelerado y la actividad de las fallas normales se encontrarían acoplados. Además, se discutirá sobre cuáles serían los mecanismos internos más probables en dejar una señal de alzamiento permanente durante el ciclo sísmico y que estarían en sincronía con la actividad de las fallas corticales. Por otro lado, se tratará de explicar el porqué de la cercanía de este gran rasgo geomorfológico con la fosa tectónica, con respecto al resto de la línea de costa del norte de Chile. Es así como se propondrán dos modelos conceptuales que mejor se ajustan a las evidencias expuestas en esta tesis doctoral y a los resultados obtenidos a partir de datos y modelos de trabajos anteriores. Por último, se realizará una breve comparación con datos de alzamiento costero tanto para el corto como para el largo plazo en otros sistemas de subducción del planeta, abordando semejanzas y/o diferencias desde un punto de vista geológico, geomorfológico y sismotectónico, para así lograr dilucidar si el alzamiento que afecta a la PM correspondería a procesos ligados a una tectónica de escala local y/o regional.

### 5.1 Relación entre la deformación de corto y largo plazo: alzamiento acelerado dentro de una dinámica de ruptura de sucesivos ciclos sísmicos

La deformación superficial de la corteza continental que ocurre dentro de un rango de corto plazo en sistemas de subducción, se ha atribuido al ciclo sísmico el cual se ha dividido en cuatro periodos de deformación: presísmico, cosísmico, postsísmico e intersísmico. Cada uno de estos periodos se ha investigado en las últimas décadas en distintas zonas de subducción del planeta, tratando de conectarlos con las señales de alzamiento permanente que dejan su impronta en el registro geológico (Savage y Thatcher, 1992; Savage, 1995; González-Alfaro *et al.*, 2018; Ramírez-Herrera *et al.*, 2018; Matsu'ura *et al.* 2019). Dependiendo del sistema de subducción que se considere, e incluso dependiendo del segmento que se considere dentro de una misma zona de subducción, se ha determinado que los distintos periodos del ciclo sísmico pueden contribuir a dejar señales de alzamiento permanente en el largo plazo (Savage y Thatcher, 1992; Savage, 1995; González-Alfaro *et al.*, 2018; Ramírez-Herrera *et al.*, 2018; Matsu'ura *et al.* 2019).

En base a la evidencia presentada en esta tesis doctoral (ver **Capítulos 3 y 4**), gran parte de la totalidad de la señal de alzamiento permanente que queda manifestada en la parte superficial de la corteza continental, sería integrada a ésta durante terremotos de subducción en sucesivos ciclos sísmicos a lo largo del tiempo, sin descartar que una pequeña parte de esta señal de alzamiento permanente corresponda a procesos asísmicos, ya que se ha demostrado que la PM se encontraría sobre una zona sismogénica parcialmente desacoplada (Pritchard y Simons, 2006; Chlieh *et al.*, 2004, 2011; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010 y 2013; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Pastén *et al.*, 2018). Los rasgos geomorfológicos que evidenciarían un alzamiento abrupto y repentino serían la serie terrazas de abrasión marina y paleo-cordones litorales presentes en la PM, los cuales necesitan de un cambio rápido del nivel del mar relativo para mantenerse preservados (Trenhaile, 2002), además de las condiciones climáticas de carácter hiperárido que presenta el área de estudio. Aunque estos rasgos geomorfológicos no solo podrían haberse construido durante la ocurrencia de una intensa señal cosísmica, ya que como se ha visto podrían haber contribuciones correspondientes a la etapa previa de ocurrencia del gran terremoto (presísmico) y en la etapa de ocurrencia posterior a éste (postsísmico), los cuales muchas veces están ligados al periodo cosísmico (Delouis *et al.*, 1997, 1998; Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard y Simons, 2006; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Ruiz *et al.*, 2014). Por lo tanto, cuando en esta tesis doctoral se menciona que la deformación vertical positiva de largo plazo se construye a partir de sucesivos periodos cosísmicos, necesariamente estos deben considerar también los periodos presísmicos y postsísmicos.

Al observar la señal de corto plazo en la PM, para una ventana de 10 años, las tasas de recuperación intersísmica son del orden de 0 a -3 mm/a y las de alzamiento, a largo plazo, de 1,0–1,6 mm/a. Es común encontrar grandes diferencias entre las tasas de alzamiento de largo plazo y las tasas de recuperación intersísmica en gran parte de la zonas de subducción del planeta (y sistemas transformantes como la Falla San Andrés), incluso cuando la tasa de recuperación intersísmica es positiva (Scholz, 2002). Determinar cuánto es lo que se necesita recuperar durante cada periodo intersísmico para explicar las tasas de alzamiento reportadas para el largo plazo en la PM, no es una tarea sencilla. Si se quiere intentar realizar este balance se presentará más de una complejidad; por un lado, los datos históricos y paleosismológicos referentes a terremotos de subducción en el norte de Chile son bastante pobres, siendo estos necesarios para determinar la cantidad de señal cosísmica que se recuperaría en cada periodo intersísmico; ruptura cosísmica no característica a lo largo del tiempo, en donde un terremoto que ocurre dentro de un mismo segmento tectónico puede deslizarse más o menos, o variar la distribución de su ruptura dentro de la misma (Easton *et al.*, *en revisión*); cambios a largo plazo en los patrones de acoplamiento intersísmico, los cuales pueden cambiar los valores en las tasas de recuperación (Ramírez-Herrera *et al.*, 2018; Jolivet *et al.*, 2020), así como cambios repentinos en las tasas de recuperación intersísmica durante el corto plazo (Savage y Thatcher, 1992; Savage, 1995).

En el **Capítulo 3** se determinó que la señal de alzamiento cosísmico que quedaría de forma permanente en la corteza continental sería del orden de un 25%–31%, considerando la ocurrencia de terremotos tipo Tocopilla 2007 ( $M_w \sim 8,0$ ) e Iquique 1877 ( $M_w \sim 8,8$ ), cada 150–200 años y 300–400 años, respectivamente. Si el área de estudio se encuentra dentro de un contexto de alzamiento acelerado al menos desde hace 200 ka,

necesariamente esto indicaría que el alzamiento cosísmico ha sido cada vez mayor y/o la tasa de subsidencia intersísmica ha ido disminuyendo gradualmente durante la última ventana de tiempo del Cuaternario. Al realizar una ampliación en el largo plazo correspondiente a la ventana de tiempo histórica más reciente (**Figura 61a**), se observa que el alzamiento acelerado debe construirse a partir de sucesivos levantamientos de la superficie, los cuales serán proporcionales a la magnitud de cada terremoto. La incertidumbre de este ejercicio, que puede parecer simple a primera vista, se asocia a que resulta difícil determinar los valores de recuperación intersísmica para ciclos sísmicos históricos sin la disponibilidad de datos geodésicos y, más difíciles aún, para ciclos sísmicos prehistóricos. Quizás se podría esperar que la tasa de recuperación intersísmica no haya sido muy diferente a la actual, al menos para los últimos siglos (**Figura 61a**), pero esto siempre será incierto y serviría fundamentalmente como una primera aproximación sobre cómo se va construyendo la señal de alzamiento acumulada en el largo plazo. Por otro lado, esta incertidumbre genera problemas a la hora de proponer modelos predecibles de recurrencia empírica (Scholz, 2002; **Figura 61b**), ya que incluso para los periodos de tiempo más recientes no se tiene toda la historia sísmica completa para un área en particular, como lo es el norte de Chile (Ruiz y Madariaga, 2018), en donde no solo terremotos de gran magnitud han contribuido al alzamiento. Esto último va a incidir en que los modelos de tiempo predecible no se ajusten a los datos debido a la poca información sísmica disponible o que se genere un falso ajuste de estos debido a lo mismo (**Figura 61b**). De todas maneras, aun teniendo toda la información de eventos sísmicos para una ventana de corto plazo en particular, esta no se podría ajustar a una ventana de largo plazo, ya que el alzamiento acelerado es no lineal y se aproxima a una función exponencial.

Importante además para poder ajustar las tasas de deformación vertical de corto plazo con las de largo plazo, es saber cuál modelo de ruptura sísmica se ajusta mejor al área de estudio a analizar. Para el caso del norte de Chile, y el margen de subducción chileno en general, predominó y sigue predominando el paradigma de los segmentos y barreras tectónicas que conlleva al modelo de rupturas de terremotos característicos (Comte y Pardo, 1991; Molina *et al.*, 2021), idea que seguiría el concepto y modelo de recurrencia periódica (tiempo-predecible) acuñado en sus bases originalmente por Reid (1910). Otros modelos de rupturas sísmicas son el uniforme y variable, siendo éste último el que mejor se ajustaría a zonas de subducción dada la extensión del *megathrust* y la complejidad en la cantidad de diferentes factores y procesos que presenta el *slab* (Sieh, 1981; Schwartz y Coppersmith, 1984). El modelo de ruptura característica no estaría siendo aplicable para el área de estudio, ya que de acuerdo al reciente trabajo de Salazar e Easton *et al.* (*en revisión*), hace 3,8 ka un terremoto  $M_w \sim 9,5$  generó una súper-ruptura que habría abarcado desde Arica hasta Huasco, diezmando a la cultura Huentelauquén (antepasados de los Changos). Considerando esto último y en base a los datos sísmicos históricos y paleosismológicos del norte de Chile, el área de estudio se ajustaría a un modelo de ruptura de ciclos superimpuestos que genera rupturas de multi-asperezas para eventos grandes y *cluster* de sismos de magnitud moderada (Philibosian *et al.*, 2020; **Figura 61c**). Esto último se condice con la hipótesis de super-ciclos sísmicos (Goldfinger *et al.*, 2013; Kagan y Jackson, 2013). Modelos de súper-ciclos sísmicos se han propuesto en varias zonas de subducción como Japón, Sumatra y Cascadia, en donde el norte de Chile podría seguir patrones de periodicidad similares a los observados en la **Figura 61d**.

Es así como, si bien se puede tener una primera idea de cuánto podría ser el balance entre el alzamiento de corto y largo plazo, esto no sería una aproximación del todo confiable debido a la gran incertidumbre que se tiene en el registro histórico y geológico del área de estudio, por lo que en primera instancia será necesario empezar a ampliar la base de datos a través de estudios paleosimológicos concernientes a terremotos de subducción.

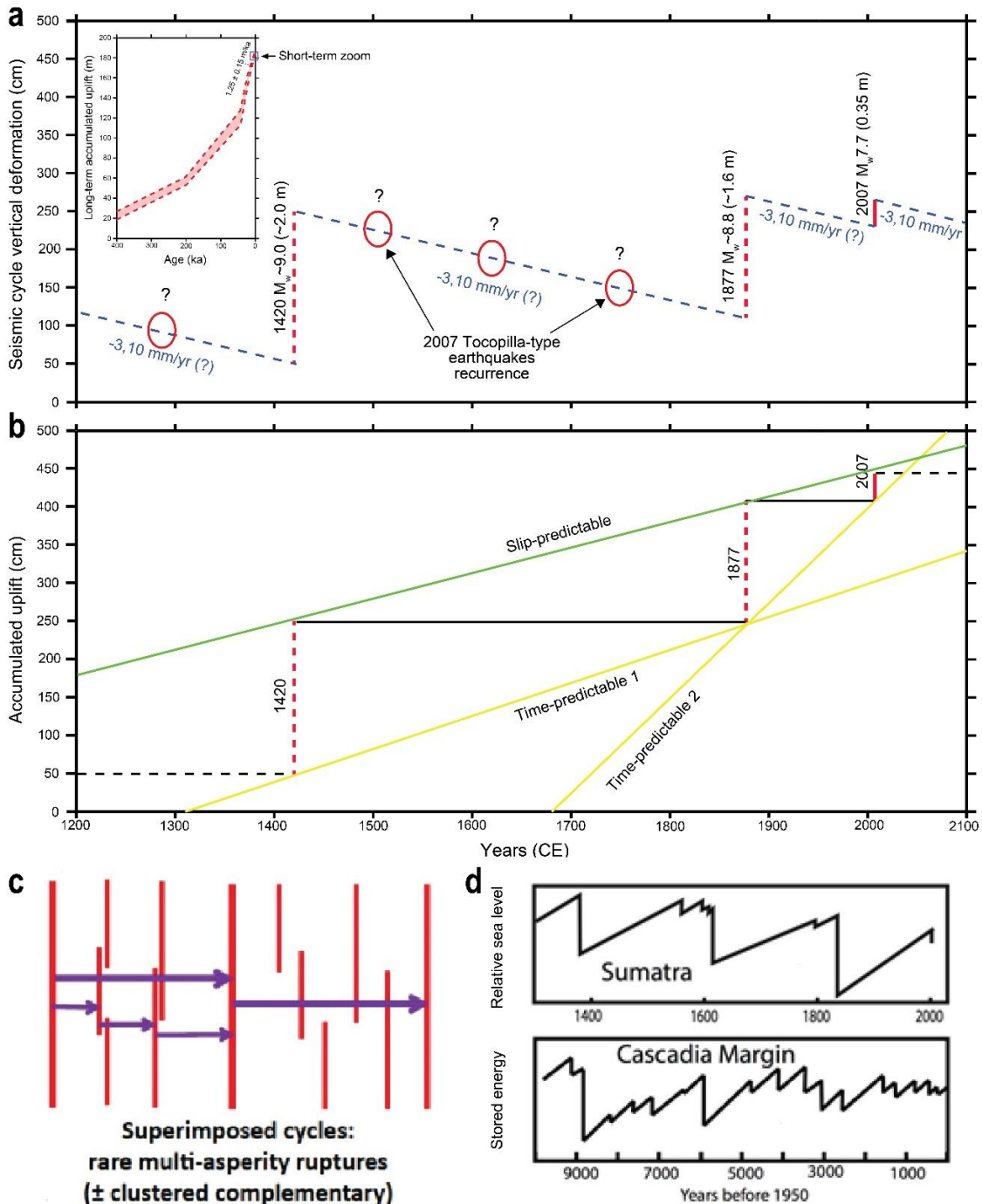


Figura 61. a) Aumento a una escala de tiempo de corto plazo a partir de la escala de tiempo de largo plazo en donde se observa el alzamiento acelerado no lineal. b) Modelos de tiempo predecible para la PM los cuales podrían arrojar falsos ajustes debido a la falta de información sísmica. c) Modelo de ruptura sísmica (modificado de Philiposian y Meltzner, 2020) que se ajustaría mejor para la zona de la PM. d) La PM se encontraría dentro de un contexto de super-ciclos sísmicos, al igual como otras regiones del planeta (modificado de Salditch *et al.*, 2020).



## 5.2 Sincronización entre el alzamiento acelerado y la actividad de fallas normales

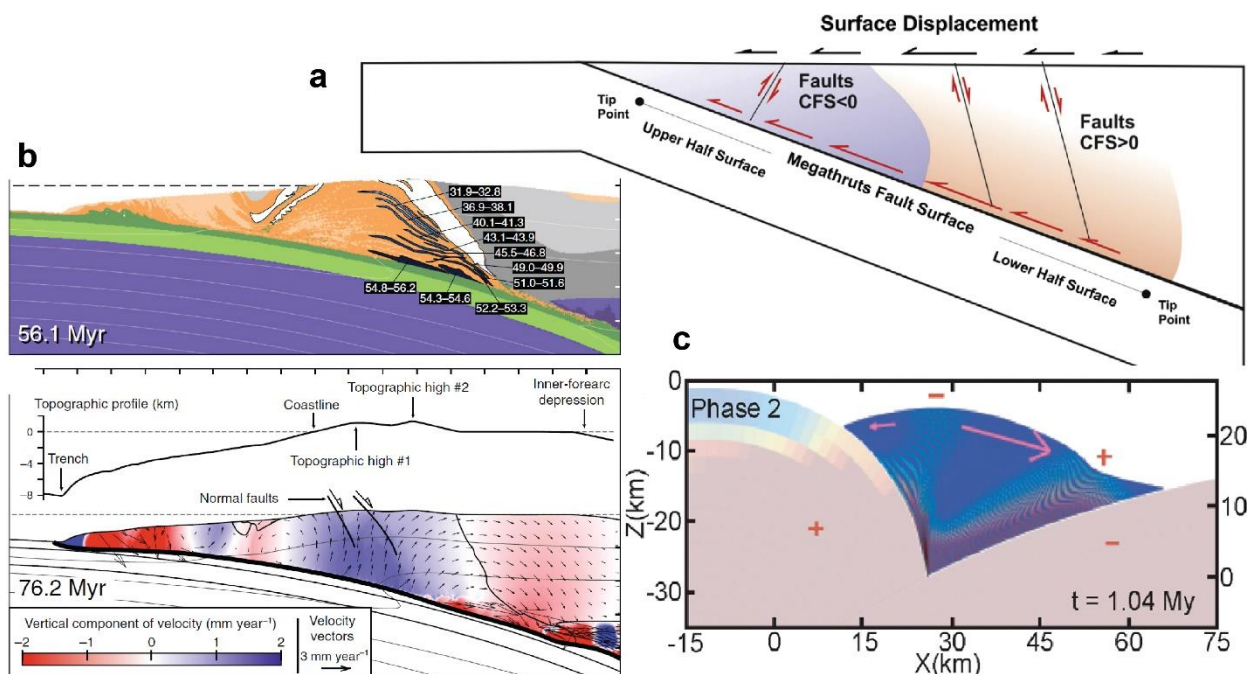
Como se mostró en gran parte del **Capítulo 4** y parte del **Capítulo 3**, la actividad de las fallas normales de la PM se encontraría acoplada al alzamiento acelerado que ha experimentado este gran rasgo morfoestructural, en donde se puede apreciar una correlación bastante fuerte entre ambos (**Figura 58**). Estas fallas acomodarían parte del alzamiento que levanta a la PM generando subsidencia principalmente en los bloques colgantes, siendo mayor mientras más próximo se está de la traza de la falla. Es así como la FM absorbería ~35% del alzamiento que se ha acumulado durante los últimos  $790 \pm 30$  ka. En base a lo discutido hasta el momento, si el alzamiento está siendo gatillado por terremotos de subducción, entonces las fallas normales necesariamente tienen que cargarse durante la ocurrencia de estos eventos para así poder explicar el acoplamiento que se observa entre ambos procesos en el largo plazo.

Relacionar la actividad de fallas corticales normales con la ocurrencia de terremotos de subducción no es algo nuevo y fuera de lo común, en donde se han realizado varias investigaciones al respecto para el margen de subducción chileno (Delouis *et al.*, 1998; Farías *et al.*, 2011; Aron *et al.*, 2013; Cortés-Aranda *et al.*, 2015). De acuerdo a modelos de cambio de *stress* estático de Coulomb ( $\Delta$ CFS), dependiendo de la orientación que presente una falla cortical dentro de un campo de esfuerzos perturbado por la deformación que se produce durante el periodo cosísmico o interísmico del ciclo sísmico, esta se cargará o descargará elásticamente (Scholz, 2002). Para el caso en específico del área de estudio, se ha propuesto que los gatillantes del deslizamiento de las fallas normales sería la carga de *stress* acumulado que se genera sobre estas durante los periodos cosísmicos de subducción (Delouis *et al.*, 1998; Cortés-Aranda *et al.*, 2015). Los modelos realizados para la PM indican que la carga de las fallas normales sería particularmente favorecida por terremotos de subducción que ocurren costa afuera o en los límites de los segmentos de ruptura (**Figura 62**; Cortés-Aranda *et al.*, 2015). Esto último entraría, en parte, en contraposición con una de las propuestas de esta tesis doctoral que hace mención de que los terremotos profundos también alzarían la PM, los cuales necesariamente tienen que romper debajo de ella, como ocurrió en el caso del terremoto de Tocopilla; sin embargo, este tipo de terremoto al parecer no cargarían las fallas normales (Cortés-Aranda *et al.*, 2015). Por otro lado, si bien los modelos de  $\Delta$ CFS pueden explicar cómo evoluciona la actividad de las fallas en la PM, estos no pueden reproducir el alzamiento permanente sincrónico durante los terremotos de subducción. Es así como se necesita explicar de mejor manera la carga de las fallas normales con las rupturas sísmicas que se propagan debajo de la PM, algo que los modelos de  $\Delta$ CFS no dejan muy en claro. Con esto no se trata de decir que los terremotos que ocurren costa afuera o alrededores de la PM no carguen o gatillen eventos en fallas normales corticales, sino que esto no sería una condición importante para el largo plazo, como sí lo sería la deformación vertical positiva que ejercerían los terremotos de subducción sobre la PM al propagar toda o parte de su ruptura debajo de esta.

Para entender cómo es posible que eventos sísmicos que propagan su ruptura debajo de la PM carguen fallas normales en superficie, es necesario ver el problema a partir de una ventana de largo plazo y no solo desde el punto de vista del cambio de *stress* de Coulomb que produce la ocurrencia de un terremoto. Modelos numéricos dan cuenta de cómo en márgenes activos de subducción, la acreción de material en la base de la corteza

continental (*underplating* tectónico) y la erosión tectónica de la cuña continental juegan un rol importante en la redistribución del *stress* en la corteza continental. La extensión superficial sería una respuesta a la contracción horizontal y *underplating* tectónico ocurriendo en la base de la corteza, lo cual generaría dúplex antiformes que forzarían un alzamiento vertical conllevando a la exhumación de rocas más profundas (**Figura 62b**; vanDinther *et al.*, 2012; Menant *et al.*, 2020). Además, los *stresses* extensionales en la corteza continental superior también serían resultado de flujo lateral debido a la erosión tectónica y/o colapso gravitacional de una cuña continental con una altura gravitacionalmente inestable (**Figura 62c**; vanDinther *et al.*, 2012; Menant *et al.*, 2020).

Por lo tanto, mecanismos que controlan la evolución estructural de la cuña del margen continental podrían explicar la presencia de fallas normales en superficie, en donde necesariamente el *underplating* tectónico debería generarse con la ocurrencia de cada terremoto de subducción. Este tipo de mecanismo se verá con mayor detalle en los apartados siguientes.



**Figura 62.** a) Cambio de *stress* de Coulomb para un terremoto de subducción que presenta mayor deslizamiento costa afuera de la PM, observándose como las fallas normales se cargan (modificado de Cortés-Aranda *et al.*, 2015). b) Crecimiento de dúplex antiformes por *underplating* tectónico, lo cual genera un alzamiento forzado, exhumación de rocas profundas y desarrollo de fallas normales en superficie (modificado de Menant *et al.*, 2020). c) Crecimiento vertical de una cuña continental por *underplating* tectónico, la cual llega a un estado de inestabilidad que genera extensión en superficie por flujo lateral (modificado de vanDinther *et al.*, 2012).

### 5.3 Mecanismos plausibles que explicarían el alzamiento acelerado de la Península de Mejillones. ¿Mecanismos locales o regionales?

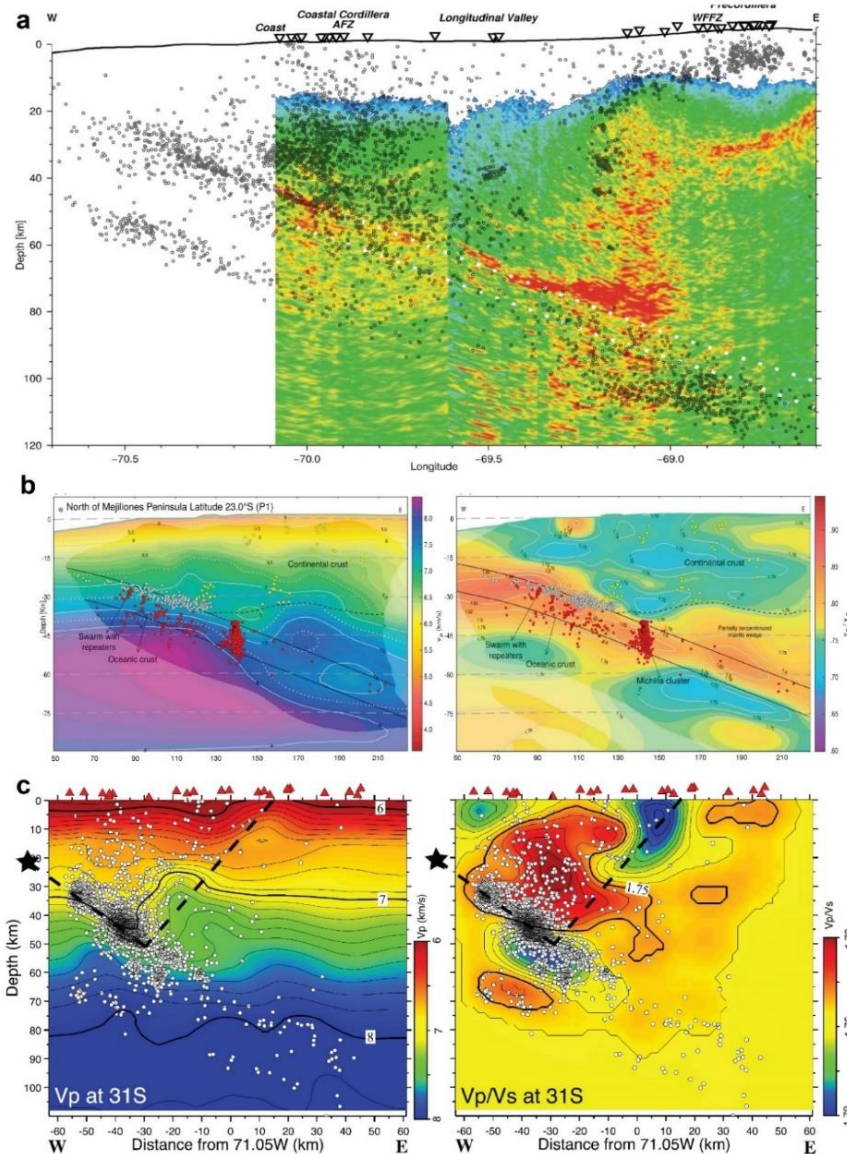
Varios podrían ser los procesos y mecánicos que explicarían la ocurrencia de alzamiento acelerado en la PM durante el Cuaternario (**Anexos Capítulo 5**), entre los que se encontrarían: estructura hidratada en la placa oceánica, subducción de anomalías

batimétricas o *seamounts*, presencia de falla fuera de secuencia (*splay fault*) costa afuera, cambio en el ángulo de subducción, distribución espacio-temporal aleatoria de terremotos (*clusters*), mayor acoplamiento en el contacto interplacas, aumento en la tasa de convergencia de las placas, *underplating* tectónico de escamas tectónicas (*slices*) y *underplating* tectónico de escamas de corrimiento. Si bien muchos de estos mecanismos podrían estar actuando en conjunto para generar alzamiento, se eligen los más plausibles y que mejor explicarían de forma integrada los resultados de esta tesis doctoral e interpretaciones de los mismos, los cuales englobarían: un alzamiento acelerado gatillado por terremotos de subducción que rompen dentro de segmentos sismogénicos de diferente mecánica, el cual aceleraría la tasa de deslizamiento de fallas normales superficiales, encontrándose todo dentro de un contexto de cuña continental afectada por erosión tectónica. Desde este punto de vista los mecanismos que mejor explicarían todo esto serían los correspondientes a *underplating* tectónico (ver **Anexos del Capítulo 5** para mayor detalle).

Uno de los criterios importantes para determinar cuáles serían los mecanismos más y menos plausibles, fue determinar si el alzamiento acelerado reportado para la PM sería un proceso que ocurriría a escala local o regional. Es así como reportes de tasas de alzamiento  $>1$  m/ka a lo largo de la costa del norte de Chile durante el Cuaternario tardío no serían exclusivas de la PM. El trabajo de Izquierdo *et al.* (2020) reporta tasas de alzamiento de  $\sim 1$  m/ka para el sector de Pan de Azúcar (Región de Atacama), obtenidas a partir de dataciones de radiocarbono ( $\sim 44$  ka) correspondiente a depósitos litorales localizados a 7 m s.n.m., además, estas tasas de alzamiento ocurren después de una subsidencia de  $-0,15$  m/kyr reportada para este mismo sector. Las investigaciones geoarqueológicas de Salazar *et al.* (*en revisión*) e Easton (*comunicación oral*), realizadas en la costa ubicada entre Paposo y Taltal, reportan varios sitios con depósitos litorales de edades asignadas al MIS 3, ubicadas a alturas  $\sim 10$  m s.n.m. Por otro lado, León *et al.* (2019) reportan depósitos litorales localizados a 7 m s.n.m. en el sector de Los Bronces (6 km al sur de la ciudad de Taltal), con edades radiocarbono de 4 ka y tasas de alzamiento en el orden de  $1,0-1,5$  m/kyr. Estas tasas de alzamiento, la altura de los depósitos litorales y su edad son muy similares a las obtenidas por González-Alfaro *et al.* (2018) en el sector de Playa Grande, en la PM, y en el sector de Michilla, localizado 45 km al norte de la península. Las tasas de alzamiento correspondientes al MIS 3 en los sectores de Pan de Azúcar y Paposo-Taltal, serían levemente inferiores a las reportadas en la PM, lo cual podría explicarse debido a que la península se encuentra más cercana a la fosa tectónica, por lo que estaría afectada mayormente a la deformación vertical que generan tanto terremotos tsunamigénicos tipo 1877 y megaterremotos (someros), como terremotos tipo Tocopilla 2007 (profundos) (González-Alfaro *et al.*, 2018). Considerando estas nuevas y recientes evidencias de alzamiento acelerado en la costa del norte de Chile, es factible pensar que este proceso estaría condicionado por mecanismos que están actuando a escala regional y no local; por consiguiente, se pueden descartar todos los mecanismo de carácter local (**Anexos Capítulo 5**), y considerar los posibles mecanismos de escamas tectónicas (*slices*) del slab por un dominio condicionalmente estable y acreción de material despegado (*nappes*) desde la cuña continental. Por otro lado, en el caso de que ocurriese una mayor tasa de convergencia y/o ocurrencia de *clusters* de terremotos, estos podrían funcionar en conjunto con alguno de los primeros dos mecanismos mencionados (*slices* o *nappes*).

Con respecto a los procesos de *underplating* tectónico, según Menant *et al.* (2019), debería haber una relación reológica entre regiones en donde ocurre *underplating* tectónico y segmentos que exhiben eventos de deslizamiento lento (SSE). Pastén-Araya *et al.* (2018) observa alta sismicidad debajo de la PM, tanto en el *megathrust* como en el *intraslab* y la base de la corteza continental (**Figura 63**), reconociendo *repeaters*, a menudo asociados a SSE (Bürgmann, 2018). Por lo tanto, los sismos que reportan Pastén-Araya *et al.* (2018) en el *megathrust* podrían re-interpretarse como sismos asociados a una zona altamente hidratada debido a la presencia de múltiples escamas tectónica y/o escamas de corrimiento, apilados y limitados por fallas tipo dúplex, los cuales generan *underplating* tectónico debajo de la PM. Evidencias de esto también se observan más hacia el norte, debajo de la Cordillera de la Costa de la Región de Tarapacá, localizada al sur del Salar Grande, en donde, a partir de perfiles sísmicos de reflexión, la zona sísmicamente activa de la interfaz del slab coincide con una fuerte banda de reflectividad sísmica entre 30 y 50 km de profundidad, lo que sugiere la presencia de fluidos libres, los cuales gatillan actividad sísmica así como un incremento en la reflectividad (**Figura 63**; Bloch *et al.*, 2014). Los datos, resultados e interpretación hechas por Bloch *et al.* (2014) son interesantes, porque concuerdan con los datos sísmicos e interpretación hecha por Husen y Kissling (2000) y Pastén-Araya *et al.* (2018) para la PM (**Figura 63**). Por lo tanto, lo observado por Bloch *et al.*, (2014) podría efectivamente corresponder a una zona hidratada en el *slab* (¿dominio condicionalmente estable?), pero también a una posible estructura del tipo dúplex antiformal, la cual estaría contenida en la parte basal de la corteza continental. Por otro lado, más hacia el sur, costa afuera de la Región de Coquimbo, Comte *et al.* (2019) mediante el análisis de las réplicas del terremoto de Illapel de  $M_w 8,4$  ocurrido en el año 2015, reconocen una concentración de la sismicidad en la parte basal de la placa continental, debajo de la Cordillera de la Costa (**Figura 63**), la cual sugeriría la presencia de un complejo acrecionario (Comte *et al.*, 2019). La ocurrencia y distribución de estos registros sísmológicos en la costa del norte de Chile, podría ser una evidencia de la probable presencia de una estructura tipo dúplex antiformal en la base de la placa cabalgante, que se desarrollaría a escala regional. Pero además, también concuerdan con la presencia de una zona interpretada como altamente hidratada, tanto en la base de la corteza continental como en el *slab*.

Por otro lado, los procesos que gatillan alzamiento acelerado no serían necesariamente de la última ventana de tiempo del Cuaternario, y podrían estar ocurriendo dentro de ciclos que se repiten a escala de millones de años. Evidencias de esto podría interpretarse a partir de la evidencia geológica. Es así como registros sedimentarios y tectónicos en cuencas de antearco muestran periodos sucesivos de alzamiento y subsidencia de millones de años de duración en zonas costeras de ambientes de subducción (Bangs y Cande, 1997; McNeil *et al.*, 2000; Le Roux *et al.*, 2005). De acuerdo a Menant *et al.* (2020), a escala de millones de años, el apilamiento o sobreescurreamiento de material en la base de la corteza que genera un ascenso de la topografía costera, tendría una directa correlación temporal entre eventos transientes de decapitamientos de escamas tectónicas desde el slab y pulsos de alzamiento. Las longitudes de onda que engloban cada periodo de alzamiento y subsidencia se encontrarían dentro del orden de 1,6–2,8 my (**Figuras 64a y b**).

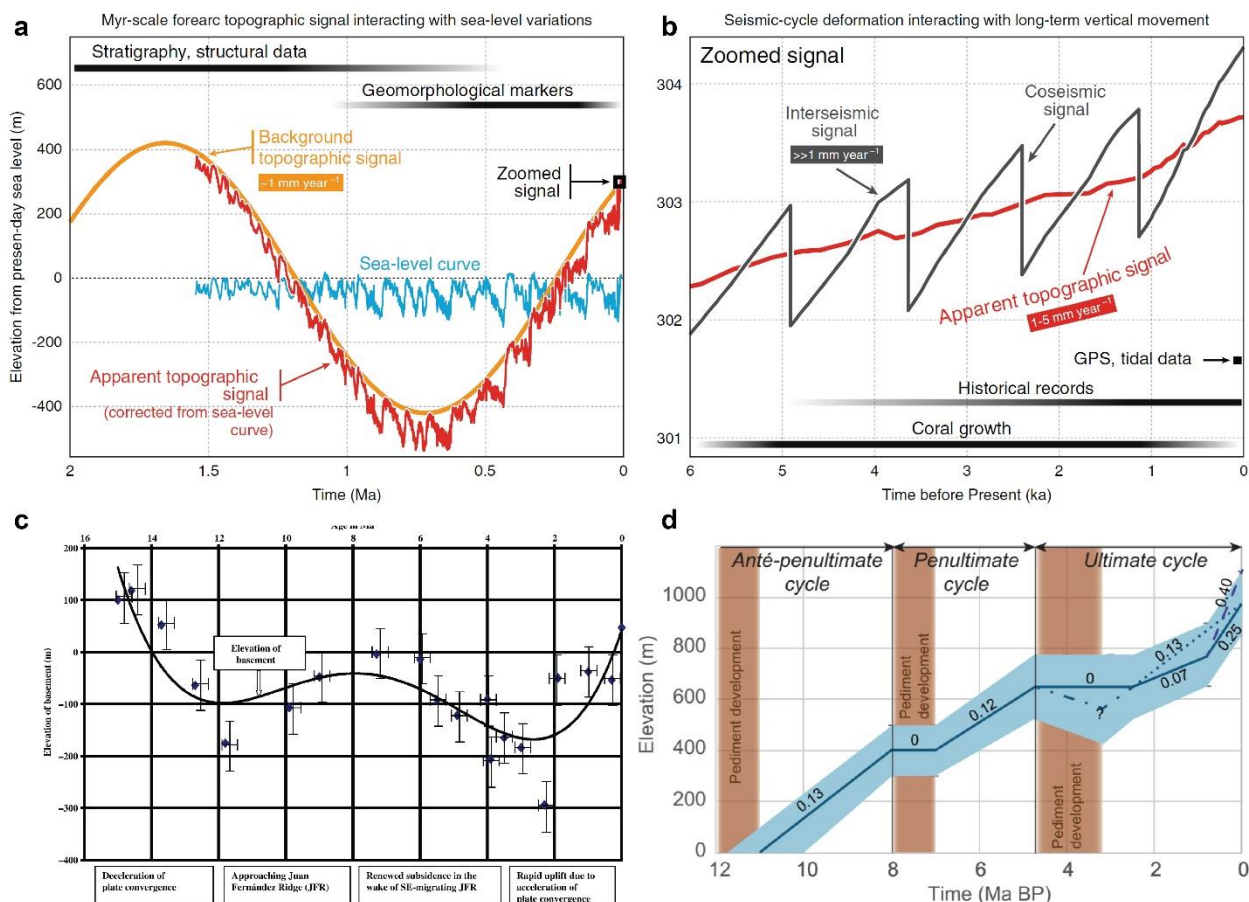


**Figura 63. Evidencias de alta sismicidad y contrastes de velocidades sísmicas, a partir de perfiles tomográficos en la parte basal de la corteza continental, proyectadas en superficie entre la línea de costa y la Cordillera de la Costa. a) Perfil de reflexión sísmica oeste-este (que abarca desde la fosa tectónica hasta la Precordillera) localizado al sur del Salar Grande, en el cual se observan zonas de alta reflectividad que coinciden con zonas de alta sismicidad (Boch *et al.*, 2014). b) Perfil tomográfico  $V_p$  y  $V_p/V_s$  oeste-este, localizado en la parte norte de la Península de Mejillones, en el cual se observa una zona de alta sismicidad que coincide con una zona de alto  $V_p/V_s$  (Pastén-Araya *et al.*, 2018). Perfil tomográfico  $V_p$  y  $V_p/V_s$  oeste-este, localizado a 30 km al sur del río Limarí, Región de Coquimbo, en el cual se observa una zona de alta sismicidad en la base de la corteza continental ubicada sobre una zona con un alto índice  $V_p/V_s$  en el *slab* (Comte *et al.*, 2019).**

Evidencias de un superciclo de alzamiento y subsidencia en el margen activo del antearco de los Andes Centrales fue reportado por Le Roux *et al.* (2005) en la costa de Carrizalillo, en el extremo sur de la Región de Atacama. En el trabajo de Le Roux *et al.* (2005), mediante el análisis y correlación de facies sedimentarias litorales y de plataforma marina, determinan la ocurrencia de periodos de mayor y menor alzamiento, y menor y mayor subsidencia, para ventanas de tiempo de millones de años. Esto es bastante similar a la hipótesis de periodos de alzamiento y subsidencia con longitudes de onda de millones de años propuesta por Menant *et al.* (2020). Si bien Le Roux *et al.* (2005) interpreta el periodo central de alzamiento y subsidencia como el paso del Ridge de Juan



Fernández (**Figura 64c**), es probable que esta señal pueda corresponder a los efectos de los posibles mecanismos endógenos propuestos en esta tesis doctoral. Además, en toda la costa centro-sur de Perú se reconoce un aumento sostenido en la tasa de alzamiento para los últimos 12 Ma (**Figura 64d**), los cuales podrían presentar periodos de subsidencia, destacando también una aceleración en las tasas de alzamiento para los últimos 2 Ma (Regard *et al.*, 2021). Estas evidencias confirmarían que los mecanismos que han conllevado a un aumento en el alzamiento durante el Cuaternario, con periodos de alzamiento (y subsidencia) a escala de millones de años, ocurrirían a escala regional y, por lo menos, abarcarían desde el Ridge de Nazca (Perú) hasta Isla Chañaral (Región de Atacama).



**Figura 64. Evolución temporal de movimientos verticales en la costa.** a) Se observa la variación vertical de la costa con respecto al nivel del mar, la cual se asemeja a una longitud de onda a escala de millones de años, con una tasa de alzamiento y subsidencia del orden de 1 m/kyr. Dentro de esta gran curva aparece una señal topográfica aparente que se corrige a partir de los cambios eustáticos del nivel del mar (Menant *et al.*, 2020). b) A escala de miles de años, contenida dentro de la señal topográfica aparente, se encuentra una señal correspondiente a los ciclos sísmicos, los cuales también contribuyen a periodos de alzamiento y subsidencia en el corto plazo (Menant *et al.*, 2020). c) Historia del movimiento vertical costero en el sector de Carizalillo, en el extremo sur de la Región de Atacama, para los últimos 16 Myr, en donde al comienzo se observa una importante subsidencia, seguida de un alzamiento y subsidencia de menor relevancia, para luego dar paso a un importante alzamiento a partir de los 2 Ma (Le Roux *et al.*, 2005). Historia de evolución de la tasa de alzamiento en la costa sur de Perú, para los últimos 12 Myr, en donde se alternan periodos de más o menos alzamiento (posibles periodos de subsidencia), en donde destaca un periodo de aceleración del alzamiento que comienza entre 2 y 3 Ma (Regard *et al.*, 2021).

