

Upper-plate fault activity in the Coastal Forearc of northern Chile (23°30'S): Paleoseismology, neotectonic implications and relation with the subduction cycle

Joaquin Alejandro Cortes Aranda

▶ **To cite this version:**

Joaquin Alejandro Cortes Aranda. Upper-plate fault activity in the Coastal Forearc of northern Chile (23°30'S): Paleoseismology, neotectonic implications and relation with the subduction cycle. Applied geology. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. English. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00786442⟩

HAL Id: tel-00786442

https://theses.hal.science/tel-00786442v1

Submitted on 8 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec :
Universidad Católica del Norte

Présentée et soutenue par :
Joaquín Cortés Aranda
Le vendredi 28 septembre 2012

Titre :
Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili (~23°30'S): Paléosismologie, implications néotectoniques et relation avec le cycle de subduction

---

ED SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de recherche :
Géosciences Environnement Toulouse

Directeur(s) de Thèse :

Dr. Gabriel González
Dr. Joseph Martinod

Rapporteurs :

Dr. José Cembrano
Dr. Christien Sue

Autre(s) membre(s) du jury :

Dr. Vincent Regard
Dr. Hans Wilke

A Joaquín, Lilians y Francisco, por el Diario Vivir, por las Palabras, Miradas y Abrazos que levantan

A Joaquín, María y Lidia; A Révulo y Vespertina, por el Cariño, los Recuerdos y la Presencia

A todos y cada uno de mis Compañeros y Compañeras De Vida, por los Momentos y Apoyos

A las voces silenciadas brutalmente de esta América siempre Latina, por su Resistencia en Vida y en la Memoria…

Résumé

L'évolution tectonique du nord du Chili est contrôlée par la convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud. Ce processus entraîne des déformations élastiques qui s'accumulent à proximité de la zone de contact inter-plaque. Celles-ci sont en grande partie relâchées à l'occasion des méga-séismes de subduction, dont la période de retour est légèrement supérieure au siècle. Cependant, une partie de la déformation due à la convergence est transférée de façon permanente au sein de la Plaque Sud-Américaine. Une des manifestations les plus notables de ces déformations permanentes est l'existence de failles dans la croûte continentale.

Au cours de cette étude, nous nous sommes intéressés à l'activité sismique et potentiel sismogenique des failles superficielles de la Région d'Antofagasta, vers 23°30'S, dans l'avant-arc côtier des Andes, dans une partie hyper-aride du désert d'Atacama. Nous étudions en détail la Faille de Mejillones, située dans la Péninsule de Mejillones au nord de la ville d'Antofagasta, ainsi que la Faille du Salar del Carmen située à l'est de cette ville. La première partie du manuscrit concerne l'influence de l'activité récente de la Faille de Mejillones sur la configuration géomorphologique de la partie nord de la Péninsule. Par la suite, nous étudions la paléosismologie de ces deux failles. Enfin, nous discutons les relations entre l'activité de ces failles superficielles et le cycle des séismes de subduction, à l'aide de modèles calculant les changements de contraintes de Coulomb générés par les séismes interplaques.

Au niveau local, la Faille de Mejillones a interagi avec le soulèvement de la partie nord de la péninsule. Des formes d'érosion marine (*rasas* et terrasses) présentes dans le Horst du Morro Mejillones ont été soulevées par la faille, par rapport aux lignes de paleo-côte contemporaines préservées dans l'hémigraben de la Pampa Mejillones. Depuis 2.8 Ma, le soulèvement de la péninsule a été partiellement accommodé par l'activité de la Faille de Mejillones, qui a glissé en moyenne de 0,3 m/ka dans sa partie nord et de 0,03 m/ka dans sa partie sud. Depuis les maximums interglaciaires correspondant aux stades isotopiques MIS-11 (400 ka) et MIS-9 (330 ka), le taux de glissement dans la partie nord de la Faille Mejillones a été de ca. 1.41-1.48 m/ka. Depuis 35 ka, cette vitesse a été de 0,42+/-0,01 m/ka. Il apparait clairement que les vitesses de glissement du plan de faille sont plus importantes dans la partie la plus septentrionale de la péninsule. Cette augmentation est mise en évidence par la hauteur cumulée de l'escarpement de faille, qui est cinq fois plus grande dans la partie nord de la péninsule qu'en bordure sud de la structure. De plus, cette observation explique la pente vers le sud que présente le horst de Mejillones, qui contraste avec le basculement vers le nord de l'hémigraben situé à l'est de la faille. La Faille de Mejillones exerce donc depuis au moins 2.8 Ma un contrôle majeur sur la configuration morphologique de la partie nord de la péninsule.

A l'aide de datations OSL et par isotopie cosmogénique ^{10}Be, nous montrons que l'activité de la Faille de Mejillones a provoqué l'abandon de deux surfaces alluviales il y a ~35 ka et ~14 ka. En outre, à partir de l'étude des dépôts colluviaux accumulés au pied de l'escarpement de faille, nous montrons que cette structure a été réactivée entre ~14 et ~6 ka lors de deux événements sismiques de magnitude Mw~7, qui ont entraîné des déplacements cosismiques superficiels d'au moins un mètre. Cette estimation de magnitude est cohérente avec une rupture de 40 km de long, ce qui signifie que la totalité de la zone sismogénique de la Faille de Mejillones a glissé à l'occasion de ces deux séismes. Après le séisme survenu il y a ~6 ka, la structure a subi des déplacements centimétriques (sismiques et/ou asismiques). Plus récemment, il y a ~3 ka, un troisième séisme de magnitude Mw~6,6 s'est produit sur la Faille de Mejillones. Par la suite, la faille n'a pas généré de séisme de magnitude supérieure à 5. En tout, depuis ~35 ka, la vitesse moyenne de glissement calculée pour la Faille Mejillones est de 0,61 +/- 0,26 m/ka.

Quant à la Faille du Salar del Carmen, les résultats préliminaires indiquent que cette faille est composé d'au moins trois segments de comportement sismique independent. Le long de leur, entre deux et trois séismes de magnitude Mw~6,5-6,7 on été produits. Comme sur la Faille de Mejillones, la magnitude a été estimée à partir de l'épaisseur des dépôts sédimentaires accumulés à la base de l'escarpement de faille, ainsi qu'à partir de la longueur de rupture de la faille. Les séismes sur cette faille ont eu lieu entre 11,63+/-2,12 ka et 0,28+/-0,22 ka. L'analyse paléosismologique des failles de Mejillones et du Salar del Carmen nous permet de conclure que leur cycle sismique n'est pas synchronisé avec le récurrence des séismes de subduction. En fait, la récurrence des séismes affectant les failles de la croûte supérieure est beaucoup plus longue, et on estime qu'un séisme affectant ces failles se produit tous les 27 événements de subduction en moyenne.

A priori, l'activité des failles de la plaque supérieure dans la zone côtière du nord du Chili est liée au processus de convergence entre la plaque Nazca et l'Amérique du sud. A l'aide de modèles estimant les changements de contraintes de Coulomb résultant de méga-séismes de subduction, nous concluons que l'activité des failles comme Mejillones et Salar del Carmen est le résultat de l'augmentation du niveau de contraintes pendant les périodes cosismiques et intersismiques du cycle des séismes de subduction successifs. Pour réaliser ces modèles, nous avons pris en compte certaines singularités de la Péninsule de Mejillones : son rôle de barrière sismique à l'occasion des méga-séismes de subduction, les changements de degré et de profondeur du couplage au niveau du contact interplaque sous la péninsule et de part et d'autre de celle-ci. Les modèles cosismiques suggèrent que les séismes de subduction qui s'arrêtent sous la péninsule ne peuvent qu'encourager

partiellement la réactivation des failles de Mejillones et du Salar del Carmen. En revanche, une rupture hypothétique capable de passer sous la Péninsule de Mejillones favoriserait la réactivation de la totalité de ces structures. Ces modèles, s'ils montrent clairement que la réactivation des failles de la plaque supérieure est envisageable pendant ou peu temps après l'occurrence d'un séisme de subduction majeur, ne permettent pas d'expliquer la localisation du Système de Failles d'Atacama dans la région d'Antofagasta. En effet, ils prévoient que l'activation de structures présentant la même géométrie et la même cinématique que les failles de Mejillones et du Salar del Carmen est favorisée par les séismes de subduction dans pratiquement la totalité de l'avant-arc. Ces modèles cosismiques n'expliquent donc pas la distribution des failles dans la zone d'étude, puisque celles-ci ne s'observent que dans une bande étroite plus ou moins parallèle à la côte.

En revanche, les modèles intersismiques peuvent expliquer à la fois l'activité des failles et leur localisation limitée dans l'avant-arc côtier. De plus, les modèles intersismiques suggèrent qu'il existe une relation entre le comportement du contact interplaque et la géométrie des failles superficielles. L'approfondissement au nord de la Péninsule de Mejillones de la base de la zone couplée pendant la période intersismique pourrait expliquer la géométrie du Système de failles d'Atacama, qui présente une déflexion à la latitude de la péninsule. Si cette relation entre la géométrie des failles de la plaque supérieure et la nature de la zone sismogénique interplaque se confirme, alors l'analyse de la déformation crustale de la zone d'avant-arc pourrait devenir un outil puissant pour mieux caractériser les processus qui ont lieu au niveau de l'interface de subduction.

Resumen

El objetivo de este trabajo es adquirir un entendimiento detallado de la actividad y potencial sismogénico de fallas de la placa superior en el Antearco Costero de la Región de Antofagasta, norte de Chile. A pesar de la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, que domina el escenario tectónico del área, el estado de deformación superficial no es compresivo sino extensional. Esto se refleja en la ocurrencia de fallas normales que acomodan extensión en dirección EW. Las fallas Mejillones y Salar del Carmen, ubicadas en la península homónima y al este de Antofagasta, respectivamente, son dos de las más conspicuas de la zona y fueron las estructuras seleccionadas para llevar a cabo este estudio. Su selección se basa en que ambas afectan depósitos aluviales cuaternarios, lo cual da cuenta de su actividad reciente, y también en el hecho de que se encuentran próximas a zonas habitadas. La actividad de ambas se aborda, en primer término, desde la perspectiva de la paleosismología. En segundo lugar, y en específico para la Falla Mejillones, se discute la influencia de su actividad en la configuración neotectónica de la parte norte de la península. Posteriormente, presentadas las evidencias que denotan su actividad, se discute la relación entre ésta y las fases del ciclo de terremotos de subducción, mediante la confección de modelos de cambios de *stres*s de Coulomb (CSC).

A nivel local, la Falla Mejillones ha interactuado con el alzamiento de la porción norte de la Península de Mejillones. Esta zona se ha alzado a 1.14-1.16+/-0.14 m/ka, 0.56+/-0.15 m/ka, 0.59+/-0.19 m/ka y 0.45+/-0.4 m/ka, desde los estadios interglaciales MIS-11 (400 ka), MIS- 9 (330 ka), MIS-7 (220 ka) y MIS-5 (125 ka), respectivamente. En una fracción, este solevantamiento ha sido conducido por la Falla Mejillones, para la cual se calcularon tasas de deslizamiento de 0.91+/-0.07 m/ka y 0.09+/-0.04 m/ka desde el MIS-11. Al menos desde hace 400 ka, las mayores tasas de alzamiento y deslizamiento se ha concentrado en la parte norte de la península, lo que es coherente con las inclinaciones que presentan las formas del relieve que la caracterizan. Por lo tanto, se colige que la Falla Mejillones ejerce un control de primer orden en la configuración neotectónica de la parte norte de la Península de Mejillones.

Las investigaciones paleosismológicas permitieron establecer, en primer lugar, que la Falla Mejillones es una estructura activa que ha promovido el abandono de dos superficies aluviales a los ca. 35 ka y ca. 14 ka. Desde los ca. 35 ka, esta falla ha accionado con una tasa de deslizamiento de 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka. A partir del espesor de depósitos coluviales acumulados al pie de su escarpe, se determinó que esta estructura experimentó, entre los ca. 14 ka y ca. 6 ka, dos terremotos de Mw~7, los que involucraron desplazamientos cosísmicos mínimos del orden de ~1 m. Luego, hasta los ca. 3 ka, ocurrieron deslizamientos centimétricos que fueron acomodados de manera sísmica y/o asísmica por la estructura. Un paleoterremoto de Mw~6.6 cierra esta etapa, luego del cual no hay vestigios de eventos de Mw > 5. Durante los eventos de Mw 6.6-7, las rupturas comprometen toda la zona sismogénica de la Falla Mejillones. Por su parte, respecto a la Falla Salar del Carmen, ha sido posible determinar, de forma preliminar, que consta al menos de tres segmentos de comportamiento sísmico independiente. A lo largo de estos, habrían ocurrido entre dos y tres paleoterremotos de Mw 6.5-6.7, entre los ca. 12 ka y ca. 0.3 ka. Según las edades a las que ocurrieron los paleoterremotos en ambas discontinuidades, se evidencia que sus ciclos sísmicos no están en sincronía con el de los terremotos de subducción.

Es de común conocimiento que la existencia y actividad de fallas en la corteza superior del área de estudio supone una estrecha ligazón con el proceso de subducción. En esta tesis, por medio de cálculos de cambios de *stress* de Coulomb inducidos por la convergencia, se determinó que la actividad de las fallas Mejillones y Salar del Carmen es el resultado de incrementos del nivel de esfuerzos en ellas, debido a las contribuciones de periodos cosísmicos e intersísmicos sobre sucesivos ciclos de terremotos de subducción. Para la construcción de los modelos, se consideraron ciertos supuestos relativos a la Península de Mejillones, tales como su probable rol de barrera sísmica y los cambios del grado y profundidad de acoplamiento que ocurrirían en el contacto interplaca bajo ella. Los modelos cosísmicos indican que rupturas de terremotos de subducción que se detengan bajo la parte norte-central de la península promueven la reactivación parcial de todas las fallas normales NS presentes en el área de estudio, entre ellas las fallas Mejillones y Salar del Carmen. A su vez, un terremoto hipotético que pase bajo la península promueve la total reactivación de éstas. De este tipo de modelos, se desprende que si bien la reactivación de fallas de la corteza superior es factible durante o poco tiempo después de un terremoto de subducción, las condiciones tensionales son promovidas además en todo el antearco sobre y al este de una ruptura interplaca dada. Por lo tanto, los modelos cosísmicos no reproducen la restringida distribución de las fallas corticales, la que corresponde a una estrecha franja NS paralela a la costa del área de estudio. Por el contrario, modelos intersísmicos de cambio de *stress* de Coulomb son capaces de explicar tanto la actividad de estas fallas como su acotada posición en el Antearco Costero. Adicionalmente, los modelos intersísmicos son capaces de explicar la geometría del Sistema de Fallas de Atacama, la cual experimenta una curvatura a la latitud de la Península de Mejillones. La conclusión más sustancial de este tipo de modelos es la relación existente entre la actividad y geometría de las fallas de la placa superior y la naturaleza de la zona sismogénica interplaca. De ser correcto, el análisis de la actividad de las fallas corticales y en general de la deformación de largo plazo en el antearco constituye una herramienta potente para entender los procesos que ocurren en la interfase de subducción.

Abstract

The main objective of this thesis is to acquire a detailed understanding of the upper-plate fault activity and seismic potential in the Coastal Forearc of the Antofagasta Region, northern Chile. Although the tectonic setting is dominated by the convergence between the Nazca and South America plates, the surface deformation field is not compressive but extensive. This is documented by the existence of normal fault that accommodate extension in the EW direction. The Mejillones and Salar del Carmen faults, located at the Mejillones Peninsula and east of Antofagasta, respectively, are two of the most conspicuous in the zone and were selected to carry this study. These were selected because both affect quaternary alluvial deposits, which indicate recent activity. Also, these faults are close to inhabited areas. The activity of these faults is explored, first, from the scope of the paleoseismology. After, specifically for the Mejillones Fault, we address its influence in the neotectonic configuration of the northern Mejillones Peninsula. Furthermore, we discuss the relationship between the activity of upper-plate fault activity and the periods of the subduction earthquake cycle by using Coulomb stress change models.

Locally, the Mejillones Fault has interacted with the uplift of the northern Mejillones Peninsula. This portion has been uplifted at 1.14-1.16+/-0.14 m/ka, 0.56+/-0.15 m/ka, 0.59+/-0.19 m/ka and 0.45+/-0.4 m/ka since the interglacial highstands MIS-11 (400 ka), MIS- 9 (330 ka), MIS-7 (220 ka) y MIS-5 (125 ka), respectively. Partially, this uplifting has been conducted by the Mejillones Fault, which has experienced uplift rates of 0.91+/-0.07 m/ka and 0.09+/-0.04 m/ka since the MIS-11. At least since 400 ka, the most significative uplift and slip rates have been concentrated in the northern peninsula. This is coherent with the slopes that show the morphological forms that characterize the area. Thus, we think that the Mejillones Fault exerts a first order control on the neotectonic configuration of the northern Mejillones Peninsula.

A paleoseismological survey allowed establishing that the Mejillones Fault is active and that has promoted the abandonment of two alluvial surfaces at ca. 35 ka y ca. 14 ka. Since ca. 35 ka this fault has exhibited a slip rate of 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka. From the thickness of colluvial wedge deposits accumulated at the base of its scarp, we constrained that the fault produced two Mw 7 earthquakes between ca. 14 ka and ca. 6 ka. These events implied the occurrence of coseismic displacements of ~1 m. After, until ca. 3 ka, centimetric displacements were accommodated seismically and/or aseismically by the fault. A Mw 6.6 earthquake marks the end of this stage. After this event there is no evidence of major (Mw >5) earthquakes along the Mejillones Fault. The Mw 6.6-7 earthquakes along the fault produce the rupture of its whole seismogenic zone. On the other hand, for the Salar del Carmen Fault, we have preliminary determined that it consists of at least three segments of independent seismic behavior. Along them, between two and three Mw 6.5-6.7 paleoearthquakes have occurred between ca. 12 ka and ca. 0.3 ka. A common characteristic between both faults is that their seismic cycles are not synchronized with the subduction earthquakes ones.

Commonly, it has been proposed that the existence and activity of upper-plate faults in the study area supposes a strong link with the subduction process. By performing Coulomb stress change calculations, we determined that the activity of the Mejillones and Salar del Carmen faults is the result of the stress accumulation on them over repeated coseismic and interseismic subduction periods. For these models we considered singularities of the Mejillones Peninsula such the proposed role of seismic barrier and the changes of coupling degree/depth beneath it. Coseismic models indicate that interplate ruptures arresting beneath the northern-central peninsula promote the partial reactivation of all the NS normal faults in the area (e.g. Mejillones and Salar del Carmen faults). On the contrary, a rupture propagates under the peninsula can trigger reactivation along the entire seismogenic zone of these structures. From coseismic models we suggest that subduction earthquakes can produce the reactivation of normal upper-plate faults. Nevertheless, tensional conditions cover the whole forearc above and eastward of given rupture, so these models fail in explaining the very restricted existence of faults in the study area, which indeed are mainly present along a parallel-to-the-coast narrow fringe. Instead, interseismic models are capable to explain both, the activity of upper-plate faults and their distribution in the Coastal Forearc. Moreover, interseismic models can reproduce the geometry of the Atacama System, which suffers a curvature at the latitude of the Mejillones Peninsula. The most important remark made from the model results is the clear relationship between the activity and geometry of upper-plate faults and the nature of the seismogenic interplate contact. If correct the analysis of upper-plate fault activity and in general from the long term deformation of the forearc constitutes a useful tool to understand the processes governing the subduction interface.

Agradecimientos

El presente trabajo de tesis se efectuó en el marco de un convenio de cotutela entre las universidades Católica del Norte y Paul Sabatier (Toulouse III). Gracias al proyecto FONDECYT 1085117 (GG) se financiaron campañas de terreno y análisis. Adicionalmente, conté con una beca CONICYT de apoyo a la tesis doctoral, con la que se pagaron dataciones cosmogénicas. Para efectos de manutención tuve, durante el primer año de tesis, una beca UCN. Desde el segundo año, la manutención fue financiada con una beca CONICYT para estudios de doctorado en Chile. Gracias a esta misma beca, financié una estadía de un año y medio en la Universidad Paul Sabatier. Las universidades Católica del Norte y Paul Sabatier costearon los montos de pasajes y establecimiento. IRD financió mi asistencia al VII ISAG (2008) celebrado en Niza, Francia.

En cuanto a los agradecimientos personales quiero, en primer lugar, agradecer al Dr. Gabriel González, por su apoyo y enseñanzas como profesor guía de este trabajo de tesis. Además, al Dr. Joseph Martinod, co-guía de este trabajo, por la oportunidad de realizar la cotutela y la orientación durante el desarrollo de la investigación. Otros investigadores y amigos que ayudaron notablemente a que esta tesis llegara a buen término fueron el Dr. Dominique Remy, Dr. Steven Binnie, Dr. Ruth Robinson, Dr. Rodrigo González, Dr. Rodrigo Riquelme, Dr. Hans Wilke, Dr. Vincent Regard, Dr. Sebastien Carretier, Dr. Dominique Chardon, Dr. Gabriel Vargas, Dr. Gabriel Álvarez, Dr. José Cembrano, Dr. Christien Sue, entre otros. Adicionalmente, quisiera agradecer a todos los choferes de la Universidad Católica del Norte, y muy especialmente a las secretarias Xeomara Soto, Gladys Vidal y Cinthia Peñaloza, por la asistencia oportuna y eficaz que siempre me brindaron.

Quiero agradecer también, aunque las palabras no basten, por el apoyo, esperanza, atención y valentía a Élodie Labat, una verdadera compañera de pasos. Además, mis más sinceros agradecimientos por la ayuda, ánimos y momentos compartidos a Paulina Lohse, Monserrat Barraza, Rodrigo Palma, José Soto, María Eliana Escobar, Dina Cautivo, Carolina Tapia, Felipe Aguilera, Álvaro Tapia, Mario Vidal, Germán Aguilar, Luis Cerpa, Inés Rodríguez, Benigno Godoy, Erik Jensen, Pablo Gutiérrez, Miguel Tapia, Andrea Rojas, Ivonne Salas, Matilde Basso, Germán Velásquez, Elder Yokoyama, Ana Valdés, Aude Sturma, Stephane Perrouty, Paulina García, Jean Sebastien Moquet, Rodrigo Paiva, Mark Lindsay, Vaclav Metelka, Caroline Sánchez, Luisa Kabala, Jimena Kirchner, Gael Breysse, César Leyton, Héctor Castro, Daniel Figueroa, Lizette González, Hélène Bonardi, Alisson Akerman, Florian Pantillon, Maureen Stubbs, Tristán Rousseau, Cristian Toledo, José González, Claudio Araya, Hals Michea y tantos otros que me acompañaron en este camino.

Mi familia ha sido un pilar fundamental. Quiero agradecer de corazón a mis padres Joaquín y Lilians, por sus afectos, por sus guías, por formarme, por sus paciencias, por las risas, por las lágrimas, por ayudarme y sostenerme cada vez que lo he necesitado. A Francisco, por compartir su joven sabiduría con su hermano mayor cada vez que lo ha necesitado, y que no han sido pocas. Tus palabras, hermano, tienen el tino que pocas personas saben lograr. Es un verdadero honor y regalo haber nacido entre ustedes. Si agradezco haber escogido compañeras y compañeros como los que tengo, ¡¡cómo no voy a agradecer que la vida azarosa me haya regalado vuestras presencias!! Son, como ya he escrito antes, un verdadero refugio seguro y manantial de ánimo para no bajar los brazos en los momentos más difíciles. Quiero otorgar también un reconocimiento especial a mi tío Orlando, por compartir su sabiduría ya algo más madura y cuántica, por las historias, por las ideas, por los cuestionamientos, por ayudarme especialmente en la época presente (si es que el presente es tal). De igual manera, expreso mi más sincera gratitud a mi Tía Angélica, por las frases, ideas y abrazos, que han sido reconfortantes en esta época inciertamente presente. A todos mis abuelos y abuelas, tíos y tías, primos y primas, a los que están en presencia física y de las otras…a todos y cada uno de ellos. Siempre hemos estado y siempre estaremos juntos. Muchas gracias.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1. INTRODUCTION **1**

1.1 Intérêt de l'étude 1

1.2 Hypothèses de travail 7

1.3 Objectifs 9

1.4 Contexte tectonique général 10

1.5 Configuration morpho-structurale de l'avant-arc externe vers 23°S 12

1.6 Synthèse de la géologie de la Cordillère de la Côte et de la péninsule de Mejillones 14

1.7 Régime sismo-tectonique du nord du Chili 16

1.8 Mécanismes contrôlant les tremblements de Terre 25

1.9 La présence et l'activité de failles dans la plaque supérieure : une évidence de déformations permanentes 31

1.9.1 La faille de Mejillones 31

1.9.2 La faille du Salar del Carmen 38

1.10 Liens entre failles crustales et subduction dans le nord du Chili 40

1.11 Méthodologie utilisée 48

1.11.1 Analyse d'images satellites de haute résolution 48

1.11.2 Données de terrain 48

1.11.3 Modèles de dislocation élastique visant à expliquer les liens entre sismicité crustale et cycle sismique de subduction 52

CHAPITRE 2. OUTILS DE LA PALEOSISMOLOGIE **53**

2.1 Introduction 53

2.2 Tranchées 54

2.3 Evidences paléosismologiques 57

2.3.1 Escarpements de failles 62

2.3.2 Prisme colluvial 73

2.4 Magnitude de paléo-séismes 76

2.4.1 Relation entre l'épaisseur du prisme colluvial et la magnitude 77

2.4.2 Relation entre longueur de rupture et magnitude 82

CHAPITRE 3. NEOTECTONIQUE DE LA PARTIE NORD DE LA PENINSULE DE MEJILLONES **85**

3.1 Introduction 85

3.2 Article en préparation: *"**Neotectonics of the Mejillones Peninsula, northern Chile: Interaction between uplifting and extensional processes"*** 87

-Abstract

1.Introduction *89*

2. Tectonic and seismotectonic setting *96*

3. Morphostructural synthesis of the Mejillones Peninsula *97*

4. Marine terraces and regressive beach ridges in the Mejillones Peninsula *99*

4.1.General distribution of the marine terraces in the Mejillones Horst *101*

4.2. ^{10}Be ages in terraces at the northern Morro Mejillones Horst *110*

4.3. General structure of the regressive beach ridges in the Pampa Mejillones *113*

5. New OSL and ^{14}C ages from a marine conglomerate displaced by the Mejillones Fault *114*

6. Spatial and temporal variation on the Mejillones Fault slip rate since Pliocene-Pleistocene times *116*

7. Discussion ***120***

7.1. About the origin and uplift of the Mejillones Peninsula *120*

7.2. Significance of the terrace widths *122*

7.3. Slip rate variations of the Mejillones Fault *123*

7.4. The Mejillones Fault activity and its influence in the morphology of the northern Mejillones Peninsula *124*

8. Conclusions ***126***

CHAPITRE 4. PALEOSISMOLOGIE DES FAILLES DE LA CROUTE SUPERIEURE : LES EXEMPLES DES FAILLES DE MEJILLONES ET DU SALAR DEL CARMEN **130**

4.1 Introduction 130

4.2 Article publié (*Tectonics*): "***Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ^{10}Be and Optically Stimulated Luminescence determinations"*** ***132***

-Abstract

1. Introduction ***133***

2. Seismo-tectonic setting and upper plate fault context ***137***

3. Morphotectonics of the Mejillones Peninsula ***139***

4. The Mejillones Fault ***141***

4.1. Morphology of the piedmont *144*

4.2. Characterization of the Mejillones Fault scarp and surface offset *146*

5. Trenches at the Mejillones Fault ***151***

5.1 Summary of the trench stratigraphy *152*

6. Estimates of cumulative displacement in the trenches ***167***

7. OSL ages of colluvial deposits at the fault scarp ***170***

8. Cosmogenic ^{10}Be Exposure Ages ***172***

8.1 Previous data *172*

8.2 Sample collection *176*

8.3 Assumptions and age interpretation *177*

9. Discussion ***186***

9.1. Local morphology, trench sedimentary record and fault activity *186*

9.2. Seismic paleomagnitude estimates *188*

9.3 Hillslope process and faulting *190*

9.4. Slip rates and recurrence estimation *192*

9.5 Upper plate fault activity and subduction earthquake cycle *195*

10. Conclusions *196*

4.3 Paléosismologie de la faille du Salar del Carmen (résultats préliminaires) 198

4.3.1 Généralités 198

4.3.2 L'escarpement de faille 199

4.3.3 Evidences paléosismologiques 207

4.3.4 Interprétation paléosismologique 213

CHAPITRE 5. ACTIVITE DES FAILLES DE LA CROUTE SUPERIEURE ET CYCLE SISMIQUE DE SUBDUCTION **219**

5.1 Introduction 219

5.2 Modèles de dislocation élastique 225

5.2.1 Aspects théoriques 225

5.2.2 Changements de contraintes de Coulomb 229

5.3 Article en preparation: ***Upper plate fault activity in northern Chile: Exploring its relationship with the subduction earthquake cycle using static Coulomb Stress Change (CSC) models*** *235*

- Abstract

1. Introduction *236*

2. Seismotectonic framework *242*

3. Structural setting of the study area *245*

4. Static Coulomb Stress change models *246*

4.1. Method *246*

4.2. Models setup *248*

4.3. Coseismic CSC models ***249***

4.3.1. Result of Model 1. 1877 Iquique segment with homogeneous slip *250*

4.3.2. Results of Models 2a-b. Mejillones segment *252*

4.4. Interseismic CSC models ***255***

4.4.1. Results of Models 3a-b. Interseismic models with a *259*

completely and invariable locked zone between 21°S and 24°S

4.4.2. Results of Models 4a-b. Interseismic models with a completely *259*

locked zone between 21°S-24°S and a change in the downdip

beneath the Mejillones Peninsula

4.4.3. Results of Models 5a-b: Interseismic models with a shallow *263*

locked zone at the latitude of the Mejillones Peninsula

5. Discussion ***264***

5.1. Coseismic models *264*

5.2. Interseismic models *268*

5.3. Effectiveness of the increases in the CSC values *269*

5.4. The role of the Mejillones Peninsula in the segmentation of the margin *270*

6. Conclusions ***271***

CHAPITRE 6. DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSIONS **273**

Références bibliographiques

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

El borde costero del norte de Chile está localizado en uno de los márgenes tectónicos más activos del mundo [Nishenko, 1991; Delouis et al., 1998; Comte et al., 1999]. Una de las formas en que esta actividad se manifiesta es mediante la ocurrencia de devastadores terremotos de subducción, que se suceden en el tiempo geológico según el denominado ciclo sísmico [Reid, 1910]. En particular, en este escenario tectónico, los terremotos de subducción se producen debido a la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Figura 1.1), la cual ocurre a una velocidad de 65 mm/a [Angermann et al., 1999]. En la literatura especializada es posible encontrar diversas investigaciones referentes al proceso de subducción en esta zona. Primeramente, considerando relocalización de terremotos ocurridos en el área en la segunda mitad del siglo XX, se ha logrado determinar la zona sismogénica entre las placas [e.g. Tichelaar y Ruff, 1991; Tichelaar y Ruff, 1993; Ruff, 1996; Ruff y Tichelaar, 1996]. Más recientemente, mediante técnicas geodésicas, se han medido los campos de velocidad superficial en las diferentes etapas del ciclo sísmico [Bevis et al. 1999; Klotz et al., 2001; Klotz et al., 2006; Chlieh et al. 2004].

Un vacío importante en lo que respecta a una mejor comprensión de la sismicidad en el norte de Chile, es la falta de un análisis detallado de los terremotos provocados por fallas de la placa superior. La sismicidad en fallas corticales no ha recibido la misma atención que los terremotos de subducción por parte de los diferentes grupos de investigación [e.g. Chlieh et al., 2004;

Pritchard y Simons, 2006; Chlieh et al., 2011], lo cual ha impedido adquirir una evaluación más completa del peligro sísmico al cual están expuestas ciertas zonas pobladas de la región. La razón para la existencia de este vacío, radica en que los sismos de mayor magnitud, y que históricamente han repercutido de forma más notable en la sociedad, se generan en las zonas de contacto interplaca. Adicionalmente, en términos comparativos, se sabe que los grandes sismos de subducción son, por lo general, de mayor magnitud que los de la placa superior, siendo también más recurrentes en el tiempo. Por otro lado, un adecuado conocimiento de la sismicidad producida en fallas de la corteza superior requiere de redes sísmicas más densas que las existentes hasta ahora en la zona.

En esta investigación, se plantea que los sismos provocados por fallas de la placa superior constituyen un factor que debe ser tomado en cuenta en la evaluación del peligro sísmico al cual están afectas ciertas zonas pobladas de la región costera del norte de Chile. Esto se fundamenta, por un lado, debido a la casi absoluta carencia de información referida a la paleosismología de estas estructuras, así como también en el hecho que existen fallas desplazando depósitos aluviales cuaternarios, y que tienen notable expresión morfológica, lo cual da cuenta, en un principio, de su actividad reciente. Entre estos casos, dos de los más notables están dados por las fallas Mejillones y Salar del Carmen (Figura 1.2), ubicadas en el Antearco Costero a 65 km al NW y 15 km al E de Antofagasta, respectivamente, y que han sido escogidas para llevar a cabo este proyecto.

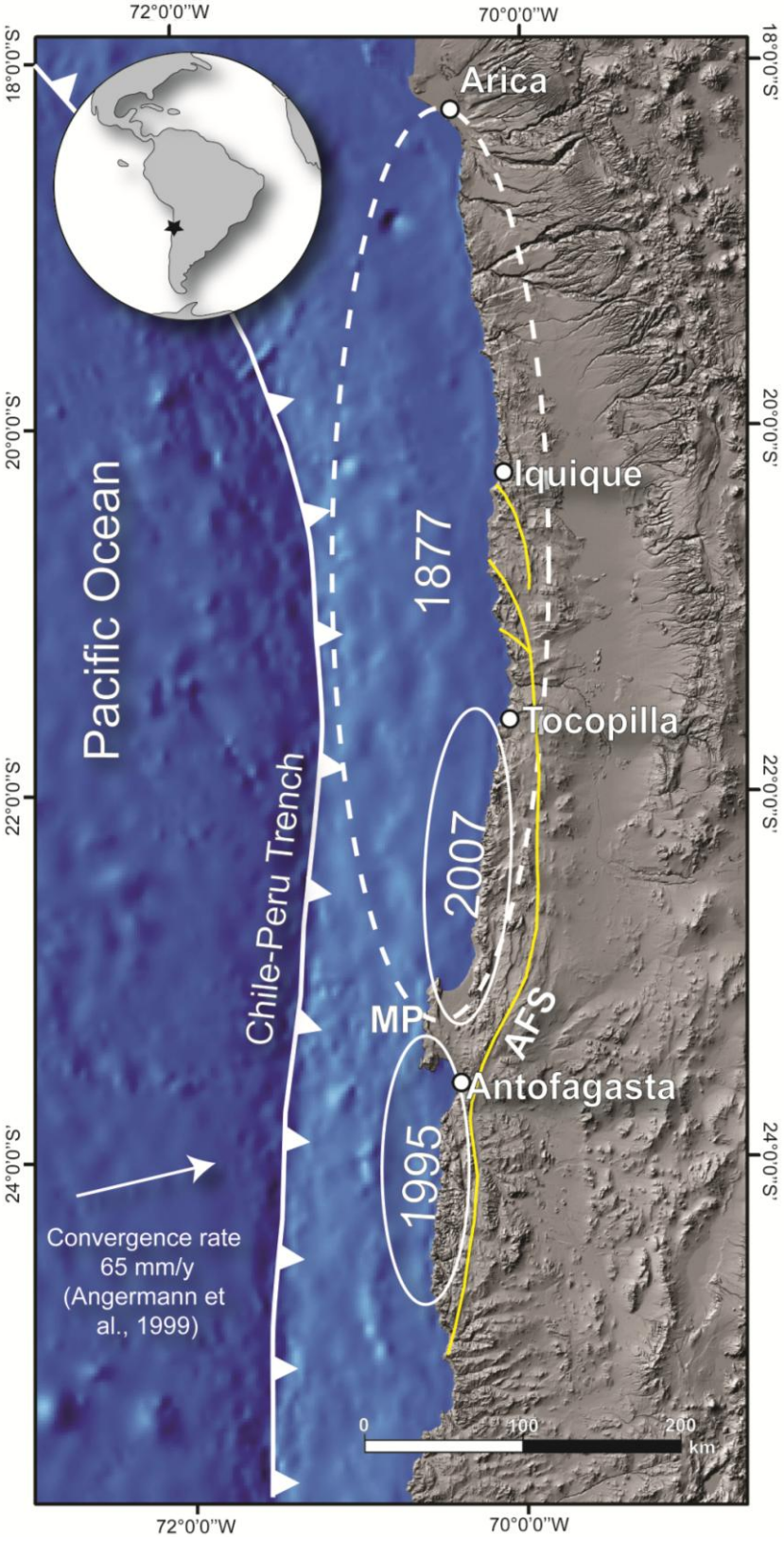

72°0'0"W
70°0'0"W
18°0'0"S
20°0'0"S
22°0'0"S
24°0'0"S
Arica
Iquique
Tocopilla
Antofagasta
Pacific Ocean
Chile-Peru Trench
1877
2007
1995
MP
AFS
Convergence rate
65 mm/y
(Angermann et
al., 1999)
0
100
200
km

Figura 1.1. Relieve sombreado (GTOPO 30) y batimetría (ETOPO 90) del norte de Chile. Se indican con rectángulos blancos la Península de Mejillones y el sector de Salar del Carmen, que constituyen las áreas de estudio específicas. La flecha blanca indica la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana. Las áreas de rupturas de los terremotos de Iquique 1887, Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007, son representadas mediante elipses blancas. AFS corresponde al Sistema de Fallas de Atacama [Arabasz, 1971].

Figure 1.1. Topographie (GTOPO 30) et bathymétrie (ETOPO 90) du nord du Chili. La flèche blanche correspond à la convergence de la plaque Nazca avec l'Amérique du sud. Les zones de rupture des séismes d'Iquique (1997), Antofagasta (1995) et Tocopilla (2007) sont représentées par des ellipses blanches. AFS : Système de failles d'Atacama [Arabasz, 1971].

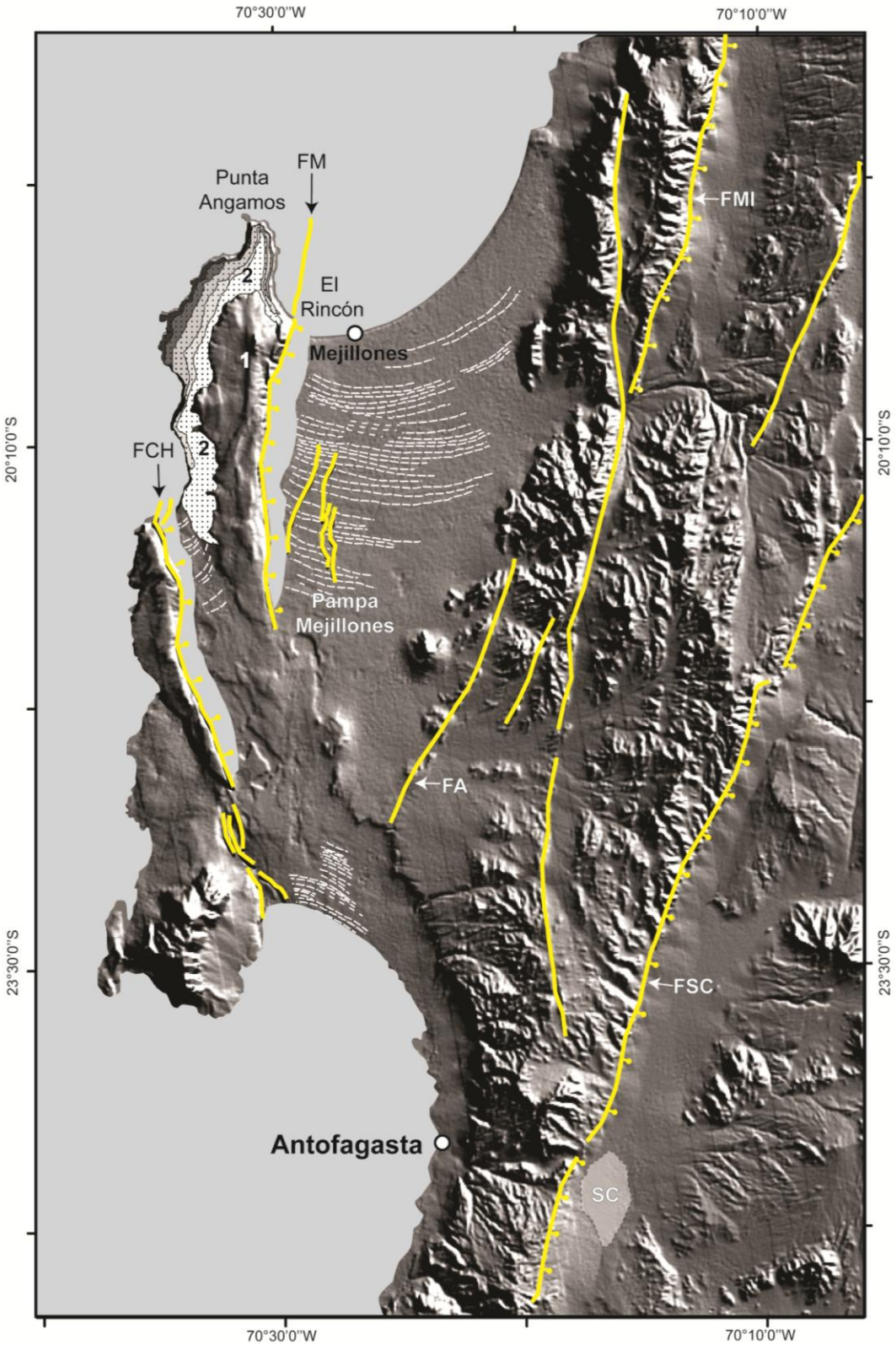

70°30'0"W
70°10'0"W
20°10'0"S
23°30'0"S
Punta
Angamos
FM
FMI
El
Rincón
Mejillones
1
2
2
FCH
Pampa
Mejillones
FA
FSC
Antofagasta
SC

Figura 1.2. Relieve sombreado (GTOPO 30) que muestra en detalle las zonas en que se ubican las fallas Mejillones (FM) y Salar del Carmen (FSC). Otras estructuras presentes en la zona son las fallas Mititus (FM), Aeropuerto (FA) y Caleta Herradura (FCH). Se representan, además, algunos rasgos morfológicos de la Península de Mejillones, tales como los horst de Mejillones (1) y Morro Jorgino (3); y las terrazas marinas (2) diferenciadas por Marquardt [2005]. Las líneas segmentadas blancas indican líneas de paleocosta. Al este de Antofagasta, SC es el Salar del Carmen.

Figure 1.2. Relief ombré (GTOPO 30) montrant les détails de la zone affectée par les failles de Mejillones (FM) et Salar del Carmen (FSC). Les autres structures présentes dans la zone sont les failles de Mititus (FM), de l'aéroport (FA) et de Caleta Herradura (FCH). Quelques traits morphologiques de la péninsule de Mejillones, tels que les horsts de Mejillones (1) et de Morro Jorgino (3), et les terrasses marines cartographiées par Marquardt [2005] *(2), ont été représentés. Les lignes blanches tiretées correspondent à des lignes de paléo-côtes. A l'Est d'Antofagasta, CS indique le Salar del Carmen.*

En este contexto, la motivación central de esta investigación es conocer la actividad paleosismológica y establecer el potencial sismogénico de las fallas Mejillones y Salar del Carmen. La Falla Mejillones se encuentra localizada en la península homónima, la cual corresponde a un bloque alzado de la plataforma costera ubicada 66 km al norte de Antofagasta (Figuras 1.1 y 1.2). Por su parte, la Falla Salar del Carmen constituye parcialmente el límite oriental de la Cordillera de la Costa a ~23°S (Figuras 1.1 y 1.2). Para ambas estructuras, se pretende precisar la cantidad de desplazamiento cosísmico, magnitud, edad y recurrencia de paleo-terremotos ocurridos en ellas desde el Pleistoceno. En este sentido, se utilizarán técnicas paleosismológicas y de datación convencionales [e.g. McCalpin, 1996]. Asimismo, se buscará esclarecer los mecanismos que expliquen y/o favorezcan la actividad de estas fallas corticales, en lo referente a su relación con las etapas del ciclo de los terremotos de subducción y propiedades geométrico-mecánicas de la zona de acoplamiento entre las placas Nazca y Sudamericana. Para este efecto, se desarrollarán modelos de dislocaciones elásticas [e.g. Okada, 1985], orientados a determinar los campos de desplazamiento y las variaciones de *stress* de Coulomb (CSC) superficiales durante las etapas cosísmica e intersísmica del ciclo.

1.2. Hipótesis

De acuerdo con los antecedentes de tasas de desplazamiento disponibles para fallas de la placa superior en el antearco costero del norte de Chile, se plantea que las estructuras consideradas podrían generar terremotos de magnitud Mw~7, con intervalos de recurrencia del orden de miles a decenas de miles de años. La carga de *stress* en estas fallas sería consecuencia del ciclo

sísmico de terremotos de subducción, proceso que podría provocar la reactivación de estructuras de la placa superior durante las etapas cosísmica y/o intersísmica de éste. Esta vinculación, sumada al hecho de que no existen datos precisos acerca de su comportamiento sismogénico cuaternario, lleva a considerar a las fallas corticales seleccionadas para esta investigación como un factor de peligro a evaluar dentro del escenario sísmico de la región. En el marco de esta hipótesis, se han planteado las siguientes preguntas:

i) ¿Cuál es la cantidad de desplazamiento y la magnitud esperada para un sismo producido por las fallas en estudio?

ii) ¿Cuál es la edad en que ocurrieron los desplazamientos más recientes?

iii) ¿Cuál es la tasa de desplazamiento de las fallas estudiadas?

iv) ¿Cómo afecta la variación en el *stress* de Coulomb, tanto en el periodo cosísmico como intersísmico del ciclo subductivo, a las fallas de la placa superior?

v) ¿Qué efectos ejercen sobre las fallas corticales los campos de *strain* inducidos por las etapas cosísmica e intersísmica del ciclo de subducción?

vi) ¿Qué características mecánicas y geométricas de la interfase de subducción favorecen la actividad normal de las fallas corticales en las distintas etapas del ciclo sísmico?

1.3. Objetivos

i) Objetivo General

Adquirir un entendimiento detallado de la actividad paleosismológica de las fallas de la placa superior en el Antearco Costero del norte de Chile, estableciendo su grado de actividad y el vínculo con el ciclo sísmico de la zona de subducción subyacente.

ii) Objetivos específicos

1) Precisar la cantidad de desplazamiento y la magnitud de paleoterremotos en las fallas de la placa superior estudiadas.

2) Establecer la edad en que ocurrieron los eventos, la recurrencia de éstos y el *slip rate* de las fallas.

3) Determinar el efecto de las etapas del ciclo sísmico de subducción en la actividad de las fallas.

4) Precisar qué propiedades geométrico-mecánicas de la zona sismogénica definida entre las placas Nazca y Sudamericana favorecen la actividad de estas fallas.

1.4. Contexto tectónico general

El margen Andino es un ejemplo de zona de subducción de bajo ángulo (20-30°), donde la Placa Nazca subduce a la Sudamericana [Uyeda y Kanamori, 1979]. Allí, el régimen actual de convergencia habría comenzado en el Oligoceno, hace alrededor de 25 Ma, posterior a una reorganización mayor de las placas oceánicas en el Pacífico Oriental [Tebbens y Cande, 1997]. Desde ese entonces, este proceso ha promovido el acortamiento y engrosamiento cortical que dio origen a los Andes modernos [Loveless, 2008].

La evolución del proceso de subducción en esta zona ha sido esclarecida gracias a diversos estudios geofísicos [i.e. Cahill y Isacks, 1992; Comte et al., 1994; Comte y Suárez, 1994; ANCORP Working Group, 1996; Buske et al., 2002; Götze et al., 1994; Husen et al., 1999; Husen et al., 2001; Wigger et al., 1994; Yuan et al., 2000, 2002]. Uno de los cambios importantes en el marco de esta evolución está representado por la disminución continua de la velocidad de convergencia relativa, la cual ha variado, desde el Mioceno a la actualidad, entre 150 mm/a [DeMets et al., 1990; Somoza, 1998] y ~66 mm/a – 79 mm/a [Angermann et al., 1999, DeMets, et al, 1999]. En el mismo intervalo, la oblicuidad de la convergencia ha variado desde 29° a 23° respecto a la normal a la fosa, lo que ha tenido incidencias en los estilos de deformación que ha exhibido la placa superior durante este periodo [Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Norabuena et al., 1998; Angermann et al., 1999].

En general, y de acuerdo a su naturaleza mecánica, en la zona del antearco costero ocurren dos tipos de deformación relacionados con la

convergencia. La primera es de tipo elástica, y se manifiesta en las distintas fases del ciclo sísmico de los terremotos de subducción [e.g. Bevis et al. 1999; Klotz et al., 2001; Klotz et al., 2006; Chlieh et al. 2004]. Por otro lado, una fracción de la deformación inducida por la convergencia es transferida a la placa superior de manera permanente, lo cual se expresa, en parte, en la existencia de fallas corticales de cinemáticas diversas [Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1997, González et al., 2003; Allmendinger et al. 2005, Allmendinger y González, 2010].

La deformación de tipo permanente, conducida por las fallas corticales, se manifiesta principalmente en dos zonas geográficas. En primer lugar, se expresa en el trasarco, en la faja corrida y plegada, donde fallas inversas acomodan aproximadamente 8.5% de la convergencia [e.g. Bevis et al., 2001]. En segundo lugar, la deformación permanente se exhibe en el antearco costero, principalmente en la Cordillera de la Costa, mediante la generación de fallas normales que promueven la formación de prominentes escarpes de falla [e.g. Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003]. En el antearco costero, las condiciones climáticas de hiperaridez y las consecuentes tasas de erosión bajas, hacen que esta zona ofrezca un escenario único para explorar la interacción entre procesos tectónicos y geomorfológicos. Estas condiciones de hiperaridez se habrían establecido, al menos, hace 6 Ma [Hartley y Chong, 2002], aunque también se ha sugerido que su prevalencia data desde los 13-18 Ma [Dunai et al., 2005; Rech et al., 2006].

En el área de estudio, la hiperaridez y la interacción entre procesos tectónicos y geomorfológicos posibilita estudiar en detalle rasgos tales como

escarpes de falla y terrazas de erosión marinas. Estas formas del relieve permiten, como se presenta más adelante en este manuscrito, reconstruir la paleosismología de las estructuras y la historia de alzamiento de rasgos morfológicos tales como la Península de Mejillones.

1.5. Configuración morfo-estructural del Antearco Externo a ~23°S

El antearco corresponde a la porción de los Andes que comprende, de oeste a este, desde la fosa hasta el límite occidental del arco magmático actual, abarcando una extensión de ~450 km. A lo largo de esta extensión, es posible diferenciar dominios morfo-estructurales paralelos a la fosa, y limitados entre ellos por estructuras de escala regional. Niemeyer et al. [1996] identifican y definen, de oeste a este, los dominios denominados Talud Continental, Plataforma Costera y Cordillera de la Costa; los que conforman el denominado Antearco Externo. Hacia el este, pasando el Sistema de Fallas de Atacama (SFA en figura 1.3), se encuentran los dominios de la Depresión Central, Precordillera, Depresiones Preandinas (e.g. Salar de Atacama) y Cordillera Occidental [Reutter et al., 1988].

Parte de la presente investigación se efectúa en la Cordillera de la Costa, la cual constituye un dominio morfo-estructural limitado parcialmente hacia el este por el Sistema de Fallas de Atacama y hacia el oeste por el acantilado costero. A 23.5°S, la Cordillera de la Costa tiene un ancho de ~25 km. Según Niemeyer et al. [1996], esta unidad corresponde a un conjunto de bloques alzados de orientación NS, con cumbres que alcanzan hasta 2000 ms.n.m (Figura 1.3). Por otro lado, la Península de Mejillones (Figuras 1.1, 1.2 y 1.3), también foco de estudio de esta tesis, corresponde a una porción de plataforma

costera emergida [Niemeyer et al., 1996], la cual se caracteriza por presentar una morfología dominada por *horst* y *hemigraben*, asociada a fallas normales. La mayor elevación de esta península está dada por el Morro Mejillones, con ~700 ms.n.m (Figura 1.2).

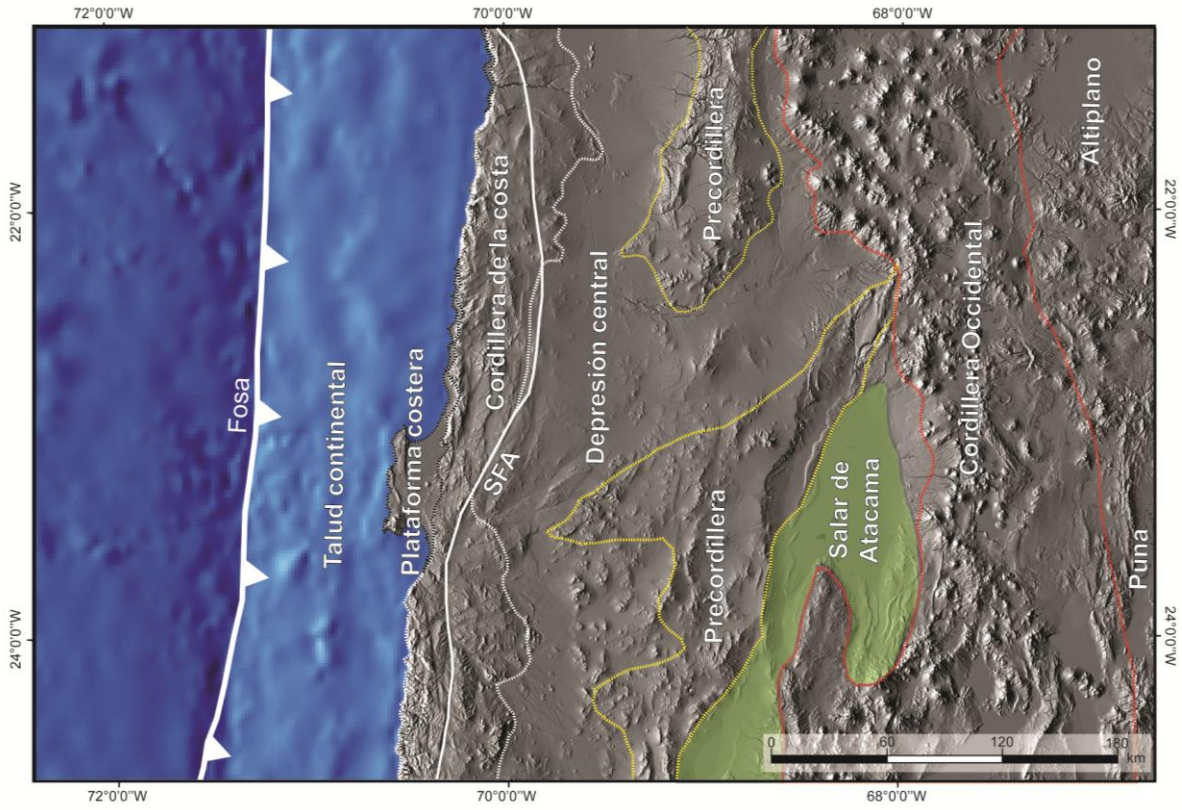


Figura 1.3. Dominios morfoestructurales del antearco del norte de Chile entre ~21°S y ~25°S. Las líneas punteadas de colores delimitan cada uno de los dominios. SFA es el Sistema de Fallas de Atacama. Construido a partir de Niemeyer et al., [1996] y Cembrano et al., [2007].

Figure 1.3. Domaines morpho-structuraux de l'avant-arc du nord du Chili entre 21 et 25°S. Les lignes pointillées de couleur délimitent chaque domaine. SFA : système de failles d'Atacama. D'après Niemeyer et al. [1996] *et* Cembrano et al. [2007].

1.6. Síntesis de la geología de la Cordillera de la Costa y la Península de Mejillones

La Cordillera de la Costa corresponde al arco magmático más antiguo de la actual configuración morfo-estructural del antearco externo en el norte de Chile [e.g. Scheuber et al., 1994]. En ella, afloran principalment rocas volcánicas, volcánico-sedimentarias, sedimentarias e intrusivas; con rangos de edad Jurásico-Cretácico. Entre éstas se cuentan, por ejemplo, la Formación La Negra [García, 1967; Oliveros, 2005], Formación Caleta Ligate [Ceccioni y García, 1960], Formación Huantajaya [Thomas, 1970], batolito de la costa [García, 1967], Formación Caleta Coloso [Brüggen, 1950], entre otras. Estas unidades conforman un basamento mesozoico, producido como consecuencia de la subducción, desde el Jurásico, de varias placas oceánicas bajo la placa Sudamericana, el cual fue posteriormente solevantado [Scheuber et al., 1994]. Adicionalmente, y de forma subordinada, se ha verificado también la existencia de rocas ígneas y meta-sedimentarias del Paleozoico Superior, tales como las que conforman la Formación El Toco [García, 1967].

Cubriendo el basamento mesozoico, Niemeyer et al. [1996] distinguen las siguientes unidades en la Cordillera de la Costa: i) Gravas colgadas, las cuales son los depósitos cenozoicos más antiguos dentro de este dominio morfo-estructural, con una edad oligoceno-miocena [Naranjo y Paskoff, 1985]. Estas gravas formarían parte del "*Coastal Tarapacá Pediplain*" [Mortimer y Saric, 1975], y su acumulación habría tenido lugar previo al alzamiento de la Cordillera de la Costa; ii) Depósitos marinos de Sierra del Ancla, representados por coquinas conglomerádicas que afloran en la sierra homónima, al este de Antofagasta. Debido a la similitud en términos de la

fauna que contienen, esta unidad tendría la misma edad que la Formación Caleta Herradura expuesta en la Península de Mejillones, es decir, Mioceno; y iii) Depósitos aluviales, producto del desarrollo de abanicos coalescentes, acumulados en los márgenes de las depresiones intermontanas del interior de este dominio morfo-tectónico.

En la Península de Mejillones, la cual corresponde a una porción alzada de la plataforma costera [Niemeyer et al. 1996], el basamento está compuesto por rocas metamórficas paleozoicas y rocas plutónicas paleozoicas-jurásicas. Cubriendo este basamento, existen gravas continentales oligoceno-miocenas [Niemeyer et al., 1996], depósitos marinos de edad Mioceno inferior-Plioceno de la Formación La Portada [Ferraris y DiBiase, 1978; Cortés et al., 2007], depósitos marinos pleistocenos [Ferraris y Di Biase, 1978; Cortés et al., 2007], depósitos aluviales y eólicos [Cortés et al., 2007].