En resumen, se propone que el alzamiento acelerado reportado en la PM corresponde a un proceso de escala de regional que, al menos, podría estar ocurriendo en gran parte



del norte de Chile durante el Cuaternario, como también eventualmente en la parte sur de Perú. No obstante, debido a la naturaleza de los mecanismos endógenos que generan el alzamiento de la superficie, ocurrirían diferencias en las tasas de alzamiento a lo largo de la costa del margen activo de los Andes Centrales, principalmente porque la evolución de estos mecanismos dependen de una serie de factores que, a su vez, dependen de propiedades escalares y mecánicas, las cuales pueden variar en función de la zona que se considere.

#### 5.4 Presencia de un gran rasgo geomorfológico cercano a la fosa tectónica: la Península de Mejillones como una anomalía morfoestructural

Una de las principales características geomorfológicas que resaltan de la PM es que corresponde a un rasgo morfoestructural simétrico que se encuentra a tan sólo 75 km de la fosa tectónica, en contraste con el resto de la línea de costa del norte de Chile que se localiza a ~100 km. De acuerdo con lo visto en esta tesis, la PM sería un rasgo que ha tenido presencia superficial al menos desde hace ~3 Ma (Marquardt *et al.*, 2015). Si consideramos que la erosión tectónica ha ejercido un efecto de retroceso de la fosa tectónica por igual y, por consiguiente, un colapso de todo el margen continental del norte de Chile, entonces, ¿cuál es la razón por la que la PM, que corresponde en gran parte a una plataforma marina emergida, no ha colapsado hacia la fosa tectónica siendo que presenta un talud de pendiente más pronunciado que el resto del margen en la región del antearco de los Andes Centrales? La respuesta a esta pregunta es bastante importante, porque explicaría el complejo origen de este gran rasgo geomorfológico costero. Si bien la presencia de la PM siempre se ha tratado de explicar como respuesta al alzamiento, este pareciera no estar restringido únicamente al área de estudio de esta tesis.

Los factores que condicionarían el alzamiento podrían indicar la razón por la cual la PM se encuentra más cercana a la fosa tectónica. Una de estas razones sería la propuesta que establece que la zona sismogénica de dominio condicionalmente estable se encontraría debajo de la Cordillera de la Costa, pero que a la latitud de la PM este dominio experimentaría una somerización de su límite superior (Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013). El límite superior de este dominio concordaría más o menos con el límite del moho continental. En varios estudios se determina que el contacto de placas en el norte de Chile se encontraría fuertemente acoplado hasta ~35 km de profundidad, pero con variaciones en sus límites a diferentes latitudes (Norabuena *et al.* 1998; Bevis *et al.* 2001; Khazaradze y Klotz 2003; Chlieh *et al.* 2004; Pritchard y Simons 2006; Béjar-Pizarro *et al.* 2010; Schurr *et al.*, 2012; Métois *et al.* 2013).

Una de las evidencias para proponer que la zona condicionalmente debajo de la PM se encontraría más somerizada, nace a partir del periodo postsísmico que generó el terremoto de Antofagasta de  $M_w 8,0$  ocurrido en el año 1995 (Delouis *et al.*, 1997, 1998; Chlieh *et al.*, 2004; Pritchard y Simons, 2006). Según el trabajo de Chlieh *et al.* (2004), durante el postsísmico el *peak* asísmico se produjo en la parte norte de la PM con un deslizamiento de 50 cm debajo de Pampa Mejillones. Según los modelos de Chlieh *et al.* (2004), el terremoto de 1995 rompió tanto la zona acoplada como la condicionalmente estable; por otro lado, el postsísmico también ocurrió tanto en la zona acoplada como

condicionalmente estable con 60% de deslizamiento asísmico y 40% de deslizamiento sísmico. El terremoto  $M_w 8,1$  de Antofagasta de 1995 generó una fase postsísmica de 5 años equivalente a 10–20% de la magnitud de momento generado durante el cosísmico. Durante el terremoto de Tocopilla de 2007, la parte norte de la PM volvió a experimentar un *afterslip* postsísmico de hasta 40 cm de deslizamiento (Bejar-Pizarro *et al.*, 2010), el cual duró aproximadamente 2 años (González-Alfaro *et al.*, 2018).

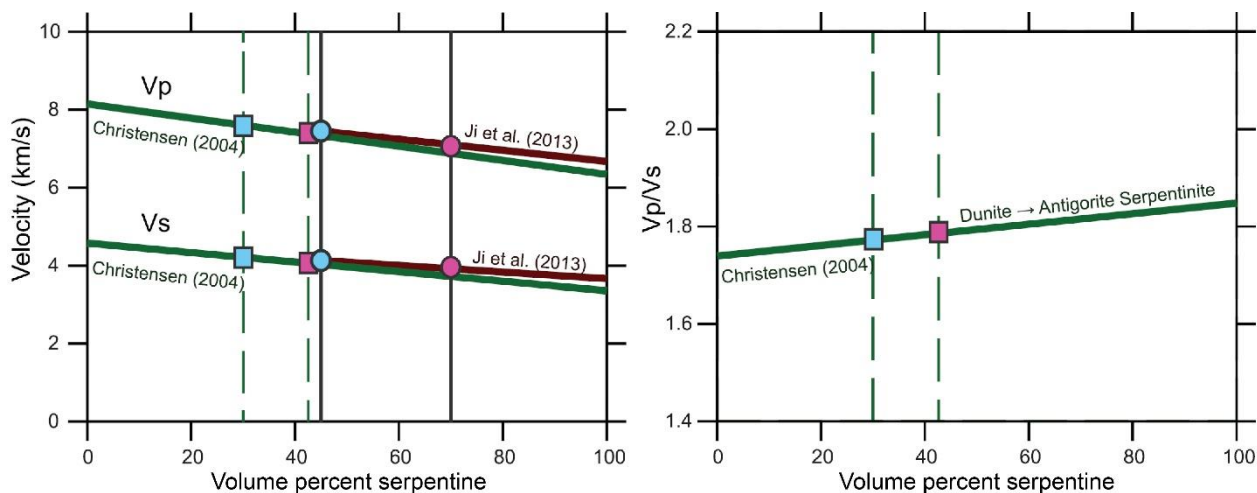
El dominio condicionalmente estable en la PM es una zona de transición que delimita una zona somera y mecánicamente inestable (sísmica), y otra profunda y mecánicamente estable (asísmica), la cual pareciera estar siendo controlada por la intersección del Moho continental (Chlieh *et al.*, 2004; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Melnick, 2016). El estudio de Pastén-Araya *et al.* (2018) aportaría información extra que daría cuenta de que el Moho continental se encontraría entre 30-35 km de profundidad debajo de la PM. A partir de esto, la pregunta de rigor sería: ¿por qué el límite del Moho continental se encontraría a una profundidad más somera a la latitud de la PM?

Resultados a partir de modelos muestran que las temperaturas presentes a las máximas profundidades de la zona sísmica acoplada, entre las placas de Nazca y Sudamérica, se encuentran a 45 km, con un rango de 250–300 °C; mientras que la profundidad máxima se encuentra a 60 km, con rangos de temperaturas de 300–350 °C (Springer, 1999). A escala regional, la presencia de cuñas mantélicas hidratadas (e.i. serpentinizadas), a temperaturas de 400–600 °C, 40–70 km de profundidad, sugiere que tales estructuras son rasgos genéricos presentes en las zonas de subducción (Bostock *et al.*, 2002), las cuales también se han observado bajo el antearco del norte de Chile (Graeber y Asch, 1999; Hyndman y Peacock, 2003). Para las zonas serpentinizadas (cuña mantélica hidratada) en el antearco chileno, modelos P-T predicen 30–45% de serpentinita al sur y 42–70% en el norte del país (**Figura 65**; Ji *et al.*, 2013; Christensen, 2004; en Comte *et al.*, 2016). Una forma de explicar esta marcada diferencia entre la parte norte y sur del antearco chileno, es que en zonas de subducción más calientes hay menos fluidos disponibles, porque una gran fracción de éste se pierde en la deshidratación del slab, lo cual ocurre antes que la subducción del slab alcance la cuña mantélica (Springer, 1999). Por otro lado, debido a que el espesor elástico efectivo de la litósfera oceánica y la profundidad hasta la transición frágil-dúctil aumenta con la edad, litósferas oceánicas viejas tendrían una capacidad de reservorio de agua más alto (Watts, 2001; Contreras-Reyes y Osses, 2010; Contreras-Reyes *et al.* 2011).

La cuña mantélica se encontraría más serpentinizada (hidratada) en el norte de Chile, lo que podría conllevar a una mayor deformación contraccional permanente de la litósfera continental más cercana a la costa, con respecto al sur. Además, si consideramos el mecanismo de generación de escamas tectónicas en un dominio condicionalmente estable por la presencia de una cuña mantélica más hidratada, esto contribuiría a que el dominio fuese más extenso en la zona norte y con mayor presencia y frecuencia de *detachments* en el *slab*. La presencia de una cuña más hidratada podría ser una posible causa condicionante de primer orden sobre las marcadas diferencias geomorfológicas que se observan entre la costa del norte y sur de Chile, como por ejemplo: la presencia de una Cordillera de la Costa con una topografía de mayor altura, la ocurrencia del GECNC, entre algunas otras características.

Ahora bien, ¿estos fundamentos explicarían el por qué la PM está más cerca de la

fosa tectónica? No necesariamente, pero al menos entregan pistas sobre los procesos que podrían estar propiciando el hecho de que el Moho continental pudiese estar un poco más superficial. Entregar una posible respuesta es complejo, más cuando parece ser una condición completamente local. No obstante, a la latitud de la PM se presenta una anomalía morfoestructural que no sólo se limita a la costa, sino que a lo largo de toda la franja andina que incluye dicha latitud, desde la fosa tectónica hasta la zona del altiplano.



**Figura 65.** Muestra las diferencias de velocidades en la cuña mantélica tanto para el norte (simbología roja) como para el sur de Chile (simbología azul). En el norte la cuña tendería a ser más hidratada. Modificado de Comte et al. (2016)

## 5.5 Modelos conceptuales de alzamiento propuestos para la Península de Mejillones

Para la propuesta de los modelos conceptuales, como base geológica y sismotectónica de estos, se consideraron los factores, procesos y estilos estructurales principales que se han reconocido a lo largo y ancho toda la cuña del margen continental del área de estudio, desde la fosa tectónica hasta la cordillera de la costa, así como en la zona de subducción.

La erosión tectónica es un proceso que se reconoce y afecta a todo el margen continental del norte de Chile. Este proceso sería importante costa afuera de la PM, en donde se han estimado tasas de erosión de 45–50 km<sup>3</sup>/km/Ma para los últimos 20 Ma, basado en la pérdida de volumen de material a partir de las estructuras tipo *horsts* que se producen cuando la placa oceánica se flexura al comenzar la subducción, y la migración hacia el este del arco volcánico desde el Jurásico (von Huene y Ranero, 2003). No obstante, Clift y Harley (2007) estiman que frente a la PM la tasa de erosión tectónica es <13 km<sup>3</sup>/km/Ma para los últimos 20 Ma, basado en las tasas de alzamiento de los últimos 430 ka, lo que implicaría un apilamiento de 900 m de material en la base de la placa continental, correspondiente al 85% de material subductado por erosión tectónica (el 15% restante continúa subductándose).

La cuña del margen continental del norte de Chile se caracteriza por presentar un estilo general de deformación observado a partir de líneas sísmicas, lo cual es característico de un margen afectado por erosión tectónica por subducción, en donde

fallas normales pervasivas, en su mayoría con manteos hacia la fosa tectónica, son generadas por el colapso de la cuña continental en respuesta de la remoción de material en la parte inferior de la placa cabalgante (von Huene y Scholl, 1991; Sallares y Ranero 2005, Ranero *et al.*, 2006; Vannucchi *et al.*, 2012; Becerra *et al.*, 2016). Es así como la superficie del fondo marino se encuentra dislocada por una serie de fallas normales, con desplazamientos verticales de varios cientos de metros, los cuales parecen replicar a la estructura de primer orden que se reconoce en la línea de costa, como lo es el GECNC (Contreras-Reyes *et al.* 2012; Armijo *et al.* 2015; Melnick 2016; Geersen *et al.*, 2018; Masymowicz *et al.*, 2018) (**Figuras 66 y 67**).

Trabajos anteriores han mostrado la presencia de un prisma frontal pequeño en el norte de Chile formado principalmente por sedimentos detríticos erodados desde el talud continental, lo cual es un rasgo característico de márgenes erosivos (Clift y Vannucchi 2004). Este prisma frontal es de ~5 km de ancho a la latitud de la PM (Sallares y Ranero 2005), aunque se ha determinado que este prisma frontal podría alcanzar hasta 20 km de ancho, favorecido por su baja densidad producto de un alta deformación generada por hidrofracturamiento (Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Maksymowicz *et al.*, 2018) (**Figuras 66 y 67**). El *updip* de la zona sismogénica limita con esta cuña frontal hidrofracturada, la cual se encontraría sobre un dominio estable (asísmico) en el *slab* (**Figuras 66 y 67**). En este dominio el aporte y cantidad de agua dependerá de la deshidratación de arcillas de esmectita y clorita-illita, el espesor de los sedimentos que entran por el canal de subducción, la edad de la placa oceánica y el flujo de calor (Oleskevich *et al.*, 1999). Por otro lado, la zona de dominio inestable (sísmico) se encontraría desde el prisma frontal hidrofracturado hasta una profundidad de 30 a 40 km (**Figuras 66 y 67**). La zona sísmica se encontraría presente mayormente debajo del talud medio, en donde la sismicidad ha estado principalmente ausente en esta parte de la cuña continental, la cual abarca la región entre los 20,8°–23°S, siendo una de las razones para esta carencia de sismicidad la presencia de una zona altamente acoplada que ha acumulado deformación elástica desde los últimos grandes terremotos tsunamigénicos (Metois *et al.*, 2013; Metois *et al.*, 2016). El límite inferior de la zona altamente acoplada del *slab* concuerda con la posición en superficie de la PM (**Figuras 66 y 67**); además, este límite también concordaría con una temperatura ~350 °C y el límite del manto superior de la placa continental (Moho), lo cual es característico para placas oceánicas viejas, como es el caso del norte de Chile (Oleskevich *et al.*, 1999). Es en este límite en donde se presentaría una zona condicionalmente estable (asísmico + sísmico) y en donde se acumula el material basal que produce el alzamiento de la roca y la superficie de la península (**Figuras 66 y 67**).

A partir de todas estas premisas, más las discutidas en los apartados anteriores, se diseñan dos modelos conceptuales para explicar el alzamiento que ha afectado a la PM durante el Cuaternario. Si bien estos dos modelos podrán a simple vista parecer similares, debido a que presentan rasgos distintivos en común (**Figuras 66 y 67**), se caracterizan por mostrar marcadas diferencias en sus mecanismos, los cuales se detallarán a continuación para cada caso.

#### 5.5.1 Modelo conceptual basado en un despegue y acreción de escamas tectónicas (*slices*) a partir de una zona condicionalmente estable

En este modelo conceptual se considera el desarrollo de erosión tectónica frontal y basal en la parte inferior e intermedia de la cuña del margen continental, respectivamente. La modalidad en la que se genera la erosión tectónica frontal estaría siendo ayudada por la presencia de un prisma frontal hidrofracturado (**Figura 66**); mientras, la erosión tectónica basal por un coeficiente de fricción lo suficientemente alto para generar un alto grado de acoplamiento. El proceso de erosión tectónica sería gatillado durante el periodo cosísmico del ciclo sísmico, en donde la tasa de erosión tectónica sería proporcional a la tasa de deslizamiento sísmico y la tasa de subsidencia de la cuña del margen continental (Wells et al., 2003), por lo tanto, se esperaría una mayor erosión tectónica basal en las partes centrales del dominio inestable, por ende, una mayor subsidencia de la cuña continental se esperaría que ocurriese sobre esta parte, y a medida que se aleja de la zona más acoplada, tanto hacia al *updip* como al *downdip* del dominio inestable, la subsidencia iría decayendo (**Figura 66**). Tasas típicas de subsidencia del talud continental son de 0,2–0,5 km/ka y las tasas de erosión tectónica son de 25–50 km<sup>3</sup>/km/Ma (von Huene y Scholl, 1991). Si la tasa de erosión tectónica estuviese distribuida sobre una zona sismogénica con un ancho promedio de 100 km y una tasa de convergencia de 50 mm/yr, el canal de subducción tendrían un espesor de 0,5–1,0 km; por lo tanto, si se asume una ruptura de todo el ancho de la zona sismogénica con un intervalo de recurrencia de 100 años, la erosión tectónica durante un gran terremoto removería desde la base de la placa cabalgante un espesor equivalente a 2–5 cm sobre la superficie de ruptura (Wells et al., 2003). Esta cantidad de material removido de la base de la placa superior podría representar a parte de la deformación intersísmica que no se recupera durante el terremoto (Wells et al., 2003). Parte de este material podría o no ser transferido a la corteza superior, cercano a la línea de costa, para generar alzamiento en el largo plazo, pero independiente de ocurrir no sería el factor de primer orden que acumulación de material debajo de la PM, ya que el principal responsable de generar el alzamiento costero en este modelo conceptual sería el apilamiento de escamas tectónicas (dúplex antiforme) provenientes de la placa oceánica (**Figura 66**).

También se propone un límite del Moho continental en el slab a 30 km de profundidad, el cual proyectado en superficie concordaría más o menos con la posición de la línea de costa (**Figura 66**). El límite del Moho continental coincidiría con el límite del *updip* de la zona condicionalmente estable, la cual se caracteriza por presentar asperezas (*patches*) de menor extensión que los presentes en el dominio inestable, localizado inmediatamente más arriba, pero lo suficientemente grandes para generar el despegue de escamas tectónicas desde las partes superficiales más hidratadas y débiles de la corteza oceánica (Agard et al., 2018; Menat et al., 2019). Al igual que en la erosión tectónica, el despegue de escamas tectónicas se produciría durante el periodo cosísmico del ciclo sísmico, lo cual implicaría que la zona costera acumularía deformación vertical permanente por cada terremoto que ocurriese. Cada deslizamiento cosísmico acomodaría las escamas tectónicas, siendo el acomodo proporcional al deslizamiento del terremoto, además, la presencia de fluidos que provienen desde los procesos de metamorfismo que liberan agua desde la corteza oceánica se infiltrarían por las fracturas y fallas presentes en la zona del dúplex antiforme, lo que contribuiría a una mayor eficacia en la deformación que conlleva la acomodación de las escamas tectónicas (**Figura 66**). Si bien el cosísmico sería más importante, como fue visto en los capítulos de resultados, no se descarta que movimientos asísmicos durante el periodo postsísmico contribuyan a acomodar estas escamas tectónicas que se despegan por el evento principal. El hecho de que las escamas tectónicas sigan acomodándose después del cosísmico tiene bastante sentido

por encontrarse sobre un dominio condicionalmente estable, hasta que la zona pase la etapa de desacoplamiento o “curación” (*healing*) y vuelva a reacoplarse. La presencia de una baja tasa de subsidencia intersísmica en la PM (0–3 mm/año; González-Alfaro *et al.*, 2018) podría deberse a esto último, ya que habría una contrarrestación o demora en el acoplamiento de las asperezas producto de un deslizamiento asísmico permanente que se genera en el dominio condicionalmente estable.

Por otro lado, en la PM, debido a su cercanía con la fosa tectónica que tendría directa relación con la presencia de un Moho continental más somerizado, el alzamiento sería gatillado tanto por terremotos tsunamigénicos (tipo Iquique 1877) y terremotos más profundos (tipo Tocopilla 2007). No obstante, en gran parte de la línea de costa del norte de Chile debido a su lejanía con la fosa tectónica, en comparación con la península, los terremotos profundos serían los principales responsables de subir la costa (Melnick, 2016). Esto último se sustenta a partir de la evidencia sísmica, en donde se han reportado alzamientos cosísmicos en el litoral entre Tocopilla y Taltal (22°-25°S) durante los terremotos de Antofagasta en 1995 y Tocopilla en 2007 (Ruegg *et al.*, 1996; Klotz *et al.*, 1999; Béjar-Pizarro *et al.*, 2010; González-Alfaro *et al.*, 2018) y subsidencia cosísmica en Iquique 2014 (Melnick, 2016). Quezada *et al.* (2005) muestran una relación entre la zona de subsidencia cosísmica y la presencia del GECNC activo al norte de Iquique, y alzamiento cosísmico, y GECNC inactivo por alzamiento de la plataforma de abrasión marina al sur de Iquique. Este cambio de régimen entre alzamiento y subsidencia cosísmica se debe al hecho de que la distancia costa-fosa tectónica aumenta progresivamente al norte de Iquique (Quezada *et al.*, 2010). No obstante, megaterremotos  $M_w > 9,0$  podrían levantar parte importante de la costa del norte de Chile (Salazar *et al.*, 2021; en revisión). Si la distancia a la fosa tectónica es o no relevante para alzar la costa, es un problema que queda abierto a la discusión futura.

#### 5.5.2 Modelo conceptual basado en el apilamiento de escamas de corrimiento (*nappes*) despegadas desde la cuña frontal del margen continental

Debido a la naturaleza que la cuña de Coulomb tendría en la PM, esta se formaría por acortamiento debido al alto coeficiente de fricción basal que sería mayor al coeficiente de fricción interna de la cuña. Esto llevaría a la generación de *strain* por cizalle simple en la base de la corteza continental, lo cual produciría una serie de *splay faults* fuera de secuencia con vergencia hacia la fosa tectónica (**Figura 67**), estructuras que al menos serían reportadas al sur de la PM, en la parte media del margen continental (Pastén-Araya *et al.*, 2020), pero que no serían observadas al norte de ésta (Geersen *et al.*, 2018; Maksymowicz *et al.*, 2018). La cuña que se forma entre la fosa tectónica y la *splay fault* más proximal a ésta, sería arrastrada hacia abajo por la subducción, lo que se traduciría en un tipo de mecanismo más complejo y efectivo de erosión tectónica que afectaría a la cuña del margen continental, en comparación con la erosión tectónica propuesta en el primer modelo (**Figura 66**). La remoción de la parte frontal de la cuña del margen continental generaría el colapso gravitatorio hacia la fosa tectónica de toda la zona superficial de ésta, ya que cerca de la zona basal de la cuña se genera compresión (**Figura 67**). A medida que la escama de corrimiento es arrastrada hacia las zonas más profundas del *slab* va deformando la placa superior, hasta que gran parte del material subductado se detiene inmediatamente sobre el límite con el Moho continental, quizás por el contraste de competencia que se produce entre el manto superior y el material de



la corteza continental que impediría que el *nappe* tectónico continúe su transporte más hacia abajo. Este punto en donde se cabalgan y acrecionan cada uno de los *nappes* que van entrando se ha designado como punto S (Comte *et al.*, 2019), a partir del cual, y hasta profundidades próximas a la superficies, se forma una zona de retro-cizalle que se caracteriza por presentar una zona de deformación compresiva por cizalle puro, la cual marca el límite entre la cuña del margen continental y el resto de la placa continental (vanDinther *et al.*, 2012; Comte *et al.*, 2019) (**Figura 67**).

Si bien en esta tesis doctoral se interpreta una zona de acreción de material debajo de la PM a partir de evidencias sísmicas (Pasten-Araya *et al.*, 2018), el primer trabajo que interpretó explícitamente la presencia de material acrecionado debajo de la península, a partir de datos sísmicos, fue la investigación de Hussen y Kissling (2000). El material acrecionado se encontraría sobre el dominio condicionalmente estable, en donde este dominio sería una consecuencia de la presencia de material fracturado y poroso, en donde los fluidos aprovecharían las características físicas que adquieren estos *nappes* para infiltrarse en ellos.

Para este modelo el dominio condicionalmente estable estaría siendo compartido por una zona ubicada inmediatamente sobre y debajo el Moho continental (**Figura 67**). Si bien se propone que el Moho continental estaría localizado un poco más abajo que lo propuesto en el modelo anterior, para que de esta forma los *nappes* sean acrecionados a la altura de la línea de costa, el Moho continental igual se encontraría a una menor profundidad en el sector de la PM con respecto al resto de la costa del norte de Chile (**Figura 67**). La mitad superior de la zona condicionalmente estable (sobre el límite del Moho continental) representaría la zona de acreción vertical de *nappes* tectónicos, lo cual genera el incremento de la pendiente de la cuña del margen continental, formando un alto antiforme (vanDinther *et al.*, 2012; Comte *et al.*, 2019). Al igual que en el modelo anterior, los terremotos serían los gatillantes en el transporte y posterior acreción de los *nappes* para generar estas estructuras tipo dúplex antiforme (**Figura 67**).

Según vanDinther *et al.*, (2012), una vez que se alcanza la máxima elevación de la cuña del margen continental, ésta altura permanece constante, dando paso a esfuerzos extensionales dentro de la zona superficial de la cuña, la cual compensa la contracción horizontal y el *underplating* que se genera en la base de la corteza. No obstante, según a lo visto anteriormente, el alzamiento sería sincrónico a las fallas extensionales; estructuras que se generan durante la acreción según los resultados obtenidos a partir de los modelos numéricos de Menant *et al.* (2020). No obstante, la actividad de las fallas normales submarinas que limitan el borde occidental de la plataforma marina y que están asociadas a deslizamientos submarinos, sería consecuencia de esfuerzos extensionales de flujos laterales debido a una inestabilidad gravitacional por un aumento en la pendiente de la cuña, lo cual aumenta la inestabilidad gravitacional debido al colapso del margen continental hacia la fosa tectónica por el espacio disponible que deja el *nappe* tectónico en la parte frontal de la cuña (vanDinther *et al.*, 2012; Comte *et al.*, 2019; Menant *et al.*, 2020). Si bien la PM solo estaría entrando en un estado de colapso gravitacional en su parte más occidental, mas no así el resto del área de estudio, no se puede descartar que en un futuro geológico la totalidad de la península colapse debido a la altura que esta alcanzará, lo cual generará necesariamente una pendiente lo suficientemente alta para que toda la cuña del margen continental entre en un estado supercrítico.

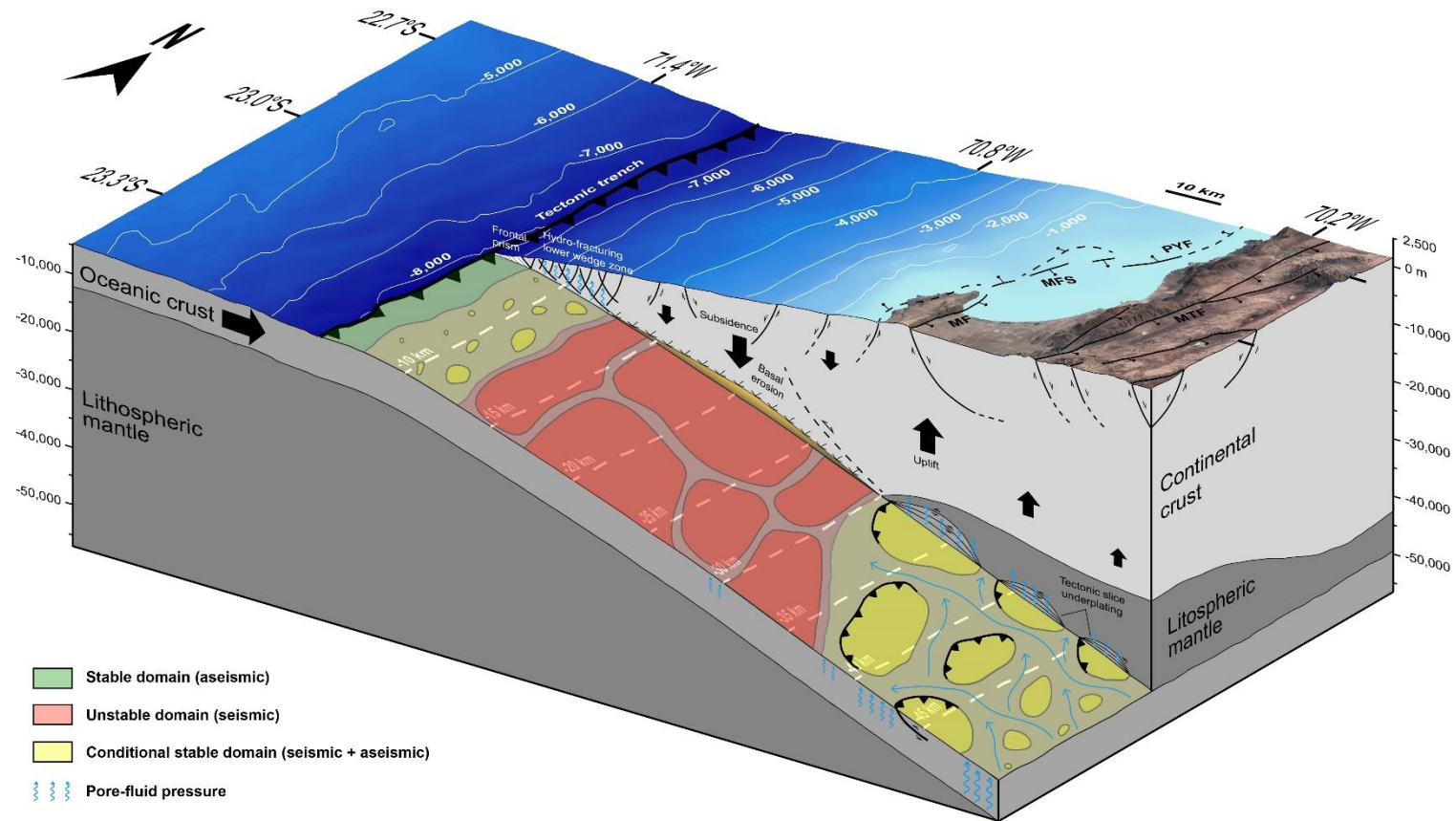


Figura 66. Modelo conceptual a partir del despegue y acreción de escamas tectónicas provenientes del *slab*. El despegue y acreción se produce en el dominio condicionalmente estable, es decir, en la zona de la cuña mantélica. El alzamiento a largo plazo disminuiría a medida que se aleja de la línea de costa, porque en el dominio condicionalmente estable las asperezas van disminuyendo su tamaño a medida que se aproximan a las partes más profundas del megathrust, en donde comenzaría el dominio completamente asísmico. Por otro lado, sobre el dominio inestable altamente acolchado, la subsidencia a largo plazo (erosión tectónica basal) es más importante en la parte central del dominio, y a medida que se aproxima hacia en el *updip* y *downdip* la subsidencia disminuye.

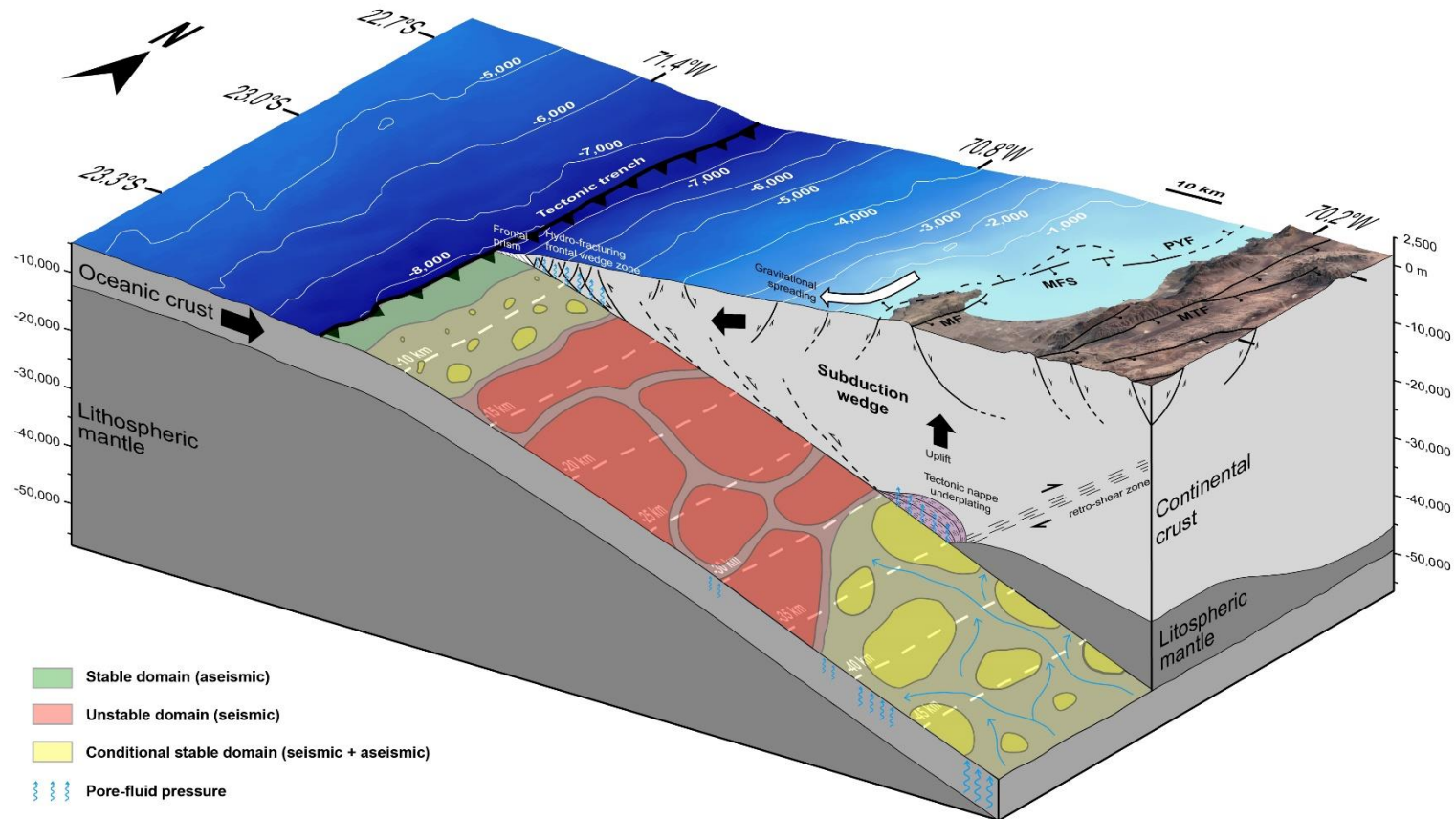


Figura 67. Modelo conceptual a partir del arrastre de escamas de corrimiento, despegadas desde el frente de la cuña del margen continental por splay faults (fallas fuera de secuencia). El arrastre se generaría en el *updip* del dominio inestable, en donde el coeficiente de fricción basal sería mayor al coeficiente de fricción interna de la cuña representado por la *splay fault* más proximal a la fosa tectónica. La acreción de los nappes se produce en el *slab* inmediatamente sobre el límite del Moho continental, zona que marca el *updip* del dominio condicionalmente estable. A diferencia del modelo anterior, la subsidencia del margen continental más que producirse por erosión tectónica basal, se genera por un flujo lateral hacia la fosa tectónica debido al vacío volumétrico que deja el arrastre por subducción del *nappe*. La inestabilidad gravitacional se observa en el borde occidental de la Península de Mejillones a través de remociones en masa, las que coinciden con la presencia de la Falla Punta Yayas y fallas similares localizadas hacia el sur de ésta, y posiblemente al norte.

## 5.6 Comparación con otros sistemas de subducción del planeta

Reportes de depósitos correspondientes al MIS 3 no son muy comunes de encontrar alrededor en el mundo. La gran mayoría de estos, sino todos los reportados, se presentan a lo largo de contactos de placas, particularmente en sistemas de subducción (**Figura 68a**). Debido a esto, sería importante dilucidar si existiría alguna relación, al menos en los tipos de procesos que actuarían, entre las distintas zonas del planeta que han llevado a la generación de rápidas tasas de alzamiento durante el Cuaternario tardío.

A lo largo del margen de subducción chileno hay varios sectores geomorfológicamente similares a la PM, en donde destaca la Península de Arauco. En esta península se reportan depósitos correspondientes al MIS 3 (Jara-Muñoz *et al.*, 2015). Por lo tanto, en la Península de Arauco también se ha determinado la ocurrencia de un alzamiento acelerado durante el Cuaternario tardío, con tasas de alzamiento similares a las reportadas para la PM y otras zonas costeras del norte de Chile (Jara-Muñoz *et al.*, 2015). Es así como ambas penínsulas comparten una distancia hacia la fosa tectónica bastante similar, y parecieran estar actuando como límites o barreras sísmicas para la propagación de terremotos, al menos históricos. No obstante, el contexto geodinámico de la Península de Arauco resulta ser algo diferente, ya que las fallas que dislocan el sector corresponden a fallas inversas y se reconocen estructuras en profundidad interpretadas como *splay faults* las cuales la estarían alzando (Melnick *et al.*, 2009; Jara-Muñoz *et al.*, 2017); además, la erosión tectónica costa afuera de la Península de Arauco no sería tan importante como lo es a largo plazo para el norte de Chile (Macksymowicz, 2015). Por otro lado, la tasa de subsidencia intersísmica para la Península de Arauco es de 10 mm/a mayor a lo observado en la PM, siendo el cosísmico el periodo que aportarían al alzamiento permanente como ocurrió con los terremotos del Maule de 1835 y 2010 (Wesson *et al.*, 2015).

Si dentro de un mismo margen de subducción las zonas que presentan alzamiento cuaternario no parecen presentar características tectónicas y sismotectónicas del todo semejantes, en otras zonas de subducción del planeta esto mantiene una tendencia parecida. Es así como en el segmento tectónico de Guerrero, en el margen de subducción mexicano, localizado a tan solo 35 km de la fosa tectónica, las tasas de alzamiento cuaternarias varían entre 0,5–4,9 m/ka (Ramírez-Herrera *et al.*, 2018). En este sector se ha determinado que los periodos cosísmicos y postsísmicos aportarían a la señal de alzamiento permanente en el largo plazo. Las tasas de subsidencia intersísmica son un orden de magnitud mayores a las de la PM (10–20 mm/a; Ramírez-Herrera *et al.*, 2018), pero este podría ser un dato esperable, ya que el segmento Guerrero se encuentra a la mitad de distancia de la fosa tectónica con respecto a la PM.

En el otro extremo del océano Pacífico, en la zona NE de Japón, en el segmento de Tohoku-Oki, se ha tratado de determinar en cuál etapa del ciclo sísmico se explicaría la señal de alzamiento permanente, la cual se observa principalmente en penínsulas (Shimazaki y Nakata, 1980; Matsu'ura *et al.*, 2019). Las tasas de alzamiento son del orden de 0,1–0,2 m/ka, siendo el MIS 5 la terraza pleistocena más reciente reconocida en dicho país. La distancia de la línea de costa con respecto a la fosa tectónica es considerable (200 km). El único periodo del ciclo sísmico que podría explicar el alzamiento observado es el postsísmico, ya que durante el cosísmico e intersísmico la costa baja (-1 mm/a).

Esto último implicaría que para ajustarse al alzamiento permanente, el postsísmico de terremotos como el de 2011 deberían durar décadas de acuerdo a los modelos actuales (Matsu'ura *et al.*, 2019). Más al sur, en la zona SW de Japón, el escenario es totalmente diferente. Los sectores en donde se observa alzamiento permanente son alzados durante el cosísmico e intersísmico, y bajados durante el postsísmico, en donde paradójicamente la costa se encuentra más cerca a la fosa tectónica (~130 km) con respecto a la zona NE. Particularmente, los sectores que presentan alzamiento permanente corresponden a dos penínsulas: Muroto y Kii (Shimazaki y Nakata, 1980). Frente a la Península de Muroto subduce un *seamount* que es parte de la cadena de *seamounts* Kinan, lo cual podría explicar el alzamiento. No obstante, en la Península de Kii esto no ocurre (Yamazaki y Okamura, 1989).

Estos y otros ejemplos alrededor del planeta (**Figura 68a**) dan cuenta de que no existe una periodo preferencial dentro del ciclo sísmico para alzar la costa. Además sectores dentro de un mismo segmento tectónico pueden alzar, subsidir o mantenerse dentro de un estado de equilibrio estático a lo largo del tiempo. Esto último posiblemente depende fuertemente de las condiciones geológicas y tectónicas, tanto regionales como locales, imperantes para cada zona dentro de los diferentes sistemas de subducción. Sin embargo, en prácticamente la mayoría de los sistemas de subducción se observa una distribución espacial y geométrica preferencial en sus topografías, las cuales se repiten con bastante similitud en diferentes márgenes activos (**Figura 68b**). Resalta que los antearcos presenten “cordilleras de la costa”, las cuales pueden ser más o menos prominentes en alturas, en donde particularmente destaca la gran altura promedio de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (**Figura 68b**). El hecho de que esta topografía costera de primer orden se encuentre presente en varios sistemas de subducción, indicaría que ésta podría estar condicionada principalmente por procesos regionales como lo son los procesos de *underplating* tectónico, pero a su vez estos serían condicionados, en menor o mayor grado, por las marcadas diferencias tectónicas, sismotectónicas, morfoestructurales, geológicas, climáticas y locales, que presentan los distintos márgenes activos.

En el alzamiento acelerado sería más difícil determinar si existe o no un patrón común a escala planetaria. Pero a partir del escaso estado del arte que se tiene sobre el tema, al respecto pareciera ser que las causas de éste podrían abarcar desde procesos que ocurren a escala regional (ej: aumento tasas de convergencia, *underplating* tectónico, etc.) a locales (ej: subducción de *seamounts*, actividad de *splay faults*, etc.).



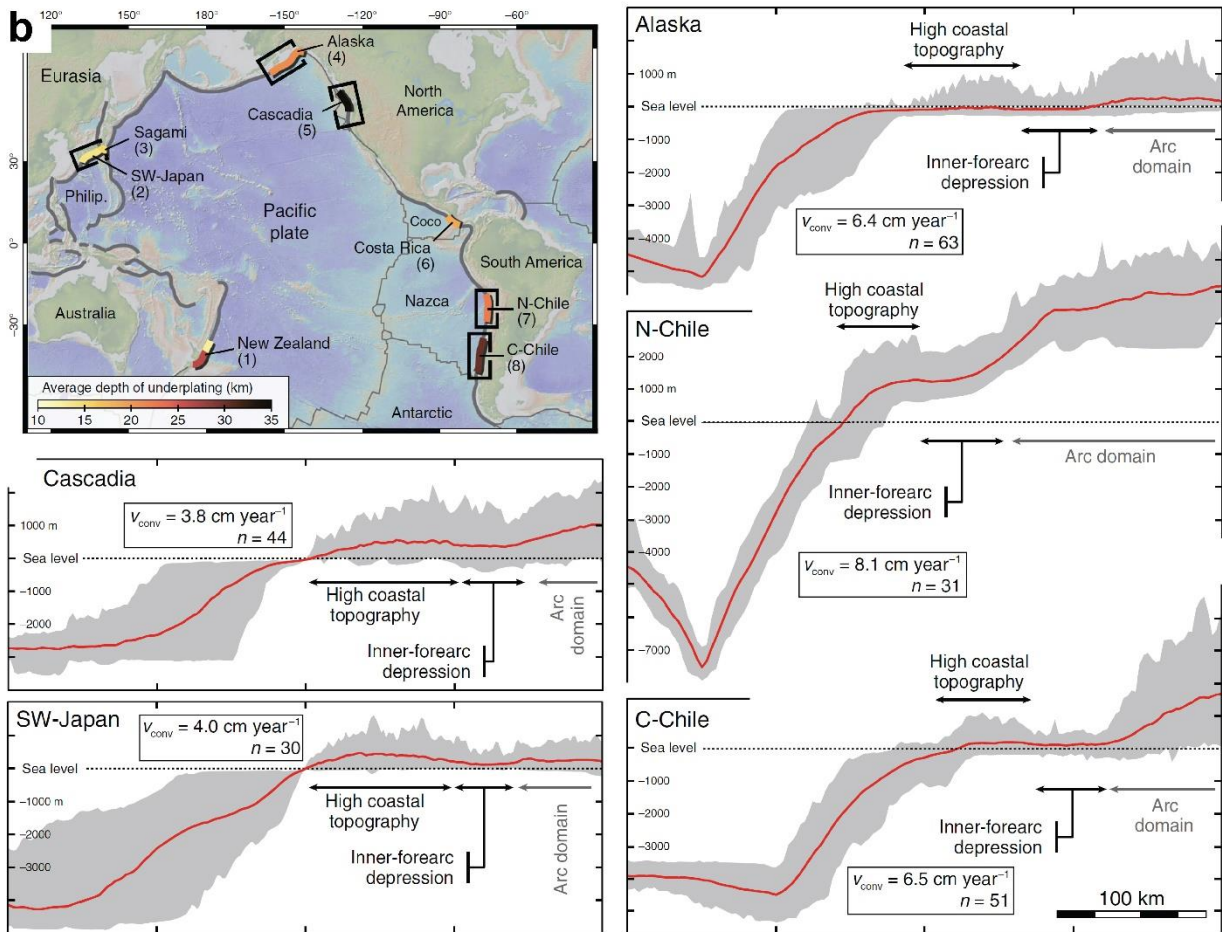
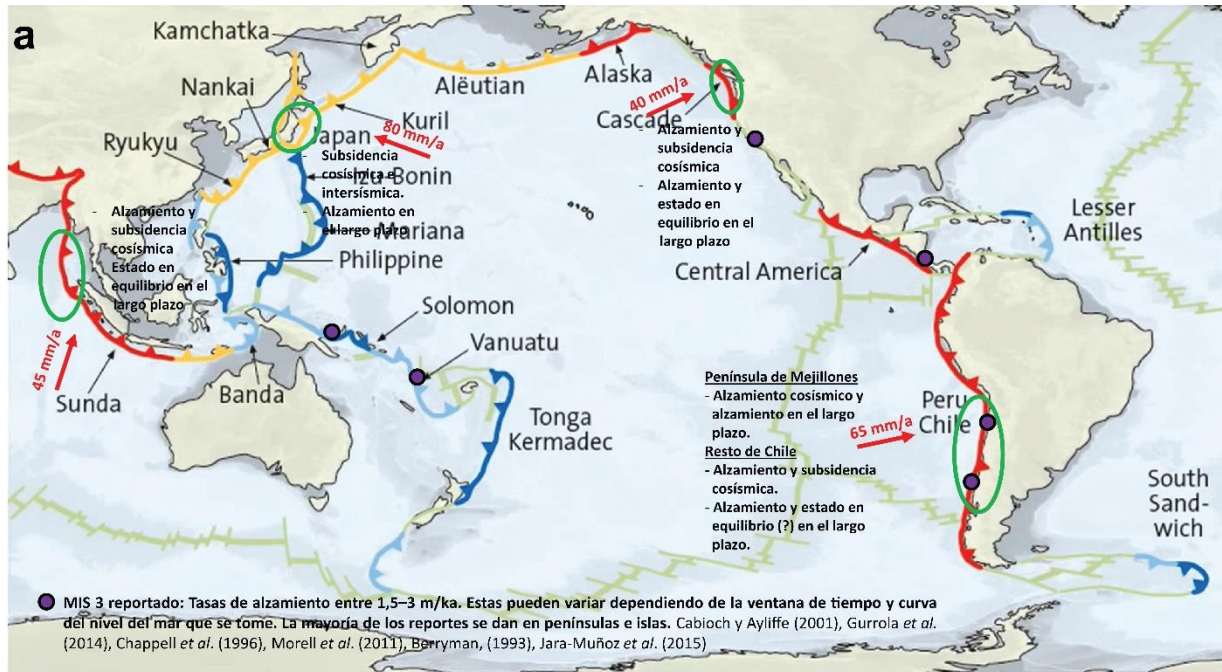


Figura 68. a) En el mapa se observan diferentes sistemas de subducción, los cuales presentan discrepancias en los movimientos verticales para el corto y largo plazo; además se muestran los lugares en donde se ha reportado MIS 3. b) Perfiles *swath* para varias zonas de subducción (modificado de Menant *et al.* 2020).



## 6 Conclusiones

En esta tesis doctoral se abordó el problema sobre cómo grandes rasgos geomorfológicos han evolucionado por la acción de la tectónica regional y local en el borde costero del Norte Grande de Chile, Península de Mejillones, durante el Cuaternario, a través de la descripción morfoestratigráfica de afloramientos de depósitos litorales, dataciones radiocarbono, análisis de series de tiempo de estaciones GPS, medición de la posición y altura de geoformas con GPS diferencial, modelos de elevación digital, análisis de la morfometría del escarpe y bloque colgante subaéreo y submarino de la Falla Mejillones, y cartografía de fallas submarinas presentes en la plataforma marina mediante perfiles de reflexión sísmica (3,5 y 12 kHz). De esta forma se logró comprobar que las características geométricas, extensión y distribución de los diferentes rasgos geomorfológicos y estructurales presentes en el margen continental superior y costero se relacionan entre sí, y a su vez se asocian con la deformación vertical que ha afectado a la parte superficial de la corteza. Luego, a partir de los resultados expuestos en este trabajo, la conclusión principal que surge es la siguiente:

- Los factores tectónicos de primer orden que contribuyen a la construcción de relieve en el área de estudio son dos: 1) por un lado, factores condicionantes endógenos localizados a lo largo y ancho de los diferentes segmentos mecánico-reológicos de la zona de subducción, los cuales contribuyen a la producción y acreción de material en la base de la corteza, junto a factores gatillantes endógenos ligados a la ocurrencia de terremotos, los cuales generan suficiente deslizamiento cosísmico para acomodar este material en la zona cercana al Moho continental; y 2) fallas normales corticales subaéreas y submarinas que acomodan sincrónicamente la deformación vertical positiva generada por el underplating tectónico en la base de la corteza continental, junto con el consiguiente alzamiento de la superficie de ésta.

Las conclusiones que se presentan en segundo orden de importancia dentro de esta tesis doctoral y que contribuyen a sustentar la conclusión principal son:

- Las características morfométricas más distintivas de los principales rasgos geomorfológicos presentes en el área de estudio son: la altura acumulada y diferencial del escarpe de la FM, la distribución y geometría de los paleo-cordones litorales presentes en la Pampa Mejillones, y la extensión y profundidad a la que se encuentra la plataforma marina labrada durante el último máximo glacial, que evidencian ser en gran parte una consecuencia del alzamiento tectónico que se ha acelerado durante los últimos ~200 ka.
- La principal estructura del área de estudio corresponde a la FM, la cual presenta un aumento en su deslizamiento vertical acumulado de sur a norte, lo que a su vez produce una deformación vertical diferencial de la superficie de la Pampa Mejillones con un aumento gradual en la misma dirección. Los resultados de esta tesis indican que la actividad de la FM se ha incrementado notablemente desde hace ~200 ka, lo cual coincide con un aumento abrupto de las tasas de alzamiento. Por otro lado, la superficie de la plataforma marina labrada durante el último máximo glacial se encuentra alzada y a la vez basculada hacia la traza sumergida

de la FM, lo cual indicaría, junto con depósitos litorales presentes en la costa, que el alzamiento se ha acelerado hasta el Holoceno. Además, las tasas de alzamiento y deslizamiento de la FM serían mayores cercanas a la latitud de la ciudad de Mejillones.

- Los modelos conceptuales propuestos tratan de explicar mediante un pensamiento sintético (o sistémico) –más que a través de un razonamiento inductivo (pero igualmente incluido dentro de las bases que dieron origen a estos modelos)– la relación entre cada una de las partes implicadas (ej: geomorfología, geología y sismotectónica) que, en su conjunto, entregan las claves para comprender las causas que conducen a la deformación vertical que ha afectado a la superficie de la corteza continental. Si bien, a partir de estos modelos conceptuales, se señala que es la tectónica activa la que ha dado origen a los procesos involucrados en la construcción del relieve durante el Cuaternario, estos habrían estado actuando durante escalas de tiempo de millones de años y, posiblemente, alternándose con periodos de construcción y destrucción de la topografía y batimetría.

Otras conclusiones de menor jerarquía, pero relevantes, que nacen a partir de esta tesis doctoral, se ordenan a partir de casos particulares a proposiciones generales:

- Las datos de radiocarbono localizados relativamente cerca del límite del método de datación pueden resultar en edades totalmente confiables, siempre y cuando la edad se obtenga a partir de restos de organismos en posición de vida (ej: pelecípodos), que presenten un material bien preservado, junto con análisis detallados mediante difracción de rayos-X y microscopio electrónico, dataciones de minerales de calcita y aragonita, así como los porcentajes de recristalización obtenidos tanto en las caras interna y externa de las conchas.
- Las bajas tasas de velocidad en la subsidencia intersísmica que reportan las estaciones GPS ubicadas dentro del área de estudio, quizás podrían evidenciar la componente asísmica de la zona condicionalmente estable que estaría localizada sobre el *slab*, inmediatamente debajo de la PM, y posiblemente abarque la extensión del resto de la línea de costa del norte de Chile.
- La PM se estaría alzando cosísmicamente (y presísmica y postsísmicamente, según corresponda) durante la ocurrencia de grandes terremotos y súperterremotos tsunámigénicos, así como por terremotos moderados profundos, debido a la cercanía que esta tiene con la fosa tectónica y a la posible presencia de un Moho continental somero.
- Las tasas de deslizamientos obtenidas a partir de trabajos anteriores para la FM podrían estar subestimadas debido a tres causas: 1) aumento de la tasa de deslizamiento hacia el norte de la traza producto de un efecto de deslizamiento tipo tijera; 2) desarrollo de pliegues de arrastre en unidades incompetentes (Formación La Portada); y 3) no considerar la presencia de fallas sintéticas en el bloque colgante, las cuales contribuyen al desplazamiento vertical acumulado del sistema estructural.

- El SFM podría gatillar un terremoto cercano a  $M_w 7,1$  con altos PGA, tanto para la Pampa Mejillones como para la bahía homónima. Las ondas sísmicas se amplificarían debido a la cercanía con la falla y a unidades geológicas presentes en el fondo marino y substrato del área de estudio, compuestas por sedimentos como limos, diatomitas y arenas, las cuales estarían saturadas de fluidos en sus niveles más superficiales.
- La presencia de un mega-deslizamiento submarino, localizado costa afuera del sector de Punta Yayes, sugiere un desplazamiento de la Falla Punta Yayes que habría ocurrido post-20 ka. Además, no se puede descartar la ocurrencia de un tsunami que podría haber sido gatillado por dicha remoción en masa.
- El alzamiento que ocurre en la LGMP labrada durante el último máximo glacial presenta una pequeña desaceleración post-20 ka, lo cual podría indicar: 1) un mayor alzamiento a la latitud de Morro Mejillones, el cual disminuye hacia el norte (y al sur) de esta; o 2) el comienzo de una etapa de estabilización del alzamiento para, posteriormente, dar inicio a una etapa de subsidencia.
- Si bien el alzamiento acelerado se podría explicar sólo por la acción de material que se acreciona en la base de la corteza continental, la cual genera un aumento en la pendiente de la cuña de Coulomb, lo que consecuentemente lleva a su inestabilidad y posterior colapso, no se puede descartar que el alzamiento acelerado sea producto de un aumento en la convergencia de placas (mayor acoplamiento en el contacto de interplacas), que podría haber generado un incremento en la velocidad a la que ocurren estos procesos de acreción tectónica, los cuales a su vez serían gatillados por terremotos.
- La deformación vertical costera que se produce a lo largo del margen continental del norte de Chile estaría actuando a escala regional, incluyendo a la parte sur del Perú. No obstante, la aceleración en el alzamiento no sería totalmente homogénea, presentando diferencias sutiles o evidentes en sus tasas a lo largo de la línea de costa, lo cual podría deberse a diferencias en la geología, reología y/o sismotectónica a escala local.
- Siguiendo la línea del punto anterior, el comienzo del alzamiento habría afectado, por lo menos, a toda la costa del norte de Chile y sur del Perú a partir de los 2–3 Ma, aumentando de forma gradual hasta incrementarse de manera exponencial a partir del Pleistoceno Superior en adelante. La señal de alzamiento acelerado que se observa a partir de los diferentes resultados obtenidos en el área de estudio podría ser parte de una ventana de tiempo geológico más pequeña y reciente, que a su vez sería parte de una ventana de tiempo geológico mayor, la cual presentaría ciclos de movimientos verticales (alzamiento y subsidencia) que ocurrirían a una escala de millones de años. Por lo tanto, el alzamiento acelerado reportado en esta tesis doctoral podría corresponder a la última etapa en la señal de alzamiento regional que se inició a finales del Plioceno y comienzos del Cuaternario.
- Y, por último, el alzamiento en diferentes sistemas de subducción podría depender mayormente de procesos regionales tipo *underplating* tectónico, los cuales serían

condicionados por las diferentes características tectónicas, geológicas y climáticas que presenta cada sistema de subducción. El alzamiento acelerado también podría estar dependiendo de estos mismos factores, los cuales podrían incluso abarcar un rango más amplio de variables, en donde cada una sería importante dentro del segmento tectónico que se considere en ciertas zonas de subducción.

Intentar determinar cuáles podrían ser los posibles procesos y mecanismos involucrados en la evolución tectónica del margen continental se traduce en una tarea compleja, debido a que no se tiene demasiada información geológica y geofísica de la zona costera y submarina del norte de Chile. No obstante, zonas de estudios particulares como penínsulas pueden aportar con datos relevantes a partir de los diferentes rasgos geomorfológicos presentes en ellas, los cuales son la primera herramienta que se tiene al alcance para comenzar a construir parte del rompecabezas correspondiente a un sistema mayor y más complejo que, de alguna u otra forma, siempre tendrá un grado de conexión entre todas sus partes (de forma directa o indirecta) a través de diferentes procesos. Además, junto con los datos obtenidos por otras disciplinas del área de las geociencias se pueden conectar diferentes hipótesis para así replantearlas dentro de un esquema más integral.

## 7 Recomendaciones

Se proponen algunas recomendaciones para que sean consideradas en trabajos futuros que continúen indagando en las temáticas tratadas en esta tesis, las cuales nacen a partir de algunas discusiones que han quedado abiertas o preguntas a ciertos problemas que han tenido respuestas pero dentro de un cierto umbral de incertidumbre; además de no haberse ahondado lo suficiente en éstos por no haber sido parte del foco principal de esta investigación doctoral.

- La posición del nivel del mar durante el MIS 3 sigue siendo un tema que genera bastante debate en la comunidad científica, porque esta presenta grandes rangos de incertidumbre (~70 m). Para constreñir mejor las tasas de alzamiento que han afectado a la PM durante el Cuaternario, se recomienda siempre realizar una recopilación de curvas del nivel del mar, actualizando siempre la base de datos con cada nueva investigación. Siempre se deben considerar las curvas de nivel del mar próximas a las latitudes en las que se encuentre el área de estudio a evaluar, ya que debido a los GIA, a diferentes latitudes, se presentarán diferentes niveles del mar relativos (hasta varias decenas de metros de diferencia).
- A partir de trabajos futuros se podrían tomar los resultados de deformación superficial de esta tesis y caracterizar la geometría del SFM en profundidad. Este último dato sería de relevancia para obtener una buena aproximación de PGA de modelos de aceleración sísmica, y así evaluar el peligro sísmico asociado.
- Generar posibles escenarios que expliquen el mega-deslizamiento localizado costa afuera de Puntas Yayas, y modelar los diferentes escenarios de tsunamis posibles a partir de éste.
- Instalar estaciones GPS en el área de estudio para, a partir de los datos recolectados, generar modelos de acoplamiento viscoelásticos y poder establecer aproximadamente cuánta es la componente de deslizamiento asísmica (que contribuiría a una baja tasa de recuperación elástica vertical), que se generaría durante el periodo intersísmico sobre el dominio condicionalmente estable.
- Instalar estaciones sísmicas en otras áreas de estudio similares para obtener datos sismicidad, para analizar su distribución espacial y generar perfiles de velocidad tomográfica para determinar si se observan zonas con cambios en las razones  $V_p$  y  $V_p/V_s$ , y de esta forma interpretar estructuras de acreción basal que se estén desarrollando en otras partes del norte de Chile.
- Realizar estudios similares (reconocimiento de MIS 3, análisis morfométrico de la superficie de Pampa Aeropuerto, perfiles de reflexión sísmica, etc.), en la parte sur de la PM para determinar si el alzamiento es mayor en su parte norte o ha sido similar en todo el rasgo morfoestructural.
- Análisis de la plataforma marina labrada durante el último máximo glacial en otras áreas de estudio del norte de Chile, cuyos resultados serían una novedosa fuente

información sobre la deformación que ha experimentado el talud superior del margen continental durante los últimos 20 ka.

- Se deben seguir buscando afloramientos correspondientes a depósitos litorales alzados durante el Cuaternario tardío en toda la línea de costa del Norte de Chile. Así se podrá constreñir de mejor manera la evolución del alzamiento acelerado a escala regional. Es así como se recomienda estudiar, en primera instancia, zonas de penínsulas o zonas costeras con geología, tectónica activa y geomorfología parecida a la PM (e.g. Pan de Azúcar, Caldera, Talinay, etc.).



## 8 Bibliografía

- Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G. y Ruha, J. 2018. The subduction plate interface: rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos* 320–321, 537–566. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029>.
- Allmendinger, R. y González, G. 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93–110.
- Andrade, V. y Rajendran, K. 2011. Intraplate response to the great 2004 Sumatra–Andaman earthquake: a study from the Andaman segment. *Bulletin of Seismological Society of America* 101 (2), 506–514. <https://doi.org/10.1785/0120100155>.
- Angermann, D., Klotz, J. y Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 329–334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9).
- Arabasz, W. J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, 264 p., Pasadena, California.
- Arche, A. 2010. Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.
- Armijo, R. y Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters* 98, 40–61.
- Armijo, R., Lacassin, R. y Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews* 143, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G. y Yáñez, G. 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1–16. doi:10.1029/2012JB009339.
- Arriagada, C., Cobbold, P. R. y Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008. doi:10.1029/2004TC001770.
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N. y Patzold, J. 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews* 26, 312–321.
- Atawer, B. F. et al. 1995. Summary of Coastal Geologic Evidence for Past Great Earthquakes at the Cascadia Subduction Zone. *Earthquake Spectra* 11 (1), 1–18.
- Baeza, L. 1984. Petrography and tectonic of the plutonic and metamorphic complexes of

- Limón Verde and Mejillones Península. Northern Chile. Tesis Doctoral (Inédito), Universität Tübingen, R.F.A, 205 p.
- Baeza, L. y Venegas, R. 1985a. Caracterización petrográfica-estructural de las rocas de basamento de la parte norte de la península de Mejillones, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 1, 2–35 – 2–55. Antofagasta.
- Baeza, L. & Venegas, R. 1985b. Petrología de las anfibolitas de la península de Mejillones, Norte de Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 3, 4.31–4.51. Antofagasta.
- Bangs, N. L. Y Cande, S. C. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics* 16 (3), 489–503. <https://doi.org/10.1029/97TC00494>.
- Basei, M.; Charrier, R.; Hervé, F. 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in northern Chile: some geotectonic implications. Third International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), St Malo: 763–766. France.
- Becerra, C. 2007. Estratigrafía sísmica y sismotectónica de la Bahía de Mejillones (23° S). Memoria para optar al grado título de geólogo (inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, 154 p.
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, J. P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J. y Cornejo, N. 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33°S). *Basin Research*, 1–18. doi: 10.1111/bre.12205.
- Bedford, J.R., Moreno, M., Deng, Z. et al. 2020. Months-long thousand-kilometre-scale wobbling before great subduction earthquakes. *Nature* 580, 628–635. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2212-1>
- Béjar-Pizarro, M. et al. 2010. Asperities, barriers on the seismogenic zone in north Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and INSAR data. *Geophysical Journal International* 183, 390–406.
- Béjar-Pizarro, M. et al. 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience* 6, 462–467.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, R.J., Brooks, B., Allmendinger, R. y Isacks, B. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: an analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2. doi:10.129/2001GC000198.
- Binnie, A., Dunai, T. J., Binnie, S. A., Victor, P., González, G. y Bolten, A. 2016. Accelerated late Quaternary uplift revealed by <sup>10</sup>Be exposure dating of marine terraces, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Quaternary Geochronology* 36, 12–27.

- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P. y Shapiro, S. A. 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International* 197, 1744–1749. doi: 10.1093/gji/ggu084.
- Boggs, S. 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy. Pearson Prentice Hall ed., fourth edition, Upper Sadler River, New Jersey, USA.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S. y Peacock, S. M. 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature* 417, 536–538.
- Brown, M., Díaz, F. & Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00'S–27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin* 105 (9), 1165–1174.
- Burbank, D. W. y Anderson, R. S. 2012. Tectonic Geomorphology. Second Edition, Wiley-Blackwell, Oxford, United Kingdom.
- Bürgmann, R. 2018. The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters* 495, 112-134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>.
- Busschers, F. S., Wesselingh, F.P., Kars, R. H., Versluijs-Helder, M., Wallinga, J., Bosch, J. H. A., Timmer, J., Nierop, K. G. J., Meijer, T., Bunnik, F. P. M. & De Wolf, H. 2014. Radiocarbon dating of the Late Pleistocenemarine shells from the southern North Sea. *Radiocarbon* 56 (3), 1151–1166. doi: 10.2458/56.16505.
- Calderón, M., Massonne, H.-J., Hervé, F. y Theye, T. 2017. P–T–time evolution of the Mejillones Metamorphic Complex: Insights into Late Triassic to Early Jurassic orogenic processes in northern Chile. *Tectonophysics* 717, 383–398. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.013>.
- Cantalamessa, G., Di Celma, C. & Ragaini, L. 2006. Tectonic controls on sequence stacking pattern and along-strike architecture in the Pleistocene Mejillones Formation, northern Chile: Implications for sequence stratigraphic models. *Sedimentary Geology* 183, 125–144. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.010.
- Casquet, C., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Baldo, E., Calderón, M., Fanning, C. M., Rapela, C. W. y Dahlquist, J. 2014. The Mejillonia suspect terrane (Northern Chile): Late Triassic fast burial and metamorphism of sediments in a magmatic arc environment extending into the Early Jurassic. *Gondwana Research* 25, 1272–1286. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.016>.
- Castillo, C. 2008. Modelamiento geológico-gravimétrico de la anomalía isotática residual en el Hemigraben de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Chlieh, M., De Chabaliér, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. y Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158, 695–711. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.

- Chlieh *et al.* 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 116, B12405.
- Christensen, N. I. 2004. Serpentinites, peridotites, and seismology. *International Geology Reviews* 46, 795–816, doi:10.2747/0020-6814.46.9.795.
- Cisternas, M. *et al.* 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437, 404–407. <https://doi.org/10.1038/nature03943>.
- Cisternas, M., Carvajal, M., Wesson, R., Ely, L. L. & Gorigoitia, N. 2017. Exploring the historical Earthquakes Preceding the Giant 1960 Chile Earthquake in a Time-Dependent Seismogenic Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107 (6), 2664–2675. doi: 10.1785/0120170103.
- Clarke, J. D. A. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73, 101–114. doi:10.1016/j.geomorph.2005.06.008.
- Clift, P. D. y Hartley A. J. 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology* 35, 503–506.
- Cluter, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W. *et al.* 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, Issues 3–4, 15 February 2003, Pages 253–271. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01107-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01107-X)
- Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. y Marcaillou, B. 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research* 113, B12102. doi:10.1029/2008JB005691.
- Comte, D. y Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards* 4, 23–44.
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., y Ponce, L. 1994. Determination of the seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International* 116, 553–561.
- Comte, D. y Barrientos, S. 1997. Potencial Sismico en Chile. En: VII CONGRESO geologico chileno. Antofagasta, Universidad Catolica del Norte. 1755–1759.
- Comte, D, Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F. y Peyrat, S. 2016. Three dimensional elastic wavespeeds in the northern Chile subduction zone: Variations in hydration in the supra-slab mantle. *Geophysical Journal International* 207 (2), 1080–1105. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw318>
- Comte, D., Farias, M., Roecker, S. y Russo, R. 2019. The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth and Planetary Science*

*Letters* 520, 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.033>.

- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R. y Grevemeyer, I. 2011. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics* 29 (6). <https://doi.org/10.1029/2010TC002734>
- 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 Geoscience* 5, 342–345.
- Contreras-Reyes, E. y Osses, A. 2010. Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International* 182, 97–112. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04629.x.
- Cortés, M. 2000. Estratigrafía y Paleogeografía en península de Mejillones, y su relación con la Tectónica. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito), Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 78 p.
- Cortés, J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H.-G., & Marinovic, N. 2007. Cartas Mejillones y Península de Mejillones. Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, escala 1:100.000, N° 103–104, 58 p.
- Cortés, J. *et al.* 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: insights from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics* 31, TC2017.
- Cortés-Aranda, J.; González, G.; Remy, D. y Martinod, J. 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: from geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics* 639, 118–131.
- Damm, K. W., Pichowiak, S. & Todt, W. 1986. Geochemie und Petrologie der Plutonite und des Metamorphen Grundgebirge in Nord Chile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A* 66, 77–146.
- Damm, K. W., Pichowiak, S., Harmon, R. S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. y Niemeyer, H. 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. In *Plutonism from Antarctica to Alaska* (Kay, S.M.; Rapela, C.W.; editors), *Geological Society of America Special Paper*, 241 p.
- Davis, R. 1985. Coastal sedimentary environments. Second edition, Springer-Verlag, New York.
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Cattin, R., Fleitout, L., Trubienko, O. y Vigny, C. 2012. April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aech megathrust. *Nature* 490 (7419), 240–244. <https://doi.org/10.1038/nature11520>.

- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J. P., Ponce, L., Kausel, E. y Cisternas, A. 1997. The Mw = 8.0 antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 427–445.
- Delouis, B., Philips, H., Dorbath, L. y Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, 302–338.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. & Monfret, T. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the Southern edge of the Northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, 87–94. <https://doi.org/10.1785/0120080192>.
- Díaz, M., Cordani, U., Kawashita, K., Baeza, L., Venegas, R., Hervé, F. y Munizaga, F. 1985. Edades radiométricas preliminares de península de Mejillones, Norte de Chile. *Comunicaciones* 35, 59–67.
- Dunai, T. J., González, G., & Juez-Larré, J. 2013. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33 (4), 321-324. doi: 10.1130/G21184.1.
- Easton, G., González-Alfaro, J., Villalobos-Claramunt, A., *et al.* *En revisión*. Coastal impact of the 2015 Mw8,3 Illapel megathrust earthquake and prehistoric tsunamis in central-northern Chile.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of Alpine peridotite and serpentinite. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences* 5, 397-447.
- Evans, B. W. 2004. The serpentinite multisystem revisited: Chrisotile is metastable. *International Geology Reviews* 46, 479-506. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.6.479>
- Fairbanks, R., Mortlock, R. A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T. W., Bloom, A. L., Grootes, P. M. y Nadeau, M.-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U and <sup>14</sup>C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24 (16–17), 1781-1796. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.04.007>.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D. y Bataille, K. 2011. Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science* 329, pp. 916. doi: 10.1126/science.1192094.
- Ferraris, F. & Di Biase, F. 1978. Hoja de Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile, N° 30, 48 p.
- Freisleben, R., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Martínez, J. M. y Strecker, M. R. 2021. Marine terraces of the last interglacial period along the Pacific coast of South America (1° N–



40° S). *Earth System and Scientific data* 13 (6), 2487–2513. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2487-2021>.

- Fuenzalida, A.; Schuur, B.; Lancieri, M.; Sobiesiak, M. y Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile). *Geophysical Journal International* 207, 1216–1228.
- Gallen, S. F., Wegmann, K. W., Bohnenstiehl, D. R., Pazzaglia, F. J., Brandon, M. T. y Fasoulas, C. 2014. Active simultaneous uplift and margin-normal extension in a forearc high, Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters* 398, 11–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.038>.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In Simposio Geosinclinal Andino (1962). Sociedad Geológica de Chile, Publicación, 3, 138 p.
- Geersen, J., Ranero, C. R., Kopp, H., Behrmann, J. H., Lange, D., Klaucke, I., Barrientos, S., Diaz-Naveas, J., Barckhausen, U. y Reichert, C. 2018. Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture? *Earth and Planetary Science Letters* 489, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.030>.
- Giambiagi, L. & Ramos, V. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22 (4). doi:10.1029/2001TC001354.
- Godwin, H. 1962. Half-Life of Radiocarbon. *Nature* 195, 984.
- Goldfinger, C., Ikeda, Y., Yeats, R. S. y Ren, J. 2013. Superearthquakes and supercycles. *Seismological Research Letters* 84, 24–32. doi: <https://doi.org/10.1785/0220110135>.
- González, G. 1999. Mecanismo y profundidad de emplazamiento del Plutón de Cerro Cristales, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 (1), 43-66. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02081999000100003>.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. & Scheinder, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 16, 321–342.
- González, G., Dunai, T., Carrizo, D. y Allmendinger, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic <sup>21</sup>Ne concentrations. *Tectonics* 25, TC3006.
- González, J., González, G. y Vargas, G. 2012. Cartografía de fallas submarinas activas en la Península de Mejillones. 13 Congreso Geológico Chileno, Sesión T2, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, 5–9 august.
- González, J. 2013. Geología y estructura submarina de la Bahía de Mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°S. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, Antofagasta, Chile, 137 p.

- González, G., Salazar, P., Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Aron, F. y Shrivastava, M. 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology* 43, 387-390.
- González-Alfaro, J., Vargas, G., González, G., Bonvalot, S., Gabalda, G., Álvarez, G., Leyton, F., Huerta, B. y Valdenegro, J. 2017. Paleoseismology and Late Quaternary upper crustal deformation along active submarine faults on the continental shelf at 23°S, northern Chile. *8<sup>th</sup> International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, Bleheim, New Zeland.
- González-Alfaro, J. Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., Magloire-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., Del Campo, F. y Del Río, I. 2018. Abrupt increase in coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka in the northern Chile seismic gap in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 502, 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.043>.
- Graeber, F. M. y Asch, G. 1999. Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data. *Journal of Geophysical Research* 104, 20237–20256.
- Guzman, N., Saá, S. y Ortlieb, L., 1998. Descriptive catalog of nearshore mollusk (gastropoda and pelecypoda) from Antofagasta area, 23°S (Chile). *Estudios Oceanol.* 17, 17-86.
- Hajdas, I. 2008. Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies. *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal* 57 (1-2), 2–24.
- Halpern, M. 1978. Geological significance of Rb-Sr isotopic data of Northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between latitude 23° and 27° South. *Geological Society of America Bulletin* 89, 522–583.
- Hashima, A. y Sato, T. 2017. A megathrust earthquake cycle model for Northeast Japan: bridging the mismatch between geological uplift and geodetic subsidence. *Earth, Planets and Space* 69 (23). <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0606-6>.
- Hauser, A. 1997. Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico, a 5 años del desastre. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 49, 47 p.
- Hervé, M. 1987. Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31, 31–36.
- Houston, J. y Hartley, A. J. 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology* 23, 1453–1464. doi: 10.1002/joc.938.
- Husen, S. y Kissling, E. 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in north Chile: A combined onshore and offshore study. *Journal of Geophysical Research* 105 (B12), 28.183–28.198.

- Huybers, P., and Wunsch, C. 2004. A depth-derived Pleistocene age model: Uncertainty estimates, sedimentation variability, and nonlinear climate change. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 19, Issue1. <https://doi.org/10.1029/2002PA000857>.
- Hyndman, R.D. y Peacock, S.M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00263-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00263-2).
- Ikeda, Y. 2012. Long-term strain buildup in the northeast Japan arc-trench system and its implications for the gigantic subduction earthquake of March 11, 2011. Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake, March 1–4, 2012, Tokyo, Japan.
- Imakiire, T. y Koarai, M. 2012. Wide-area land subsidence caused by “the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake”. *Soils and Foundations* 52 (5), 842–855. <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2012.11.007>.
- Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez, J., Ruiz, F. y Abad, M. 2020. Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta* 67, 111–114.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quaternary Research* 83 (1), 216–228. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.10.002>.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B., Strecker, M. R. 2016. Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned Pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 122. doi:10.1002/2016JB013339.
- Jara-Muñoz, j., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B. y Strecker, M. R. 2017. Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned Pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 4529–4558. doi:10.1002/2016JB013339.
- Ji, S., Li, A., Wang, Q., Long, Ch., Wang, H., Marcotte, D. y Salisbury, M. 2013. Seismic velocities, anisotropy, and shear-wave splitting of antigorite serpentinites and tectonic implications for subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 118, 1015–1037. doi:10.1002/jgrb.50110, 2013.
- Jolivet, R., Simons, M., Duputel, Z., Olive, J.-A., Bhat, H. S., Bletery, Q. 2020. Interseismic Loading of Subduction Megathrust Drives Long-Term Uplift in Northern Chile. *Geophysical Research Letters* 47 (8). <https://doi.org/10.1029/2019GL085377>.
- Jordan, T. E., Kirk-Lawlor, N. E., Blanco, N., Rech, J. A. & Consentino, N. J. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 126 (7–8), 1016–

1046. doi:10.1130/B30978.1.

- Kagan, Y. Y., y Jackson, D. D. 2013. Tohoku earthquake: A surprise? *Bulletin of the Seismological Society of America* 103, 1181–1194. doi: 10.1785/0120120110.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el Sur del Perú y Norte de Chile. *Bol. Acad. Chil. Cs.* 3, 8–12.
- Kelsey, H. M., Engebretson, D. C., Mitchell, C. E., & Ticknor, R. L. 1994 Topographic form of the Coast Ranges of the Cascadia Margin in relation to coastal uplift and plate subduction. *Journal of Geophysical Research* 99 (B6), 245–255. <https://doi.org/10.1029/93JB03236>.
- Kemp, A. C., Cahill, N., Engelhart, S. E., Hawkes, A. D., & Wang, K. 2018. *Bulletin of Seismological Society of America* 108 (2), 654–673. doi: 10.1785/0120170269.
- Khazaradze, G. y Klotz, J. 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. *Journal of Geophysical Research* 108(B6), 2289. doi:10.1029/2002JB001879.
- Klotz, J., *et al.* 1999. GPS-derived deformation of the central Andes including the 1995 Antofagasta Mw = 8.0 earthquake. *Pure and Applied Geophysics* 154, 3709–3730.
- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R. L., Haase, G., Zimmer, M., Ehrlichmann, R. 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde-Geochemistry* 65 (1), 47–78.
- Krebs, W., Aleman, A., Padilla, H., Rosenfeld, J. & Niemeyer, H. 1992. Age and paleoceanographic significance of the Caleta Herradura diatomite. península de Mejillones, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 19 (1), 75–81.
- Kromer, B. & Spurk, M. 1998. Revision and tentative extension of the tree-ring based <sup>14</sup>C calibration, 9200–11855 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1117–1125.
- Kukowoski, N. y Oncken, O. 2006. Subduction Erosion — the “Normal” Mode of Fore-Arc Material Transfer along the Chilean Margin? Capítulo en libro *The Andes*.
- Labeyrie, L., Duplessy, J. & Blanc, P. 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477–482. <https://doi.org/10.1038/327477a0>.
- Lambeck, K., Esat, T. E. y Potter, E.-K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206. <https://doi.org/10.1038/nature01089>.
- Lallemand, S. E., Schnürle, P. y Malavieille, J. 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research* 99 (B6), 12033–12055.

- Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., et al. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 83–98. doi:10.1016/j.jsames.2003.11.003.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K., Spero, H.J. 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21, 283–293.
- León, T., Vargas, G., Salazar, D., Goff, J., Guendon, J. L., Andrade, P. y Álvarez, G. 2019. Geo-archaeological records of large Holocene tsunamis along the hyperarid coastal Atacama Desert in the major northern Chile seismic gap. *Quaternary Science Reviews* 220, 335–358. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.038>
- Leonard, E. y Wehmler, J. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile: implications for Late Pleistocene and Holocene uplift. *Revista Geológica de Chile* 18, 81–86.
- Leonard, L., Hyndman, R. D. y Mazzotti, S. 2004 Coseismic subsidence in the 1700 great Cascadia earthquake: Coastal estimates versus elastic dislocation models. *The Geological Society of America Bulletin* 116 (5–6), 655–670. <https://doi.org/10.1130/B25369.1>.
- Liberty, L. M., Finn, S. P., Haeussler, P. J., Pratt, T. L., & Peterson, A. 2013. Megathrust splay faults at the focus of the Prince William Sound asperity, Alaska. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 118, 5428–5441. doi:10.1002/jgrb.50372
- Lin, A., Sano, M., Wang, M., Yan, B., Bian, D., Fueta, R. y Hosoya, T. 2016. Paleoseismic study of the Kamishiro Fault on the northern segment of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Japan. *Journal of Seismology* 21 (4), 683–703. doi: 10.1007/s10950-016-9629-x.
- Li, S., Moreno, J., Bedford, M., Rosenau, O., Heidbach, D., Melnick, and O. Oncken. 2017. Postseismic uplift of the Andes following the 2010 Maule earthquake: Implications for mantle rheology. *Geophysical Research Letters* 44, 1768–1776. doi:10.1002/2016GL071995.
- Li, Y., Kim, K. S., Deschamps, J., Briadet, R. & Trubuil, A. 2015. Spatio-temporal Interaction of Bacteria Mixture within Biofilms. *Procedia Environmental Sciences* 26, 11–18. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2015.05.009>.
- Lin, Y. N., et al. 2013. Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 3142–3159. doi:10.1002/jgrb.50207.
- Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 20, Issue1. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.

- Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters* 75 (3), 368-378. <https://doi.org/10.1785/gssrl.75.3.368>.
- Loveless, J. P., Hoke, G. D., Allmendinger, R. W., González, G., Isacks, B. L., & Carrizo, D. A. 2005. Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: New evidence for forearc extension. *Geology* 33 (12), 973–976. doi: 10.1130/G22004.1.
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., Garroway, J. L., & González, G. 2009. Surface cracks record long-term seismic segmentation of the Andean margin. *Geology* 37 (1), 23–26. doi: 10.1130/G25170A.1.
- Lucassen, F., Wilke, H. G., Viramonte, J., Becchio, R., Franz, G., Laber, A., Wemmer, K., Vroom, P. 1996. The Paleozoic Basement of the Central Andes (18o-26oS), a metamorphic view. In *International Symposium on Andean Geodynamics 39 (ISAG)*, No. 3, 779–782. St. Malo, France.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H. G., Franz, G., Thirlwall, M. F., Viramonte, J., Wemmer, K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26oS)-a mobil belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 697–715.
- Maksymowicz, A. 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>.
- Maksymowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arriagada, C., Bonvalot, S. y Bascuñan, S. 2018. Heterogeneous structure of the Northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International* 215, 1080–1097. doi: 10.1093/gji/ggy325.
- Maringue, J., Yáñez, G., Sáez, E., Podestá, L., Figueroa, R., Estay, N. P., Lira, E. 2018. Dynamic characterization of the Mejillones Basin in northern Chile, using combined geophysical field measurements. *Engineering Geology* 233, 238–254. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.12.016>.
- Marquardt, C., Ritz, J., Philip, H., Bourles, D., Braucher, R., Lavenu, A., Ortlieb, L., Delouis, B. 2003a. Slip rates of a late quaternary normal fault in Mejillones Peninsula (23°S), estimated using <sup>10</sup>Be exposures ages. In *Congreso Geológico Chileno*, No 10, Actas, CDROM, Concepción.
- Marquardt, C., Wilke, H., Frassinetti, D., Marinovic, N., Vargas, G. & Suárez, M.E. 2003b. Cambios relativos del nivel del mar durante el Neógeno: el caso de la Formación La Portada, Península de Mejillones. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Actas, CDROM, Concepción.
- Marquardt, C. 2005. Deformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23°-27° S), avant-arc des Andes centrales. These pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Toulouse III (inédito).