La estructura más notable de la Cordillera de la Costa es el Sistema de Fallas de Atacama [Arabazs, 1971], el cual se extiende por cerca de 1000 km entre Iquique (20°13'S) y La Serena (30°S) (Figuras 1.1 y 1.3). Su origen ocurrió en una etapa tardía de la evolución del arco magmático Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, ubicado en la posición que actualmente ocupa la Cordillera de la Costa. La actividad de este sistema de fallas data desde el Cretácico, y fue consecuencia del inicio de la subducción de la Placa Farallón bajo la Sudamericana [Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999]. Inicialmente, su actividad estuvo dominada por movimientos sinistrales, los cuales tuvieron lugar en segmentos de más de 60 km de longitud [Scheuber y Andriessen, 1990]. A lo largo de su traza, el SFA forma estructuras tipo duplex limitadas por fallas de rumbo NS y NW. Hacia su

límite septentrional, el SFA genera estructuras dispuestas en "cola de caballo", representadas por tres fallas que se separan de la principal a los ~21°S [González et al., 2003] (Figura 1.1). Durante el Cenozoico, el SFA ha dejado su impronta en el relieve en la generación de la geometría de *horst* y *graben* que exhibe la Cordillera de la Costa, mediante el desarrollo de escarpes de falla de 30-200 m [Arabasz, 1971; Okada, 1971; Hervé, 1987; Naranjo, 1987]. Respecto a su actividad reciente, en específico para el segmento Salar del Carmen, González et al. [2006] señalan que se manifiesta en la existencia de un escarpe que mantea hacia el este, de 5 m de altura promedio, y que se formó debido a movimientos normales que dislocaron superficies aluviales de ~400 ka.

1.7. Régimen sismotectónico del norte de Chile

A lo largo de los Andes Centrales, la subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana es el proceso responsable de gran parte de la deformación que se acumula en la placa superior. Esta deformación se genera como consecuencia de los esfuerzos acumulados en la zona que abarca desde los 10 km hasta los 31-46 km de profundidad en el norte de Chile, según lo indican estudios de localización de 27 terremotos ocurridos entre 1961 y 1987 [Tichelaar y Ruff, 1993]. En particular, para la el área comprendida entre los 21°S y los 24°S, estudios más recientes han logrado una adecuada imagen de la zona sismogénica [Victor et al., 2011]. Esto ha sido posible gracias al registro y localización de las réplicas asociadas a los terremotos de 1995 Antofagasta y 2007 Tocopilla [Victor et al., 2011], cuya distribución se muestra en la figura 1.4.

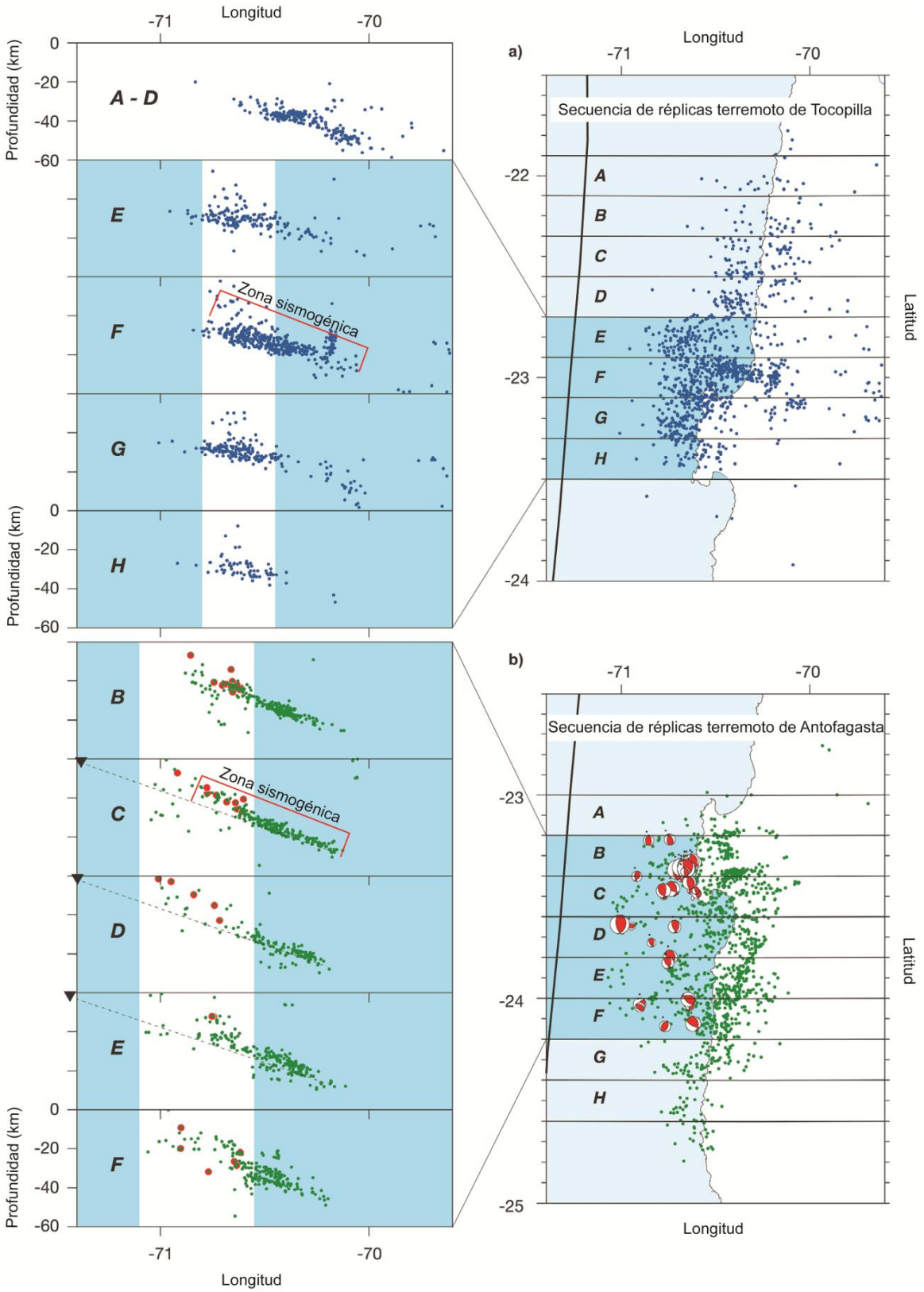
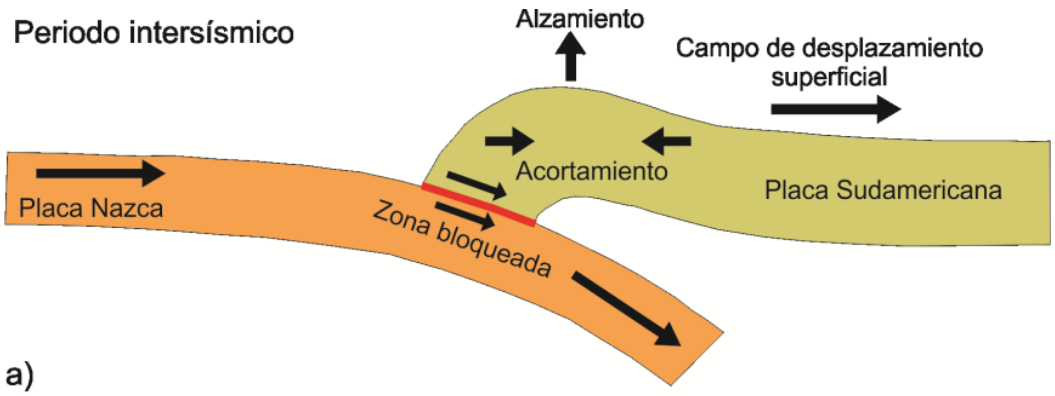

Longitud
-71
-70
Profundidad (km)
0
-20
-40
-60
A - D
E
F
G
H
Zona sismogénica
B
C
D
E
F
a)
Secuencia de réplicas terremoto de Tocopilla
-22
-23
-24
Latitud
b)
Secuencia de réplicas terremoto de Antofagasta
-25

Figura 1.4. Tomada de Victor et al. [2011]. a) A la derecha, muestra la distribución superficial de réplicas producidas por el terremoto de Tocopilla 2007. Los perfiles de la izquierda señalados con letras de la A a la H muestra la misma distribución en profundidad a diversas latitudes. b) Las mismas distribuciones que a), para el terremoto de Antofagasta 1995. La combinación de ambas distribuciones releja la extensión de la zona simogénica tanto al norte como al sur de la Península de Mejillones.

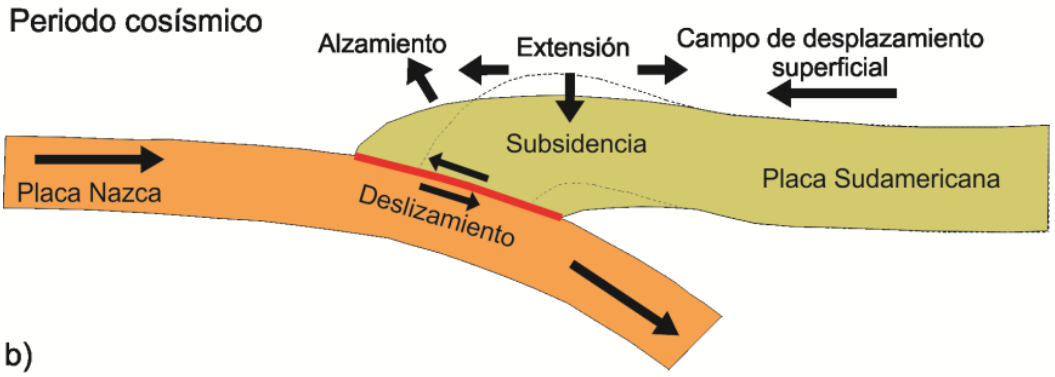
Figure 1.4. Figure tirée de Victor et al. [2011]. *a) à droite, vue en carte des répliques du séisme de Tocopilla de 2007. Les profils de gauche signalés par les lettres A à H montrent les séismes en profondeur à différentes latitudes. (b) Mêmes figures qu'en (a), pour le séisme d'Antofagasta de 1995. La combinaison de ces figures montre l'extension de la zone sismogénique au nord et au sud de la péninsule de Mejillones.*

La acumulación de esfuerzos se sucede durante las distintas etapas del denominado Ciclo Sísmico [Reid, 1910], que consta de las fases intersísmica, cosísmica y postsísmica (Figura 1.5). De acuerdo a Ruegg [1994], en la fase cosísmica se produce el relajamiento de los esfuerzos acumulados en la zona acoplada entre las placas, es decir, un terremoto. Inmediatamente después de la fase cosísmica, se inicia un período en que ocurren las réplicas del evento principal, generándose procesos de relajación anelásticos o viscosos, los que propician el reajuste entre las placas en la zona cercana a la fuente. Esta etapa se denomina fase postsísmica, y durante ella puede ocurrir reactivación de fallas, sea en forma asísmica o sísmica. Cuando la etapa cosísmica ocurre de manera muy rápida (del orden de segundos), la fase postsísmica puede extenderse durante meses o años, dependiendo del tamaño y la complejidad de la fuente del sismo. La reacumulación progresiva y gradual de esfuerzos ocurre luego, durante la etapa inter-sísmica, cuando una porción de la interfase de subducción vuelve a estar casi totalmente acoplada (zona sismogénica). Esta fase comprende cerca del 90% de la duración de un ciclo completo.

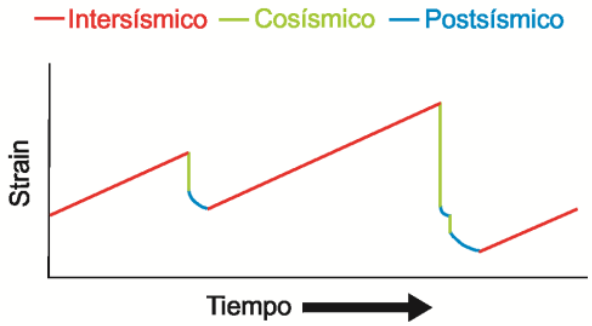
Sin duda, los terremotos de subducción constituyen el efecto que más impacta a la sociedad en un régimen tectónico de este tipo. Históricamente, el norte de Chile ha sido escenario de diversos terremotos. Desde finales del siglo XIX, se cuentan, por ejemplo, los sismos de 1877 Iquique Mw= 8.8 [e.g. Comte y Pardo, 1991], 1995 Antofagasta Mw=8.1 [e.g. Delouis et al., 1997] y 2007 Tocopilla Mw=7.7 [Delouis et al. 2009], cuyas rupturas se representan en la figura 1.1.


Periodo intersísmico
Alzamiento
Campo de desplazamiento superficial
Acortamiento
Placa Nazca
Zona bloqueada
Placa Sudamericana

a)


Periodo cosísmico
Alzamiento
Extensión
Campo de desplazamiento superficial
Subsidencia
Placa Nazca
Deslizamiento
Placa Sudamericana

b)


Intersísmico
Cosísmico
Postsísmico
Strain
Tiempo

c)

Figura 1.5. a) y b) Representación esquemática de los desplazamientos de las placas Nazca y Sudamericana durante las etapas intersísmica y cosísmica del ciclo de subducción. c) Gráfico que representa la curva de acumulación de *strain* durante las distintas etapas del ciclo.

Figure 1.5. (a) et (b). Représentation schématique des déplacements des plaques Nazca et Amérique du sud pendant les périodes intersismiques et cosismiques du cycle de subduction. (c) Graphique montrant l'accumulation de la déformation pendant chaque étape du cycle sismique.

A lo largo de toda la zona de contacto entre las placas Nazca y Sudamericana, que abarca desde los 10°N hasta los 55°S, se han distinguido segmentos de ruptura característicos. En particular, para el margen costero del norte de Chile, las áreas de ruptura de los terremotos de 1877 Iquique Mw= 8.8 [e.g. Comte y Pardo, 1991], 1995 Antofagasta Mw=8.1 [e.g. Delouis et al., 1997] y 2007 Tocopilla Mw=7.7 [Delouis et al. 2009], representan zonas en las que más de un evento sísmico ha ocurrido, y, por lo tanto, potenciales segmentos característicos de ruptura a la escala de cientos de años.

Loveless et al. [2010], realizan una discusión acerca de los procesos físicos que controlan la sismogénesis y la segmentación de las zonas de ruptura a lo largo del margen costero del norte de Chile y Perú. Para este efecto, consideran el área de ruptura y la distribución de desplazamiento de 6 terremotos de magnitud Mw>7 en la zona, además de las propiedades físicas que se ha sugerido que controlan o se correlacionan con la sismogénesis. Entre estas propiedades físicas se cuenta la existencia, por ejemplo, de fallas corticales [Collot et al., 2004; Audin et al., 2008], penínsulas [Montero, 1986; Delouis et al., 1997], curvaturas del margen costero [Aki, 1979], anomalías isostáticas residuales [Sobiesiak, 2007], anomalías de gravedad positivas [e.g. Song y Simons, 2003] y anomalías de gravedad negativas [e.g. Song y Simons, 2003], entre otras. Loveless et al. [2010] señalan que, si bien no existe un único factor que pueda explicar la localización y extensión del área de ruptura de los terremotos de subducción estudiados, el análisis del campo de gravedad del antearco y sus respectivos gradientes se correlacionan con varios de los campos de desplazamiento observados. Por otro lado, concluyen que la existencia de algunos rasgos morfológicos de gran escala, tales como el

Ridge de Nazca y la Península de Mejillones, pueden ser considerados como límites entre distintos segmentos.

Los terremotos de magnitud Mw>7.5 implican, por lo general, la ruptura de casi la totalidad de la zona acoplada entre las placas. Por lo tanto, el hecho de que un terremoto alcance una magnitud aún mayor, estará controlado por la longitud del segmento sísmico involucrado [Loveless et al., 2010]. Para comprender los factores que determinan la longitud de un segmento sísmico, se debe tener en cuenta el modelo de asperezas y barreras [Das y Aki, 1977; Lay y Kanamori, 1981; Scholz, 2002]. Según este modelo, una aspereza es una región donde ocurre una gran cantidad de desplazamiento cosísmico. Por su parte, una barrera corresponde a una región en que el desplazamiento cosísmico tiende a 0, y por lo tanto representa la terminación de la ruptura. En consecuencia, un segmento sísmico puede ser definido como una gran aspereza, o bien, como un conjunto de pequeñas asperezas (Figura 1.6). En este último caso, las asperezas pueden romperse todas al mismo tiempo, o, alternativamente, en tiempos distintos [Kanamori y McNally, 1982; Comte et al., 1986; Beck y Ruff, 1989; Kodaira et al., 2006]. Sin perjuicio de lo anterior, el área de ruptura máxima que puede generarse como consecuencia de un terremoto estará acotada al área que rodea a todas las asperezas. Por otro lado, un segmento sísmico puede ser acotado por barreras que impiden la propagación de la ruptura a lo largo de toda la zona de subducción [Loveless et al., 2010]. Tanto las asperezas como las barreras constituyen rasgos de largo plazo, los cuales pueden definir segmentos sísmicos por lapsos de 10^6 o más años [e.g. Schwartz y Coppersmith, 1984; Igarashi et al., 2003; Yamanaka y Kikuchi, 2004; Okada et al., 2005].

En términos mecánicos, la propagación de rupturas está controlada por los procesos denominados *velocity weakening* y *velocity strenghtening* [e.g. Scholz, 1998], que serán abordados en la siguiente sección (sección 1.8).

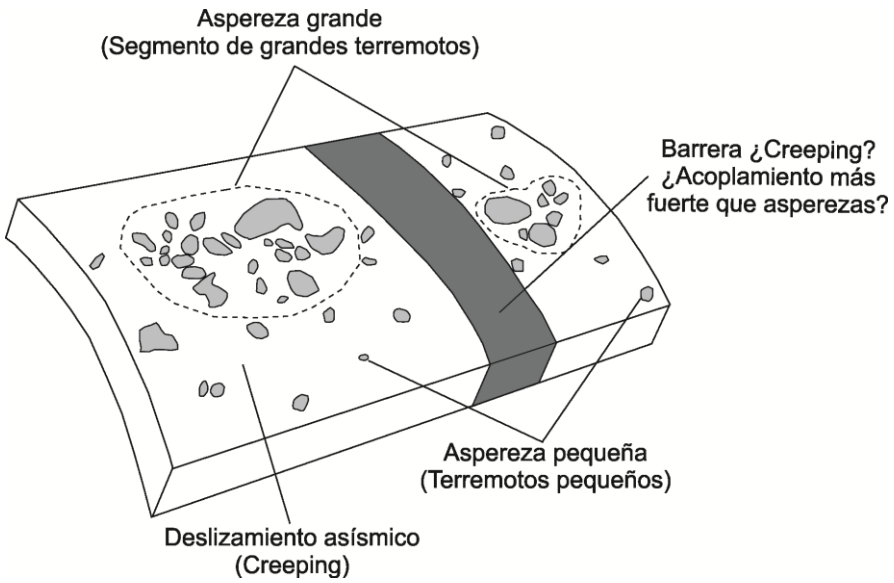


Figura 1.6. Asperezas y barreras en una zona sismogénica interplaca. Modificado de Kaneko et al. [2010].

Figure 1.6. Aspérités et barrières sur une zone sismogénique interplaque. *Modifié d'après* Kaneko et al. [2010].

En el área de estudio, la Península de Mejillones ha constituido un factor de control de la sismogénesis del norte de Chile entre los 21°S y 25°S. En especifico, este rasgo morfológico se ha comportado como una barrera para los terremotos de Iquique 1877 Mw= 8.8, Antofagasta 1995 Mw=8.1 y Tocopilla 2007 Mw=7.7 [e.g. Delouis et al., 1997; Victor et al.

2011]. Esta idea, es justificada por el hecho de que sus áreas de ruptura asociadas han terminado o iniciado bajo la península. Motagh et al. [2010], sugieren que el terremoto de Iquique 1877 y el de Tocopilla 2007 tuvieron como terminación sur la Península de Mejillones. Por otro lado, Ruegg et al. [1996] y Delouis et al. [1997] sugieren que el terremoto de Antofagasta 1995 se inició bajo la misma (Figura 1.1). Más antecedentes sobre los rasgos de la Península de Mejillones y su relación con el Ciclo Sísmico de los terremotos de subducción se discuten en el capítulo 5.

1.8. Mecánica de terremotos

Desde un punto de vista mecánico, la ocurrencia de terremotos puede explicarse mediante la denominada *stick-slip frictional instability* [Brace y Byerlee, 1966]. En el marco de este concepto, el desplazamiento cosísmico durante un terremoto corresponde al "*slip*", mientras que el período intersísmico entre dos eventos es el "*stick*", representado por la acumulación de *strain* elástico en una falla o interfase de subducción. Posteriormente, basado en experimentos de laboratorio que simulan el ciclo sísmico, se ha logrado postular una ley constitutiva para la fricción en las rocas [e.g. Scholz, 1998]. A partir de estos experimentos, se ha determinado que propiedades tales como fuerza, fragilidad y ductilidad tienen un rol secundario en comparación con el régimen friccional que gobierna el ensayo [Scholz, 1998].

La figura 1.7 ilustra esquemáticamente la respuesta experimental de la fricción ante aumentos y disminuciones repentinas de la velocidad de deslizamiento [Scholz, 1998]. La estabilidad friccional depende dos

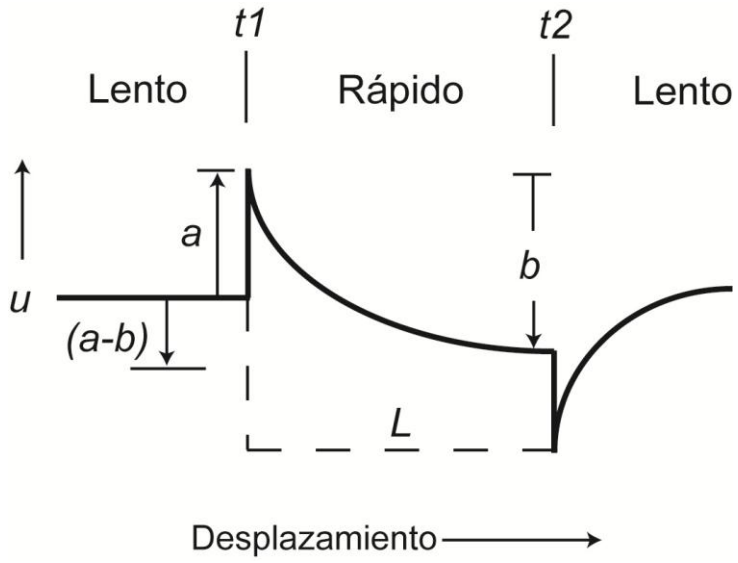


Figura 1.7. Tomada de Scholz [1998]. Esquema que ilustra la respuesta experimental de la fricción a aumentos y disminuciones repentinas de la velocidad de deslizamiento. μ es la fricción (eje Y) y el desplazamiento se representa en el eje X. *a* y *b* son propiedades friccionales de los materiales que indican variaciones en la fricción. *L* es la cantidad de desplazamiento para pasar de un régimen de desplazamiento lento a otro. *t1* y *t2* son los tiempos a los cuales ocurren, respectivamente, aumento y disminución de la fricción.

Figure 1.7. D'après Scholtz [1989]. *Schéma illustrant la réponse expérimentale de la friction à une augmentation ou une diminution soudaine de la vitesse de glissement. μ est la friction (axe des ordonnées) et le déplacement est reporté sur l'axe des abscisses. a et b sont des caractéristiques des matériaux qui contrôlent les variations de la friction. L est la quantité de déplacement nécessaire pour passer d'un régime de déplacement lent à un autre. t1 et t2 sont les durées pendant lesquelles se produisent, respectivement, les augmentations et diminutions de friction.*

parámetros, que son (*a*-*b*) y *L*. *a* y *b* son propiedades del material que provocan aumentos o disminuciones en la fricción μ (Figura 1.7). En la figura 1.7, es posible verificar que luego de iniciar el desplazamiento *d*, a un tiempo *t1*, se produce un incremento *a* de la fricción. Hasta que se alcanza este punto *t1*, el deslizamiento ocurre de una manera lenta y estable. A partir del punto *t1*, el desplazamiento se torna rápido, provocando que la fricción disminuya en una cantidad *b* hasta alcanzar el punto *t2* (Figura 1.7).

A partir de *t2*, la fricción empieza nuevamente a incrementarse, según un desplazamiento lento. *L* corresponde a la distancia crítica necesaria para pasar de un estado de deslizamiento lento (estable) a otro. Además, *L* es entendida como la distancia requerida para recuperar la superficie de contacto entre las partes que deslizan, luego de sufrir la disminución brusca de la fricción entre *t1* y *t2* debido a un deslizamiento inestable. Esta es la denominada *rate/state-variable friction law*.

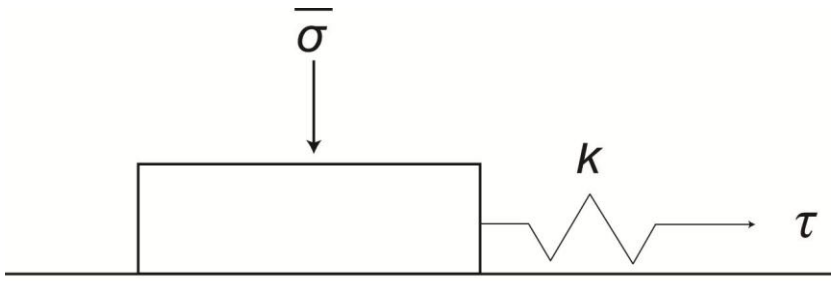


Figura 1.8. Tomada de Scholz [1998]. Ilustra el experimento simple a partir del cual se determinan los regímenes de estabilidad. σ es el *stress* normal, *k* la constante de elasticidad y τ el *stress* de cizalle.

Figure 1.8. D'après Scholtz [1998]. *Expérience simple à partir de laquelle on peut déterminer les domaines de stabilité. σ est la contrainte normale, k représente l'élasticité et τ la contrainte cisaillante.*

Los regímenes de estabilidad o inestabilidad friccional para un desplazamiento son ilustrados a partir del experimento de la figura 1.8. Primero, se considera un bloque tirado por un resorte de constante de elasticidad *k*, y que obedece la ley de fricción señalada en el párrafo anterior (*rate/state-variable friction law*).

El sistema mostrado en la figura 1.8 es completamente dependiente de σn, τ, *k*, y los parámetros friccionales (*a*-*b*) y *L* (Figura 1.7). Las condiciones que gobiernan los regímenes de estabilidad son:

i) Si (*a*-*b*) > 0, el comportamiento del sistema se denomina *velocity-strenghtening*, el cual implica deslizamiento estable. En este dominio no es posible nuclear terremotos, y cualquier ruptura que se propague hacia este campo ocasionará una caída negativa en el nivel de *stress*, lo que terminará rápidamente su propagación (Figura 1.8).

ii) Si (*a*-*b*) < 0, el comportamiento del sistema se denomina *velocity weakening*, lo que indica que el deslizamiento es inestable y por ende es posible la ocurrencia de terremotos (Figura 1.8)

La figura 1.9, construida a partir del experimento mostrado en la figura 1.8, muestra los campos estable, inestable y condicionalmente estable de un sistema dado. Los parámetros que controlan la existencia de cada dominio son el cambio de velocidad (ΔV) y el stress normal σ. σ_c es el stress normal crítico necesario para pasar del dominio estable al inestable.

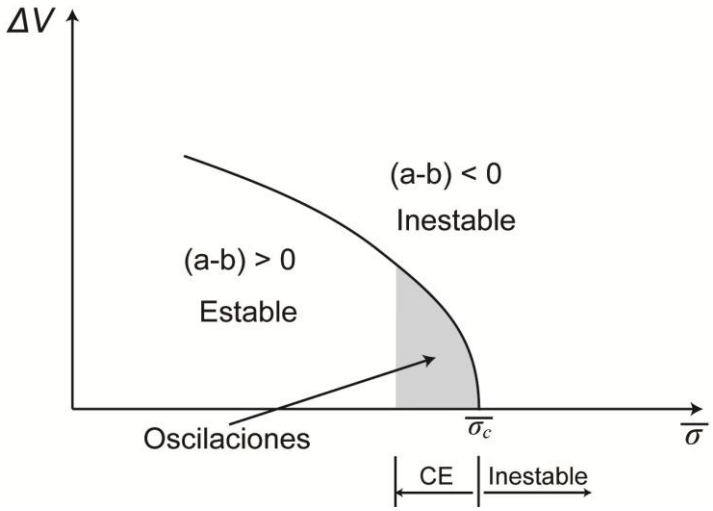


Figura 1.9. Tomada de Scholz [1998]. Gráfico que muestra los dominios estable, inestable y condicionalmente estable (CE). ΔV es el cambio de velocidad y σ es el *stress* normal. σ_c es el stress normal crítico para pasar desde un régimen estable (condicionalmente) a inestable.

Figure 1.9. D'après Scholtz [1998]. *Graphique montrant les domaines stable, instable et conditionellement stable (CE). ΔV est le changement de vitesse, σ est la contrainte normale. σ_c est la contrainte normale critique pour passer d'un régime stable (conditionnellement) à un régime instable.*

Si $\sigma>\sigma_c$ el sistema es inestable respecto al cambio de velocidad ΔV. Por el contrario, si el *stress* normal σ es menor que el *stress* crítico, dominando entonces un campo condicionalmente estable, se necesita un cambio en la velocidad ΔV que gatille el paso a un comportamiento inestable, por sobre la curva en la figura 1.9 (zona gris). En este campo condicionalmente estable, si la carga de stress es suficientemente alta, es posible pasar al campo inestable.

Los terremotos pueden sólo nuclearse en el campo inestable, pero sin embargo pueden propagarse hacia el campo condicionalmente estable.

En la práctica, a lo largo de la zona de subducción chilena, ha sido posible distinguir ciertas áreas en que los procesos de *velocity strenghtening* y *velocity weakening* controlan la propagación de segmentos de ruptura característicos. Por ejemplo, la Península de Arauco, ubicada a 38.25°S, ha sido documentada como límite para ciertas rupturas tales como la de los terremotos de Concepción (1835) y Valdivia (1960) [Kaizuka et al., 1973; Lomnitz, 1970; Melnick et al., 2009]. Más recientemente, Cubas et al. [2010], discuten el rol de esta península en la propagación de la ruptura asociada al terremoto de Maule 2010. Estos autores postulan que la Península de Arauco constituye el límite sur de la extensión del terremoto de 2010. Esto, se explicaría por el hecho de que dicha zona se encuentra en un estado mecánico crítico, según la teoría de análisis límite (Critical Taper Theory) [e.g. Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984], lo que indica que la interfase de subducción bajo esta península tiene un alto coeficiente de fricción que habría contribuido a detener la ruptura [Cubas et al., 2010].

Así como la Península de Arauco, la Península de Mejillones, ubicada en la zona de estudio, se ha comportado como barrera para las rupturas de los terremotos de 1877, 1995 y 2007 [e.g. Victor et al., 2011]. En el capítulo 6 de esta tesis, se discutirá qué factores mecánicos controlan el hecho de que esta península se haya comportado como límite de segmentos de terremotos de subducción en el norte de Chile. Además, se vinculará las propiedades de la zona sismogénica bajo esta península con ciertas características geométricas que exhibe el antearco costero a esta latitud.

1.9. Existencia y actividad de fallas en la placa superior: Una evidencia de deformación permanente

En la zona del Antearco Externo, y según Allmendinger y González [2010], la taxonomía de estilos estructurales desde el Cenozoico Tardío está dada por: i) Fallas inversas de rumbo EW, en los alrededores de Salar Grande (Figura 1.10 a,b); ii) Fallas normales de rumbo NS, que han experimentado además movimientos inversos, en sectores tales como la Península de Mejillones y la porción de la Cordillera de la Costa ubicada inmediatamente al este (Figura 1.2); iii) Fallas dextrales NNW y NW, tales como aquellas ubicadas al norte del Río Loa y al sureste de Antofagasta (Figura 1.10 b,c); y iv) Fracturas abiertas.

A continuación, se proporcionan algunos antecedentes relativos a la actividad reciente de las fallas Mejillones y Salar del Carmen, pertenecientes al grupo ii) señalado en el párrafo anterior, y que son objeto de estudio de esta tesis. Principalmente, esta información atañe a la edad y cinemática de éstas. Luego, se discute la relación entre el carácter extensional de estas estructuras y la subducción.

1.9.1. Falla Mejillones

La Falla Mejillones es una estructura normal de rumbo NS-N20°E y manteo 60°-80°E, ubicada en la parte oriental de la península homónima (Figura 1.2; 1.11). Su largo total es de 40 km, de los cuales 36 km se presentan

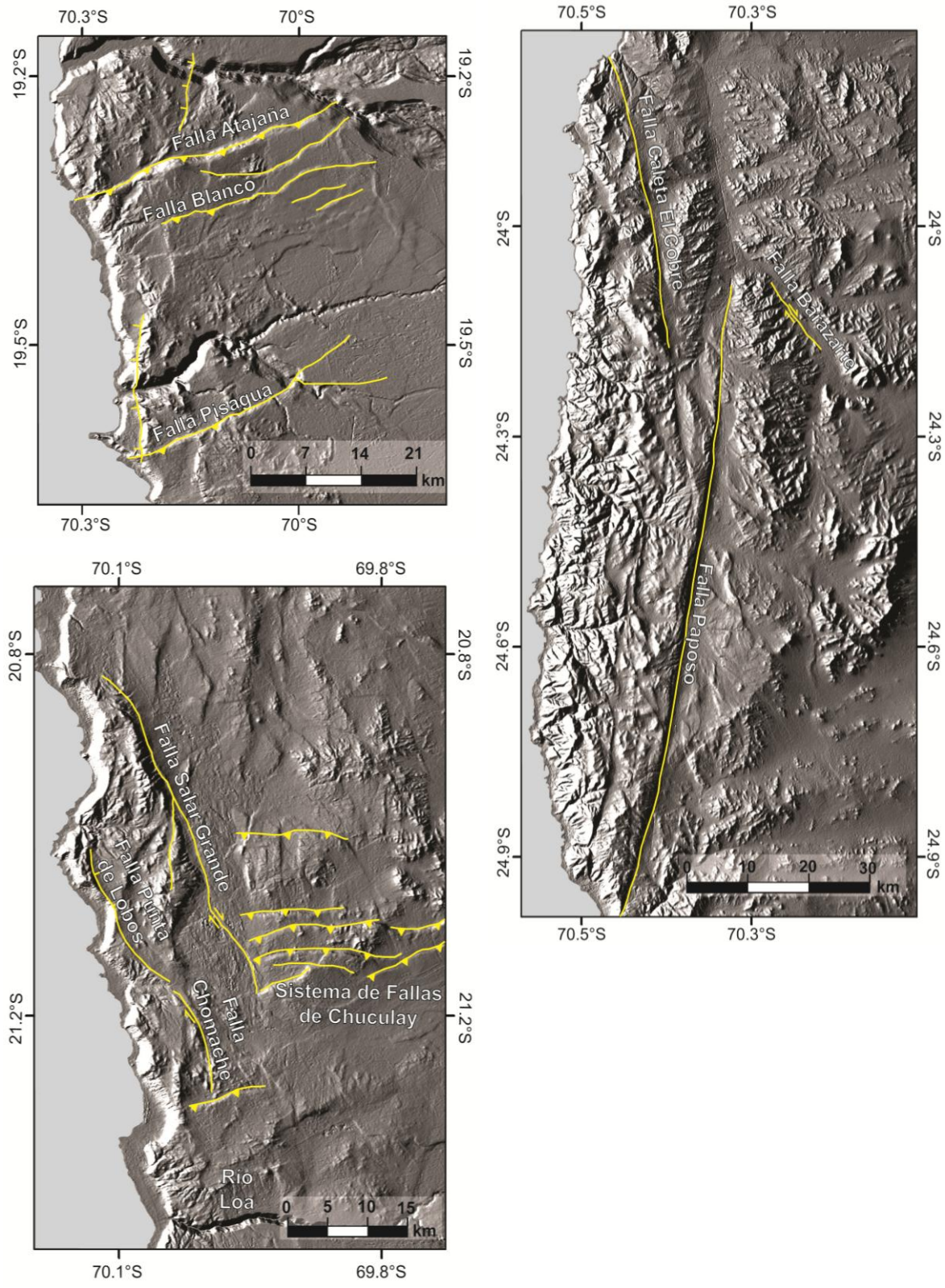

70.3°S
70°S
19.2°S
19.5°S
Falla Atajana
Falla Blanco
Falla Pisagua
0 7 14 21
km
70.5°S
70.3°S
24°S
24.3°S
24.6°S
24.9°S
Falla Caleta El Cobre
Falla Banzano
Falla Paposo
0 10 20 30
km
70.1°S
69.8°S
20.8°S
21.2°S
Falla Salar Grande
Falla Punta de Lobos
Falla Chomache
Sistema de Fallas de Chuculay
Rio Loa
0 5 10 15
km

Figura 1.10. a) Fallas inversas EW al norte de Iquique; b) Fallas inversas EW y dextrales NNW al norte del Río Loa; c) Fallas normales NS y dextrales NNW al sureste de Antofagasta.

Figure 1.10. a) Failles inverses EW au nord d'Iquique ; b) Failles inverses EW et dextres NNW au nord du Rio Loa ; (c) Failles normales NS et dextres NNW au SE d'Antofagasta.

Hacia el sur, la Falla Mejillones es notablemente más segmentada, con trazas de 90 m en promedio. Allí, el escarpe se ha construido a partir de la deformación de depósitos marinos pliocenos, lo cual indica la edad máxima de la actividad tardía de la falla en este sector. Bajo el fondo marino, en su prolongación hacia el norte, la Falla Mejillones ha sido reconocida por cerca en el continente. La porción norte de la falla, en el dominio continental, consta de dos segmentos de ~4 km cada uno, traslapados en una rampa de relevo. A lo largo de esta zona, la falla disloca superficies aluviales cuaternarias, lo que genera el escarpe más prominente y reciente asociado a esta estructura.de 4 km, desde el sector el Rincón hasta Punta Angamos (Figura 1.2) [González et al., 2009].

El escarpe continental de la Falla Mejillones domina la topografía de la parte oriental de la península, constituyendo el límite entre el *Horst* de Morro Mejillones, ubicado al oeste, y el *hemi-graben* de Mejillones (Pampa Mejillones), localizado inmediatamente al este (Figura 1.2). El *horst* exhibe rocas metamórficas paleozoicas y rocas intrusivas paleozoicas-mesozoicas (Figura 1.12). Además, depósitos marinos plioceno-pleistocenos se preservan hacia la parte superior [González et al., 2003]. El relleno del *hemi-graben*, por su parte, consiste en depósitos marinos miocenos-pleistocenos [Ibaraki, 1990; Koizumi, 1990; Niemeyer et al., 1996; Cortés et al., 2007]. Las secciones EW de la figura 1.12. muestran la topografía de la parte oriental de la Península de Mejillones, hacia la parte norte y sur de la falla homónima. Además, en la figura 1.12 se representan las litologías presentes en el *horst* y *hemigraben*.

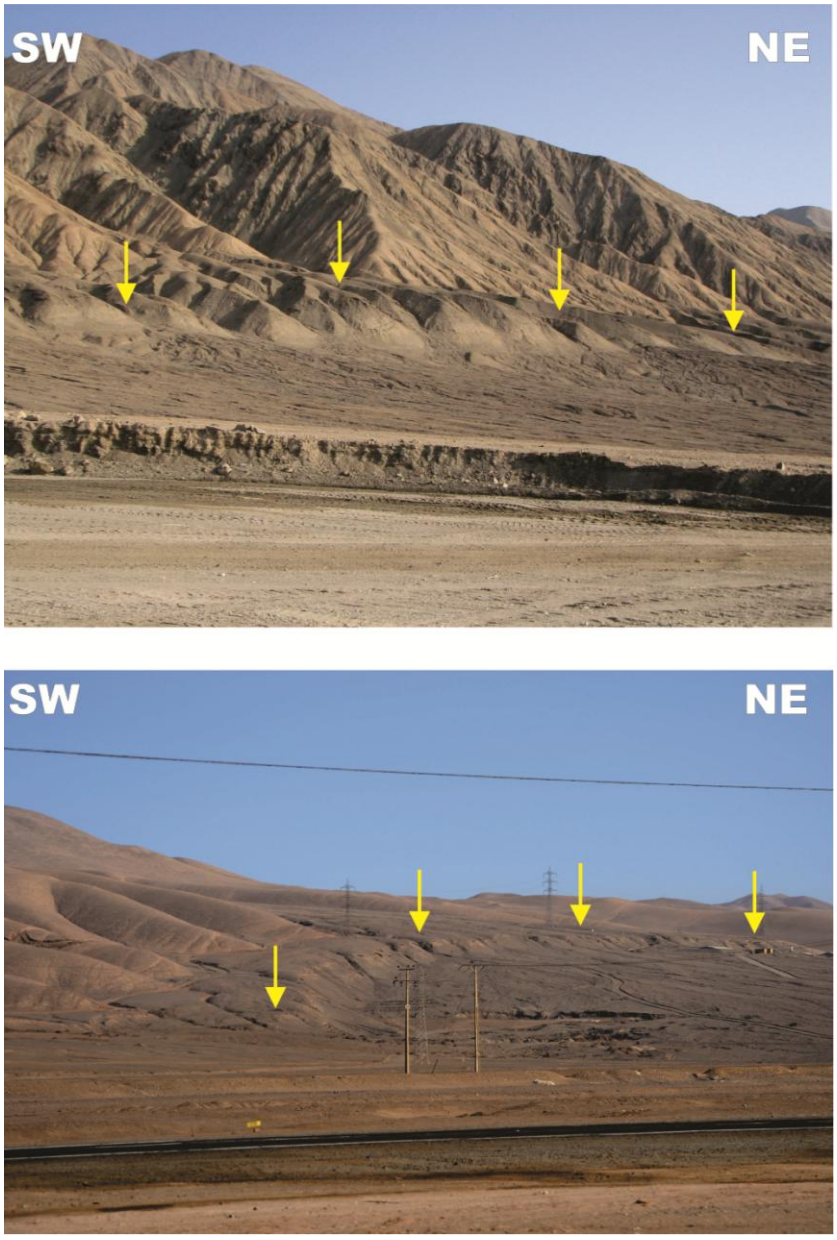


Figura 1.11. Aspecto general de las fallas Mejillones (a) y Salar del Carmen (b). Ambas estructuras afectan depósitos aluviales cuaternarios, como lo indican las flechas amarillas.

Figure 1.11. Aspect général des Failles Mejillones (a) et Salar del Carmen (b). Les deux structures affectent des dépôts alluviaux quaternaries, comme indiqué par les flèches jaunes.

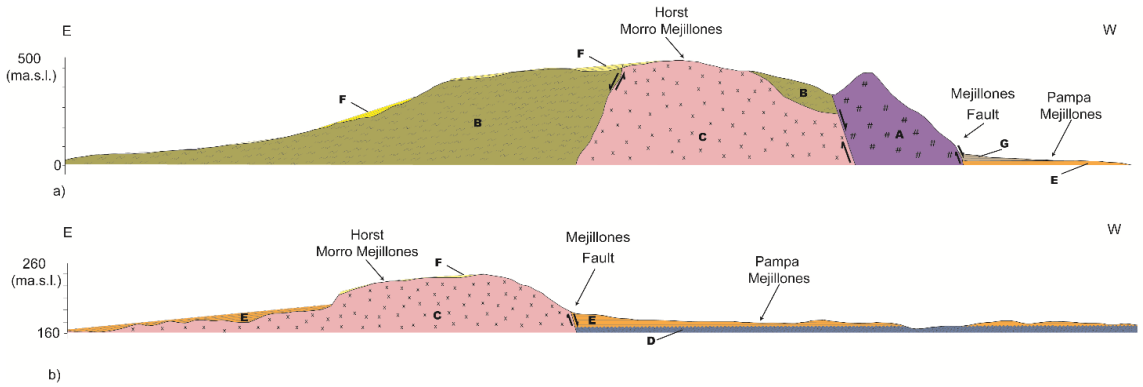


Figura 1.12. Secciones esquemáticas hacia la parte norte (a) y sur (b) del horst de Morro Mejillones y Pampa Mejillones. A= Rocas intrusivas paleozoicas; B= Rocas metamórficas paleozoicas; C= Rocas intrusivas mesozoicas; D= Lavas andesíticas de la Fm. La Negra; E= Depósitos marinos miocenos-pleistocenos en Pampa Mejillones; F= Depósitos marinos pleistocenos en *Horst* Morro Mejillones; G= Depósitos aluviales cuaternarios.

Figure 1.12. Des coupes schématiques vers le nord (a) et du sud (b) du horst Morro Mejillones et Pampa Mejillones. A = Roches intrusives Paléozoïques ; B= Roches métamorphiques paléozoïques ; C= Roches intrusives mésozoïques ; D= Andésites de la Fm. La Negra ; E= Dépôts marins du Miocène-Pléistocène à Morro Mejillones Horst ; G= Dépôts alluviaux quaternaires.

La respuesta sedimentaria al alzamiento del *horst* ha resultado en la formación de una superficie de piedemonte a lo largo del flanco oriental de éste. Allí, se han desarrollado abundantes incisiones que desaguan en la Pampa Mejillones. Estas incisiones han promovido el desarrollo de abanicos y conos aluviales en el límite entre el *Horst* y la Pampa. Actualmente, muchas de estas superficies se conservan como superficies de erosión que se relacionan espacial y temporalmente con la falla. En el capítulo 4, en el artículo que trata acerca de la paleosismología de la Falla Mejillones, se aborda en detalle la interacción entre esta estructura y las superficies que conforman este piedemonte.

Según Niemeyer et al. [1996], la Falla Mejillones comenzó a experimentar actividad al menos a fines del Mioceno y continúa en la actualidad. Esto último, se infiere del hecho de que corta conos aluviales recientes [Niemeyer et al., 1996; Marquardt, 2005]. La actividad episódica que esta falla ha experimentado, produjo una separación vertical de los depósitos marinos plio-pleistocenos que varía, de sur a norte, de 70 a 400 m [González et al., 2003].

Considerando los desplazamientos de los abanicos y conos aluviales cuaternarios relacionados a la Falla Mejillones, además de edades cosmogénicas ^{10}Be obtenidas en ellas, Marquardt [2005] determinó un *slip rate* de 0.2-0.5 mm/año para los últimos 400 ka.

En el capítulo 4, en el artículo que trata sobre la paleosismología de la Falla Mejillones, se dan a conocer los resultados de este trabajo en lo relativo

a *slip rates* de la falla, además del número, edad y magnitud de los eventos que han ocurrido en ella con posterioridad a los 35 ka.

1.9.2. Falla Salar del Carmen

La Falla Salar del Carmen (FSA; Figura 1.2; 1.11) es parte del Sistema de Fallas de Atacama, el cual comprende una longitud cercana a los 1000 km entre Iquique y La Serena [Arabasz, 1971]. Esta estructura se expone en el límite este de la Cordillera de la Costa, entre Salar Grande y Taltal [Arabasz, 1971; Naranjo, 1987]. Al este de Antofagasta, la Falla Salar del Carmen se presenta como una falla normal de rumbo N2°-20°E y manteo 75°E-90° (Figura 1.2). Anteriormente, se ha documentado que esta falla consta de tres segmentos unidos por rampas de relevo, que de sur a norte tienen longitudes aproximadas de 18, 6 y 30 km, respectivamente [González et al, 2003]. Sin embargo, como se señalará oportunamente en este manuscrito, la segmentación de la Falla Salar del Carmen es mayor. A lo largo del rumbo de esta estructura, los escarpes que se han originado mantean predominantemente hacia el este, a excepción de su porción norte donde lo hace hacia el oeste [González et al., 2003].

El escarpe de la Falla Salar del Carmen está vinculado espacial y temporalmente a depósitos aluviales que conforman dos piedemontes que flanquean la cuenca del mismo nombre (Figuras 1.2, 1.11). Hacia el oeste, se preserva un piedemonte constituido por abanicos aluviales coalescentes que incorporaron clastos andesíticos de la Formación La Negra [García, 1967], provenientes de la Cordillera de la Costa. La falla corta estos abanicos, propiciando la inactivación de las superficies que se preservan

inmediatamente al oeste de ella. Por otro lado, al este de la Falla Salar del Carmen se localiza un segundo piedemonte, construido por la coalescencia de abanicos aluviales provenientes del este. Estos abanicos incluyen clastos de rocas graníticas de edad jurásica. Cabe señalar que el piedemonte oriental no está cortado por la Falla Salar del Carmen [González et al., 2006].

Originalmente, el SFA se formó en el arco magmático de edad Cretácico Temprana, que actualmente constituye la Cordillera de la Costa [Scheuber y Andriessen, 1990]. Los movimientos más prístinos de esta falla fueron de naturaleza sinestral, paralelos a la fosa, como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Farallón y Sudamericana [Scheuber y Andriessen, 1990]. Estos movimientos generaron milonitas y cataclasitas que afloran en las principales ramas del SFA [Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999; Cembrano et al., 2005]. Posterior a la migración hacia el este del arco magmático cretácico temprano, el SFA permaneció en el mismo lugar, pasando a ocupar un lugar en el antearco. Sin embargo, el régimen de esta estructura se tornó extensional, generando movimientos verticales que caracterizan notablemente la morfología de la Cordillera de la Costa [González et al., 2006].

En el caso particular de la Falla Salar del Carmen, su actividad más reciente fue determinada, en primera instancia, por Naranjo [1987]. Este autor obtiene una edad K-Ar en biotitas extraídas de capas de ceniza intercaladas en los aluvios más antiguos afectados por la falla. Su resultado fue de 3.0 ± 0.2 Ma. González et al. [2003], mediante el mismo método, obtuvieron edades de 2.9 ± 0.5 Ma y 5.2 ± 0.5 Ma. Sin embargo, González et al. [2006], utilizando el isótopo cosmogénico ^{21}Ne, determinaron la edad de inactivación de las

superficies aluviales que conforman el bloque yaciente de la falla en 424 ± 151 ka. Esto indica que el escarpe de la Falla Salar del Carmen tendría una edad máxima de este orden, y por lo tanto que su actividad se extendería incluso hasta el Pleistoceno Tardío.

Teniendo en cuenta la edad de 424 ± 151 ka, además de la separación vertical promedio de las superficies aluviales cortadas por la Falla Salar del Carmen, González et al. [2006] determinan un *slip rate* mínimo de 0,01 mm/año para esta estructura.

En el capítulo 4 se incluye un artículo sobre la paleosismología de esta falla cortical (publicado en *Tectonics*), donde se proporcionan nuevas determinaciones del *slip rate* post 400 ka de esta estructura, así como también los parámetros que caracterizan su historia sísmica durante el mismo periodo.

1.10. Relación entre fallas de la corteza superior y la subducción en el norte de chile

Se han propuesto dos hipótesis en torno al carácter extensional que presentan las fallas en el antearco externo del norte de Chile, entre las que se pueden citar las fallas Mejillones y Salar del Carmen.

La primera de ellas involucra a la erosión por subducción (Figura 1.13a), la cual propicia el colapso de la placa superior [Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; von Huene et al., 1999; von Huene y Ranero, 2003]. Según esta idea, en un margen convergente se produce, además de erosión del margen continental, erosión subcortical, lo que genera un adelgazamiento de

la placa superior [Scholl et al., 1980; von Huene y Lallemand, 1990]. La erosión conjunta en ambas zonas promueve un campo de esfuerzos extensionales hacia la parte superior de la placa continental, el que gatilla el colapso de la zona del antearco más cercana al frente de subducción. Así, la incorporación de bloques de corteza continental a la zona de subducción genera un sistema extensional similar a las estructuras tipo dominó. En una configuración geométrica de este tipo, los bloques que van siendo incorporados a la zona de subducción generan espacios adicionales que inducen el colapso asimétrico y progresivo de bloques hacia la fosa [Niemeyer et al., 1996].

La segunda hipótesis (Figura 1.13b), sin excluir la primera, sugiere que la placa superior se deforma de manera cosísmica con grandes terremotos de subducción [Delouis et al., 1998; González et al., 2003; Loveless et al., 2005; Allmendinger y González, 2009]. Delouis et al. [1998], observaron que después del terremoto de Antofagasta (1995), el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) experimentó una leve reactivación, en particular la zona del Segmento Paposo. Según estos autores, la reactivación de este sistema de fallas obedece a un campo de *stress* extensional E-W que se produjo como consecuencia del terremoto. Utilizando mediciones GPS, Delouis et al. [1998] notaron que durante este sismo se generó, de este a oeste, un incremento de los desplazamientos horizontales hacia el W-SW en la zona que abarca la Cordillera de la Costa. La manifestación superficial de la reactivación del SFA está dada por la ocurrencia de un escarpe de 15-20 cm, cercano a la falla principal expuesta en el Segmento Paposo. Este escarpe no había sido observado por los autores dos meses antes del terremoto [Delouis et al., 1998].

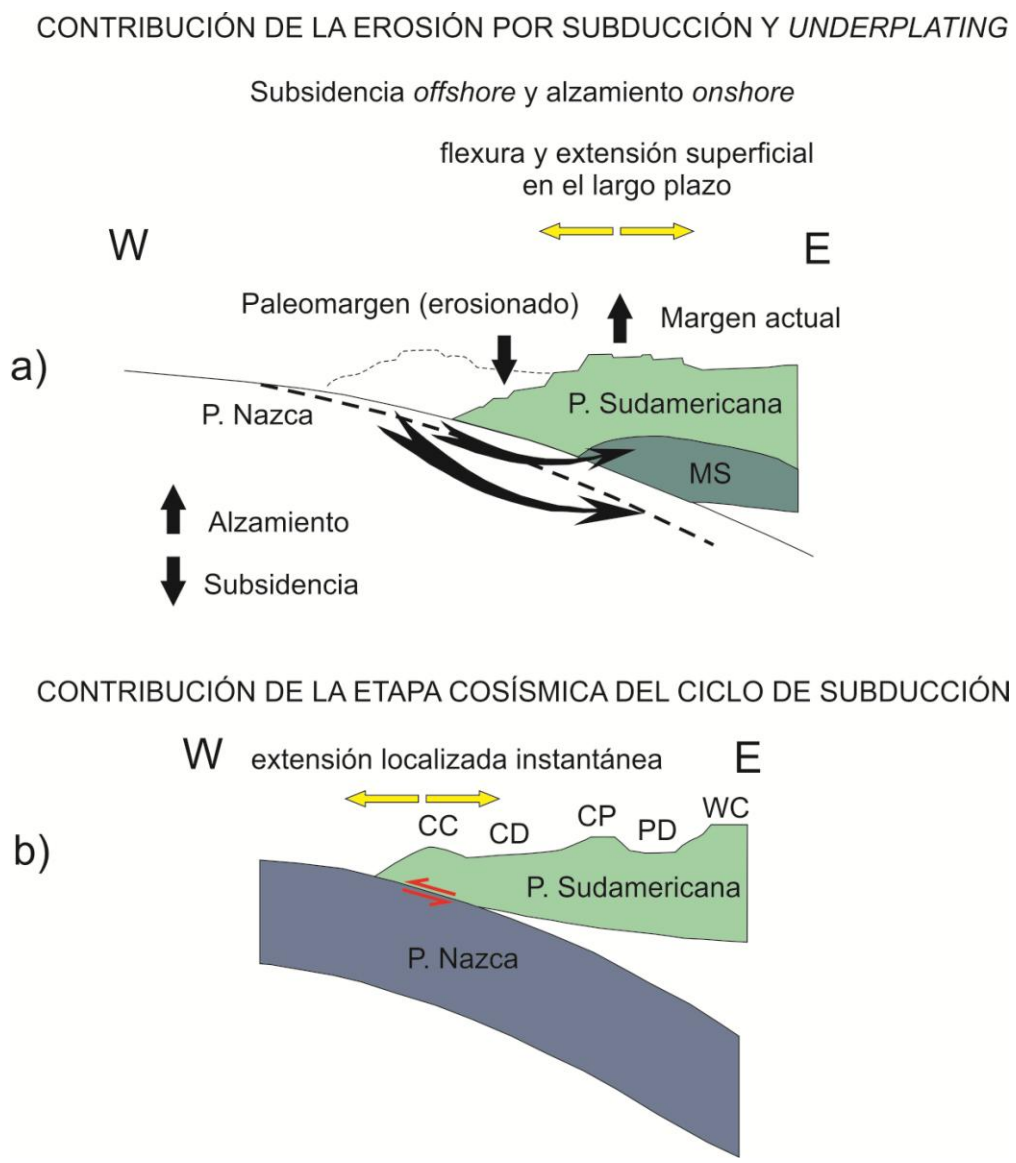


Figura 1.13. Representación esquemática de los procesos que favorecen: a) Extensión por medio de erosión por subducción y *underplating*; y b) Extensión cosísmica. MS= Manto superior; CC= Cordillera de la Costa; CD= Depresión Central; CP= Precordillera; PD= Depresión preandina; WC= Cordillera Occidental. Modificada de Delouis et al., [1998].

Figure 1.13. Représentation schématique des processis qui favorisent: a) L'extension à travers de l'érosion par subduction et underplating; b) Extension cosismique. MS= Manteau supérieur; CC= Cordillère de la Côte; CD= Dépression centrale; CP= Précordillère; PD= Dépression préandine; CM= Cordillère occidentale. Modifié de Delouis et a., [1998].

Otras expresiones superficiales de deformación extensional en la superficie, están dadas por notables *sets* de fracturas que se exhiben en ciertas zonas del antearco del norte de Chile. González et al. [2003], sugieren que una alternativa para producir este tipo de fracturas es el rebote elástico de la corteza durante un terremoto de subducción. Durante este tiempo, el *stress* subhorizontal mínimo se vuelve tensional, propiciando el desarrollo de fracturas perpendiculares o casi perpendiculares a la dirección de convergencia entre las placas. Un ejemplo de esto ocurre en la zona de Salar Grande, ubicada al norte de Antofagasta, donde se verificó la existencia de fracturas de rumbo NNW. Este tipo de fracturas, en la misma área, han sido reportadas por Loveless et al. [2005]. Además, posterior al terremoto de Tocopilla 2007, en el marco del presente trabajo de tesis, se verificó el desarrollo de grietas paralelas a los escarpes de las fallas Caleta Herradura, Mejillones y Salar del Carmen. Estas fracturas, de aperturas variables entre 1 mm y 2 cm y longitud variable entre 10 m y 100 m, no habían sido observadas antes de este sismo (Figura 1.14).

Con los antecedentes disponibles a la fecha, no se ha adquirido un buen nivel de comprensión acerca de la relación entre las fallas normales de la corteza superior y el Ciclo Sísmico. Según Klotz [1999], los desplazamientos normales a lo largo de fallas en la placa superior podrían ocurrir tanto en el período intersísmico como en el cosísmico. von Huene y Ranero [2003], por su parte, establecen que la extensión en el área de Mejillones-Antofagasta se produce entre la zona ubicada inmediatamente al este de la fosa y la Falla Salar del Carmen. Modelos de acumulación de *strain* inelástico realizados por

Loveless [2008], los cuales consideran profundidades máximas de acoplamiento entre las placas de 38 km y 50 km, permiten visualizar las zonas geográficas afectas a extensión por flexura de la placa superior durante el período intersísmico (Figura 1.15).



Figura 1.14. Izquierda. Vista general de fracturas registradas en las cercanías de la Falla Mejillones, con posterioridad al terremoto de Tocopilla 2007. Derecha. Detalle de una de las fracturas visualizadas.

Figure 1.14. Gauche. Vue générale des fractures identifiées dans les environs de la Faille Mejillones, après le tremblement de terre de Tocopilla en 2007. Droite. Détail d l'une des fractures précédente.

Considerando la transecta EW propuesta por von Huene y Ranero [2003], la cual comprende desde la zona cercana a la fosa hasta la FSC, sólo una parte de ella se sitúa en las regiones en que ocurre extensión por flexura de la placa superior durante el intersísmico. Ello, sin importar si la profundidad máxima de acoplamiento entre las placas es de 38 km o 50 km.

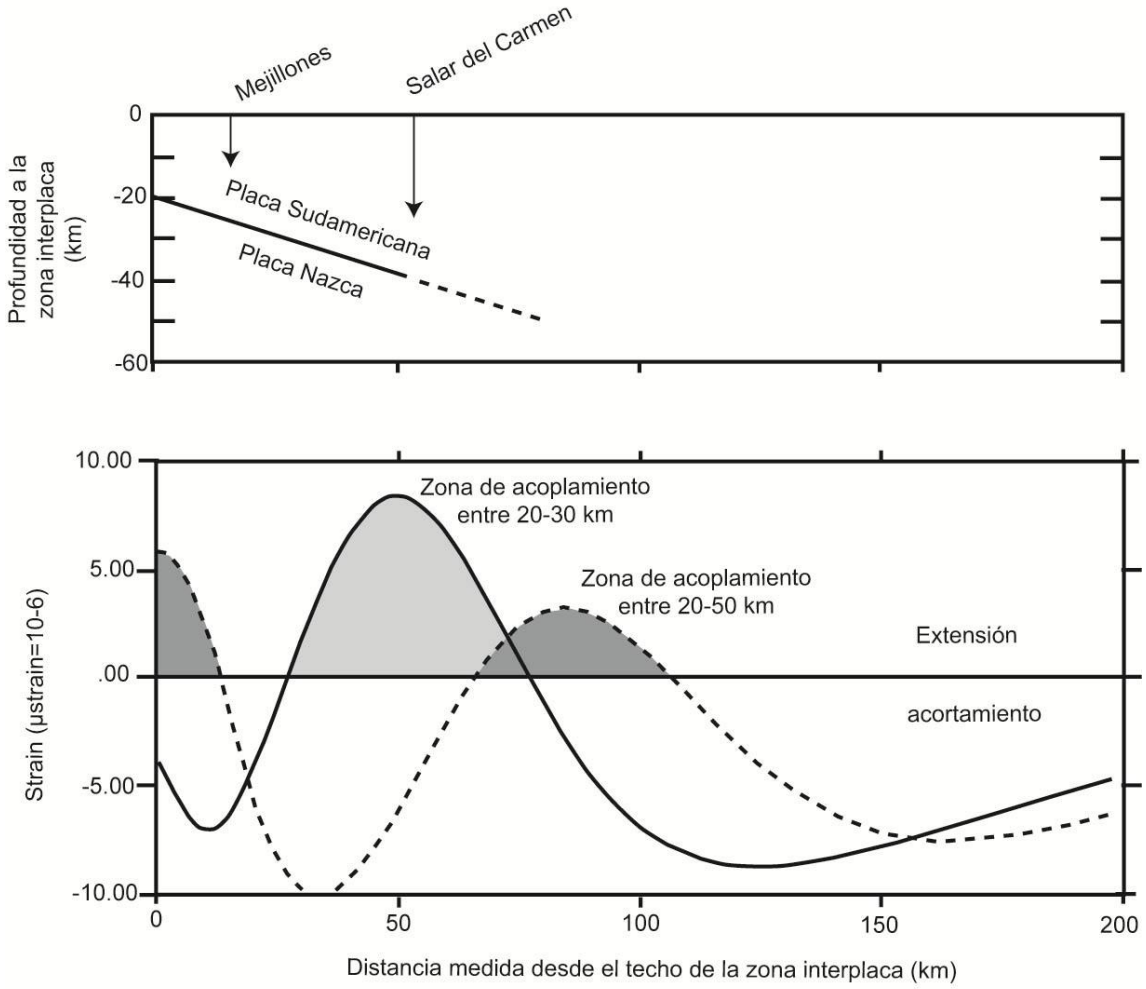

Mejillones
Salar del Carmen
0
-20
-40
-60
Profundidad a la zona interplaca (km)
Placa Sudamericana
Placa Nazca
10.00
5.00
.00
-5.00
-10.00
Strain (µstrain=10-6)
Zona de acoplamiento entre 20-30 km
Zona de acoplamiento entre 20-50 km
Extensión
acortamiento
0
50
100
150
200
Distancia medida desde el techo de la zona interplaca (km)

Figura 1.15. Tomada de Allmendinger y González [2010]. El gráfico superior muestra la localización de las fallas Mejillones y Salar del Carmen en relación al techo de la zona interplaca. El gráfico inferior muestra las zonas propensas a experimentar extensión o acortamiento durante el periodo inter-sísmico, en función de la profundidad de la zona sismogénica definida por las placas Nazca y Sudamericana. El área gris claro indica una zona donde ocurre extensión considerando una zona de acoplamiento entre 20-30 km. Las áreas gris oscuro representan zonas donde ocurre extensión considerando una zona de acoplamiento entre 20-50 km.

Figure 1.15. D'après Allmendinger et Gonzalez [2010]. *Le graphique du haut montre la localisation des failles de Mejillones et de Salar del Carmen par rapport à la géométrie du contact interplaque. Le graphique du bas montre les zones en extension ou raccourcissement superficiel pendant la période intersismique, en fonction de la profondeur de la zone sismogénique. L'aire en gris clair indique la zone en extension intersismique en supposant une profondeur de couplage comprise entre 20 et 30 km. L'aire en gris foncé indique la zone en extension intersismique en supposant une profondeur de couplage comprise entre 20 et 50 km.*

Debido a lo anterior, resulta bastante plausible que algunas fallas experimenten actividad durante el intersísmico y otras durante el cosísmico [Allmendinger y González, 2010], lo cual apoya la idea de Klotz [1999].

Considerando la transecta EW propuesta por von Huene y Ranero [2003], la cual comprende desde la zona cercana a la fosa hasta la FSC, sólo una parte de ella se sitúa en las regiones en que ocurre extensión por flexura de la placa superior durante el intersísmico. Ello, sin importar si la profundidad máxima de acoplamiento entre las placas es de 38 km o 50 km. Por esto, resulta bastante plausible que algunas fallas experimenten actividad durante el intersísmico y otras durante el cosísmico [Allmendinger y González, 2010], lo cual apoya la idea de Klotz [1999].

Respecto a la idea de que las fallas en la corteza superior son producidas como consecuencia de la erosión por subducción, se debe señalar que si se considera que la zona entre las placas está completa o casi completamente trabada en el período intersísmico, esta erosión podría ocurrir sólo cosísmicamente (Figura 1.15). De esta manera, algunas fallas generadas por erosión tectónica serían también mayormente cosísmicas [Allmendinger y González, 2010].

En el capítulo 5, basado en modelos de cambio de *stress* de Coulomb, se discute la influencia de las etapas cosísmica e intersísmica en la extensión que eventualmente puedan experimentar estructuras de la placa superior (Artículo en preparación). De esta forma, se contribuirá a esclarecer la relación entre el ciclo de terremotos de subducción y la actividad de fallas tales como Mejillones y Salar del Carmen.

1.11. Metodologías utilizadas

1.11.1. Revisión de imágenes satelitales de alta resolución

Se utilizaron imágenes satelitales de alta resolución, disponibles gratuitamente en *Google Earth*, para confeccionar mapas detallados de los sitios de estudio. En ellos, se identifican las distintas generaciones de superficies aluviales relacionadas espacial y temporalmente a la falla. Además, se representaron los sitios sugeridos para tomar muestras de clastos para obtener edades ^{10}Be.

1.11.2. Obtención de datos en terreno

i) Primera etapa. En esta fase, se invirtió quince días de terreno para cada una de las fallas en estudio, en los cuales se realizó un mapeo geomorfológico-estructural a escala 1:2000. Conjuntamente, se levantaron perfiles topográficos de precisión, utilizando para este efecto estaciones de GPS diferencial. Esto, tuvo como finalidad caracterizar los escarpes de falla, determinando parámetros tales como altura del escarpe, separación vertical, separación horizontal, entre otros. Adicionalmente, en esta etapa se eligieron los sitios en que se excavaron las trincheras para mapeo paleosismológico.

ii) Segunda etapa

Excavación y mapeo paleosismológico de trincheras. Durante la segunda etapa de terreno se excavaron las trincheras para mapeo paleosismológico, para lo cual fue necesaria la utilización de maquinaria pesada. Esta

metodología apuntó a verificar la existencia de depósitos sedimentarios asociados a paleoterremotos (cuñas coluviales), a partir de las cuales fue posible hacer inferencias sobre la edad, cantidad de desplazamiento y magnitud de los paleoterremotos. Se excavaron 5 trincheras en Falla Mejillones y 12 en Falla Salar del Carmen. La paleosismología como metodología se aborda en extenso en el capítulo 2 de este manuscrito.

Datación de cuñas coluviales mediante OSL. Posterior a la realización y mapeo de las trincheras, y a fin de acotar la edad de los terremotos cuaternarios que se identificaron, se utilizó el método de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). Este método consiste, en líneas generales, en medir la energía liberada en forma de fotones por parte de un material, cuando es sometido a luz. En medios naturales, la radiación ionizante (propiciada por elementos tales como U, Th, Rb y K) es absorbida y almacenada por sedimentos en los retículos cristalinos. Esta radiación puede ser liberada mediante estimulación óptica (luz) como luminiscencia. Para ejemplificar, si se supone la existencia de un material que se encuentra enterrado, éste comienza a acumular la señal de luminiscencia a partir de la radiación ionizante que recibe de los elementos radiactivos presentes en los sedimentos que lo rodean. Además, recibe radiación de los rayos cósmicos capaces de penetrar la superficie. De esta manera se acumula la señal de luminiscencia. Luego, si el sedimento previamente enterrado es expuesto a la luz solar en superficie, la señal de luminiscencia se libera casi instantáneamente, generando el reinicio del sistema. Posteriormente, si los sedimentos son nuevamente enterrados, la señal de luminiscencia se incrementa otra vez con la exposición a la radiación ionizante y los rayos cósmicos. Este método de datación se basa en cuantificar tanto la radiación recibida por una muestra

desde su último reinicio como la tasa anual de la misma durante el periodo de acumulación (Figura 1.16). En general, los minerales más utilizados para aplicar este método son el cuarzo y el feldespato. La edad que se calcula con la fórmula expresada junto al gráfico de la figura 1.16, es el tiempo desde la última exposición a la luz solar o a calor intenso.

Desde las trincheras excavadas en Falla Mejillones y Salar del Carmen, se tomaron 7 y 12 muestras, respectivamente. Específicamente, las muestras se extrajeron desde horizontes sedimentarios finos (<2mm) y ricos en cuarzo-feldespato, visibles en las paredes de las trincheras. Tanto la fineza (tamaño arena) de los granos como la abundancia de cuarzo y feldespato son condiciones a cumplir para aplicar el método. Por esto, no fue posible datar directamente las cuñas coluviales identificadas en las trincheras, ya que tienen granulometrías más gruesas. Más detalles sobre el método son entregados en el artículo sobre la paleoseismología de la Falla Mejillones en el capítulo 4.

Las dataciones se hicieron en el *Department of Geographical and Earth Sciences of the St Andrews University*, en Escocia, financiadas con el proyecto FONDECYT 1085117 a cargo de Gabriel González López. Además, se realizó dataciones de superficies desplazadas por las fallas mediante ^{10}Be, a fin de tener indicios acerca de las tasas de desplazamiento de estas estructuras. Se obtuvieron 14 muestras, sólo para superficies desplazadas por la Falla Mejillones. Estos análisis se llevaron a cabo en la *School of GeoSciences, University of Edinburgh, UK*.

A modo de precisión, se debe indicar que se utiliza la escala de tiempo geológico del año 1999, elaborada por la *Geological Society of America*.

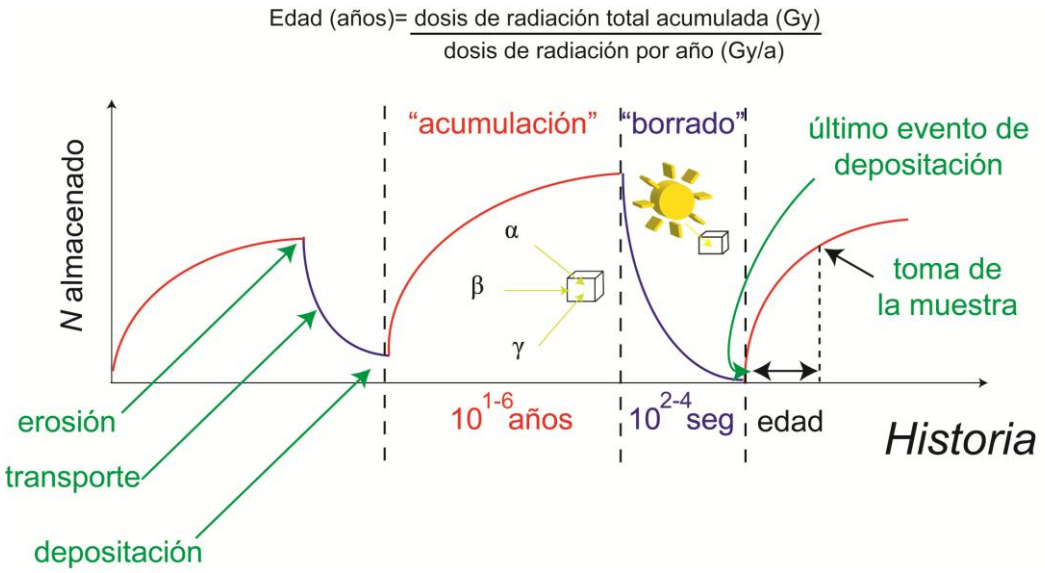


Figura 1.16. Esquema que muestra las etapas de acumulación de radiación ionizante y la liberación de las cargas mediante luminiscencia. Las líneas rojas indican incremento de radiación ionizante (*N*). Las líneas azules representan el "*reseteo*" del sistema, que implica la liberación de la señal acumulada debido a procesos de transporte y erosión. El material, al enterrarse nuevamente, comienza a acumular nuevamente la radiación (*N*). Se indica además la fórmula utilizada para el cálculo de la edad (Imagen del sitio web USGS, autorizada por el Dr. K. Lepper, North Dakota State University)

Figure 1.12. Schéma montrant les étapes d'accumulation et de radiation ionisante, et la libération de charges par luminescence. Les lignes rouges signalent une augmentation de la radiation ionisante (N). Les lignes bleues représentent la remise à zéro du système, qui entraine la libération du signal accumulé résultant des processus de transport et d'érosion. Le matériel enterré à nouveau réaccumule la radiation (N). La formule utilisée pour le calcul d'âge est indiquée (Image du site web du USGS, autorisé par Dr. K.Lepper, North Dakota State University).

1.11.3. Modelos de dislocaciones elásticas orientados a explicar la relación entre sismos producidos en fallas de la placa superior y el ciclo de los terremotos de subducción

Se utilizaron modelos de dislocaciones elásticas para evaluar la incidencia de los cambios de *stress* de Coulomb y los campos de desplazamiento superficial en las fallas Mejillones y Salar del Carmen, provocados por terremotos de subducción tipo Tocopilla 2007 y Antofagasta 1995. Además, se simuló el cambio de *stress* de Coulomb y el campo de desplazamiento superficial producido durante el periodo intersísmico. Para esto, se utilizó el programa Coulomb 3, diseñado por el USGS, el cual considera un espacio elástico semi- infinito para este efecto [Okada, 1985]. Este programa se escogió porque cuenta con las herramientas suficientes para desarrollar los modelos simples presentados en esta tesis. Además, el ingreso de los parámetros es simple, es posible realizar modificaciones interactivas, y los resultados gráficos son de la calidad necesaria para presentar en este manuscrito y/o publicaciones ISI. En esta etapa se contó con el apoyo de Dominique Remy y Joseph Martinod, del *Géosciences Environnement de Toulouse* (GET), de la *Université Paul Sabatier* de Toulouse. La descripción de la teoría referida a los modelos de dislocación elástica y sus aplicaciones son proporcionadas en el capítulo 5 de la presente tesis.

CAPÍTULO 2. HERRAMIENTAS DE LA PALEOSISMOLOGÍA

2.1. Introducción

La paleosismología es la disciplina que estudia los terremotos pre-históricos. Se ocupa, principalmente, de determinar su ubicación, edad y magnitud. A diferencia de la sismología, que trabaja con datos registrados por instrumentos durante un evento sísmico, la paleosismología busca interpretar las evidencias geológicas que se hayan producido durante un paleoterremoto individual. Ésta difiere además de otras disciplinas, tales como la neotectónica, en el hecho que se focaliza en la deformación casi instantánea que sufren las formas del relieve y los sedimentos como consecuencia de un terremoto. Este enfoque permite estudiar la distribución de paleoterremotos individuales en el tiempo, en períodos que abarcan miles a decenas de miles de años [McCalpin, 2006].

Sin duda, uno de los principales propósitos de la paleosismología es suplir la necesidad social relativa a determinar la probabilidad de ocurrencia y severidad de un terremoto [Reiter, 1995; Gurpinar, 2005]. Esto cobra especial relevancia en los lugares en que no se han desarrollado estudios paleosismológicos, tales como el Antearco Costero del norte de Chile, donde se erigen, actualmente, importantes zonas urbanas e industriales. La falta de antecedentes respecto al comportamiento sismogénico reciente de fallas de la corteza superior, ubicadas en las cercanías de áreas pobladas, lleva a considerarlas como un factor de riesgo potencial en un escenario tectónico como el del área de estudio. Debido a los argumentos mencionados en la motivación de esta investigación, los terremotos de subducción han sido los

que mayormente se han tomado en cuenta para las evaluaciones de peligro y riesgo sísmico. Por esto, el potencial sismogénico asociado a fallas como Mejillones y Salar del Carmen es, hasta la fecha, una incógnita.

2.2. Trincheras paleosismológicas

La excavación de trincheras constituye una metodología clave para los estudios paleosismológicos. En un principio, su utilización estuvo restringida a las investigaciones en plantas nucleares de Estados Unidos [Hatheway y Leighton, 1979; Hatheway, 1982], pero con el tiempo esta metodología ha encontrado aplicabilidad en paleosismología y sedimentación asociada a fallamiento, entre otras [McCalpin, 1996].

Si bien la excavación de trincheras es una herramienta crítica para cualquier investigación paleosismológica, los criterios que rigen su ubicación y orientación dependen de cada sitio de estudio. Por ello, la selección del lugar y de la orientación de la trinchera con respecto a la falla debe hacerse con la mayor rigurosidad posible. Esto, ya que una vez excavada se predetermina la estratigrafía y las estructuras que serán visibles en las paredes de ella [McCalpin, 1996].

Según Sieh [1981], la ubicación de las trincheras excavadas en fallas está dictada por los datos que se desee obtener. Éstos pueden estar orientados a conocer la cantidad de desplazamiento durante un paleoterremoto, o bien a determinar la recurrencia de los eventos sísmicos. En este sentido, los mejores sitios para medir el desplazamiento son aquéllos donde la totalidad de éste está concentrada en una única traza. En dichos lugares, el desplazamiento en

fallas secundarias y plegamiento tienden a ser despreciables. Para constreñir la recurrencia, lo cual implica utilizar métodos de datación, los lugares que deben escogerse son depresiones locales del terreno en las inmediaciones de la falla, las que son rellenas con sedimentos finos y/u orgánicos depositados entre dos eventos de fallamiento. Tales depresiones están asociadas, frecuentemente, a fallamiento y/o plegamiento distributivo que ocurren a lo largo de fallas secundarias [McCalpin, 1996].

En fallas con desplazamiento a lo largo del manteo, es usual que los sitios para medir desplazamiento y precisar recurrencia coincidan [Swan et al., 1980; McCalpin et al., 1994]. Por el contrario, en fallas con desplazamiento a lo largo del rumbo, habitualmente el mejor sitio para medir desplazamiento es el peor para estimar recurrencia, y viceversa [McCalpin, 1996]. Esto último, dado que los mejores sitios estratigráficos, es decir, donde se puede encontrar material datable para estimar la recurrencia, son zonas en que ocurre sedimentación rápida. Esto, en dichos sitios, obscurece los marcadores geomorfológicos producidos por él o los desplazamientos causados por la estructura.

Otro factor que condiciona la ubicación de una trinchera es el número de paleoterremotos que se desea identificar. Cuando las trincheras son excavadas a través de fallas que desplazan superficies cuaternarias, lo más probable es que sean visibles sólo los registros asociados a uno o dos paleoterremotos (los más recientes), por lo que la estructura de la trinchera y la estratigrafía serán relativamente simples. A medida que las superficies son más antiguas, la configuración expuesta en los muros de las trincheras se hace más compleja. Esto, se debe especialmente a que procesos de sedimentación y

meteorización entre dos paleoterremotos pueden ir obscureciendo paulatinamente los registros asociados a los eventos más antiguos [McCalpin, 1996]. Por otro lado, existen antecedentes que cuando se ha intentado excavar trincheras muy profundas, no se ha logrado penetrar la totalidad de la secuencia coluvial depositada en la base del escarpe de falla respectivo [Swan et al., 1980]. Adicionalmente, existen controles no geológicos en la ubicación de una trinchera. Entre estos se cuentan, por ejemplo, la disponibilidad de accesos al sitio de estudio [McCalpin, 1996].

Finalmente, la orientación de una trinchera está condicionada por el sentido de desplazamiento que presenta una falla. La idea es orientar las trincheras paralelas al sentido de desplazamiento, es decir, perpendiculares al rumbo cuando son fallas con desplazamiento a lo largo del manteo, y paralelas a éste cuando se trata de fallas de rumbo. En general, para el primer caso, basta con mapear una trinchera por cada sitio escogido para la falla en cuestión. Sin embargo, para el segundo caso, suele ser necesario excavar varias trincheras para precisar el desplazamiento en las tres dimensiones [McCalpin, 1996].

En el marco de esta investigación, se escogieron dos tipos de sitios para excavar trincheras. El primer grupo de trincheras fue excavado de manera perpendicular al escarpe, mientras que el segundo grupo fue realizado a lo largo del eje de pequeños conos aluviales que lo disectan, y que pueden ser identificados en las fallas Mejillones y Salar del Carmen. La estratigrafía expuesta en ambos tipos de sitios difiere considerablemente. En las trincheras perpendiculares al escarpe, las unidades identificadas corresponden a productos del colapso y degradación del mismo, mientras que las trincheras

excavadas en los conos aluviales exponen mayormente el relleno de éstos, que en general es producto de *debris flows* de baja intensidad.

Luego de la excavación de las trincheras se procedió a fotografiar los muros de éstas. Previamente, en las paredes, se colocaron cintas de colores, sobre las cuales se marcaron distancias verticales y horizontales cada 1m, a fin de tener referencias fijas para las fotografías y conocer la escala en cada caso. Para cada trinchera, se tomaron fotografías perpendiculares a las paredes, a una distancia aproximada de 1,5 m de éstas. Entre cada par de escenas contiguas se dejó una zona de traslape, con la intención de construir mosaicos para cada pared, los que servirían de base para el mapeo paleosismológico. Estos mosaicos se realizaron superponiendo puntos comunes fácilmente identificables en las zonas de traslape, utilizando para este efecto los programas *Adobe Photoshop* y *Autostitch*. Una vez confeccionados, se imprimieron los mosaicos en paneles a una escala que permitiera la identificación de unidades en terreno. Los criterios para la diferenciación de unidades fueron la textura y color de los depósitos. En algunos casos, la existencia de niveles de oxidación y/o desarrollo de paleosuelos permitieron la separación de unidades. Finalmente, en ciertos casos, la distribución de fracturas fue un criterio considerado para este efecto, particularmente para las unidades identificadas en las trincheras excavadas de manera perpendicular al escarpe de la Falla Salar del Carmen.

2.3. Evidencias paleosismológicas

La paleosismología interpreta evidencias geológicas en pos de conocer aspectos relativos a paleoterremotos, entre los que se cuentan la cantidad de

desplazamiento co-sísmico y la magnitud. Este tipo de evidencias, según su génesis, pueden clasificarse en tres niveles jerárquicos [Richter, 1958; Hagiwara, 1982; McCalpin, 1996].

En un primer nivel, las evidencias paleosismológicas se pueden catalogar como primarias o secundarias. Las primarias son aquéllas que se producen directamente como consecuencia del deslizamiento cosísmico a lo largo de una falla durante un terremoto. Entre éstas se pueden mencionar escarpes y fracturas. Las evidencias secundarias, por su parte, son aquéllas que deben su origen a la agitación del suelo provocada por un sismo. Se cuentan, dentro de este grupo, deslizamientos y volcanes de arena.

En un segundo nivel, las evidencias paleosismológicas se clasifican por su ubicación relativa a la traza de la falla. Según esto, existen evidencias localizadas en o cerca de la traza de la falla (*on-fault* o *near- field features*), tales como pliegues y *pressure ridges*; y evidencias ubicadas lejos de ella (*off-fault* o *far-field features*), entre las que se pueden mencionar el basculamiento de superficies y diques de arena.

En el tercer nivel de clasificación, se hace la distinción entre las evidencias que constituyen una respuesta instantánea al desplazamiento cosísmico (*instantaneous features*), tales como estratos desplazados o plegados; y aquéllas que se producen como consecuencia de varios procesos geológicos, con posterioridad al movimiento cosísmico y agitación asociada a un sismo. Entre estas últimas, se cuentan las cuñas coluviales y disconformidades.

Una última clasificación de las evidencias paleosismológicas se hace según su naturaleza, sea geomorfológica o estratigráfica. Por ejemplo, evidencias geomorfológicas están dadas por escarpes y *pressure ridges*, mientras que las estratigráficas quedan representadas por cuñas coluviales y rellenos de fracturas.

La clasificación señalada anteriormente fue planteada por McCalpin [1996], y es sintetizada en la Tabla 2.1.

Los tipos de evidencias paleosismológicas que se han considerado en esta investigación son fundamentalmente escarpes de falla y cuñas coluviales (Figura 2.1), correspondiendo ambas a evidencias primarias. Los escarpes (Figura 2.1a), por su notable preservación en el área de estudio, permitieron obtener una primera aproximación en lo referente al número de eventos asociados con su construcción. Esto, por medio de la observación del número de *bevels* o biselados y quiebres en la pendiente a lo largo de sus perfiles [e.g. Wallace, 1977]. Sin embargo, como se postula para el caso de la Falla Mejillones (capítulo 4), la construcción del escarpe puede ser, al menos en parte, debido a *creeping* asísmico. En medios hiperáridos tales como el Desierto de Atacama, donde las tasas de erosión son extremadamente bajas [Dunai et al., 2005; Rech et al., 2006], escarpes construidos a partir de procesos asísmicos podrían preservarse y tener aspectos similares a escarpes provocados por eventos discretos de ruptura. Lo anterior, constituye una limitación a la hora de interpretar este tipo de evidencia paleosismológica en el área de estudio.

CLASIFICACIÓN JERÁRQUICA DE EVIDENCIAS PALEOSISMOLÓGICAS				
Nivel 1: Génesis Nivel 2: Ubicación Nivel 3: Temporalidad	Primarias (originadas como consecuencia del desplazamiento cosísmico)			
	En la falla		Alejadas de la falla	
	Respuesta cosísmica	Respuesta postsísmica	Respuesta cosísmica	Respuesta postsísmica
Expresión geomorfológica	* Escarpes de Falla * Fracturas * Pliegues * Moletracks * Pressure ridges	* Contribución postsísmica a las evidencias primarias señaladas a la izquierda. * Desarrollo de coluvios	* Superficies basculadas * Alzamiento de líneas de costa * Inundación de líneas de costa	* Terrazas aluviales de origen tectónico * Contribución postsísmica a las evidencias primarias señaldas a la izquierda.
Expresión estratigráfica	* Estratos desplazados * Estratos plegados	* Cuñas coluviales * Relleno de fracturas * Discordancias	* Depósitos de tsunami	* Discordancias erosionales y depósitos inducidos por alzamiento, subsidencia y basculamiento
Abundancia de características no sísmicas similares	Pocas	Pocas	Algunas	Comunes
Nivel 1: Génesis Nivel 2: Ubicación Nivel 3: Temporalidad	Primarias (originadas como consecuencia del desplazamiento cosísmico)			
	En la falla		Alejadas de la falla	
	Respuesta cosísmica	Respuesta postsísmica	Respuesta cosísmica	Respuesta postsísmica
Expresión geomorfológica	* Volcanes de arena * Deslizamientos * Árboles dañados	* Deslizamientos retrogresivos	* Volcanes de arena * Deslizamientos * Fracturas * Subsidencia por compactación de sedimentos	* Deslizamientos retrogresivos
Expresión estratigráfica	* Diques de arena	* Sedimentos de estuarios o lagos depositados rápidamente	* Diques de arena * Cráteres rellenos * Deformación de sedimentos * Turbiditas	* Sedimentos de estuarios o lagos depositados rápidamente
Abundancia de características no sísmicas similares	Algunas	Muy comunes	Algunas	Muy comunes

Tabla 2.1. Tomada de McCalpin [1996]. Muestra y clasifica los distintos tipos de evidencias paleosismológicas.

Table 2.1. Tirée de McCalpin [1996]. *Classification des différents types d'évidences paléosismologiques.*



Figura 2.1. a) Escarpe de falla. b) Cuña coluvial. Ambos rasgos constituyen evidencias paleosismológicas primarias, la primera de naturaleza geomorfológica, y la segunda de tipo sedimentaria.

Figure 2.1. a) Escarpement de faille ; b) Prisme colluvial. Chacune de ces 2 images constituent des évidences paléo-sismologiques de premier ordre, l'une de nature géomorphologique, l'autre de nature sédimentaire.

Las cuñas coluviales, además de los depósitos de ladera visibles en las paredes de las trincheras (Figura 2.1b), constituyeron la evidencia que permitió hacer las estimaciones de desplazamiento cosísmico y magnitud. En específico, a partir de los depósitos de ladera, se tomaron las muestras para datación OSL gracias a las cuales se reconstruyó, en parte, la historia paleosismológica reciente de las fallas en estudio. Cabe señalar que, para que un sismo genere un escarpe en superficie, teóricamente es necesaria al menos una $Mw \geq 5$ [Bonilla, 1988]. Por su parte, sismos de $Mw \leq 4$ no generarían ningún tipo de evidencia paleosismológica, ni siquiera secundaria [Wells y Coppersmith, 1994]. Sin embargo, otros factores distintos de la magnitud,

tales como la profundidad del hipocentro, deben influir en si un sismo se manifiesta o no superficialmente, ya que por ejemplo importantes eventos de magnitud ~7, tales como la secuencia sísmica de Pichilemu (2010), no tuvieron manifestaciones superficiales [Arriagada et al., 2011].

Debido a que son las principales evidencias paleosismológicas que se registraron y caracterizaron asociadas a las fallas Mejillones y Salar del Carmen, en las siguientes dos secciones se hará mención, por separado, a escarpes de falla y cuñas coluviales.

2.3.1. Escarpes de falla

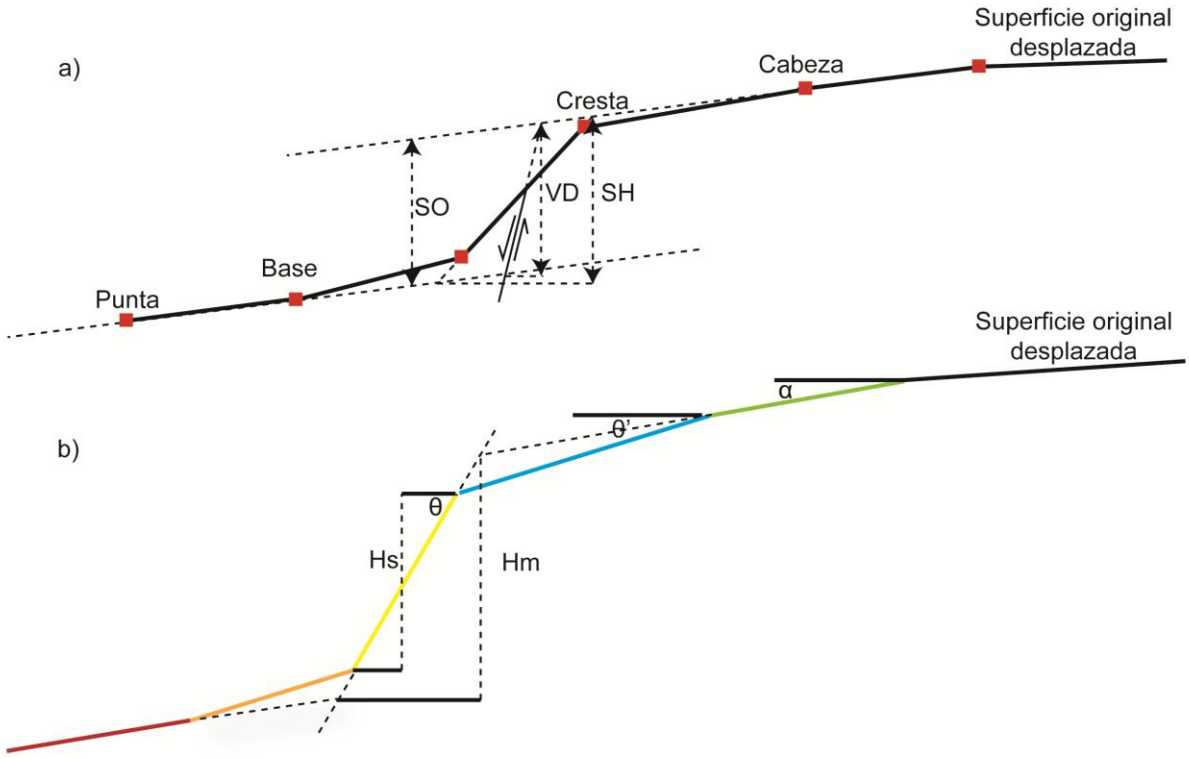
Un escarpe de falla es un rasgo morfológico coincidente o aproximadamente coincidente con un plano de falla, a lo largo del cual ha ocurrido una cantidad de desplazamiento discreto suficiente para propiciar una manifestación superficial [Stewart y Hancock, 1990]. En otras palabras, los escarpes de falla representan la respuesta morfológica a la ocurrencia de un terremoto en fallas de la corteza superior. En este ítem se hará mención únicamente a los escarpes de fallas normales. Debido a que las fallas estudiadas en el marco de esta investigación dislocan superficies aluviales cuaternarias, se describen solamente los escarpes desarrollados en sedimentos no consolidados a débilmente consolidados.

Para el caso de los escarpes de fallas normales, tales como los identificados en el marco de esta tesis, Stewart y Hancock [1990] señalan que abarcan desde frentes montañosos de miles de metros de altura, labrados en rocas de basamento, hasta pequeños escarpes centimétricos que dislocan

aluvios y coluvios recientes. En términos del número de eventos que han contribuido a su formación, los escarpes de falla normales se clasifican como escarpes de falla simples [Slemmons, 1957] o compuestos [Stewart y Hancock, 1990]. En este sentido, un escarpe de falla simple (Figura 2.2a) se define como aquel originado por un único evento de ruptura [Slemmons, 1957], mientras que un escarpe de falla compuesto (Figura 2.2b, c) es aquel que debe su construcción a más de un evento de desplazamiento [Stewart y Hancock, 1990].

Las fallas estudiadas en esta tesis han producido, en depósitos aluviales cuaternarios, escarpes que característicamente presentan *bevels* (biselados) y quiebres en su pendiente (Figura 2.2b, c). Según Wallace [1980a], esta es una evidencia que sugiere que el escarpe ha sido construido por más de un evento de ruptura, i.e., indicativa de escarpes de falla compuestos [Slemmons, 1957]. Entonces, en ciertos casos, es posible que los quiebres de pendiente a lo largo de un perfil de escarpe indiquen el número de desplazamientos discretos que lo formaron. Sin embargo, McCalpin [1996], señala que estas inflexiones en la pendiente pueden indicar también procesos de depositación y/o erosión de pequeña escala en la cara del escarpe, o bien la presencia de fallas secundarias creadas durante un evento de fallamiento.

Por otro lado, para utilizar la cantidad de *bevels* y quiebres en la pendiente del escarpe como aproximaciones del número de eventos que lo han construido, debe haber concordancia con evidencias subsuperficiales, tales como cuñas coluviales, que se utilizan con el mismo propósito [McCalpin, 1996].


a)
Superficie original desplazada
Cabeza
Cresta
SO
VD
SH
Base
Punta
b)
Superficie original desplazada
α
θ'
θ
Hs
Hm

c)

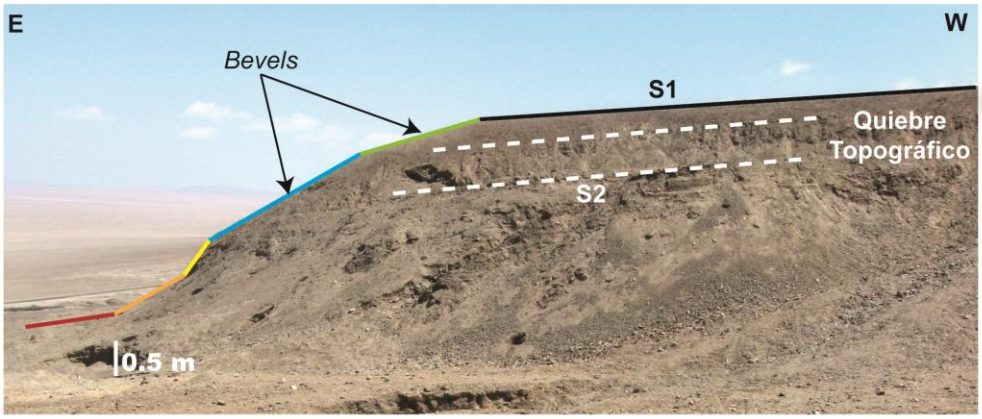

E
W
Bevels
S1
Quiebre Topográfico
S2
0.5 m

Figura 2.2. Tipos de escarpes de falla normal. a) Escarpe de falla simple. Se muestran las partes de un escarpe de este tipo, además de medidas geométricas tales como la separación de la superficie desplazada (SO), altura del escarpe (SH) y desplazamiento vertical (VD). SO corresponde a la distancia vertical entre las proyecciones de la superficie original desplazada, tanto en el bloque colgante como en el yaciente. SH es la distancia vertical medida entre las intersecciones de la proyección del plano de falla con las proyecciones de la superficie original desplazada. VD está dada por la distancia vertical entre las intersecciones de la prolongación de la parte más inclinada del escarpe, con las proyecciones de la superficie original desplazada. c) Escarpe de falla compuesto. La presencia de quiebres en la pendiente y *bevels* (segmentos lineares entre los quiebres) indicaría la ocurrencia del número de eventos de ruptura. Hs corresponde a la altura del escarpe dada por el último evento. Hm es la altura acumulada otorgada por el número total de eventos. Θ es el ángulo del escarpe debido al último evento. Θ' es un ángulo secundario del escarpe. A es el ángulo de la superficie original desplazada. d) Vista hacia el sur del escarpe compuesto de Falla Mejillones. Se señalan los quiebres de pendiente, los *bevels* y las superficies S1 y S2, relacionadas temporal y espacialmente a la falla.

Figure 2.2. Types d'escarpements de faille normale. (a) escarpement de faille simple. On a représenté les différentes parties d'un tel escarpement, ainsi que les mesures géométriques qui le caractérisent : déplacement de la surface (SO), hauteur de l'escarpement (SH) et déplacement vertical (VD). (b) escarpement de faille composite. La présence de ruptures de pente et de segments linéaires séparant ces ruptures de pente indique qu'il y a eu plusieurs événements. Hs correspond à la hauteur de l'escarpement due au dernier événement ; Hm est la hauteur accumulée lors de l'ensemble des événements ; Θ *est l'angle de l'escarpement dû au dernier événement et* Θ' *un angle secondaire de l'escarpement. (c) vue vers le Sud de l'escarpement composite de la faille de Mejillones.*

Según Wallace [1977], un escarpe de falla como el de la figura 2.3 consta de tres partes: *Free face*, *debris slope* y *wash slope*. El *free face* o cara libre (Figura 2.3) corresponde al escarpe de falla inicial, el cual expone las unidades litológicas en las cuales se labró. Típicamente, esta parte del escarpe tiene un ángulo $\geq$ 45°. Inmediatamente después de su formación, se comienza a producir la degradación de la cara libre, lo que propicia la acumulación de material coluvial al pie del escarpe. Debido a esto, en algunos meses o años el escarpe puede retroceder varios centímetros [Wallace, 1977]. El *debris slope* (Figura 2.3), por su parte, corresponde a la porción del escarpe ubicada por debajo del *free face*, en la cual se acumulan también sedimentos producidos por la degradación del escarpe, con ángulos de reposo variables entre 34°-37°. Vale mencionar que esta evolución de un escarpe de falla es descrita para el *Basin and Range*, en el sector de Nevada, donde la precipitación anual no baja de los 12 cm/año, alcanzando incluso, en sectores, hasta 45 cm/año [Wallace, 1977].

Finalmente, sobreyaciendo el *debris slope*, en la base del escarpe, se define una zona llamada *wash slope*, la cual está conformada por aluvios que tienen ángulos, mayormente, entre 3° y 7°, con máximos de 10°-15°. A diferencia de lo que sucede con el *free face* y *debris slope*, donde la degradación y posterior acumulación de material es responsabilidad de la gravedad, al menos en primera instancia; los procesos erosivos y deposicionales que promueven la formación del *wash slope* implican la participación de agua.

En la configuración de un escarpe de falla se identifican también los siguientes elementos: cabecera (*head*), cresta (*crest*), cara (*face*), base (*base*) y punta (*toe*) (Figura 2.3) [Stewart y Hancock, 1990].

i) La **cabecera** corresponde al punto que marca el límite entre las partes erosionadas y no erosionadas de la superficie original en el bloque yaciente.

ii) La **cresta** es el punto de convexidad máxima hacia arriba entre la cabecera y la parte más inclinada del escarpe.

iii) La **cara** representa la zona entre la cresta y la base.

iv) La **base** corresponde al punto de concavidad máxima hacia arriba, ubicada entre la parte más inclinada del escarpe y la punta de éste.

iv) La **punta** constituye el límite entre las partes cubiertas y no cubiertas de coluvios en la superficie original en el bloque colgante.

Además, existen parámetros geométricos que se usan para caracterizar un escarpe de falla en lo relativo a la cantidad de desplazamiento a lo largo de la estructura que ha promovido su formación. Estos son: altura (*scarp height*), separación de la superficie (*surface offset*), desplazamiento vertical (*vertical fault displacement* o *throw*) y desplazamiento neto (*net fault slip*).

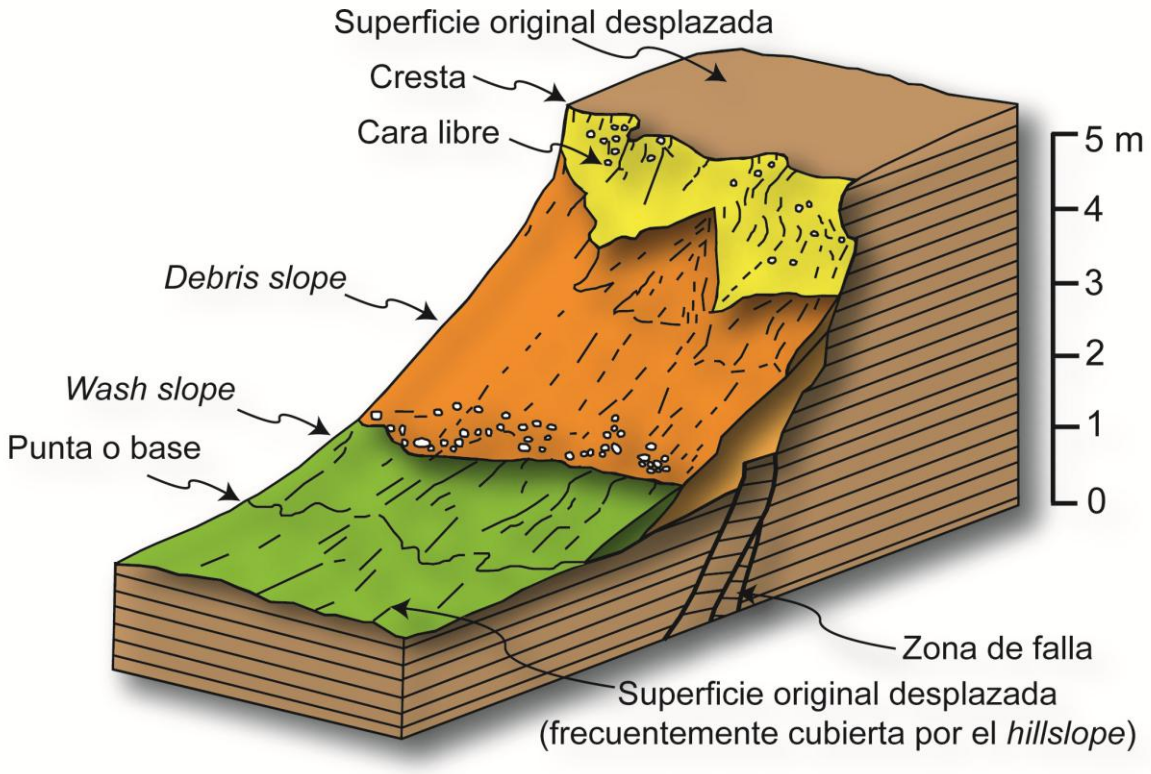


Figura 2.3. Partes de un escarpe de falla según Wallace [1977].

Figure 2.3. Différents domaines d'un escarpement de faille, d'après Wallace [1977].

En la figura 2.2a, la altura (SH) corresponde a la separación vertical entre las intersecciones del plano formado por la parte más inclinada de la cara del escarpe con los planos resultantes de la prolongación de la superficie original desplazada [Bucknam y Anderson, 1979]. A su vez, la separación de la superficie (SO) está dada por la distancia vertical existente entre las

prolongaciones de la superficie original desplazada [Bucknam y Anderson, 1979]. En la misma figura 2.2a, el desplazamiento vertical (VD) está representado por la distancia vertical existente entre las intersecciones del plano de falla con las prolongaciones de la superficie original desplazada [Bucknam y Anderson, 1979]. Finalmente, el desplazamiento neto es la distancia, medida sobre el plano de falla, entre dos puntos que estuvieron unidos antes del fallamiento [Bucknam y Anderson, 1979].

En el marco de esta tesis, se ha optado por utilizar el *surface offset* como una aproximación de la altura del escarpe. Esto, debido a que la determinación de la altura del escarpe es un parámetro que pudo ser medido únicamente en lo sitios en que se excavaron trincheras, ya que sólo de esta forma se pudo conocer la ubicación exacta del plano de falla, lo que es una condición necesaria para la precisión de este aspecto. El *surface offset*, por el contrario, representa un parámetro que pudo ser medido sistemáticamente a lo largo del rumbo de las fallas, mediante la observación de los perfiles topográficos GPS realizados perpendicularmente a ellas. Sin embargo, es importante señalar que el *surface offset*, en todos los casos, corresponde a un valor mínimo, ya que la superficie prístina desplazada, en el bloque colgante, ha sido sucesivamente cubierta por depósitos aluviales más recientes.

Inmediatamente después de su construcción, un escarpe comienza a sufrir procesos erosivos y de meteorización, los cuales, a medida que el tiempo transcurre, propician su progresiva degradación. Wallace [1977] propone, basado en observaciones de terreno, un modelo conceptual para explicar la degradación de escarpes en la provincia del *Basin and Range*, Estados Unidos. Estos escarpes se formaron en gravas y coluvios, tal como lo

hicieron aquéllos estudiados en el marco de esta tesis. La figura 2.4 [Wallace, 1977] ilustra el proceso de degradación de un escarpe formado en este tipo de materiales.

En un principio, el escarpe se forma con un ángulo de 60°-90°. Posteriormente, la cara libre, por colapso gravitacional y erosión, da paso a la acumulación de detritos que formarán el *debris slope* y el *wash slope* (Figuras 2.4, 2.5). A medida que el tiempo transcurre, el *free face* retrocede, promoviendo el crecimiento del *debris slope* y, eventualmente, la cobertura completa del *free face*. Luego de esta etapa, los procesos de lavado dominan en el sistema del escarpe, produciendo la degradación simétrica de la mitad superior de éste y la agradación de coluvios en su mitad inferior [Wallace, 1977; McCalpin, 1996]. Esto se representa en las figuras 2.4 y 2.5.

El modelo de degradación de escarpes de Wallace [1977] asume tres condiciones. En primer lugar, se requiere que el ángulo de la pendiente del escarpe sea mayor al ángulo de estabilidad de los sedimentos luego de un evento de fallamiento. En segundo lugar, la cobertura y enterramiento del *free face* se produce, mayormente, por coluvios generados a partir de éste, más que por sedimentos acumulados en el bloque colgante, y que puedan ser derivados de procesos erosivos (fluviales, eólicos, etc.). Finalmente, se precisa que la erosión y transporte de material en la cara del escarpe estén limitados por la fuerza de los procesos geomórficos, i.e., que la cara del escarpe sea una pendiente de transporte limitado (*transport-limited slope*), tal como establece Nash [1980].

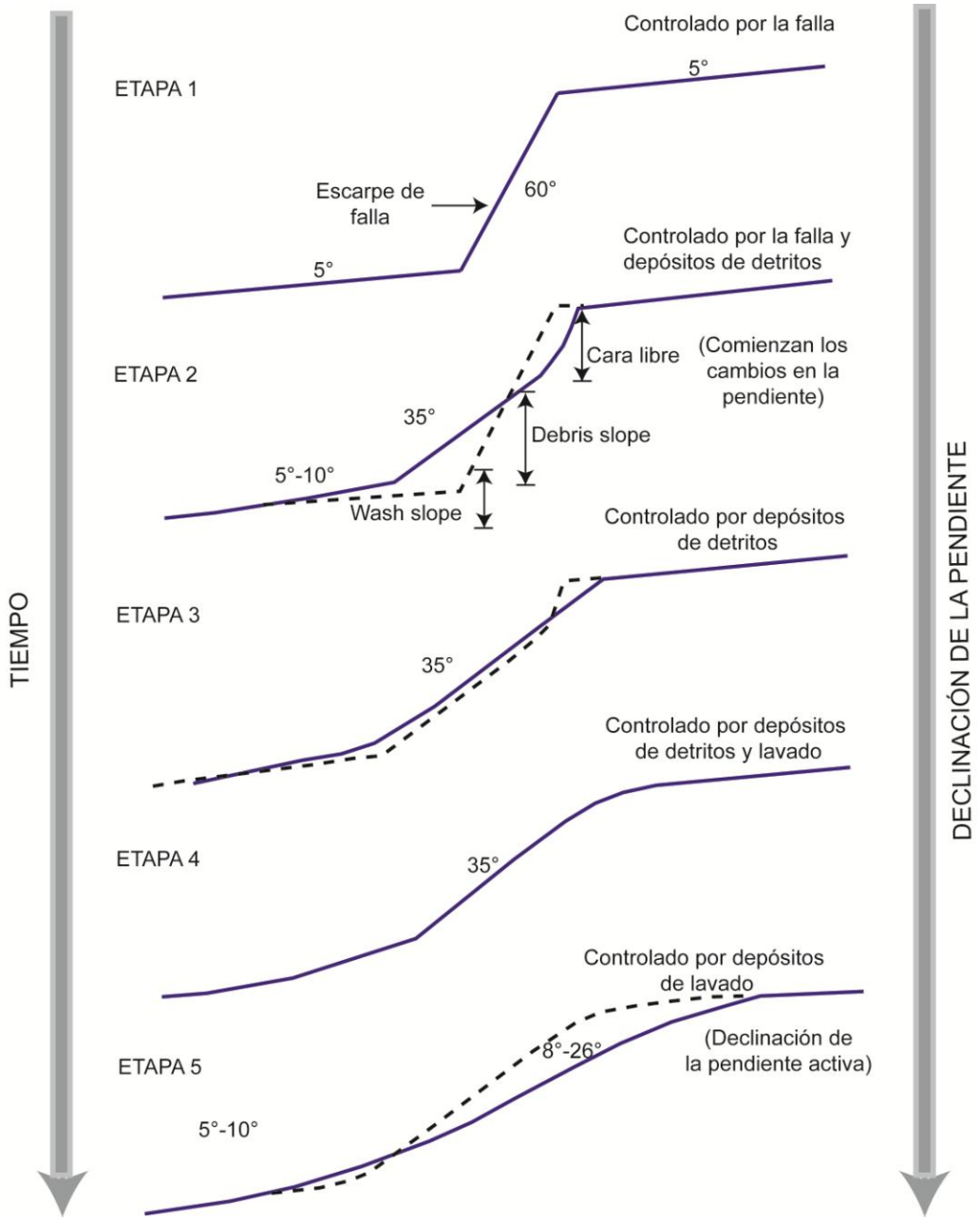


Figura 2.4. Etapas de la evolución de un escarpe de falla [Wallace, 1977].

Figure 2.4. Evolution d'un escarpement de faille, d'après Wallace [1977].

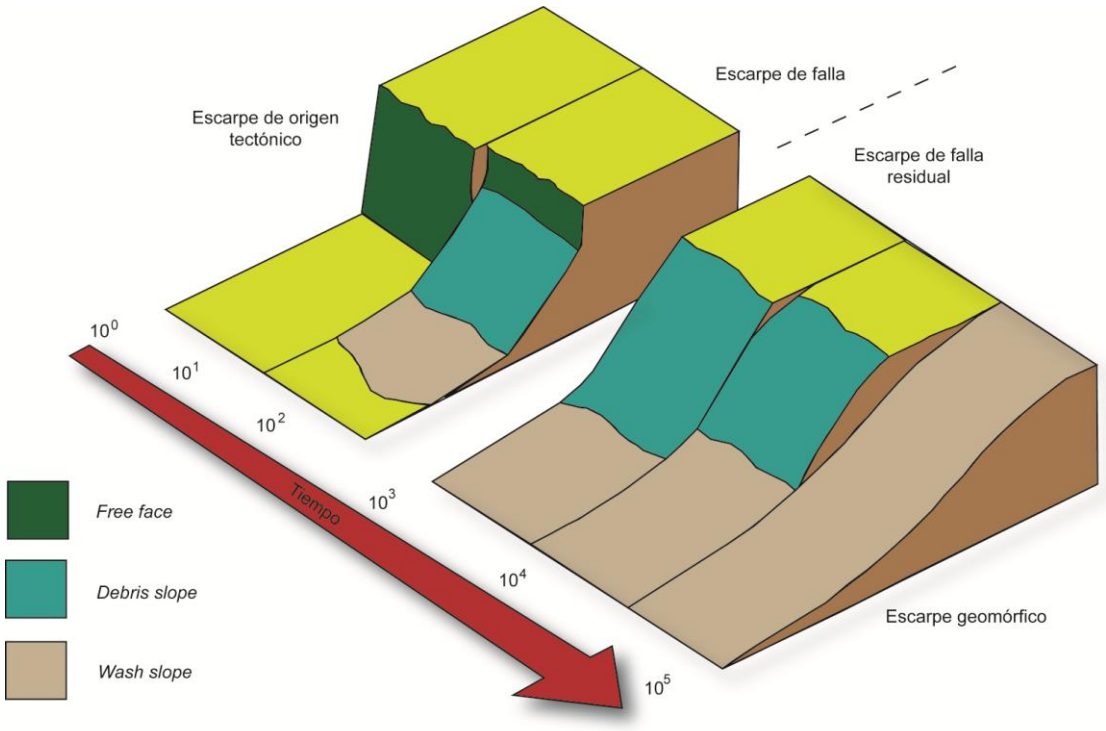


Figura 2.5. Evolución de un escarpe de falla [Wallace, 1977]. La figura muestra el paso entre lo que es definido por Wallace [1977] como escarpe de falla y escarpe de falla residual.

Figure 2.5. Evolution d'un escarpement de faille, d'après Wallace [1977], *montrant le passage d'un escarpement de faille à un escarpement de faille résiduel.*

De acuerdo a observaciones de escarpes labrados en sedimentos, formados en 1915 y 1954 en Nevada, Estados Unidos, Wallace [1977] sugiere que el proceso de degradación completa del *free face* puede tomar entre 1000 a 2000 años, periodo en el cual el *debris slope* la cubre, haciendo que el escarpe adquiera un aspecto más suavizado (redondeado), y por lo tanto que su ángulo de pendiente máxima decrezca. Esta "declinación" del escarpe (*scarp decline*), da paso a una pendiente dominada por la presencia, en primer lugar, de *debris slope*, seguida, a continuación, por el desarrollo de *wash slope*. Con la desaparición del *free face*, se considera el escarpe como un producto morfológico residual, es decir, pasa de ser considerado un escarpe de falla a un escarpe de falla residual (Figura 2.5). Según McCalpin [1996], el tiempo de degradación del *free face* sugerido por Wallace [1977], de 1000 a 2000 años, sería sólo una estimación máxima, que resulta válida para ambientes dominados por un clima árido, como aquél en que el autor hizo sus estudios. Debido a esto, y teniendo en cuenta que el clima del Desierto de Atacama del norte de Chile es de características incluso más áridas que el de la zona de Nevada, el tiempo propuesto por Wallace [1977] para la degradación del *free face* resulta plausible, y probablemente corresponde a un límite inferior para el lapso que tomaría la degradación de los escarpes de las fallas estudiadas en la presente tesis.

2.3.2. Cuñas coluviales

Las cuñas coluviales son depósitos sedimentarios acumulados al pie de un escarpe. Este tipo de depósitos constituye una respuesta sedimentológica a un terremoto producido en una falla cortical. Según la clasificación de evidencias paleosismológicas propuesta por McCalpin [1996], las cuñas

coluviales son evidencias primarias, ubicadas cerca de la traza de falla, y generadas con posterioridad a un evento sísmico. De acuerdo a Wallace [1977], una vez generado un escarpe de falla, el *free face* comienza a degradarse, promoviendo la acumulación de material en la base de éste, creando un depósito con forma de cuña que sobreyace la superficie original desplazada.