- Marquardt C., Fornari, M., Lavenu, A., Vargas, G., Ortlieb, L., Ritz, J.F., Philip, H. y Marinovic, N. 2005. Volcanic ash dating from the Mejillones Península (23°S): Implications for the Neogene outer fore-arc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships. *In International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 6, 477 p. Barcelona.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore Jr., T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90046-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90046-9).
- Martínez, E.; Niemeyer, H. 1982. Depósitos marinos aterrazados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla de Atacama. 3 Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A176–A188. Concepción.
- Mather, A., Hartley, A. J. y Griffiths, J. S. 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin. *Earth Planet. Sci Lett.* 388, 249–256.
- Matsu'ura, T., Komatsubara, J. y Wu, C. 2019. Accurate determination of the Pleistocene uplift rate of the NE Japan forearc from the buried MIS 5e marine terrace shoreline angle. *Quaternary Science Reviews* 212, 45–68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.007>.
- McNeill, L. C., Goldfinger, C., Kulm, L. D. y Yeats, R. S. 2000. Tectonics of the Neogene Cascadia forearc basin: Investigations of a deformed late Miocene unconformity. *Geological Society of American Bulletin* 112 (8), 1209–1224.
- Menant, A., Angiboust, S. y Gerya, T. 2019. Stress-driven fluid flow controls long-term megathrust strength and deep accretionary dynamics. *Scientific Reports* 9, 9714. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46191-y>.
- Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. y Grandin, R. 2020. Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift. *Nature Communications* 11, 1823. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15580-7>.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R. y Echtler, H. P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114, B01407. doi:10.1029/2008JB005788.
- Melnick, D. 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling moho. *Nature Geosci.* 9, 401–407.
- Meltzner, A. J., K. Sieh, M. Abrams, D. C. Agnew, K. W. Hudnut, J.-P. Avouac, and D. H. Natawidjaja (2006), Uplift and subsidence associated with the great Aceh-Andaman earthquake of 2004, *J. Geophys. Res.*, 111, B02407, doi:10.1029/2005JB003891.

- Meltzner, A. J., K. Sieh, H.-W. Chiang, C.-C. Shen, B. W. Suwargadi, D. H. Natawidjaja, B. E. Philibosian, R. W. Briggs, and J. Galetzka (2010), Coral evidence for earthquake recurrence and an A.D. 1390–1455 cluster at the south end of the 2004 Aceh–Andaman rupture. *Journal of Geophysical Research* 115, B10402, doi:10.1029/2010JB007499.
- Métis, M. *et al.* 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International* 194, 1283–1294. doi: 10.1093/gji/ggt183.
- Métis, M., Vigny, C. y Socquet, A. 2016. Interseismic Coupling, Megathrust Earthquakes and Seismic Swarms Along the Chilean Subduction Zone (38°–18°S). *Pure and Applied Geophysics* 173, 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>.
- Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., Madella, A. 2021. Frictional Segmentation of the Chilean Megathrust From a Multivariate Analysis of Geophysical, Geological, and Geodetic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126 (6). <https://doi.org/10.1029/2020JB020647>.
- Moore, D. E., Lockner, D. A., Ma, S. L., Summers, R. y Byerlee, J. D. 1997. Strength of chrysotile-serpentine gouge under hydrothermal conditions: Can it explain a weak San Andreas fault? *Geology* 24, 1041–1044.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., y Melnick, D. 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters* 36, L16310. doi:10.1029/2009GL039276.
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G. y Jaffe, B. E. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184–207. doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.003.
- Mousopoulou, V., Nicol, A., Begg, J., Oncken, O., y Moreno, M. 2015. Clusters of megathrust earthquakes on upper plate faults control the Eastern Mediterranean hazard. *Geophysical Research Letters* 42, 10282–10289. doi:10.1002/2015GL066371.
- Mousopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S. y Nicol, A. 2016. Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. *Tectonics* 35, 2370–2384. doi:10.1002/2016TC004248.
- Niemeyer, H., González, G. y Martínez-De Los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile (Andean Geology)* 23, 165–186.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I.S., Ocola, L. y Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca–South America convergence across the Central Andes. *Science* 279, 358–361.
- Obana, K., Fujie, G., Takahashi, T., Yamamoto, Y., Nakamura, Y., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., Shinohara, M., 2012. Normal-faulting earthquakes beneath the outer

- slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: implications for the stress regime in the incoming Pacific plate. *Geophysical Research Letters* 39 (7), L00G24. <https://doi.org/10.1029/2011GL050399>.
- Oleskevich, D., R. Hyndman y K. Wang. 1999. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research* 104 (B7), 14,965–14,991, doi:10.1029/1999JB900060.
- Ortlieb, L. 1995. Late Quaternary Coastal Changes in northern Chile. *Guidebook for a fieldtrip, II anual meeting of the International Geological Correlación Program, Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23-25 nov. 1995)*. ORSTOM, Antofagasta, 175p.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B. y Cournoyer. 1996a. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330ky. *Quaternary Science Reviews* 15, 819–831.
- Ortlieb, L., Barrientos, S. y Guzman, N. 1996b. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofagasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* 15, 949–960.
- Paskoff, R. 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Bordeaux, France, Biscaye, 420 p.
- Paskoff, R. 1979. Sobre la Evolución Geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. Norte Grande. Universidad Católica de Chile, Instituto de Geografía 6, 7-22. 901–925.
- Pastén-Araya, F., et al. 2018. Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile. *Geophysical Research Letters* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079283>.
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, L., Aden-Antoniów, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P. y Fuenzalida, A. 2021. Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. *Tectonophysics* 800, 228706. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228706>.
- Peacock, J. D. y Harkness, D. D. 1999. The pre-Windermere Interstadial (Late Devensian) raised marine strata of eastern Scotland and their and southern Scandinavia: a review. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Science* 81, 385–396.
- Philibosian, B. y Meltzner, A. J. 2020. Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide. *Quaternary Science Reviews* 241, 106390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106390>.
- Pichowiak, S., Buchelt, M. y Damm, K.W. 1990. Magmatic activity and tectonic setting of the early stages of the Andean cycle in northern Chile. In *Plutonism from Antarctica to*

- Alaska (Kay, S.; Rapela, C.; editors). *Geological Society of America, Special Paper 241*, 127–144.
- Pico, T., Mitrovica, J. X., Ferrier, K. L. & Braun, J. 2016. Global ice volume during MIS 3 inferred from sea-level analysis of sedimentary core records in the Yellow River Delta. *Quaternary Science Reviews* 152, 72–79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.012>.
- Pico, T., Creveling, J. R., Mitrovica, J. X. 2017. Sea-level records from the U.S. mid-Atlantic constrain Laurentide Ice Sheet extent during Marine Isotope Stage 3. *Nature Communications* 8, 15612. doi: 10.1038/ncomms15612.
- Plafker, G. 1972. Alaskan Earthquake of 1964 and Chilean Earthquake of 1960: Implications for Arc Tectonics. *Journal of Geophysical Research* 77 (5). <https://doi.org/10.1029/JB077i005p00901>.
- Pollitz, F. F., Bürgmann, R., Banerjee, P. 2011. Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters* 38 (7), L00G08. <https://doi.org/10.1029/2011GL048632>.
- Pritchard, M. E., y Simons, M. 2006. An aseismic fault slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *J. Geophys. Res.* 111, B08405.
- Quezada, J., Bataille, K. y González, G. 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Actas: 578-581. Barcelona, España.
- Quezada, I., González, G., Dunai, T., Jensen, A. & Juez, J. 2007. Alzamiento Litoral Pleistoceno del Norte de Chile: edades 21Ne de la Terraza Costera más Alta del Área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile* 34, 81–96.
- Quezada, J., Cerda, J.L., y Jensen A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology* 37, 79–109.
- Radtke, U. 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe-Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados (Düsseldorf Geographische Schriften, Düsseldorf).
- Ramírez-Herrera, M.T., Gaidzik, K., Forman, S., Kostoglodov, V., Bürgmann, R. y Johnson, C.W. 2018. Relating the long-term and short-term vertical deformation across a transect of the forearc in the central Mexican subduction zone. *Geosphere* 14 (2), 419–439, doi:10.1130/GES01446.1.
- Ranero C.R. Grevemeyer I. Sahling H. Barckhausen U. Heslen C. Wallmann K. Weinrebe W. Vannucchi P. Von Huene R. McIntosh K. 2008. Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. *Geochemical, Geophysics, Geosystems* 9, Q03S04.

- Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W. y Reichert, C. 2006. Tectonic processes along the Chile Convergent Margin, in *The Andes: Active Subduction Orogeny*, *Frontiers in Earth Sciences*, Vol. 3, pp. 91–121, eds Oncken, O. et al., Springer.
- Regard, V., Martinod, J., Saillard, M., Carretier, S., Leani, L., Audin, L. y Pedoja, K. 2021. Late Miocene-Quaternary forearc uplift in southern Peru: new insights from 10 Be dates and rocky coastal sequences. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, *In press*.
- Reid, H.F. 1910. The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Investigation Commission*, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. (see especially pages 16–28).
- Reinen, L. A., Weeks, J. D. y Tullis, T. E.. 1991, The frictional behavior of serpentinite: Implications for aseismic creep on shallow crustal faults. *Geophysical Research Letters* 18, 1921–1924.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J. Y Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361, 255–275. doi:10.1016/S0040-1951(02)00649-2.
- Rohling, E. J., Marsh, R., Wells, N. C., Siddal, M. y Edwards, N. R. 2004. Similar meltwater contributions to glacial sea level changes from Antarctic and northern ice sheets. *Nature* 430, 1016-1021.
- Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C., Kucera, M., Roberts, A. P., Schmeltzer, I., Schulz, H., Siccha, M., Siddal, M., Trommer, G. 2008. New constraints on the timing of sea level fluctuations during early to middle marine isotope stage 3. *Paleoceanography* 23, PA3219. doi:10.1029/2008PA001617.
- Rohling, E. J., Foster, G. L., Grant, K. M., Marino, G., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E. & Williams, F. 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature* 508, 477–482. doi:10.1038/nature13230.
- Ruegg, J.C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Canuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J.C. y Serrurier, L. 1996. The Mw= 8.1 Antofagasta earthquake of July 30 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters* 23 (9), 917–920.
- Ruiz, S. y Madariaga, R. 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.-P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L. y 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. <https://doi.org/10.1002/2016TC004156>.

- Salazar, D., Easton, G., *et al.* *En revisión*. Did a 3,800 years old  $\sim M_w 9.5$  earthquake trigger major cultural disruption in the Atacama Desert?
- Salditch, L., Stein, S., Neely, J. *et al.* 2019. Earthquake supercycles and long-term fault memory. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228289>
- Sallares, V. y Ranero, C. R. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile ( $23^{\circ}30'S$ ). *Journal of Geophysical Research* 110, B06101 (2005).
- Savage, J. C. 1995. Interseismic uplift at the Nankai subduction zone, southwest Japan, 1951-1990. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 6339–6350.
- Savage, J. C. y Thatcher, W. 1992. Interseismic deformation at the Nankai trough, Japan, subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 97, 11117–11135.
- Scheuber, E. y Andriessen, P. A. M. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 12 (2), 243–257. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90008-M](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90008-M).
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. y Reutter, K.-J. 1994. Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. *Tectonics of the Southern Andes*, Chapter 9, 121–139, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik, Freie Universität Berlin, Berlin, Germany. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2>.
- Scheuber, E. y González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera ( $22^{\circ}$ – $26^{\circ}S$ ): a story of coupling and decoupling in the subduction zone. *Tectonics* 18, 895–910.
- Scholl, D. W. y von Huene, R. 2007. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. Capítulos en „4-D Framework of Continental Crust“, Robert D. Hatcher, Jr., Marvin P. Carlson, John H. McBride, José R. Martínez Catalán Eds.
- Scholz, C. H. 2002. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Schurr, B., *et al.* 2012, The 2007  $M 7.7$  Tocopilla northern Chile earthquake sequence: implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research* 117, B05305. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB009030>.
- Schwarz, D. P. y Coppersmith, K. J. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* 89, 5681–5698.
- Shackleton, N. 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag



- Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science* 289 (5486), 1897–1902. doi: 10.1126/science.289.5486.1897.
- Shepard, F. P., 1973. *Submarine Geology*, 3rd ed. Harper & Row, New York.
- Shimazaki, K. y Nakata, T. 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* 7, 279–282.
- Siddall, M., Rohling, E., Almogi-Labin, A. et al. 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858. <https://doi.org/10.1038/nature01690>.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G. & Waelbroeck, C. 2008. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics* 46, RG4003. doi:10.1029/2007RG000226.
- Sieh, K. 1981. A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. En *Earthquake prediction: An international review*, eds, D. Simpson y P. G. Richards. Washington, DC: American Geophysical Union, 209-216.
- Smet, S., Michel, R. & Bollinger, L. 2008. Uplift of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake measured from differential hyperspectral imagery of coastal waters. *Journal of Geophysical Research* 113, B09403. doi:10.1029/2007JB005317.
- Springer, M. 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics* 306, 377–395.
- Stern, C. R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology* 19, 78–81.
- Stuiver, M., Brazunias, T. F., Becker, B. & Yang, C. 1991. Climatic solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change. *Quaternary Research* 35, 1–24.
- Suito, H. 2017. Importance of rheological heterogeneity for interpreting viscoelastic relaxation caused by the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Earth, Planets and Space* 69 (21). <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0611-9>.
- Trenhaile, A. S. 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology* 185, 341–361. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00187-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00187-1).
- Turcotte, D. L. 1997. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139174695.002>.
- Ulmer, P. y Trommsdorff, V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subductionrelated magmatism. *Science* 268, 858–861. <https://doi.org/10.1126/science.268.5212.858>.

- van der Plitch, J., van der Saden, W. A. B., Aerts, A. T. & Streurman, H. J. 2004. Dating bog bodies by means of  $^{14}\text{C}$  timescale: towards the complete dating range. *Netherlands Journal of Geoscience* 81, 85–96.
- van Dinther, Y., Morra, G., Funiciello, F., Rossetti, F. y Faccenna, C. 2012. Exhumation and subduction erosion in orogenic wedges: Insights from numerical models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (6), 1–18. doi:10.1029/2011GC004011.
- Vargas, G. y Ortlieb, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, tomo 27, No 3, Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia, Lima, Perú, 385–394.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile* 27, 157–176.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J. & Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399, 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>.
- Vargas, G., Rutllant, J. y Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical-extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°-24°S). *Earth and Planetary Science Letters* 249, 467–483.
- Vargas, G., Farías, M., Carretier, S., Tassara, A., Baize, S. y Melnick, D. 2011a. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology* 38, 219–238. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv122>.
- Vargas, G. *et al.* 2011b. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Andean Geol.* 38, 219–238.
- Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M. J., & Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology* 40 (1), 141–171. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a07>.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., Armijo, R. 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology* 42 (12), 1083-1086. doi:10.1130/G35741.1.
- Veliz, V., Mouslopoulou, V., Nicol, A., Fassoulas, C., Begg, J., & Oncken, O. 2018. Millennial to million year normal-fault interactions in the forearc of a subduction margin, Crete, Greece. *Journal of Structural Geology* 113, 225–241. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.05.019>.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., y Oncken, O. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: evidence from Mejillones

- Peninsula, northern Chile. *J. Geophys. Res.* 116, B02402.
- Vigny, C. *et al.* 2011. The 2010  $M_w$  8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* 332, 1417–1421. DOI: 10.1126/science.1204132.
- Visher, G. S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1074–1106.
- von Huene, R. y D. W. Scholl. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics* 29 (3), 279– 316.
- von Huene, R. y Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2). doi: 10.1029/2001JB001569.
- von Huene, R., Ranero, C.R. y Vannucchi, P. 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology* 32 (10), 913–916; doi: 10.1130/G20563.1.
- Wada, I. y Wang, K. 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (10), 1–36. doi:10.1029/2009GC002570.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21 (1–3), 295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9).
- Walker, M. 2005. *Quaternary Dating Methods*. Wiley Ed., Chichester, England.
- Wang, K., y Hu, Y. 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research* 111, B06410. doi:10.1029/2005JB004094.
- Wang, K., Hu, Y., von Huene, R. y Kukowski, N. 2010. Interplate earthquakes as a driver of shallow subduction erosion. *Geology* 38 (5), 431–434. doi: 10.1130/G30597.1.
- Watts, A. B. 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, New York, 458 p.
- 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? *Journal of Geophysical Research* 108 (B10), 2507. doi: 10.1029/2002JB002072.
- Wesson, R. L., Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M. y Ely, L. L. 2015. Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa María, Chile. *Nature geoscience* 8, 547–551. <https://doi.org/10.1038/ngeo2468>.

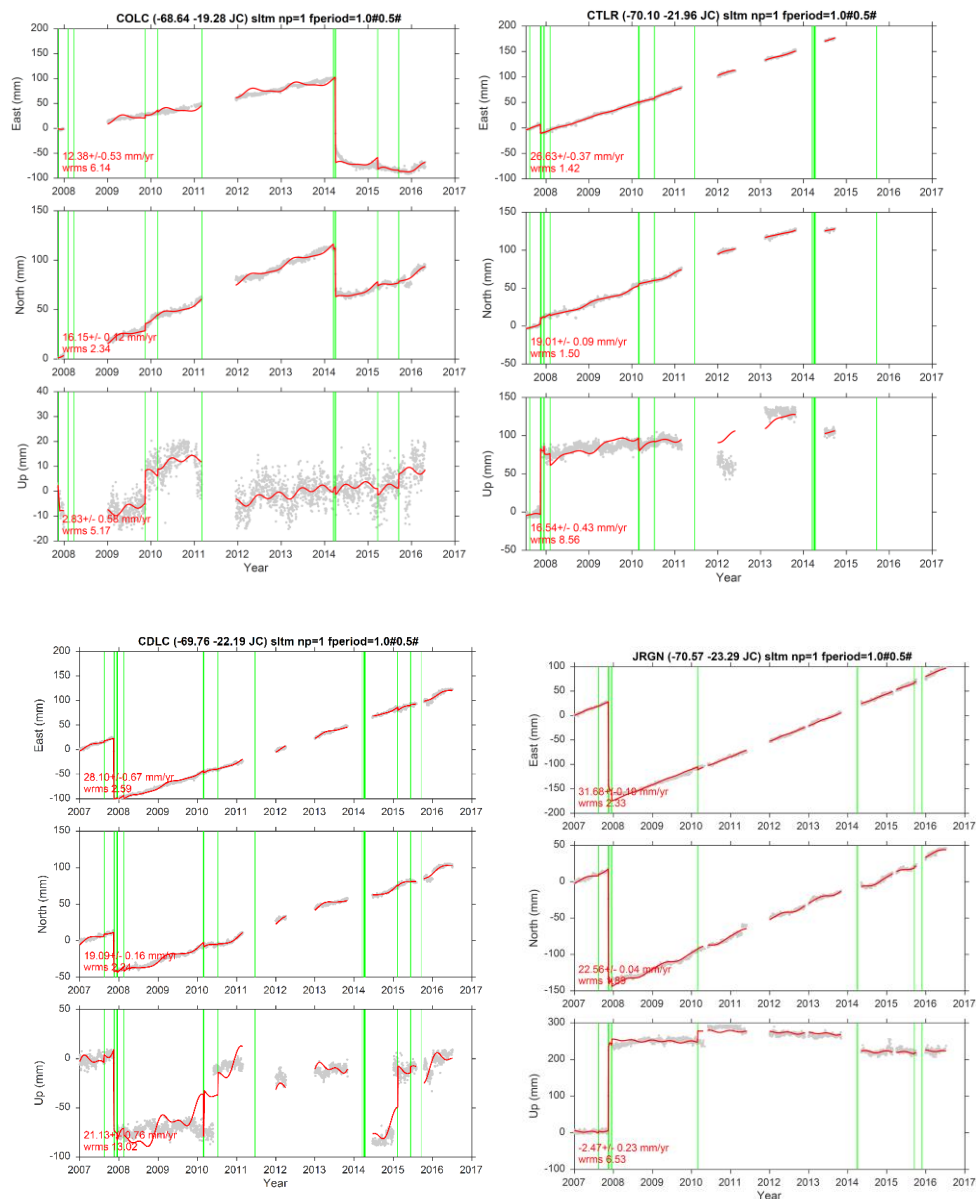
- Wright, D. K. 2017. Accuracy vs. Precision: Understanding Potential Errors from Radiocarbon Dating on African Landscapes. *African Archaeology Reviews* 34, 303–319. Doi: 10.1007/s10437-017-9257-z.
- Yamazaki, T. y Okamura, Y. 1989. Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan. *Tectonophysics* 160 (1–4), 207–229. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90392-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90392-2).

# 9 Anexos

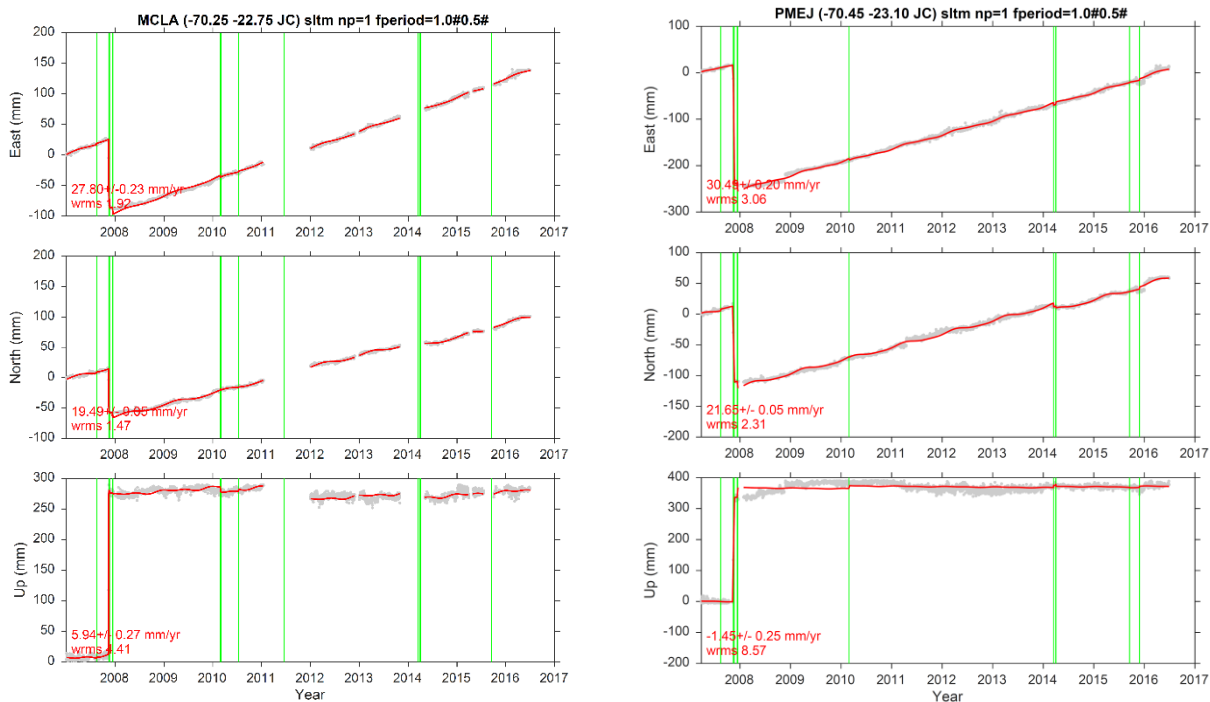
## 9.1 Anexos Capítulo 3

### 9.1.1 Supplementary A: Geodetic data

A total of 6 GPS antennas are located in the Antofagasta region of Northern Chile. We used the data from 3 of them, which are located in the rupture area of the 2007  $M_w 7.7$  Tocopilla earthquake (MCLA, PMEJ and JGRN). The geodetic data from these stations are shown in **Figures 69 and 70**. These data were then treated to evidence the geodetic changes during the pre, post and post-seismic periods. **Tables 2 and 3** show the annual velocities for each GPS antenna station considering fixed South America and the Euler Pole.



**Figure 69. Geodetic time series data from four GPS antenna stations located in the Antofagasta region, for the time period encompassing the 2007 Tocopilla earthquake.**



**Figure 70. Geodetic time series data from two GPS antenna stations located in the Antofagasta region, for the time period encompassing the 2007 Tocopilla earthquake.**

**Table 2 and 3. East and North annual velocities for 6 GPS antennas in Antofagasta region, considering fixed South America and the Euler Pole.**

GPS Station	Longitude	Latitude	Velocities considering fixed South America	
			VE	VN
COLC	-70.18	-20.55	13.24	5.12
JGRN	-72.69	-37.80	30.30	11.79
MCLA	-71.53	-37.34	26.61	8.59
PMEJ	-73.23	-37.21	29.12	10.93
CDLC	-70.14	-19.30	29.11	8.05
CTLR	-72.68	-45.40	24.37	8.24

GPS Station	Longitude	Latitude	Velocities considering the Euler Pole	
			VE	VN
COLC	-70.18	-20.55	-0.86	11.03
JGRN	-72.69	-37.80	1.38	10.77
MCLA	-71.53	-37.34	1.19	10.90
PMEJ	-73.23	-37.21	1.37	10.71
CDLC	-70.14	-19.30	-1.01	11.04
CTLR	-72.68	-45.4	2.26	10.77

### 9.1.2 Supplementary B: Radiocarbon method and results

We applied radiocarbon dating via both liquid scintillation (LS) and accelerator mass spectrometry (AMS), which were performed at the Beta Analytic Inc. and LOCEAN dating laboratories at the *Université Pierre et Marie Curie* (Paris, France) as well as at the



ARTEMIS AMS facility LMC14 unit (Saclay, France). Although AMS is more precise and accurate than the LS method for samples older than 10,000 years, our results show consistent age distributions from both types of analyses. The total of samples yielded an isotopic fractionation ( $\delta^{13}\text{C}$ ) on the order of -1 and 4 ‰ (per thousand), which is considered as a normal range of results from marine shells.

In the study area were recognized several shell species such as: *Aulacomya ater*, *Choromitulus chorus*, *Prothotaca thaca*, *Argopecten purpuratus*, *Semele solida* and *Mulinia edulis*, gastropoda *Turritella cingulata*, *Tegula euryomphala*, *Aeneator fontainei*, *Xantochorus cassidiformis*, *Priene scabrum*, *Calyptraea trochiformis*, *Oliva peruviana*, *Priene rude*, *Crepidula dorsata* and *Nucella monodon*, and in situ *Austromegabalanus* sp., and all of them corresponding to modern faunal associations of cold waters from the Humboldt Current System in the study area (Guzmán et al., 1998).

#### 9.1.2.1 ARTEMIS accelerated mass spectrometer (AMS) methodology for AMS-dated samples

Shell samples were treated (after sandblasting) in 2 ml of 0.01 M nitric acid for 15 minutes. The carbon was extracted as  $\text{CO}_2$  attacking carbonates of orthophosphoric acid and dried at 60° C until gas evolution ceased. A sufficient amount of each specimen was removed to produce a  $\text{CO}_2$  volume containing approximately 1 mg of C. The  $\text{CO}_2$  was reduced by hydrogen in the presence of iron powder at 600°C. The iron mass is equal to 3 times the weight of carbon with a minimum value of 1.5 mg and a maximum value of 4 mg. The carbon was deposited on the iron powder, and the assembly was pressed in a holder for measurement by the AMS method. The  $^{14}\text{C}$  activity of each sample was calculated by comparing the sequentially measured intensities of beams  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  and  $^{12}\text{C}$  with those of  $\text{CO}_2$  standards prepared from the HOxII reference oxalic acid. The data were expressed in pMC (percent Modern Carbon) normalized to  $\delta^{13}\text{C}$  -25 ‰.

The radiocarbon ages were calculated according to the Mook and Van der Plicht method by correcting the isotopic fractionation with  $\delta^{13}\text{C}$  calculated from the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio measured at the ARTEMIS AMS facility. This  $\delta^{13}\text{C}$  includes fractionation occurring during preparation of samples and during the measurement. The uncertainty of each radiocarbon measurement considers the statistical error and variability from both the sample and subtracted blank.

**Table 4. Radiocarbon results from this work and available geochronological results from previous work.**

Sample	Type	Method	Locality/Geomorphological context	Sample location	Coordinate (°)		Altitude (m asl)	Laboratory	delta C13	U/Th age	Conventional age (BP)	Cal. age (Delta R 262 ± 13; Vargas et al., 2007)*	Cal. age (Delta R 253 ± 207; Ortlieb et al., 2011)	Reference
					Longitude	Latitude								
C12-519-a	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (hanging wall)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	LOCEAN 253	0.0	-	35209 ± 296	39101 ± 643	39135 ± 765	This work
C12-522-a	Aulacomya ater	LS	La Rinconada (hanging wall-peat)	C1	-70.48296	-23.09834	1-7	LOCEAN 254	0.0	-	35086 ± 238	38975 ± 542	39018 ± 682	This work
C15-524	Aulacomya ater	AMS	La Rinconada (hanging wall-peat)	C1	-70.48296	-23.09834	1-7	LMC14 Saclay	4.4	-	41300 ± 1200	44275 ± 1910	44286 ± 1941	This work
C12-517**	Balanus sp.	AMS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	Beta-246063	0.0	-	45010 ± 1500	45279 - >50000	45258 - >50000	This work
M05-1	Mesodesma donasium	LS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	LOCEAN98	-0.9	-	39839 ± 865	43177 ± 1325	43187 ± 1363	This work
M05-2	Balanus sp.	LS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	LOCEAN99	-0.5	-	34670 ± 437	38271 ± 1231	38266 ± 1327	This work
M05-3	Mesodesma donasium	LS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	LOCEAN100	0.1	-	35030 ± 451	38855 ± 1123	38824 ± 1264	This work
M05-4	Gastropoda	LS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	LOCEAN101	1.5	-	31123 ± 291	34426 ± 501	34448 ± 606	This work
MJ0508-01B**	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	Beta-246064	0.0	-	>47000	-	-	This work
MJ0508-01C**	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	Beta-246065	0.2	-	>47000	-	-	This work
MJ0508-01D**	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	Beta-246066	-1.5	-	>47000	-	-	This work
MJ0508**	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (hanging wall-terrace)	C1	-70.48570	-23.00970	1-7	Beta-246067	0.8	-	>47000	-	-	This work
MG 9927-a (carbonate)	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 228	0.0	-	35004 ± 581	38651 ± 1515	38630 ± 1597	This work
MG 9927-b (carbonate)	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 229	0.0	-	38118 ± 560	42287 ± 766	41772 ± 930	This work
MG 9927-f (carbonate)	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 230	0.0	-	37442 ± 742	41127 ± 1289	41123 ± 1335	This work
MG 9927-g (carbonate)**	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 231	0.0	-	46382 ± 3852	42669 - >50000	42665 - >50000	This work
MG 9927-h (cal+arag)**	Choromytilus chorus	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 232	0.0	-	45581 ± 1041	46351 - >50000	46330 - >50000	This work
MG 9927-l (cal)	Gastropoda shell	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 233	0.0	-	40824 ± 1036	43903 ± 1601	43913 ± 1631	This work
MG 9927-m (cal+arag)	Gastropoda shell	LS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	LOCEAN 234	0.0	-	40500 ± 762	43626 ± 1204	43639 ± 1242	This work
MG9927-a (aragonite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	SacA 26754	0.0	-	34810 ± 330	38628 ± 870	38587 ± 1056	This work
MG 9927-b (aragonite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	SacA 26756	0.0	-	40900 ± 630	43883 ± 1053	43896 ± 1098	This work
MG9927-a (calcite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	SacA 26755	0.0	-	31290 ± 220	34545 ± 424	34567 ± 554	This work
MG 9927-b (calcite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-70.48333	-23.09500	23	SacA 26757	0.0	-	33470 ± 270	36979 ± 840	37056 ± 1000	This work

MG 9927-c (aragonite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-	-23.09500	23	SacA 26758	0.0	-	43010 ± 820	45743 ± 1578	45760 ± 1636	This work
MG 9927-c (calcite)	Choromytilus chorus	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	70.48333	-23.09500	23	SacA 26759	0.0	-	38330 ± 470	41985 ± 673	41982 ± 739	This work
C12517b**	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	70.48333	-23.09500	23	Beta-337158	-0.8	-	>43500	-	-	This work
15092010M2*	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	-	-23.09500	23	Beta-289580	2.3	-	>43500	-	-	This work
15092010M3*	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot wall-terrace)	C2	70.48333	-23.09500	23	Beta-289577	1.3	-	>43500	-	-	This work
15092010M4*	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot Wall-terrace)	C2	70.48333	-23.09500	23	Beta-289579	0.7	-	>43500	-	-	This work
15092010M5*	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot Wall-terrace)	C2	-	-23.09500	23	Beta-289578	0.8	-	>43500	-	-	This work
15092010M6*	Mollusk shell	AMS	La Rinconada (foot Wall-terrace)	C2	70.48333	-23.09500	23	Beta-289582	0.9	-	>43500	-	-	This work
C15-553	Mollusk shell	LS	Punta Lobería (terrace, coastal scarp)	C3	-	-23.06209	12.5	LOCEAN 272	0.0	-	33591 ± 265	37121 ± 853	37188 ± 980	This work
C15-553	Mollusk shell	AMS	Punta Lobería (terrace, coastal scarp)	C3	70.55479	-23.06209	12.5	LMC14 Saclay	2.5	-	35990 ± 670	39918 ± 1415	37188 ± 980	This work
C15-534A	Fissurella maxima	AMS	Punta Lobería (littoral berm)	C3	70.55479	-23.06209	4.5	Beta-426543	2.4	-	680 ± 30	NO	NO	This work
C15-534B	Fissurella maxima	AMS	Punta Lobería (littoral berm)	C3	70.55479	-23.06209	4.5	Beta-426544	1.9	-	510 ± 30	NO	NO	This work
C15-534C	Fissurella maxima	AMS	Punta Lobería (littoral berm)	C3	70.55479	-23.06209	4,5	Beta-426545	1.7	-	460 ± 30	NO	NO	This work
C15-534D	Fissurella maxima	AMS	Punta Lobería (littoral berm)	C3	70,55479	-23,06209	4,5	Beta-426546	-3.8	-	830 ± 30	193 ± 92	261 ± 260	This work
C15-527	Mollusk shell	LS	Playa Grande (littoral deps., coastal scarp)	C4	-	-22,98375	22	LOCEAN 271	0.0	-	33222 ± 253	36604 ± 745	36681 ± 950	This work
C15-527	Mollusk shell	AMS	Playa Grande (littoral deps., coastal scarp)	C4	70,32592	-22,98375	22	LMC14 Saclay	-9.4	-	35970 ± 690	39904 ± 1418	39926 ± 1434	This work
C15-525	Mollusk shell	AMS	Playa Grande (littoral deps., coastal scarp)	C4	-	-22,98375	7	LMC14 Saclay	3.1	-	4050 ± 30	3728 ± 104	3783 ± 544	This work
T16-07	Mollusk shell	AMS	Playa Grande (littoral deps., coastal scarp)	C4	70,32592	-22,98375	7	Beta-446341	1.1	-	4470 ± 30	4299 ± 110	4291 ± 546	This work
T16-08	Prototaca sp.	AMS	Caleta Michilla (littoral deps., coastal scarp)	-	-	-22,71066	5				6620 ± 30	6827 ± 100	6839 ± 459	This work
T16-09	Mesodesma sp.	AMS	Caleta Michilla (littoral deps., coastal scarp)	-	70,27876	-22,71066	6				6070 ± 30	6230 ± 67	6212 ± 468	This work
GX-15475	Mulinia	-	Caleta Michilla (littoral deps., coastal scarp)	-	-	-	5-7	-	-	-	6725 ± 25	6955 ± 234	6933 ± 484	Leonard & Wehmiller (1991)
M4unit1	Shell	U/Th	La Rinconada (hangingwall)	-	-	-23,09785	7	-	-	161900 ± 1900	-	-	-	Victor et al. (2011)
M7unit2	Shell	U/Th	La Rinconada (hangingwall)	-	70,48493	-23,09785	7	-	-	124000 ± 3400	-	-	-	Victor et al. (2011)
D-729-a	Shell	U/Th	La Rinconada (hangingwall)	-	70,48493	-23,09785	7	-	-	106000	-	-	-	Radtke (1989)

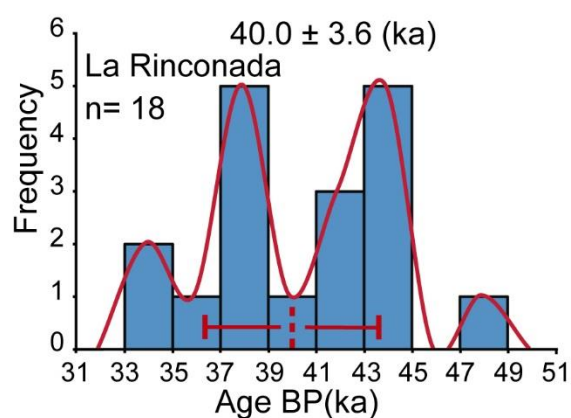
\*Regional reservoir effect considered for the radiocarbon calibration in this work.

\*\*Conventional and calibrated radiocarbon not considered as MIS 3 ages.

**Table 5. Percentage of recrystallized aragonite (outer layer) and calcite (inner layer) in samples MG9927.**

Sample	Outer layer		Inner layer	
	Calcite (%)	Aragonite (%)	Calcite (%)	Aragonite (%)
MG9927-a*	100	0	0	100
MG9927-b*	100	0	0	100
MG9927-c*	100	0	1	99

\* Corresponding to the samples analyzed by the AMS method (Table B1).



**Figure 71. Histogram showing the radiocarbon age distribution from the total of samples analyzed from La Rinconada (see full text). The frequency distribution evidences two age populations at 38 ka and 44 ka.**



Figure 72. Photos showing some of the shell samples analyzed by radiocarbon AMS and LS methods, and by mineralogical and SEM observations. Samples a, b and c correspond to the same specimen analyzed in detail.

### 9.1.2.2 References

Guzman, N., Saá, S., Ortlieb, L., 1998. Descriptive catalog of nearshore mollusk (gastropoda and pelecypoda) from Antofagasta area, 23°S (Chile). *Estudios Oceanol.* 17, 17-86. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_7/b\\_fdi\\_51-52/010019962.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/b_fdi_51-52/010019962.pdf).

### 9.1.3 Supplementary C: Basis for the geometric-conceptual model of Late Pleistocene-Holocene uplift

Emerged outcrops corresponding to MIS 3 are quite uncommon worldwide and are restricted to tectonic settings characterized by strong uplift during the Late Quaternary (Berryman, 1993; Chappell et al., 1996; Cabioch and Ayliffe, 2001; Morell et al., 2011; Gurrola et al., 2014; Jara-Muñoz and Melnick, 2015). In the study area, previous work correlated the extensive well-preserved paleo-beach ridges and paleo-coastal escarpments in the MP with the last four interglacial marine isotope stages (MIS 5, 7, 9 and 11) corresponding to the last 400 ka (**Figure 38a see in the full text**; Ortlieb et al., 1996; Victor et al., 2011). From these correlations, uplift rates of 0.2-0.5 m/ka have been estimated for the last ca. 400 ka (Ortlieb et al., 1996, Victor et al., 2011).