Para los escarpes de fallas normales, en una primera etapa, la degradación del *free face*, que da paso a la formación de una cuña coluvial, se produce por colapso gravitacional [Wallace, 1977; McCalpin, 1996]. La duración de este periodo está controlada por la cohesión del material constituyente del bloque fallado, la pendiente regional y las condiciones climáticas [Nelson, 1992; Arrowsmith y Rhodes, 1994]. En una etapa más avanzada, posterior a la formación de la cuña coluvial, la acumulación de sedimentos al pie del escarpe estará regida por procesos de difusión, que promueven la erosión de la mitad superior del escarpe y la acumulación de material hacia la base de éste. A medida que progresan, estos procesos difusivos hacen que el escarpe adquiera un perfil más suavizado. En resumen, según Nelson [1992b], la respuesta sedimentaria a la formación de un escarpe está representada, en primera instancia, por la acumulación de cuñas coluviales (*debris element*), seguida de la colección de depósitos de "lavado" del escarpe (*wash deposits*).

Las cuñas coluviales (*debris element*) están compuestas de bloques intactos provenientes de la cara libre, además de detritos que se desprenden de ésta, y que se depositan al pie del escarpe. La porción basal de la cuña incluye normalmente los clastos más gruesos y puede haber incorporado también

bloques de horizontes de suelos o capas discretas presentes en el bloque alzado. Hacia la terminación superior de la cuña, la configuración sedimentaria está dada por la presencia de clastos gruesos, con escasa o nula matriz, que rodaron desde el *free face*. En líneas generales, los materiales que conforman una cuña carecen de selección y estratificación [Nelson, 1992b; McCalpin, 1996].

Una vez que el *free face* del escarpe ha desaparecido, los procesos de difusión, que involucran la participación de agua en conjunto con la gravedad, controlan la evolución de la pendiente de éste. Los materiales coluviales depositados por estos procesos (*wash element*) son más finos, mejor seleccionados, más estratificados y muchas veces más ricos en materia orgánica que los sedimentos que forman parte del *debris element* [Nelson, 1992b]. El contacto entre ambas *facies* es generalmente abrupto, lo cual se infiere como indicativo de la desaparición del *free face*. Si la velocidad de depositación de los materiales de "lavado" es lenta, se propicia el desarrollo de horizontes de suelos en el perfil de la pendiente del escarpe, i.e., hacia el techo de la cuña más reciente [McCalpin, 1996]. Luego de esto, si la falla continúa en actividad, y es capaz de generar un nuevo sismo, se producirá una cuña similar a la primera. Esto se ejemplifica en la figura 2.6, donde ilustra la evolución de un escarpe de falla, en este caso normal, con la respectiva acumulación de cuñas coluviales en el bloque colgante.

Si varios eventos sísmicos se suceden y depositan cuñas coluviales, el resultado será una acumulación vertical de cuñas en el bloque colgante de la falla, separadas por niveles de suelos. Así, cada cuña es indicativa de los procesos de depositación que suceden a los eventos de ruptura [McCalpin,

1996]. Sin embargo, debe considerarse también la limitación que, eventualmente, las cuñas coluviales puedan construirse a partir de desplazamientos asísmicos a lo largo de fallas. En ambientes hiperáridos, tales como el área de estudio, los desplazamientos asísmicos podrían construir escarpes que se preserven de forma similar a escarpes generados por eventos de ruptura discretos. A pesar de esta limitante, en el presente trabajo de tesis se consideran las cuñas coluviales identificadas al pie de los escarpes como indicativas de eventos discretos de ruptura, según las siguientes evidencias: 1) En el caso de la Falla Mejillones, la cuña basal identificada está fracturada, a diferencia de la cuña que la cubre. Esto indica que el evento que generó la cuña superior fue de características sísmicas, provocando la ruptura de la primera. Si esto es correcto, se podría también sugerir que la cuña basal fue producida por un evento de ruptura; 2) Desarrollo de un nivel de suelo rojo hacia el techo de la cuña basal identificada al pie del escarpe de la Falla Mejillones. Este nivel rojizo sugiere un periodo de estabilidad (escasa o nula actividad de la falla) luego de la depositación de la cuña basal, y previo al evento que generó la segunda cuña.

2.4. Magnitud de paleoterremotos

Como se indicó anteriormente, uno de los propósitos de la paleosismología es conocer la magnitud de los paleoterremotos. En este sentido, Wells y Coppersmith [1994] proponen varias relaciones, en base a observaciones de datos de terremotos históricos. Entre ellas se cuentan, por ejemplo, las correspondencias entre desplazamiento superficial máximo y magnitud, desplazamiento superficial promedio y magnitud, entre otras. Para esta tesis, se tomaron en cuenta los desplazamientos, probablemente mínimos,

inferidos a partir del espesor de las cuñas coluviales depositadas al pie de un escarpe de falla, interpretadas como respuesta a un evento individual de deslizamiento. Además, se utilizó una relación entre la longitud de ruptura y la magnitud. Ambos métodos fueron utilizados en esta investigación para estimar las magnitudes de los paleoterremotos que han caracterizado la actividad reciente de las fallas Mejillones y Salar del Carmen.

2.4.1. Relación entre el espesor de las cuñas coluviales y la magnitud

Según McCalpin [1996], de acuerdo a modelos de degradación de escarpes, la cantidad máxima de desplazamiento cosísmico de un terremoto es, en caso de que la produzca, el doble del espesor de la cuña coluvial asociada, medida cerca del plano de falla. De esta manera, si bien no con poca incertidumbre, puede obtenerse una aproximación del desplazamiento cosísmico máximo y/o promedio de un paleoterremoto.

Wells y Coppersmith [1994], sobre el precepto que la magnitud de un terremoto se correlaciona con la cantidad de desplazamiento en la falla causativa, elaboran un modelo de regresión entre el desplazamiento máximo y promedio de 80 y 56 eventos, respectivamente, y sus magnitudes. A diferencia de las bases de datos disponibles para los largos de ruptura (sección 2.4.2), los desplazamientos máximos y mínimos han sido documentados en menor abundancia.

En general, es más común encontrar reportes de desplazamientos máximos, tanto horizontales como verticales, que información acerca de los desplazamientos promedio. Debido a que los desplazamientos de los

terremotos considerados por Wells y Coppersmith [1994] fueron medidos entre días y años después de los eventos, es posible que muchos de ellos, especialmente los más alejados en tiempo del evento principal, puedan incluir desplazamientos post y/o cosísmicos, así como también *creeping* asísmico.

El desplazamiento neto asociado a un sismo se calcula sumando las componentes horizontal y vertical del vector de desplazamiento medido en un lugar determinado. Sin embargo, es común que los desplazamientos verticales y horizontales máximos se den en lugares distintos, por lo que el vector de desplazamiento neto tampoco puede ser calculado con facilidad [Wells y Coppersmith, 1994].

A su vez, para determinar el desplazamiento promedio, es necesario hacer mediciones sistemáticas a lo largo de toda la falla. Los resultados más confiables se obtienen cuando los datos promediados corresponden a los desplazamientos netos a lo largo de la estructura [Wells y Coppersmith, 1994]. Las fórmulas para los cálculos de magnitud a partir de los desplazamientos máximos y promedio, respectivamente, están dadas por las siguientes expresiones:

$$M= 6.69+0.74*\log(MD),$$

donde MD es el desplazamiento máximo, y

$$M= 6.93+0.82*\log(AD),$$

donde AD es el desplazamiento promedio.

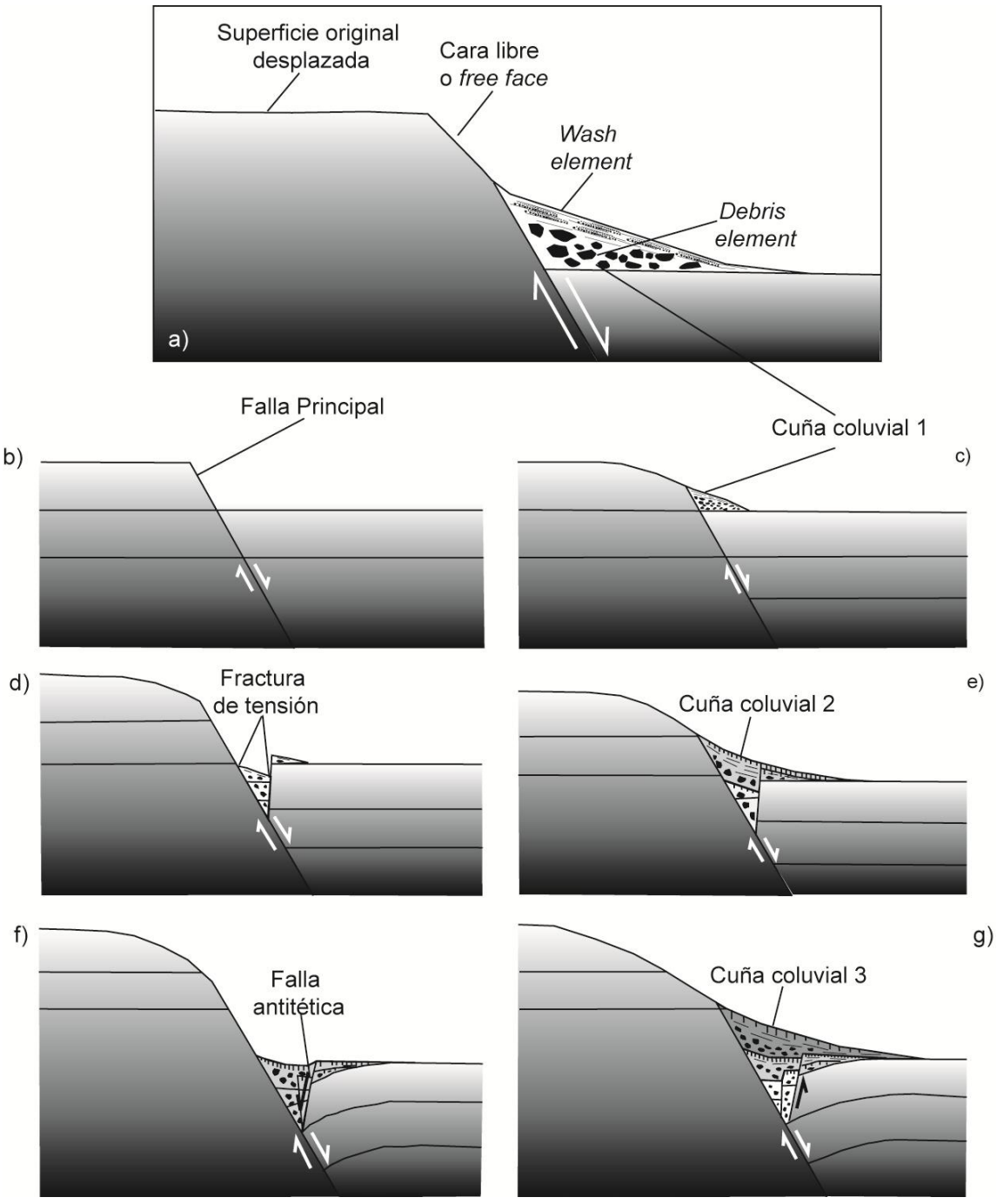

Superficie original
desplazada
Cara libre
o free face
Wash
element
Debris
element
a)
Falla Principal
b)
Cuña coluvial 1
c)
d)
Fractura
de tensión
Cuña coluvial 2
e)
f)
Falla
antitética
Cuña coluvial 3
g)

Figura 2.6. Evolución de un escarpe de falla normal que genera acumulación de cuñas coluviales en el bloque yacente. a) Primer evento de desplazamiento que genera un escarpe. b) Acumulación de la primera cuña coluvial. En el *subset* se muestran los elementos de la cuña (*debris slope* y *wash slope*). c) Segundo evento que genera una fractura de tensión que es rellena con material de la primera cuña. d) Acumulación de una segunda cuña coluvial debida al segundo evento. e) Tercer evento de desplazamiento que promueve el desplazamiento en fallas antitéticas en el bloque yaciente. f) Acumulación de una tercera cuña coluvial, como respuesta al tercer evento de deformación. Tomada de McCalpin [1996].

Figure 2.6. Evolution d'un escarpement de faille normale générant l'accumulation de colluvions sur le bloc affaissé. (a) premier événement de déplacement générant un escarpement ; (b) accumulation d'un premier prisme colluvial ; (c) second événement générant une fente de tension remplie des matériaux colluviaux ; (d) Deuxième accumulation de dépôts colluviaux ; (e) 3ème événement tectonique qui entraîne l'apparition d'une faille antithétique dans le bloc effondré ; (f) accumulation de nouveaux dépôts colluviaux. Figure tirée de McCalpin [1996].

Entre las fuentes de incertidumbre para determinar las cantidades de desplazamiento se cuentan, entre otras: i) La falta de mediciones en la totalidad de la falla, ii) Distribución del desplazamiento en varias fallas y iii) Mediciones realizadas en rasgos morfológicos desplazados por varios terremotos o *creeping* [McCalpin, 1996].

En la presente investigación, debido a que los escarpes de las fallas Mejillones y Salar del Carmen son compuestos, es decir, que han sido construidos por más de un evento de ruptura, sumado al hecho de que no existen registros de sismicidad histórica con creación de escarpes; no ha sido posible determinar con certeza los desplazamientos máximos o promedio producidos durante un terremoto. A pesar de esto, la información desprendida del espesor de las cuñas coluviales visibles en las paredes de las trincheras ha sido considerada como una aproximación a los desplazamientos cosísmicos y, por ende, a la magnitud de los terremotos que provocaron los escarpes. En este sentido, Mason [1992] señala que si las trincheras son localizadas aleatoriamente a lo largo de una falla, la cantidad de desplazamiento vertical derivada de los espesores de las cuñas puede ser asumida como más próxima al desplazamiento promedio que al máximo. Otros estudios, por su parte, indican que los desplazamientos inferidos a partir de los espesores de cuñas coluviales representan el desplazamiento máximo, especialmente si las trincheras están ubicadas en la porción central de la falla, donde el desplazamiento tiende a ser mayor [McCalpin, 1996]. Para las estimaciones de magnitud realizadas en el marco de la presente tesis, se utilizaron las regresiones de Wells y Coppersmith [1994], pero considerando los desplazamientos determinados a partir del doble de espesor de las cuñas coluviales como promedio, por lo que las estimaciones de magnitud son

conservadoras y, eventualmente, mínimas. Los detalles de las estimaciones de paleomagnitud realizados para las fallas Mejillones y Salar del Carmen son presentados en el capítulo 4 de este manuscrito.

2.4.2. Relación entre la longitud de ruptura y magnitud

La longitud superficial de una ruptura puede ser correlacionada con la magnitud de un terremoto producido en ella. De la misma forma, la longitud subsuperficial, la extensión a lo largo del manteo y el área del plano de ruptura son parámetros correlacionables con la magnitud [Wells y Coppersmith, 1994]. Para definir estos últimos aspectos, se precisa utilizar redes sísmicas apropiadas que permitan determinar la distribución de sismos producidos por una falla dada. Para las localidades donde se ubican las fallas que son objeto de estudio de la presente tesis, se carece de los instrumentos necesarios para definir estos parámetros subsuperficiales. Sin embargo, mediante observaciones paleosismológicas y geomorfológicas, es posible obtener aproximaciones, al menos, en lo referente a la correlación entre el largo superficial de la ruptura y la magnitud.

Para este efecto, Wells y Coppersmith [1994], considerando los largos superficiales de ruptura de 207 sismos de mecanismo focal normal, inverso y de rumbo, además de la magnitud de cada uno de ellos, obtienen el modelo de regresión entre estos dos parámetros definido por la fórmula:

$$M= 5.08+1.16*\log(LRS),$$

donde LRS es el largo superficial de la ruptura.

Algunas fuentes de incertidumbre en la medición de los datos están dadas por los siguientes factores: i) Estudio incompleto de la zona de ruptura; sea por inaccesibilidad, por discontinuidades de la traza, por desaparición de los rasgos entre el tiempo de ocurrencia del sismo y el tiempo en que se efectúan las mediciones, entre otros; ii) Diferencias en la interpretación de la naturaleza y extensión de la deformación superficial, en el sentido de que pueden haber distintas deducciones respecto a la extensión del área de ruptura primaria, la diferenciación del área de ruptura primaria y secundaria, y la correlación de las rupturas superficiales en diferentes fallas con terremotos individuales, cuando se tiene antecedentes de que ha habido una secuencia de eventos; y iii) Discrepancias en los largos de ruptura reportados por los diversos investigadores, principalmente debidas a la calidad de las mediciones y a diferencias en los métodos empleados [McCalpin, 1996].

Al igual que para las estimaciones de magnitud hechas a partir del espesor de cuñas coluviales, las estimaciones derivadas del largo de ruptura son presentadas y discutidas en el capítulo 4.

Las aplicaciones de la paleosismología permitieron caracterizar la actividad sísmica reciente de las fallas Mejillones y Salar del Carmen. Sin embargo, dicha actividad no debe ser comprendida como un proceso independiente en el marco de un régimen tectónico convergente como el que domina el norte de Chile. Por esto, *a priori*, puede sugerirse que la carga de *stress* en las estructuras de la placa superior es regida por el ciclo de los terremotos de subducción. Debido a esto, en la presente tesis se explora la interacción entre las propiedades geométrico-mecánicas de zona de contacto entre ambas placas y la actividad de las fallas de la placa superior. Para este

fin, los cálculos de *stress* de Coulomb debidos a la convergencia son útiles para evaluar qué fases del ciclo de subducción crean las condiciones necesarias para gatillar desplazamientos en estructuras de la corteza superior. En el capítulo 5 de esta tesis, se describen los modelos numéricos con los que se puede calcular los cambios de *stress* de Coulomb, específicamente a lo largo de las fallas Mejillones y Salar del Carmen.

CAPÍTULO 3. NEOTECTÓNICA DE LA PARTE NORTE DE LA PENÍNSULA DE MEJILLONES

3.1. Introducción

La configuración morfológica de la Península de Mejillones deja entrever la ocurrencia e interacción entre procesos de alzamiento y extensión. Los primeros se expresan tanto de manera regional, dirigidos probablemente por el ciclo de subducción; como de manera local, conducidos por fallas normales que promueven la formación de una morfología de horst y hemigraben. Esta configuración de bloques es propiciada, a su vez, por la extensión acomodada a lo largo de las fallas causativas.

La parte norte de la Península de Mejillones se caracteriza por la existencia del Horst Morro Mejillones y el Hemigraben Pampa Mejillones, ambos separados por la Falla Mejillones. Estos dos dominios topográficos preservan plataformas de abrasión marinas (rasas y terrazas) que han sido asignadas a los máximos interglaciales MIS-11 a MIS-5 [e.g. Marquardt 2005; Victor et al., 2011]. Utilizando técnicas de datación (OSL, ^{10}Be y ^{14}C), observaciones topográficas, estratigráficas y de asociaciones de fauna de aguas cálidas (TAMA, *Thermally Anomalous Molluscan Assemblage*), en este capítulo se reconstruye la evolución neotectónica de la parte norte de la Península de Mejillones desde los últimos ca. 2.8 Ma.

En primer término, a partir de nuevas interpretaciones atingentes a las plataformas de abrasión marinas más anchas preservadas en el Horst, se introduce el concepto de "*rasas*" para la caracterización de estas conspicuas

formas del relieve [*Sensu* Regard et al., 2010]. Dado que las plataformas de abrasión marinas son marcadores geológicos desplazados por la Falla Mejillones, fue posible reconstruir la historia de desplazamiento post-pliocena de esta estructura cortical. En este sentido, se determinó que la Falla Mejillones no ha presentado una tasa de deslizamiento constante desde el Plioceno tardío – Pleistoceno temprano. De hecho, desde hace 2.8 Ma, ella ha actuado con una velocidad de 0.3 m/ka y 0.03 m/ka en sus terminaciones norte y sur, respectivamente. Luego, desde los estadios interglaciales MIS-11/MIS-9, se logró precisar que en su porción norte ha experimentado una tasa de deslizamiento de ca. 1.41-1.48 m/ka. Más recientemente, desde los últimos 35 ka, se calculó una tasa de 0.42 $\pm$ 0.01 a 0.53 $\pm$ 0.05 m/ka para la actividad de esta estructura. Aparentemente, entre el inicio del Pleistoceno y el MIS-11 ocurrió un incremento en la actividad de la falla, lo cual se expresa en el relieve por la existencia de un paleo-acantilado de 130 m de altura. Posteriormente, desde el MIS-11/MIS-9 a la actualidad, la falla ha disminuido su nivel de actividad.

Paralelamente, se hicieron observaciones relativas a la ocurrencia de fauna TAMA, típicamente utilizada como indicadora de las condiciones de aguas templadas prevalecientes en el MIS-11, tanto en el horst como en el hemigraben. En este sentido, se verificó que dicha asociación faunística existió también en el Plioceno, por lo que su hallazgo no debe ser el criterio único de asignación de plataformas de abrasión al MIS-11.

Debido a las características del escarpe que genera, así como también a las inclinaciones exhibidas por el horst y hemigraben, se propone que la Falla Mejillones concentra sus desplazamientos más recientes en la parte

superficial-norte, actuando como una estructura en forma de tijera. Esto se atribuye a rupturas de terremotos de subducción que se detienen en la parte centro-norte de la Península de Mejillones, y/o a la existencia de asperezas en el extremo norte de la zona sismogénica de la falla. Durante un sismo de Mw 7 producido en la Falla Mejillones, la combinación de estos factores produciría los mayores desplazamientos en la parte superficial- norte de esta estructura. De esta manera, se llega a la conclusión que la Falla Mejillones controla la configuración neotectónica de la parte norte de la península, y, probablemente, los cambios de la velocidad de alzamiento del Horst Morro Mejillones desde hace al menos 2.8 Ma.

3.2. Artículo en preparación: *Neotectonics of the Mejillones Peninsula, northern Chile: Interaction between uplifting and extensional processes (preliminary draft)*

González, G.[1]; Cortés, J.[1,2]; Martinod, J.[2]; Binnie, S.[3]; Wilke, H.[1]; Pérez, A.[1]

(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte Antofagasta, Chile.

(2) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

(3) Institut für Geologie und Mineralogie, Universität zu Köln, Köln, Germany.

Abstract

We characterize the Late Pliocene neotectonic evolution of the northern Mejillones Peninsula. Specially, we explore the influence of the Mejillones Fault activity in the present day configuration of the landscape at this portion of the peninsula. Based on detailed cartographic maps, topographic observations, chronological dating (^{10}Be, OSL, ^{14}C), stratigraphic evidence and TAMA fauna findings, we propose a new interpretation of the significance of the marine terraces at the Mejillones Horst. With these methodologies, we introduce the concept of "*rasas*" to refer to the largest marine platforms preserved at the northern Morro Mejillones Horst. Mejillones Fault activity in the present day configuration of the landscape at this portion of the peninsula. Based on detailed cartographic maps, topographic observations, chronological dating (^{10}Be, OSL, ^{14}C), stratigraphic evidence and TAMA fauna findings, we propose a new interpretation of the significance of the marine terraces at the Mejillones Horst. With these methodologies, we introduce the concept of "*rasas*" to refer to the largest marine platforms preserved at the northern Morro Mejillones Horst.

Considering the vertical offset of temporary equivalent marine features in the Morro Mejillones Horst and Pampa Mejillones Halfgraben, we partially reconstructed the slip rate history of the Mejillones Fault since early Pliocene. We calculated a slip rate of ca. 0.3 m/ka and 0.03 m/ka for the northern and southern parts of the Mejillones Fault, respectively, since the last 2.8 Ma. For its northern end, we determined a slip rate of ca. 1.41-1.48 m/ka since MIS-11/MIS-9 periods. After, for the last ca. 35 ka, we constrained a slip rate of 0.42 $\pm$ 0.01 to 0.53 $\pm$ 0.05 m/ka, which is in agreement with previous

investigations that used independent techniques. High slip rates are concentrated at the northern part of the Mejillones Fault, suggesting and important control of its activity in the current neotectonic configuration of the northern Mejillones Peninsula.

1. Introduction

The Mejillones Peninsula is a promontory jutting conspicuously from the typically north-south linear coastline of northern Chile at ~23°5'S (Figures 1 and 2). Its relief expresses notable evidences of regional uplift and normal faulting [Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003; Marquardt, 2005; Casanova et al., 2006; Victor et al., 2011]. The uplift is manifested in two different styles: i) general, between the entire peninsula and the sea level, and ii) local, referred to faulted blocks within it. The combination of these two types of uplift, in addition to hyper-arid climatic conditions [Alpers and Birmhall, 1988], configures a landscape that offers a unique opportunity to study the neotectonic processes acting during the Late Pleistocene and Holocene in the area.

The first order topographic configuration of the peninsula is given by a horst and halfgraben geometry controlled by major NS-striking normal faults as the Mejillones Fault and the Caleta Herradura Fault (Figure 1 and 3). Extension along these faults has constructed remarkable fault scarps [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003; Marquardt, 2005]. On the other hand, marine terraces [Marquardt, 2005; Casanova et al., 2006; Victor et al., 2011] and regressive beach ridges [Ortlieb et al., 1996; Ortlieb et al., 2003; Marquardt, 2005; Victor et al., 2011], located

on top of the horsts and halfgrabens, respectively (Figure 3), testify for the regional uplift of the peninsula relative to maximal sea-level highstands of the Pleistocene ages. In Mejillones and other sites of northern Chile, regional uplift has been related to the subduction cycle [Marquardt, 2005; Quezada et al., 2007; Saillard et al., 2008; Victor et al., 2011], although the precise driving process has not been constrained yet [Regard et al., 2010].

Several investigations have aimed to constrain the age of the marine terraces exposed in the Morro Mejillones Horst [Ishman et al., 2003; Marquardt, 2005; Casanova et al., 2006; Victor et al., 2011] and the regressive shorelines in the Pampa Mejillones [e.g. Radtke, 1989; Ortlieb et al., 1996a; Marquardt, 2005; Victor et al., 2011]. These ages are either correlations [e.g. Ortlieb et al., 1996a] or numerical data [e.g. Radtke, 1989; Ishman et al., 2003]. Particularly, the numerical ages have been acquired by using Ar/Ar (in biotites and sanidines contained in ash samples; and ash bulk samples) and U/Th (in mollusc shells) dating methods.The ages have assigned these marine terraces and regressive shorelines to maximum interglacial highstands (MIS-11 to MIS-5; 400 ka to 125 ka) [e.g. Ortlieb et al., 1996a; Marquardt, 2005; Victor et al., 2011]. On both sides of the Mejillones Fault, there is a notable expression of these morphological features marking the regional uplift and the differential vertical displacement caused by the structure. With this, previous authors have constrained the regional uplift rate for the northern peninsula and the slip rate for the Mejillones Fault since the last 400 ka [e.g. Marquardt, 2005; Victor et al., 2011].

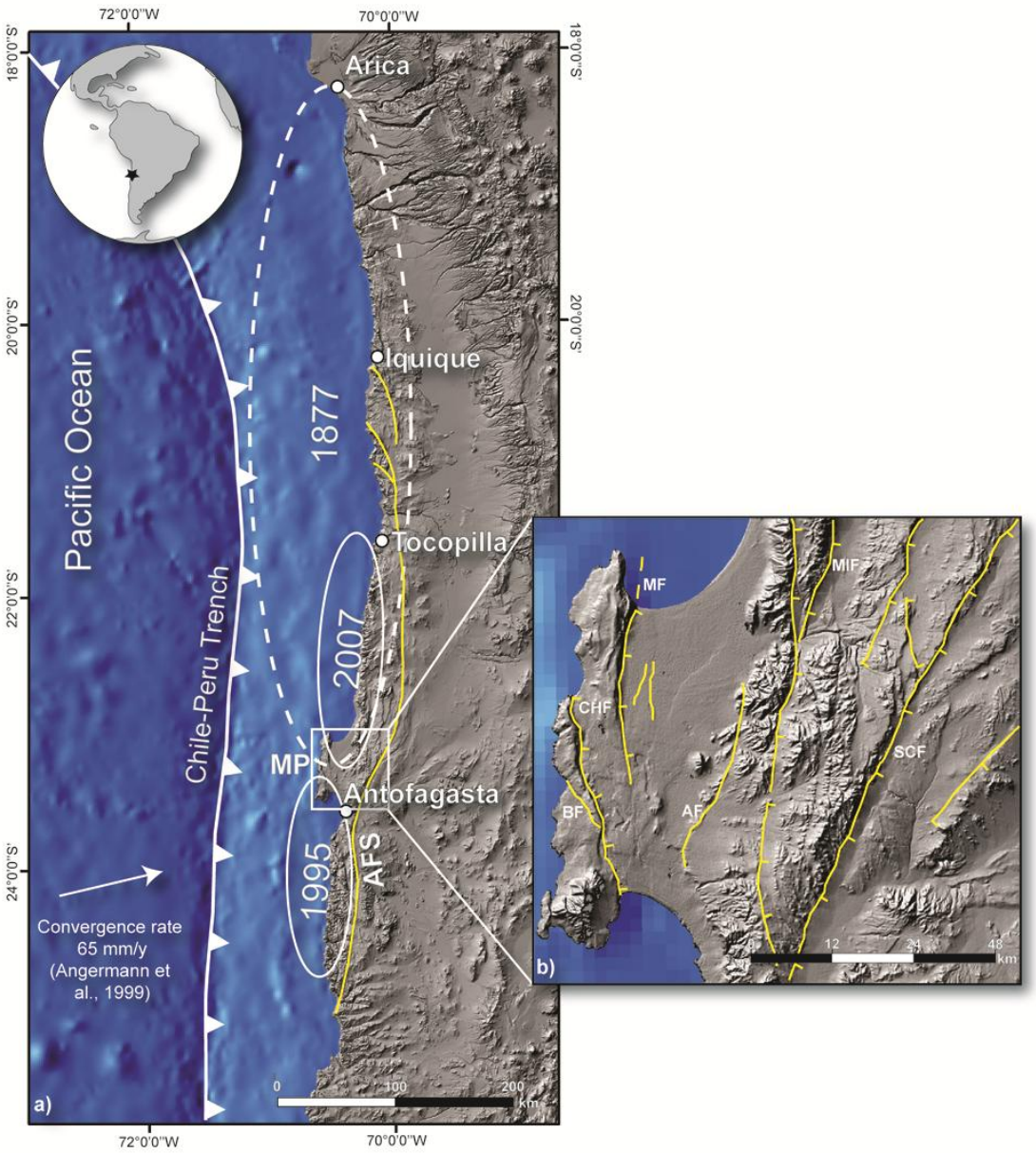


Figure 1. a) SRTM DEM 90 showing the portion of the Coastal Forearc between 18°S and 26°S. Solid and segmented white ellipses represent the ruptures of the Iquique 1877, Antofagasta 1995 and Tocopilla 2007 earthquakes. Yellow lines are the Mejillones and the main strand of the Atacama Fault System (AFS) in the zone, the Salar del Carmen Fault (see b). MP is the Mejillones Peninsula, limited by a white rectangle; b) Zoom of the Mejillones Peninsula and the Coastal Cordillera eastward. BF= Bandurria Fault, CHF= Caleta Herradura Fault, MF= Mejillones Fault, AF= Aeropuerto Fault, MIF= Mititus Fault, SCF= Salar del Carmen Fault.

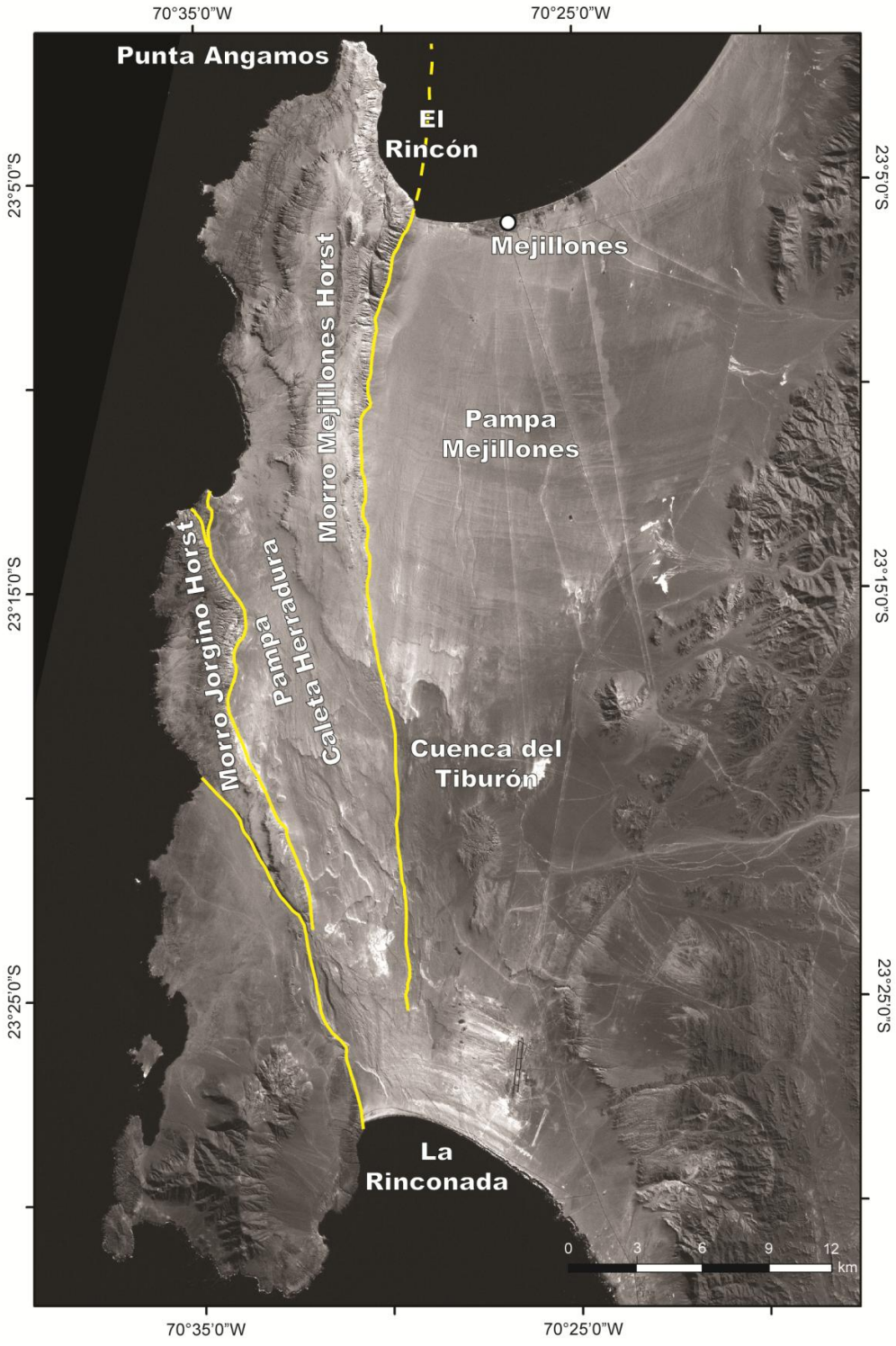


Figure 2. Landsat image (Band-8) that provides a general view of the Mejillones Peninsula. The main morphostructural domains are depicted. Yellow lines are the faults that define the horst and halfgraben geometry.

Despite the progress made by previous studies, some questions remain to be clarified and more exactly determined to constrain the general and local uplift of the northern Mejillones Peninsula. One of these points concerns to the age and location of the marine terraces formed during maximal interglacial stages in the Morro Mejillones Horst. Specifically, a precise location of the maximal inundation levels of these marine features (cliff foot and inner-edges) has not yet been acquired. In this ongoing work, we point to accurately calculate the uplift rate evolution for the northern Mejillones Peninsula and to discuss the age of the marine terraces by using six new ^{10}Be exposures ages obtained in the area. Jointly, to determine the age of the marine terraces allowed us to estimate the slip rate of the Mejillones Fault since the marine terrace formation. For a more recent time span, we calculated the slip rate of the Mejillones Fault by using one ^{14}C age from a marine conglomerate and one OSL age from overlying alluvial gravels; both layers being displaced by the fault.

The identification of datable material in the northern and southern parts of the horst allowed to calculate the slip rate of the Mejillones Fault at both sites, and thus to precise the along strike variation of the vertical thrown. Indeed, an important aspect of our work is being concentrated in the reinterpretation of the age of the Thermally Anomalous Molluscan Assemblages (TAMAs) described by Ortlieb at al. [1996a]. Using this information, we calculate a new Quaternary uplift rate for the northern part of the Mejillones Peninsula, accounting for a new perspective of the balance between regional and local uplift processes. Finally, we discuss how the Mejillones Fault activity, particularly the slip distribution during late

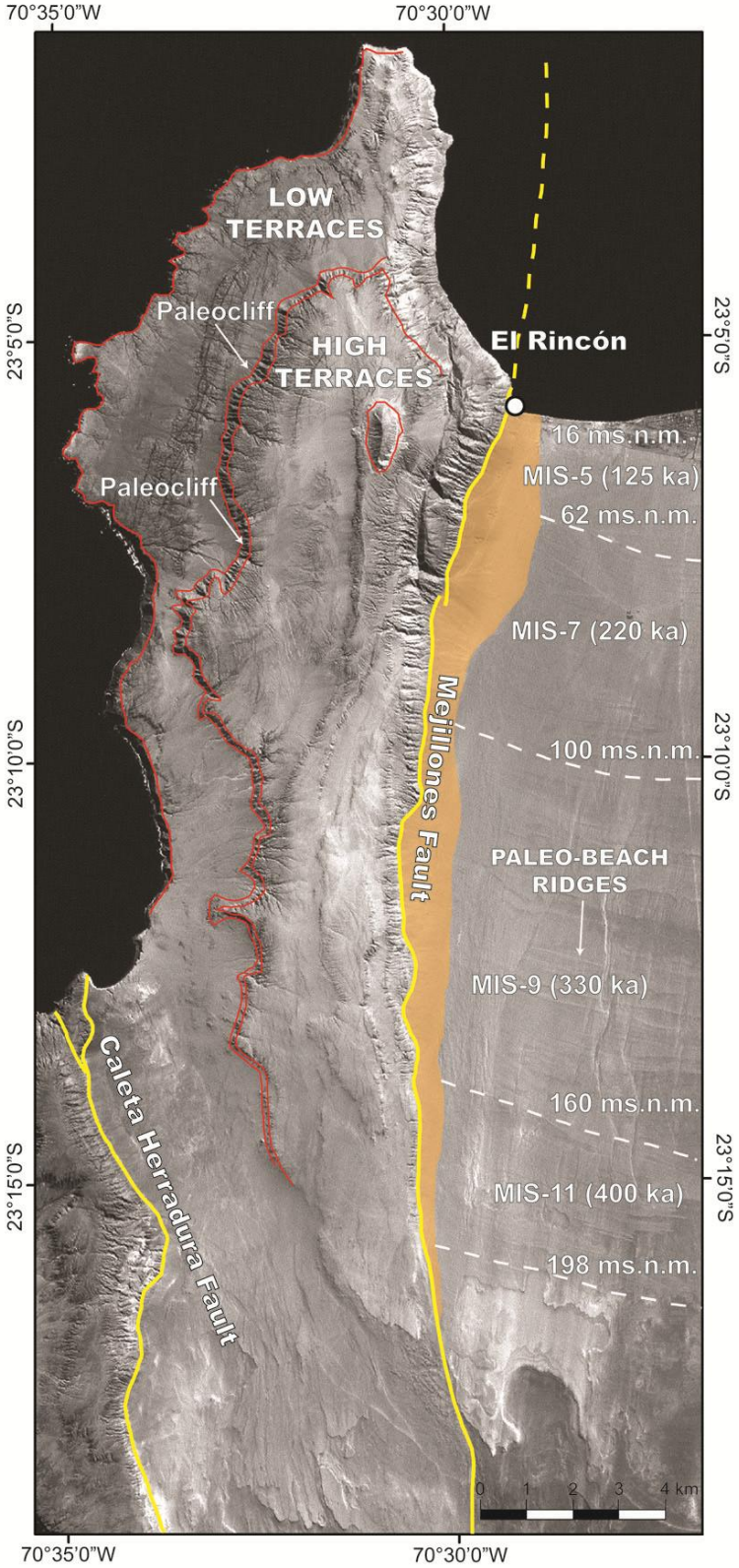

70°35'0"W
70°30'0"W
23°5'0"S
23°10'0"S
23°15'0"S
LOW
TERRACES
Paleocliff
HIGH
TERRACES
Paleocliff
El Rincón
16 ms.n.m.
MIS-5 (125 ka)
62 ms.n.m.
MIS-7 (220 ka)
100 ms.n.m.
Mejillones Fault
PALEO-BEACH
RIDGES
MIS-9 (330 ka)
160 ms.n.m.
MIS-11 (400 ka)
198 ms.n.m.
Caleta Herradura Fault
0 1 2 3 4 km

Figure 3. Landsat image (band 8) showing the marine morphological features of the northern Mejillones Peninsula. Yellow lines are the Caleta Herradura and Mejillones faults. The prolongation of the MF in the oceanic bottom is marked by a yellow segmented line. Orange transparent zone adjacent to the Mejillones Fault is the piedmont located at the eastern border of the horst. High and low terraces [Marquardt, 2005] are indicated in the horst. Groups of paleo-beach ridges are separated in the in the Pampa Mejillones by white lines, according to Victor et al. [2011]. Red lines limit the high and low terraces.

Pleistocene paleoearthquakes, may control the neotectonic configuration of the northern part of Mejillones Peninsula.

2. Tectonic and seismotectonic setting

The tectonic setting of northern Chile is dominated by the convergence between the oceanic Nazca Plate and the continental South-American Plate (Figure 1a). Presently convergence occurs roughly perpendicular to the margin (~75°E) at a relative velocity of 65 mm/y [Angermann et al., 1999; Kendrick et al., 2001]. Despite the character of the margin the near surface strain field in the area is not dominated by shortening but extension [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998]. This is documented by the occurrence of several kilometric NS-striking normal faults that accommodate extension parallel to the convergence vector (Figure 1b) [Arabasz, 1971; Delouis et al., 1998; González et al., 2003; von Huene and Ranero, 2003; Loveless et al., 2005; Allmendinger and González, 2010]. The mechanisms that have been postulated to explain the existence and activity of these structures are: i) subduction erosion [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996]; ii) coseismic elastic rebound of the upper plate during subduction earthquakes [Delouis et al., 1998], and iii) upper plate bending during the interseismic period of the subduction earthquake cycle [Delouis et al., 1998; González et al., 2003; Loveless et al., 2005].

One of the main geological processes linked to convergence is given by subduction earthquakes, which historically have struck inhabited areas along the coastal margin of northern Chile. In general, this phenomenon is the

consequence of the interseismic elastic strain accumulation along the locked portion between the Nazca and South American plates [e.g. Reid, 1910; Bevis et al., 1999; Klotz et al., 1999].

The interplate contact beneath the Mejillones Peninsula has been considered as a barrier for the along-strike propagation of subduction earthquakes (Figure 1a). For example, the 1995 Mw 8.1 Antofagasta Earthquake initiated below the southern part of the peninsula, propagating southward [e.g. Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1998], while the Mw 7.7 Tocopilla 2007 earthquake stopped beneath its northern portion [Motagh et al., 2010]. Presumably, this peninsula also constituted the southern termination of the rupture associated with the Mw ~8.6 Iquique 1877 Earthquake [Comte and Pardo, 1994]. The seismic barrier role proposed for the Mejillones Peninsula has been associated with changes in the frictional conditions along the seismogenic zone [e.g. Song and Simons, 2003; Victor et al., 2011]. Nevertheless, there is still not clearness about if frictional conditions under the peninsula are related to a weakly coupled [e.g. Victor et al., 2011] or a strongly coupled area [Chlieh et al., 2011].

3. Morphostructural synthesis of the Mejillones Peninsula

Figure 2 summarizes the general morphology of the Mejillones Peninsula. It is marked by two NS elongated horst, the Morro Mejillones and Morro Jorgino horst, flanked respectively by two topographic depressed areas, named in this work as Pampa Mejillones and Pampa Caleta Herradura. These pampas are built on top of uplifted marine basins situated immediately east of major normal faults, the Mejillones and Caleta Herradura faults (Figure 3).

The faults dip 60°-70°E [González et al., 2003] and have produced cumulative displacements of even 700 m [Allmendinger and González, 2010]. A listric profile has been proposed for these faults, because they generate rollover anticlines at the top of the halfgraben infill [e.g. Allmendinger and González, 2010].

Marine terraces and paleo-beach ridges are spectacularly exposed in the Mejillones Peninsula, attesting for tectonic uplift [González et al., 2003; Marquardt, 2005; Victor et al., 2011]. In the Morro Mejillones and Morro Jorgino horst, marine terraces form flat surfaces that can be followed along their strike, forming conspicuous surfaces that are backed by paleo-sea cliffs (Figure 2 and 3) [Marquardt, 2005]. In the halfgraben, the most visible feature related to uplift are regressive paleobeach ridges present in the northern and southern extents of the Pampa Mejillones and Pampa Caleta Herradura (Figure 3).

Specifically for the northern Mejillones Peninsula, Marquardt [2005] considered age assignations made for the marine terraces at the Morro Mejillones Horst and paleo-beach ridges at the Pampa Mejillones, and calculated long term uplift rates of 0.5-0.7 m/ka and 0.2-0.3 m/ka, respectively. The difference in these long-term uplift rate calculations is 0.5 to 0.2 m/ka, and was attributed by Marquardt [2005] to the slip rate of the Mejillones Fault.

The Mejillones Fault is a NS oriented normal fault that dips ~65°E and has 40 km length (Figures 2 and 3). From its total extension, 36 km are expressed onshore and 4 km occur in the sea bottom [González et al., 2009].

The Pleistocene-Holocene activity of the Mejillones Fault is expressed by a fault scarp formed in alluvial fan sediments (Figure 3). The along strike variation of the scarp height suggests remarkable differences in the cumulative vertical slip along the fault trend. In fact, in the northern portion the scarp reaches ca. 500 m in height, whilst in the south presents just 6 m in height. This evidence would imply that drastic changes in the vertical slip have been produced along the 36 km length onshore trend or that the fault has been inactive along its southern portion.

4. Marine terraces and regressive beach ridges in the Mejillones Peninsula

A key aspect of the age assignation made for the sea regressive morphological features in the Mejillones Peninsula was the identification of a warm-water mollusk fossil assemblage described by Ortlieb et al. [1996a] and Ortlieb et al. [2003]. These warm water mollusks are named as Thermally Anomalous Molluscan Assemblages (TAMAs). They belong to the Panamic Province, a natural habitat located north of 6° S. According to these authors, this fossil association in the Mejillones Peninsula is represented by *cf. Bulla Punctullata, Cerithium stercusmuscarum, Olivella sp., Chione peruviana, Cyclinella subquadrata, Dosinia ponderosa, Mactra velata,cf. Megapitaria sp., Ostrea megodon, Protothaca cf. grata, Tellina sp., Trachycardium (M.) procerum.* Mainly, these mollusks occur in two places at the Mejillones Peninsula. The first place corresponds to La Rinconada (Figure 2), in the southernmost part of the peninsula, whereas the second place is localized in the central part of the Mejillones Pampa (Figure 2). Ortlieb et al. [1996a], based on regional correlation of the TAMAs preserved in the peninsula with

the same kind of fauna in the pacific coast of South America, and by considering previous published U-Th ages, indicate that this association was mainly formed during the MIS-11. The poor record of numerical ages supporting the assignations made by Ortlieb et al. [1996a] has been a main difficulty to use this fauna association as a paleo-sea level indicator in the Mejillones Peninsula. Recently, Victor et al. [2011] documented the first reliable numerical age for the TAMA in the Mejillones Peninsula. This age was constrained in 420+/-38 ka, using the U-Th method in TAMA shells collected in the southern part of the Mejillones Peninsula (Figure 2). Although this age confirms the assignation of TAMA to MIS-11 proposed by Ortlieb et al. [1996a], TAMA is also present in older stratigraphic sections of the Mejillones Peninsula [Ragaini et al., 2008]. We observed this situation in the Tiburon Basin, where La Portada Formation [*sensu* Cortes et al., 2007] outcrops. Figure 4 shows the stratigraphic column of the section visible at this site. In this basin, a marine conglomerate containing TAMAs is interbedded in Pliocene-Late Pleistocene sandstones, mudstones and diatomites pertaining to the La Portada Formation (D in figure 4). We inferred this Pliocene-Late Pleistocene age from an Ar-Ar dating in sanidines of an ash level (C in figure 4) located ~10 m beneath the TAMA conglomerate [Ishman et al., 2003]. The Ar-Ar analysis gave and age of 2.8 +/- 0.04 Ma. Moreover, this was deduced from the occurrence of at least 30 m of marine sediments overlying this TAMA conglomerate. Toward the top of sequence, these marine sediments are covered uncomformably by poorly consolidated conglomerates and sandstones that form the highest preserved regressive beach ridges of the Pampa Mejillones. In the surface of the Pampa Mejillones, we also found TAMAs fauna in abandoned beach ridges at an altitude of at least 150 ma.s.l. These stratigraphic relationships suggest that two TAMA levels are preserved

in the Mejillones Peninsula. The older and lower TAMA level would be younger than 2.8 Ma in age, whilst the younger and present at the surface level would correspond to the MIS 11 conditions.

Sedimentation rate in the Tiburón Basin is 0.03 mm/y [García et al. 2010]. Therefore, the underlying 10 m of sediments beneath the TAMA conglomerate were accumulated in ~3.3 ka. This implies that the maximum age for the lower TAMAs layer is ~2.5 Ma. When considering the 30 m of marine sediments overlying the TAMA layer, it is possible to estimate 1 Ma for the accumulation of this total thickness. This gives a minimal age of ~ 1.4 Ma for the TAMA conglomerate. Although this age estimation may be not very rigorous, it confirms the existence of two TAMA fauna levels: one from the Pliocene and other from late Pleistocene times.

4.1 General distribution of the marine terraces in the Mejillones Horst

The marine terraces exhibited at the northern Morro Mejillones Horst were originally classified by Marquardt [2005] in two groups: High terraces and low terraces (Figure 3). Both groups of terraces are developed on Paleozoic and Mesozoic metamorphic and plutonic rocks [Ferraris y Di Biase, 1978; Niemeyer et al., 1996]. The general inclination of these terraces is 1.5°S. According to Marquardt [2005], the high terraces are at more than 350 ma.s.l. and the low terraces are preserved below this altitude (Figure 3). The two groups of terraces are separated by a ~130 m high paleo-sea-cliff. This paleo-cliff is the highest one preserved in the Mejillones Peninsula and can be observed both in the Morro Mejillones and Jorgino horst. The occurrence of

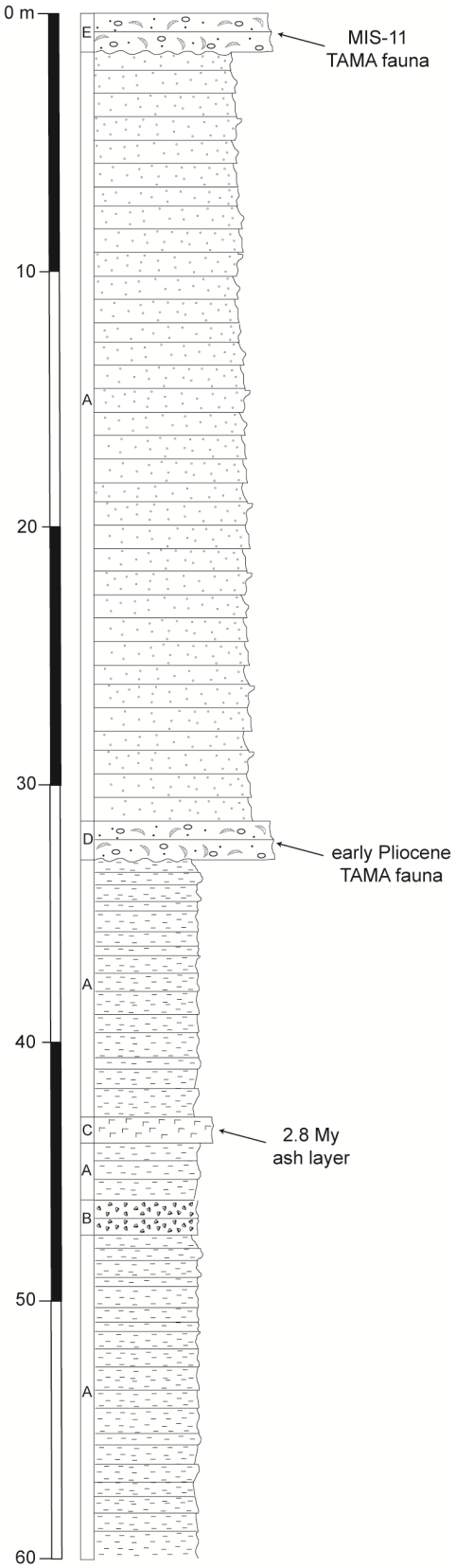

0 m
10
20
30
40
50
60
E
A
D
A
C
A
B
A
MIS-11
TAMA fauna
early Pliocene
TAMA fauna
2.8 My
ash layer

Figure 4. General stratigraphic column of the Cuenca del Tiburón. A= Sandstones and mudstones of the La Portada Formation [Cortés et al., 2007]; B= Diatomites intercalated in A; C= Ash layer; D= early Pliocene TAMA fauna conglomerate; E= MIS-11 TAMA fauna conglomerate.

this particular large paleo-cliff suggests an acceleration of the regional and/or local uplift rate in the Mejillones Peninsula.

In the northern Morro Mejillones Horst, the large paleo-cliff separates two levels of marine platforms which are conspicuously wider than 1.3 km (Figures 3 and 5). According to Regard et al. [2010], these wide marine features are named "*rasas*" and are typically backed by a high cliff at whose base a "cliff foot" is defined. These differ from the typical marine terraces in that the latter are narrower and backed by lower secondary cliffs that define inner-edges [Regard et al., 2010]. According to Regard et al. [2010], the *rasas* would be caused by repeated highstands superimposed in coastal zones with stable or reduced uplift rates. Marquardt [2005] used an unpublished ^{21}Ne cosmogenic age to suggest that the *rasa* pertaining to the lower group was formed during the MIS 11 at ~400 ka. We further discuss this age assignation on the basis of our new ^{10}Be data.

The high terrace group extends from the crest of the large paleo-cliff (~350 m a.s.l.) to the base of the Morro Mejillones (Figures 3 and 5). Field observations in the periphery of the Mejillones Horst cusp allowed us to identify at least two knick points (Figure 6a). We interpret these knick points as formed by paleo-sea levels that constructed at least three marine platforms (Figure 6). *Sensu* Regard et al. [2010], we defined this set of marine platforms as the high *rasa* (Figure 5).

Marquardt [2005] obtained an Ar-Ar age in biotites of from an ash layer intercalated in colluvial deposits at the highest flat surface surrounding the summit of the Morro Mejillones (Black arrow in figure 5). This author

obtained an age of 3.25 $\pm$ 0.17 Ma, which indicates that the highest abrasion platform is early Pliocene. Downslope, we found TAMA fauna at the inner edge of one of the terraces forming the high *rasa*, at 498.29 $\pm$ 0.02 ma.s.l. (Site 3 in figure 5). At this site, the TAMA fauna is included in a 2 m thick coquinaceous layer overlying the respective terrace (Figure 5).

The low terrace group extends from the base of the large paleo-cliff (~224 ma.s.l.) to the currently active cliff (Figures 3, 5 and 6b). The elevation of the paleo-cliff base was determined by subtracting the sedimentary cover (~72 m) deposited by an alluvial cone in site 4 (Figure 5). Preliminary, by using stereoscopic analysis of 1:70000 aerial photos, we have identified at least five knick points that we interpret as the maximal inundation levels of a low *rasa* [*Sensu* Regard et al., 2010] and six marine terraces (Figure 6b). No previous numerical ages or assignations have been made for this group of terraces.

At the southern part of the Morro Mejillones, we found TAMA fauna in a marine terrace located at an altitude of 250.25 +/- 0.01 ma.s.l, west of the Cuenca del Tiburón (Site 7 in figure 7). There, the TAMA fauna is included in a conglomerate that overlies Pliocene fine marine sediments. These marine deposits overlie the ash layer dated in 2.8 My by Ishman et al. [2003] in the Cuenca del Tiburón (Figure 4).At this site, the Mejillones Fault separates the terrace containing the TAMA fauna in the horst from the Cuenca del Tiburón and Mejillones Pampa sediments. The vertical separation is represented by a 6 m in high fault scarp.

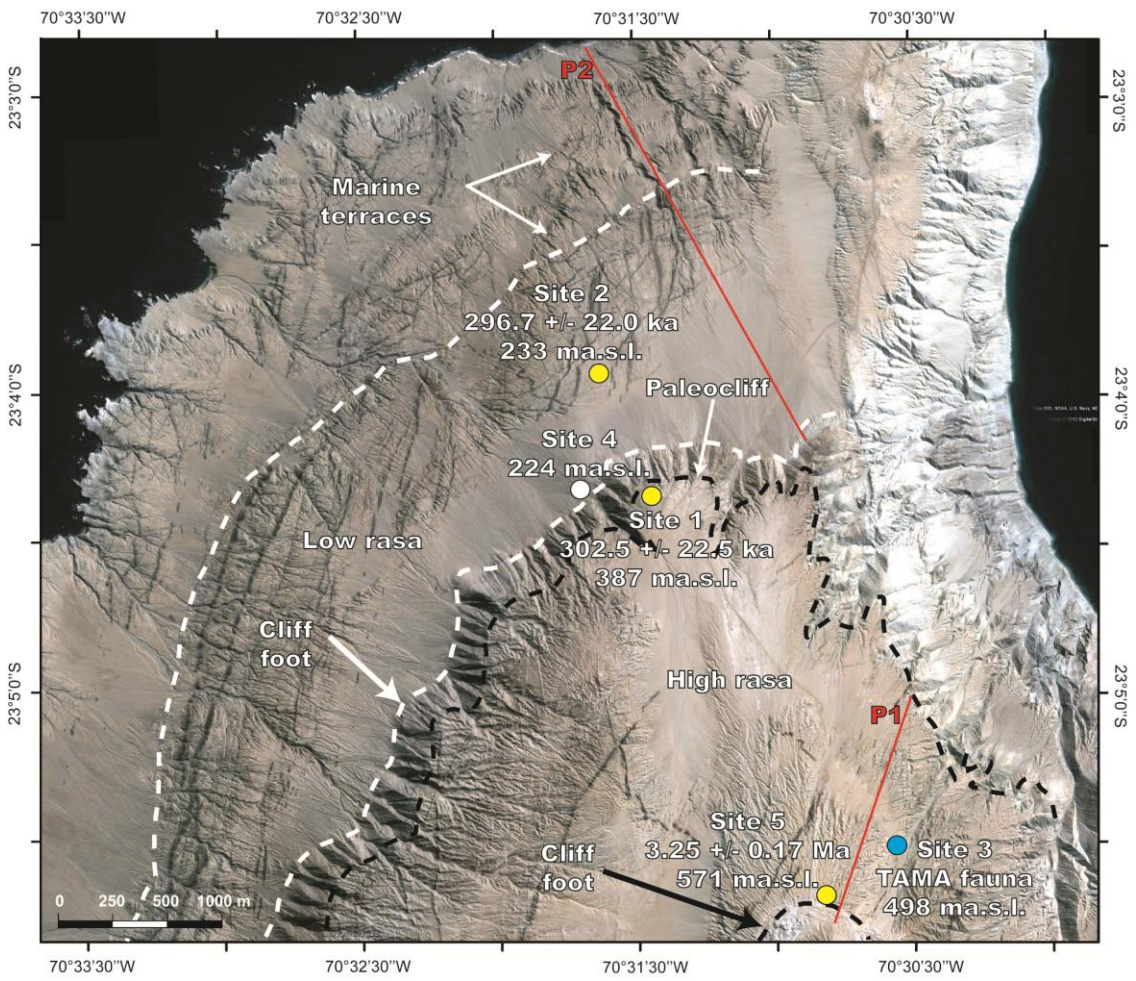


Figure 5. Google earth image showing the two *rasas* at the northern Morro Mejillones Horst. Black and white segmented lines limit the high and low *rasas*, respectively. Yellow circles are sites in which numerical ages have been constrained. Blue circles are sites where age assignations have been made. The white circle marks the elevation one of the points of the cliff-foot of the low *rasa*.