To propose our geometric-conceptual model for the uplift history of the northern MP, we used the projected slope of the surfaces constituted by the uplifted MIS 5e littoral deposits (Herm, 1969; Victor et al., 2011) at the Pampa Mejillones, onshore and by the sea bottom offshore of Mejillones Bay (Vargas et al., 2005; 2011), respectively (**Figure 45 see in the full text**). For the maximum sea level position during MIS 5e, we considered 6 m above the present sea level position (Rohling et al., 2008). We took the current difference between the maximum altitudes reached by the MIS 5e littoral deposits located at 62 m a.s.l. according to Victor et al (2011), which is coincident with the paleo-shore line discordance reported by Herm (1969; **Figure 38a see in the full text**). Moreover, we took the base of the eroded paleo-coastal escarpment located 200 m inland, which is associated in this work with MIS 3 located at 16 m a.s.l. (**Figure 45 see in the full text**). The inner edge of the MIS 3 deposits is situated at 12 m a.s.l. according to our estimation conducted as prolonging the inland contact between MIS 3 and the alluvial fan deposits up to the Neogene deposits located at the base of the eroded paleo-coastal escarpment (**Figure 45 see in the full text**). MIS 3 littoral deposits exposed at La Rinconada are interpreted as constituting a transgressive system track developed at ~40 ka according our radiocarbon results (**Figure 45a, d see in the full text**). During this transgression, the sediments of the erosional material corresponding to the Neogene marine deposits of La Portada Formation (Cortés et al., 2007) and the MIS 5e-related sediments were reworked. This observation should explain the coexistence in the same stratigraphic layers arranged at La Rinconada (**Figure 44 see in the full text**) of mollusk shells dated in this work as 34-47 ka and the reworked U/Th age results of 105-162 ka obtained in previous studies (Radtke, 1989; Victor et al., 2011). For the last glacial maximum (LGM) period, we consider that the sea level dropped up



to -134 m according to Lambeck (2014) (**Figure 45b, see in the full text**). During the period between ~40 ka and modern times, the marine MIS 3 deposits were overlaid by alluvial deposits associated with torrential rainfall episodes (Vargas et al., 2006), constituting conspicuous alluvial fans cut by the Mejillones Fault (Vargas et al., 2011b; Cortes et al., 2012). Subsequently, the sea level upraised during the deglaciation until 7 ka followed by stabilization at its modern global position (Lambeck, 2014). The transgressive period encompassed approximately 8 ka, between 15 and 7 ka (Lambeck, 2014), which is sufficient time to explain ~40 m of erosion of the La Portada Formation, concomitant with repeated faulting activity along the MF. Nevertheless, this 40 m of vertical erosion could be overestimated because it depends on the surface slope angle, which in this conceptual-geometric model has initial minimum and maximum values of 0.42° and 1.77°, respectively. During the transgression period, the transgressive and highstand system tracks reported by Vargas et al. (2011b) were deposited, conforming to the present sea bottom at Mejillones Bay (**Figures 38a, 45c, f seen in the full text**). Thus, the modern coastal sea cliff characterizing this bay might have a minimum age of at least 7 ka.

#### 9.1.3.1 References

- Berryman, K., 1993. Distribution, age, and deformation of the late Pleistocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Tectonics* 12 (6), 1365-1379. doi: 10.1029/93TC01543.
- Cabioch, G., Ayliffe, L.K., 2001. Raised coral terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during marine isotope stage 3. *Quat. Res.* 56 (3), 357-365. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2265>.
- 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 (1), 227-236. doi: 10.1016/0012-821X(96)00062-3.
- Cortés, J.; Marquardt, C.; González, G.; Wilke, H.-G., Marinovic, N., 2007. Cartas Mejillones y Península de Mejillones. Región de Antofagasta. Serv. Nac. Geol. Min., scale 1:100.000, 1 sheet, 58 p.
- Gurrola, L.D., Keller, E.A., Chen, J.H., Owen, L.A., Spencer, J.Q., 2014. Tectonic Geomorphology of marine terraces: Santa Barbara fold belt, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 126 (1), 219-233. doi: 10.1130/B30211.1.
- Herm, D., 1969. Marines Pliozän un Pleistozän in nord –und mittel– Chile unter besonderer berücksichtigung der entwicklung der mollusken-faunen, Bayerische Staatsammlung für Paläontologie und Historische Geologie, Munich.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift

- In wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quat. Res.* 83 (1), 216-228. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.10.002>.
- Morell, K.D., Fisher, D.M., Gardner, T.W., La Femina, P., Davidson, D., Teletzke, A., 2011. Quaternary outer fore-arc deformation and uplift inboard of the Panama Triple Junction, Burica Peninsula. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116 (B5), B05402. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007979>.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *P. Natl. Acad. Sci. USA* 111 (43), 15296-15303. doi: 10.1073/pnas.1411762111.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quat. Sci. Rev.* 15 (8), 819-831. doi: 10.1016/S0277-3791(96)00066-2.
- Radtke, U., 1989. *Marine Terrassen und Korallenriffe-Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados*, Düsseldorf Geographische Schriften, Düsseldorf.
- Rohling, E. J., Grant, K., Hemleben, C., Siddall, M., Hoogakker, A. A., Bolshaw, M., Kucera, M., 2008. High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geosci.* 1, 38-42. doi:10.1038/ngeo.2007.28.
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J., Marquardt, C., 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399 (1-4), 381-398. doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.031.
- Vargas, G., Rullant, J., Ortlieb, L., 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17.–24.S). *Earth Planet. Sci. Lett.* 249 (3–4), 467–483. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.022>.
- Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G., Wu, Y.-C., 2011b. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 497, 34-44. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.017>.
- 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.* 116 (B2), B02402. doi: 10.1029/2010JB007771.

#### 9.1.4 Supplementary D: Uplift rate estimations

For uplift rates estimations we used the Siddal et al. (2008), Arz et al. (2007), and Pico et al. (2016) sea-level curves (Tables 6, 7 and 8). We used the sea-level curve from Pico et al. (2016) to support our uplift rate estimations (see the full text for more information about the decision of using this sea-level curve).

**Table 6. Maximum and minimum uplift rates using Arz et al. (2007) and Siddal et al. (2008) sea-level curves, considering the mean radiocarbon age at La Rinconada.**

MIS 3 Outcrops - Mejillones Peninsula					Sea Level - MIS 3 (40.0+/-3.6 ka)				Long-term uplift rate estimations							
					Arz et al. (2007)		Comp. Siddal et al. (2008)		Arz et al. (2007)				Comp. Siddal et al. (2008)			
Locality	Longitude	Latitude	Altitude Terrace (m a.s.l.)	Altitude Deposit (m a.s.l.)	Min (m)	Max (m)	Min (m)	Max (m)	Max (m/ka)	Error	Min (m/ka)	Error	Max (m/ka)	Error	Min (m/ka)	Error
Punta Lobería	-70.55479	-23.06208	10.5	12.5	-96.0	-65.0	-96.0	-38.0	2.7	0.3	1.9	0.2	2.7	0.3	1.3	0.1
La Rinconada (hanging wall)	-70.48296	-23.09834	1	12	-96.0	-65.0	-96.0	-38.0	2.7	0.3	1.9	0.2	2.7	0.3	1.3	0.1
La Rinconada (footwall)	-70.48654	-23.09529	21	33	-96.0	-65.0	-96.0	-38.0	3.2	0.3	2.4	0.2	3.2	0.3	1.8	0.2
Playa Grande	-70.32592	-22.98374	-	22	-96.0	-65.0	-96.0	-38.0	3.0	0.3	2.2	0.2	3.0	0.3	1.5	0.2

**Table 7. Uplift rates using the Arz et al. (2007) sea-level curve taken at 38 ka.**

Locality	Longitude	Latitude	Altitude Terrace (m a.s.l.)	Altitude Deposit (m a.s.l.)	Sea level (Arz et al., 2007) at 38 ka	Uplift rate (m/ka)
La Rinconada (hanging wall)	-70,482962	-23,098340	1	12	-65.0	2.0
La Rinconada (footwall)	-70,486544	-23,095293	21	33	-65.0	2.6
Punta Lobería	-70,554792	-23,062089	10.5	12.5	-65.0	2.0
Playa Grande	-70,325921	-22,983748	-	22	-65.0	2.3

**Table 8. Range of uplift rates using Pico et al (2016) sea-level curve at 44 ka.**

<b>MIS 3 Outcrops - Mejillones Peninsula</b>					<b>Estimations for the last 44 ka</b>	
<b>Locality</b>	<b>Longitude</b>	<b>Latitude</b>	<b>Altitude Terrace (m a.s.l.)</b>	<b>Altitude Deposit (m a.s.l.)</b>	<b>Sea level in meters (Pico et al., 2016)</b>	<b>Min/Max (m/ka)</b>
La Rinconada (hanging wall)	-70.482962	-23.098340	1	12	-38 ± 7	1.0 – 1.3
La Rinconada (footwall)	-70.486544	-23.095293	21	33	-38 ± 7	1.4 – 1.8
Punta Lobería	-70.554792	-23.062089	11	13	-38 ± 7	1.0 – 1.3
Playa Grande	-70.325921	-22.983748	-	22	-38 ± 7	1.2 – 1.5

#### 9.1.4.1 References

- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., Patzold, J., 2007. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quat. Sci. Rev.* 26 (3-4), 312-321. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.016>.
- Pico, T., Mitrovica, J. X., Ferrier, K. L., Braun, J., 2016. Global ice volume during MIS 3 inferred from a sea-level analysis of sedimentary core records in the Yellow River Delta. *Quat. Sci. Rev.* 152, 72-79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.09.012>.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G., Waelbroeck, C., 2008. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Rev. Geophys.* 46 (4), RG4003. doi: 10.1029/2007RG000226.



## 9.2 Anexos Capítulo 4

### 9.2.1 Modelos de aceleración sísmica

Para estimar la aceleración sísmica máxima del suelo (PGA) generada a partir de distintos escenarios de la activación de uno o varios segmentos del SFM, consideramos planos de falla simétricos y asimétricos con cinemática extensional. En el caso de la FM se consideró un largo de traza de 29 km de largo (tomando la extensión correspondiente desde su extremo sur hasta Punta Angamos; **Figura 47**), manteo (preferente) de 65° hacia el este (Allmendinger y González, 2010; Cortés *et al.*, 2012) y un plano de falla que se extendería hasta 15-20 km de profundidad, considerando una transición frágil-dúctil a partir de la razón cuarzo/feldespato para rocas granodioríticas de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Arndt *et al.*, 1997); aunque este valor podría llegar a alcanzar entre 25-30 km de profundidad de acuerdo a la compilación de datos sísmicos hipocentrales para la zona por Santibáñez *et al.* (2019). Para el resto de segmentos submarinos la profundidad se adaptó proporcionalmente al largo de las trazas y el manteo que se consideró para el plano de falla fue de 65°. Los planos de ruptura corresponden a formas geométricas rectangulares, en donde el lado más largo se orienta paralelo al rumbo de la falla, y el más corto perpendicular a éste. En el caso del escenario considerado para la FM con un plano asimétrico, se consideraron asociaciones de planos de falla rectangulares de diferentes tamaños.

Por otro lado, para que el mapa de PGA se extendiera hasta el fondo submarino se consideraron las unidades geológicas presentes en el substrato submarino del área de estudio, las cuales fueron interpretadas a partir de perfiles de reflexión sísmica y la correlación con unidades que afloran en la costa (Becerra, 2007; Vargas *et al.*, 2011b; González, 2013). Las unidades geológicas dominantes en el substrato submarino, las cuales son un *input* importante para la obtención de las aceleraciones del fondo submarino, corresponden a depósitos del Neógeno correspondientes a diatomitas, limos y arenas de la Formación La Portada, los cuales tienen en su parte submarina una potencia mínima de 330 m (González, 2013), y depósitos de arena del Cuaternario tardío correspondientes facies sismoestratigráficas de los sistemas de bajo estadio, transgresivo y alto estadio post-Último Máximo Glacial (LGM), de hasta 30 m de potencia.

A partir de todo esto, se modelaron diferentes escenarios considerando la activación de uno, varios y la totalidad de los segmentos reconocidos, con un deslizamiento cosísmico por evento de 2 m, de acuerdo con las observaciones geológicas disponibles hasta ahora (Vargas *et al.*, 2011b; Cortés *et al.*, 2012).

#### 9.2.1.1 Escenarios de aceleración sísmica para el Sistema de Fallas Mejillones y su posible correlación con efectos secundarios de origen geológico y geomorfológico presentes en la plataforma continental

Los ramales correspondientes a las fallas normales submarinas presentes al norte de la FM (**Figuras 56 y 57**) son rasgos estructurales que contribuyen a incrementar aun más el potencial peligro sísmico que ya posee el área de estudio. La presencia de estas fallas en sectores en donde se evidencia el colapso de la plataforma continental, a través

de grandes remociones submarinas, podría indicar que estas estructuras se encontrarían potencialmente activas, las cuales podrían ser susceptibles de generar sismos de gran intensidad. Es así como a partir de las remociones identificadas, se realizaron diferentes modelos de aceleración sísmica del suelo (PGA) para determinar si la presencia de estas remociones en el área de estudio podrían haber sido una causa de la ocurrencia de terremotos generados por el movimiento repentino de estas fallas.

A partir de los modelos de aceleración sísmica se determina que los máximos PGA horizontales se concentran en la parte norte de la PM, específicamente en el bloque colgante del SFM. Considerando un peor escenario que rompe solo el segmento de la FM, los PGA máximos ocurren con un terremoto  $M_w7,1$ , resultando en PGA con un valor máximo de 117%g e intensidades de IX-X para la Pampa Mejillones (**Figura 73**). A medida que al modelo se le incluyen los diferentes segmentos de las fallas normales submarinas, las magnitudes aumentan a  $M_w7,3$ ,  $M_w7,4$  y  $M_w7,5$ , y máximos PGA de 126%g, 130%g y 135%g, respectivamente (**Figura 73**). Nótese que la diferencia de valores para los PGA de los eventos  $M_w7,1$  y  $M_w7,5$  no es tan marcada, considerando que éste último evento es 4 veces más grande que el primero. Si bien el escenario de  $M_w7,5$  incluye a todos los segmentos del SFM presentes en el área de estudio, es importante destacar que no se incluyó al segmento FPY, ya que se desconoce la longitud total de su traza, puesto que reportada en el área de estudio (**Figuras 56 y 57**) corresponde a una longitud mínima. Por lo tanto, no se puede descartar un posible peor escenario  $>M_w7,5$  si se considera la activación del segmento FPY.

El gran deslizamiento submarino localizado frente a la costa de Punta Yayas se encuentra en el extremo norte del SFM, por lo que, activándose sólo el segmento FM las intensidades no serían superiores a VI. Estas intensidades, si bien son capaces de generar remociones del tipo caída de bloques y pequeños deslizamientos de traslación del suelos es más difícil que generen grandes deslizamientos (Michetti *et al.*, 2007). Es así como remociones  $>10^6$  m<sup>3</sup> (la remoción submarina presente en el área de estudio tiene un volumen máximo estimado de  $10^9$  m<sup>3</sup>) se gatillan con una intensidad  $>XI$  (Michetti *et al.*, 2007). Para lograr alcanzar grandes intensidades capaces de generar deslizamientos de tal envergadura, sería necesario activar todos los segmentos del SFM, especialmente los cercanos a la remoción de Punta Yayas, alcanzándose intensidades de hasta IX, sin considerar el segmento FPY (**Figura 73d**). No obstante, a partir de este deslizamiento submarino surgen dos grandes preguntas que se necesitan responder: 1) ¿éste fue generado mediante un solo gran evento o a través de varios eventos ocurridos a lo largo de los últimos 20 ka? 2) ¿la remoción submarina fue gatillada por un sismo cortical o un gran terremoto de subducción? La primera pregunta se puede responder a través de las observaciones realizadas a partir de los perfiles sísmicos que atraviesan la remoción (**Figura 57**). Si el deslizamiento submarino de Punta Yayas correspondiera a la acumulación de sucesivas remociones gatilladas por varios eventos en los últimos 20 ka, sería esperable encontrar una serie de unidades sismoestratigráficas separadas cada una por marcados reflectores discontinuos y una fábrica interna algo caótica; sin embargo, se observan grandes bloques rotados en sentido horario, con una fábrica interna de reflectores subparalelos y con una zona inferior contraccional tipo *hummocky* (Perfil Horn-8; **Figura 57**), característico de deslizamientos rotacionales generados por un único despegue no-planar durante un único evento (Lara y Sepúlveda, 2008). La segunda pregunta es más compleja de responder, ya que la remoción se encuentra tanto en la zona de acción de fallas corticales como en la zona de ruptura del *gap* sísmico del norte

de Chile. En la investigación realizada por Farías (2017) sobre las remociones localizadas en las quebradas Tiliviche y Camarones (Región de Arica y Parinacota), concluye que es más probable que las remociones de gran tamaño hayan sido gatilladas por terremotos corticales que de subducción, ya que éstas se encontrarían inmediatamente sobre estructuras en donde se alcanzan PGA máximos de 0,7g. En nuestro caso, la remoción submarina se encuentra inmediatamente sobre la FPY, por lo que es más plausible que un sismo cortical en el SFM haya gatillado el deslizamiento; no obstante, debido a la incertidumbre, esta propuesta queda abierta a la discusión.

De acuerdo con Abel (1974) la remoción submarina de Punta Yayes sería catalogada como un mega-deslizamiento, término usado para designar a deslizamientos con un volumen  $>10^6$  m<sup>3</sup>. La presencia de este mega-deslizamiento no sería algo fuera de lo común para la zona, ya que el pie del talud de ~1000 m de altura correspondiente al GECNC, presenta una gran distribución de mega-deslizamientos entre Iquique y Antofagasta (Mather *et al.*, 2014; Farias, 2017). Mather *et al.* (2014) establecen que la presencia de estos mega-deslizamientos a lo largo de la costa del norte de Chile son gatillados por grandes terremotos de subducción. De acuerdo a las fórmulas empíricas propuestas por Malamuda *et al.* (2004), habría una relación directa entre el volumen de las remociones y la magnitud del terremoto, en donde remociones con volúmenes  $>10^9$  m<sup>3</sup> serían gatillados por terremotos entre  $M_w 8,0$  a  $M_w >9,0$ .

Para lograr dimensionar el tamaño y las implicancias que podría haber generado este mega-deslizamiento submarino, lo podemos comparar con algunos connotados eventos de remoción gatillados por sismos en el último tiempo. Por ejemplo, el terremoto de fallamiento cortical transcurrente de  $M_w 7,5$  que afectó en 2018 a la ciudad de Palú en la isla Sulawesi, Indonesia, generó un tsunami con una altura máxima observable de 7 m (10 m de altura según modelos; Pakoksung *et al.*, 2019), el cual fue gatillado por una serie de remociones submarinas que, en su conjunto, correspondieron a  $97,66 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de material removido (Pakoksung *et al.*, 2019), lo cual equivale a un volumen 3 órdenes de magnitud menor al volumen correspondiente al deslizamiento submarino presente en el área de estudio. Por otro lado, la superficie del deslizamiento submarino presente en el área de estudio es casi 7 veces más grande que toda la superficie de material removido durante el terremoto cortical  $M_w 6,2$  que afectó a Aysén en 2007 (Sepúlveda *et al.*, 2010), en donde la remociones subaéreas generaron un tsunami de 5-10 m de altura (Naranjo *et al.*, 2009). Es así como a través de evidencia empírica se puede advertir que la remoción presente frente a Punta Yayes corresponde a un mega-deslizamiento de importancia, el cual podría haber generado un tsunami de importancia en las costas colindantes al área de estudio.

Por otro lado, en la Bahía Mejillones, el substrato Holoceno presenta varias zonas con depósitos que presentan estructuras caóticas en sus reflectores que se interpretan como *slumps*, en los que destaca un gran *slump* localizado en la parte central de ésta, y cercano a la FM (**Figura 57**). Los *slumps* o también denominados sismitas cuando se observan en afloramientos, se deben a la licuefacción que ocurre a partir de cierto tipo de material granular presente en condiciones especiales. La licuefacción consiste en una pérdida repentina de la resistencia al corte de un suelo granular (o cohesivo en algunos casos especiales) en condiciones no drenadas (saturado en agua), que pueden ocurrir por pequeños cambios de los esfuerzos de corte inducidos por vibraciones del terreno, generalmente asociadas con sismos, generándose un despegue de las capas

superficiales deformadas y tendiendo a fluir con un gradiente mínimo ( $1-2^\circ$ ) de la superficie (Lara y Sepúlveda, 2008). Esta pérdida de resistencia lleva a que momentáneamente el suelo alcance la consistencia de un fluido pesado y que se originen grandes deformaciones. Las arenas finas limpias y las arenas limosas que contienen menos de 10% de finos son las más susceptibles a la licuefacción porque su tendencia al estado suelto y al mismo tiempo la baja permeabilidad que presentan impide el drenaje durante las vibraciones del terreno (Lara y Sepúlveda, 2008). Este tipo de materiales, propensos a la licuefacción, se encuentran presentes en gran parte del fondo marino y sustrato de la Bahía Mejillones. Esto último se ha determinado gracias a la obtención de testigos de sedimento del fondo marino en dicha bahía (Vargas *et al.*, 2005, 2011b).

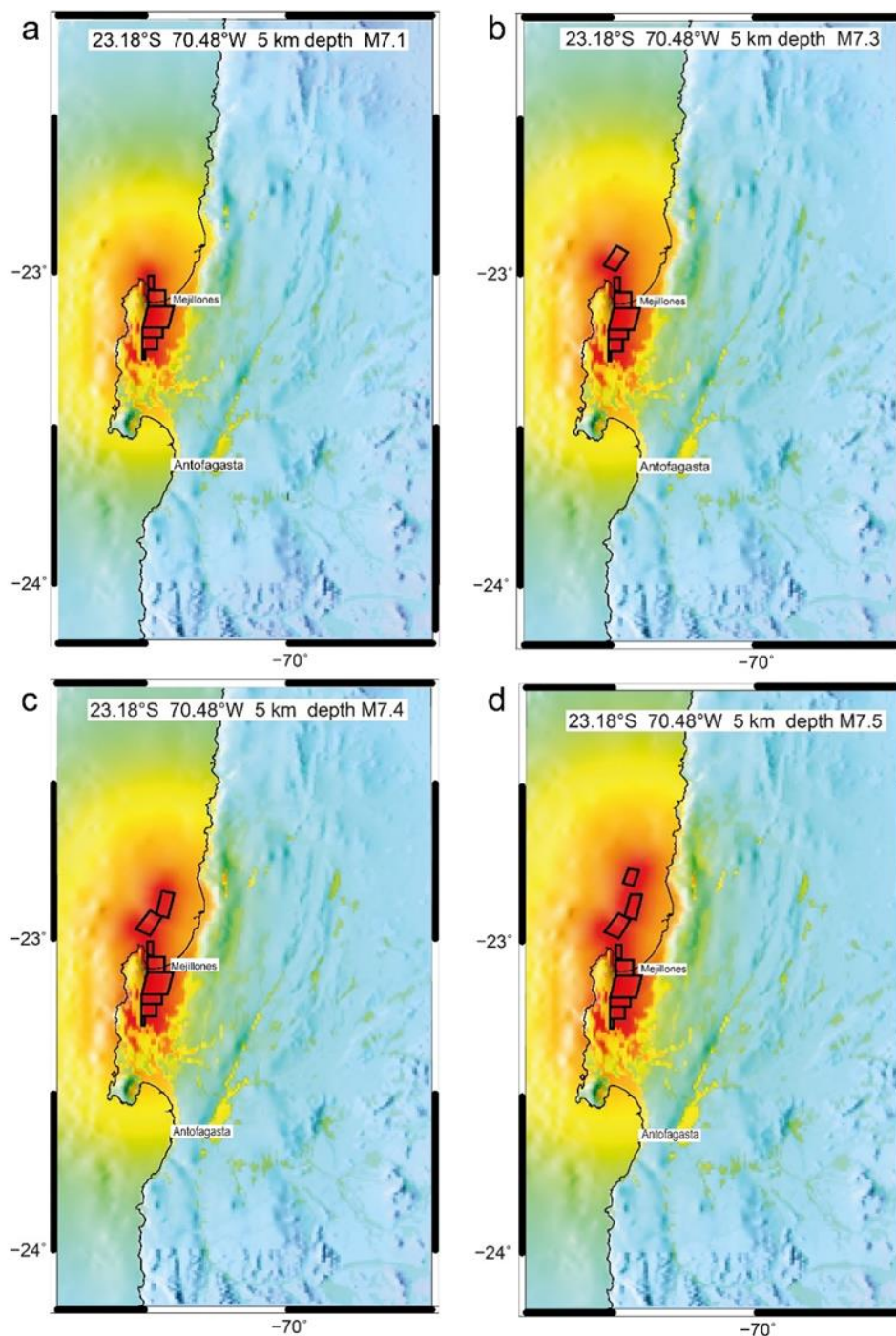
Al igual como se discutió referente a la fuente sísmica que habría gatillado al deslizamiento submarino ubicado más al norte, surge la incógnita de si estos *slumps*, especialmente el de mayor tamaño, pudieron ser resultados de un sismo en la FM y/o terremotos de subducción. No obstante, en el caso de las licuefacciones, dilucidar la probable fuente sismogénica responsable de la generación del slump es un poco menos complejo que al hacerlo con una remoción. Por lo general, la licuefacción ocurre dentro de las zonas epicentrales del terremoto (Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993). Esto se debe a que la licuefacción es controlada por la amplitud de la onda, usualmente el PGA, y la duración o número de ciclos del movimiento (Green y Bommer, 2019). A partir de esto último, es factible asegurar que a mayor frecuencia de las ondas sísmicas es más probable generar procesos de licuefacción.

El gran depósito de *slump* presente en el centro de la Bahía Mejillones (perfil 1125-01; **Figura 57**) tiene una edad obtenida mediante el método de datación de radiocarbono de  $2,4 \pm 0,8$  ka cal BP (Vargas *et al.*, 2011b), y un volumen aproximado de  $6,05 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (Becerra, 2007). Es muy probable que este gran *slump* haya sido gatillado por un terremoto en la FM, en donde para ser gatillado sólo bastaría que se activara el segmento FM, ya que las aceleraciones del suelo que se alcanzan serían más que suficientes (**Figura 73a**) para poner en marcha una deformación de tal tamaño que afecte a las capas del sustrato. Además, la edad de este gran depósito de *slump* podría estar en dentro del rango de edad del último evento ( $M_w \sim 7,0$ ) que tuvo la FM hace  $3,3 \pm 0,3$  ka (Cortés *et al.*, 2012). Si la FM es capaz de generar grandes *slumps* como éste debido a su proximidad con la estructura, entonces una pregunta que nos podemos hacer es: ¿son los *slumps* de tamaño más pequeños el reflejo de eventos más pequeños que ha generado la FM?, o ¿son producto de aceleraciones sísmicas menores generadas por terremotos de subducción? La generación de licuefacción, y por consiguiente de *slumps*, se ha reportado a partir de sismos de magnitud 4,5, aunque es más común que ocurran a partir de sismos de magnitud 5,0 (Green y Bommer, 2019), por lo que no se podría descartar que los *slumps* más pequeños sean consecuencia de sismos pequeños que ocurren en la FM, los cuales no son capaces de generar ruptura en superficie. No obstante, estudios sismológicos revelan que la FM no ha registrado ningún sismo dentro de un periodo de dos años (Pastén *et al.*, 2018), algo que sí puede evidenciarse en fallas como la Falla San Ramón, en el frente cordillerano de Santiago (Amiratti *et al.*, 2019). Con esto, se plantea que quizás la FM es una estructura que acumula energía y la libera durante grandes eventos, y por esta razón no sea capaz de generar sismos más pequeños. La idea de que la presencia de *slumps* más pequeños sean un resultado de terremotos de subducción, se podría evidenciar mediante uno de los varios depósitos de *slumps* más pequeños (equivalente a un 3% del tamaño del gran depósito de *slump*) que se observan

en el sustrato de la Bahía Mejillones, el cual tiene una edad radiocarbono de 1754–1789 CE (Vargas *et al.*, 2005). Este *slump* de edad histórica, probablemente podría estar relacionado con el terremoto de subducción de 1768  $M_s > 7,7$  que afectó a la zona norte de la PM (Comte y Pardo, 1991). Además, la presencia de depósitos de slump más pequeños en la Bahía Mejillones se han asociado al terremoto de 1877 (Vargas *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b). Es por esto que el tamaño de los slump estaría ligado a la cercanía con la fuente sísmica, frecuencia y PGA que generan las ondas sísmicas al atravesar el sustrato de la bahía, estaría asociado a un terremoto en la FM tal como se ha sugerido antes (Vargas *et al.*, 2011b).

De acuerdo con los mapas de aceleración (Figura 61), la FM es un objeto geológico activo (Vargas *et al.*, 2005; Vargas *et al.*, 2011b, Cortés *et al.*, 2012) con un alto potencial de riesgo sísmico debido a los altos valores de PGA esperado para los peores escenarios. Además, estas fallas normales localizadas en la plataforma continental podrían verse afectadas por los cambios en el estrés de Coulomb provocado por grandes terremotos de subducción (Cortés-Aranda *et al.*, 2015), siendo justamente el área de estudio el límite sur del gap sísmico del terremoto  $M_w \sim 8,8$  de 1877. Caso cercano y puntual se tiene con la secuencia sísmica de  $M_w 7,0$  ocurrida en la Falla Pichilemu el año 2010, días después del evento principal  $M_w 8,8$  del Maule y gatillado por éste (Farías *et al.*, 2011; Aron *et al.*, 2013), la cual ocurrió en el límite norte de la ruptura. La activación de fallas de intraplaca, ubicadas en márgenes activos, inmediatamente después de la ocurrencia de grandes terremotos de subducción, se ha evidenciado empíricamente a partir de los últimos grandes eventos ocurridos en el planeta, como lo fueron los terremotos  $M_w 9,3$  Sumatra-Andaman de 2004 y  $M_w 9,0$  Tohoku-Okii de 2011.

Por último, y como se discutió anteriormente, el acortamiento en la base de la corteza superior gatillado por los terremotos de subducción que rompen debajo de la península, aumentaría el esfuerzo vertical ( $\sigma_1$ ) y disminuirían el horizontal ( $\sigma_3$ ) para esta zona, siendo este el proceso de primer orden que cargaría al SFM durante el largo plazo.



Percepción	No sensible	Débil	Suave	Moderado	Fuerte	Muy Fuerte	Severo	Violento	Extremo
Daño Potencial	Ninguno	Ninguno	Ninguno	Muy poco	Poco	Moderado	Moderado a Alto	Alto	Muy Alto
Acel Max (%g)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
Vel Max (cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
Intensidad Instrumental	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Figura 73. Los mapas de aceleración sísmica horizontal del suelo muestran las distintas intensidades esperadas para el área de estudio a partir de los peores escenarios propuestos. a) Terremoto de magnitud  $M_w7,1$  para el segmento Falla Mejillones. b) Terremoto de magnitud  $M_w7,3$  para la activación de los segmentos Falla Mejillones y primer ramal submarino. c) Terremoto de magnitud  $M_w7,4$  para la activación de la Falla Mejillones y dos ramales submarinos. d) Terremoto de magnitud  $M_w7,5$  para la activación de la Falla Mejillones y todos los ramales submarinos. Para el último modelo no se consideró la activación del segmento Falla Punta Yayas.

## 9.2.2 Bibliografía

- Abel, G. 1974. Berggürtze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Título para optar al grado de doctor, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Universität Karlsruhe, München.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., & Yáñez, G. 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1–16. doi:10.1029/2012JB009339.
- Allmendinger, R. y González, G. 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93–110.
- Ammirati, J.-B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F. & Ruiz, S. 2019. The crustal seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): Implications for regional tectonics and seismic hazard in the Santiago area. *Bulletin of the Seismological Society of America* 109 (5), 1985–1999. doi: 10.1785/0120190082.
- Arndt, J., Bartel, T., Scheuber, E. & Schilling, F. 1997. Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile. *Tectonophysics* 271 (1–2), 75–88. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00218-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00218-1).
- Becerra, C. 2007. Estratigrafía sísmica y sismotectónica de la Bahía de Mejillones (23° S). Memoria para optar al grado título de geólogo (inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, 154 p.
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., y Ponce, L. 1994. Determination of the seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International* 116, 553–561.
- Cortés, J., Marquardt, C., González, G., Wilke, H.-G., & Marinovic, N. 2007. Cartas Mejillones y Península de Mejillones. Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, escala 1:100.000, N° 103–104, 58 p.
- Cortés-Aranda, J.; González, G.; Remy, D. & Martinod, J. 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: from geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics* 639, 118–131.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D. & Bataille, K. 2011. Land-Level Changes Produced by the M<sub>w</sub> 8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science* 329, pp. 916. doi: 10.1126/science.1192094.
- Farías, V. 2017. Remociones en masa asociadas a sismicidad en el norte de Chile: análisis multiescala en distintos ambientes morfotectónicos. Tesis para optar al grado de magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 379 p.



- González, J. 2013. Geología y estructura submarina de la Bahía de Mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°S. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, Antofagasta, Chile, 137 p.
- Green, R.A. y Bommer, J. 2019. What is the smallest earthquake magnitude that needs to be considered in assessing liquefaction hazard? *Earthquake Spectra* 35 (3),1441-1464. <http://dx.doi.org/10.1193/032218EQS064M>.
- Lara, M. & Sepúlveda, S. 2008. Remociones en masa. Apuntes curso GL62c, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 63 p.
- Malamuda, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F. & Reichenbach, P. 2004. Landslides, earthquakes, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 229, 45–59. doi:10.1016/j.epsl.2004.10.018.
- Mather, A., Hartley, A. J. & Griffiths, J. S. 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin. *Earth Planet. Sci Lett.* 388, 249–256.
- Naranjo, J.A., Arenas, M., Clavero, J. & Muñoz, O. 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. *Andean Geology* 36 (1), 137–145.
- Pakoksung, K., Suppasri, A., Imamura, F., Athanasius, C., Omang, A. & Muhari, A. 2019. Simulation of the Submarine Landslide Tsunami on 28 September 2018 in Palu Bay, Sulawesi Island, Indonesia, Using a Two-Layer Model. *Pure Apply Geophysics* 176, 3323–3350. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02235-y>.
- Papadopoulos, G.A. & Lefkopoulos, G. 1993. Magnitude-distance relations for liquefaction in soil 781 from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (3), 925-938.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G. & González, G. 2019. Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology* 46 (1), 32–65. doi: 10.5027/andgeoV46n1-3067.
- Sepúlveda, S.A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A. & Rebolledo, S. 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides* 7, 483–492. doi: 10.1007/s10346-010-0203-2
- Vargas, G., Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes, J. & Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399, 381–398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.031>.
- Vargas, G. *et al.* 2011b. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Andean Geol.* 38, 219–238.

## 9.3 Anexos Capítulo 5

### 9.3.1 Mecanismos que funcionarían a escala local de la Península de Mejillones

A continuación se presentan los mecanismos a escala local que podrían estar contribuyendo, en primer orden, al alzamiento de la PM. Todos ellos con propuestas establecidas a través de estudios anteriores, tanto para el área de estudio, la zona del norte u otras localidades correspondientes al margen continental del país.

#### 9.3.1.1 Estructura hidratada en la placa oceánica

Una posible estructura de orientación NE-SO, correspondiente a un lineamiento magnético (posiblemente una fractura originada en el centro de expansión de la dorsal de Nazca), estaría siendo subductada por debajo de la PM (Maksymowicz, 2015; Pastén-Araya *et al.*, 2018).

Estructuras en la placa oceánica del tipo zonas de fractura son comunes encontrarlas a lo largo de la zona de subducción de Chile, destacando de norte a sur las zonas de falla de: Challenger, Mocha, Valdivia, Chiloé, Guafo, entre otras. En la parte donde se produce la flexura de la placa oceánica producto de la subducción genera una profundización de la litósfera, lo que lleva a que aumento de las presiones y temperaturas, generándose procesos de serpentinización que conllevan la hidratación del manto superior a una temperatura aproximada de 450 °C (Seno y Yamanaka, 1996), generando fluidos que se pueden infiltrar por la corteza oceánica cuando ésta se encuentra fracturada (Contreras-Reyes *et al.*, 2008, 2010). Esto último sería lo que podría estar ocurriendo con la Zona de Fractura Mejillones (MFZ; Maksymowicz, 2015; Pastén-Araya *et al.*, 2018), la cual estaría aportando fluidos al contacto de interplacas inmediatamente debajo de ésta (**Figura 74**; Pastén-Araya *et al.*, 2018). La presencia de una zona hidratada se ha interpretado a partir de una alta densidad de sismicidad (*tremors, repeaters*) concentrada debajo de la parte norte de la PM (Pastén-Araya *et al.*, 2018). Una pregunta que se podría hacer a partir de esto sería: ¿de qué forma la hidratación que estaría ocurriendo en el contacto de interplacas generaría alzamiento en la península? La respuesta a esta pregunta no es sencilla, ya que son escasos los trabajos que intentan relacionar la hidratación del contacto de placas con alzamiento en la corteza continental. No obstante, es de amplio conocimiento que un aumento en la presión de fluidos que se infiltran en la corteza, podrían conducir a que las estructuras presentes en ésta sean más fácil llevarlas a un estado de ruptura, debido a una baja en los esfuerzos principales (principalmente el esfuerzo normal), según los principios mecánicos de Mohr-Columb. Es así como una mayor presencia de fluidos en las estructuras frágiles presentes en la parte basal de la corteza continental, podrían llevar a la activación de estas mediante los esfuerzos compresivos que se generan por la convergencia de la subducción, aumentando el acortamiento basal de la placa continental y, por consiguiente, un aumento en la extensión vertical de ésta, debido a un mayor aporte de fluidos desde esta zona de fractura localizada en la placa oceánica.

Esta hipótesis podría explicar el acortamiento basal y deformación vertical tanto por terremotos de subducción como por deslizamiento asísmico, siempre y cuando la zona hidratada del *slab* se encuentre dentro de un dominio condicionalmente estable. El

alzamiento acelerado se podría explicar por una entrada continua de la MFZ al continente, a medida que avanza la subducción. No obstante, existen algunas observaciones que no quedan del todo claras:

- 1) Si se considera una tasa de convergencia de 65 mm/a, la MFZ tendría que haber comenzado a entrar al margen continental hace aproximadamente 1,3 Ma atrás. Si suponemos que los efectos de hidratación en el contacto de interplacas hubiesen empezado a manifestarse en el alzamiento acelerado de la PM, hace 200 ka atrás, la MFZ se habría encontrado 13 km hacia el oeste del Morro Mejillones. Los resultados indican que el alzamiento comenzó de forma relevante hace 200 ka, aunque entre 800 y 400 ka se estimaron cambios graduales en el alzamiento, con pequeñas aceleraciones. Por otro lado, la PM ha experimentado alzamiento al menos desde hace 3 Ma (Marquardt, 2005), mucho antes de que la MFZ siquiera estuviese cerca de la fosa tectónica frente al área de estudio, por lo que esta estructura sólo podría explicar la aceleración en el alzamiento, pero no el alzamiento en sí y la presencia de la PM.
- 2) Como la MFZ es una estructura de orientación NE-SO (**Figura 74**), ha estado entrando al margen continental desde el norte hacia el sur, pero no se observa ninguna evidencia de anomalías batimétricas submarinas hacia el norte, entre Arica y Punta Yayas (Geersen *et al.*, 2018; Maksymowicz *et al.*, 2018), que tengan extensiones siquiera mínimas a las que se reportaron para la parte sumergida de la plataforma marina de la PM (ver **Capítulo 4**).