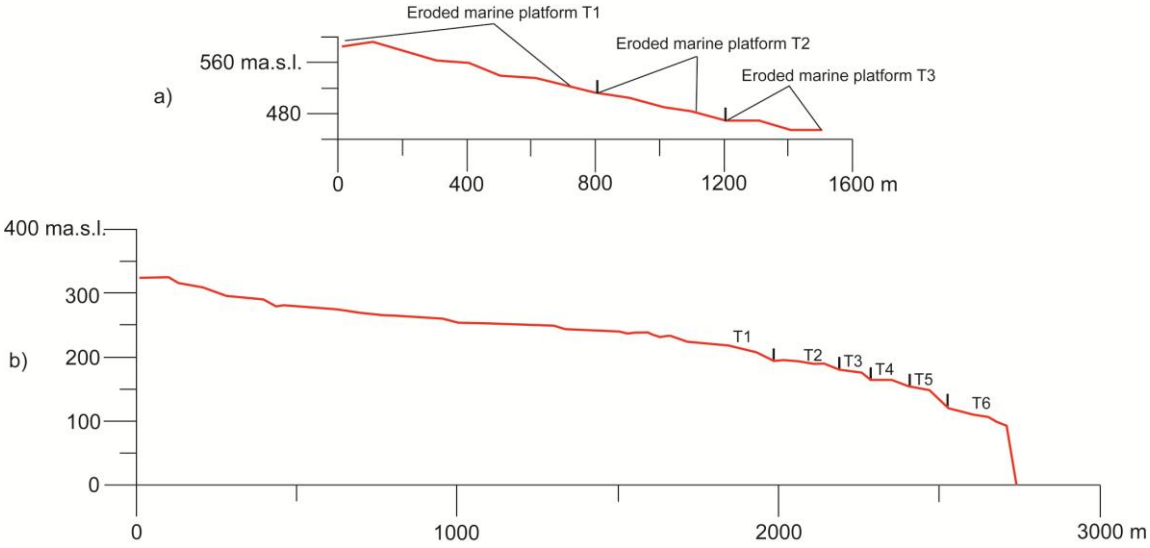


Figure 6. DGPS topographic profiles P1 (a) and P2 (b), indicated in figure 5. Vertical black bars depict the identified shoreline angles (knick points).

The stratigraphic column described at the beginning of section 4 in the Pampa Mejillones and Cuenca del Tiburón (Figure 4) is the same that we observed beneath the terrace in the southern termination of the horst, including the ash layer of 2.8 Ma underlying the conglomerate that contains the TAMA fauna. Therefore, by using the stratigraphic relationship and the Ar-Ar age of the Cuenca del Tiburón, we conclude that the TAMA fauna terrace in the horst did not formed during the MIS-11. Instead, this terrace would be probably late Pliocene - early Pleistocene. A key additional field observation relative to the age of the marine terrace containing TAMAs at the southern Morro Mejillones was given Ragaini et al. [2008]. There, these authors determined opposite patterns of regressive beach ridges at the two adjoining flanks of the horst (Figure 7). This indicates that the terrace was already emerged when the sea regression occurred in the Mejillones Pampa and in the adjacent Caleta Herradura Pampa (Figure 7).

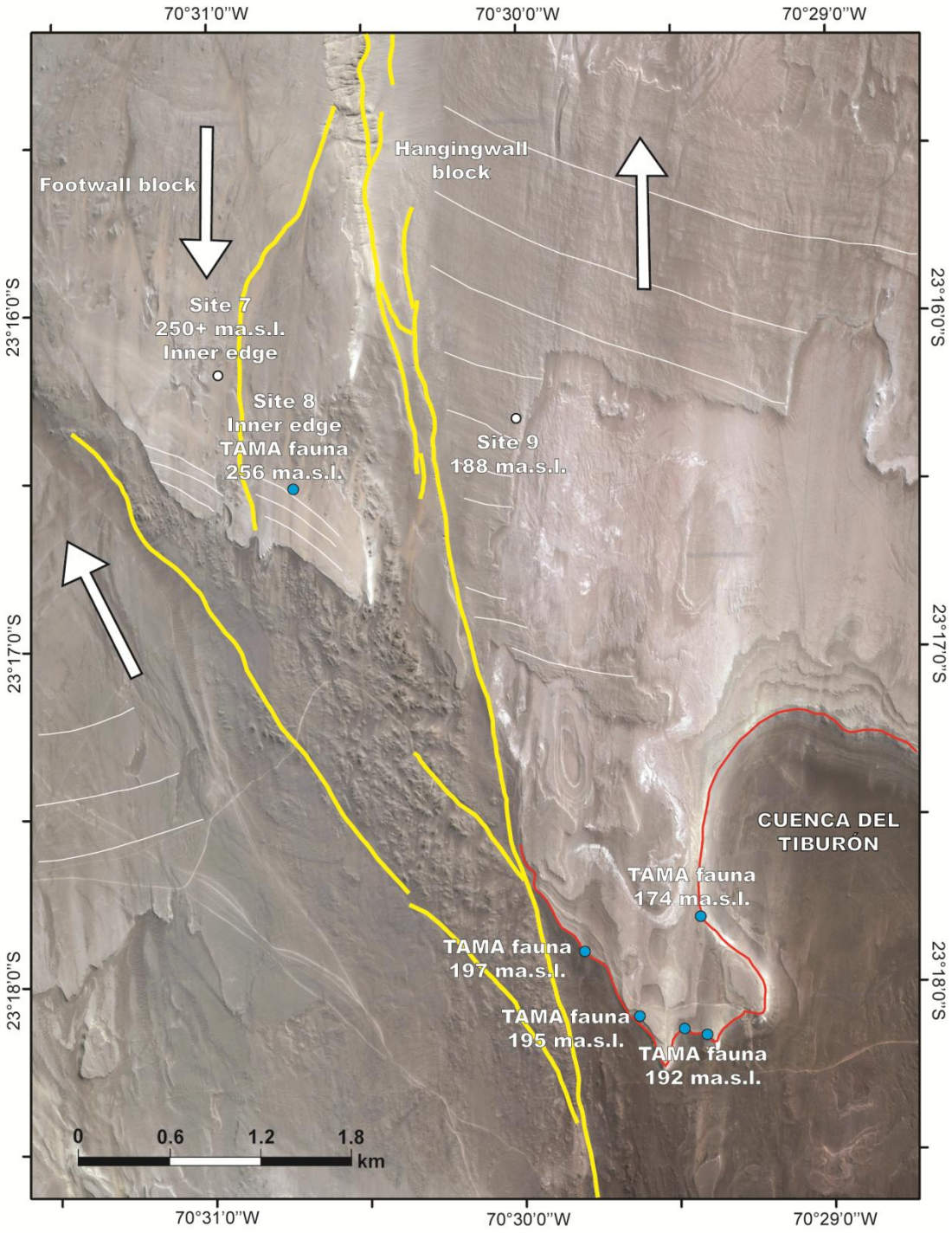

70°31'0"W
70°30'0"W
70°29'0"W
23°16'0"S
23°17'0"S
23°18'0"S
Footwall block
Hangingwall block
Site 7
250+ ma.s.l.
Inner edge
Site 8
Inner edge
TAMA fauna
256 ma.s.l.
Site 9
188 ma.s.l.
CUENCA DEL TIBURÓN
TAMA fauna
174 ma.s.l.
TAMA fauna
197 ma.s.l.
TAMA fauna
195 ma.s.l.
TAMA fauna
192 ma.s.l.
0
0.6
1.2
1.8
km

Figure 7. Google Earth image of the Cuenca del Tiburón area and southern Morro Mejillones Horst. Yellow lines are the Mejillones Fault and other minor structures. The red line in the Cuenca del Tiburón is the late Pliocene – early Pleistocene TAMA fauna bed. White arrows indicate the regression sense after the early Pliocene and MIS-11 periods. Blue circles are where age assignations have been made. White circles are observations sites.

In the surface of the same marine terrace, we observed concave to the south regressive beach ridges, which indicate sea regression in that direction (Figure 7). This observation confirms the interpretation suggesting that this terrace was already emerged when northward sea regression took place in the Mejillones and Bandurrias Pampa (Figure 7). Hence, the TAMAs of the southern part of the Mejillones Horst do not represent the MIS-11 highstand. Consequently, this indicates that we cannot directly assign the marine terrace of the northern part of the horst containing the TAMAs to the MIS-11. In order to get a numerical approach to the age of the high and low terraces, particularly the *rasas*, we practiced six cosmogenic ^{10}Be exposures ages that are reported and interpreted in the next section.

4.2. ^{10}Be ages in terraces at the northern Morro Mejillones Horst

In the northern extent of the Mejillones Horst we selected two sites to obtain ^{10}Be exposure ages (Figure 5; Table 1). One site is located at the border of the lower abrasion platform constituting the high *rasa* (Site 1 in figure 5), while the second is placed at the highest abrasion platform of the low *rasa* (Site 2 in figure 5). We chose samples sites corresponding to flat abrasion platforms without sedimentary cover. In those sites, mica rich schist rocks are pervasively cut by quartz dykes. This sampling strategy was designed to calculate when the abrasion platforms started the accumulation of the cosmogenic isotope. From each site, we collected three samples of quartz fragments dispersed on the surface and/or fragments of bedrock protruding from it where quartz dykes outcrop (Figures 5 and 8). Since the quartz veins that we sampled are from bedrock, in a first instance we considered the erosion negligible and thus the ^{10}Be concentration values as a good proxy of

the exposition age of the bed rock surface. Nevertheless, since other terraces of the high *rasa* have at least 2 m of sedimentary cover, we suspect that the marine deposits could have been removed in the sites where we sampled for ^{10}Be dating. If true, the resulting ages indicate the minimum age for the terrace construction.

From the high *rasa* located at the crest of the 130 m heigh paleo-cliff (Site 1 in figure 5), we measured a mean amount of 1.51E+06 at/g of ^{10}Be, consistent with an age of 302.5 $\pm$ 22.5 ka. In turn, from the terrace located at the foot of this cliff (Site 2 in figure 5), we determined a mean amount of 1.35E+06 at/g of ^{10}Be, which indicates an age of 296.7 $\pm$ 22.0 ka. For both measurements an erosion rate of 1 m/My was considered, consistent with the proposed values of this parameter for the northern Chile Forearc [Kober et al., 2007; Placzek et al., 2010]. Because almost the same concentration of cosmogenic ^{10}Be was measured in both samples, we think that there are two possibilities to explain this finding: i) both abrasion platforms lost their sedimentary cover near the same time or ii) the upper abrasion platform lost the sedimentary cover during the construction of the lower abrasion platform. To validate any of these two hypotheses a locally higher erosion rate is required. We thus performed calculations with an erosion rate of 2 m/My and obtained ages of around 400 ka for both marine platforms.

Whatever the erosion rate taken into account, it is clear that both ages are very similar and even superimposed when considering their uncertainties. However, we suspect that the high *rasa* is much older than the low *rasa*. This is because the maximal age for the high *rasa* is around 2.8 My, according to the dating results of Ishman et al. [2003]; and the minimum age may be late

Pliocene-early Pleistocene, if we assume that the TAMA fauna located at the southern Morro Mejillones Horst is the same than the one founded at its northern extent in the middle portion of the high *rasa*. With these ages, it results quite difficult to imagine that marine terraces constructed during such a long time span (2.8 Ma to 400 ka) can be preserved in a surface of only 1.3 km of NS length.

Therefore, we postulate that the high *rasa* is close to late Pliocene-early Pleistocene in age. On the other hand, the low *rasa* would have an age between 296.7 $\pm$ 22.0 ka and ca. 400 ka, and hence may have been constructed during the MIS-11 and/or MIS-9. These ages are roughly in agreement with the ^{21}Ne age of 400 ka obtained by Marquardt [2005] for the marine platform at the base of the 130 m in height paleo-cliff. Further field observations are required in order to confirm or invalidate our age assignation. Mainly, it is critical to verify if fauna associations that support our interpretation exist in the low sampled terrace.

Sample ID	Site	Alt, (m)	Shielding Factor	10Be conc, (x103 at/g)	σ10Be conc, (x103 at/g)	Age[1] (ka)	σ Age (ka)
PSA-1	1	378	1,00	1,33E+06	2,09E+04	271,3	34,4
PSA-2	1	378	1,00	1,69E+06	2,49E+04	352,4	45,6
PSA-3	1	378	1,00	1,49E+06	2,37E+04	306	39,2
PSB-1	2	229	1,00	1,21E+06	1,85E+04	278,4	35,4
PSB-2	2	229	1,00	1,25E+06	1,94E+04	288,1	36,7
PSB-3	2	229	1,00	1,44E+06	2,17E+04	336,1	43,3

Table 1. ^{10}Be ages obtained in the northern Morro Mejillones Horst.

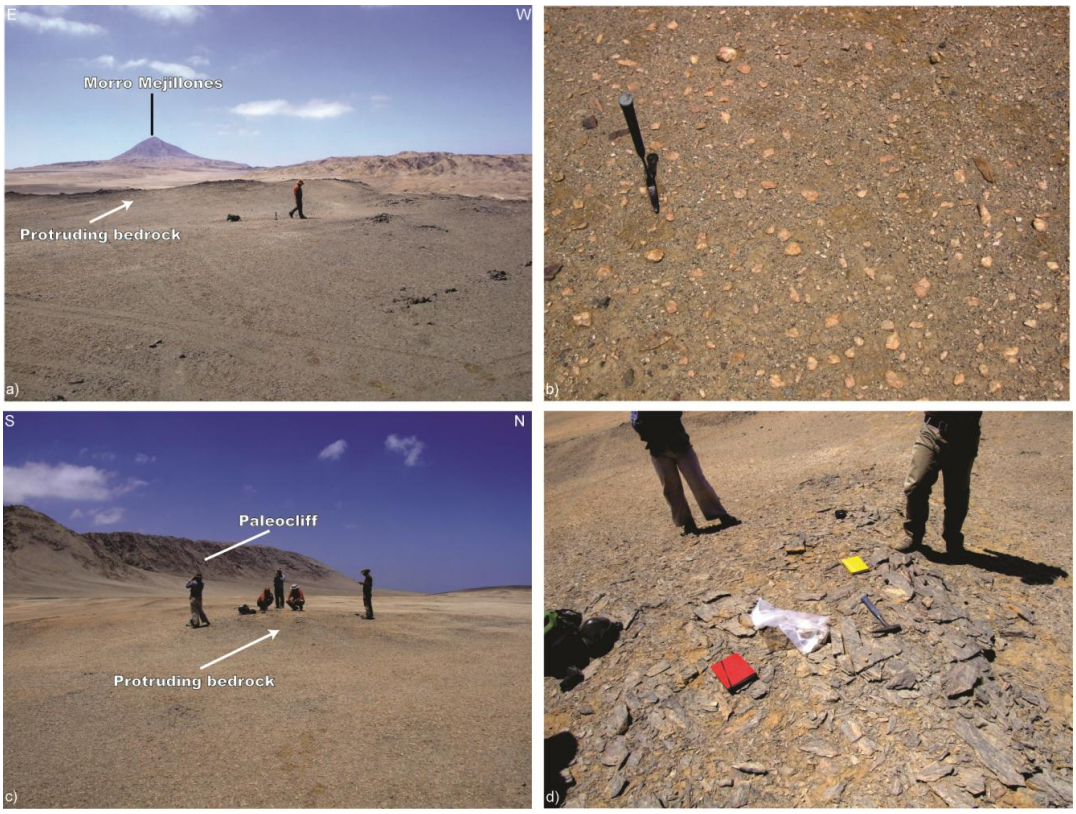


Figure 8. a-d) ^{10}Be cosmogenic sample sites in the high (a-b) and low (c-d) *rasas* at the northern Morro Mejillones Horst.

4.3. General structure of the regressive beach ridges in the Pampa Mejillones

Beach ridges in the Pampa Mejillones form concave-to-the-sea arc patterns indicating that the sea has progressively retreated northward. These are presently no horizontal but gently inclined to the north (0.7°). Victor et al. [2011], by using previous ages obtained by Ortlieb et al. [1996a], Ortlieb et al. [1996c], Ortlieb et al., [1996d], Cantalamessa et al. [2006], Marquardt [2005], and Ishman et al. [2003] mapped four groups of paleo-beach ridges assigned to the MIS-11, 9, 7 and 5 in the Pampa Mejillones (Figure 3). The border

between the paleo-beach deposits from the MIS-11 and the marine deposits of La Portada Formation corresponds to a smooth onlap situated at 198 ma.s.l.; the limits between the paleo-ridge groups formed during the MIS 9, 7 and 5 are given by deposits arranged in onlap geometries at 160, 100 and 62 ma.s.l., respectively (Figure 3) [Victor et al, 2011]. In general, all the paleobeach ridges in the Pampa Mejillones were formed on La Portada Formation.

By considering the altitude at which Victor et al. [2011] identified the onlap contacts that separate the different paleo-beach groups, the resulting maximal and minimal uplift rates are as follows. For the ridges formed between 790 ky and 400 ky, an uplift rate range between 0.1-0.15 m/ka was calculated [Victor et al., 2011]. For the ridges attributed to the MIS-11 (Figure 3), the maximum and minimum uplift rates are 0.5 m/ka and 0.4 m/ka, respectively. The groups of ridges formed during the MIS-9 (Figure 3) are consistent with uplift rates between 0.5 m/ka and 0.3 m/ka. During the MIS-7, the maximum and minimum uplift rates were 0.5 m/ka and 0.28 m/ka, respectively. Finally, for the ridges constructed during the MIS-5, these values were 0.5 m/ka and 0.19 m/ka [Victor et al., 2011]. We discuss afterwards these proposed uplift velocities by considering our observations and age results (OSL and ^{14}C).

5. New OSL and ^{14}C ages from a marine conglomerate displaced by the Mejillones Fault

In this contribution we present two ^{14}C ages (preliminary results) of a marine conglomerate displaced by the fault at El Rincón (Figures 3 and 9), which marks the beginning of the continental sedimentation in the Mejillones

Pampa. At the same locality, we obtained an OSL age from the basal layer of the alluvial deposits overlying the marine conglomerate and also cut by the fault (Figure 9). The site at which both kinds of samples were collected is showed in figure 9c. Both layers are displaced around 19 m and are positioned at 2 ma.s.l. in the hangingwall and 21 ma.s.l. in the footwall of the Mejillones Fault (Figure 9b). The resultant OSL and ^{14}C ages are 35.7 $\pm$ 3.5 ka and 45.01 $\pm$ 1.5 ka (Beta-246063; $\Delta^{13}C$=0.0 o/oo), respectively.

Although the ^{14}C age is almost in the detection limit of the method, we consider this result as feasible since the measured concentration of ^{13}C is 0. This indicates that the carbonates from the sampled shells have not suffered significant diagenetic processes to affect the age calculation. Moreover, SEM inspections did not reveal evidence of early diagenetic processes in the shells. Although this argument can validate our ^{14}C age, a problem that it poses deals with the position of the sea-level at 45 ka. The sea level position at this time is still a matter of debate. For example, Siddal et al. [2003] suggest that the sea level was around 70 m below its current position. This would imply that the uplift velocity of the hanging wall conglomerate from which we collected the ^{14}C sample has been ~1.5 m/ka, which largely exceeds uplift rates reported elsewhere in the Mejillones Peninsula. Nevertheless, Simms et al. [2009] state that the sea level at 45 ka was only between 50 m and 36 m below its present position, corresponding to uplift rates between 0.8 and 1.1 m/ka. The other alternative is that the age calculated using the ^{14}C analysis is too young. However, the OSL ages obtained immediately over the marine conglomerate supports the validity of the ^{14}C calculation.

Both, ^{14}C and OSL ages indicate, respectively, slip rates of 0.53 $\pm$ 0.05 m/ka and 0.42 $\pm$ 0.01 m/ka, which are very similar to the slip rate determined from Cortés et al. [2012] for the last 35 ka (0.61+/-0.2 m/ka). Since the slip rates were constrained by independent techniques, we think that values between 0.42+/-0.01 and 0.61+/-0.2 m/ka are good approaches for the fault velocity during this time span.

6. Spatial and temporal variation on the Mejillones Fault slip rate since Pliocene-Pleistocene times

From the observations relative to the scarp height/maturity and the age of the sediments in which this was constructed, it is evident that the Mejillones Fault has concentrated, at least since the last 2.8 Ma, its most recent superficial activity along the northern portion (Figure 10). Logically, this must be traduced in variations of the slip rate along the strike of the structure.

Considering the vertical separation of the marine conglomerate containing the late Pliocene- early Pleistocene TAMA fauna both, at the northern and southern extents of the Morro Mejillones Horst, we evaluated the long term slip rate of the Mejillones Fault at the ends of its onshore expression. On the other hand, we explore the temporary changes of the slip rate by considering the vertical separation of the late Pliocene-early Pleistocene TAMA fauna bed and the MIS-11/ MIS-9 equivalent platforms at the northern termination of the fault.



Figure 9. a) General view of the alluvial surfaces of the piedmont overlying littoral deposits at El Rincón (Figures 2 and 3). All the beds are affected by the fault; b) Detailed view of the sites where ^{14}C and OSL samples were collected from littoral and alluvial deposits, respectively; c) Show the marine conglomerate (littoral deposits) displaced by the Mejillones Fault at El Rincón.

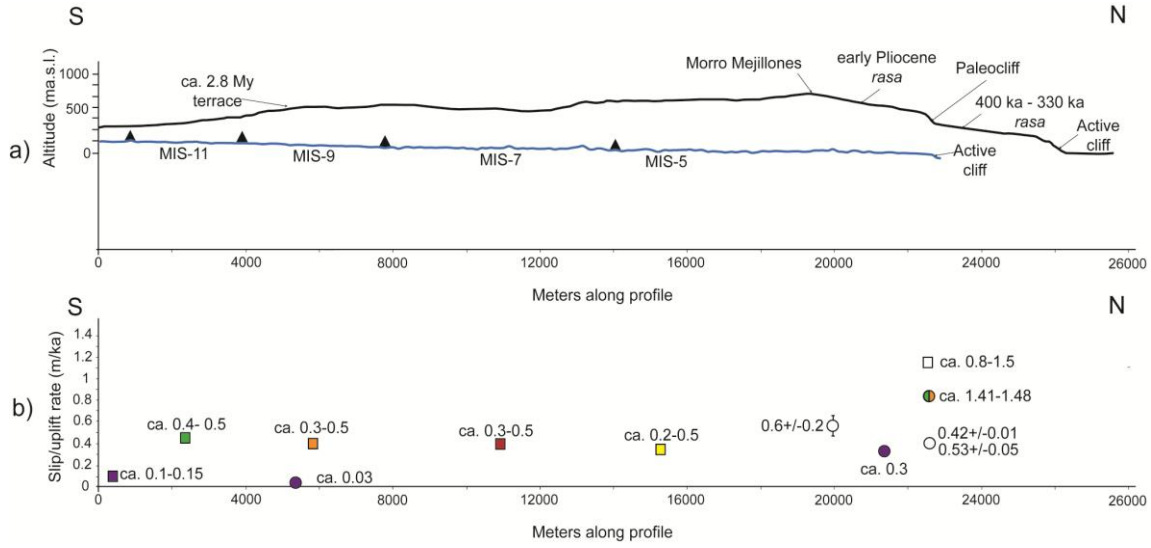


Figure 10. a) NS Topographic profiles of the Morro Mejillones Horst (black line) and Pampa Mejillones Halfgraben (Blue line). Black triangles mark the onlaps determined between the groups of the paleo-beach ridges in the pampa by Victor et al. [2011]. b) Slip and uplift rate graphic that shows their distribution and variability along the northern Mejillones Peninsula. Circles are slip rates and squares are uplift rates. Violet symbols represent calculations made since late Pliocene-early Pleistocene times. Green, orange, red, yellow and white symbols correspond to calculations performed for the last 400 ka, 330 ka, 220 ka, 125 ka and post 45 ka, respectively. These are new and previously published [Victor et al., 2011; Cortés et al., 2012] data.

For measuring the offset between the equivalent parts of a same marine feature at the northern Mejillones Fault, we considered the altitude of one point at the middle part of the high *rasa* (Site 3 in figure 5= 498.29 $\pm$ 0.02 ma.s.l.; DGPS constrained) and the altitude of the base of the low *rasa* cliff foot (Site 4 in figure 5= 224.02 $\pm$ 0.03 ma.s.l; high resolution DEM constrained) in the horst; and the position of the spatially equivalent points in the halfgraben. The positions of the paleo-beach ridges in the northern halfgraben were obtained by projecting the onlaps of MIS-11 and MIS-9 determined by Victor et al. [2011] to the northern termination of the profile shown in figure 10. Moreover, to locate the position of the late Pliocene – early Pleistocene TAMA fauna bed in the northern halfgraben, we projected this level from the Tiburón Basin to this site. All these projections follow the general dip angle of the Pampa Mejillones surface (0.7°N).

We observed that at the northern part of the Pampa Mejillones the Pliocene marine deposits are positioned at ~244 m below the present day surface. This means that the Mejillones Fault has separated by ~732 m these sediments with a long term slip rate of ca. 0.26 m/ka since 2.8 Ma. In turn, at the southern termination of the fault, the Pliocene marine sediments occur at ~30 m below the surface. This implies that the fault has offset by ~90 m this layer, acting with a long term slip rate of ca. 0.03 m/ka (Figure 10). Although both calculations reveal a very slow slip rate, it is clear that the activity level has been one order of magnitude larger at the northern portion of the Mejillones Fault.

With the available data, we cannot still say accurately if the low *rasa* started its development during the MIS-11 (400 ka) or MIS-9 (330 ka) period.

Anyway, by considering the altitude of the onlaps marking the MIS-11 and MIS-9 in the pampa [Victor et al., 2011] and the slope of this plain, we determined that they are positioned, respectively, at 339.66 m and 263.78 m below the surface at the environs of El Rincón (Figure 3). Thus, if the low *rasa* corresponds to the MIS-11 platform, this means that the Mejillones Fault has separated this level by 563.68 m. In consequence, this suggests a slip rate of ca. 1.41 m/ka since the last 400 ka. On the other hand, if the low *rasa* is the MIS-9 platform, the Mejillones Fault has dislocated this feature by 487.80 m. This implies a slip rate of ca. 1.48 m/ka since the last 330 ka.

Based on paleoseismological logging of trenches, OSL ages from colluvial sediments and ^{10}Be ages from alluvial surfaces displaced by the fault, Cortés et al. [2012] determined a slip rate of 0.6 ± 0.2 m/ka since 35 ka (Figure 10). Contrasting these calculations with those presented here seems that the slip rate of the Mejillones Fault suffered an increase after the late Pliocene – early Pleistocene and has again diminished after the MIS-11/ MIS-9.

7. Discussion

7.1. About the origin and uplift of the Mejillones Peninsula

The uplifting of peninsulas in northern Chile has been related to the subduction earthquake cycle [e.g. Victor et al., 2001; Quezada et al., 2007; Saillard et al., 2008, Marquardt et al., 2005]. In particular, the uplifting of these coastal zones has been linked to the coseismic [Quezada et al., 2007; Marquardt, 2005] and the interseismic periods [Victor et al., 2011].

Victor et al. [2011], based on observations indicating that the maximal coseismic uplift during the 1995 Antofagasta [Ortlieb et al., 1996; Delouis et al., 1998] and 2007 Tocopilla [Motagh et al., 2010] earthquakes do not coincide with the areas showing the largest peaks of long term uplift, conclude that the Mejillones Peninsula has not been elevated only due to the occurrence of successive subduction seismic events. On the contrary, these authors suggest that the uplifting takes place during the postseismic and mainly during the interseismic stage, because of the existence of a creeping zone at the interplate contact beneath the peninsula. Along this contact, a significant part of the deformation induced by the convergence would be transferred and absorbed by the upper-plate in a permanent way, which consequently results in uplifting [Victor et al., 2011]. On the other hand, Cortés et al. [*in prep*.], by considering the slope of the marine platform above the locked zone beneath the Mejillones Peninsula, interpret that this corresponds to a high friction and stress area. In this way, they propose that these mechanical conditions would promote the uplifting of the peninsula during the interseismic stage. In the same way, they suggest that the mechanical conditions control the deformation style exhibited by this morphological feature.

Despite we only account with surface evidence of deformation, and thus we cannot elaborate robust hypotheses about the nature of the interplate contact beneath the Mejillones Peninsula, there is consensus relative to this zone represents an anomaly with respect to the environs [e.g. Chlieh et al., 2011; Victor et al, 2011]. Following this agreement, we suggest that the particular surface deformation style of the Mejillones Peninsula, which also differs from that dominating other zones of the Coastal Forearc, is the expression of an anomaly in the interplate zone beneath it.

7.2. Significance of the terrace widths

The generation of a marine terrace is produced during a sea level highstand (odd MIS), when the base level remains static. Longer these static conditions persist, wider are the terraces that are constructed [Trenhaile, 2000; de Lange and Moon, 2005].

In the northern Mejillones Peninsula, the widest marine features correspond to the high and low *rasas* present at the Morro Mejillones Horst (0.8 km in figure 5). These *rasas* are separated by the 130 m height paleo-cliff. According to the available data, these platforms would be late Pliocene - early Pleistocene and late Pleistocene (MIS-11 and/or MIS-9) in age, respectively. By observing their widths, it is possible to suggest that each of the *rasas* register more than one single odd MIS stage [*sensu* Regard et al., 2010], thus their construction must have taken place during periods of slow uplift rate. Following the statements of Regard et al. [2010], we propose that the *rasas* in the northern Mejillones Peninsula were constructed during pulses of slow uplift rate at around 3.3 Ma and 400 ka – 330 ka. For the high *rasa*, if the TAMA fauna founded at the Site 3 (Figure 5) corresponds effectively to the late Pliocene, we can suggest that this marine platform was formed, at least, between 3.3 Ma and 2.8 Ma. On the other hand, we interpreted that the low *rasa* was formed during the MIS-11 and/or MIS-9 periods. According to McLanus et al. [2003], the MIS-11 spanned around 40 ka. Because of this, we deduce that an important part of the low *rasa* was built during the MIS-11. If this is valid for the Mejillones area, we can deduce that the low *rasa* was mainly built during the MIS-11. In turn, the MIS-9 (and maybe younger highstands) conditions were the responsible for the formation of the

northernmost portion of the *rasa*. Finally, we think that the stair case pattern showed by the Morro Mejillones Horst northward the low *rasa* (Figure 5) is the result of the action of younger MIS, probably since MIS-7.

7.3. Slip rate variations of the Mejillones Fault

We observed that no superficial ruptures are evidenced in the southern portion of the Mejillones Fault since late Pliocene. This fact is in agreement with our calculations indicating that the long term slip rate is one order of magnitude larger at the northern than at the southern end of the Mejillones Fault, at least since the last ca. 2.8 Ma. After, since the formation of the low *rasa* (400 ka – 330 ka), we obtained a faster slip rate that borders ca. 1.4 m/ka for the northern Mejillones Fault. We think that this change in the slip rate along the Mejillones Fault occurred at some time between the final stage of the high *rasa* construction and the development of the low *rasa*. In our opinion, the manifestation of this acceleration in the fault velocity was the generation of the high paleo-cliff separating both *rasas*. The paleo-cliff height diminishes notably to the south of the Morro Mejillones Horst, which suggests that its construction is linked to the high and low slip rates that exhibit the northern and to the southern parts of the Mejillones Fault, respectively.

Although we do not account with precise data to calculate the slip rates for the fault since the MIS-7 and younger interglacial highstands, we know that more recently, since 35 ka, the fault acted with a slip rate of 0.6 ± 0.2 m/ka [Cortés et al., 2012]. This slip rate is confirmed by the ^{14}C age of the marine conglomerate and the OSL age of the sand layer displaced by the fault

at El Rincón (Figures 3 and 9), which gives also a similar value for the fault velocity during this interval.

Despite the limited numerical age constraints available for the marines platforms in the Morro Mejillones Horst and Mejillones Pampa Halfgraben, we have been able to identify that the Mejillones Fault has not acted with a constant slip rate throughout the late Pliocene – Present day time span. Also, it seems that the Mejillones Fault activity has been concentrated along its northern part, which in turn has important incidences in the neotectonic configuration of the northern Mejillones Peninsula.

7.4. The Mejillones Fault activity and its influence in the morphology of the northern Mejillones Peninsula

Based on our recent observations and all the available data, we propose that the Mejillones Fault exerts a first order control in the morphology of the northern peninsula. First, this control is referred to the relative uplifting of the Morro Mejillones Horst and the subsidence of the Pampa Mejillones Halfgraben at least since early Pliocene times. Also, taking into account the respective slopes of the horst and halfgraben, it seems that the Mejillones Fault has controlled the general inclinations exhibited by them. This geometrical arrange may be the consequence of the displacements concentrated at the northern Mejillones Fault, at least since around 2.8 Ma. Moreover, this slip pattern distribution must be the responsible for geometry of the Mejillones Fault scarp, which is 6 times higher in the northern than in the southern extent of the fault. After, even since the last 35 ka, it is notorious

that the superficial activity of the fault has continued acting principally at the northern termination of the structure.

As occurs for other structures in the forearc, it has been proposed that the activity of the Mejillones Fault is favored by the coseismic or interseismic period of the subduction cycle [e.g. Delouis et al., 1998; Loveless et al., 2010]. Also, Cortés et al. [*in prep.*] suggest that the activity of upper plate faults like this is the result of the stress load contribution of both, interseismic and coseismic periods. In this sense, they postulate that ruptures like the ones associated with the 1877 Iquique or 2007 Tocopilla earthquakes, arrested at the northern-central portion of the Mejillones Peninsula [Comte and Pardo, 1991; Motagh et al., 2010; Victor et al., 2011], only promoted superficial tensional conditions (positive CSC values) along the northern termination of the Mejillones Fault. This is in agreement with our observations indicating that the northern part of the scarp is higher and younger than in the southern part. Alternatively and/or complementary, the scarp configuration may be related to the characteristics of the seismogenic zone of the Mejillones Fault itself. In this sense, we speculate that the shallow asperities concentrating stress and rupturing during Late Pliocene- Holocene times are disposed at the northern onshore termination of this upper plate structure. This fact explains also why most of the recent slip is concentrated along this portion of the fault, which acts as a scissor structure promoting the respective inclinations of the horst and halfgraben domains since the last 2.8 Ma.

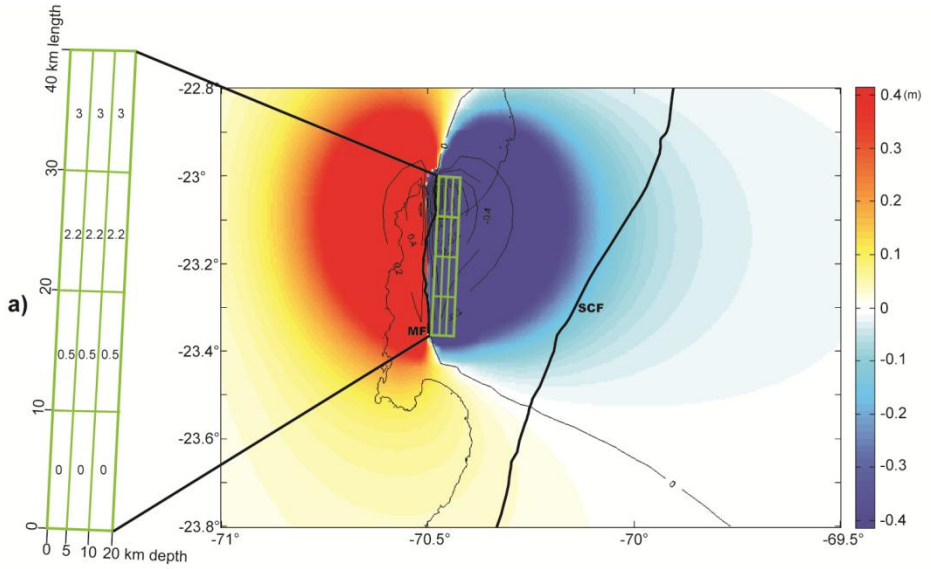
According to Cortés et al. [2012], the Mw 7 paleoearthquakes produced by the Mejillones Fault since the last 35 ka have involved the occurrence of 2.2 m of average displacement during each event. Also, this magnitude is

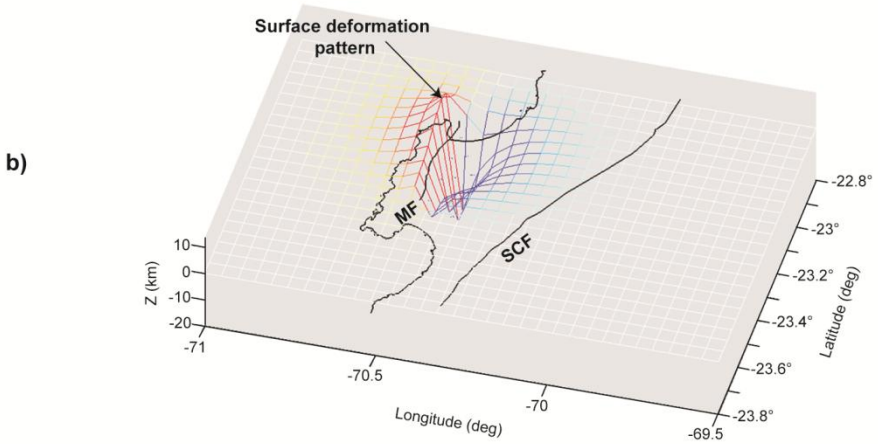
coherent with a rupture of 40 km in length and 20 km width [Wells and Coppersmith, 1994; Wesnousky, 2008]. This means that entire Mejillones Fault has slipped by some amount during each paleoearthquake. Herein, we propose a slip distribution for Mw 7 earthquakes in the Mejillones Fault, supposing that the zones suffering the larger slips are concentrated along its shallow northern area (Figure 11). Figure 11 shows dislocation models in which the Mejillones Fault has been discretized in 12 patches with coseismic slips varying, to be conservative, between 0 m and 3 m. The largest coseismic slips were imprinted in the northern-shallow patches of the structure (3 m) (Figure 11a). From figure 11a, we observe that a Mw 7 earthquake in the fault is capable to produce uplifting of 0.4 m in the whole peninsula westward the Mejillones Fault and subsidence by a similar amount eastward this structure. Moreover, the superficial deformation promoted by an earthquake like this reproduces the infinitesimal increments that may result in the present day morphology of the Mejillones Horst and the geometry of the Mejillones Fault scarp (Figures 11b-c) over repeated Mw 7 seismic events.

Finally, we think the combination of the two hypotheses proposed to explain the slip pattern of the Mejillones Fault allows also understanding the characteristics of its scarp, the inclination of the Morro and Pampa Mejillones, the existence of the 130 m in height paleocliff, and more generally the morphology of the northern Mejillones Peninsula.

8. Conclusions

Based on our observations and available data we propose the following conclusions:


a)
40 km length
3 3 3
2.2 2.2 2.2
0.5 0.5 0.5
0 0 0
0 5 10 20 km depth
MF
SCF
-22.8°
-23°
-23.2°
-23.4°
-23.6°
-23.8°
-71°
-70.5°
-70°
-69.5°
0.4 (m)
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4


b)
Surface deformation pattern
MF
SCF
Z (km)
10
0
-10
-20
-71
-70.5
-70
-69.5
Longitude (deg)
-22.8°
-23°
-23.2°
-23.4°
-23.6°
-23.8°
Latitude (deg)

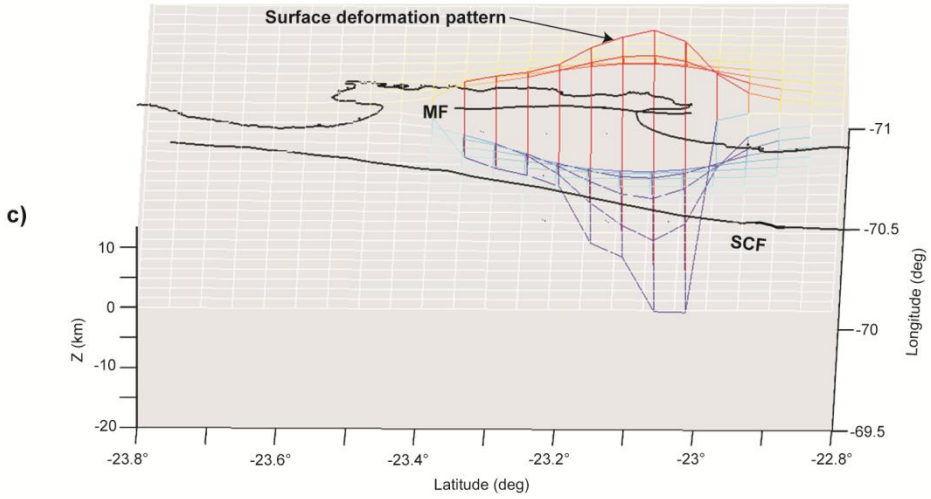

c)
Surface deformation pattern
MF
SCF
Z (km)
10
0
-10
-20
-23.8°
-23.6°
-23.4°
-23.2°
-23°
-22.8°
Latitude (deg)
-71
-70.5
-70
-69.5
Longitude (deg)

Figure 11. a) Vertical displacements induced by a Mw 7 earthquake along the Mejillones Fault. The fault was discretized in patches which largest amounts of coseismic slip are the northern-shallow ones. Coseismic slip values are the numbers in zoom of the fault plane at left. Contours in the plan view depict the coseismic uplift or subsidence; b) Oblique 3D view of the superficial deformation produced the earthquake simulated in a); c) NS 3D view of the superficial deformation generated by the earthquake modeled in a). Note that the deformed grid reproduces the scarp shape and roughly the morphology of the Morro Mejillones Horst.

1) The existence of TAMA fauna in the northern Mejillones Peninsula not only indicates warm water conditions during the MIS-11 at 400 ka, but also during the late Pliocene at ca. 2.8 Ma.

2) At least since 2.8 Ma, the Mejillones Fault has concentrated their superficial displacements along its northern portion. The slip rate since then is one order of magnitude larger at the northern end of the fault (0.3 m/ka) than in the southern termination (0.03 m/ka).

3) Since MIS-11/ MIS- 9 periods the northern Mejillones Fault has acted with a slip rate of ca. 1.41 m/ka to 1.48 m/ka. After 35 ka, the calculated slip rate varies between 0.42+/-0.01 and 0.6+/0.2 m/ka.

4) The concentration of the post 400 ka displacements along the northern-superficial Mejillones Fault allows explaining the northward inclination of the Pampa Mejillones, the southward inclination of the Morro Mejillones and finally the morphological configuration of the northern Mejillones Peninsula. In this way, it seems plausible to state that the Mejillones Fault exerts and important control in the construction of the Late Pliocene to Present day topography of the northern Mejillones Peninsula.

CAPÍTULO 4. PALEOSISMOLOGÍA DE FALLAS DE LA CORTEZA SUPERIOR: LOS CASOS DE LAS FALLAS MEJILLONES Y SALAR DEL CARMEN

4.1. Introducción

En este capítulo se incluye, en primer término, un artículo aceptado por la revista *Tectonics* en marzo de 2012, el que trata sobre la paleosismología de la Falla Mejillones. En lo que respecta estrictamente a estudios paleosismológicos, esta contribución es la primera que se efectúa para una falla de la corteza superior en Chile. Luego, en segundo lugar, se exponen los resultados preliminares acerca de la paleosismología de la Falla Salar del Carmen.

Los objetivos propuestos al iniciar este estudio apuntaron a precisar aspectos de ambas fallas relativos a su grado de actividad, tales como la tasa de desplazamiento y las variaciones probables de ésta en el tiempo. Además, se centraron los esfuerzos en precisar la magnitud y recurrencia de los terremotos producidos por ellas.

Mediante la excavación de trincheras para mapeo paleosismológico, dataciones OSL de depósitos sedimentarios asociados temporal y espacialmente a la falla, y dataciones ^{10}Be de superficies aluviales disectadas por las estructuras, se caracterizó su actividad sísmica para el lapso Pleistoceno-Holoceno.

En primer lugar, para la Falla Mejillones, se determinó que su actividad es la responsable del alzamiento y posterior abandono de dos superficies aluviales a ca. 35 ka y ca. 14 ka. Además, se logró diferenciar cuatro etapas en su historia sísmica post 35 ka. En las tres primeras etapas, se verificó que la tasa de deslizamiento permaneció aproximadamente invariable e igual a 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka. Durante la cuarta fase, esta tasa ha sido de 0.22 $\pm$ 0.06 m/ka. Para la primera etapa no fue posible distinguir evidencias sedimentológicas de paleoterremotos. Sin embargo, para la segunda fase, se identificaron depósitos coluviales que sugieren la ocurrencia de dos terremotos Mw ~7 en la falla, los cuales promovieron el abandono de la superficie aluvial de ca. 14 ka. La recurrencia sugerida para eventos de este tipo en la Falla Mejillones es de 5.0 $\pm$ 3.5 ka. Durante la tercera etapa, la falla interactuó con la acumulación de un depósito de ladera (*hillslope deposit*). Esta interacción fue por medio de desplazamientos asísmicos y/o sísmicos de escala centimétrica (15 cm- 30 cm) a lo largo de la estructura. Finalmente, en la cuarta fase, a ca. 3.5 ka, se registró un terremoto de Mw ~6.6, según se deriva de la identificación de un depósito coluvial. Desde ese entonces, la falla no ha experimentado movimientos significativos, según lo indica la acumulación de depósitos de ladera no deformados cubriendo el escarpe de ésta.

Comparando la recurrencia de terremotos de subducción Mw ~8.5 en el norte de Chile con aquélla sugerida para la Falla Mejillones, es posible advertir que ambos ciclos no están sincronizados.

Por su parte, para la Falla Salar del Carmen, los resultados parciales sugieren que su escarpe más reciente tiene una data post ca. 11 ka. En su segmento norte existen evidencias de al menos dos terremotos de Mw ~6.5-

6.7, mientras que en la porción sur se interpretaron tres sismos de igual magnitud. El paleoterremoto más antiguo habría ocurrido a ca. 11 ka. Los dos más recientes habrían sucedido a ca. 2.3+/-0.2 ka y ca. 0.53+/-0.33 ka, respectivamente. Si bien no se puede estimar una recurrencia representativa para los paleoterremotos ocurridos en la Falla Salar del Carmen, se demuestra que su ciclo tampoco es armónico con el ciclo de los terremotos de subducción.

Las conclusiones de este trabajo pretenden impulsar la caracterización detallada de la actividad de fallas de la corteza superior, las cuales, como queda en evidencia para los casos de las falla Mejillones y Salar del Carmen, constituyen un factor de riesgo a evaluar en el escenario tectónico del norte de Chile y del país en general.

4.2. Artículo publicado en *Tectonics*: *Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ^{10}Be and Optically Stimulated Luminescence determinations*

Cortés A., J., G.González, S.A. Binnie, R. Robinson, S.P.H.T. Freeman, and G. Vargas (2012), Paleoseismology of the Mejillones Fault, Northern Chile: Insights from cosmogenic 10Be and optically stimulated luminescence determinations, *Tectonics, 31*, TC2017, doi:10.1029/2011TC002877.

Abstract

We have undertaken the first paleoseismological study on an upper plate fault in Chile. The selected structure was the Mejillones Fault, which is marked by a conspicuous fault-scarp. Using cosmogenic ^{10}Be and OSL dating, and detailed sedimentary logging of trenches, we have constrained the abandonment of two alluvial surfaces by fault activity at ca. 35 ka and ca.14 ka. Based on stratigraphic observation we characterized the fault evolution in four intervals over the last ca. 35 ka. During the first three intervals the fault had a steady slip rate of 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka. The fourth interval is delineated by the last vertical fault slip and the accumulation of un-deformed hillslope deposits after ca. 3.3 ka and has a slip rate of 0.22 $\pm$ 0.06 m/ka. The younger surface abandonment was caused by two Mw~7 paleo-earthquakes with a recurrence interval of 5.0 $\pm$ 3.5 ka. The third interval is characterized by the interaction of hillslope deposits and aseismic slip, and/or centimeter scale seismic slip events. At ca. 3.5 ka, a last large (Mw~6.6) earthquake took place. The recurrence intervals of large (Mw>8.5) subduction earthquakes do not appear to be the same as the recurrence intervals of the Mw~7 events on the upper plate Mejillones Fault.

1. Introduction

The subduction of oceanic crust below the South American Plate is the first order control on bulk strain accumulation in the overriding plate, making the coastal region of northern Chile one of the most important seismically active zones in the Circum-Pacific area [Nishenko, 1991; Delouis et al., 1997; Delouis et al., 2009; Comte et al., 1999]. Several geophysical and geodetic

groups have studied the seismic cycle of large subduction earthquakes along this margin, demonstrating that, over the short-term, slip deficit produces significant elastic (non-permanent) deformation in the upper plate at the plate boundary [Bevis et al. 1999; Klotz et al., 2001; Chlieh et al. 2004; Klotz et al., 2006]. This implies that the present day deformation is exclusively elastic and that permanent deformation is not occurring in the upper plate overlying the seismogenic zone. However, evidence of permanent deformation (inelastic strain), expressed as kilometer-long faults affecting Quaternary deposits [Armijo and Thiele, 1990; Delouis et al., 1998, González et al., 2003; Allmendinger et al. 2005, Allmendinger and González, 2010], suggests the opposite. Resolving this dichotomy requires more information on two key aspects of active faulting in northern Chile, namely the age of the most recent displacements, and how much deformation is absorbed along these faults through time.

Passive seismic experiments have not identified shallow seismicity in upper plate faults [Arabazs, 1971; Comte et al., 1992]. This, coupled with our poor understanding of basic paleoseismic data, such as slip-rate, earthquake paleomagnitudes and recurrence times, has obscured the linkage between large earthquakes, upper plate faults and the determination of seismic hazards associated with them.

In this contribution we undertake a paleoseismological study of the Mejillones Fault, one of the most significant faults of the coastal region in northern Chile. This fault is exposed in the eastern part of the Mejillones Peninsula (Figure 1a-b), where it is expressed as a conspicuous fault scarp preserved in alluvial fan deposits (Figure 2). This fault separates the uplifted

Mejillones Horst to the west from the Pampa Mejillones to the east (Figure 1b). Despite the strong morphological expression of the Mejillones Fault, no historical seismicity has been reported on it.

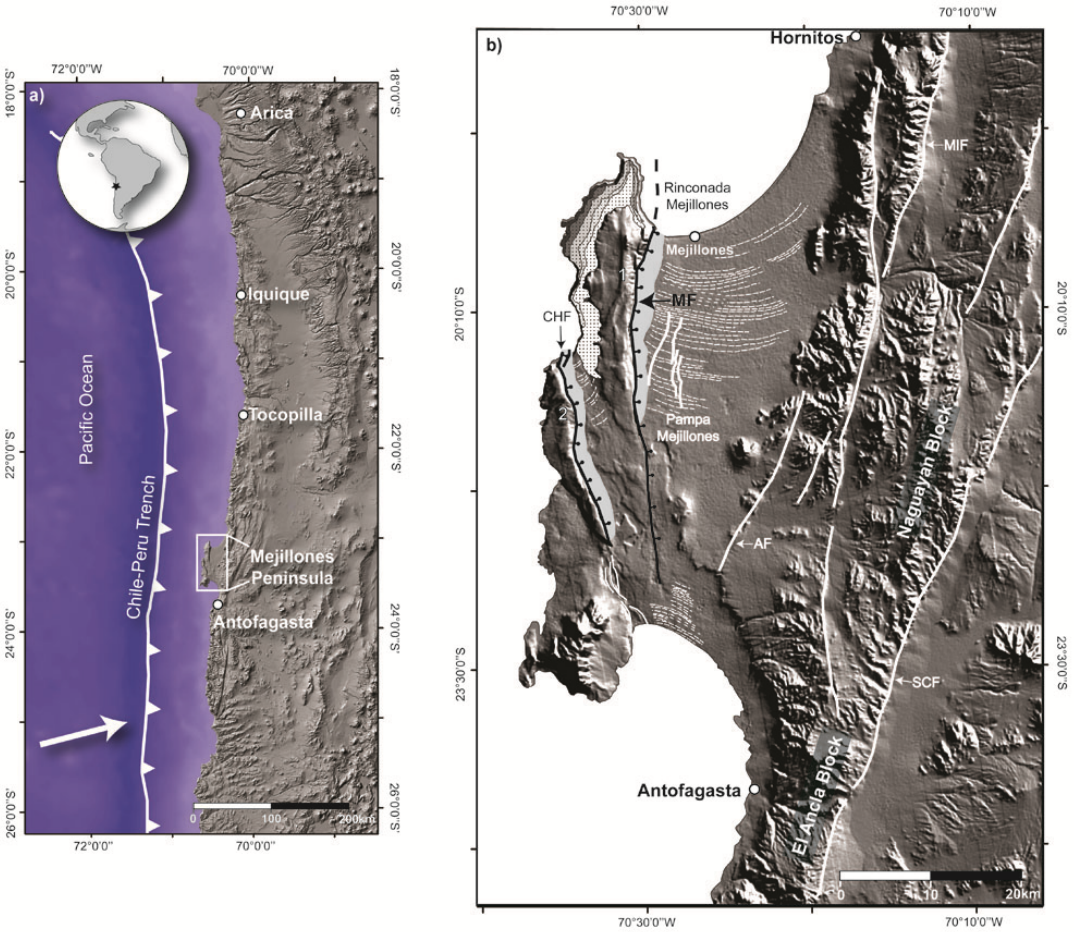


Figure 1. a) Shaded relief map of northern Chile made from SRTM 90 data. The Mejillones Peninsula is bordered by a white rectangle. The white arrow represents the convergence at 65 mm/ y and oriented ~75E [Angermann et al., 1999]. b) Shaded relief map of the Mejillones Peninsula elaborated by using SRTM 90 data. 1 and 2 indicate the Mejillones and Jorgino horst, respectively. Dotted polygons represent uplifted marine terraces of Middle-Late Pleistocene age. White segmented lines in Pampa Mejillones are paleo-beach ridges. Black lines in the Mejillones Peninsula and white lines further east are normal faults in the locality. The Mejillones Fault scarp is represented by small tick marks. Yellow circles (A and B) correspond to the sites where we measured the altitude in order to estimate the thickness of the alluvial deposits in the Pampa Mejillones.

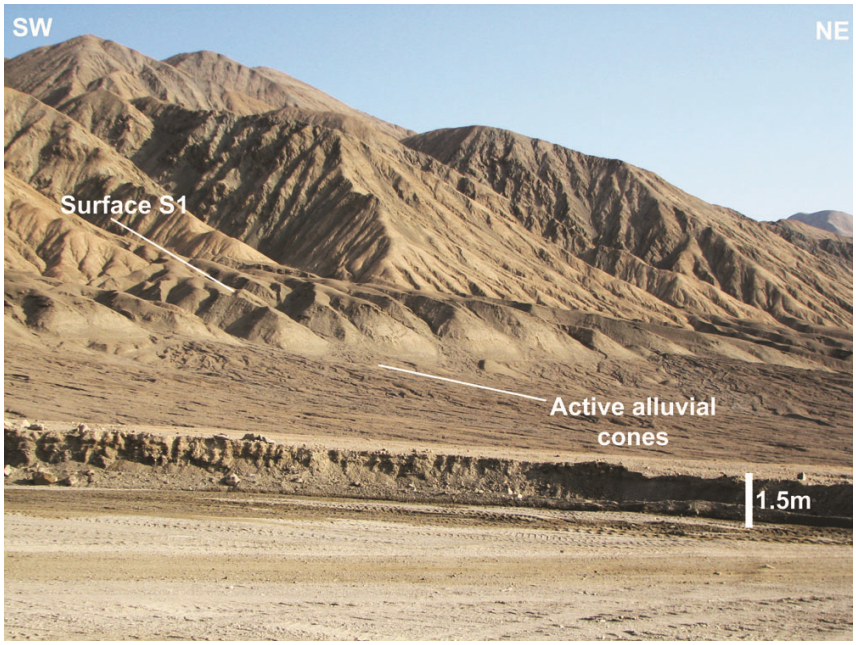


Figure 2. Northwestern view of the Mejillones Fault Scarp, uppermost surface of the alluvial fan is the surface S1. Note the active alluvial cones accumulated at the foot of the scarp.

Here, we determined the displacement-earthquake history for the last ca. 14 ka, estimating the magnitude of past earthquakes and their average recurrence interval using detailed trench logging, cosmogenic ^{10}Be exposure ages and optically stimulated luminescence (OSL) dating. We compare our findings to those of a previous study that used cosmogenic ^{10}Be to constrain the abandonment ages of the alluvial surfaces [Marquardt, 2005], and present new data to clarify the significance of the surface exposure ages and their relationship with the recent activity of the Mejillones Fault.