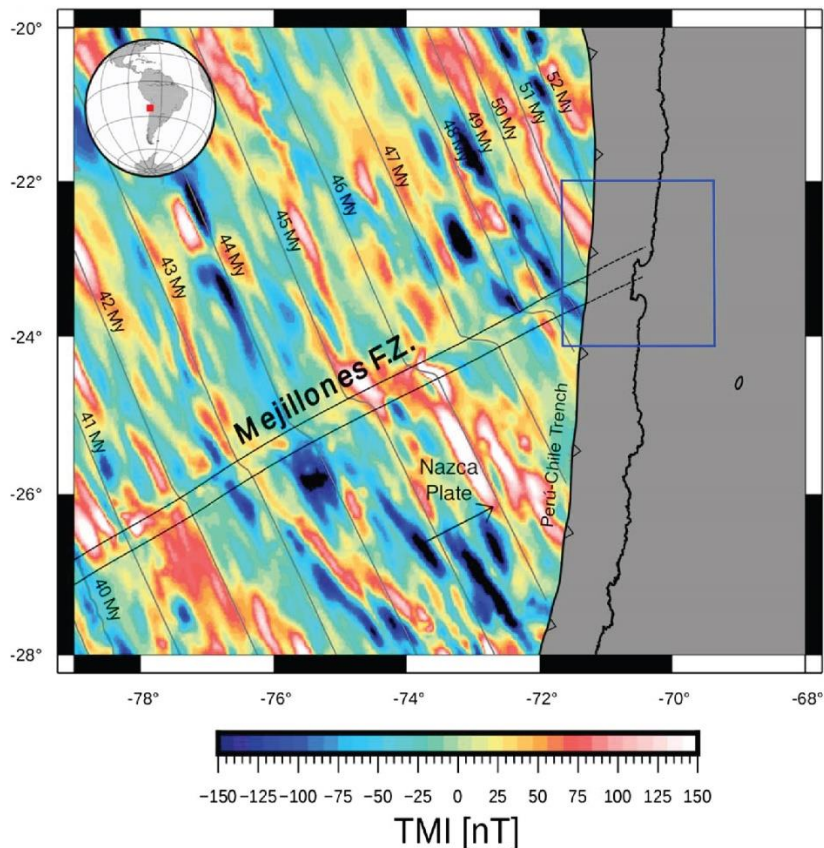


Figura 74. MFZ, la cual se encontraría actualmente debajo de la parte norte de la PM (modificado de Pastén-Araya *et al.*, 2018)

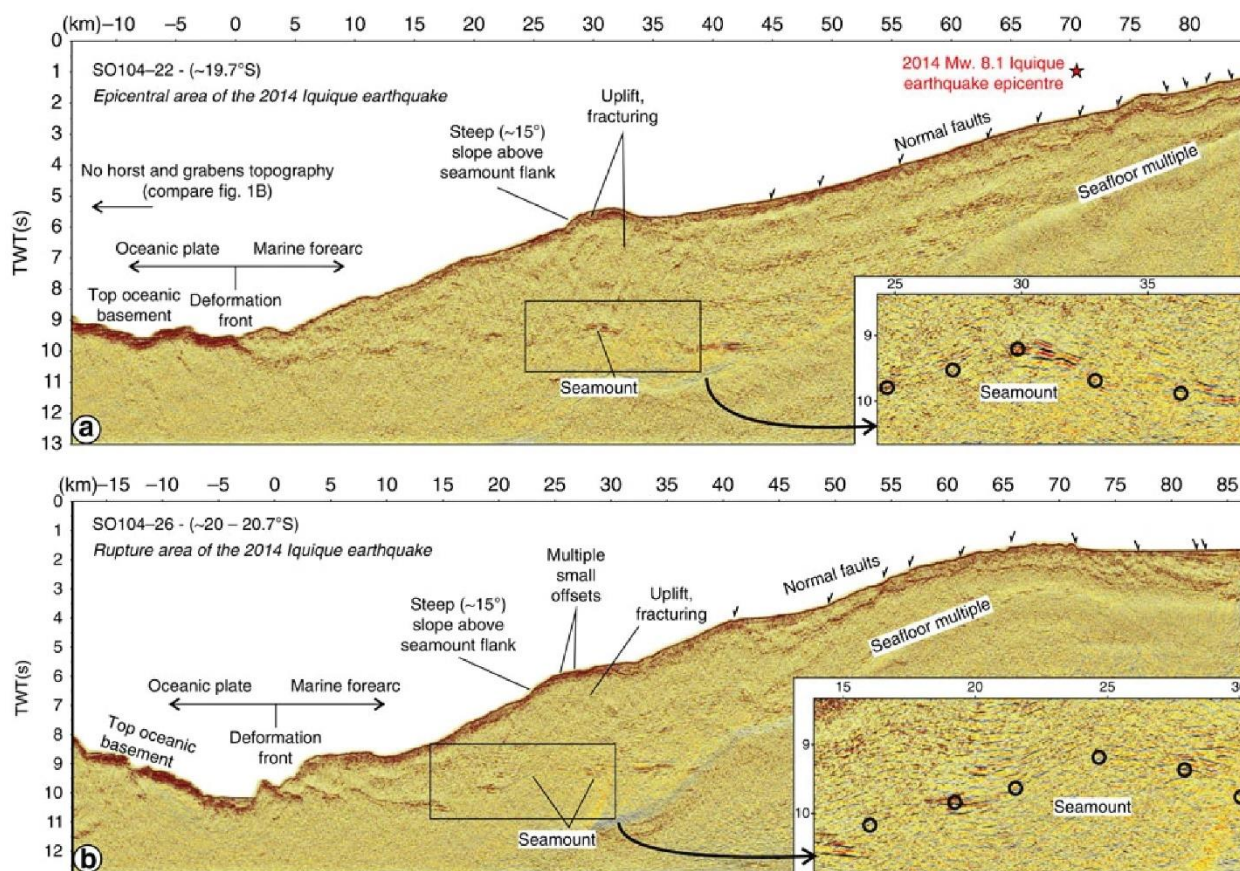
Es así como la MFZ, en el caso de ser una estructura que contribuye al alzamiento costero, no sería la responsable de construir relieve como un factor de primer orden, sino a acelerar dicho proceso al encontrarse en su camino con morfoestructuras, como la PM. Por lo tanto, esta hipótesis se considera como probable.

#### 9.3.1.2 Subducción de anomalías batimétricas: montes submarinos (*seamounts*)

La presencia de anomalías batimétricas, como dorsales oceánicas o *ridge* volcánicos, que son subductadas en márgenes activos, es algo que se ha reportado en varias zonas de subducción del planeta. En nuestro país el Ridge de Juan Fernández (JFR) se caracteriza por ser una cadena volcánica submarina inactiva de 850 km de largo que actualmente se está subductando a los 32,1°S. Trabajos como los de Le Roux *et al.* (2005) han indicado que el paso del JFR, a partir de los 12 Ma, ha dejado en el registro estratigráfico señales de subsidencia y alzamiento, de 125 y 60 m, respectivamente, a lo largo de la costa del norte de Chile (entre los 26°–33 °S). El alzamiento generado por este tipo de *ridge* serían una consecuencia de una mayor buoyancia que estas estructuras generan en la placa oceánica que subducta debajo de la placa continental, generando deformación en esta última (Le Roux *et al.*, 2005). Más hacia el norte tenemos el Ridge de Iquique, el cual subducta a la altura de la ciudad de Iquique y que, debido a su extensión y orientación NE-SO, abarca una zona del margen continental más extensa que el JFR. La investigación de Gerseen *et al.* (2015) propone que en el terremoto de  $M_w 8,2$  de Iquique, ocurrido en el año 2014, los límites sur y occidental de la ruptura se detuvieron en zonas en donde había presencia de varios *seamounts* (**Figura 75**). Una alta presencia de estas protuberancias de la corteza oceánica no es de extrañar, ya que el área de ruptura del terremoto de Iquique se encuentra en medio de la zona en donde subducta el Ridge de Iquique (**Figura 75**). En los perfiles de reflexión sísmica de este último trabajo, se observan protuberancias convexas en el *decollement* del contacto de interplacas que, proyectadas su presencia en profundidad hacia superficie, concuerdan con la ocurrencia de altos batimétricos, los cuales indicarían la manifestación superficial de una deformación vertical debido al paso del *seamount* a medida que se subduce; aunque esta deformación es solo apreciable en la parte inferior del talud continental (**Figura 75**), ya que posiblemente el *seamount* es denudado en gran parte durante su trayecto a mayores profundidades debido a la alta fricción que ocurre en una zona de erosión tectónica (Scholz y Small, 1997; Tréhu *et al.*, 2012).

En la PM pensar que el alzamiento se podría deber al paso de un *seamount*, es una idea totalmente factible. Al igual que la estructura hidratada vista más arriba, a medida que el *seamount* al subducirse se acerca cada vez más hacia la península, éste podría ir generando un efecto de aceleración del alzamiento. No obstante, varios trabajos indican que la presencia de *seamounts* aumentaría el acoplamiento de las placas, debido a que una gran irregularidad en el *slab* contribuiría a un aumento en el coeficiente fricción basal (Scholz y Small, 1997; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Tréhu *et al.*, 2012), caso que debajo de la península no ocurriría por encontrarse parcialmente desacoplada (Delouis *et al.*, 1997; Pritchard y Simons, 2006; Chlieh *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013; Metois *et al.*, 2013; Saillard *et al.*, 2017). Además, en la batimetría frente a la fosa tectónica de la PM, no se observa ninguna cadena submarina ni altos batimétricos de importancia, como si los hay presentes en el JFR y el Ridge de Iquique; esto último se corrobora a través de perfiles de reflexión sísmica obtenidos costa afuera de la península (von Huene y Ranero, 2003; Sallares y Ranero,

2005), en los cuales no se observa ninguna perturbación geométrica en el *décollement* y deformación de la superficie del margen continental, que indique la presencia o paso de algún *seamount*. Por lo tanto, esta hipótesis se considera como poco plausible; aunque en estricto rigor no podría ser del todo descartada, al no poderse corroborar fehacientemente que una posible cadena de *seamounts* se encuentre actualmente debajo de la PM.



**Figura 75. Seamounts subductando costa afuera de Iquique, los cuales habrían contenido la propagación de la ruptura sísmica del Iquique de 2014, según Gerseen *et al.* (2015).**

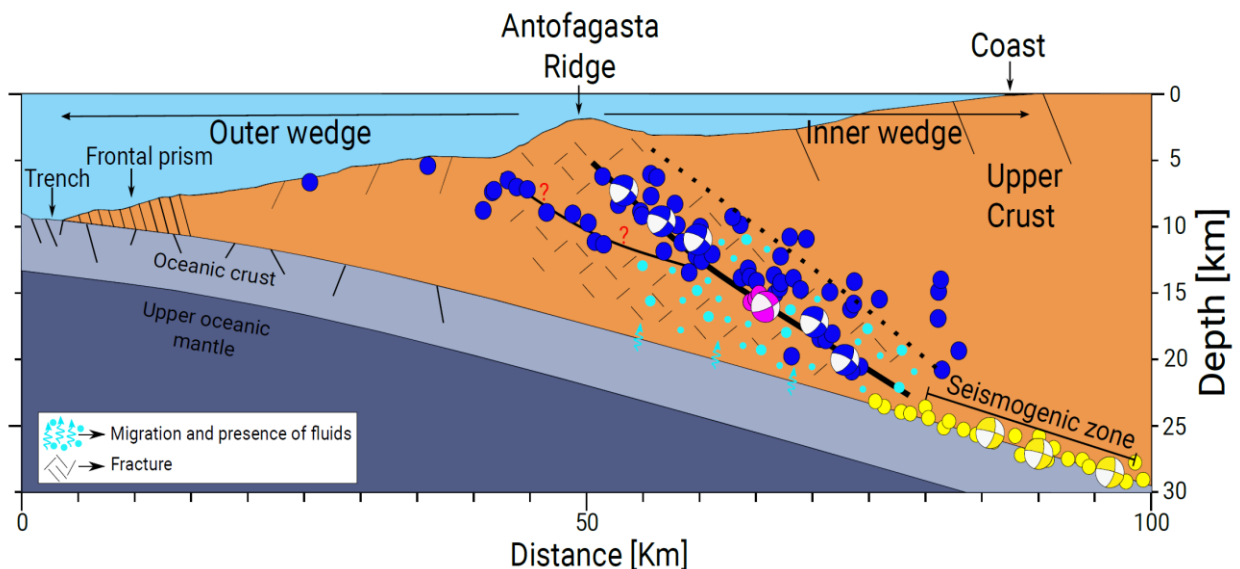
### 9.3.1.3 Presencia de una falla fuera de secuencia (*splay fault*) costa afuera de la Península de Mejillones

La ocurrencia de fallas de sobrescurrimiento fuera de secuencia (*splay faults*) en los márgenes continentales de zonas de subducción es común encontrarlas en la parte del talud inferior, especialmente en presencia de cuñas acrecionarias (Wang y Hu, 2006; Collot *et al.*, 2008; Conin *et al.*, 2012; Mousopoulou *et al.*, 2016). La generación de *splay faults* tiene relación con la teoría de la cuña de Coulomb. Cuando el coeficiente de fricción basal disminuye, los ejes principales de esfuerzo se verticalizan, generándose fallas normales; al contrario, al aumentar el coeficiente de fricción basal, los ejes de esfuerzo normal tienden a subhorizontalizarse, siendo la cuña continental más propensa a generar fallas inversas, más cuando el coeficiente de fricción interna de la cuña es menor a la basal (Wang y Hu, 2006).



La deformación vertical costera de largo plazo asociado al movimiento de *splay faults*, podría ser un factor importante en la construcción de relieve (Mousopolou *et al.*, 2016). Por ejemplo, en algunos trabajos realizados la Isla Santa María, caracterizada por alzamiento durante el Cuaternario tardío, estaría siendo alzada por fallas inversas presentes en profundidad, evidenciado a través de la interpretación de perfiles sísmicos de dicha investigación (Melnick *et al.*, 2009; Jara-Muñoz *et al.*, 2017). En cambio, la PM se caracteriza por presentar únicamente fallas normales tanto costa adentro como costa afuera; además, el norte de Chile se encontraría dentro del grupo de cuñas de Coulomb no-acrecionarias (erosivas) sometidas a un régimen inestable extensional (Lallemant *et al.*, 1994). No obstante, en ciertas cuñas de Coulomb es posible encontrar zonas de régimen extensional superficiales sobre *splay faults* cuando el coeficiente de fricción del *décollement* es inferior a 0,15, cuando la *splay fault* se encuentra inactiva, y el de la *splay fault* es menor a 0,22 cuando ésta se encuentra activa (Conin *et al.*, 2012).

Si bien en los perfiles de reflexión sísmica realizados costa afuera de la península no se reconocen estructuras tipo *splay faults* en la parte media y superior del margen continental (von Huene y Ranero, 2003; Sallares y Ranero, 2005), así como tampoco se reconocen en los trabajos realizados al norte de la península (Gerseen *et al.*, 2018; Maksymowicz *et al.*, 2018), la investigación de Pastén-Araya *et al.* (2020) reconocen, a a partir de datos sísmico y modelo tomográfico, la presencia de una *splay fault* al sur de la PM, costa afuera de la ciudad de Antofagasta (**Figura 76**). La *splay fault* reconocida por Pastén-Araya *et al.* (2020) se encontraría en la parte media del talud, correlacionándose en superficie con la presencia de un alto batimétrico denominado Ridge de Antofagasta (**Figura 76**). La hipótesis de que esta *splay fault* continúe hacia el norte y se posicione costa afuera de la península, se propuso en el trabajo de Fuenzalida *et al.* (2013), quienes a partir de la relocalización y distribución de las réplicas del terremoto de Tocopilla de 2007, determinan la posible presencia de esta estructura.



**Figura 76.** *Splay fault* localizada costa afuera de Antofagasta, reportada por Pastén-Araya *et al.* (2020).

Si bien estas *splay faults* contribuirían al alzamiento y construcción de relieve en la costa, y también podrían estar controlando la generación de un alzamiento acelerado, si se ve desde un punto de vista que las *splay fault* presentarían tasas de deslizamientos

transientes y aleatorias durante el largo plazo (Mosoupolou *et al.*, 2016), trabajos como los de Bejar-Pizarro *et al.* (2013) indicarían que las réplicas mayores ( $M_w$ 6,3 y 6,8) ocurridas en la base de la splay fault habrían subido la parte más occidental de la península unos pocos milímetros, pero el resto de la península habría bajado en igual orden de magnitud. Esto último se debería a que la posible *splay fault* se encontraría muy costa afuera de la península, y para generar un efecto de alzamiento debería encontrarse inmediatamente debajo de ésta. Es así como a partir de esto, se descarta que, de existir una *splay fault* costa afuera de la PM, sea ésta la responsable de un alzamiento en el largo plazo de toda el área de estudio. No descartándose que esta posible estructura pueda ser una manifestación de la acomodación que genera la presencia de una costa más cercana a la fosa, y también la particularidad de poder ser una estructura heredada que podría ser una respuesta a un cambio de *stress* de Coulomb que generaría la ruptura de terremotos con hipocentros más profundos, como los de Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007.

### 9.3.2 Mecanismos que funcionarían a escala regional en el norte de Chile

Los mecanismos que se discuten a continuación generarían un efecto de alzamiento acelerado, gatillado por terremotos, de forma regional a lo largo y gran parte de la costa del norte de Chile. Los mecanismos de escala regional serían más complejos de explicar que los que actúan a escala local, debido a que en la costa del norte de Chile no se tienen suficientes datos geológicos y geofísicos que constriñan a cabalidad la sismotectónica y estructura presente a lo largo de todo el margen continental de la macrozona norte. Es por esto, que estos mecanismos podrían tener una sobreinterpretación algo mayor que lo visto para los mecanismos locales, debido a que a gran escala, necesariamente, se extrapolan los datos y resultados obtenidos de localidades que se encuentran a distancias de varias decenas o cientos de kilómetros de separación.

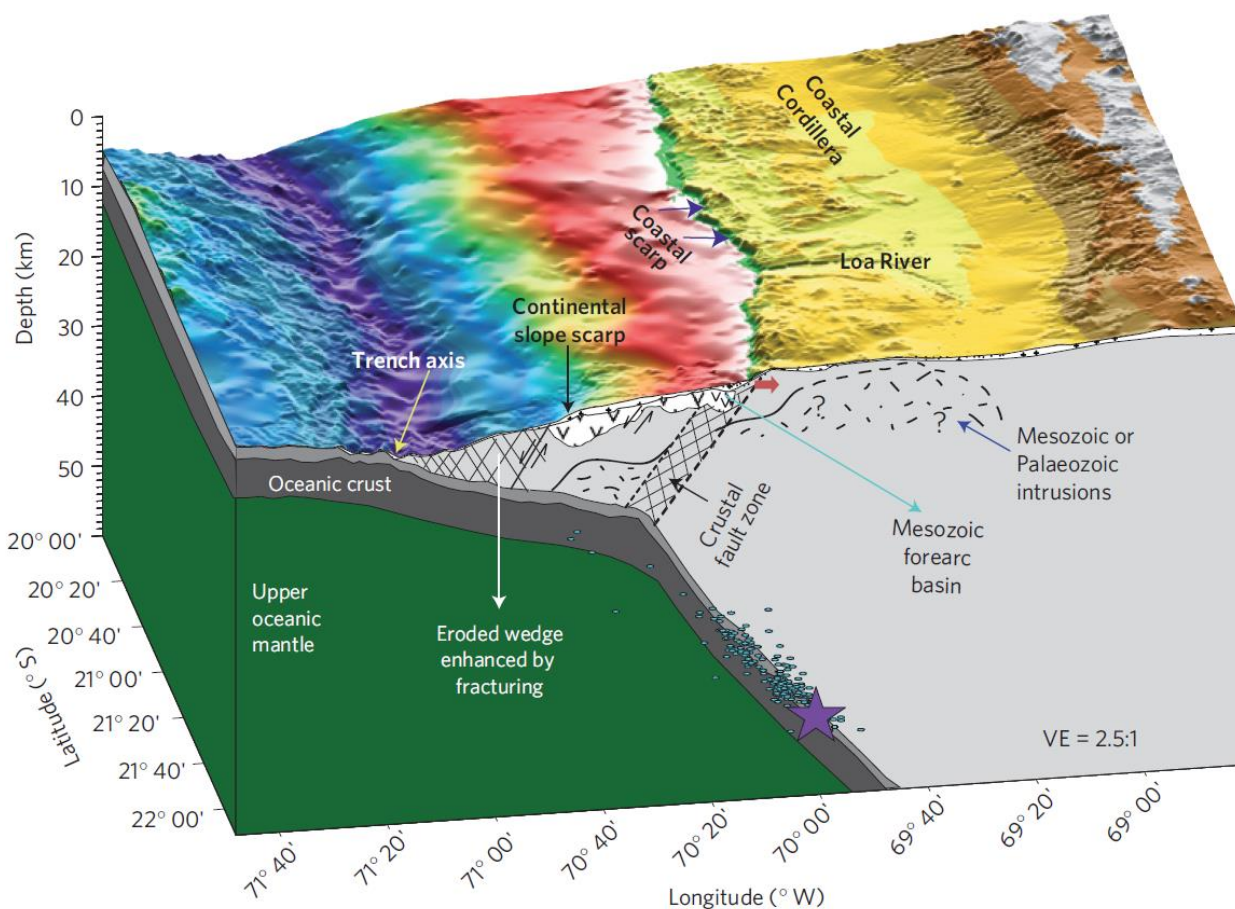
#### 9.3.2.1 Cambio en el ángulo de subducción

Estudios, como el de Contreras-Reyes *et al.* (2012), a partir de la interpretación de perfiles tomográficos, proponen que en el norte de Chile, a la longitud de la línea de costa, ocurriría un aumento en el ángulo de subducción, el cual pasaría de 10 a 22° de inclinación hacia el este. El perfil tomográfico más representativo de este estudio se encuentra a la latitud de la ciudad de Tocopilla, ubicada a unos 75 km al norte del área de estudio (**Figura 77**). Lo interesante es que este cambio en el ángulo de subducción marcaría el límite de una importante estructura (falla normal) que atravesaría toda la corteza continental, la cual acomodaría la placa cabalagante que se encuentra sobre este importante punto de inflexión del *slab*. Un cambio de ángulo del *slab* podría deberse a varios factores que incluyen: cambio de la velocidad de convergencia, edad de la placa oceánica, presencia de dorsales o *seamounts*, mayor flujo en la cuña astenosférica, entre otros. Algunas investigaciones han propuesto que el cambio de ángulo en la placa oceánica subductada podría estar indicando el inicio de la eclogitización en la parte de la corteza (Bostock *et al.*, 2002).

La hipótesis de un aumento en el ángulo de subducción se considera atractiva a partir de los resultados obtenidos en esta tesis doctoral, ya que explicaría la presencia de una gran falla normal que podría corresponder a la Falla Punta Yayas, la cual sería un



segmento de una megafalla que controlaría el límite entre el alzamiento y subsidencia de dos grandes bloques tectónicos (**Figura 77**), modelando la evolución del GECNC en el norte de Chile, entre Arica y Taltal. Como el límite de la inflexión se encontraría inmediatamente debajo de la línea de costa, la única forma de explicar un alzamiento acelerado en el tiempo sería mediante la mayor ocurrencia de terremotos profundos tipo Tocopilla 2007, que estarían generando deformación permanente debajo de la Cordillera de la Costa, como podría ser una somerización del Moho continental (Melnick, 2016). No obstante, mediante datos sísmicos y perfiles tomográficos (Fuenzalida *et al.*, 2013; Pastén-Araya *et al.*, 2018), no se observa ningún indicio que indique un cambio en el ángulo de subducción debajo de la PM. Estos últimos datos son relevantes para determinar que, de existir un cambio regional en el ángulo de subducción, éste no abarcaría la totalidad del norte de Chile, generándose, quizás, un *gap* en la inflexión de la placa subductante a la latitud de la península. Por lo tanto, lo expuesto anteriormente permite dejar a esta hipótesis como poco probable.



**Figura 77.** Quiebre en el ángulo de subducción con mega-falla normal asociada a la evolución del GECNC, según Contreras-Reyes *et al.* (2012).

### 9.3.2.2 Distribución espacio-temporal aleatoria de terremotos al largo plazo (clusters)

Como se dijo al comienzo de este capítulo: los terremotos serían los gatillantes del alzamiento que ha afectado a la PM durante el Cuaternario. Por lo tanto, los terremotos podrían actuar en conjunto con cualquiera de los mecanismos propuestos y por proponer dentro de este apartado de posibles factores que controlan el alzamiento acelerado. La

ocurrencia de terremotos a lo largo del tiempo se puede ver desde dos miradas: determinística y probabilística, en donde la primera se ajusta a la ocurrencia de grandes eventos que ocurren en intervalos de tiempo con relativa periodicidad en su recurrencia, y la segunda que se ajusta a partir de los catálogos sísmicos con registro instrumental histórico. La ley de Gutenberg-Richter determina que la frecuencia sísmica acumulada será mayor con sismos de baja magnitud, y a medida que la magnitud de los sismos aumenta su frecuencia sísmica acumulada disminuye, lo que denota su fractalidad y auto-similaridad (Scholz, 2002; Udías y Buforn, 2018). Por lo general, la ley de Gutenberg-Richter es más o menos lineal, pero en ciertas regiones del planeta con terremotos de magnitudes mayores a 8,0, ésta se vuelve no-lineal; esto se explica porque el tamaño de grandes terremotos que rompen un segmento completo estarán subestimados por el tamaño de la extrapolación de la distribución de tamaños de los terremotos pequeños dentro del mismo segmento (Wesnousky *et al.*, 1983; Singh *et al.*, 1983; Schwartz y Coppersmith, 1984; Davinson y Scholz, 1985; Stirling *et al.*, 1996; en Scholz, 2002).

La discusión de si los sismos ocurren en *clusters* espacio-temporales empezó a tomar relevancia después del terremoto de Tohoku-Okii de  $M_w 9,0$  en 2011. La ocurrencia de una concentración de megaterremotos ( $M_w \sim 9,0$ ) dentro de un corto periodo de tiempo, entre los años 2004 y 2011 CE, podría ser comparable a la que ocurrió entre los años 1952 y 1964 CE. Para tiempos con registro instrumental, estudios han determinado que este tipo de *clusters* ligados a megaterremotos corresponderían a una distribución debida a procesos completamente aleatorios (Michael, 2011). A escala de miles de años, la paleosismología realizada en la costa y fondo submarino de la zona de subducción de Cascadia, ha generado un registro de 10 mil años de megaterremotos, en donde se observan *clusters* a escala de miles de años, pero en cada uno de ellos no se observa una recurrencia periódica entre la ocurrencia de cada terremoto (Goldfinger *et al.*, 2013). Es así como a partir de esto último surge la siguiente pregunta: dada la fractalidad y auto-similaridad de los terremotos, ¿es posible que ocurran *clusters* aleatorios de grandes terremotos a escala de decenas o cientos de miles de años?

En los trabajos de Mousoupoulou *et al.* (2015, 2016) aborda en algo una posible respuesta a esta pregunta. En su investigación atribuyen las variaciones temporales de alzamiento costero a *splay faults* en zonas de subducción, las cuales estarían controladas por los efectos estocásticos de *clusters* de terremotos. Es así como las tasas de alzamiento aceleradas observadas durante el Holoceno, probablemente reflejarían un *cluster* temporal de grandes terremotos. En la investigación de Mousoupoulou *et al.* (2016) la posición de paleocordones litorales y modelos numéricos 2D sugieren tasas de alzamiento transients a escala global en márgenes de subducción ocurren en rangos  $<20$  ka, fenómeno que no puede fácilmente ser conectado con procesos a la escala de límite de placas como cambios en las tasas de convergencia, acreción basal de sedimentos o descarga isostática, por lo que las tasas de alzamiento transiente se explicarían mejor por *cluster* temporales de terremotos de gran magnitud en fallas inversas presentes en la placa continental, gatillados por rupturas no periódicas en la interfaz de subducción.

En la investigación de Mousoupoulou *et al.* (2016) se descartan mecanismos a escala regional de contacto de placas, debido a que la señal transiente analizada por ellos es muy pequeña ( $<20$  ka), pero la que nosotros observamos en la PM es un orden de magnitud mayor ( $\sim 200$  ka o más), y más que ser transiente, se ha ido acelerando en el tiempo. Por lo tanto, ciertos procesos a la escala de contacto de placas no se pueden

descartar. Por otro lado, consteñir la ocurrencia de clusters de grandes terremotos todavía se encuentra en discusión, y debido a las características fractales de los terremotos, la ocurrencia por grupos de forma aleatoria y espacio-temporal, no puede ser descartada. Si bien los *clusters* de terremotos, de estar ocurriendo a lo largo del tiempo geológico, son aleatorios, esta aleatoriedad debería estar necesariamente dependiendo de procesos externos que controlan la mecánica de la ruptura de los terremotos a lo largo del tiempo y espacio, por lo que de estar ocurriendo un *cluster* de terremotos a escala milenial durante el Cuaternario dentro del área de estudio, estos deberían estar sucediendo sincrónicamente con alguno de los otros mecanismos probables que se han propuesto y se van a proponer a continuación.

### 9.3.2.3 Mayor acoplamiento entre las placas tectónicas

Si se ve de manera bastante simple, un mayor acoplamiento se podría pensar como una mayor transferencia de deformación hacia la corteza continental, manifestándose como un arqueamiento de ésta en la costa, pero la realidad es mucho más compleja que eso. Un aumento en el acoplamiento de las placas, en el largo plazo, aumentaría el acortamiento de la corteza superior, incrementando el relieve en la superficie; por otro lado, una disminución del acoplamiento reduciría la eficiencia en la acortamiento cortical (Oncken *et al.*, 2006). Las condiciones de hiper-aridez y bajas tasas de acortamiento, tienen el potencial de prevenir el flujo sedimentario significativo hacia la fosa tectónica, lo que mantendría un alto esfuerzo friccional en la interfaz de las placas (Oncken *et al.*, 2006). Evidencias de periodos de acortamiento y extensión afectando a la corteza superior se han reportando a lo largo de la historia Andina, mediante las diferentes fases de contracción tectónica. Pero una contradicción parece haber ocurrido en los Andes Centrales (15°–25°S) durante el Eoceno medio a el Mioceno temprano; mientras en el resto de los Andes se observan evidencias de condiciones neutras a extensionales afectando regiones de ante y trasarco, las regiones de los Andes Centrales experimentaron acortamiento de trasarco con extensión del antearco localizada (Horton, 2018). Este acortamiento se ha interpretado como una subducción de bajo ángulo y/o mayor topografía que han impulsado un acoplamiento de las placas (Horton, 2018). Cambios temporales y espaciales en el régimen tectónico a lo largo de los Andes y otros márgenes convergentes pueden relacionarse a variaciones en el grado de acoplamiento como primer orden en cambios relacionados a la convergencia de las placas, y como segundo orden a ciclos regionales de somerización y profundización del *slab* (Horton, 2018).

Otro factor importante que puede explicar una mayor deformación en los Andes Centrales, en comparación por ejemplo con los Andes del Sur, es qué tan fácil de deformar será la corteza de una región y otra comparando sus espesores elásticos ( $T_e$ ). De acuerdo a la investigación de Tassara y Yáñez (2003) el orógeno de los Andes Centrales (15°–33,5°S) presenta valores de  $T_e < 10$  km, junto con un espesor cortical mayor a 60 km; en contraste, en el eje de la Cordillera patagónica (39°–47°S)  $T_e > 35$  km y espesor cortical  $< 40$  km. Según este mismo trabajo, a lo largo de la Cordillera Principal,  $T_e$  aumenta gradualmente de norte a sur en correlación con la disminución en igual sentido de la elevación topográfica y del espesor cortical. Los bajos valores de espesor elástico en el eje de los Andes Centrales sugieren que la corteza bajo el orógeno presentaría un grueso sector medio-inferior de comportamiento dúctil que desacopla mecánicamente las capas resistentes de la corteza superior y manto litosférico. Para un

alto flujo calórico como el reportado en los segmentos Altiplano y Puna, el manto soporta *stress* muy bajos y la resistencia de la litósfera se concentra en la corteza superior. Por el contrario, los altos valores de  $T_e$  junto con el bajo espesor cortical presentes en el eje de la Cordillera Patagónica implican que en este segmento la corteza y manto litosférico se encuentran mecánicamente acoplados, absorbiendo el esfuerzo impuesto como una sola capa de comportamiento elástico (Tassara y Yáñez, 2003). Valores de  $T_e$  inferiores a 10 km en el orógeno de los Andes Centrales pueden ser explicados sólo si su corteza posee una composición cortical rica en cuarzo; mientras que valores mayores que 35 km al sur de los 39°S requieren una corteza dominada por plagioclasa (Tassara y Yáñez, 2003). Como consecuencia de este hecho y de la alta rigidez global del segmento de la Cordillera Patagónica, en el antepaís no existe deformación compresiva que acorte y engruese la resistente corteza. Así, la orogenia de este segmento queda restringida al alzamiento producido por la absorción de la componente paralela a la convergencia en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Tassara y Yáñez, 2003). La disminución norte-sur de la tasa de deformación en los Andes Centrales se condice tanto con la disminución del ancho del orógeno como con la reducción de la capacidad de absorber acortamiento (Tassara y Yáñez, 2003).

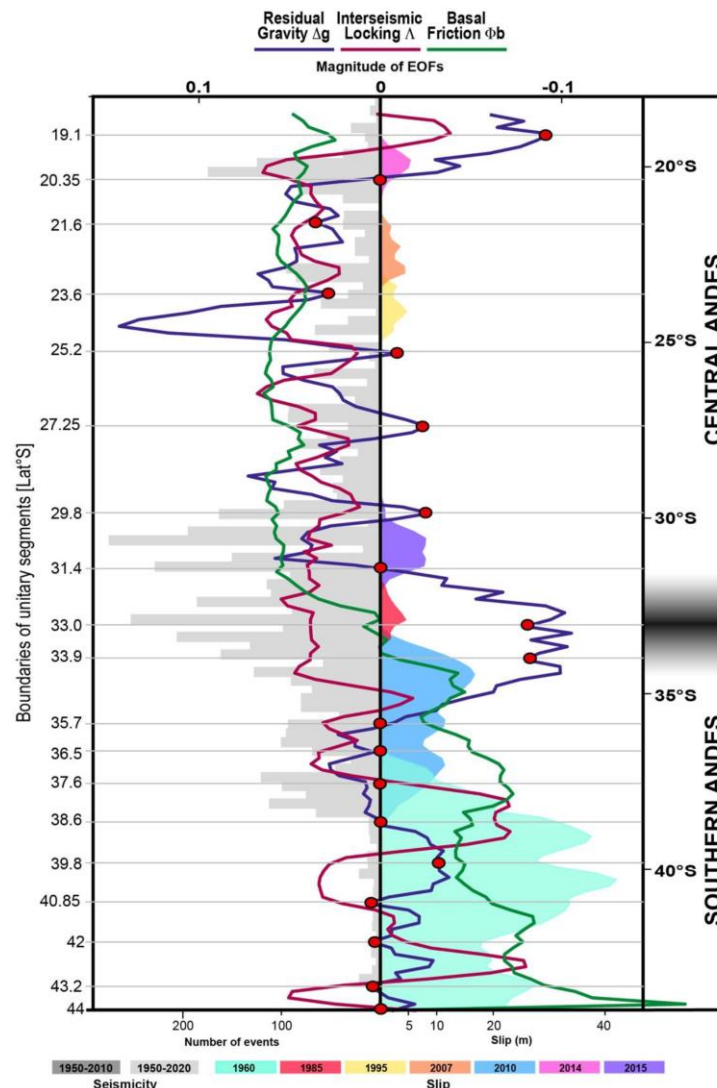


Figura 78. Diferencias entre la gravedad residual, acoplamiento y fricción basal entre el segmento tectónico de los Andes Centrales y del Sur, según Molina *et al.* (2021).

En el trabajo de Dielfolder *et al.* (2020) se propone que las cadenas montañosas se encuentran cercanas a la “fuerza de equilibrio” y que sus elevaciones estarían primeramente controladas por la fuerza de cizalle del *megathrust*, y no por factores climáticos, como se ha discutido para la región de los Andes Centrales. Detallan que la erosión no es capaz de superar a los procesos tectónicos e isotáticos que mantienen los márgenes convergentes cerca de la “fuerza de equilibrio”, porque la corteza superior es efectivamente débil, lo que concordaría con la investigación de Tassara y Yáñez (2003). Dielfolder *et al.* (2020) establecen que grandes cambios en la altura de las montañas pueden ocurrir sólo en respuesta a modificaciones en el largo plazo de la “fuerza de equilibrio”, como por ejemplo, debido a cambios en el esfuerzo reológico del *megathrust* o el ángulo de subducción. Una de las simulaciones numéricas realizadas por Dielfolder *et al.* (2020), se hicieron a la latitud de la PM (23°S), en donde consideraron que ocurría erosión basal durante el cosísmico; el coeficiente de fricción para el intersísmico a los 23°S es de 0,074, siendo el más alto en comparación con los 0,043 a los 34°S, y de 0,043 a los 36°S. Esto último podría sustentarse mediante el hecho de que en el norte de Chile habría una mayor anomalía gravimétrica residual, mayor acomodamiento y alto coeficiente de fricción, comparado con el sur del país (**Figura 78**; Molina *et al.*, 2021).

Pero si las evidencias correspondientes a la ventana de largo plazo temporal indican que el acomodamiento en el contacto interplacas sería mayor en el norte de Chile, ¿no debería verse una diferencia en la señal de acomodamiento de corto plazo a lo largo de la costa del margen de Chile? En el centro de Chile, a partir de campañas de GPS diferencial, se han determinado velocidades verticales durante el intersísmico en la costa de alrededor de -10 mm/a (-13 mm/a para la Península de Arauco), y cercanas a cero en la Depresión central o la Precordillera (Ruegg *et al.*, 2009). Las estaciones presentes en la costa se han desplazado tierra adentro durante el intersísmico con velocidades cercanas a 35–40 mm/a; mientras las estaciones de los Andes a velocidades entre 10–20 mm/año. El punto más cercano a la fosa tectónica en la zona central de Chile muestra una velocidad en la componente este de  $46 \pm 2,3$  mm/a; por otro lado, el punto más alejado, en los Andes, presenta una velocidad de  $15 \pm 1,3$  mm/a (Ruegg *et al.*, 2009). Comparativamente, ¿cómo son las velocidades GPS en la PM? Según los datos de González-Alfaro *et al.* (2018) las velocidades verticales para el intersísmico se encuentran entre -1,3 y -3,1 mm/año, y las velocidades horizontales hacia el este entre 26 y 36 mm/a. Un poco más al norte, a los 22°S, las velocidades intersísmicas en la costa varían entre 20–30 mm/año (Chlieh *et al.*, 2004), notándose una diferencia con la península, quizás porque esta última se encuentra más cercana a la fosa. Estos valores parecen ser más bajos a los reportados para la zona central del país, lo que podría indicar que esta última se encontraría más acomodada que la zona norte de Chile. Entonces, ¿cómo se explicaría esta incongruencia? En los Andes Centrales, como se vio más arriba, el esfuerzo que se produce en el contacto interplacas se particionaría de forma más fácil hacia la corteza superior, comparado con la región de los Andes del Sur, debido a la presencia de una tercera placa (*sliver*), la cual estaría limitada hacia el oriente por la presencia del *megathrust* subandino (Métis *et al.*, 2016; Chlieh *et al.*, 2011). Además, la corteza continental del norte de Chile absorbería más deformación por ser menos rígida que la del sur (Tassara *et al.*, 2006). Los datos geodésicos del centro de Perú y norte de Chile se ajustan mejor con un modelo de acortamiento de 10 mm/a en el subandino; por lo tanto, la tasa de convergencia en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, en el sur de Perú y norte de Chile, disminuye de 63 mm/a a 53 mm/a. En cambio, los datos geodésicos del norte de Perú se ajustan mejor con una tasa de acortamiento en el

subandino de 4 mm/a (Chlieh *et al.*, 2011). El trabajo de Metois *et al.* (2014), también considera una microplaca (*sliver*) para ajustar las observaciones GPS, lo que se traduciría en una partición de la convergencia tierra adentro. Esto quiere decir, que el acoplamiento estimado para el norte de Chile se subestimaría por la presencia de una megafalla inversa que estaría acomodando parte de la convergencia intersísmica en el subandino, el error asociado a esta subestimación va a depender enormemente de los modelos de acoplamiento que se consideren tanto en el contacto interplacas como en la megafalla presente en el subandino (Chlieh *et al.* 2011; Metois *et al.*, 2014; Shi *et al.*, 2020). Por lo tanto, el *megathrust* de la zona norte podría encontrarse, en el corto plazo y largo plazo, más acoplado que la zona sur del país.

Si bien la deformación vertical y horizontal ejercida sobre la corteza superior del norte de Chile podría ser importante, debido a un fuerte acoplamiento de las placas (**Figura 78**), esto no explicaría el alzamiento de la PM, porque la deformación cortical actualmente se encontraría en la región del subandino y, además, porque durante el intersísmico la PM baja. Por lo tanto, el agrado de acoplamiento de las placas no afectaría el desplazamiento vertical de la península, por ende, este mecanismo se descarta totalmente como una consecuencia de primer orden en el alzamiento.

#### 9.3.2.4 Aumento en la tasa de convergencia de las placas

Un aumento en la tasa de convergencia de las placas sería uno de los posibles mecanismos para explicar el alzamiento acelerado que ha acontecido en la PM, pero esta explicación necesariamente implicaría una escala regional que abarque todo el margen activo de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Un aumento en la tasa de convergencia de las placas llevaría a un aumento de los mecanismos gatillantes del alzamiento (terremotos), lo cual podría explicar la aceleración reportada para el Cuaternario. Pero intentar explicar un aumento en la actividad cuaternaria tardía del contacto de interplacas producto de un aumento en la tasa de convergencia es complejo, ya que la ocurrencia de cambios importantes en las velocidades de movimiento de las placas se observan a escalas de millones de años (**Figura 79**; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Soler y Bonhomme, 1990; Somoza, 1998; Sdrolias y Müller, 2006). Por otro lado, se hace dificultoso poder determinar el cambio en la velocidad de alzamiento necesario para mantener un equilibrio como una respuesta a un cambio en la velocidad de convergencia, debido a que esto dependerá de los mecanismos endógenos que se consideren dentro del *slab*.

Las evidencias muestran que, a escala de millones de años, a partir del Mioceno temprano, la velocidad de convergencia comenzó a disminuir entre 140–150 mm/a a 65 mm/año en la actualidad (**Figura 79**; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Soler y Bonhomme, 1990; Somoza, 1998; Sdrolias y Müller, 2006; en Martinod *et al.*, 2010). Esto es incongruente con la propuesta de un posible aumento en la convergencia de placas para el Cuaternario. No obstante, las ventanas de tiempo que dan cuenta de la disminución de la velocidad de convergencia son de millones años (**Figura 79**), y no tienen resolución para ventanas de tiempo geológicas más pequeñas, como por ejemplo, para una escala de tiempo con un orden de magnitud menor de cientos de miles de años.

Pero en el tiempo geológico reciente, ¿hay evidencias que podrían indicar un posible aumento en la velocidad de convergencia? La única evidencia que se podría utilizar para



inferir un posible aumento en la velocidad de convergencia, correspondería a una aceleración en el alzamiento costero a lo largo de toda la costa del margen occidental de Sudamérica (con variaciones dependiendo de las características tectónicas de cada región) para el Cuaternario (< 200 ka). Evidencias sobre una aceleración en el alzamiento se han reportado en los sectores Isla Santa María, en la Región del Bío Bío, y Pan de Azúcar, en la Región de Atacama (Jara-Muñoz *et al.*, 2015; Izquierdo *et al.*, 2020), los cuales presentan aceleraciones en las tasas de alzamiento dentro de la misma ventana de tiempo y órdenes de magnitud que para el alzamiento obtenido en la PM (González-Alfaro *et al.*, 2018). Como son sólo tres puntos dentro de una zona bastante extensa a lo largo de la costa, sería demasiado aventurado proponer un aumento en la velocidad de convergencia, pero, como por otro lado son 3 puntos muy separados entre sí, también sería muy aventurado descartarlo completamente. Es por esto que este mecanismo se considera probable, el cual también podría interactuar con el resto de mecanismos propuestos (ej. *cluster* de terremotos) y por proponer.