2. Seismo-tectonic setting and upper plate fault context

The tectonics of northern Chile is dominated by the convergence between the Nazca and South American plates. Currently, the convergence is approximately orthogonal to the margin (~75°E) [Angermann et al., 1999] and is taking place at a velocity of ~65 mm/yr [Angermann et al., 1999]. Upper plate faults of the coastal area in northern Chile are located above the seismogenic zone of the Central Andes. The extension of the seismogenic zone has been addressed using teleseismic data [Tichelaar and Ruff, 1991] and local networks [Husen et al., 1999; Delouis et al., 1996; Comte et al., 1994]. The location of the 1995 Mw 8.1 Antofagasta and 2007 Mw 7.7 Tocopilla subduction earthquakes, and their aftershocks, has revealed the downdip extension of the seismogenic zone to be at 50 $\pm$ 5 km depth [Husen et al., 1999; Husen et al., 2000; Buske et al., 2002].

Upper plate faults in the coastal region near Antofagasta and the Mejillones Peninsula are oriented parallel to the trench. The most prominent upper plate fault in the area, the Salar del Carmen Fault (SCF in Figure 1b), forms part of the main trace of the Atacama Fault Zone. This structure is situated in the western border of the Sierra el Ancla and Sierra Naguayan blocks, forming a 300 m high vertical step in the topography (Figure 1b). Other relevant structures in this area are the Mejillones Fault and the Caleta Herradura Fault (MF and CHF in Figure 1b). These normal faults dissect the Mejillones Peninsula and control the topography of the half-grabens that characterize this morphological feature. The most recent fault activity in this area is expressed by the vertical offset of Quaternary alluvial and marine

deposits. These faults form prominent fault scarps that were recognized during the seventies by Arabasz [1971] and Okada [1971].

The kinematics of the upper plate faults is controversial. Several works have reported normal and sinistral faulting along these structures [Armijo and Thiele 1990; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998; González et al., 2003]. Furthermore, along the inner part of the Coastal Cordillera between Iquique and Paposo, Carrizo et al. [2008] and Allmendinger and González [2010] documented trench parallel reverse faults. Geological observations (e.g. normal faults affecting reverse fault and vice versa) suggest that periods of E-W extension have alternated with periods of E-W shortening.

The predominant horst and graben topography in the Mejillones Peninsula indicates that extension is currently the dominant process in the upper plate. Despite the occurrence of reverse faults, our structural and morphological observations in the area of Mejillones indicate that the net deformation expressed in the landscape is extensional, and that it has occurred since the Miocene [Niemeyer et al., 1996, Allmendinger and González, 2010].

Some mechanisms that have been postulated to explain extension along the normal faults in the upper plate are: i) subduction erosion [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996]; ii) coseismic elastic rebound of the upper plate during subduction earthquakes [Delouis et al., 1998], and iii) upper plate bending during the interseismic period of subduction earthquake cycle [Delouis et al., 1998; González et al., 2003; Loveless et al., 2005]. Despite these theories, the relationships between the phases of the subduction-earthquake cycle and upper plate fault activity are still a matter of debate, and

not well understood. However, during the postseismic phase of the 2007 Mw 8.8 Maule earthquake in southern Chile, several shallow crustal events with normal focal mechanisms occurred in the area of the Pichilemu Fault [http://www.globalcmt.org; ID:201003111439A]. The main shock was a Mw 6.9 one, which was followed by other subcrustal earthquakes that were concentrated at the base of the Pichilemu Fault (31.20°S)[Comte et al., 2010], indicating that the entire fault was seismically reactivated. This is the first evidence for upper plate normal faulting in the Chilean margin being caused by large subduction earthquakes. It poses the question as to whether the activity of normal faulting is a result of coseismic elastic rebound caused by large subduction earthquakes. In a later section we will discuss this possibility for the Mejillones Fault.

3. Morphotectonics of the Mejillones Peninsula

The Mejillones Peninsula is an anvil-shaped promontory jutting conspicuously from the typically north-south linear coastline of northern Chile (Figure 1a-b). The occurrence of Pliocene and Pleistocene marine abrasion platforms indicates that this peninsula has uplifted over the last ~3.8 my [Marquardt, 2005]. Marine terrace abandonment during the last 400 ka is associated with normal slip along the Mejillones Fault and Caleta Herradura Fault and uplift of the Mejillones Peninsula [Marquardt 2005, Victor et al., 2011]. These faults dip 60- 70° to the east [González et al., 2003] (Figure 1b) and produce cumulative vertical offsets of as much as 700 m [Allmendinger and González, 2010]. The Caleta Herradura Fault generates a rollover anticline in the hangingwall, which has previously been interpreted as reflecting a listric geometry at depth, with detachment levels at depths

between 2000 m [Allmendinger and González, 2010] and 3750 m [Pelz, 2000]. The Mejillones and Caleta Herradura faults are related to the existence of two topographic highs, the Mejillones Horst (1) and Jorgino Horst (2), both depicted in Figure 1b. These horsts are made of Paleozoic granodioritic and metamorphic rocks. Approximately 500 m of cumulative vertical offset along the normal faults is expressed in the topography of the horst and graben structures [Armijo and Thiele, 1990; González et al., 2003]. Miocene-Pleistocene marine sediments fill two half-graben, which lie eastward of the Caleta Herradura (CHF) and Mejillones (MF) faults (Figure 1b). Uplifted marine terraces of Middle-Late Pleistocene age (Figure 1b) are preserved along the flank of the horsts in a staircase pattern [Armijo and Thiele, 1990; González et al., 2003]. The Pampa Mejillones is a planar surface lying east of the Mejillones Fault (Figure 1b), and is composed of Pliocene marine sediments overlain by Quaternary marine deposits. Marquardt [2005] assigned these marine terraces to the maximal Late Pleistocene interglacial highstands [Schackleton et al., 1990], beginning with MIS 11. Symmetrical and semicircular patterns of paleo-beach ridges are present in the northern and southern extents of the Pampa Mejillones (Figure 1b). Other uplifted regions include the marine abrasion platform of Antofagasta city, and the coastal portion from Mejillones to Hornitos beach (Figure 1b). Age determinations for these marine terraces and paleobeach deposits [Ortlieb et al., 2003] indicate a 0.5-0.2 m/ka long-term uplift rate for the Mejillones Peninsula and surrounding areas. The age assignation of Marquardt [2005] suggests that, for the Pampa Mejillones, uplift started at least 400 ka ago. Based on this assumption, Marquardt [2005] estimated an uplift rate of 0.5 to 0.7 m/ka for the horst and 0.2-0.3 m/ka for the Pampa Mejillones, with the difference of 0.5 to 0.2 m/ka resulting from the slip rate of the Mejillones Fault.

4. The Mejillones Fault

The Mejillones Fault is a 36 km long normal fault oriented north-south that extends from the southern part of the Mejillones Peninsula to the northern part of the Mejillones Pampa (Figure 1b). Offshore, González et al. [2009] used acoustic data to identify the seaward continuation of the Mejillones Fault for around 4 km, and the combined onshore and offshore lengths total 40 km. Fault plane exposure shows that the fault motion is dominated by east-side down slip (rake 80-70° down northward) along a fault plane orientated N10E/65E. The sinistral lateral component along this fault represents only a 17% of the along dip component of the slip. We concentrated our paleoseismological studies on the northernmost extension, covering 8 km of the fault trace. In this section, the fault exhibits two segments joined by a relay ramp structure.

The northern section of the fault trace displays a continuous scarp along the entire trace of the Mejillones Fault. To the south, the fault has formed scarps in Quaternary alluvial and marine sediments, which generally have less vertical slip and are more discontinuous and degraded relative to the northern trace of the fault.

The Mejillones Fault has experienced slip from at least the Miocene until the Quaternary [Niemeyer et al., 1996]. The normal fault activity has accommodated the subsidence of the Mejillones Graben, allowing the accumulation of ~300 m of marine sediments since Pliocene-Pleistocene

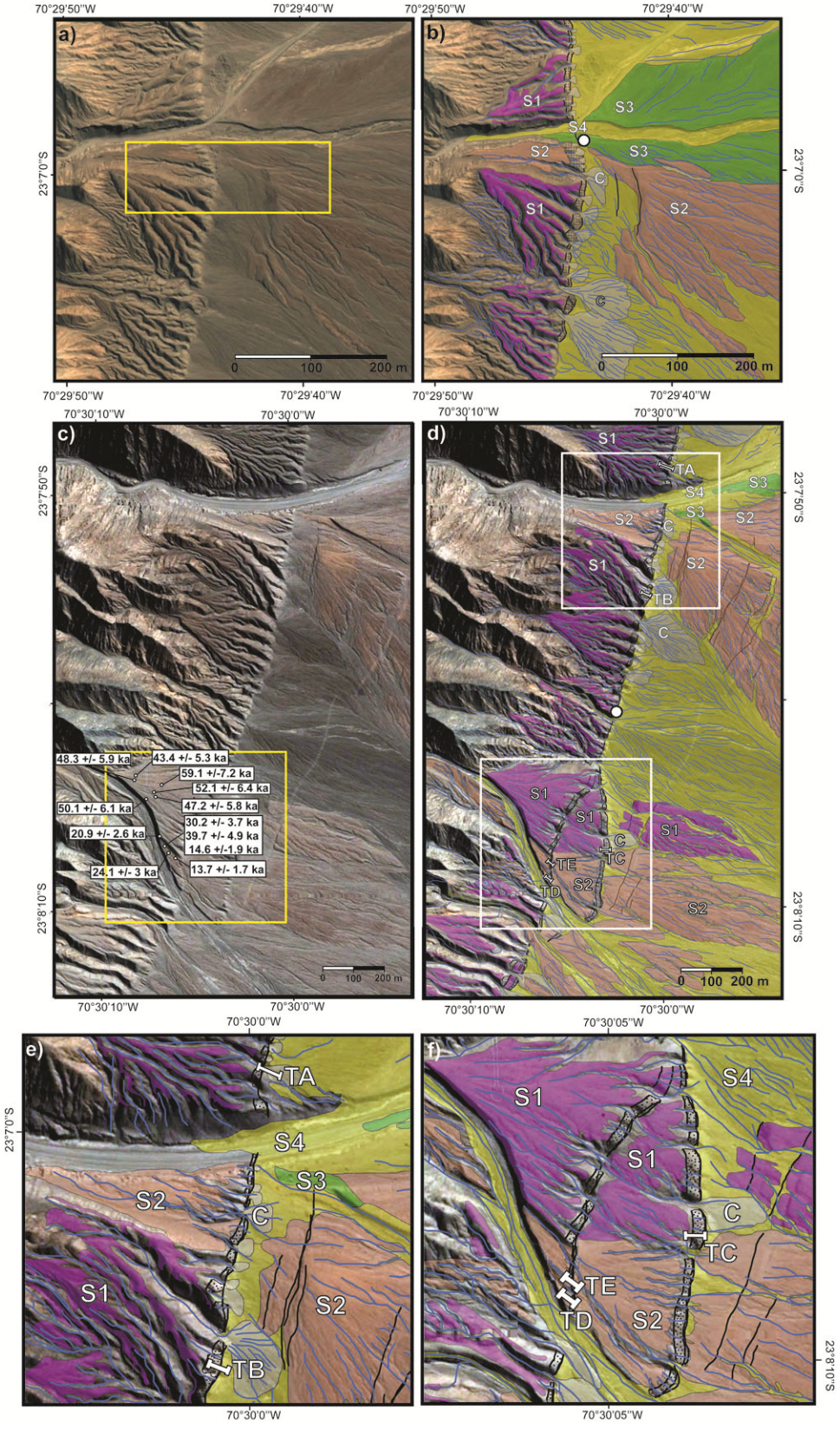

a)
b)
c)
d)
e)
f)
70°29'50"W
70°29'40"W
70°30'10"W
70°30'0"W
70°30'05"W
23°7'0"S
23°7'50"S
23°8'10"S
0 100 200 m
S1
S2
S3
S4
C
TA
TB
TC
TD
TE
48.3 +/- 5.9 ka
43.4 +/- 5.3 ka
59.1 +/-7.2 ka
52.1 +/- 6.4 ka
50.1 +/- 6.1 ka
47.2 +/- 5.8 ka
30.2 +/- 3.7 ka
20.9 +/- 2.6 ka
39.7 +/- 4.9 ka
14.6 +/-1.9 ka
24.1 +/- 3 ka
13.7 +/- 1.7 ka

Figure 3. a) Google Earth image of the site where Marquardt (2005) collected samples for ^{10}Be analysis. The yellow rectangle limits the sampling area. b) Geomorphological map of the alluvial surfaces (S1, S2, S3, S4 and C) at site showed in A. c) Google Earth image of the Mejillones Fault where we dug trenches and collected samples for ^{10}Be analysis. White circles depict each sample site. Marquardt's sampling site is also represented by a yellow rectangle. d) Geomorphological map of the alluvial surfaces (S1, S2, S3, S4 and C) at site shown in C. Trenches are indicated by white bracketed lines and the labels TA, TB, TC and TD. White rectangles correspond to subsets showed in E and F. e) Close-up of the sites where TA and TB were excavated. f) Close up of the sites where TC, TD and TE were dug. In all the geomorphological maps a black doted zone limited by black lines represents the scarp. Black lines further east are lineaments, probably corresponding to normal faults. Blue lines are drainages present in the study area.

times. To the north, activity on the Mejillones Fault has formed a spectacular fault scarp (Figure 2), which offsets the Late Pleistocene-Holocene alluvial deposits [Marquardt et al., 2004]. This scarp is well exposed for 8 km near the western periphery of the Mejillones Pampa (Figure 1b).

Vertical slip on the Mejillones Fault during the Pleistocene promoted the formation of a broad piedmont from the eastern flank of the Mejillones Horst over the western extent of the Pampa Mejillones [Marquardt, 2005]. The piedmont contains alluvial fans and alluvial cones, forming growth strata in the hangingwall of the Mejillones Fault. This accumulation includes debris flow deposits that occurred during Pleistocene-Holocene torrential rain events [Vargas et al., 2000; Vargas et al., 2006].

4.1. Morphology of the piedmont

Along the northernmost part of the fault trace, on the piedmont of the Mejillones Horst, we identified four surfaces that are spatially and temporary related to the Mejillones Fault. Some of these surfaces were previously described and dated by Marquardt [2005]. As Marquardt [2005] did, we named these surfaces, from oldest to youngest, S1, S2, S3, and S4 (Figure 3a-f). Surface S1 is best preserved along the footwall of the Mejillones Fault, presents an average slope inclination of 5°-6° to the east, and is clearly affected by the fault. Vertical offset of Surface S1 has generated the prominent scarp that characterizes the Mejillones Fault. Surface S2 corresponds to a younger alluvial surface cut into S1 and preserved locally on both sides of the Mejillones Fault. Surface S2 is found only at the mouth of the three large valleys that drain the Mejillones Horst (Figure 4). In the footwall, Surface S2

appears to have been formed by erosion of Surface S1. In the hangingwall, Surface S2 is inclined 12° to 19° to the east, whereas in the footwall block it generally has a lower dip. Surface S3 is an alluvial surface cut into S2 and is less extensive than S1 and S2, exhibiting a slope of 12° to 15° to the east at both sides of the fault. This surface is subtly offset by the fault.

At one locality (23.116307°/70.495533°; Figure 3a, 8a), we observed a 15 cm high scarp and several centimeter wide fissures (tension cracks). Surface S4 corresponds to the youngest alluvial deposits in the study area and is preserved exclusively in the hangingwall.

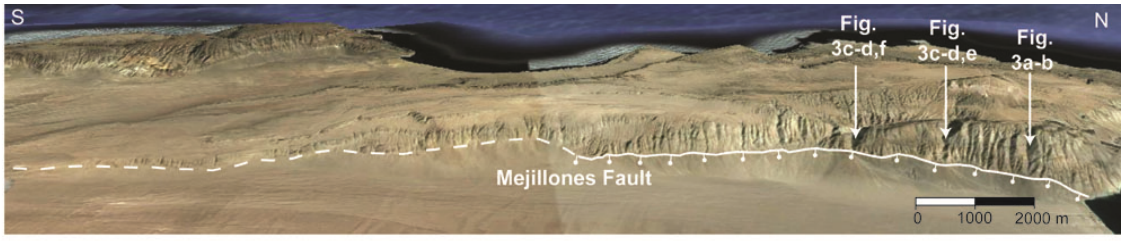


Figure 4. Oblique view of the Mejillones Fault scarp on Google Earth. White vertical lines depict the deepest and largest valleys, which cut across the western flank of the Mejillones Horst. The presence of S2 is restricted to the areas where these valleys drain. The white continuous line corresponds to the portion of the fault where the scarp is developed. The white segmented line indicates the fault segment where no scarp was present.

This surface is composed of the present day active channel deposits and small alluvial cones close to the scarp (Figure 3a-f). The alluvial cones are currently active, and are restricted to the mouth of gullies that drain the fan surfaces and cut the fault scarp. We observed decimeter-scale knickpoints in some of the channels, which have presumably retreated upstream from the fault plane. Alluvial cones formed at the channel mouths have very high

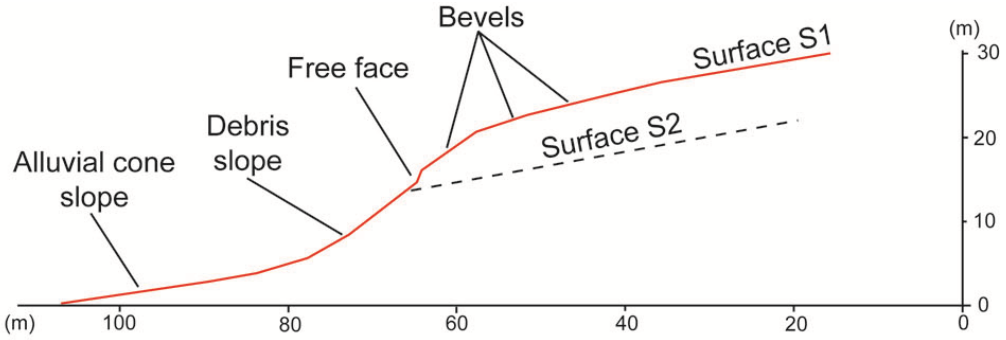
slopes ~20° (Figure 5a-c). Trenches dug through the cones show that the alluvium beneath Surface S4 is partially truncated by the fault.

The formation of the S1 and S2 surfaces reflects the progressive accumulation of slip on the Mejillones Fault scarp, and the alluvial fan/drainage system response to fault slip. The abandonment of Surface S1 and generation of Surface S2 may be due to one or several slip events on the fault, and/or an increased erosional capacity of the fluvial system. The spatial distribution of the surfaces relative to the fault trace suggests the former is most significant. In particular, Surface S2 exists exclusively where the three largest valleys dissect the Mejillones Fault scarp (Figure 4). Further south, where the scarp is almost absent, the piedmont is composed of a single alluvial surface with a dense network of deeply incised channels (Figure 6). We therefore suggest that the abandonment of alluvial surfaces in this area are closely related to the formation of the scarp, and hence to slip on the Mejillones Fault.

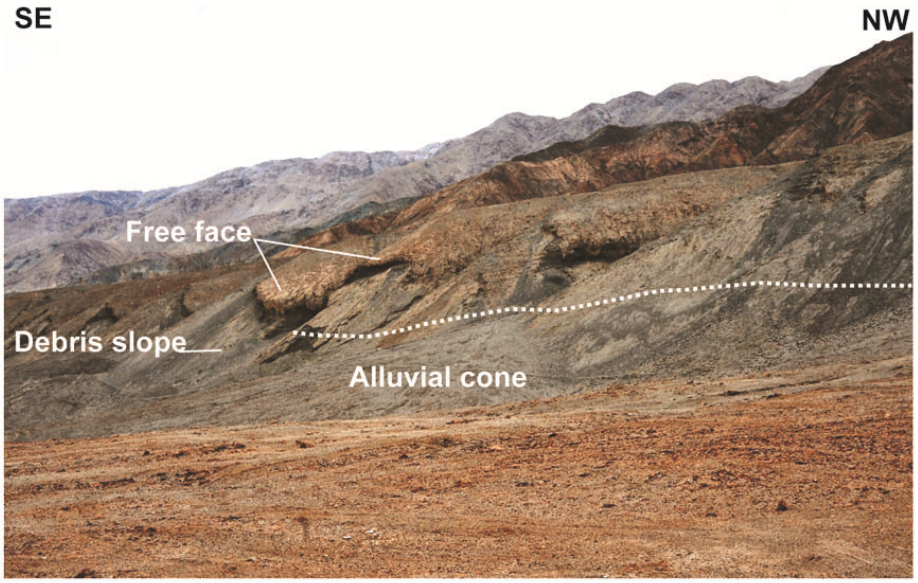
4.2. Characterization of the Mejillones Fault scarp and surface offset

We characterized the morphology of the Mejillones Fault scarp and the surface offset by performing 17 topographic profiles across the scarp. These profiles and their locations are provided as online supplementary materials. Profiles were made with two differential GPS stations with a vertical accuracy of around 10 mm. We established the difference in position between two receptors (kinematic and static). The relative position of each receptor can be constrained with an accuracy of around 20 cm. In our profiles, the kinematic station recorded position (north, east, altitude) data every 3 seconds.

a)


Bevels
Free face
Surface S1
Debris slope
Surface S2
Alluvial cone slope
(m)
30
20
10
0
(m)
100
80
60
40
20
0

b)


SE
NW
Free face
Debris slope
Alluvial cone

c)

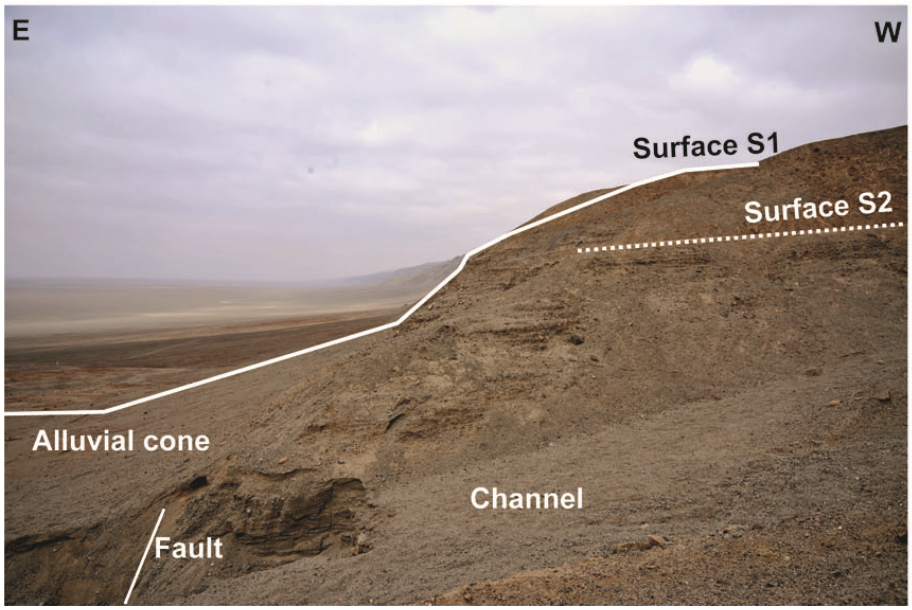

E
W
Surface S1
Surface S2
Alluvial cone
Channel
Fault

Figure 5. a) Topographic profile at TB site. The different parts of the scarp are indicated and the breaks in the slope highlighted. The black segmented line represents the position of Surface S2. The high slope of the alluvial cones can be observed at the base of the profile. b) View of the scarp at trench B site. Free face and debris slope are indicated. White dotted line represents the position of the Mejillones Fault. The steep slopes of the alluvial cones can be observed. c) Profile view of the Mejillones Fault scarp. White segmented line indicates the position of surface S2 in the scarp profile.

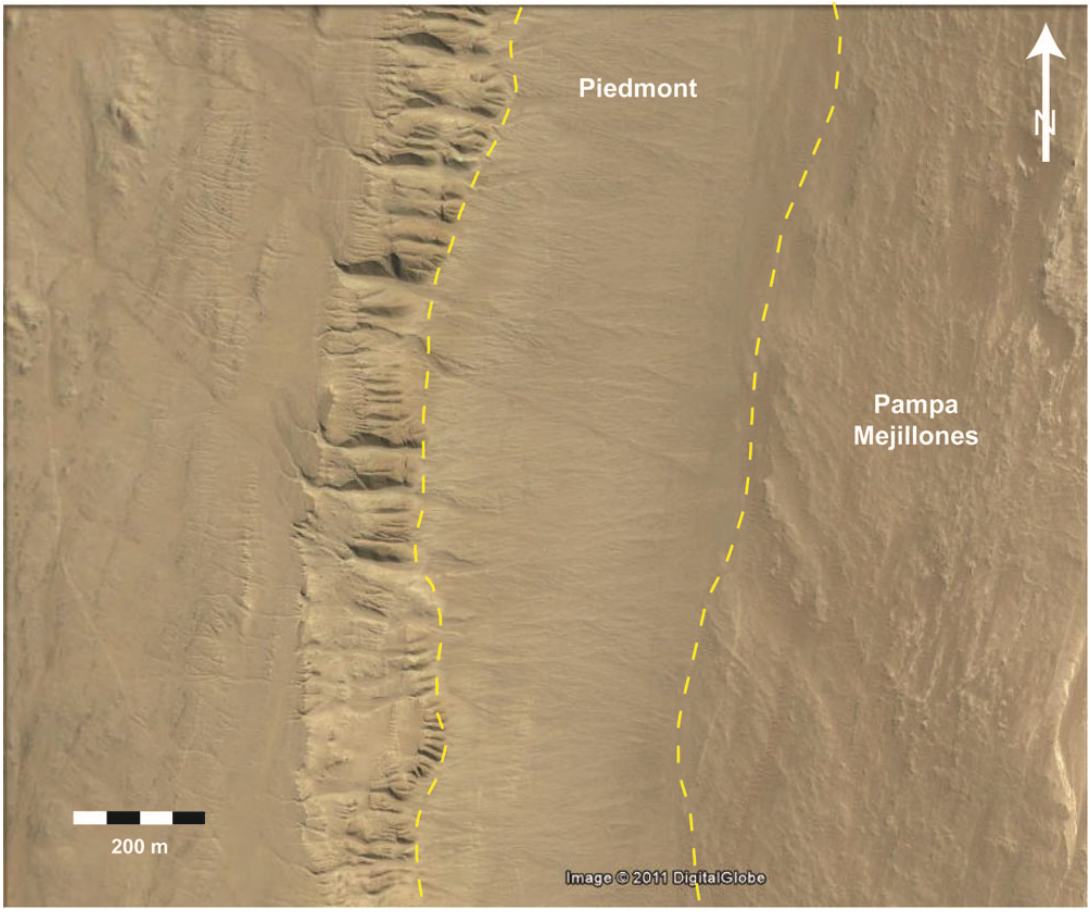


Figure 6. Google Earth image showing a portion of the southern segment of the Mejillones Fault. At this site the piedmont is constructed by a unique alluvial surface and there is no scarp present. Yellow segmented lines limit the extent of the piedmont.

In general, where surface S1 is preserved in the footwall, we observe a characteristic geometry in the scarp profile expressed by a sharp break located in the middle part of the scarp (Figure 5a). This break separates a gentler slope in the uppermost part and a steeper slope in the lower part. The sharp break in the scarp slope is marked by the occurrence of a free face. The portion of the scarp with the gentler slope generally constitutes the 50% to 40% of the entire scarp height (between the head and the base). In this part the dominant slope

angle is 30º. The lower part is dominated by slope angles between 35° to 40°, indicating that the scarp profile angle is controlled by the debris slope angle. The higher slope (>45°) in the middle part of the scarp highlights the preservation of the free face (Figure 5a-c). At the foot of the scarp the slope angle varies between 15° to 20º and corresponds to the wash slope. In the uppermost part of the scarp it is possible to see the occurrence of one to three additional slope-breaks (Figure 5a). Wallace [1977] proposed that in general breaks in slope represent discrete slip events on the underlying fault. Hence, the occurrence of such breaks of slope on the Mejillones Fault scarp suggests that their formation was due to more than one slip event occurring after the development of S1.

However, breaks in the slope of a scarp can also be the result of local depositional events and/or strata more resistant to erosional processes [e.g. McCalpin, 1996]. By observing the topographic profiles, we noted that the breaks in the uppermost part of the scarp, between Surface S1 and Surface S2, are formed in alluvial gravels displaced by the fault. We observe that these gravels are lithologically similar along the fault trace and do not show evidence that suggests deposition or differential erosion. Therefore, we conclude that these breaks are tectonic imprints produced by scarp evolution at some time between S1 and S2 formation. Topographic characterization of the scarp indicates that the sharp break dividing its profile into upper and lower sections correlates in altitude with the Surface S2. Hence, we suggest that this major break represents a change in the scarp evolution and will discuss this further below in light of our age constraints.

We estimated the surface offset from the topographic profiles by measuring the vertical distance between the tangent to the surfaces S1 and S2 in the footwall, and the tangent to the Surface S4 in the hangingwall. Because we did not measure the vertical distance between the same surfaces, these data represent a minimum for the real surface offset. However, we observed in some locations that surface S1 and S2 are close to the same topographic level as Surface S4. Therefore, surface offset can be considered as a good approximation to the cumulative vertical fault displacement since the beginning of the continental alluvial deposition. Where Surface S1 appears better preserved in the footwall block, the offset is larger and about 9.7 $\pm$ 5 m (the reported error represents the variation in the surface offset measurements, Figure 7). The surface offset of S1 increases northward from the southern tip of the fault. Where Surface S2 is displaced by the fault, the surface offset variation along strike of the fault is 3.8 $\pm$ 2.5 m. The greatest amount of surface offset of Surface S2 was also observed along the central part of the scarp (Figure 7). The variation of slip between surface offset of surfaces S1 and S2 along strike of the scarp is 8.0 $\pm$ 6.7 m. In several locations along the Mejillones Fault we observed isolated small-scale fault scarps (~20 cm) in the debris slope (Figure 8a-c). We found four of these scarps parallel to the larger main scarp. Vertical displacements across these structures vary between 10 and 30 cm. These fault scarps represent the latest visible displacement along the Mejillones Fault.

5. Trenches at the Mejillones Fault

In order to characterize the paleo-earthquake history of the Mejillones Fault we dug eight trenches across the scarp, and selected five trenches for

mapping (labeled as A, B, C, D and E; see trench location in Figure 3d-f). We consider two types of morphological sites for trenching; one to expose the fault-scarp and the other to expose the alluvial cones formed where gullies erode the scarp. The former (B, C and D) exposes the sediments accumulated at the base of the scarp, including the debris slope and the wash slope. The latter (A and E) expose sediments transported by fluvial processes or sheetflow and deposited eastward of the scarp as alluvial cones. These two types of sites help shed light on fault scarp processes (mainly degradation and alluvial channel incision) in the presence and absence of channel systems, and the variability of sedimentary style. The deposits were sketched and sedimentary panels (2D logs) were recorded to provide a detailed investigation of the sedimentary responses to discrete slip events on the Mejillones Fault. The trenches were dug approximately 10 m long, 3 m wide and 2.5 m deep. In general, similar sedimentary architecture is exposed in the facing walls of the trenches.

5.1 Summary of the trench stratigraphy

In the data repository we give a detailed description of the stratigraphy of each trench. Here, we summarize the most relevant stratigraphic data for the interpretation of the fault paleoseismology. We noted that the stratigraphy of the trenches consists, in general, of deformed alluvial gravels west of the fault and a group of sedimentary deposits formed on the east side of the fault in response to fault slip and scarp degradation. The alluvial deposits (unit AG1 in the 2D log panels of trench A, B and C, figures 9, through 13) consist of coarse-grained gravels that were accumulated in beds of 15 to 40 cm thickness. This unit (AG1) continues to the west beneath Surface S1 and

corresponds to the fan material deposited prior to S1 formation, which was subsequently deformed by the Mejillones Fault. In trenches A, B, and C the alluvial gravels are similar in texture to the alluvial gravels exposed in trenches D and E. The main difference is that these gravels are localized beneath Surface S2 in trenches D and E, and thus they represent the material deposited prior to the formation of this surface.

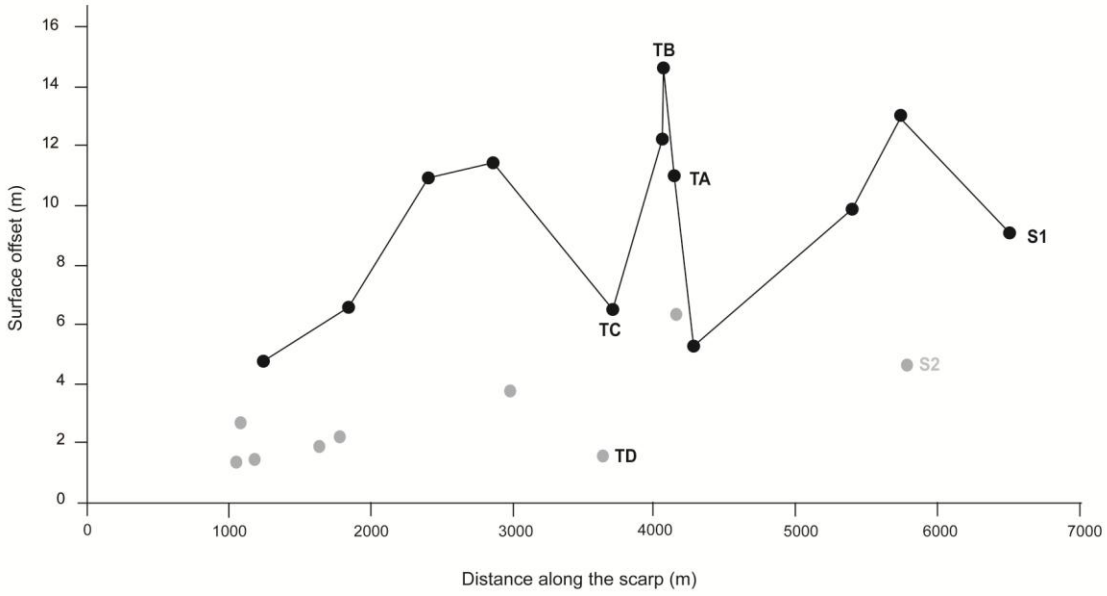
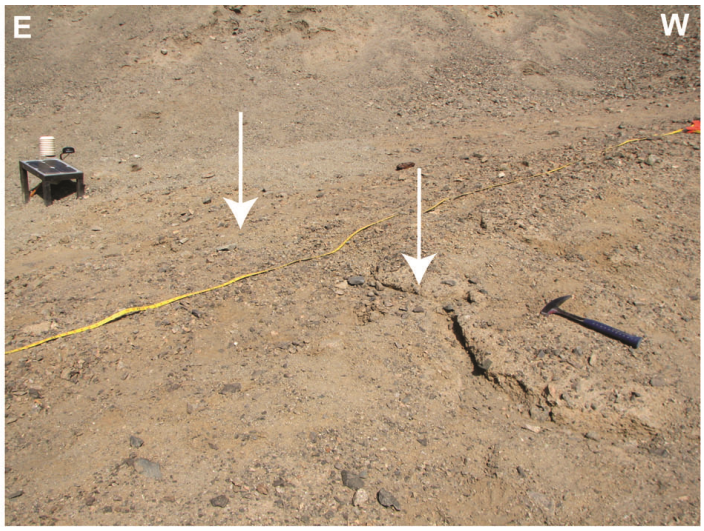


Figure 7. Shows the surface offset at both sites, where surfaces S1 (black line) and S2 (gray dots) are preserved in the footwall block. Where Surface S1 is preserved, surface offset varies between 4.7-14.7 m, and where Surface S2 is preserved surface offset varies between 1.3 and 6.3 m.

a)



b)



c)

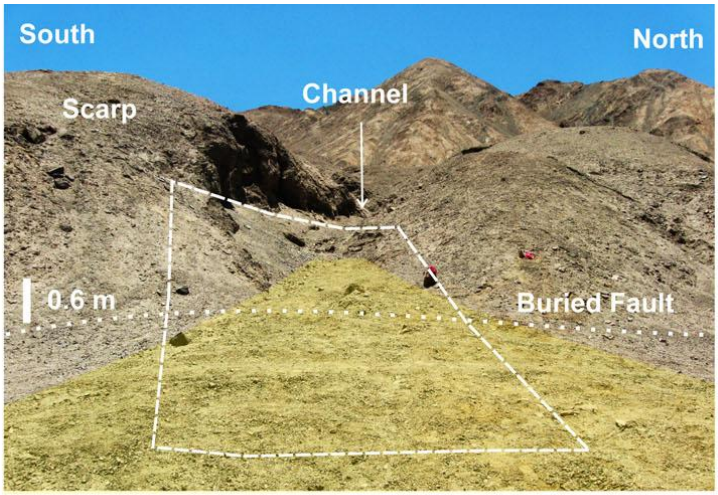


Figure 8. a) Subtle scarp developed in a site where the Mejillones Fault affects surface S3 (23.116307°/70.495533°; Figure 3a). The hammer is laid on the scarp and the yellow tape measure is located across the scarp marking the subtle vertical displacement b) 15- 20 cm small fault-scarp produced in the hillslope deposit (HSD). c) General view of small scarp displacing the talus slope of the Mejillones Fault-scarp.

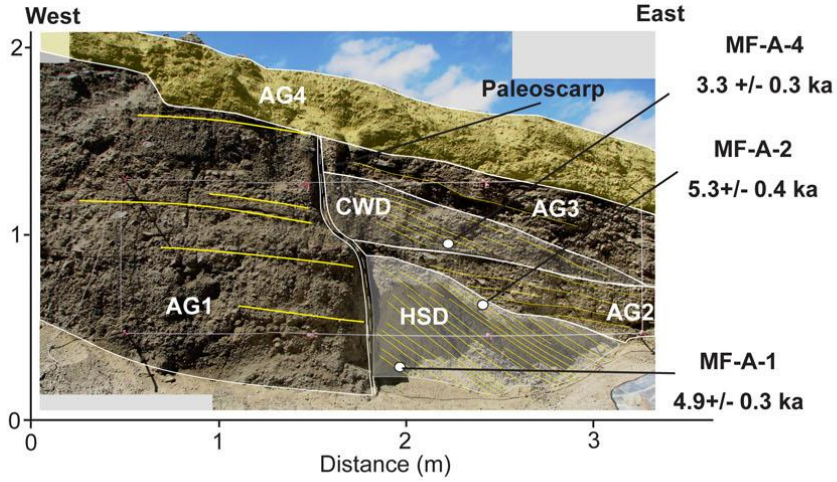
The sedimentary material accumulated eastward of the fault is a scarp-derived colluvium, which, following Nelson [1992], can be divided into a lower section of debris facies and an upper section of wash facies. The debris facies is made of clast supported and massive gravels. In this facies we identified two colluvial wedges that are represented by CW1 and CW2 in the 2D log panels (Figures 9 through 13). The colluvial wedges are stratigraphically separated by an angular unconformity and an oxidized soil-horizon (Figure 10c-12b). Although the sedimentary materials composing units CW1 and CW2 are derived from degradation of the unit AG1, both colluvial wedges differ in their sedimentary fabric with respect to the alluvial gravels in the footwall block (AG1). The alluvial gravels are clearly stratified with horizontal bedding (Figure 14a, c). In contrast, CW1 and CW2 have in general a chaotic appearance with no bedding. The thickness of these deposits decreases from the fault to the east, suggesting that they were formed suddenly when the free face of an earlier fault scarp was degraded. From trenches D and E we determined that these two colluvial wedges are related to the uplift of Surface S2.

The colluvium forming the wash facies is distinctly finer grained, better sorted and stratified. It is composed of a succession of fine gravels interbedded with sandy horizons. In general, as we show in figure 10b-c, the wash facies has an abrupt lower contact with the debris facies and exhibits a decreasing thickness tapering away from the fault plane. The interbedded fabric dips 30-35° and it is subparallel to the scarp slope (Figure 14a-c). We identified that the fine gravels and sandy layers in these deposits do not have densely packed granular matrices (Figure 14b), suggesting that this wash facies was accumulated by successive gravitationally controlled grain flows.

a)


South
North
Scarp
Channel
0.6 m
Buried Fault

b)


West
East
MF-A-4
3.3 +/- 0.3 ka
Paleoscarp
AG4
MF-A-2
5.3+/- 0.4 ka
CWD
AG3
AG1
HSD
AG2
MF-A-1
4.9+/- 0.3 ka
2
1
0
0
1
2
3
Distance (m)

c)

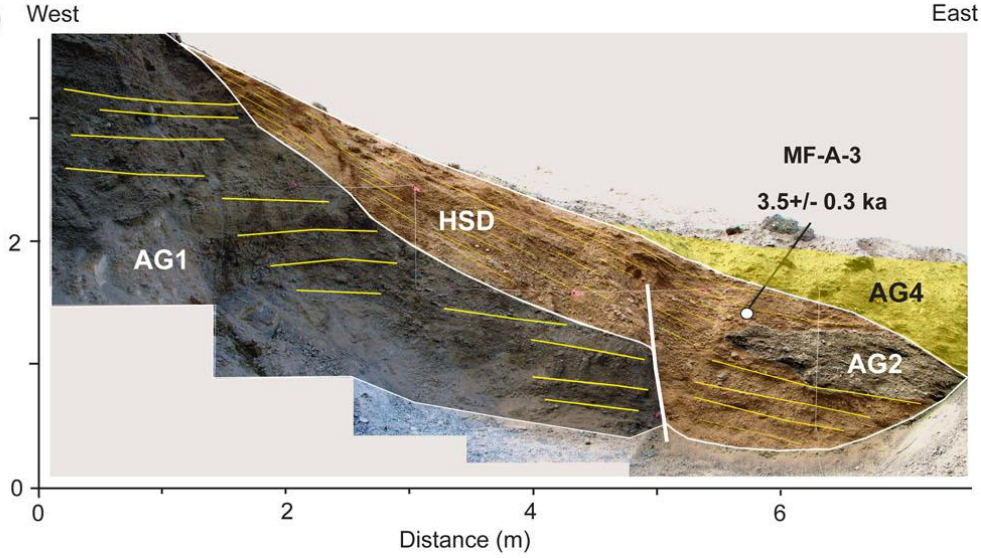
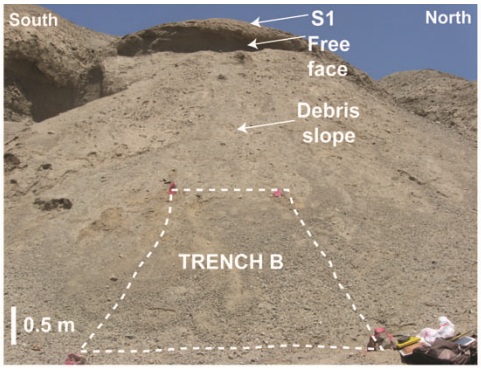
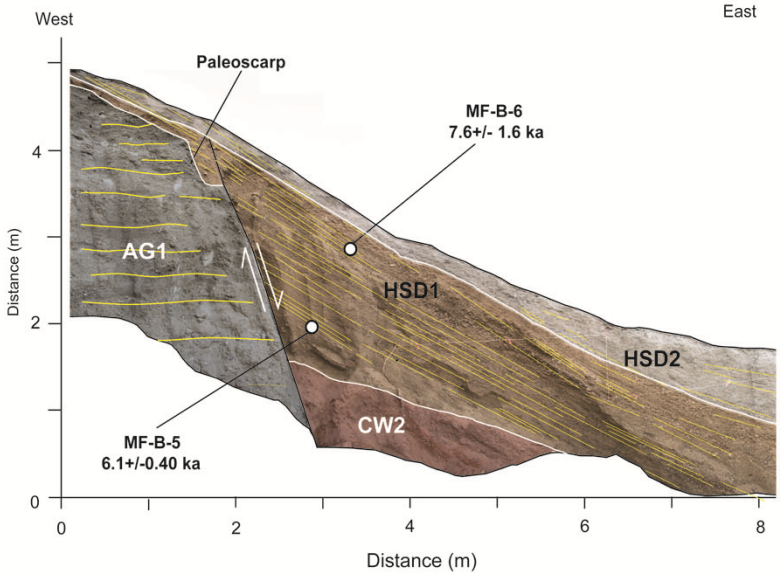

West
East
MF-A-3
3.5+/- 0.3 ka
HSD
AG1
AG4
AG2
2
0
0
2
4
6
Distance (m)

Figure 9. a) Shows the trench A site. b) Log of trench A, northern wall, c) Log of trench A southern wall. White circles in trench logs depict location of samples for OSL dating method. AG1 to AG4: alluvial gravels from older to younger. CWD: colluvial wedge deposit. HSD: hillslope deposit.

a)


South
North
S1
Free face
Debris slope
TRENCH B
0.5 m

b)


West
East
Paleoscarp
MF-B-6
7.6+/- 1.6 ka
AG1
HSD1
HSD2
CW2
MF-B-5
6.1+/-0.40 ka
Distance (m)
Distance (m)
0
2
4
6
8

c)

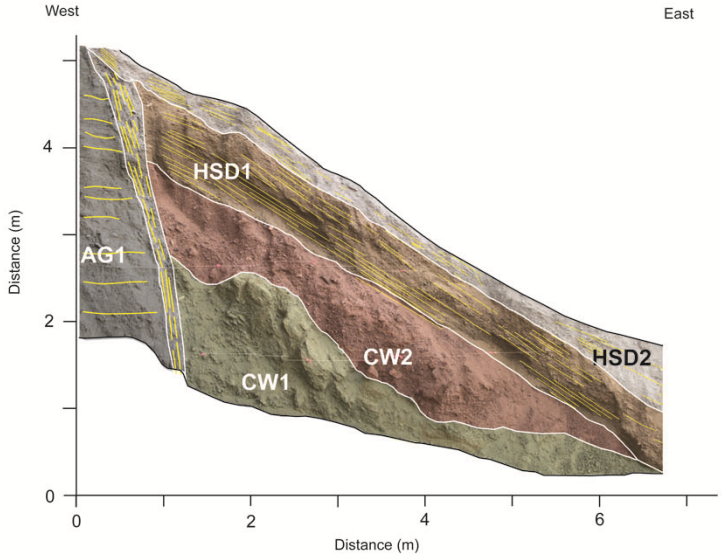
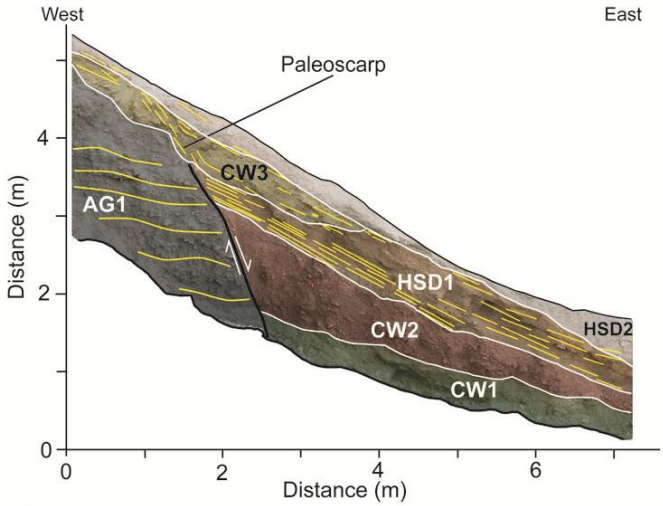
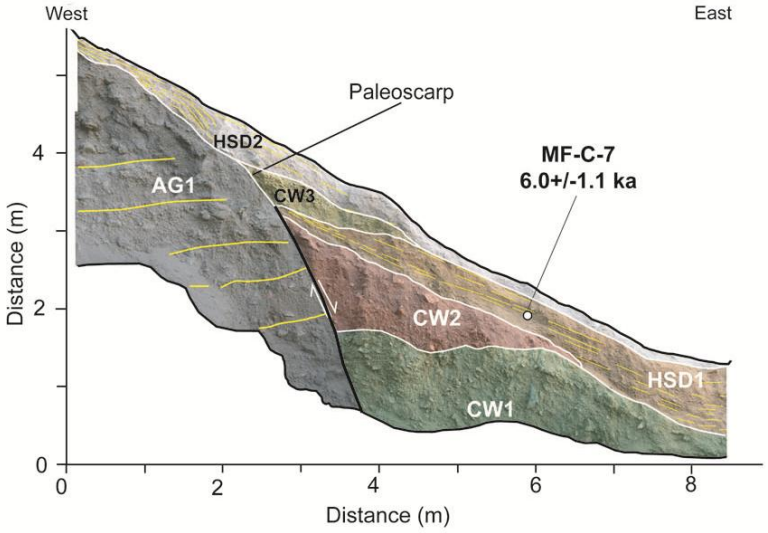

West
East
HSD1
AG1
CW2
CW1
HSD2
Distance (m)
Distance (m)
0
2
4
6

Figure 10. a) Shows the trench B site. b) Log of trench B northern wall. c) Log of trench B southern wall. AG1: alluvial gravels. CW1, CW2 and CW3: colluvial wedges, from older to younger. HSD1: hillslope deposit affected by the fault. HSD2: hillslope deposits not displaced by the fault.

a)


West
East
Paleoscarp
CW3
AG1
HSD1
CW2
HSD2
CW1
Distance (m)
Distance (m)
0
2
4
6

b)


West
East
Paleoscarp
HSD2
AG1
CW3
MF-C-7
6.0+/-1.1 ka
CW2
HSD1
CW1
Distance (m)
Distance (m)
0
2
4
6
8

c)

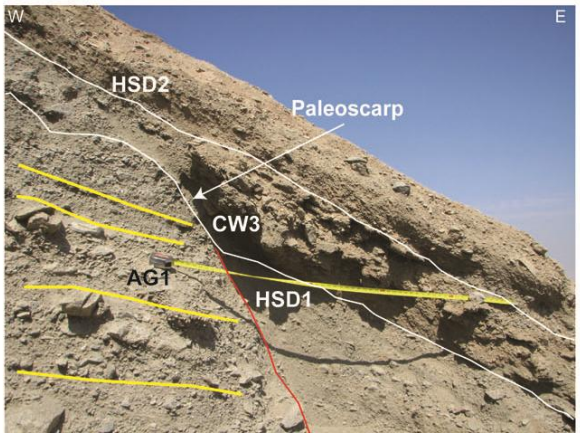
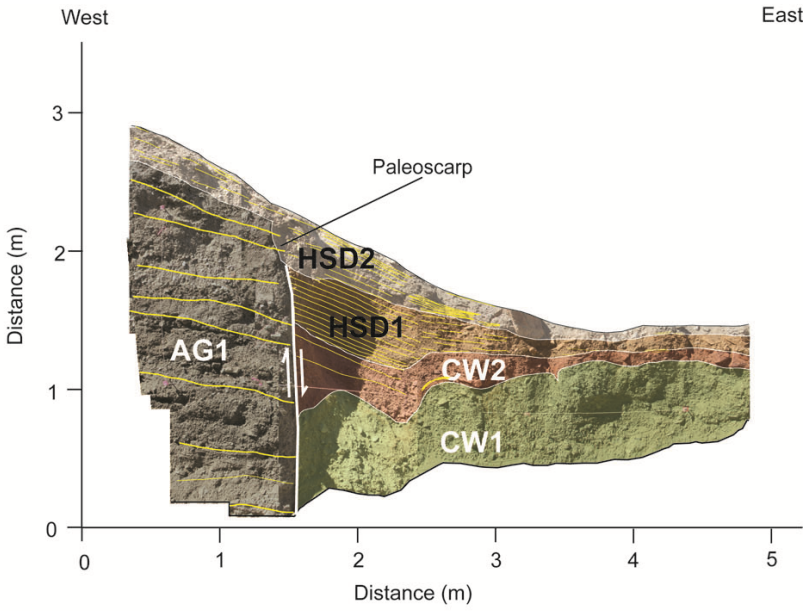

W
E
HSD2
Paleoscarp
CW3
AG1
HSD1

Figure 11. a) Log of trench C, northern wall, b) Log of trench C southern wall. Samples sites for OSL dating method are depicted by white circles in trench logs. c) Picture showing the paleoscarp and CW3 unit. AG1: alluvial gravels. CWD1, CW2 and CW3: colluvial wedge deposits. HSD1 and HSD2: hillslope deposits.

a)


West
East
Paleoscarp
HSD2
HSD1
AG1
CW2
CW1
Distance (m)
Distance (m)
0
1
2
3
4
5

b)

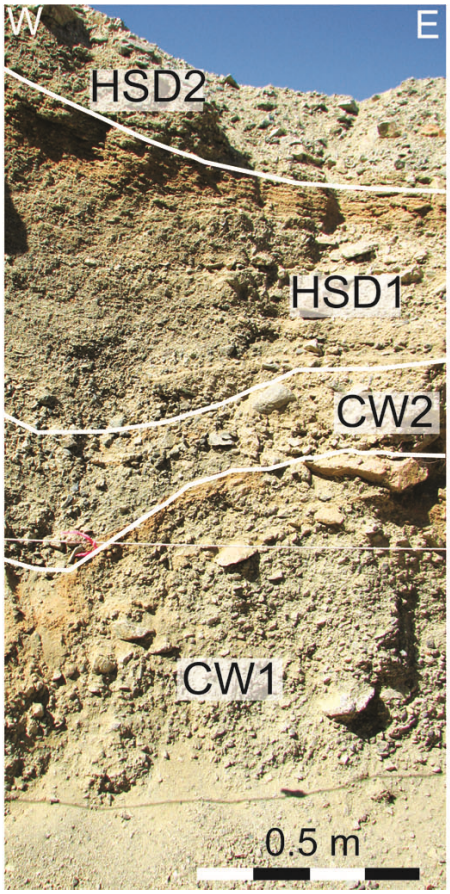
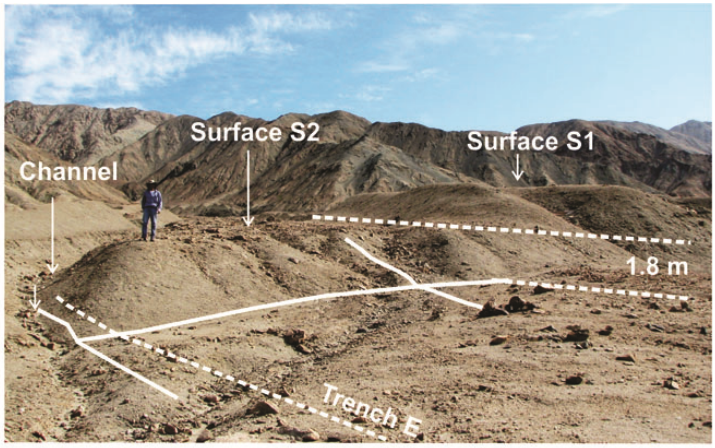
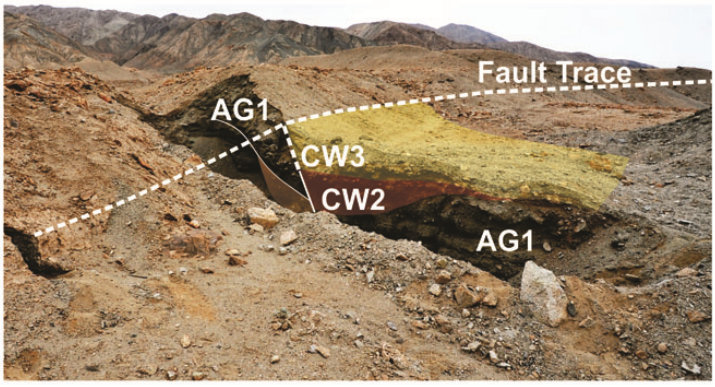

W
E
HSD2
HSD1
CW2
CW1
0.5 m

Figure 12. a) Log of trench D northern wall. b) Picture showing the red horizon between CW1 and CW2. Also, the contact between HSD1 and HSD2 is depicted. AG1: alluvial gravels. CWD1 and CW2: colluvial wedge deposits. HSD1 and HSD2: hillslope deposits.

a)



b)



c)

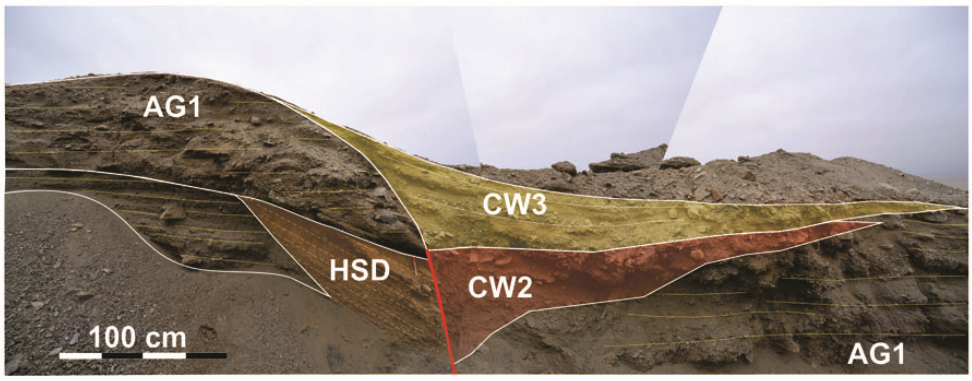


Figure 13. a) Spatial relation between surface S1 and surface S2 at trench D-E sites. The channel to the left is deeply incised, dissecting surfaces S1 and S2. Surface offset between both surfaces is indicated. Location of trenches D and E is also depicted. b) View of trench E site. White dotted line corresponds to the fault trace. The units identified at the northern wall (CW1, CW2, CW3 and HSD) were detailed logged and are presented in c). c) Trench E log. AG1: alluvial gravels. CWD1, CW2 and CW3: colluvial wedge deposits. HSD1: hillslope deposit.

In general, this type of deposit forms after complete disappearance of the free face by diffusion; activated by rainsplash, wind action and/or seismic shaking [McCalpin, 1996]. Considering the sedimentological characteristics of the wash facies and its transport mechanisms, we named this deposit collectively as hillslope deposit (HSD). We divide these hillslope deposits into HSD1 and HSD2. Because the Mejillones Fault cuts the HSD1, generating a notable difference in thickness between the hangingwall and footwall blocks (Figure 10b), we interpret the accumulation of this unit as being contemporaneous with downward slip along the Mejillones Fault. This is similar to growth strata associated with normal faulting.

In trenches A, C and E we identified a colluvial wedge (CWD in trench A, figure 9b and CW3 in trenches C and E, figures 11a-c and 13b-c) that overlies the hillslope deposit HSD1. The relationship between fault activity and the sedimentary record identified in all the trenches can be summarized as follows. In the northern segment, the colluvial wedges (CW1 and CW2) and the overlying hillslope deposit (HSD1) are affected by the fault. The third colluvial wedge (CWD-CW3) is deformed in trench A (Figure 9b), but is not affected by the fault in trench C (Figure 11a-c). In all the trenches we observed that the fault does not deform the uppermost part of the trench stratigraphy (the last 40-100 cm corresponding to HSD2 and the alluvial gravel AG4 in trench A).

In several locations along the Mejillones fault, small scarps of 10 to 30 cm in height and a few meters in length (Figure 8) have been formed and represent the most recent activity on the fault. Also, in some places we noted

that the hillslope deposits bury the fault. These observations indicate that the most recent activity of the Mejillones Fault produced localized ruptures.

6. Estimates of cumulative displacement in the trenches

In order to derive the cumulative fault displacement that occurred after the abandonment of Surface S2, we used the exposed (minimal) thicknesses of the colluvial wedges and the hillslope deposits visible in our five trenches. McCalpin, [1996] states that the maximum coseismic slip during an earthquake is limited to twice the thickness of the colluvial wedge that it generated. Because the colluvial wedges that we documented in the trenches suffered some erosion after deposition, our magnitude of slip has to be considered as a minimum. We measured minimal thicknesses of 1.5 m, 0.7 m and 0.7 m for CW1 in trenches B, C and D, respectively, and the thickness variation is 1.1 $\pm$ 0.4 m. This suggests a minimum coseismic displacement of 2.2 $\pm$ 0.8 m during the event that produced CW1. In the case of CW2, we measured thicknesses of 1.1 m, 1.5 m and 0.71 and 0.72 m in trenches B, C, D and E, respectively, thus the thickness variation is 1.1 $\pm$ 0.4 m. This is identical to that detected in CW1 and we infer that an event caused a minimum of 2.2 $\pm$ 0.8 m coseismic displacement to produce the CW2 deposit. Although HSD1 is not related to a single seismic event, we measured its thickness to estimate the cumulative displacement during the deposition of this unit. We obtained values of 0.7, 1.3, 0.5 and 0.4 m in trenches A, B, C and D, respectively, with a mean of 0.7 m. This suggests a minimum cumulative displacement of 1.4 m. The colluvial wedge CW3 exhibits a thickness of 0.35 + 0.05 m that indicates a vertical slip of 0.7 $\pm$ 0.1 m. By adding the

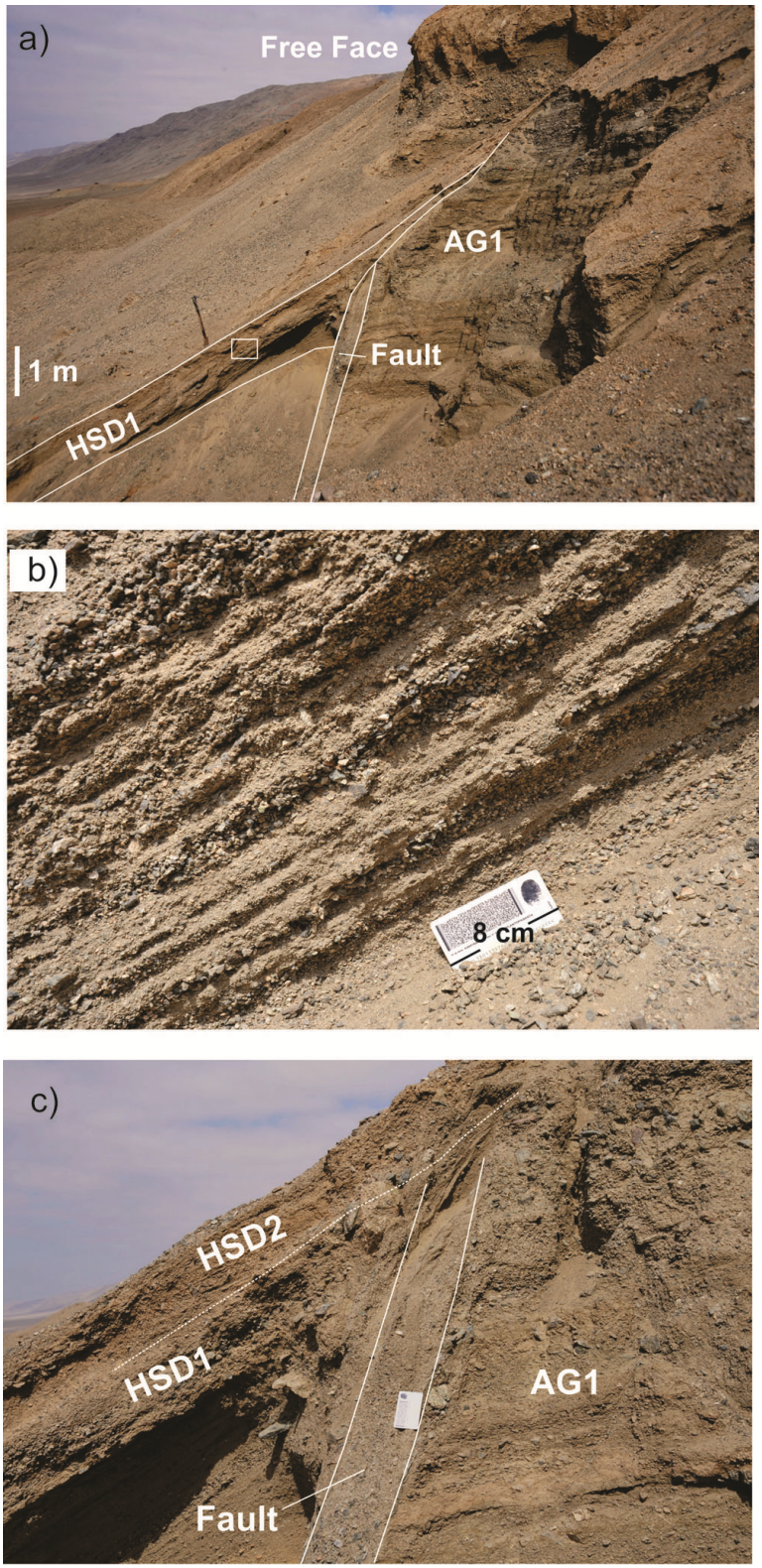

a)
Free Face
AG1
Fault
1 m
HSD1
b)
8 cm
c)
HSD2
HSD1
AG1
Fault

Figure 14. a) View of trench B site. AG1 in the footwall is clearly stratified. At this site the fault cuts the HSD1 unit. The white rectangle in the HSD1 unit corresponds to the detailed picture showed in b). b) Detailed view of the HSD1 unit. C) Shows the relation between units AG1, HSD1, HSD2 and the fault. Note that HSD2 seals the fault and is not deformed.

displacements derived above we obtain 5.4 m of cumulative displacement since the beginning of Surface S2 uplift.

7. OSL ages of colluvial deposits at the fault scarp

In order to constrain the ages of the colluvial deposits exposed in trench walls, we collected seven samples for Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating. The objective of this dating methodolology is to determine the burial age of the sediments that were deposited shortly after a paleo-earthquake. The sand sizes usually used in OSL dating range between 90–250 m, though the 125-180 m or 180-212 m fractions are thought to be better bleached than the smaller sand-size fractions [Wintle and Murray, 2006]. The units targeted for sampling were the hillslope deposits (HSD) with lithic arenite or sub-feldspathic composition, moderate sorting, granular-coarse-medium sand grain sizes, and horizons that are cm – dcm thick, although some colluvial wedge deposits (CWD in trench A) were also sampled. The samples were collected using light tight plastic tube sizes (2 cm to 3 cm diameter and 10-15 cm long) to minimize mixing across discrete horizons, and some horizons were sampled twice to increase the volume of material. The duplicate samples were processed and analysed separately. Sample locations are shown in trench logs. Four samples were collected in trench A; two from the hillslope deposit (HSD) and one from the colluvial wedge (CWD) exposed in the northern wall, and one sample from the hillslope deposit (HSD) exposed in the southern wall. In trench B, we collected two samples from the hillslope (HSD), while in trench C one sample was extracted from the same unit, at ~50 cm below the surface.

The fault-related sediments have broad distributions and have multiple components, and this is most likely due to partial bleaching. The transport distances for these fault-generated colluvial samples may be very short, leaving insufficient time for mineral bleaching; however, the low erosion rates expected in these settings means that some minerals are exposed to light for very long periods of time and that these minerals should be bleached prior to deposition. Finite age modeling (FAM) shows 2 ages distributions that are consistent with the stratigraphic relationships observed in the trenches.

Table 1 and Figure 15 show the OSL ages obtained in this investigation. Samples from trench A produce a consistent set of ages within the uncertainty of the measurements; the lower samples from the hillslope deposit (HSD) were deposited about 5 ka ago (MF-A-1 and 2). These two samples show the same age within error; therefore we are not able to discriminate different ages for these samples. The sample from the wedge shaped deposit CWD (MF-A-4), which covers the hillslope deposit HSD in the northern wall, produces a stratigraphically consistent younger age of 6 ka. The sample MF-A-3, coming from the upper portion of deformed (HSD) in the southern wall, is also consistent with the age of the colluvial wedge deposit (CWD). It indicates that this part of the hillslope deposit accumulated at 3.3 ka ago, contemporaneous with the deposition of (CWD). Deformation of the hillslope ceased at least 3.4 ka ago. Two hillslope deposit samples were collected from Trench B; one from the base of the deposit (HSD1) and another towards the top in the northern wall of the trench. Sample MF-B-5, extracted at the base, gave an age of 6.1 $\pm$ 0.4 ka, while the sample MF-B-6, collected from 50 cm below the topographic surface, gave an age of 6 ka. Considering the large uncertainty of the top sample, both samples overlap in age and are consistent with age of the

hillslope deposit in trench A. The lower sample indicates that this material started to accumulate ~6.1 ka ago and this represents a minimum age for the underlying colluvial wedges (CW1) and (CW2).

In trench C, the sample MF-C-7, collected from the hillslope deposit, gave an age of 6.0 $\pm$ 1.1 ka. This value is consistent with the ages obtained in the hillslope deposits in trenches A and B. Because the colluvial wedge (CW3) overlies the dated hillslope deposit this age is a maximum. Since (CW3) has a similar stratigraphic position as the dated colluvial wedge (CWD) in trench A, we suggest that both units represent the last slip event on the Mejillones Fault, with an associated vertical offset of around 1m. Thus, the age of 3.3 $\pm$ 0.3 ka obtained in the (CWD), the wedge shaped deposit in trench A, represents the minimum age for the youngest metric-related slip event registered on the Mejillones Fault.

8. Cosmogenic ^{10}Be Exposure Ages

8.1 Previous data

Marquardt [2005] collected samples from the alluvial surfaces dissected by the Mejillones Fault, here named S1 and S2. The exact sample locations are not provided, but yellow rectangles in maps of figures 3a, c correspond to the sampling areas. For Surface S1, Marquardt [2005] obtained twelve cosmogenic ^{10}Be exposures ages from large granodioritic blocks partially buried, or buried within the top few meters below the surface of the fan, at a site located 0.5 km northward of our sample site. The Marquardt‘s study excludes the five oldest of twelve measurements, suggesting these samples

have undergone significant pre-exposure, and then derives a mean weighted minimum age of 46.5 ± 3.7 ka, although the weighting applied is not stated (Figure 16).

Sample	U (ppm)	uncert	Th (ppm)	uncert	%K	uncert	H20[2]
MF-A-1	1.92	0.109	7.587	0.255	2.1	0.029	<2
MF-A-2	1.99	0.111	7.76	0.258	1.73	0.027	<2
MF-A-3	2.09	0.114	8.11	0.265	1.91	0.028	<2
MF-A-4	1.91	0.109	7.682	0.257	1.87	0.028	<2
MF-B-5	1.50	0.097	5.993	0.023	1.68	0.026	<2
MF-B-6	1.44	0.097	6.301	0.232	1.63	0.025	<2
MF-D-7	1.06	0.100	4.387	0.235	1.27	0.026	<2

Sample	Dose rate[3] (Gy/ka)	uncert	N[1]	FAM De[4] (Gy)	uncert (Gy)	FAM Age[5] (ka)	uncert (ka)
MF-A-1	3.152	0.138	62	15.400	0.57	4.89	0.28
MF-A-2	2.830	0.123	28	15.041	0.99	5.31	0.42
MF-A-3	3.075	0.133	58	10.604	0.72	3.45	0.28
MF-A-4	2.961	0.128	48	9.854	0.59	3.33	0.25
MF-B-5	2.557	0.111	83	15.482	0.76	6.06	0.40
MF-B-6	2.538	0.110	38	19.218	3.93	7.57	1.58
MF-D-7	1.980	0.088	42	11.898	2.06	6.01	1.07

1. Number of aliquots accepted from SAR analyses
2. Moisture content (%) based on laboratory measurement loss of moisture on "as received" samples except for RINCON-080109-1 and 2. Negligible moisture content in Mejillones trench samples.
3. Dose rate is based on *in situ* measurements of U, Th, and K, and includes an ionising cosmic radiation component following Prescott & Hutton (1994) assuming constant burial depth using present day overburden measurements, altitude and latitude.
4. Finite age modeling (FAM) of equivalent doses (D_e) allows the statistical discrimination of multiple components or a single component in the populations measured, statistical analyses of individual components, and the proportion of aliquots each represents (e.g., Galbraith et al., 1999; Rodnight et al., 2006).
5. The burial age represents a FAM age.

Table 1. OSL ages obtained in the study area.

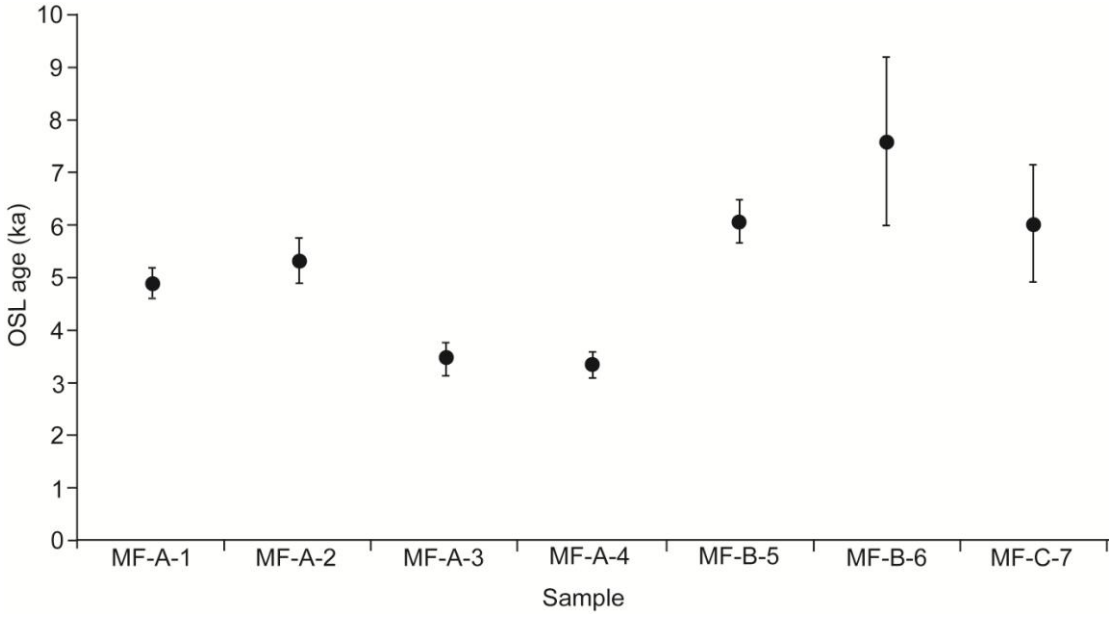


Figure 15. Plot showing the OSL ages (1σ uncertainties) obtained from trenches dug along the Mejillones Fault.

As we will discuss in the following section, we find inheritance corrected ages that suggest the real age is notably younger than this. For surface S2, Marquardt [2005] collected samples from four blocks buried in the fan, at a location within a few meters eastward of our sampling sites. This author suggested that these blocks do not have a significant pre-exposure history, reporting ages that vary between 33.7 $\pm$ 6.1 ka and 19.3 $\pm$ 4.4 ka, with a mean age of 26.3 $\pm$ 1.7 ka. These results are similar to those derived here, but do not reproduce the youngest ages that we find. Marquardt [2005] sampled only large blocks (~2 m in diameter), which are more likely to have increased transport times relative to smaller clasts and, hence, a greater inherited cosmogenic ^{10}Be component. In this study we sampled a range of smaller-sized clasts (~10-100 cm), less likely to depend on heavy rainfall to be transported.

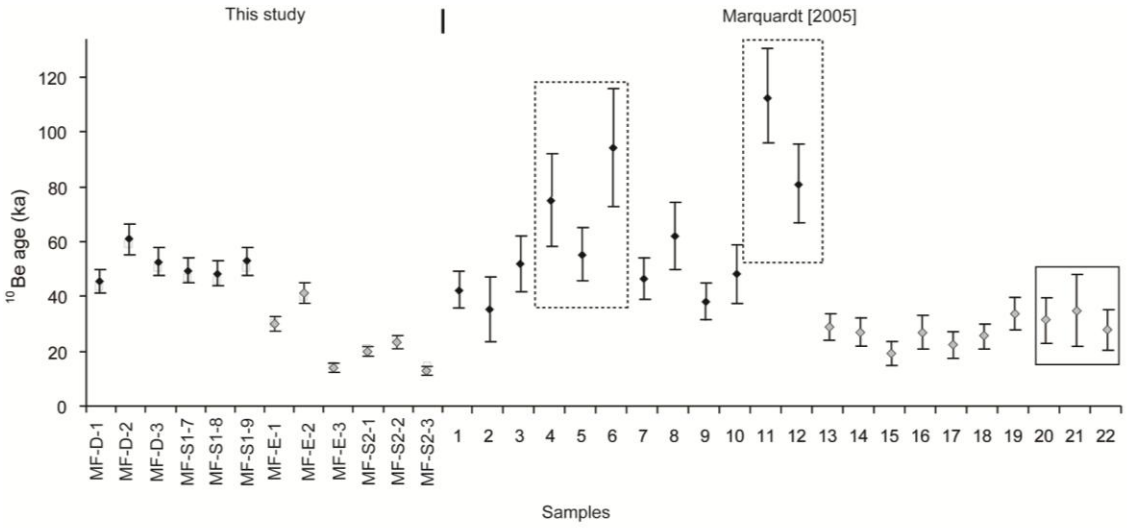


Figure 16. Plot showing the ^{10}Be ages (1σ uncertainties) obtained by Marquardt [2005] and in this work for the alluvial surfaces in the study area. Black diamonds are samples from surface S1 and grey diamonds are samples from surface S2, according to Lal [1991] scaling factor. For our samples, the ages were calculated according to the scaling factors of Dunai [2000]. We also calculated our ages according to scaling factors of Lal [1991] to allow direct comparison with Marquardt and these are depicted by light grey squares. Dashed-line boxes highlight those samples that Marquardt [2005] considered had ^{10}Be inheritance, and that were not considered in his calculations. The solid-line box highlights the pit samples of Marquardt [2005].

8.2 Sample collection

In order to constrain the ages of the surfaces S1 and S2, *in-situ* produced cosmogenic ^{10}Be measurements have been made in quartz clasts and granodioritic boulders on, or protruding from, the surfaces. The sites are located in a transfer zone between two segments of the Mejillones Fault (Figure 3c-d,f). Here, surfaces S1 and S2 form part of a relay ramp between the two fault segments. These surfaces are clearly preserved on both sides of the Mejillones Fault and incised by a deep valley. Surface S1 is predominantly planar, with only shallow relief created by localized fluvial incision <1.5 m near the scarp crest. Proximal to the sample sites, from three profiles measured parallel to the scarp, we measured Surface S1 to be 2.8 m higher than Surface S2. Similarly to S1, S2 shows a planar form, although fluvial activity has dissected it more (Figure 17a). Surface S2 is mantled by more granodioritic clasts than S1, ranging in size from pebbles to boulders. Geomorphological features (gravel bar) are better preserved on S2 than on S1 (Figure 17a). The large channel cutting through both S1 and S2 (Figure 3f, 13a) drains eastward, incising between 2 to 6 m through the alluvial fan. The channel bed is made up of coarse grained gravels with abundant granodioritic boulders. Flow in this channel is probably connected with El Niño events [Vargas et al., 2006], or with unusual winter rains [Quezada, 2006]. The lack of any knickpoints along the active channel at the fault trace suggests enough discharge occurs with sufficient frequency for the channel to maintain its grade and transport material eroded from upstream.

To estimate the ages of the S1 and S2 surfaces we collected 6 samples from each for cosmogenic ^{10}Be measurements. This is the number of samples

generally assumed sufficient to characterize the ages of deposited features using cosmogenic nuclides [Putkonen and Swanson, 2003]. We sampled fragments of quartz-rich schists and granodioritic rocks (Figure 16b). To minimize the possibility that post-depositional erosion or fan surface lowering would influence our results all samples were taken from the flat, planar portions of the fan away from sloping gully sides; and where possible, we sampled rocks protruding several tens of centimeters above the surface (Figure 16b). In locations where such prominent samples were absent, smaller clasts of around 25 cm maximum diameter were collected (see table 2). In addition, all the selected samples have an iron oxide coating that suggests minimal weathering.

8.3 Assumptions and age interpretation

A general assumption required to use cosmogenic nuclides to date sedimentary surfaces is that the concentration of nuclides that accumulates prior to sample deposition (inheritance) is significantly less than that generated during surface exposure [Repka et al., 1997; Brown et al., 1998]. However, the amount of inheritance, or preexposure, may be significant in hyperarid conditions, where low rates of erosion and sediment transport are typical. To estimate the potential affect of inherited ^{10}Be produced during pre-exposure and/or transport we applied two strategies. Firstly, we collected alluvium from the active channel that incises the S1 and S2 surfaces (sample MF-D-4, Figure 13a). Assuming the pre-exposure experienced by this channel material is similar to the inheritance that would have been experienced when the fan aggraded we can use it to consider the inherited 10Be component of

a)



b)

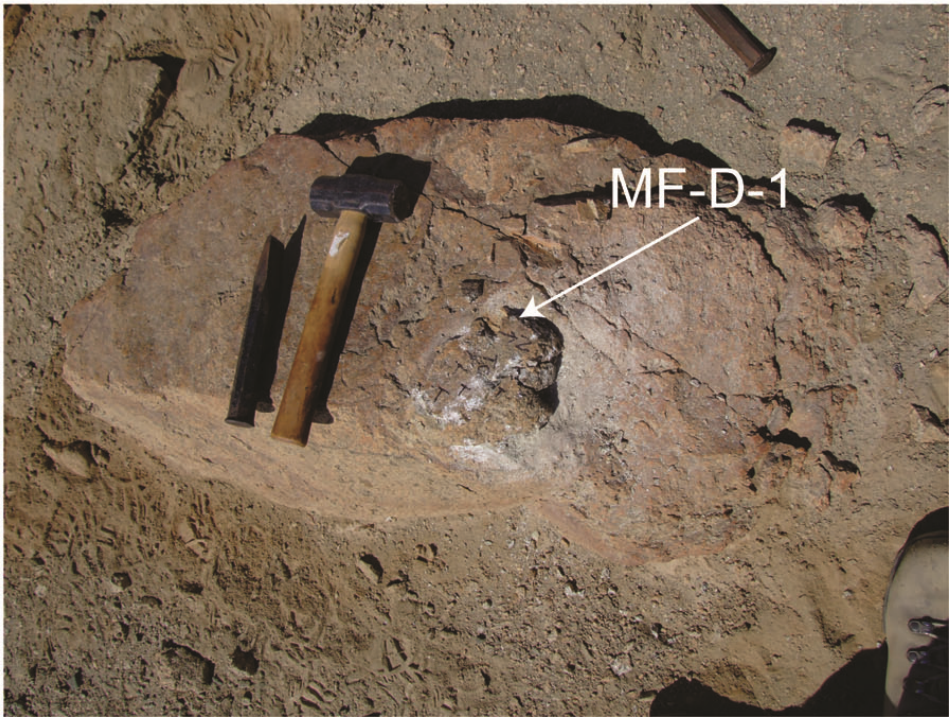


Figure 17. a) Shows the aspect of surface S2. White arrow indicates an alluvial bar where some samples were collected. b) Picture showing a meter-scale boulder buried in surface S1. From this rock we collected the sample MF-D-1.

our surface samples [Brown et al., 1998]. Secondly, from a pit dug in the wall of the valley incising S1 and S2 (Figures 3f and 13a) we collected three rock samples (1.25, 2.85 and 3.60 m depths) and one sample consisting of sand, pebbles and alluvial gravels (4.60 m depth) (Table 2).

Sample	Surface	Thickness (cm)	Topographic shielding factor	^{10}Be concentration (At/g)	Exposure age (yr)	External uncertainty (yr)
MF-D-1	S1	2	0.99	187000	43422	5291
MF-D-2	S1	3	0.99	246000	59124	7209
MF-D-3	S1	5	0.99	211000	50123	6100
MF-S1-7	S1	6	1	206000	48348	5898
MF-S1-8	S1	5	0.99	201000	47196	5765
MF-S1-9	S1	5	0.99	218000	52124	6367
MF-E-1	S2	5	1	121000	30209	3686
MF-E-2	S2	4	1	167000	39710	4868
MF-E-3	S2	4	1	56200	14580	1862
MF-S2-1	S2	6	0.99	79600	20877	2579
MF-S2-2	S2	6	0.99	92200	24054	2960
MF-S2-3	S2	5	0.99	51500	13654	1698
MF-D-4	Channel	0	1	307000	72234	8849
MF-S1-5	Shielded	0	1	95900	23387	2860

Input into CRONUS online calculator (v.2.2) include an assumed sample density of 2.6 g.cm-3, standard atmospheric pressure flag, NIST_30600 flag and erosion rates of both zero and 1 m/Ma.
Exposure ages according to Dunai (2001).

Table 2. ^{10}Be ages of the alluvial in the surfaces S1 and S2.

The main production mechanism for cosmogenic ^{10}Be in quartz is spallation of O by high energy neutrons. In sedimentary materials with a density of 1.8 g/cm^3, the ^{10}Be production at 3.60 m will have been reduced to <2% of the surface rate [Lal, 1991], such that the samples from this depth and below are essentially shielded from the point of burial onwards. There will be minor production due to the muogenic component of the cosmic-rays and

potentially radiogenic production; in addition there will be a small amount of loss due to the radioactive decay of the ~1.36 Ma half-life of ^{10}Be, but we assume these affects to be negligible here. This strategy has been shown to be able to correct for fan sample pre-exposure assuming that subsurface material was rapidly buried around the same time as the overlying surface was deposited [Anderson et al., 1996]. The ages that we obtained for all samples are given in Table 2.

Scatter in fan surface sample ages is usually the product of variable transport histories, and thus pertains to pre-exposure, or it is due to differential erosion and/or disturbance of the clasts after deposition [Brown et al., 1998; Behr et al., 2010]. Erosion of the clasts on the fan, or lowering of the fan surface such that previously buried clasts become exposed, will artificially reduce fan surface ages. Estimates of boulder and bedrock erosion rates in the hyperarid regions of northern Chile are typically less than, or on the order of, 1m/Ma [Kober et al., 2007; Placzek et al., 2010]. We estimate the age bias that would be introduced if our S1 surface samples had been undergoing erosion of 1 m/Ma for 45 ka and find it would reduce the ages by <10 %, hence some of the scatter between these samples may be explained by variable erosion. To minimize the influence that fan surface lowering would have on our results we followed the sampling criteria presented in section 8.1. Although the potential for fan surface lowering and clast erosion is difficult to discount, our findings from the shielded samples that are discussed below suggests the scatter in our data is best explained as being caused by changes in the pre-depositional exposure.

Using the two different sampling approaches above (active channel sampling and shielded samples) we considered the influence of possible pre-exposure on the samples. The ^{10}Be concentration in the active channel sample is greater than the concentration in the samples on the S1 surface, indicating that we cannot use the concentration of ^{10}Be in the channel sample (MF-C-4) to determine the inheritance. The greater concentration of ^{10}Be in the channel material as compared to the surface can be explained as a reduction in the erosion rate at the source area of the fan material after S1 aggraded. Alternatively, the sample collected in the channel may include reworked material with a complex burial and transport history that has involved periods of surface exposure upstream.

The four samples collected from different depths below S1, on the other hand, have a range of ^{10}Be concentrations that are all less than samples at the surface. Assuming the ^{10}Be in the shielded, sub-surface samples was inherited before the samples were buried, and normalizing the concentrations to the depth of the deepest sample to minimize any minor post-depositional production (4.60 m, figure 18), suggests the range of pre-exposure concentrations of the pit samples varies by $56x10^3$ atoms/g (illustrated by Y on figure 18). The variability of ^{10}Be concentrations measured in the surface samples is similar to this value, approximating $53x10^3$ atoms/g. Thus, the degree of variation in ^{10}Be concentrations from samples on the surface of S1 can be explained by the variable exposure of the samples prior to their deposition. Clast erosion or fan surface lowering may play a minor role in producing the scatter in the ^{10}Be concentrations on S1, and this could explain why some surface samples have concentrations lower than the concentration-depth curves predict (Figure 18). However, differing amounts of inheritance is

most probably the first order cause for the variation in concentrations observed in the surface samples. While the scatter in the surface and sub-surface samples is similar, the magnitude of the scatter could increase if more samples were collected, in particular from the subsurface where the concentration variability is derived from only four samples. If inheritance is causing the scatter, the youngest age will be the most robust, because it represents the age least influenced by the pre-depositional history. The youngest age derived from the ^{10}Be of the S1 sample is 43.5 ± 5.3 ka (Table 1). However, as we can base an estimate for the inheritance on the concentrations of the sub-surface samples, we can derive values for the inheritance corrected surface concentration. Plotting a cosmogenic nuclide profile curve through the sample concentrations at various depths, and assuming the pre-exposure is equal in all samples, is an approach sometimes used to quantify inheritance [Granger and Smith, 2000]. In this case, the variable amounts of pre-exposure, typical for large clasts [Matmon et al., 2005], prevent a straightforward fit to the samples at depth. However, the similar amounts of scatter in our surface and subsurface datasets suggest a curve plotted through the shielded sample with the least pre-exposure will be adequate to approximate the inheritance in the surface sample with the least ^{10}Be concentration.

That is, we use the subsurface sample with the least inheritance to correct the surface sample with the least inheritance. The concentration-depth profile curve shown on Figure 18 suggests the ^{10}Be inheritance, extended to depths from the lowest concentration sample, is ~3.73×10^4 atoms/g (illustrated by X on Figure 18). This equates to ~22 % of the total concentration of the corresponding lowest concentration surface sample. Correcting for this pre-

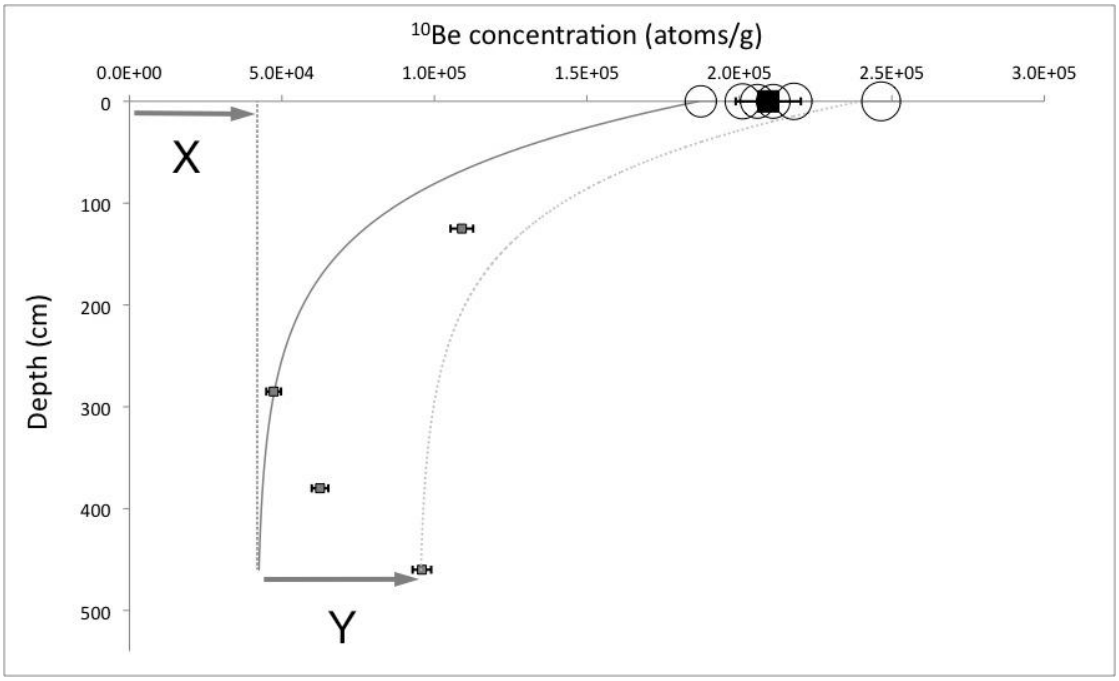


Figure 18. Plot showing the ^{10}Be concentrations of the S1 surface (circles), and the depth versus ^{10}Be concentrations of the S1 subsurface (grey squares). The solid black square on the surface is the error weighted mean of the surface sample results and associated variance. The 1σ uncertainties of the surface sample concentrations are given by the diameter of the circles. The 1σ uncertainties of the subsurface samples are indicated. All uncertainties incorporate analytical measurement errors only. The solid grey curve indicates the production profile extended through the sample with the lowest inherited component. When compared with the dotted grey curve, showing the concentrations extended thorough the sample with the highest inherited component, it can be seem that scatter in ^{10}Be concentrations at the surface are similar to those at depth, as illustrated by arrow Y. The vertical grey dotted line and arrow X reflect the amount of inheritance assumed when deriving an age for the surface (see text).

exposure and deriving an age from this value gives 35.4 ± 3.3 ka ka (using the Cronus online calculator [Balco et al., 2008]). This inheritance corrected age is the most probable age for the deposition of surface S1.

We note that Marquardt [2005] uses the production rate latitude and altitude-scaling scheme of Lal [1991], whereas we prefer to use the scaling scheme of Dunai [2000]. If we recalculate our inheritance corrected age with the Lal [1991] scaling scheme used by Marquardt [2005] we get an age of 35.5 ± 3.4 ka (using the Cronus online calculator). We conclude that the mean inheritance corrected age of 46.5 ± 3.7 ka reported by Marquardt [2005] is somewhat older than our estimate, probably due to the different ways in which inheritance has been dealt with in the two studies.

From S2 we obtained six ages that are consistently younger than the S1 samples, but which show a larger degree of scatter, varying between 39.6 ka to 13.7 ka. This scatter indicates that these clasts have had variable pre-exposure histories, or undergone post-depositional disturbance. Possible scenarios to explain the data from S2 are that the processes involved in the surface construction promoted the deposition of reworked clasts. Surface S2 appears to be a fluvial terrace, where lateral stream incision has eroded ~2.8 m depth of fan material before uplift on the Mejillones fault and abandonment of the surface. Surface S2 is relatively narrow and lies parallel to the currently active channel, and on it we identified clast deposits indicative of alluvial channel bars (Figure 17a). Therefore, creation of this surface by erosion of older fan deposits could explain the greater degree of scatter in the ages we measured, as compared to S1. That is, the incision into older material could result in intermingling of “fresh” alluvium with prior deposits. This scenario explains

the existence of ages as old as ~39.6 ka (sample MF-E-2) as having undergone significant pre-exposure before deposition at the sample site. Thus, the youngest age we record is probably the most reliable age for the abandonment of this surface, i.e., close to 13.7 $\pm$ 1.7 ka, while the scatter in the S2 data represents the variable amount of inheritance present in these samples. Figure 16 depicts a comparison between the ages obtained by Marquardt [2005] and our results for both surfaces S1 and S2. Again we note that this author used a different scaling scheme [Lal, 1991] from us [Dunai, 2000] and hence we have decided to present our data according both scaling schemes, though the difference in ages obtained using the different scaling schemes are small. The ages that Marquardt [2005] obtained for surface S2 show less scatter than we find. This author considers that the inherited ^{10}Be component is negligible for the ages from this surface, hence validating his mean uncorrected estimate (ca. 26 ka). Nevertheless, due to the complex history involved in the construction of surface S2, the youngest age we obtain (ca. 13.7 ka) is most likely to be the least affected by pre-exposure, and is therefore more representative of the timing of abandonment of surface S2. Based on morphostratigraphic relationships and 14C dating of debris flow events Vargas et al. [2006] proposed that the present day aridity has prevailed since 5.7 ka, but that every ~40 years aridity gives way to heavy rains associated with ENSO events. Because the maximum run-off from these events is localized we suggest the recurrence interval in any specific valley could be longer. Vargas et al. [2006] did not find evidence for heavy rains between 15 to 5.7 ka, but mapped older alluvial fans that were active between 15 ka and 30 ka, suggesting that heavy rains occurred during this time span. The age we estimate for the formation of surface S2 by lateral channel migration agrees, within uncertainties, with this

period of intensified fluvial activity, whereas the inheritance corrected age of the surface S1 somewhat predates it.

Lastly, we note the quoted uncertainties in the cosmogenic ^{10}Be ages presented here incorporate only analytical and production rate uncertainties, and do not take into account the potentially large uncertainties associated with assigning values for inheritance. When deriving slip rates based on the age of surface S1 we cater in part for uncertainties associated with pre-exposure by deriving an applicable range of slip values based on both inheritance corrected and uncorrected ages. In the case of the slip rate derived from surface S2, the influence of inheritance and/or post-depositional disturbance or erosion is hard to quantify. Hence, care is taken when interpreting the age and subsequent slip rate of S2 in particular, as unlike surface S1, the estimate of inheritance is based on the scatter in the surface ^{10}Be concentrations only.

9. Discussion

9.1. Local morphology, trench sedimentary record and fault activity

In order to reconstruct the paleoseismological history of the Mejillones Fault we summarize the fundamental observations made from the local morphology and trenches. These key observations constitute the basis of our understanding of the Mejillones Fault activity over the last 35 ka.

1) The local morphology along the trace of the Mejillones Fault is dominated by a compound fault scarp that cuts the eastern piedmont of the Mejillones Horst. The first order morphological feature is the fault scarp itself which was

formed after ~35 ka. The fault scarp changes its morphological expression along its 40 km long trace. At the northernmost end the fault scarp is continuously expressed along an 8 km surface rupture evident in alluvial sediments of the eastern piedmont. This rupture is composed of two segments that join in a relay ramp near the middle. Along this 8 km long rupture, surface offset changes from several centimeters in the south, to ~10 m in the north, with ~15 m vertical offset in the middle section. The scarp aspect of the segments north and south of the relay ramp is identical, suggesting that they have the same age. Southward, the scarp is discontinuous in Quaternary alluvial and marine sediments.

2) Along the northern extension of the fault trace, scarp evolution was contemporaneous with the development of four alluvial surfaces. The two oldest surfaces (S1 and S2) occur in places where the fault intersects three large valleys. These surfaces were abandoned by fault slip at ~35 ka (S1) and ~14 ka (S2) ago. The oldest surface is preserved mostly on the highest part of the piedmont, the younger surfaces (S3 and S4) show centimeter-scale vertical offsets, and S4 represents the present-day surface of active cones localized at the base of the scarp. In the places where the fault underlies the active cones, we find that they are affected by fault deformation. Generally, the upper parts of the cones beds (40-70 cm below the surface) show no evidence of fault deformation. OSL data show that the undeformed alluvial-colluvial material is younger than 3.3 $\pm$ 0.3 ka (average OSL age of the undeformed hillslope deposit and age of CWD).

3) Midway up the scarp, the topographic profile shows a sharp break in slope angle. The altitude of this break in slope coincides with the minimum

elevation surface S2, and upper part of the scarp maintains a lower gradient (25-30°) and three additional minor breaks in slope. The lower part of the scarp has a slope of 30-35° and the trenches were excavated in this portion.

4) Trench logs show deposition histories after the abandonment of surface S2. Lower sections show two colluvial wedges and hillslope deposits form an upper section. A third colluvial wedge was observed in two trenches excavated in the northern segment. This unit is younger than the underlying hillslope deposit (HSD1). According to cosmogenic ^{10}Be ages and the OSL determinations, the lower colluvial units (CW1 and CW2) were deposited after 13.7 $\pm$ 1.7 ka and before 6.1 $\pm$ 0.4 ka. The deformed hillslope deposit (HSD1) accumulated in a time span between 6.1 $\pm$ 0.4 ka and 3.3 $\pm$ 0.3 ka. The younger colluvial wedge (CW3, CWD) was deposited shortly after 3.3 $\pm$ 0.3 ka BP. This younger colluvial wedge divides the hillslope deposit into a lower section cut by the fault, and an undeformed upper section. These estimations are in agreement with U-series disequilibrium ages in co-seismic gypsum fractures fills and exposed fault planes of the Mejillones Fault that set the occurrence of large paleoearthquakes at ca.29.7 $\pm$ 1.7 ka, 11 $\pm$ 4 ka and 2.4 $\pm$ 0.8 ka [Vargas et al., 2010].

9.2. Seismic paleomagnitude estimates

According to Mason [1992], if we consider the locations of our trenches as having been selected at random, the amount of vertical offset suggested by colluvial wedge thicknesses can be assumed to be close to the average thickness, rather than the maximum. Other studies consider that the displacement measurements in trenches are equal to the maximum

displacement, especially if the trench was excavated at the center of a fault segment where in general the surface displacements tend to be largest [McCalpin, 1996]. Here, we follow a more conservative approach and assume the estimates of slip magnitude are more accurately expressed by the average displacement.

We measured colluvial wedges that have experienced some erosion after deposition; therefore, the documented thicknesses are a minimum for estimates of vertical slip. The thicknesses for the CW1 and CW2 are identical (1.1 ± 0.4 m). Following the estimation of McCalpin [1996], who suggests that the thickness of colluvial wedges shed from scarps approximate half the height of the scarp, the paleo-earthquakes that produced the colluvial wedges CW1 and CW2 created scarps as high as 2.2 ± 0.8 m. Nevertheless, it must be stated that because the observed colluvial wedges probably experienced some erosion after deposition the magnitude derived is a minimum. These values are representative of the average co-seismic slip during each event. We used the relationships of Wells and Coppersmith [1994] to estimate earthquake paleo-magnitudes from average co-seismic slip. According to their empirical relationship, we propose that two earthquakes with Mw (moment magnitude) 7.0 ± 0.2 generated the colluvial wedges, CW1 and CW2. Wells and Coppersmith [1994] also made regressions between moment magnitude and rupture length of normal fault. If we consider a total length of 40 km for the Mejillones Fault, taking into account its onshore length and the projected submarine continuation, the paleoearthquakes produced by this normal fault should be of Mw 6.8, a value that agrees well with our estimates from average co-seismic slip.

The colluvial wedge CW3 has a thickness of 0.35 $\pm$ 0.05 m, indicative of an associated rupture producing 0.7 $\pm$ 0.1 m of vertical slip on the Mejillones Fault. This corresponds to a moment magnitude of 6.6 $\pm$ 0.1. The smallest and youngest offset that we observed affecting the scarp slope and surface S3 (the cm-scale scarps) probably represents the minimum magnitude of faulting able to produce near surface geomorphic features. According to Wells and Coppersmith [1994], this minimum magnitude is near Mw ~ 5 event. However, it is necessary to consider that other factors can control surface expression of an earthquake, such as the hypocenter depth and the displacement distribution along the rupture plane. For example, events like the Mw 6.9 in 2010 produced by the Pichilemu Fault [Arriagada et al., 2011] did not produce surface ruptures.

9.3 Hillslope process and faulting

As previously mentioned, we suggest that the first order controls on the accumulation of hillslope deposits downward of the middle part of the scarp are by successive gravitationally controlled grain flows. The layered fabric of the HSD formed due to sedimentation of normally graded thin beds of granules and sand since ~6.1 ka.

This accumulation was interrupted by the occurrence of the last large event on the fault at ~3.3 ka that generated the colluvial wedge CWD and CW3. Although free face degradation is the process promoting the HSD accumulation, we propose that normal faulting controls the deposition of this unit. We base this proposition in the fact that the hillslope deposit HSD1, exposed in vertical sections of the trenches, shows a conspicuous difference in

thickness between the footwall and the hanging wall, with greater thickness in the downthrown block (Figure 10b). This geometry is similar to growth strata related to normal faults. In this sense, we suggest that HSD1 accumulated in the hangingwall by downward slip along the Mejillones Fault. An important question to resolve is whether this HSD1 deposit accumulated progressively with downward displacement of the eastern part of the fault, or if HSD1 accumulated after a single displacement event. In the first case, grain flow events accumulated and were progressively displaced downwards by localized shearing in the fault plane. In the second case, the HSD1 deposit accumulated in a period of fault quiescence and later experienced downward displacement in a single event at around 3.3 ka (the age of CW3 and CWD). During this event the fault would cut all the previously accumulated HSD1. We suggest that the latter scenario is less feasible because it contradicts a fundamental geological fact; the position where the hillslope deposit reaches its maximum thickness is the part of the scarp profile where the eroded material coming from up-slope should have not accumulated. Based on this we suggest that the Mejillones Fault experienced a change in its seismic behavior at ~6.1 ka, and that this involved a change from episodic meter-scale vertical slip to centimeter-scale vertical displacements between ~6.1 and ~3.3 ka. We suggest two scenarios by which this could occur. One is by supposing continuous and non-seismogenic fault slip and the other is by clustering of small and shallow earthquakes (Mw< 5). We are not able to discriminate between these two scenarios with the available data. Whatever the case, this situation was interrupted by the occurrence of a moderate event, as is suggested by the existence of CW3 and CWD. Therefore, continuous slip or small events on the fault operated until ~3.3 ka. If we accept that at ~6.1 ka there was a change in the seismic behavior of the fault, we have to explore some processes able to

control this change. One possible explanation is that after the second Mw~7 earthquake, the fault experienced a significant drop in stress. We suggest that the two Mw~7 earthquakes that produced the colluvial wedge deposits (CW1 and CW2) took place during a time when the fault had a high level of stress. Even after the occurrence of the first Mw 7 earthquake, the stress level remained high enough to generate a second Mw 7 event. Not until after this second event did the fault reach the stress state that characterizes the period during which the hillslope deposit HSD1 was accumulated. Relative to this tentative change in the stress state, it is worth noting that we base this suggestion only on the paleoseismic observations made at the Mejillones Fault. We do not consider more complex scenarios supposing the simultaneous reactivation of other nearby faults, for example the Caleta Herradura Fault.

9.4. Slip rates and recurrence estimation

By combining the topographic data, the trench stratigraphy and the age constraints, we calculated the slip rate of the Mejillones Fault during four time intervals since ~35 ka to the present. The first time interval covers the period from the abandonment of Surface S1 until the formation of the Surface S2. Slip rate during this interval is calculated by dividing the along strike variation of the mean elevation difference between Surface S1 and Surface S2, corresponding to 8.0 $\pm$ 6.7 m, by the time between abandonment of S1 and S2. If we assume that abandonment ages of ~35.4 ± 3.3 ka for surface S1 and 13.7 $\pm$ 1.7 ka for S2, the time between these two ages is 21.7 $\pm$ 5 ka, resulting a slip rate for this stage of 0.46 $\pm$ 0.41 m/ka. We chose to calculate this slip rate using the cosmogenic ^{10}Be inheritance corrected age of ~35.4 ± 3.3 ka, for the

reasons discussed in section 8. The second interval corresponds to the time between the abandonment of Surface S2 and the beginning of the accumulation of the faulted hillslope deposit. During this time interval large vertical slip events on the Mejillones Fault formed the colluvial wedges CW1 and CW2. The net displacement deduced from the thickness of these two colluvial wedges in trenches B, C and D and E is 4.4 $\pm$ 1.13 m. The time span between surface S2 abandonment and the beginning of the hillslope accumulation is 7.6 $\pm$ 1.7 ka, and consequently the calculated slip rate is 0.64 $\pm$ 0.29 m/ka. The third time interval covers the period in which the HSD1 deposit was accumulated and faulted. We calculated the average slip rate by dividing the vertical offset suggested by the mean thickness of the HSD (1.4 $\pm$ 0.2 m) by the span time over which it was formed, based on the age of the lower OSL sample (6.1 $\pm$ 0.4 ka) and the OSL age of the undeformed hillslope deposit (3.3 $\pm$ 0.3 ka). This yields a net slip rate of 0.56 $\pm$ 0.17 m/ka. The fourth interval covers the time during the accumulation of CW3 or CWD and the undeformed HSD2. In this interval the contribution to the accumulated vertical slip in the fault is 0.7 $\pm$ 0.1 m and the time elapsed since the last earthquake is 3.3 $\pm$ 0.3 ka. Dividing the offset by this time period gives a slip rate of 0.22 $\pm$ 0.06 m/ka. Considering the number of uncertainties and the assumptions that we have made for the first three intervals we can conclude that the slip rate since ~35 ka to ~3.3 ka was 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka. Comparing this average slip rate with the slip rate of the last interval it could be interpreted that the fault has experienced a subtle decrease in the slip velocity. However, we think that a lower slip rate of 0.22 $\pm$ 0.06 m/ka for the last interval is the result of the short time span considered in the calculation. Furthermore, in this estimate we used the contribution made by a lower magnitude paleo-

earthquake to the vertical slip. Therefore, we prefer to state that the slip rate in the Mejillones Fault has not considerably varied during the last 35 ka.

According to Slemmons and Depolo [1986], the recurrence interval of Mw~7 earthquakes on faults with slip rates on the order of 10-1 mm/yr is on the order of thousands to tens of thousands of years. McCalpin [1996] proposes a procedure to calculate the recurrence interval that consists of dividing the displacement per event by the slip rate. In our case study, we were able to estimate only the slip rate for the second interval using this method. If we consider the displacement per event is equal to 2.2 $\pm$ 0.8 m, and the slip rate is 0.64 $\pm$ 0.29 m/ka, the recurrence interval for Mw~7 earthquakes is 5 $\pm$ 3.5 ka. Nevertheless, it is worth mentioning that this value does not imply perfectly cyclic behavior on the Mejillones Fault. Besides the uncertainties arising from the coseismic displacements that were derived from the thickness of colluvial wedges, this calculation supposes that the earthquake occurrence is a regular process, which is not the case. Therefore, in this situation, we think that the recurrence interval must be understood as a parameter reflecting the level of activity of the fault, and not a value representing exactly the periodicity of a natural phenomenon. With the available data, we can state that the Mejillones Fault is an active fault capable of producing Mw 7 earthquakes, with a probable "recurrence" interval of 5 $\pm$ 3.5 ka, and that it must be considered as such for seismic risk studies in the region.

9.5 Upper plate fault activity and subduction earthquake cycle

Determining the extension of the Mejillones Fault beneath the surface is fundamental to understanding its seismic potential. Rupture areas scale positively with the moment magnitude of earthquakes, according to Kanamori [1977]. Thus, listric faults with detachment levels close to the surface should have lower magnitude earthquakes than subvertical and deeply rooted faults. The linear trace of the Mejillones Fault and field measurements of the dip angle suggests that it is a sub-vertical fault (dip > 70º) for at least several kilometers below the topographic surface. Submarine profiles developed in the Mejillones Bay show that the hangingwall of the fault is not rotated horizontally for amounts larger than 8º near the surface, suggesting that the geometry for the Mejillones Fault is not listric in this case. Although the downdip continuation of the Mejillones Fault to the interplate contact has not been demonstrated, Husen [1999] and Motagh et al. [2010] identified some seismic aftershock activity in deep structural levels of other upper plate faults close the Mejillones Fault. This suggests that some faults of the upper plate, as with the main branch of the Atacama Fault Zone and the Mejillones Fault, extend sub-vertically and are probably rooted into the seismogenic zone.

Following the regressions for aspect ratio (rupture length per rupture width) versus the rupture length of Wesnousky [2008], we estimate the rupture width of the Mejillones Fault. According to this estimation, the paleoearthquakes that we identified slipped to a depth of at least 16 km. This estimation is in agreement with other normal faults, while a deep extension of the seismogenic zone for upper plate faults is in agreement with the low heat

flow dominating the coastal region of northern Chile [Springer and Forster, 1998].

Because the slip rates on the megathrust represented by the subduction zone are at least two orders of magnitude faster than the slip rates in the Mejillones Fault, and considering that the recurrence of the largest subduction earthquakes in northern Chile are considerably shorter than the largest earthquakes on the Mejillones Fault (120 year for the megathrust [Comte and Pardo, 1991] versus our estimate of 5 $\pm$ 3.5 ka on the Mejillones Fault for Mw 7 earthquakes), we can state that the upper plate fault activity is not in phase with the largest subduction earthquake cycle. It suggests that stress and strain on upper plate faults build up slowly through several cycles of subduction earthquakes.

10. Conclusions

-The Mejillones Fault exposed in the coastal area of northern Chile is an active structure of the upper plate, able to generate Mw~ 7 earthquakes with a recurrence of 5 $\pm$ 3.5 ka.

-The average slip rate of the fault between ~ 35 ka to ~ 3.3 ka is 0.61 $\pm$ 0.26 m/ka.

-The fault has produced three large earthquakes during the last 14 ka (two Mw 7 and one Mw 6.6), and we conclude that the cycle of largest earthquakes on the Mejillones Fault is not in phase with the cycle of large (Mw>8.5) subduction earthquakes.

-The elapsed time since the last significant earthquake (Mw 6.6) is 3.3 $\pm$ 0.3 ka.

-The stratigraphic record of earthquakes in the trenches indicates that the seismic regime in the Mejillones Fault does not follow a characteristic behavior.

According to our paleoseismological data we conclude that the reactivation of Mejillones Fault by an earthquake Mw 7.0 can rupture its entire seismogenic zone. If this fault is a good proxy for other faults of the area, seismic energy production at this active continental margin is not only related to the interplate dynamics, but also to seismic processes in the upper plate.

Acknowledgments

We thank the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) for the financial support of our research through the grant FONDECYT 1085117 to GG. JC is granted by a PhD scholarship of CONICYT Chile. We acknowledge the logistical support of Universidad Católica del Norte. We thank to the editor Todd Ehlers, the associated editor Eric Kirby and the reviewers Daniel Melnick and Sinan Akciz for their constructive and useful corrections and suggestions. We appreciate the assistance of Rodrigo Riquelme and Cristian Toledo in our field work. We thank also Sebastien Carretier, Dominique Chardon and Joseph Martinod for the discussions during the preparation of the manuscript. Finally, we thank Elaine McDougall for her

assistance with the cosmogenic 10 Be sample preparation; Georgina King and Ross Somerville for laboratory assistance with the OSL dating.

4.3. Paleosismología de la Falla Salar del Carmen (resultados preliminares)

4.3.1. Generalidades

La Falla Salar del Carmen es una estructura de cinemática dominantemente normal [Armijo y Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; González et al., 2003; González et al., 2006], que se ubica al este de la ciudad de Antofagasta, donde constituye parcialmente el límite oriental de la Cordillera de la Costa. Su orientación es N5W-N20E/75°E-90°, y se extiende por alrededor de ~64 km, desde aproximadamente los 22°16'00''S por el norte, hasta los 23°48'10''S por el sur. La figura 4.1 muestra el segmento de esta falla localizado entre la ruta B-400 y la Quebrada La Negra, donde se efectúa el presente estudio paleosismológico. Desde el Mioceno, la Falla Salar del Carmen ha acumulado cerca de 600 m de desplazamiento vertical [Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003; 2006]. Sin embargo, basados en la identificación de drenajes desplazados sinestralmente por esta falla, Armijo y Thiele [1990] reportan que ella ha evidenciado también movimientos a lo largo del rumbo, del orden de algunos centímetros a metros. A pesar de esta evidencia, Armijo y Thiele [1990] señalan que, dada su restringida distribución, los movimientos a lo largo del rumbo serían muy localizados e identificables sólo en la parte norte de la Falla Salar del Carmen. Esto se deriva del hecho que, hacia zonas más septentrionales del Sistema de Fallas de Atacama, en particular donde intersecta el cañón del Río Loa, no existen

manifestaciones de desplazamientos de estas características [Armijo y Thiele, 1990]. Teniendo en cuenta lo anterior, para efectos de este estudio paleosismológico se persigue caracterizar, al menos hasta esta etapa, sólo los desplazamientos a lo largo del manteo.

A lo largo de la porción mostrada en la figura 4.1, la Falla Salar del Carmen disecta profusamente una superficie de piedemonte que domina el borde este de la Cordillera de la Costa (Figura 4.1). Este piedemonte, llamado piedemonte occidental [González et al., 2006], está compuesto al menos por dos generaciones de superficies aluviales (Figuras 4.1; 4.2). El bloque colgante, ubicado inmediatamente al oriente de la estructura (Figura 4.1), ha experimentado subsidencia y relleno de material aluvial proveniente desde el este, definiendo el llamado piedemonte oriental [González et al., 2006]. En esta porción, la falla se expresa en la existencia de al menos 6 segmentos traslapados entre sí (Figura 4.1).

4.3.2. Escarpe de la Falla Salar del Carmen

Los desplazamientos más recientes a lo largo de la Falla Salar del Carmen han generado un conspicuo escarpe que domina el frente oriental de montañas de la Cordillera de la Costa (Figura 4.3a-b). Este escarpe está inclinado hacia el este y se construyó en gravas aluviales sobre las cuales se labró la superficie de piedemonte occidental. Sin embargo, en su parte septentrional, el escarpe se inclina hacia el oeste [González et al., 2006].

Por medio de dataciones cosmogénicas ^{21}Ne obtenidas en la superficie aluvial más antigua desplazada por la falla (S1 en figura 4.2), González et al.