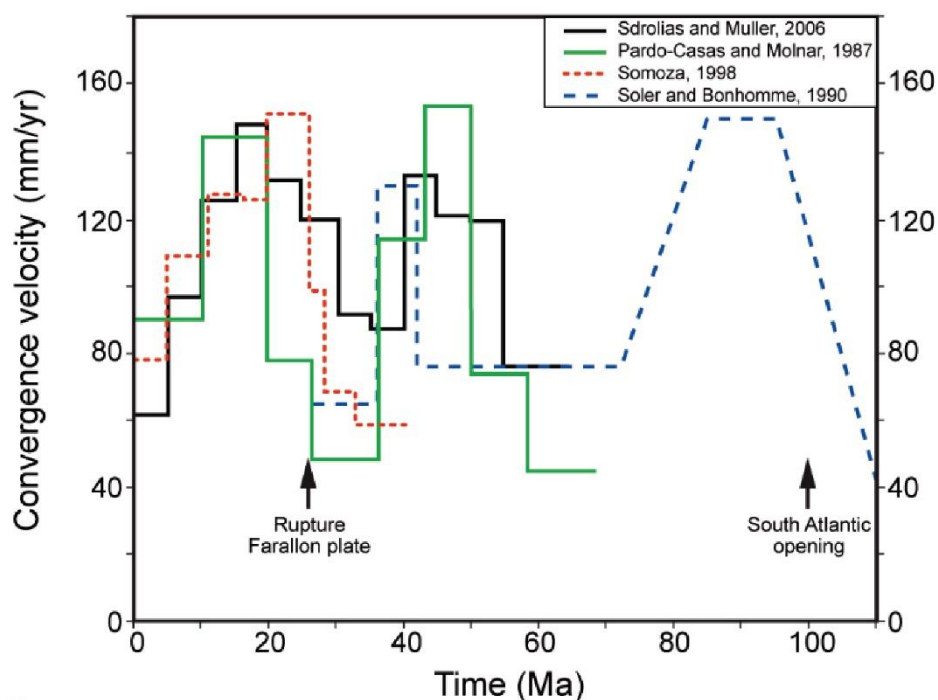


Figura 79. Velocidad de convergencia para los Andes Centrales durante el Cenozoico (modificado de Martinod *et al.*, 2010).

### 9.3.3 Mecanismos que actuarían a escala local y/o regional

A continuación se presentan los posibles mecanismos que podrían estar actuando tanto a escala local como regional, aunque sus implicancias, por lo general, se extienden dentro de una escala regional.

#### 9.3.3.1 Generación de escamas tectónicas (*tectonic slices*) dentro de un dominio sísmogénico condicionalmente estable

Este mecanismo implicaría que escamas tectónicas (*slices*) se despegarían desde las partes superficiales de la corteza oceánica debilitada durante la coexistencia de terremotos

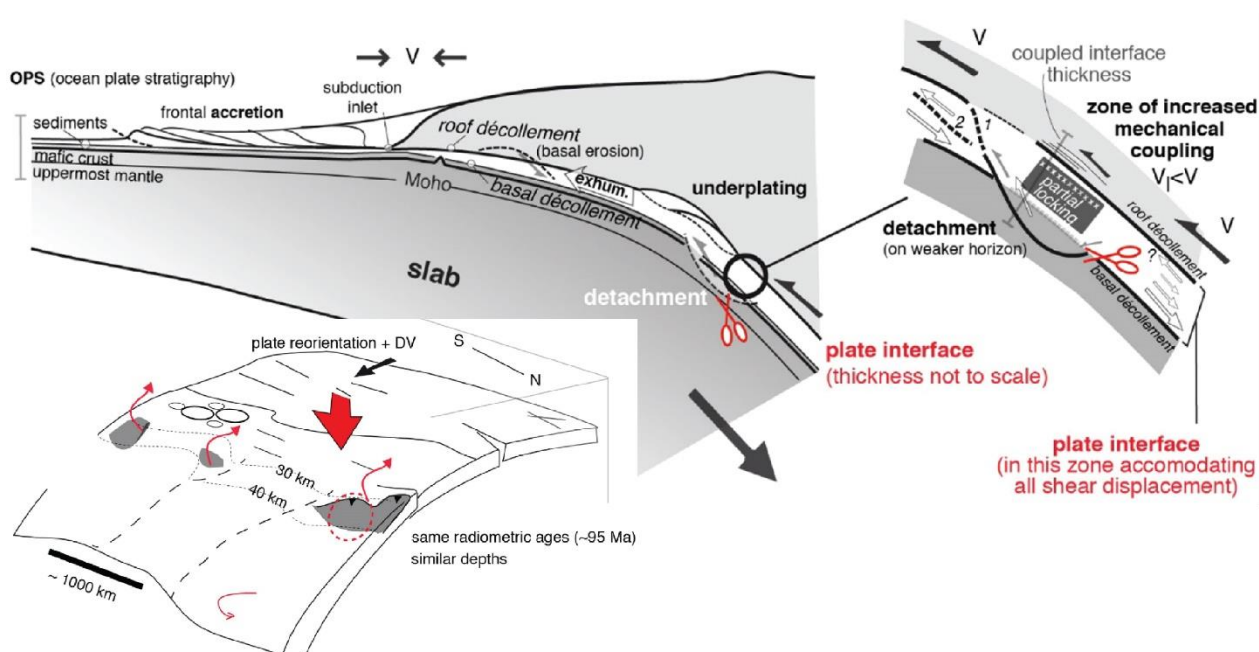
sobre un dominio condicionalmente estable de la zona sismogénica. La evolución del *detachment* de cada nuevo *slice* que se va integrando a los ya apilados durante cada cosísmico, implicaría variaciones al largo plazo dentro de las tasas de alzamiento que se manifiestan en la superficie de la corteza (Menant *et al.*, 2019, 2020).

Cualquier *detachment* que ocurra en el *slab* requiere de la localización del *strain* y un acoplamiento mecánico significativo a través del límite de placas de modo que el *strain* sea transferido en el *slab* (Figura 80; Agard *et al.*, 2018). De acuerdo a Agard *et al.* (2018) el *detachment* que se produce desde el *slab* requiere: 1) al menos una porción parcialmente acoplada de la interfaz de subducción (e.i., zona condicionalmente estable); 2) penetración hacia dentro del *slab* del *décollement* basal a favor de la inclinación de la subducción, pero con un ángulo más pronunciado. Condiciones de enterramiento máximo indican que a profundidades en un rango entre 30–40 km sería un lugar favorable para el *detachment* del material proveniente del *slab* (Figura 80; Agard *et al.*, 2018). Inicialmente la corteza oceánica es más resistente que la cuña mantélica serpentinizada, pero que se vuelve menos resistente con el incremento de la temperatura hasta que alcanza un valor similar a la cuña mantélica más seca (Agard *et al.*, 2018). Esto induce un fuerte y transiente acoplamiento mecánico a lo largo del contacto de interplacas, siendo esto lo que conlleva al *detachment* de fragmentos (“metamórficos aislados”) de la corteza oceánica (Agard *et al.*, 2018). El acoplamiento mecánico sobre todo controlaría el *detachment* de escamas tectónicas desde la corteza oceánica y sería controlado por viscosidades efectivas a través de la interfaz de placas, lo cual dependerá de cambios en las tasas de *strain*, cinemática, ingreso de fluidos y/o tipo de roca (Agard *et al.*, 2018). Despegar un fragmento de la corteza oceánica de 10 km de largo, condicionado por una pequeña irregularidad en el *slab* (Toda *et al.*, 2008; Singh *et al.*, 2012) a 5–10 cm/año requiere ~105 años, lo cual podría ser acomodado por ~1000 terremotos (considerando un evento de  $M_w \sim 8$  con ~1–10 m of deslizamiento cada 100 años, para Chile) (Agard *et al.*, 2018).

De acuerdo a modelos numéricos, las zonas de apilamiento de estas escamas tectónicas (dúplex antiformal) presentan una clara correlación con sectores de alta fricción, en donde el *underplating* tectónico (tanto de escamas tectónicas como acumulación de material erodado) ocurriría (Menant *et al.*, 2019). En efecto, el *underplating* tectónico parece estar siendo condicionado por una zona de transición de bajo a alto *stress* de cizalle en el canal de subducción y, por lo tanto, de una zona de interfaz con presencia de fluidos a seca, lo que resulta considerando diferentes tasas de convergencia, espesor de la placa cabalgante o litósferas oceánicas jóvenes y calientes (Menant *et al.*, 2019). Dominios con un bajo *stress* favorecen el ingreso de fluidos, los cuales, a su vez, potencian debilidades reológicas y, por lo tanto, la disminución del *stress*. Por el contrario, un alto *stress* causaría escape de fluidos, los cuales incrementarían los *stresses* en la interfaz de subducción (Menant *et al.*, 2019). Esto último, no sería incongruente desde un punto de vista mecánico con el alto acoplamiento (alto *stress*) que propone Agard *et al.* (2018) para la generación de *slices* tectónicos, porque para Menant *et al.* (2019), los *slices* también nacen desde zonas altamente acopladas, sólo que la acreción del material despegado se acumula y apila en zonas de bajo *stress*. La consecuencia a largo plazo de este mecanismo auto-soportado sería el crecimiento de cuñas acreccionarias y estructuras tipo dúplex formadas a escalas de decenas de millones de años (Menant *et al.*, 2020). En esta misma línea, el relieve costero generalmente se localiza directamente sobre el contacto de placas ubicado a 30–40 km

de profundidad que, además, concuerda generalmente con la intersección del Moho continental, el cual corresponde a una zona preferencial para el *underplating* tectónico (Basset y Watts, 2015). Después de cada evento de acreción, un periodo de reequilibrio interno de la cuña continental estaría marcado por subsidencia tectónica, lo que es precedido por la teoría de la cuña de Coulomb (Menant *et al.*, 2020). De esta forma, al inicio del modelo numérico de Menant *et al.* (2020), la frecuencia en la señal topográfica se encuentra entre ~20 y ~68 Ma, con una periodicidad de ~2,8 Ma; después de ~68 Ma, la amplitud de los pulsos topográficos cae a ~100 m con tasas de alzamiento y subsidencia 0,5–1 mm/a, y una periodicidad más corta (e.i. ~1,6 Ma). Debido a que esta periodicidad refleja el tiempo necesario para alcanzar un alto *stress* diferencial, suficiente para gatillar escamamiento tectónico, un régimen de subducción rápido promovería una sucesión más rápida de eventos de *underplating* tectónico (Menant *et al.*, 2020).

Debido a que este mecanismo puede comprender un ciclo completo con variaciones entre subsidencia y alzamiento para una ventana de 1,6 Ma, y necesita de diferencias de *stress* y acoplamiento, es que podría ser un candidato para explicar las observaciones y resultados obtenidos en la PM. Por lo tanto, se considera un mecanismo probable.



**Figura 80.** Despegue de escamas tectónicas desde el techo de la corteza oceánica, proceso que sería favorecido por la mecánica imperante dentro de una zona condicionalmente estable cercana al Moho continental (modificado de Agard *et al.*, 2018).

### 9.3.3.2 Erosión tectónica en una cuña de Coulomb,

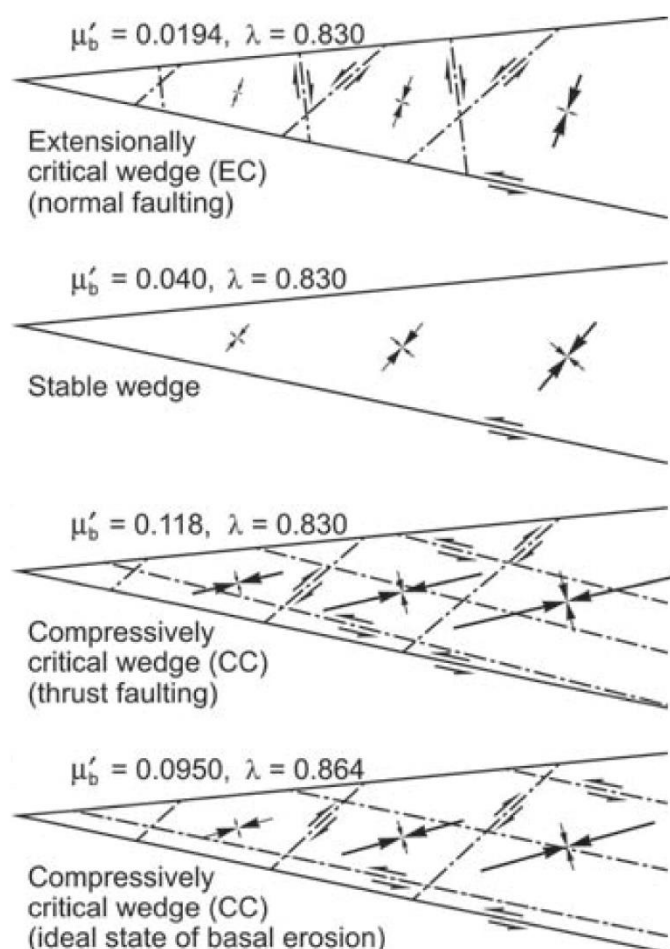
En cuñas de márgenes continentales que presentan *décollements* con altos coeficientes de fricción basal, como sería el caso para el norte de Chile, tienden a generar cuñas con un ángulo cónico grande ( $\alpha + \beta$ ), encontrándose dentro de un aparente régimen supercrítico, el cual se encuentra por sobre el ángulo de equilibrio de una cuña de Coulomb (Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1994; Tan *et al.*, 2012). En Chile, los ángulos cónicos más grandes del margen continental se observan costa afuera de

grandes peninsulas como: Mejillones, Arauco y Taitao (Maksymowicz, 2015). La erosión tectónica frontal y basal puede generar que la remoción de material aumente la pendiente de la superficie del talud, y con ello mayor ocurrencia de procesos de extensión y colapso (Lallemand *et al.*, 1994). Los principales controles en el ángulo de la cuña continental ( $\alpha+\beta$ ) son el coeficiente de fricción sobre el contacto interplacas y el ángulo de fricción interna de la cuña continental (Lallemand *et al.*, 1994). Los modelos de cuña crítica predicen que el acortamiento de una cuña subcrítica causaría deformación interna que haría aumentar la pendiente de la superficie, lo cual generaría alcanzar una cuña crítica en equilibrio; en contraste, el acortamiento de una cuña supercrítica podría causar un rápido avance del frente de deformación o colapso extensional en la parte superior de la cuña, en donde cualquiera de los dos harían bajar la pendiente de la superficie hasta alcanzar una cuña crítica (Davis *et al.*, 1983; Platt, 1986).

Una alta presión de fluidos hace a la cuña continental más débil, de modo que un fallamiento compresivo puede ocurrir a bajos coeficientes de fricción basal; un aumento cosísmico en la presión de fluidos puede proporcionar además la condición para la erosión basal (Wang y Hu, 2006). El estado de erosión basal requeriría no solo de un alto coeficiente de fricción basal, sino también una alta presión de fluidos. En una zona sismogénica, la caída del *stress* de cizalle asume un valor de coeficiente de fricción basal igual a cero que cae a cero, o sea, una cuña en estado de extensión (Wang y Hu, 2006). Para el norte de Chile, un estado de erosión basal ocurriría a una presión de fluidos de 0,84 y coeficiente de fricción basal 0,09, valores que se alcanzarían durante grandes terremotos de subducción (Wang y Hu, 2006). No obstante, Wang *et al.* (2010) determinan que en zonas de subducción la erosión tectónica basal representa un estado mecánico cercano al ideal, en donde el coeficiente de fricción basal es muy cercano al valor del coeficiente de fricción interna (**Figura 81**), lo que requiere una o ambas condiciones: 1) una falla relativamente resistente; y 2) un material relativamente débil presente en la cuña continental, particularmente, el material presente en las cercanías del *megathrust*. La idea de una cuña continental debilitada en su base por una elevada presión de fluidos ha sido acogida para explicar la erosión tectónica basal (von Huene y Ranero, 2003; von Huene *et al.*, 2004; Sállares y Ranero, 2005; Wang y Hu, 2006; Ranero *et al.*, 2008). Sin embargo, una presión de fluidos a parte de debilitar la base de la corteza continental, además debilitaría la interfaz de placas, lo que no facilitaría la erosión basal (Wang *et al.*, 2010). En el norte de Chile la erosión tectónica sería efectiva, lo que implicaría una tasa neta de pérdida de material del margen continental  $<13 \text{ km}^3/\text{myr}/\text{km}$ , valor que se asume a partir de  $<35 \text{ km}$  de retroceso de la fosa tectónica desde los 20 Ma (von Huene and Ranero, 2003; Clift y Harley, 2007).

Para la cuña continental frente a la PM, los coeficientes de fricción basales corresponden a 0,0194 (presión de fluidos 0,83; cuña extensional crítica), 0,04 (presión de fluidos 0,83; cuña estable; sólo se genera deformación elástica), 0,118 (presión de fluidos 0,83; cuña compresional crítica) y 0,095 (presión de fluidos 0,864), siendo esta última ideal para generar erosión tectónica basal (Wang *et al.*, 2010). Por lo tanto, la aparente cuña supercrítica frente a la PM correspondería a una cuña subcrítica contraccional que colapsa superficialmente bajo su propio peso, y no debe confundirse con una cuña supercrítica extensional con presencia de fallamiento normal que atraviesa toda la corteza del margen continental hasta el *slab* (Wang *et al.*, 2010). Maksymowicz (2015) también considera presiones de fluidos cercanas a 0,8, ya que esos valores explicarían un coeficiente de fricción basal entre 0,05 a 0,19, valores muy parecidos a la

cuña compressional crítica y de erosión tectónica basal según Wang *et al.* (2010), siendo los valores de coeficiente de fricción basal de 0,14 y presión de fluidos de 0,8, para la PM, lo que produce fallas normales de alto ángulo, y además es representativo para un estilo de deformación general hacia el norte de los 33°S (Maksymowicz, 2015). La diferencia fundamental entre Wang *et al.* (2010) y Maksymowicz (2015), es que este último sugiere que la erosión tectónica basal podría ser un proceso caracterizado por un coeficiente de fricción basal bajo (Maksymowicz, 2015). Por otro lado, Schurr *et al.* (2012) proponen que para una cuña de Coulomb, en la PM, durante el cosísmico hay extensión e intersísmico compresión (dominio condicionalmente estable), pero según nuestros resultados geodésicos, ocurriría todo lo contrario. Schurr *et al.* (2012) argumenta que si bien el terremoto de Tocopilla 2007 alzó la península, este alzamiento se debería recuperar totalmente al finalizar el ciclo sísmico; este alzamiento cosísmico sería una señal de corto plazo que no se vería reflejado en el largo plazo. Esto último no se condice con los datos geodésicos y geológicos obtenidos por González-Alfaro *et al.* (2018), tanto para el corto como para el largo plazo.



**Figura 81.** Durante el ciclo sísmico la cuña puede actuar de forma compresional o extensional. La erosión tectónica sería efectiva cuando la cuña es compresiva y, en la base de la corteza continental, se generan fallas inversas paralelas al *decollement* y/o tipo *splay faults* (los dos modelos inferiores de la figura). Posteriormente, el material de la base de la corteza se despegaría durante los terremotos de subducción (modificado de Wang *et al.*, 2010).

Es así como una cuña subcrítica explicaría el colapso o subsidencia costa afuera de la península por flujo lateral debido a la inestabilidad del talud que genera una cuña

crecida en altura (visto en el **Capítulo 4**), en conjunto con la erosión tectónica basal producida por fallamiento inverso que despega material de la base de la corteza continental (**Figura 81**). El material erodado se acumularía como *underplating* tectónico cerca del límite con el moho continental, el cual se encontraría a ~40 km de profundidad, lo cual concuerda con la posición en superficie de la línea de costa (Cliff y Harley, 2007; Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2013). Esto último, además podría en cierto grado explicar el alzamiento acelerado mediante una mayor producción de terremotos, los cuales acomodarían una mayor cantidad de material cuando se presenta una mayor actividad sísmica en el *slab*. Por lo tanto, este mecanismo se considera probable.

En resumen, los mecanismos más probables de primer orden que podrían estar acelerando el alzamiento de la PM durante el Cuaternario serían tanto locales como regionales: subducción de una estructura hidratada, distribución aleatoria de *cluster* de terremotos, aumento en la convergencia de placas, despegue de escamas tectónicas desde el *slab* y material erodado a partir de una cuña de Coulomb. De estos, se elige el o los mecanismos más plausibles dentro de un contexto de alzamiento acelerado local o regional, de acuerdo a las recientes evidencias geológicas reportadas para la costa del norte de Chile (ver **Capítulo 5**).

#### 9.3.4 Bibliografía

- Agard, P., Plunder, A., Angiboust, S., Bonnet, G. y Ruha, J. 2018. The subduction plate interface: rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos* 320–321, 537–566. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.029>.
- Bassett, D. y Watts, A.B. 2015. Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 2. Interrelationships between fore-arc structure and seismogenic behavior. *Geochemistry, Geophysics Geosystems* 16, 1541–1576. doi: 10.1002/2014GC005685.
- Béjar-Pizarro, M. et al. 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience* 6, 462–467.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S. y Peacock, S. M. 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature* 417, 536–538.
- Chlieh, M., De Chabaliér, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. y Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158, 695–711. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Boundoux, F., Gabalda, G. y Bonvalot, S. 2011. Intersesimic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 116, B12405. <https://doi.org/10.1029/2010JB008166>.
- Cliff, P. D. y Hartley A. J. 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology* 35, 503–506.



- Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. y Marcaillou, B. 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research* 113, B12102. doi:10.1029/2008JB005691.
- Conin, M., Henry, P., Godard, V. y Bourlange, S. 2012. Splay fault slip in a subduction margin, a new model of evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 341–344, 170–175. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.003>.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R. y Reichert, C. 2008. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore southern Arauco Peninsula, Chile at  $\sim 38^\circ$  S. *Journal of Geophysical Research* 113, B07303. doi:10.1029/2007JB005569.
- Contreras-Reyes, E. y Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone. *Physics and Earth Planetary International* 186, 49–58. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C. y Díaz-Naveas, J. 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters* 41. doi: 10.1002/2013GL058729.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz-Paredes, J., Becerra, J., Kopp, H., Christian, A., Reichert, C., Maksymowicz, A. y Arriagada, C. 2015. Structure and tectonics of the central Chilean margin ( $31^\circ$ - $33^\circ$ S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1093/gji/ggv309.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88 (B2), 1153-1172.
- Davison, F. Y Scholz, C. H. 1985. Frequency-moment distribution of earthquakes in the Aleutian arc: A test of the characteristic earthquake model. *Bulletin of Seismological Society of America* 75, 1349–1362.
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J. P., Ponce, L., Kausel, E., Cisternas, A. 1997. The  $M_w = 8.0$  antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 427–445.
- Dielfolder, A., Hetzel, R. Y Oncken, O. 2020. Megathrust shear force controls mountain height at convergence plate margins. *Nature* 582, 225–229. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2340-7>
- Fuenzalida, A.; Schurr, B.; Lancieri, M.; Sobiesiak, M. y Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile). *Geophysical Journal International* 207, 1216–1228.
- Geersen, J., Ranero, C.R., Barckhausen, U. y Reichert, C. 2015. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area.

*Nature Communications* 6, 8267. <https://doi.org/10.1038/ncomms9267>.

- Geersen, J., Ranero, C. R., Kopp, H., Behrmann, J. H., Lange, D., Klauke, I., Barrientos, S., Diaz-Naveas, J., Barckhausen, U. y Reichert, C. 2018. Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture? *Earth and Planetary Science Letters* 489, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.030>.
- Goldfinger, C., Ikeda, Y., Yeats, R. S. y Ren, J. 2013. Superearthquakes and supercycles. *Seismological Research Letters* 84, 24–32 (2013). doi: <https://doi.org/10.1785/0220110135>.
- González-Alfaro, J. Vargas, G., Ortlieb, L., González, G., Ruiz, S., Báez, J. C., Magloire-Yogo, M., Caquineau, S., Álvarez, G., Del Campo, F. y Del Río, I. 2018. Abrupt increase in coastal uplift and earthquake rate since ~40 ka in the northern Chile seismic gap in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 502, 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.043>.
- Horton, B. K. 2018. Tectonic regimes of the Central and Southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics* 37, 4002–429. <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>.
- Izquierdo, T., Carrasco, G., Rodríguez, J., Ruiz, F. y Abad, M. 2020. Geomorfología y evolución geológica reciente del litoral del Parque Nacional Pan de Azúcar (norte de Chile). *Geogaceta* 67, 111–114.
- Jara-Muñoz, J. y Melnick, D., 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quaternary Research* 83 (1), 216–228. <http://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.10.002>.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B. y Strecker, M. R. 2017. Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned Pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122, 4529–4558. doi:10.1002/2016JB013339.
- Lallemand, S.E., Schnürle, P. y Malavieille, J. 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research* 99 (B6), 12033–12055.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., et al. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 83–98. doi:10.1016/j.jsames.2003.11.003.
- Marquardt, C. 2005. Deformations néogènes le long de la côte nord du Chili (23°-27° S), avant-arc des Andes centraux. These pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Toulouse III (inédito).
- Maksymowicz, A. 2015. The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic

- segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics* 659, 183–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B. y Espurt, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 299, 299–309.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R. y Echtler, H. P. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114, B01407. doi:10.1029/2008JB005788.
- Melnick, D. 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling moho. *Nature Geosci.* 9, 401–407.
- Menant, A., Angiboust, S. y Gerya, T. 2019. Stress-driven fluid flow controls long-term megathrust strength and deep accretionary dynamics. *Scientific Reports* 9, 9714. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46191-y>.
- Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. y Grandin, R. 2020. Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift. *Nature Communications* 11, 1823. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15580-7>.
- Metois, M. *et al.* 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International* 194, 1283–1294. doi: 10.1093/gji/ggt183.
- Métois, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I. y Valderas-Bermejo, C.-M. 2014. GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile. *Geophysical Journal International* 196 (2), 644–655. doi:10.1093/gji/ggt418.
- Michael, A. J. 2011. Random variability explains apparent global clusterin of large earthquakes. *Geophysical Research Letters* 38 (21). <https://doi.org/10.1029/2011GL049443>.
- Mousopoulou, V., Nicol, A., Begg, J., Oncken, O., y Moreno, M. 2015. Clusters of megaeearthquakes on upper plate faults control the Eastern Mediterranean hazard. *Geophysical Research Letters* 42, 10282–10289. doi:10.1002/2015GL066371.
- Mousopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S. y Nicol, A. 2016. Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. *Tectonics* 35, 2370–2384. doi:10.1002/2016TC004248.
- Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V. A., Strecker, M. R. y Wigger, P. 2006. The Andes. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, 569 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8>.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American

- plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3), 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, L., Aden-Antoniów, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P. y Fuenzalida, A. 2021. Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. *Tectonophysics* 800, 228706, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228706>.
- Pastén-Araya, F., *et al.* 2018. Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile. *Geophysical Research Letters* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079283>.
- Platt, J.P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of American Bulletin* 97, 1037–1053.
- Pritchard, M. E., y Simons, M. 2006. An aseismic fault slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *J. Geophys. Res.* 111, B08405.
- Ranero C.R. Grevemeyer I. Sahling H. Barckhausen U. Heslen C. Wallmann K. Weinrebe W. Vannucchi P. Von Huene R. McIntosh K. 2008. Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. *Geochemical, Geophysics, Geosystems* 9, Q03S04.
- Ruegg, J. C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabaliera, J. B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S. y Dimitrov, D. 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 78–85. [doi:10.1016/j.pepi.2008.02.015](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.015).
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.-P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L. y 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. <https://doi.org/10.1002/2016TC004156>.
- Sallares, V. y Ranero, C.R., 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23°30'S). *Journal of Geophysical Research* 110 (B6), B06101. <https://doi.org/10.1029/2004JB003418>.
- Scholz, C. H. 2002. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Scholz, C. H. y Small, C. 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology* 25 (6): 487–490. [doi: https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0487:TEOSSO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0487:TEOSSO>2.3.CO;2).
- Schurr, B., *et al.* 2012, The 2007 M7. 7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research* 117, B05305.

<http://dx.doi.org/10.1029/2011JB009030>.

- Schwarz, D. P. y Coppersmith, K. J. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* 89, 5681–5698.
- Sdrolas, M. y Müller, D. 2006. Controls on barc-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (4). <https://doi.org/10.1029/2005GC001090>.
- Seno, T. Y Yamakana, Y. 1996. Double seismic zones, compresional deep trench-outer rise events, and superplumes. *Geophysical monograph* 96, 347–355. <https://doi.org/10.1029/GM096p0347>
- Shi, F., Li, S., Moreno, M. 2020. Megathrust locking and viscous mantle flow induce continental shortening in Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 177, 2841–2852. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02403-0>.
- Singh, S. Rodriguez, M. y Esteva, L. 1983. Statistics of small earthquakes and frequency of occurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of Seismological Society of America* 73, 1779–1796.
- Soler, P. y 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. Geological Society of America, 173–191.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 211–215.
- Stirling, M. W., Wesnousky, S. G. Y Shimazaki, K. 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude frequency distribution for strike-slip faults: A global survey. *Geophysical Journal International* 124, 833–868.
- Tan, E., Lavier, L. L, Van Avendonk, H. J. A. y Heuret, A. 2012. The role of frictional strength on plate coupling at the subduction interface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (10), Q10006. doi:10.1029/2012GC004214.
- Tassara, A. y Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile (Andean Geology)* 30 (2), 159–186.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S. y Hackney, R. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research:Solid Earth* 111 (B9). <https://doi.org/10.1029/2005JB003976>.
- Toda, S., Stein, R. S., Kirby, S. H. y Bozkurt, S. B. 2008. A slab fragment wedged under Tokyo and its tectonic and seismic implications. *Nature Geoscience* 1, 771–776. <https://doi.org/10.1038/ngeo318>.

- Tréhu, A. M., Blakely, R. J., Williams, M. C. 2012. Subducted seamounts and recent earthquakes beneath the central Cascadia forearc. *Geology* 40 (2), 103–106. doi: <https://doi.org/10.1130/G32460.1>.
- Udías, A. Y Burford, E. 2018. Principles of seismology. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., y Oncken, O. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *J. Geophys. Res.* 116, B02402.
- von Huene, R. y Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2). doi: 10.1029/2001JB001569.
- Wang, K., y Hu, Y. 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *Journal of Geophysical Research* 111, B06410. doi:10.1029/2005JB004094.
- Wang, K., Hu, Y., von Huene, R. y Kukowski, N. 2010. Interplate earthquakes as a driver of shallow subduction erosion. *Geology* 38 (5), 431–434. doi: 10.1130/G30597.1.
- Wesnousky, S. G., Scholz, C. H. y Shimazaki, K. 1983. Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research* 88, 9331–9340.



## 9.4 Participación en congresos y *workshops*



**XIV** CONGRESO  
GEOLOGICO  
CHILENO  
LA SERENA | OCTUBRE 2015



# Evidencias del MIS 3 en la Península de Mejillones y su implicancia dentro de un contexto geomorfológico, estructural y de grandes terremotos de subducción

José González-Alfaro<sup>\*1</sup>, Gabriel Vargas<sup>1</sup>, Gabriel González<sup>2</sup>, Luc Ortlieb<sup>3</sup>, Sylvain Bonvalot<sup>4</sup>, Germinal Gabalda<sup>4</sup>, Gabriel Álvarez<sup>5</sup>, Byron Huerta<sup>5</sup> y Javiera Valdenegro<sup>5</sup>

(1)Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

(2)Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

(3)LOCEAN, URM 7159 (IRD, CNRS, UPMC, MNHN), Institute Pierre Simon Laplace, Boundy, France

(4)IRD/GGET, Toulouse, France

(5)Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Avenida Universidad de Antofagasta 02800, Antofagasta, Chile

\*e-mail: josgonal@uchile.cl

**Resumen.** La Península de Mejillones es un rasgo característico de primer orden a lo largo del margen de subducción del norte de Chile, en el antearco externo de los Andes Centrales, en donde parte de la plataforma continental se ha alzado. Conspicuas terrazas marinas y cordones litorales pleistocenos evidencian este alzamiento. Dentro de este contexto morfoestructural se han descubierto depósitos correspondientes al estadio isotópico marino 3 (MIS 3, definido globalmente entre los 60 y los 30 ka), los cuales han sido fechados a partir de análisis radiocarbono y *optically stimulated luminescence* (OSL), encontrándose edades entre 46 y 31 ka. Las tasas de alzamiento estimadas para los últimos 40 ka son del orden de 1,5-2,5 m/ka. Estos resultados implicarían que el alzamiento de la Península se habría acelerado en los últimos 40 ka, como producto de la deformación vertical cosísmica durante los grandes terremotos a lo largo de la zona de subducción. Cada terremoto dejaría un alzamiento diferencial positivo del orden de un 33%.

**Palabras Claves:** Estadio isotópico marino 3 (MIS 3), alzamiento, deformación cosísmica, paleosismología

### 1 Introducción

La Península de Mejillones es un rasgo morfoestructural característico y de primer orden dentro el antearco de los Andes Centrales del norte de Chile, el cual corresponde a una parte de la plataforma continental que ha sido alzada, a partir ~3 Ma (Marquardt, 2005), debido a la deformación asociada a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La Península de Mejillones geológicamente presenta rocas metamórficas del Paleozoico-Triásico, intrusivos ígneos del Jurásico-Cretácico, y sedimentos semiconsolidados del Neógeno-Pleistoceno tardío (Cortés et al., 2007). Geomorfológicamente exhibe terrazas de abrasión marina, cordones litorales, escarpes y acantilados costeros; y del punto de vista morfoestructural destacan horst y hemigrábenes asociados a fallas normales activas con expresión subaérea y submarina (Vargas et al., 2011a; Cortés et al., 2012), pliegues de gran longitud de onda reconocidos en el substrato submarino y grietas tensionales en superficie. Por otra parte, análisis geofísicos y

geomorfológicos han determinado que presenta anomalías gravimétricas (Castillo, 2008) y altas tasas de alzamiento (Ortlieb et al., 1996a, Marquardt, 2005; Victor et al., 2011), respectivamente. Además, se ha postulado que actúa como un límite tectónico para terremotos de subducción que se nuclean tanto al norte como al sur de ésta, siendo el último gran evento de  $M_w \sim 8,8$ , el cual tuvo un largo de ruptura que abarcó, aproximadamente, entre las ciudades de Iquique y Mejillones, en el año 1877 (Metois et al., 2013).

Trabajos anteriores han correlacionado geomorfológica y paleontológicamente la distribución de los diferentes cordones litorales y paleo acantilados ubicados en la Pampa Mejillones y Pampa Aeropuerto, con los diferentes estadios isotópicos marinos (MIS) correspondientes a la ventana de tiempo que abarca desde el Pleistoceno medio al Pleistoceno tardío. Mediante estas asignaciones se han estimado tasas de alzamiento para los últimos 400 ka, que varían entre 0,2-0,5 m/ka, las cuales son altas si se considera que la costa del norte de Chile se alza a una tasa de 0,1-0,2 m/ka (Ortlieb et al., 1996a; Marquardt et al., 2005; Victor et al., 2011). No obstante, los nuevos antecedentes presentados en este trabajo conllevarían a un replanteamiento en la asignación de los MIS preservados en la península; en particular, se reportan por primera vez edades consistentes con el MIS 3, globalmente asignado entre los 60-30 ka, y con escasos afloramientos sobre el actual nivel del mar (Siddall et al., 2008).

Este trabajo aborda las implicancias que este descubrimiento tiene en las tasas de alzamiento, que reflejan los procesos geomorfológicos y estructurales que deforman la plataforma continental. Además, se discute la relación entre las tasas de alzamiento de la Península de Mejillones con la ocurrencia de grandes terremotos de subducción al sur del gap sísmico del norte de Chile.

### 2 Metodología y resultados

El área de estudio comprende la parte septentrional de la Península de Mejillones, específicamente, toda el área de





# S31D-4471 LATE QUATERNARY ACCELERATED COASTAL UPLIFT AND CRUSTAL FAULTING IN MEJILLONES PENINSULA AT SOUTHERN EDGE OF THE NORTHERN CHILE SEISMIC GAP

\*GONZALEZ-ALFARO, J.<sup>1,2</sup>, VARGAS, G.<sup>1,2</sup>; ORTLIEB, L.<sup>3</sup>; GONZALEZ, G.<sup>4</sup>; BONVALOT, S.<sup>5</sup>; GABALDA, G.<sup>5</sup>; ALVAREZ, G.<sup>6</sup>

- 1. Department of Geology, University of Chile, Santiago, Chile.
- 2. CEGA, University of Chile, Santiago, Chile
- 3. LOCEAN, URM 7159 (IRD, CNRS, UPMC, MNHN), Institute Pierre Simon Laplace, Boudry, France
- 4. Department of Geological Sciences, Catholic University of the North, Antofagasta, Chile
- 5. IRD/GET, Toulouse, France
- 6. Department of Geomatics Engineering, University of Antofagasta, Antofagasta, Chile

\*E-mail: josgonal@uchile.cl



## INTRODUCTION

The Mejillones Peninsula (23°S) is an anomalous, geomorphologic and tectonic feature along the subduction margin of the Central Andes, characterized by Quaternary uplifted littoral ridges, marine terraces and active crustal faults. It lies at the southern edge of the northern Chile seismic gap, where the last large event Mw ~8.8 occurred on 1877. The peninsula has been regarded like a tectonic boundary for large earthquakes, where strong interaction between surface, crustal and interplate deformation associated to the subduction of the Nazca beneath the South American plates occur.

Through geochronological and geomorphological results including the analysis of Digital Elevation Model, differential GPS data and submarine subbottom seismic profiles (3.5 kHz), an acceleration of the coastal uplift (from ca. 0.4 m/ka to ca. 1 m/ka, for north for the north part of the peninsula) was determined, processes in the last ~40 ka, with respect to the Middle and Late Pleistocene, according previous results. Onshore and offshore observations revealed a scissor-shape deformation along the Mejillones Fault, with increasing slip rate offshore.

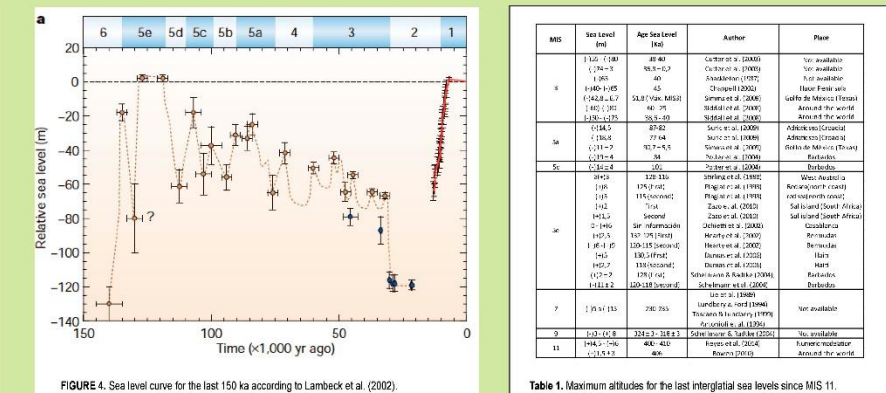
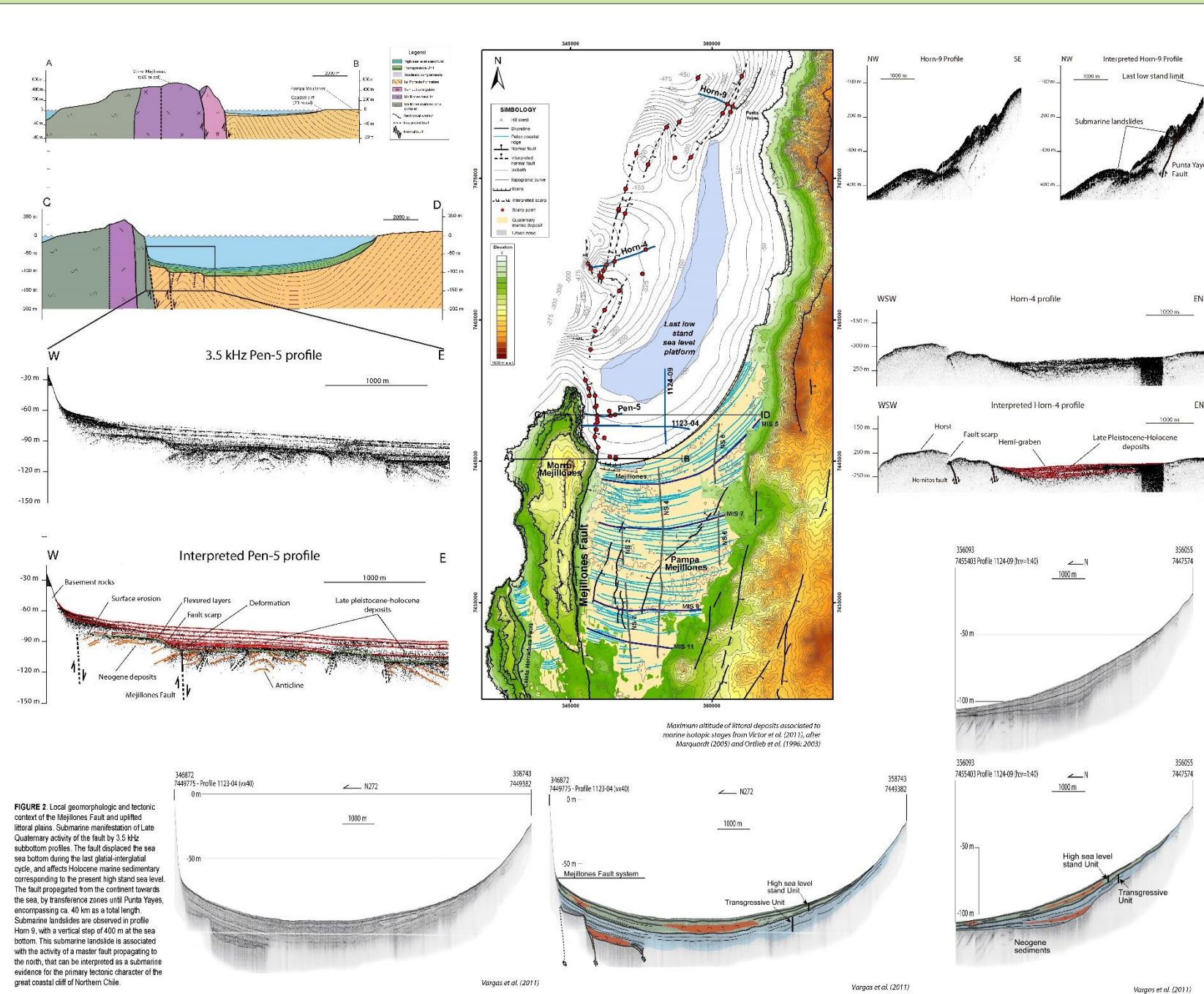


FIGURE 4. Sea level curve for the last 150 ka according to Lambeck et al. (2002).

MIS	Sea level (m)	Sea level (m)	Author	Flow
1	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
2	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
3	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
4	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
5	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
6	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
7	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
8	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
9	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
10	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level
11	1.0	1.0	Lambeck et al. (2002)	Sea level

Table 1. Maximum altitudes for the last interglacial sea levels since MIS 11.

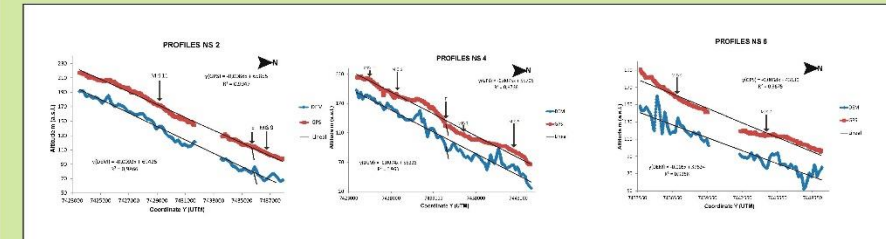


FIGURE 5. High resolution geomorphology of the Mejillones Pampa and littoral deposits from differential GPS and 15 m DEM resolution.

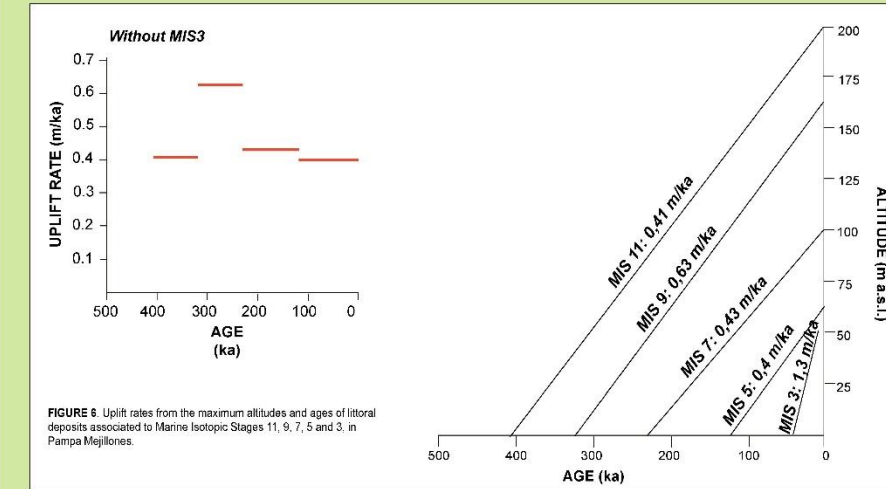


FIGURE 6. Uplift rates from the maximum altitudes and ages of littoral deposits associated to Marine Isotopic Stages 11, 9, 7, 5 and 3, in Pampa Mejillones.

## CONCLUSION

Accelerated coastal uplift phenomenon in the last ~40 ka should evidence increased earthquake production along the subduction contact, implying also an acceleration of the seismogenic activity along crustal normal faults, contributing to the coastal cliff formation at Pleistocene-Holocene scale.

## REFERENCES

Contreras-Reyes, E.; Jara, J.; Grevenmeyer, I.; Ruiz, S.; Camizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate Nazca beneath northern Chile. *Nature Geoscience*, vol. 5, p. 19-23.

Cortés, J.; González, G.; Berrón, S.; Robinson, R.; Freeman, S.; Vargas, G. 2012. Palaeoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic 10Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, vol. 31 (2).

Fuenzalida, A.; Schurr, B.; Lancocieri, M.; Sobiesiak, M.; Madariaga, R. 2013. High-resolution re-rotation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake. *Geophysical Journal International*.

Gonzalez, G.; Cambrano, J.; Campos, D.; Macca, A.; Schneider, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pleistocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 18, p. 321-342.

Lambeck, K.; Potter, M. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, vol. 419, p. 199-205.

Manjarián, C. 2005. Deformations neogènes le long de la côte nord de Chili (23°-27° S). *avancés des Andes centrais*. Ph.D. Thesis, Université Toulouse III, 212 p.

Ortlieb, L.; Zazo, C.; Goy, J.; Hillaire-Marcel, C.; Courtyer, L. 1996c. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 550 by. *Quaternary Science Reviews*, vol. 15(6), p. 19-33.

Cortés, G.; González, G.; Marquardt, C. 2007. Carta de la Península de Mejillones. *Serigrafías*, Chile.

Vargas, G.; Palacios, C.; Reich, M.; Luo, S.; Shen, C.; Gonzalez, G.; Wu, Y. 2011. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, vol. 497, p. 34-44.

Victor, P.; Sobiesiak, M.; Góndy, J.; Heisen, N.; Chouk, D. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, vol. 116.

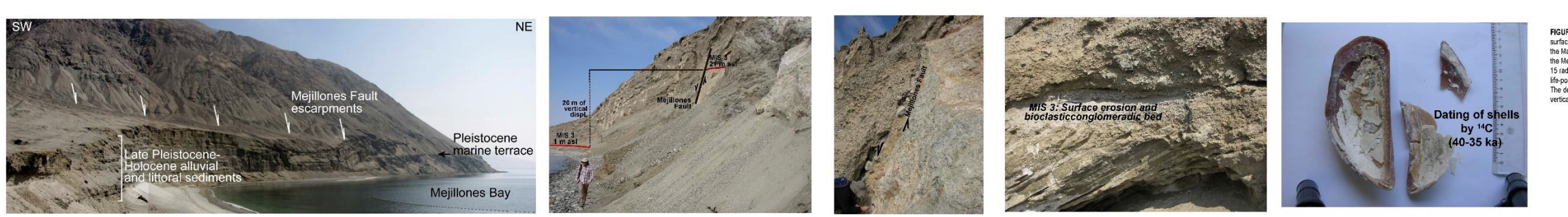


FIGURE 3. Local geomorphological context for erosional surfaces and marine littoral deposits corresponding to the Marine Isotopic Stage 3 (ca. 45 ka), and capped by the Mejillones Fault. 15 radiocarbon ages on unaltered marine shells in life position provided values in a range of 45-35 ka. The deposits are displaced by the fault by 20 m of vertical offset.





INQUA Focus Group on Paleoseismology and Active Tectonics



paleoseismicity.org

## Accelerated upper crustal uplift since MIS3 at the southern edge of the northern Chile megathrust seismic gap

José González-Alfaro (1), Gabriel Vargas (1), Gabriel González (2), Luc Ortlieb (3)

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile. Email: josgonal@uchile.cl

(2) Departamento de Ciencias Geológicas, National Research Center for Integrated Natural Disaster Management (CIGIDEN), Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

(3) LOCEAN, URM 7159 (IRD, CNRS, UPMC, MNHN), Institute Pierre Simon Laplace, Bondy, France

**Abstract:** The Mejillones Peninsula – located at the continental active margin of the Central Andes, northern Chile – is a first order geomorphic feature characterized by uplifted Pleistocene marine terraces and beach-ridges. Based on radiocarbon and Optically Stimulated Luminescence results, we dated marine deposits located up to 21 m a.s.l. as 31 – 46 ka, which corresponds to the Marine Isotope Stage 3, globally defined between 60 and 25 ka. Consequently, for the last 40 ka we estimate an uplift rate of  $2.1 \pm 0.7$  m/ka, evidencing an acceleration of the tectonic uplift of this peninsula if we consider previous estimates of 0.5 m/ka for the last 400 ka. We propose that this acceleration resulted from coseismic vertical deformation and rupture propagation which breaks beneath the northern Mejillones Peninsula along the subduction zone during megathrust earthquakes. Each earthquake would result in large permanent uplift unlike other coastal areas since the late Pleistocene-Holocene.

**Key words:** Marine isotope stage 3 (MIS 3), uplift, coseismic deformation, paleoseismology

### INTRODUCTION

The Mejillones Peninsula is a first order characteristic feature in the Central Andes forearc of northern Chile, which is part of the continental shelf that has been uplifted since  $\sim 3$  Ma (Marquardt, 2005), due to crustal deformation linked to subduction of the Nazca plate beneath the South American plate. Geologically, Mejillones Peninsula is formed by Paleozoic-Triassic metamorphic rocks, Jurassic-Cretacic igneous intrusive and late Neogen-Pleistocene semi-consolidated sediments (Cortés et al., 2007). Geomorphologically, the peninsula displays marine terraces, paleo-coastal ridges, escarpments and coastal cliffs. From a morpho-structural point of view, it comprises horst and half-grabens linked to active normal faults with subaerial and submarine expression (Vargas et al., 2011a; Cortés et al., 2012), as well as long-wavelength folds recognized in the submarine substratum and superficial tensional cracks. Moreover, geomorphological analyses have determined that the Mejillones Peninsula records evidence for uplift at relatively high rates (Ortlieb et al., 1996a; Marquardt, 2005; Victor et al., 2011). In addition, it has been postulated that Mejillones Peninsula behaves as a tectonic boundary for seismic megathrust rupture propagation for earthquakes that nucleates both from north and south of it (Victor et al., 2011). The last great subduction earthquake  $\sim M_w$  8.8 was in 1877 and the rupture length could have spanned about at least 300 km between Iquique and Mejillones city (Métis et al., 2013).

Through geomorphological and paleontological analysis, previous works have correlated the distribution of paleo beach-ridges and paleo coastal escarpments, located in Pampa Mejillones and Pampa Aeropuerto, with the last marine isotope stages (MISs), corresponding to the time span encompassing from Middle to late Pleistocene. From these correlations uplift rates for the last 400 ka have been estimated, which vary between 0.2 – 0.5 m/ka. These uplift rates are high if we consider that the coastal northern Chile is characterized by an uplift rate about 0.1 – 0.2 m/ka (Ortlieb et al., 1996a; Marquardt et al., 2005; Victor et al., 2011). Nevertheless, the work we present here leads us to rethink the chronostratigraphy associated with the beach ridges and their previously-assumed ages. Particularly, we report for the first time consistent MIS 3 ages, globally defined between 60 – 25 ka and characterized by with few outcrops above the current sea level (Siddall et al., 2008). In addition, we discuss the linking between the new uplift rate estimates and the occurrence of megathrust earthquakes triggered at the southern edge of the northern Chile seismic gap.

### METHODS

The study area extends from the northern part of the Mejillones Peninsula, specifically the littoral coast that includes the coastal escarpment of the Mejillones Bay, between the Punta Chacaya and Rinconada Beach (Figure 1).



## Paleoseismology and Late Quaternary upper crustal deformation along active submarine faults on the continental shelf at 23°S, northern Chile

José González-Alfaro (1), Gabriel Vargas (1), Gabriel González (2), Bonvalot Sylvain(3), Germinal Gabalda (3), Gabriel Álvarez (4), Felipe Leyton (5), Byron Huerta(4), Javiera Valdenegro (4)

- (1)Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile., Chile. Email: josgonal@uchile.cl.  
(2)Departamento de Ciencias Geológicas, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (Cigiden), Universidad Católica Del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.  
(3) GET/UMR5563 (UPS, CNRS, IRD, CNES); Obs. Midi-Pyrénées, Université P. Sabatier, Toulouse, France.  
(4)Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Avenida Universidad de Antofagasta 02800, Antofagasta, Chile.  
(5)Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.

**Abstract:** *The forearc region of the Central Andes is characterized by active faults. Nevertheless, the submarine cartography and activity of these faults are almost unknown. Here, we report late Pleistocene-Holocene surface deformation and active submarine normal faulting on the continental shelf of the northern Mejillones Peninsula. Through differential GPS data and submarine subbottom profiles we characterized the deformation of the hanging wall of the Mejillones Fault system. At the tip point of the northern submarine fault branch of this system, we observed an overlapping transition zone characterized by large submarine landslides and vertical accumulated fault scarp offsets (>300 m height). Similar features were identified hundred kilometers to the north (Iquique and Pisagua areas), which we interpreted as evidence of normal faulting associated to the great N Chile Coastal Scarp. We conclude that submarine active faults play an important constructive role contributing to coastal relief.*

**Key words:** *Late Quaternary, upper crustal deformation, submarine faults, neotectonics, paleoseismology*

### INTRODUCTION

The landscape of the Central Andes forearc evidence several geomorphologic features, with a high grade of preservation, linked to upper crustal deformation owing to the null erosion rates which are characteristics for the hyper-arid Atacama Desert. This positions the Atacama Desert as an excellent place to study Late Quaternary surface deformation linked to both subduction and intraplate fault earthquakes (González et al., 2003; Vargas et al., 2011; Loveless et al., 2009; Cortés et al., 2012; Baker et al., 2013). Nevertheless, there is not sufficient research about the characterization and potential seismic hazard of the upper intraplate faults. Previous works evidenced slip rates of 0.1-0.6 m/ka with recurrences of thousands of years (Vargas et al., 2011; Cortés et al., 2012; Vargas et al., 2014). The latter could be considered unessential for the Chilean active margin, because subduction earthquakes  $>M_w7.0$  have recurrences of tens of years, and usually caused localized damage to infrastructure and few human losses, even when the events have been of large magnitude (e.g. 2010  $M_w8.8$  Maule, 2014  $M_w8.2$  Iquique and 2015  $M_w8.4$  Illapel earthquakes). However, it is widely known that intraplate fault earthquakes are characterized by shallow depths and high Peak Ground Acceleration (PGA) close to the rupture. Over the past 10 years, the improvement of the Chilean geodetic network, confirmed that Chile had experienced important earthquakes ( $M_w>6.0$ )

linked to shallow intraplate faults. All of them related to submarine faults (Fariás et al., 2011; González et al., 2015) that remained unknown until the occurrence of the main shock. The 2007  $M_w6.2$  Puerto Aysén earthquake was the most devastating instrumentally recorded upper intraplate earthquake. This event triggered an aerial landslide into the sea causing a tsunami that killed 3 people and left 10 others missing (Vargas et al., 2013). To this day, shallow intraplate fault mapping and associated seismic hazard assessments is still very poor.

In this work, we use subbottom seismic profiles, differential Global Position System (GPS) tracks, trigonometric topographic profiles and PGA estimations, to characterize the Mejillones Fault (MF). This fault appears to have seismic potential for a  $M_w\sim7.0$ , likely accompanied with severe PGA intensities. The MF trace has been mapped offshore from the N Mejillones Peninsula (MP), where it clearly affects the continental shelf, to Punta Yayas, where it overlaps another normal fault (Figure 1) likely linked to the Great Northern Chile Coastal Scarp (GNCCS) evolution.

### METHODS

We acquired submarine data using subbottom profilers Bathy 2000 (12 kHz) and Bathy 2010 (3.5 kHz) to characterize the bathymetry, sedimentary infill, geomorphology and structures of the Mejillones Bay seabed (Figure 1). Those campaigns included





**XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO**  
"GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD"  
18 AL 23 DE NOVIEMBRE DE 2018, UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN,  
CONCEPCIÓN, CHILE



## SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

### **Evolución cuaternaria tardía de grandes rasgos geomorfológicos costeros condicionados por la acción de fallas corticales y terremotos de subducción en el norte de Chile**

**José Alejandro González-Alfaro**<sup>1</sup>, Gabriel Vargas<sup>1,2</sup>, Gabriel González<sup>4,3</sup>, Gabriel Álvarez<sup>5</sup>.

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

(2)

(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada de Riesgos de Desastres, Chile

(4) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

(5) Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

A escala de tiempo geológico, la posición y los movimientos verticales de la costa son considerados como efectos de primer orden del contacto de placas en zonas de subducción (Wesson et al., 2015). Sin embargo, la relación entre la deformación vertical de corto plazo producida por terremotos y el alzamiento costero de largo plazo en el norte de Chile no ha sido completamente dilucidada hasta la fecha. Por otro lado, la costa del norte de Chile presenta fallas activas (Vargas et al., 2011; Cortés et al., 2012). No obstante, la cartografía de fallas submarinas y su actividad son poco conocidas. El vínculo entre fallas corticales y movimientos generados durante ciclos sísmicos así como sus efectos en la evolución del relieve, es aún materia de discusión. Mediante observaciones de GPS diferencial y perfiles submarinos acústicos caracterizamos la deformación del bloque colgante del Sistema de Falla Mejillones (SFM), de manteo dominante al este. A través de dataciones de radiocarbono y del análisis geomorfológico de los depósitos litorales de la Península de Mejillones, reportamos un drástico aumento en el alzamiento costero desde el estadio isotópico marino 3 (MIS 3), con tasas de alzamiento un orden de magnitud más rápidas que las estimadas durante el Pleistoceno Superior. Evidencia geomorfológica a partir de depósitos litorales holocénicos y terrazas marinas muestra que este régimen tectónico podría estar operando hasta ahora. El *tip point* norte del sistema de fallas submarinas del SFM termina en una zona de traslape con una falla normal caracterizada por grandes deslizamientos submarinos, manteo al oeste y escarpes con saltos verticales acumulados, que podría marcar el límite norte de la deformación que afecta a la Península de Mejillones. Junto con nuevos datos geodésicos posteriores al terremoto de Tocopilla de 2007, las observaciones geomorfológicas indican que el alzamiento costero resulta de desplazamientos verticales acumulados con baja o nula subsidencia intersísmica, condicionados por terremotos de subducción de magnitud moderada y profundos, como también grandes terremotos tsunamigénicos. Sugerimos que el alzamiento costero acelerado y la tasa de producción de terremotos de subducción en los últimos ~44 ka resulta de cambios que involucran todo el contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, y que fallas normales submarinas activas acomodan esta deformación configurando la construcción del relieve costero en el Norte Grande de Chile.

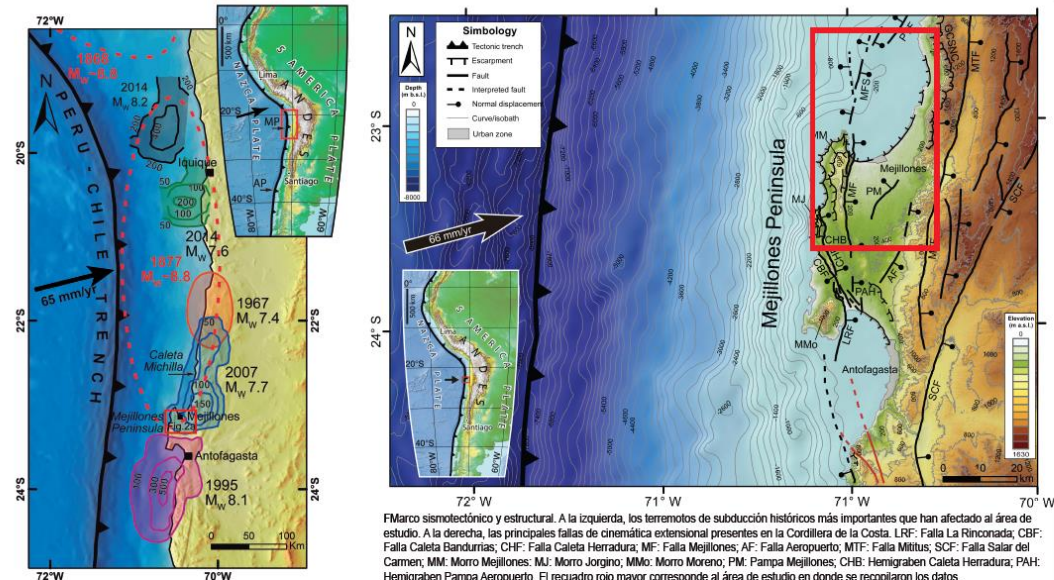


## 1. Introducción

La Península de Mejillones es un rasgo geomorfológico de primer orden que sobresale costa afuera de la línea de costa del Norte Grande de Chile. Otro rasgo mayor característico de la costa es el Gran Escarpe Costero del Norte de Chile (GECNC), el cual no tiene la misma magnitud en expresión en la costa de la península, así como nula expresión en su orientación original N-S que sigue entre Arica y Taltal. Una serie de rasgos geomorfológicos de segundo orden denotan el alzamiento que la península ha experimentado durante el Pleistoceno-Holoceno. La Península de Mejillones al haber actuado, históricamente, como una barrera para terremotos de subducción (Chlieh *et al.*, 2004; Victor *et al.*, 2011; Schurr *et al.*, 2012), es probable que la relación alzamiento-terremotos tenga y haya tenido implicancias para la evolución de su relieve, tanto en el corto como largo plazo.

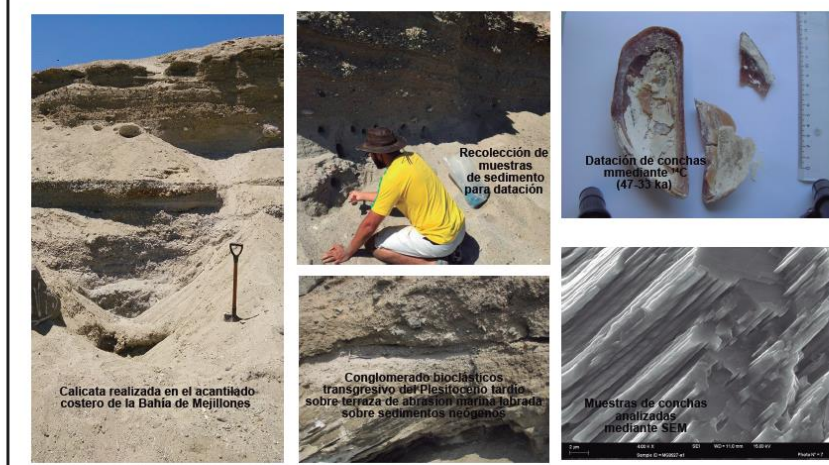
### Pregunta de Investigación

¿Cómo se relacionaría la deformación que ocurre en superficie con los rasgos geomorfológicos y estructurales presentes en el margen continental superior y costero del Norte Grande de Chile?

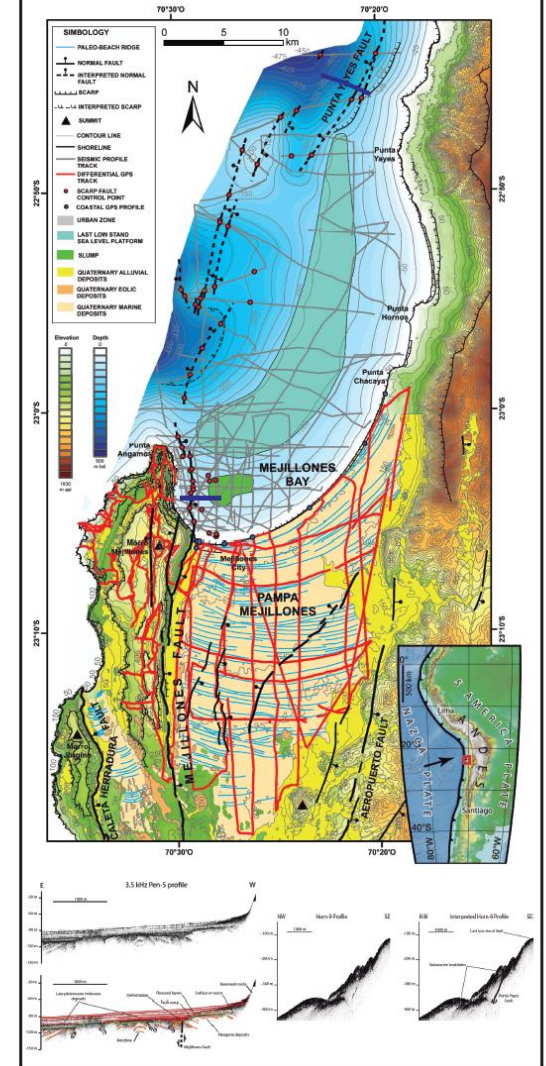


## 2. Métodos

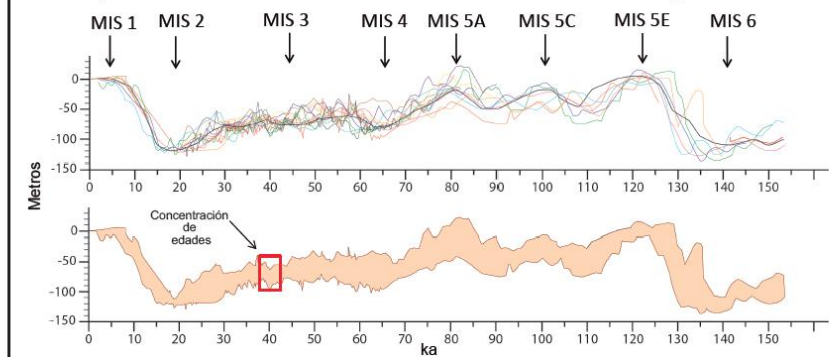
### 2.1. Realización de calicatas, caracterización de facies y toma de muestras para datar



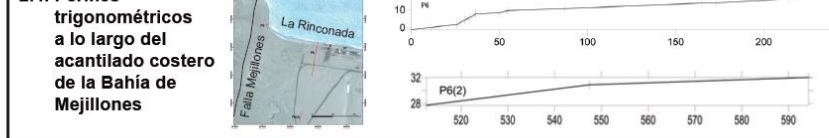
### 2.2. Campañas GPS-diferencial y perfilamiento acústico



### 2.3. Recopilación curvas del nivel del mar relativo durante el Pleistoceno Superior

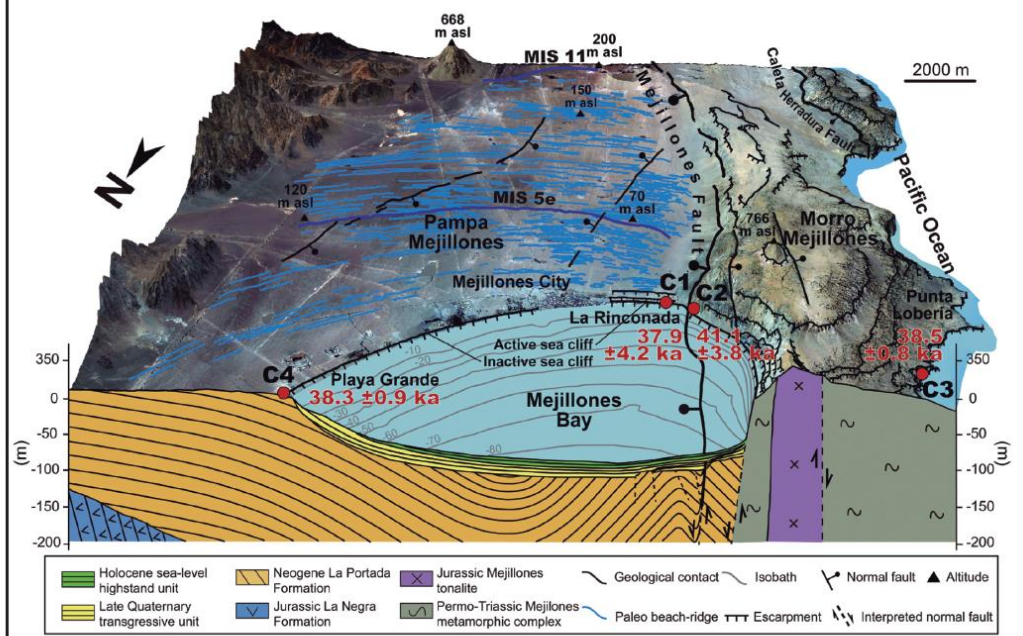


### 2.4. Perfiles trigonométricos a lo largo del acantilado costero de la Bahía de Mejillones

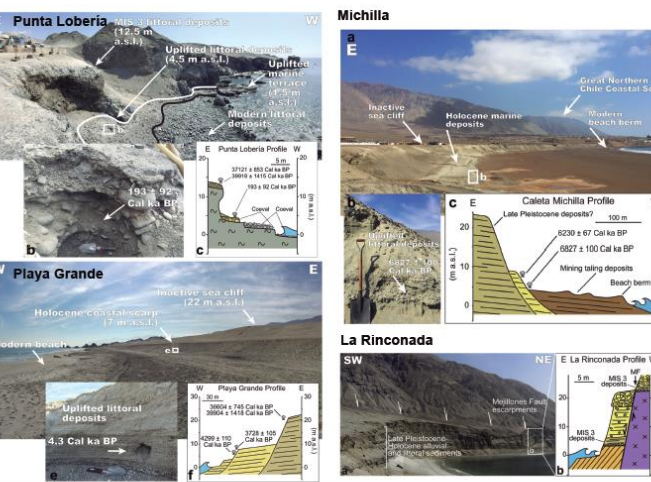


## 3. Resultados

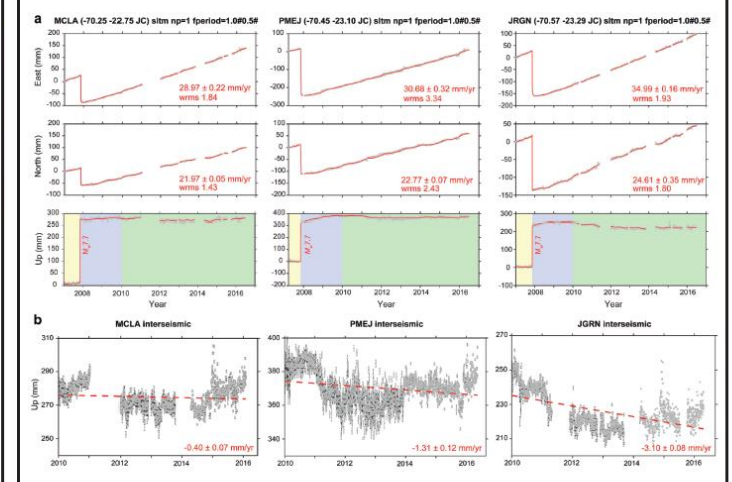
### 3.1. Distribución de toma de datos y edades obtenidas para el estadio isotópico marino 3 (MIS 3)



### 3.2. Evidencias geomorfológicas de alzamiento Pleistoceno tardío-Holoceno

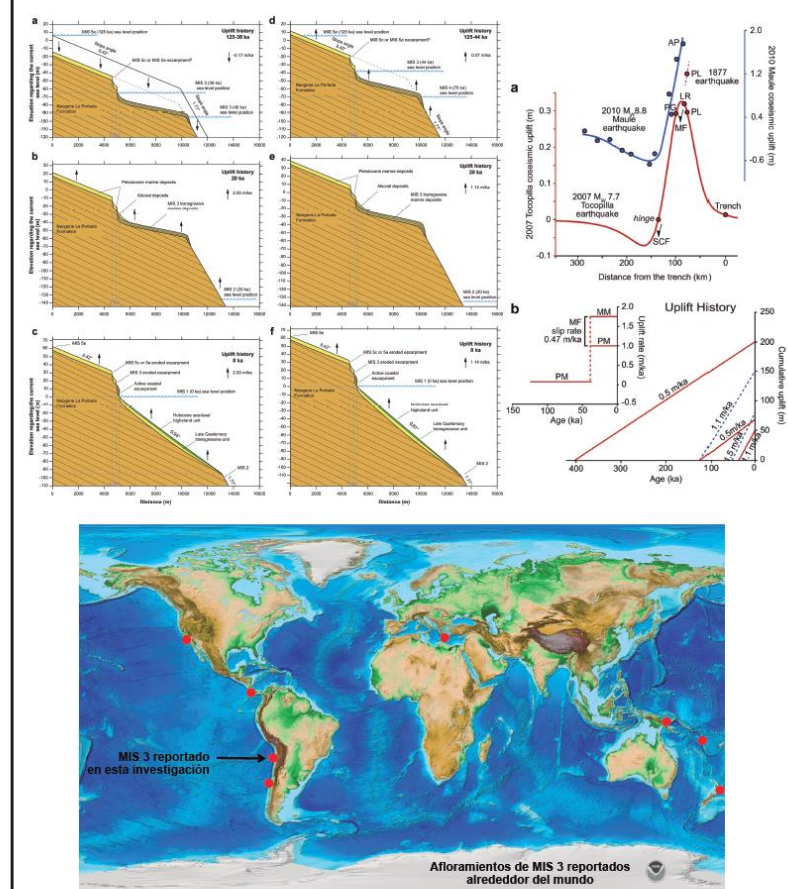


### 3.3. Evidencias geodéticas de alzamiento cosísmico-postsísmico

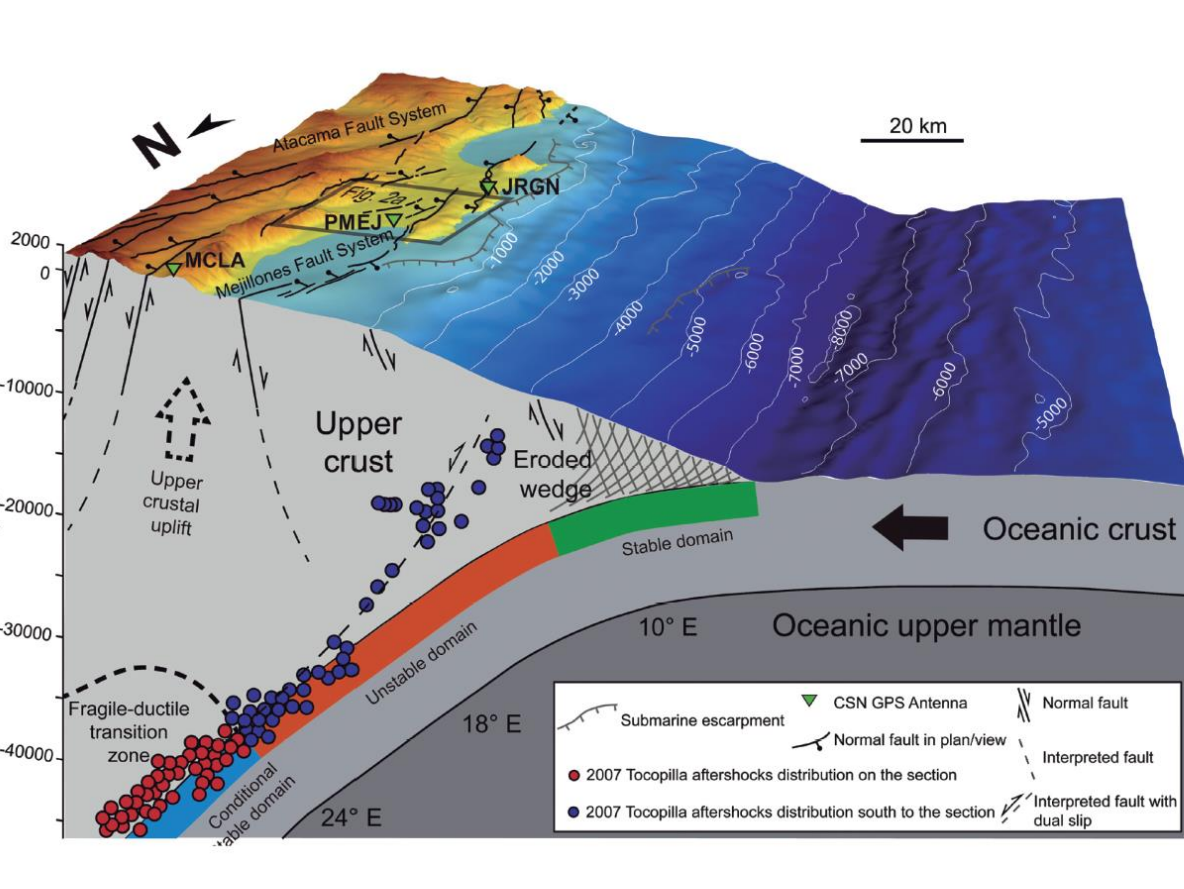


## 4. Discusión

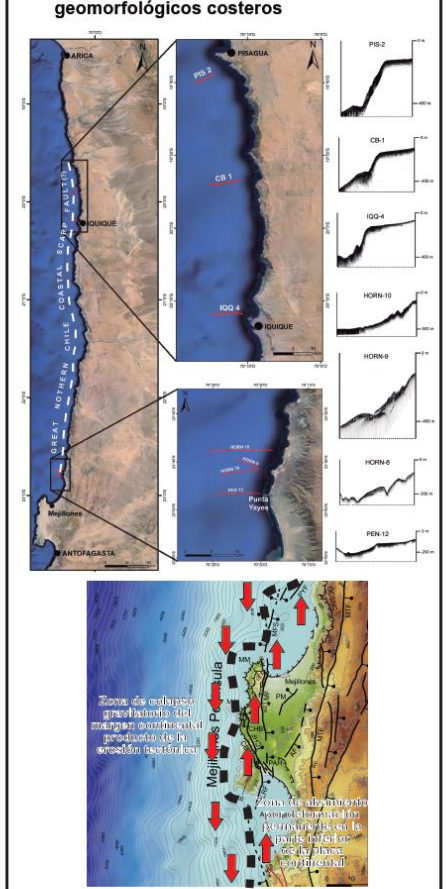
### 4.1. Modelo geométrico-conceptual durante el MIS 3 e historia del alzamiento



### 4.2. Mecanismos involucrados en los procesos de alzamiento y deformación vertical permanente



### 4.3. Evolución de grandes rasgos geomorfológicos costeros



## 5. Conclusión

El alzamiento de la Península de Mejillones se ha acelerado en los últimos 44 ka, lo que se ha traducido en tasas de alzamiento un orden de magnitud mayores a las previamente estimadas para ventanas de tiempo más antiguas. Esto ha sido evidenciado a través de depósitos correspondientes al MIS 3, los cuales afloran en las zonas costeras que presentan las tasas de alzamiento más rápidas del planeta. Basados en evidencias geomorfológicas y geodéticas, los principales procesos que gatillarían este alzamiento serían los terremotos de subducción, tanto tipo Tocopilla como tsunamigénicos tipo 1877. Los mecanismos involucrados podrían estar ligados a una deformación permanente de la parte inferior de la placa continental. Fallas corticales, en su mayoría heredadas, estarían siendo reactivadas extensionalmente, por lo que actuarían como estructuras tipo "bisagras" que acomodarían estos pulsos de deformación vertical. En cambio, las estructuras presentes en el margen continental, también de cinemática extensional, serían producto del colapso gravitatorio de éste debido a la erosión tectónica. Para explicar el límite estructural entre ambas zonas, sería necesaria una gran estructura submarina que acomode la subsidencia y alzamiento de largo plazo entre ambos bloques tectónicos. Esta posible estructura mayor correspondería a una gran falla normal que cae hacia la fosa, y que podría ser una de las responsables de la evolución del Gran Escarpe Costero del Norte de Chile.

### Bibliografía

Chlieh, M., De Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Amijo, R., Dmowska, R., Campos, J. & Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158: 705-711.  
 Schurr, B., Asch, G., Rosenau, M., Wang, R., Oncken, O., Barrientos, S., Salazar, P., Vilotte, J.-P., 2012. The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *J. Geophys. Res.* 117 (B5), B05305.  
 Siddall, M., Röhling, E. J., Thomson, W. G., Waelbroeck, C. 2008. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics* 46: 8755-1209.  
 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. *Journal of Geophysical Research* 116.

### Agradecimientos

El tesis doctoral agradece el financiamiento otorgado por CONICYT a través de la Beca de Doctorado Nacional N° 21150437, así como la financiación de terrenos mediante los proyectos FONDECYT N° 1025117, 1161547 y 1140346. A la colaboración con el Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Bondy, Francia) a través del Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14, CNRS-CEA-MCC-IRD-IRSN), los que aportaron con decenas de dataciones de radiocarbono, además de aportar con la discusión del método utilizado. A la Universidad de Antofagasta por la disposición en apoyar con los equipos necesarios para las campañas geodéticas.