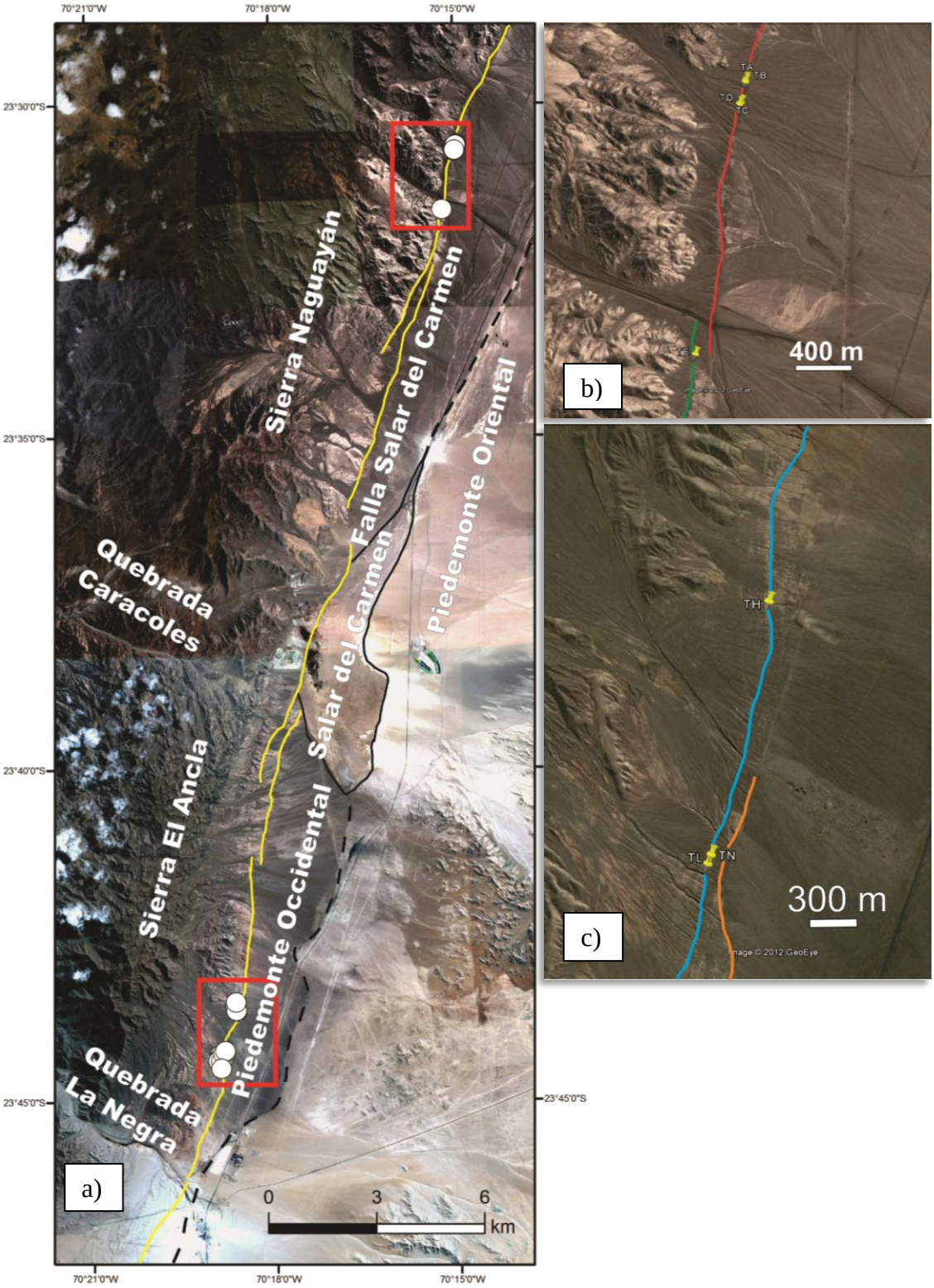

70°21'0"W
70°18'0"W
70°15'0"W
23°30'0"S
23°35'0"S
23°40'0"S
23°45'0"S
Sierra Naguayán
Falla Salar del Carmen
Piedemonte Oriental
Quebrada Caracoles
Salar del Carmen
Sierra El Ancla
Piedemonte Occidental
Quebrada La Negra
a)
0
3
6
km
TA
TB
TD
TC
400 m
b)
TH
TL
TN
300 m
c)
Image © 2012 GeoEye

Figura 4.1. a) Muestra la extensión de la Falla Salar del Carmen entre el sector de la ruta B-400 por el norte y la Quebrada La Negra por el sur (líneas amarillas). La línea segmentada negra limita los piedemontes occidental y oriental. Los recuadros rojos corresponden a los mapas presentados en la figura 4.2. b) Detalle de la zona en que se excavaron las trincheras en la parte norte de la Falla Salar del Carmen. c) Detalle de la zona en que excavaron las trincheras en la parte sur de la Falla Salar del Carmen.

Figure 4.1. a) Carte de la faille du Salar del Carmen entre la route B-400 au nord et la vallée Quebrada la Negra au sud (lignes jaunes). La ligne en point tirés noire limite les piémonts ouest et est. Les carrés rouges correspondent aux cartes présentées en figure 4.2.; b) Détails de la zone dans laquelle les tranchées ont été excavées dans la partie nord de la faille de Salar del Carmen; c) Détail de la zone dans laquelle les tranchées creusées dans la partie sud de la faille de la faille Salar del Carmen.

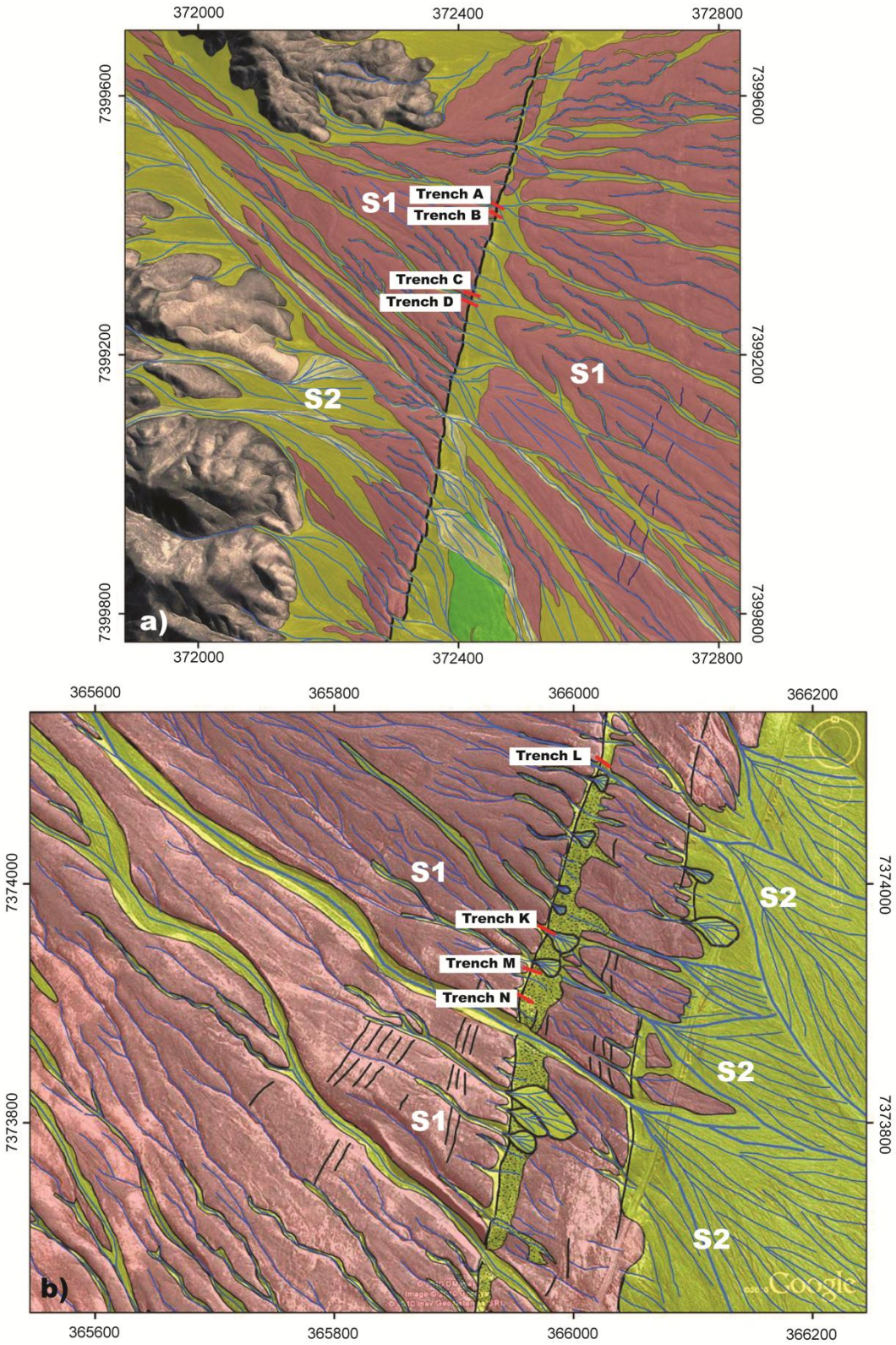

372000
372400
372800
7399600
7399200
7399800
S1
Trench A
Trench B
Trench C
Trench D
S2
S1
a)
365600
365800
366000
366200
7374000
7373800
Trench L
S1
S2
Trench K
Trench M
Trench N
S2
S1
S2
b)
Google

Figura 4.2. Mapas de superficies aluviales que conforman el piedemonte oriental afectado por la Falla Salar del Carmen. Al menos tres generaciones de superficies aluviales son identificadas a lo largo del rumbo de la estructura. En a) se muestra la ubicación de las trincheras A, B, C y D. En b) se indica la localización de las trincheras K, M y N. S1 y S2 son las superficies aluviales que dominan el piedemonte occidental, siendo la primera más antigua que la segunda.

Figure 4.2 : Cartes des surfaces alluviales qui recouvrent le piémont oriental affecté par la faille du Salar del Carmen. Au moins 3 générations de surfaces alluviales sont identifiables le long de cette structure. En (a), on indique la localisation des tranchées A, B, C et D. En (b), la localisation des tranchées K, M et N. S1 et S2 sont les surfaces alluviales qui dominent le piémont occidental, S1 étant plus ancienne que S2.

[2006] determinaron que la edad máxima para la formación del escarpe reciente varía entre 550 +/- 234 ka y 351 +/-181 ka.

Tal como se hizo para la Falla Mejillones, se caracterizó la separación vertical de las superficies dislocadas por la Falla Salar del Carmen a lo largo de su rumbo (*Surface offset*). Esto, a fin de obtener una aproximación del desplazamiento vertical acumulado por la estructura, y que se ha plasmado en la topografía por medio de la construcción del escarpe mostrado en la figura 4.3. Dado que la superficie original desplazada ha sido cubierta por depósitos más jóvenes en el bloque colgante (Figura 4.2), la separación vertical es, en la mayoría de los casos, un valor mínimo. Para medir esta separación, se realizaron 22 perfiles topográficos con GPS diferencial. La precisión vertical de las mediciones fue de 10 mm, y se obtuvo usando dos estaciones, una estática y una cinemática, que registraron las posiciones norte, sur y elevación cada 3 segundos. La medición de la separación vertical se efectuó, en todos los casos, cuando la superficie preservada en el bloque yaciente es la más antigua del piedemonte occidental (S1 en figura 4.2). Así, se determinó que el escarpe de la Falla Salar del Carmen provoca una separación que varía entre 1.4 m y 4.7 m, lo que resulta en un promedio de 2.5$\pm$0.01 m (Figura 4.4).

Típicamente, el escarpe exhibe un abrupto quiebre en la pendiente hacia su parte superior (Figura 4.3b). Este quiebre separa una porción del escarpe con ángulo de pendiente < 35° bajo él, de otra con pendiente > 40° sobre él. Siguiendo los resultados de Wallace [1977], la primera corresponde a las porciones denominadas talud de detritos (35°-40°; *debris slope*) y depósitos de lavado (< 20°; *wash slope*); mientras que la segunda es la cara libre (>40°;


S
N
a)


S
N
b)

Figura 4.3. a) Vista general del escarpe de la Falla Salar del Carmen (indicado por flechas amarillas). Vista hacia el oeste. b) Detalle del escarpe de la Falla Salar del Carmen. Vista hacia el noroeste.

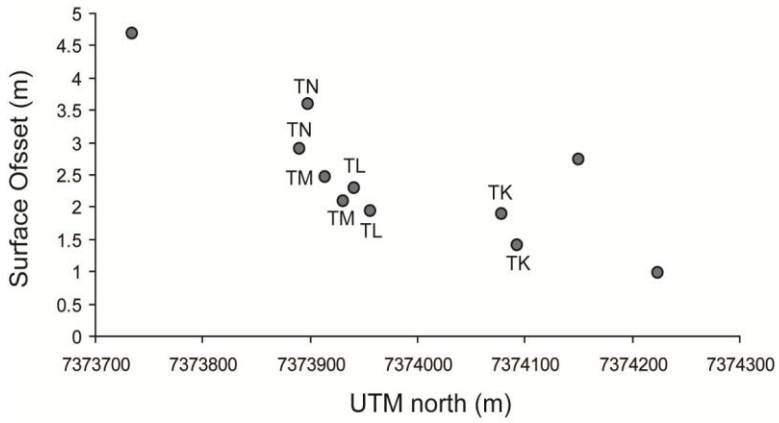
Figure 4.3. Vue générale de l'escarpement de la faille du Salar del Carmen (indiqué par les flèches jaunes). Vue en direction de l'ouest. (b) Détail de l'escarpement de faille, vue vers le NW.

free face). La figura 4.5 muestra los ángulos de pendiente que dominan el escarpe más reciente de la Falla Salar del Carmen.De la observación de la figura 4.3 y 4.5, es posible sugerir que el escarpe de la Falla Salar del Carmen es dominado, en alrededor de un 60%, por el talud de detritos (*debris slope*). La presencia de cara libre y depósitos de lavado están restringidas, cada una, a cerca de un 20% de una sección dada del escarpe. La figura 4.6 muestra dos secciones tipo de perfiles topográficos hechos de forma perpendicular al escarpe. En ellas, es posible advertir, además del quiebre de pendiente correspondiente a la cara libre, la ocurrencia de al menos otros dos quiebres por encima de ésta. Según Wallace [1977], la existencia de quiebres en la pendiente de un escarpe de falla puede ser indicativa del número de eventos sísmicos que contribuyeron a su construcción. Basado en esto, es posible sugerir que el escarpe más reciente de la Falla Salar del Carmen es resultado de al menos 3 eventos de desplazamiento. El evento más reciente estaría dado por la cara libre, mientras que otros dos eventos más antiguos serían representados por los quiebres de pendiente sobre ella (Figuras 4.3 y 4.6). Si bien esta evidencia necesita ser contrastada con otras subsuperficiales (e.g. sedimentarias) para asegurar que indican el número de eventos, los quiebres en la pendiente fueron la primera pista primera de que su escarpe no es consecuencia de una única ruptura.

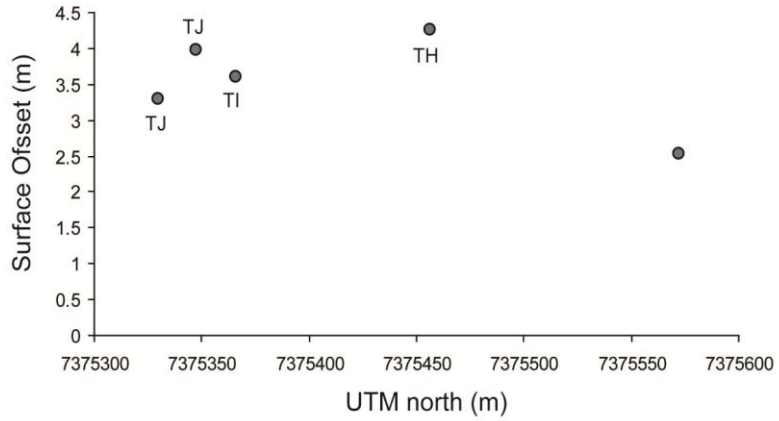
4.3.3. Evidencias paleosismológicas

A fin de identificar evidencias sedimentarias de paleoterremotos en la Falla Salar del Carmen, se excavaron 12 trincheras perpendiculares a su

a)


Surface Ofsset (m)
UTM north (m)
TN
TN
TM
TL
TM
TL
TK
TK
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3
3.5
4
4.5
5
7373700
7373800
7373900
7374000
7374100
7374200
7374300

b)


Surface Ofsset (m)
UTM north (m)
TJ
TJ
TI
TH
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3
3.5
4
4.5
7375300
7375350
7375400
7375450
7375500
7375550
7375600

c)

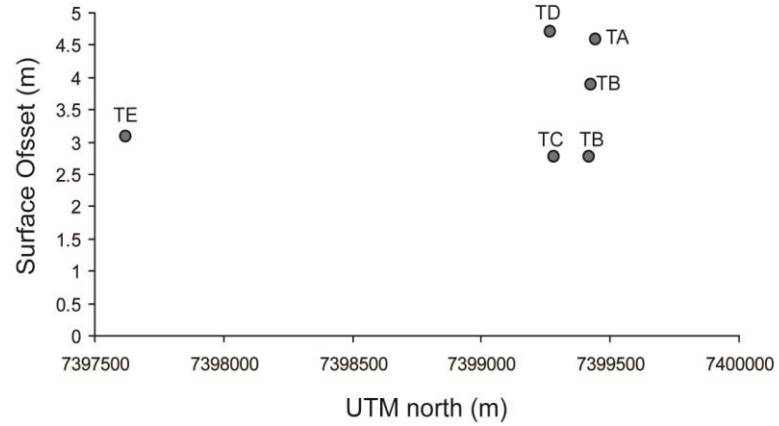

Surface Ofsset (m)
UTM north (m)
TD
TA
TB
TE
TC
TB
0
0.5
1
1.5
2
2.5
3
3.5
4
4.5
5
7397500
7398000
7398500
7399000
7399500
7400000

Figura 4.4. a), b) y c). Muestran los *surface offset* medidos a lo largo de la Falla Salar del Carmen. Los lugares donde se excavaron trincheras son representados por las letras respectivas.

Figure 4.4. (a), (b) et (c) montrent les décalages de surface le long de la faille du Salar del Carmen. Les endroits où des tranchées ont été réalisées sont indiqués par les lettres correspondantes.

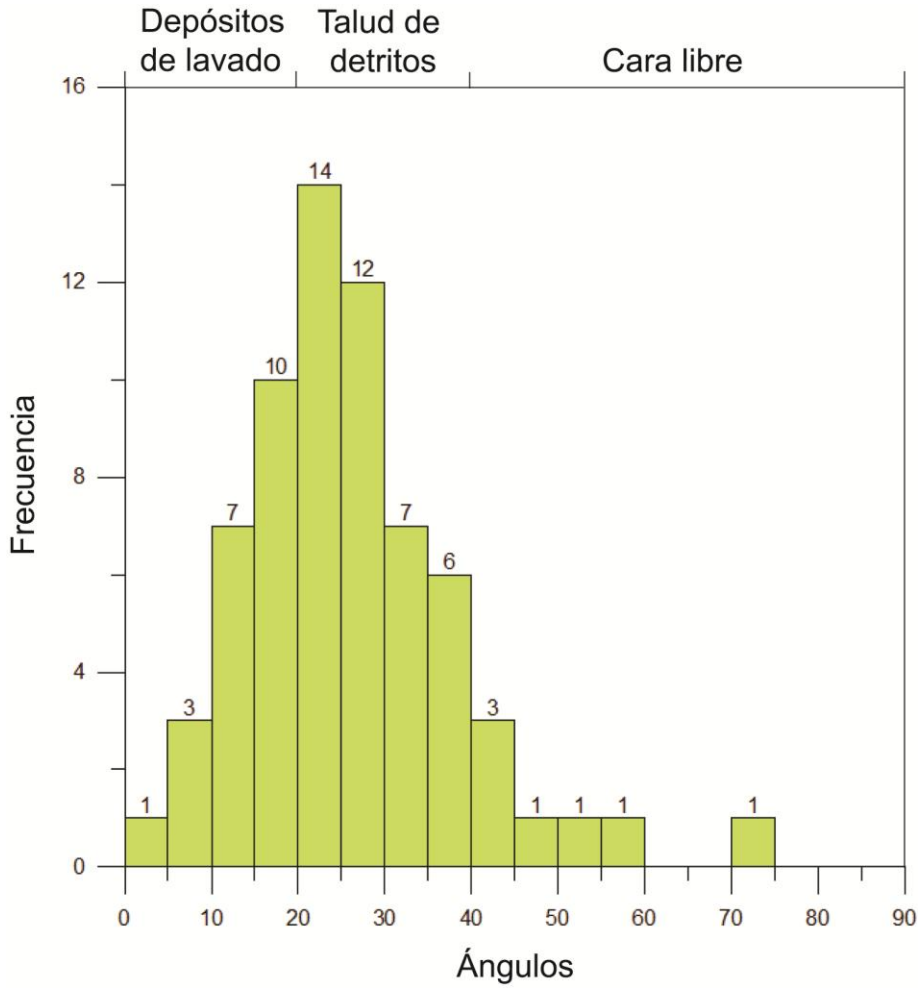


Figura 4.5. Muestra los ángulos dominantes a lo largo de perfiles hechos en el escarpe principal de la Falla Salar del Carmen. Los ángulos menores a 20° corresponden a los depósitos de lavado, aquéllos entre 20° y 40° al talud de detritos, y las inclinaciones sobre 40° a la cara libre.

Figure 4.5 Pentes mesurées sur l'escarpement principal de la faille du Salar del Carmen. Les pentes inférieures à 20° correspondent à des coulées sédimentaires, celles entre 20 et 40° à des talus de débris, et celles supérieures à 40° à la face libre de l'escarpement de faille.

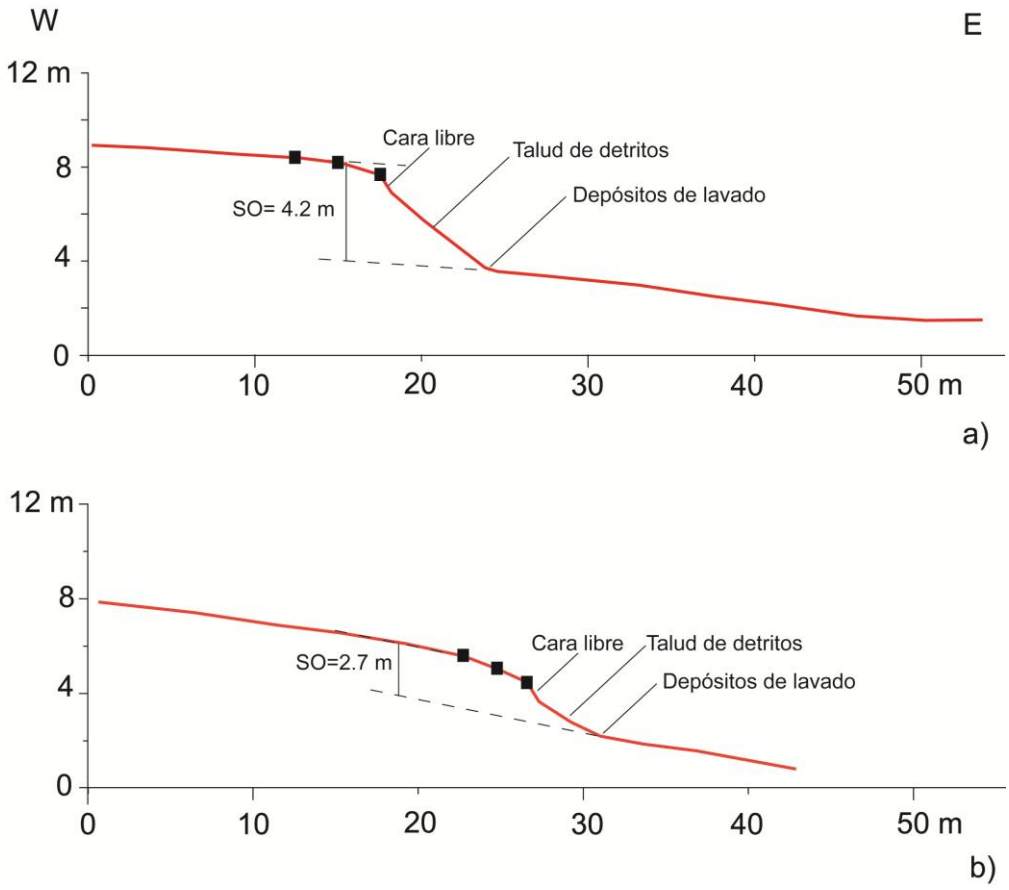


Figura 4.6. a) Perfil topográfico GPS del flanco sur de la trinchera A. b) Perfil topográfico GPS del flanco sur de la trinchera L. En ambos se indican las partes del escarpe sugeridas por Wallace [1977]. SO corresponde a la separación vertical medida en cada caso. Los cuadrados negros a lo largo del perfil son quiebres de pendiente.

Figure 4.6 : (a) et (b) Profils topographiques GPS du flanc sud de la tranchée A et de la tranchée L, respectivement. On a indiqué les segments qui caractérisent l'escarpement de faille selon Wallace [1977]. *SO indique le décalage vertical mesuré dans chaque exemple. Les carrés noirs indiquent les ruptures de pente.*

rumbo para mapeo paleosismológico. En esta tesis, y de forma preliminar, se presentan los mapeos de 6 paredes de éstas. Al igual que se hizo para la Falla Mejillones, se seleccionaron dos tipos de sitios. Un tipo corresponde al escarpe de la falla, mientras que el segundo a conos aluviales disectados por ésta. Del total de trincheras, 5 (TA-TE) fueron hechas en la parte norte de la falla, en los alrededores de la ruta B-400 (Figura 4.1a-b; 4.2a). Allí, dos segmentos representados por líneas roja (10 km de longitud) y verde (7 km longitud) se traslapan entre sí (Figuras 4.1b; 4.2b). Para el segmento en rojo (Figura 4.1b) se excavaron las trincheras TA-TD, mientras que para el segmento en verde se excavó la trinchera TE (Figura 4.1b). Por su parte, para la porción sur de la falla (Figura 4.1c; 4.2b), se excavaron 7 trincheras en dos segmentos que también se traslapan, representados por líneas color celeste (4 km de longitud) y naranja (4 km de longitud). Para el segmento en color celeste (Figura 4.1c), se presentan en esta tesis los mapeos de las trincheras TH y TL. Por su parte, para el segmento en naranja, se presenta el mapeo de la trinchera TN (Figura 4.1c). Las dimensiones de las trincheras son, en general, 10 m de largo, 1.5-2 m de profundidad y 2 m de ancho.

En líneas generales, los depósitos identificados en las trincheras fueron 2 a 3 cuñas coluviales, las que son texturalmente soportadas por una matriz de grano grueso. Las cuñas se disponen apiladas verticalmente, y cada una de ellas se interdigita lateralmente con depósitos de lavado (*wash facies*). Estos últimos se presentan finamente estratificados y están compuestos de granos tamaño arena, más finos que los que conforman las cuñas coluviales. Las unidades identificadas se representaron en paneles 2D, los cuales se muestran en las figuras 4.4 y 4.5. Desde los depósitos de lavado se recolectaron muestras para obtener edades OSL, y de esta forma obtener una aproximación

de la cronología de los eventos. Los sitios de muestreo y las edades resultantes se presentan en las figuras 4.7 y 4.8. Las capas desde las que se extrajeron las muestras son, en general, niveles finamente estratificados de arenas medias, con abundante contenido de cuarzo y feldespato.

Desde la trinchera A, las muestras para análisis OSL se colectaron desde la unidad U4, a ~1 m bajo la superficie. En la trinchera C, la muestra se tomó igualmente desde la unidad U4, a 1 m bajo la superficie. Para la trinchera E, se extrajeron muestras desde las unidades U2 y U4, a ~1.5 m y ~0.3 m de la superficie, respectivamente. A su vez, desde la trinchera H se obtuvo una muestra de la unidad U4, a ~ 0.6 m de profundidad; y una muestra de la unidad U5, a ~ 0.3 m bajo la superficie. Para la trinchera L, se tomaron dos muestras de la unidad U5, a ~ 0.2 m de profundidad. Finalmente, desde la trinchera N, se obtuvieron dos muestras de las unidades U3 y U4, a 0.8 m y 0.2 m de profundidad, respectivamente.

4.3.4. Interpretación paleosismológica

Las cuñas coluviales han sido consideradas como una evidencia útil para la determinación del desplazamiento cosísmico asociado a un evento dado, y por ende para precisar su magnitud [e.g. McCalpin, 1996]. La caracterización de estas cuñas ha permitido plantear las conclusiones parciales que se indican a continuación.

Para los dos segmentos de la parte norte de la Falla Salar del Carmen, existe evidencia de al menos dos paleoterremotos, dados por las unidades U3 y U4. Por su parte, para la parte sur, se interpreta la ocurrencia de al menos

tres eventos de ruptura, representados por las unidades U3, U4 y U5. En todas las trincheras, las cuñas coluviales están claramente cortadas por la falla (Figuras 4.7 y 4.8). Los espesores de éstas varían entre 0.5 m y 0.8 m. En algunos sitios, como por el ejemplo la trinchera A (Figura 4.7 a-b) y L (Figura 4.8 c), las unidades U3 y U4 están profusamente afectadas por fracturas sintéticas al plano de falla principal. Recurrentemente, estas fracturas están rellenas con sedimentos de unidades sobreyacientes más jóvenes, lo cual indica que su génesis estaría ligada a la ocurrencia de paleoterremotos en la falla principal.

Tomando en cuenta los espesores de las cuñas coluviales, es posible interpretar que la Falla Salar del Carmen ha experimentado terremotos que han involucrado desplazamientos cosísmicos promedio de 1.2 m a 1.6 m (0.93 $\pm$ 0.01 m) a lo largo del plano de falla. Siendo conservativos, estas estimaciones serían mínimas. De acuerdo a las relaciones propuestas por Wells y Coppersmith [1994], estos desplazamientos son compatibles con magnitudes Mw 6.5-6.7. Según los mismos autores, estas magnitudes son coherentes con longitudes de ruptura cercanas a 40 km. Este hecho sugiere que la Falla Salar del Carmen, de ~64 km de longitud, no desliza a lo largo de toda su zona sismogénica durante un paleoterremoto de Mw 6.5.-6.7. Por el contrario, esta estructura parece, al menos durante los eventos sísmicos que han caracterizado su historia reciente, haber experimentado desplazamientos a lo largo de segmentos de longitudes superficiales no mayores a 10 km, entre el sector de Quebrada La Negra y los alrededores de la ruta B-400 (~6 km al norte; Figura 4.1a-c).

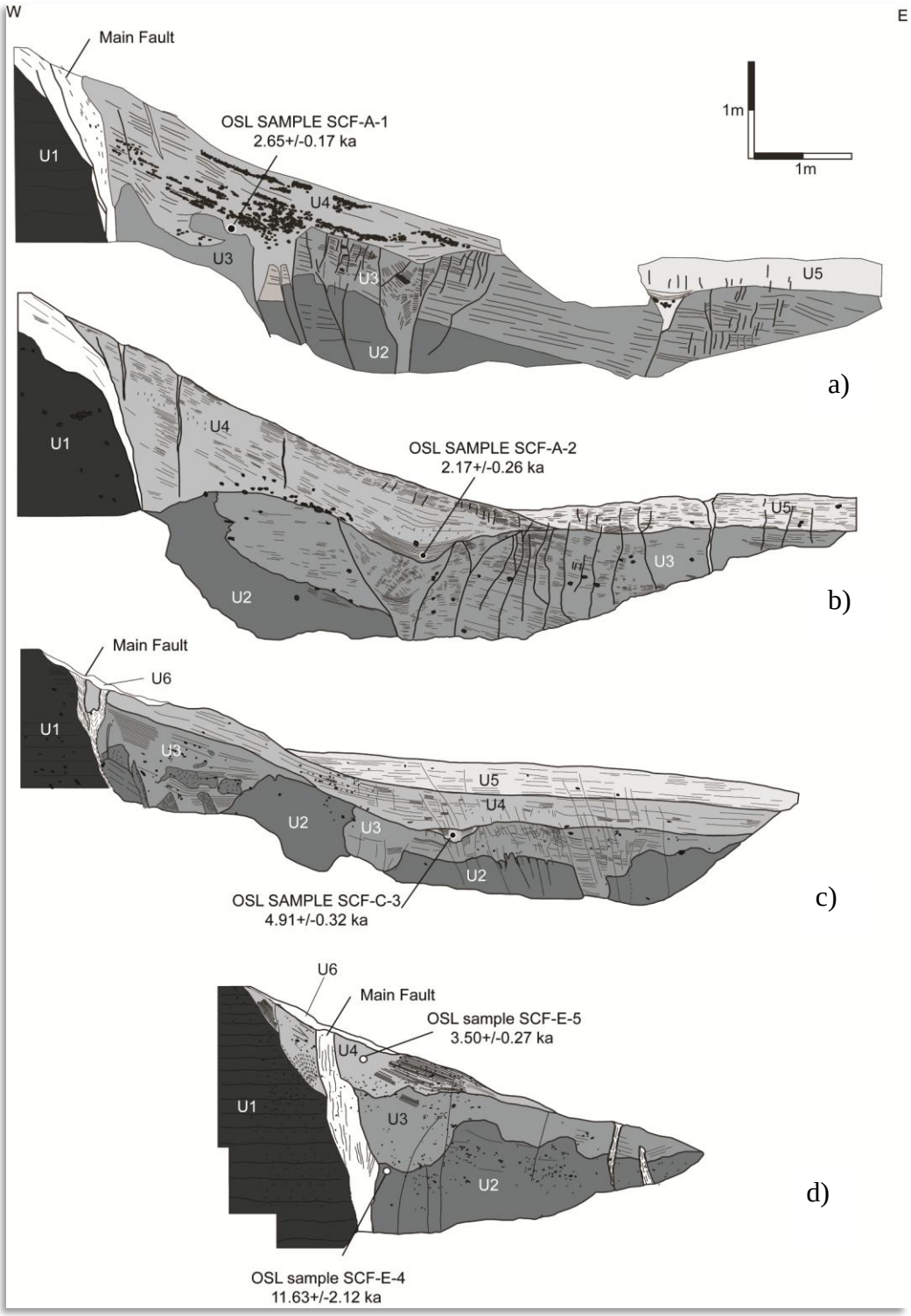

W
E
Main Fault
OSL SAMPLE SCF-A-1
2.65+/-0.17 ka
1m
1m
U1
U2
U3
U4
U5
a)
OSL SAMPLE SCF-A-2
2.17+/-0.26 ka
b)
Main Fault
U6
OSL SAMPLE SCF-C-3
4.91+/-0.32 ka
c)
U6
Main Fault
OSL sample SCF-E-5
3.50+/-0.27 ka
OSL sample SCF-E-4
11.63+/-2.12 ka
d)

Figura 4.7. Mapeos de unidades identificadas en las trincheras excavadas en la Falla Salar del Carmen norte. Los códigos U1 a U6 son los depósitos sedimentarios visualizados, desde el más antiguo al más nuevo. a) Trinchera A, flanco norte; b) Trinchera A, flanco sur; c) Trinchera C, flanco norte; d) Trinchera E, flanco sur.

Figure 4.7. Carte des différentes unités identifiées dans les tranchées du secteur nord de la faille du Salar del Carmen. Les codes U1 à U6 correspondent aux dépôts sédimentaires observés, du plus vieux au plus récent. (a) flanc nord de la tranchée A ; (b) flanc sud de la tranchée A ; (c) flanc nord de la tranchée C ; (d) flanc sud de la tranchée E.

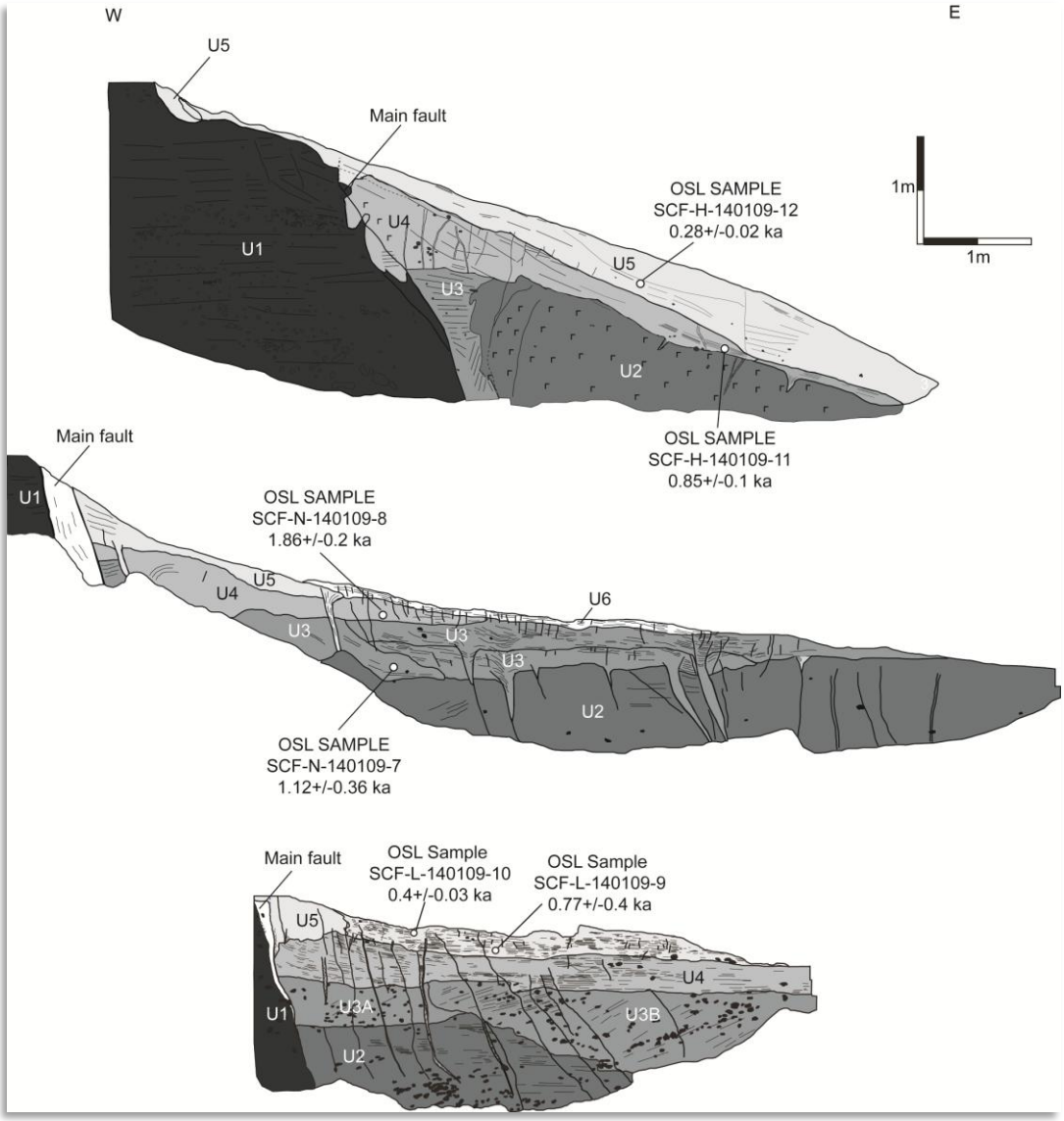


Figura 4.8. Mapeos de unidades identificadas en las trincheras excavadas en la Falla Salar del Carmen sur. Los códigos U1 a U6 son los depósitos sedimentarios visualizados, desde el más antiguo al más nuevo. a) Trinchera H, flanco norte; b) Trinchera N, flanco norte; c) Trinchera L, flanco norte.

Figure 4.8 : Carte des unités identifiées dans les tranchées du secteur sud de la faille du Salar del Carmen. Les codes U1 à U6 correspondent aux dépôts sédimentaires observés, du plus vieux au plus récent. (a) flanc nord de la tranchée H ; (b) flanc nord de la tranchée N ; (c) flanc nord de la tranchée L.

De las edades OSL obtenidas (Figuras 4.7 y 4.8), es posible sugerir que los segmentos de la porción norte de la Falla Salar del Carmen (Figura 4.1b) han experimentado comportamientos sísmicos diferentes entre sí. Para el segmento donde se excavaron las trincheras TA y TC (Figura 4.1b), se interpretan al menos dos eventos a ca.4,9 ka y ca.2,2-2,7 ka, indicados por las unidades U3 y U4. Por su parte, para el segmento en que se excavó la trinchera TE (Figura 4.1b), se interpreta la ocurrencia de al menos 2 eventos entre < ca. 12 ka y ca. 3.5 ka, indicados por las unidades U3 y U4. Hacia la porción sur de la Falla Salar del Carmen (Figura 4.1c), donde se excavaron las trincheras TH y TL, se interpreta también un comportamiento sísmico distinto a los segmentos australes, caracterizado por la ocurrencia de al menos 3 eventos entre ca. 1,12 ka-1,9 ka y ca. 0,28 ka, indicados por las unidades U3, U4 y U5.

Finalmente, respecto a las edades OSL, se puede señalar que el resultado más antiguo se obtuvo en la trinchera TE. Esta edad, de 11.63+/-2.12 ka, y obtenida en la superficie aluvial original desplazada (unidad U2), constituye una aproximación al inicio de la construcción del escarpe más reciente de la Falla Salar del Carmen.

CAPÍTULO 5. ACTIVIDAD DE LAS FALLAS DE LA CORTEZA SUPERIOR Y EL CICLO DE LOS TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN

5.1. Introducción

En las inmediaciones de Antofagasta y Mejillones (Figura 5.1a-b), todas las fallas de la placa superior, a excepción de la Falla Bandurria [Allmendinger y González, 2010], tienen ciertas características comunes. Por ejemplo, la totalidad de éstas son de rumbo aproximado NS y subverticales, con manteos de hasta 75°E. Por otro lado, en el largo plazo, estas fallas promueven siempre el alzamiento del bloque situado al oeste de ellas (*footwall block*). Estos rasgos similares llevan a inferir que su formación y actividad obedecen a un proceso común, relacionado a la convergencia.

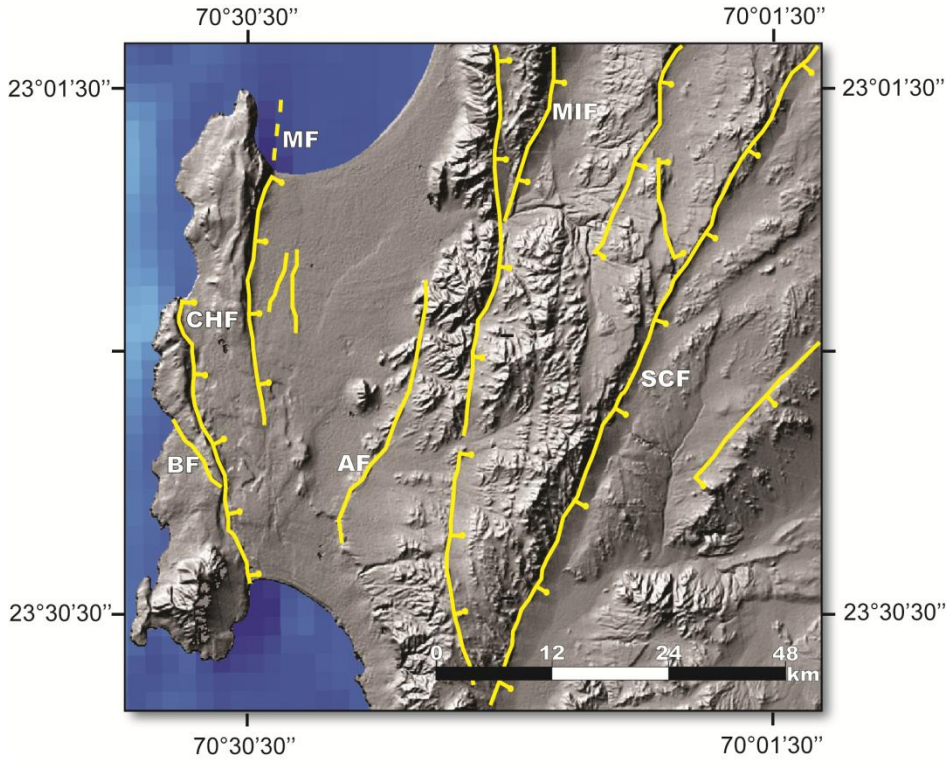
Para la zona de estudio, existen numerosas publicaciones que discuten los mecanismos encargados de promover la generación y reactivación de las fallas corticales en términos de su relación temporal con las etapas del Ciclo Sísmico de subducción [e.g. Delouis et al., 1998; Loveless, 2008; Motagh et al., 2010; Allmendinger y González, 2010; Loveless et al., 2010]. En el caso del norte de Chile, estas discusiones se han centrado mayormente en determinar si las fallas corticales, de características tales como Mejillones y Salar del Carmen, pueden generar actividad en las etapas cosísmica-postsísmica y/o intersísmica del ciclo [e.g. Delouis et al., 1998; Loveless, 2008]. Para tal efecto, se han usado modelos de dislocaciones elásticas, a fin de determinar los vectores de desplazamiento superficial (CDS), y también a evaluar los cambios de *stress* de Coulomb (CSC) en las diferentes etapas del ciclo [e.g. Loveless, 2008; Loveless y Pritchard, 2008; Loveless et al. 2010].

La reciente reactivación normal de la Falla Pichilemu (~37°S), manifestada en la ocurrencia de tres sismos Mw = 6.9 el 11 de marzo de 2010 [e.g. Farías et al., 2011], con posterioridad al terremoto Mw = 8.8 que afectó el centro-sur de Chile el 27 de febrero del mismo año [e.g. Hayes, 2010a; Lorito et al., 2011], es la primera evidencia registrada en la costa chilena de cómo un evento producido en la zona de subducción puede gatillar un sismo importante en fallas de la corteza superior.

En el caso del norte de Chile, se sabe que las etapas cosísmica-postsísmica e intersísmica de los terremotos de subducción incrementan o disminuyen el estado de *stress* en determinadas estructuras de la placa superior, dependiendo de su posición geográfica y orientación en relación con la zona sismogénica y bloqueada interplaca [Loveless, 2008]. Por ejemplo, para el periodo comprendido entre 1877 y la actualidad, en el cual han ocurrido los terremotos de Iquique 2007, Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007, se han realizado modelos de cambios de *stress* de Coulomb que indican que ciertas fallas son propensas a experimentar reactivación durante el intersísmico y otras durante el cosísmico [e.g. Loveless, 2008]. Sin embargo, a diferencia de lo ocurrido con posterioridad al terremoto de Maule 2010, no existe evidencia clara de que las fallas del norte de Chile hayan experimentado sismos de mediana/gran magnitud (Mw $\geq$7), tal como lo hizo la Falla Pichilemu.

A pesar de la falta de claridad respecto al vínculo señalado en el punto anterior, además de la carencia de registros históricos de sismicidad a lo largo de las estructuras existentes en las inmediaciones de Antofagasta y Mejillones, es claro que éstas han experimentado actividad reciente, lo cual se deduce a

a)


70°30'30"
70°01'30"
23°01'30"
23°30'30"
MF
MIF
CHF
SCF
BF
AF
0
12
24
48
km

b)

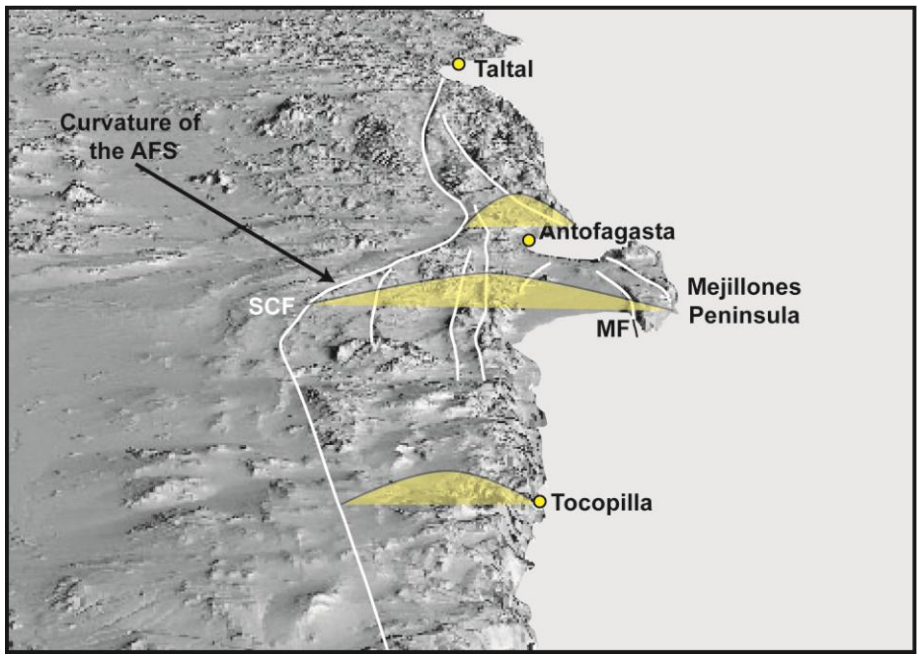

Taltal
Curvature of
the AFS
Antofagasta
SCF
Mejillones
Peninsula
MF
Tocopilla

Figura 5.1. a) Muestra las principales fallas NS en la zona de estudio, que mantean hacia el este en la mayoría de los casos, a excepción de la Falla Bandurria (BF). CHF= Falla Caleta Herradura, MF= Falla Mejillones, MIF= Falla Mititus, AF= Falla Aeropuerto, SCF= Falla Salar del Carmen. Notar la curvatura de SCF a la latitud de la Península de Mejillones. b) Vista inclinada de la curvatura de SCF y de la zona acomodando extensión al este de Mejillones. Las semi-elipses amarillas demarcan el ancho de las zonas donde existen fallas normales NS entre la línea de costa actual y el límite oriental de la Cordillera de la Costa.

Figure 5.1. (a) Carte des principales failles NS de la zone d'étude. Celles-ci pendent vers l'Est dans la plupart des cas, à l'exception de la faille Bandurria (BF). CHF = faille Caleta Herradura ; MF = Faille de Mejillones ; MIF = faille de Mititus ; AF = faille de l'aéroport ; SCF = Faille du Salar del Carmen. Noter la courbure de la faille du Salar del Carmen à la latitude de la péninsule de Mejillones. Les demi-ellipses jaunes montrent la largeur des zones où l'on observe des failles normales NS entre la ligne de côte actuelle et la bordure orientale de la Cordillère de la Côte.

partir del notable control que ejercen en la topografía actual. Las evidencias de su actividad se conservan en el paisaje gracias a las condiciones de aridez/hiperaridez que han predominado en la zona desde hace 19-13 Ma [Alpers y Brimhall, 1988; Rech et al., 2006]. Dichas evidencias se manifiestan, por ejemplo, en la generación de escarpes de falla y alzamiento relativo de bloques, tal como ocurre en las zonas aledañas a las fallas Mejillones y Salar del Carmen. A los 23.25°S, éstas y otras estructuras NS ocupan, entre la línea de costa actual y la traza del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), una zona más ancha, en comparación con las equivalentes al norte y al sur, donde se acomoda extensión (Figura 5.1a-b). Además, el SFA, particularmente el segmento Salar del Carmen, presenta una notable deflexión a la latitud de la Península de Mejillones (Figura 5.1a-b).

En este capítulo, a partir de modelos de dislocaciones elásticas orientados a calcular cambios de *stress* de Coulomb (CSC) superficiales, se discutirá la relación entre las propiedades geométricas de la zona sismogénica/bloqueada, las variaciones friccionales a lo largo de su rumbo y la actividad de las fallas Mejillones y Salar del Carmen. Para dichos modelos, se hace especial consideración de la zona de contacto interplaca bajo la Península de Mejillones, la cual ha sido propuesta como una barrera para la propagación de terremotos de subducción. Este aspecto no ha sido evaluado profundamente en estudios anteriores. Además, se discutirá el nexo existente entre ciertas características morfológicas del Antearco Costero, mencionadas en el párrafo anterior, y la naturaleza de la interfase de subducción a los ~23.25°S. La idea fundamental tras la aplicación de estos modelos es explorar, a través de la observación de rasgos morfo-estructurales del paisaje, la naturaleza de la zona de contacto entre las placas Nazca y Sudamericana entre

los 21°S y 25°S. Los resultados de estos modelos fueron sintetizados en un artículo en preparación, el cual se incluye en el presente capítulo.

Los resultados expuestos en el artículo indican, en primer lugar, que una ruptura como la del terremoto de Iquique 1877 favorecería la tensión en casi todo el antearco sobre y al este de ella. Además, se observó que un sismo de estas características favorecería sólo la reactivación parcial de fallas como Mejillones y Salar del Carmen (segmentos septentrionales). Por otro lado, se determinó que una ruptura atravesando la Península de Mejillones promueve la tensión a lo largo de toda la traza de las fallas Mejillones y Salar del Carmen. En general, los modelos cosísmicos desarrollados, si bien son capaces de explicar la actividad de las fallas en estudio, no son capaces de reproducir su restringida distribución, ya que promueven condiciones de tensión en toda la cuña de antearco sobre y al este de una ruptura dada. Esto se contrapone a las observaciones de terreno que indican que las fallas de la placa superior ocurren sólo en una delgada franja entre la costa y el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Alternativamente, los modelos intersísmicos permiten explicar, además de la actividad de las fallas consideradas, su acotada localización. Adicionalmente, estos modelos son efectivos en simular la curvatura de la Falla Salar del Carmen a la latitud de la Península de Mejillones. En general, el artículo concluye que la actividad de las fallas de la placa superior presentes en el área de estudio es el resultado de los esfuerzos inducidos durante fases cosísmicas e intersísmicas de sucesivos ciclos de subducción.

5.2. Modelos de dislocaciones elásticas

5.2.1. Aspectos teóricos

Los modelos de dislocaciones elásticas constituyen una herramienta muy útil para caracterizar la deformación inducida por la convergencia de placas durante las diferentes etapas del ciclo sísmico [Okada, 1985; Ruegg, 1994]. Este tipo de modelos puede aplicarse, por ejemplo, para calcular los vectores de desplazamiento y las variaciones del *stress* de Coulomb (CSC) en las fases cosísmica, postsímica e intersísmica. En particular, el CSC es un criterio bastante utilizado, sobre todo para evaluar qué fallas corticales son propensas a experimentar algún tipo de reactivación en una determinada etapa del ciclo de terremotos de subducción [e.g. King et al., 1994].

El término dislocación surge inicialmente de los estudios cristalográficos, y se define como un defecto en la red cristalina que genera una discontinuidad en ella. Esta discontinuidad es representada por el vector *b* (vector de Burgers), que es aquel vector de la red que cierra un circuito de Burgers, es decir, un camino que recorre el mismo número de átomos en un sentido y en otro (Figura 5.2). Cuando un cristal es perfecto, sin que exista una dislocación, este camino se cerrará por si mismo. Sin embargo, si en el circuito existe una dislocación, será necesario incluir un vector adicional, llamado vector de Burgers, para poder cerrarlo [Kittel, 1995]. Esto se presenta en la figura 5.2.

Desde un punto de vista estático, y por lo menos localmente, una falla puede ser considerada como el producto del deslizamiento entre dos partes de

la corteza que anteriormente estuvieron unidas. De esta manera, un modelo simple de una falla puede representarse como una dislocación de Volterra [Volterra, 1907] en un medio elástico semi-infinito (*elastic half space*), continuo e isótropo.

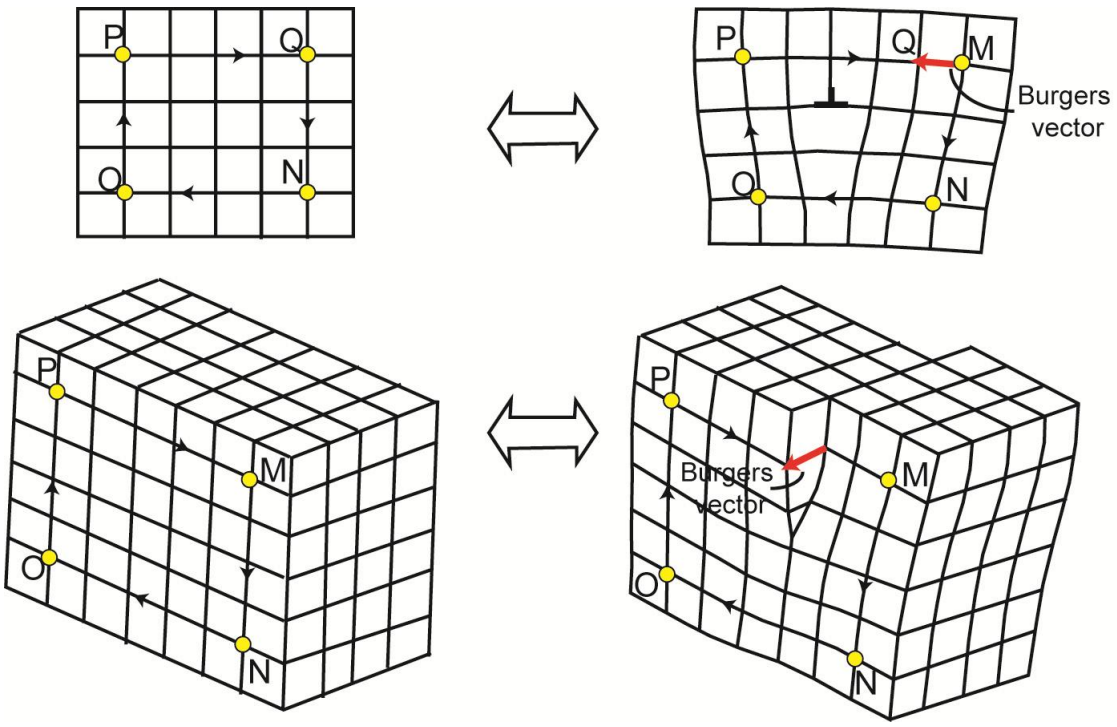


Figura 5.2. Muestra los vectores de Burgers (en rojo) para dos tipos de dislocaciones. A la izquierda se muestran los cristales perfectos, donde el circuito de Burgers (delimitado por los puntos amarillos MNOP) se cierra por si mismo, a diferencia de los cristales de la derecha, en que es necesario introducir el vector de Burgers (en rojo) para cerrar el mismo circuito.

Figure 5.2. Vecteurs de Burgers (rouge) pour deux types de dislocation. A la gauche, on montre des cristaux parfaits, où le circuit de Burgers délimité par les points jaunes MNOP se ferme sur lui-même. A droite, en revanche, il est nécessaire d'introduire le vecteur de Burgers en rouge pour fermer le même circuit.

Steketee [1958] fue el primero que adaptó la teoría de las dislocaciones a la sismología. Sin embargo, la formulación de Okada [1985] es la más utilizada, ya que presenta fórmulas compactas y simples de expresiones analíticas [Ruegg, 1994].

Para establecer los desplazamientos en superficie causados por fuentes de deslizamiento de forma rectangular, incluidas en el interior de un medio elástico semi-infinito, Okada [1985] parte de las expresiones del campo de desplazamiento u_i (x1, x2, x3) debido a una dislocación elemental Δu_j (ξ1, ξ2, ξ3) a través de una superficie elemental dΣ en un medio isótropo [Steketee, 1958].

Considerando un sistema de coordenadas cartesiano y rectangular como muestra la figura 5.3, con el medio elástico ocupando la región z <0, un plano de falla dentro de este medio puede ser representado por un rectángulo AA'B'B, con el lado AA' paralelo a la dirección Ox y con A'B' formando un ángulo de buzamiento δ con el plano horizontal. Se pueden definir dos dislocaciones elementales U1 y U2 para representar los componentes de cizalle de dirección horizontal U1 (falla de rumbo) y de cizalle en la dirección de la línea de mayor pendiente U2 (falla normal o inversa). En la figura 5.3, los vectores U1 y U2 corresponden al movimiento de la parte superior con respecto a la parte inferior, como indican las flechas de línea llena y segmentada, respectivamente.

Posteriormente, mediante formulaciones matemáticas, es posible determinar las componentes del desplazamiento en cada uno de los puntos de

la superficie del medio elástico [Ruegg, 1994]. De esta manera se han obtenido, por ejemplo, los campos de deformación y *stress* de Coulomb asociados a los terremotos de Antofagasta 1995 y Tocopilla 2007 [e.g. Delouis et al., 1997; Loveless, 2008; Klotz et al., 1999; Motagh et al., 2010].

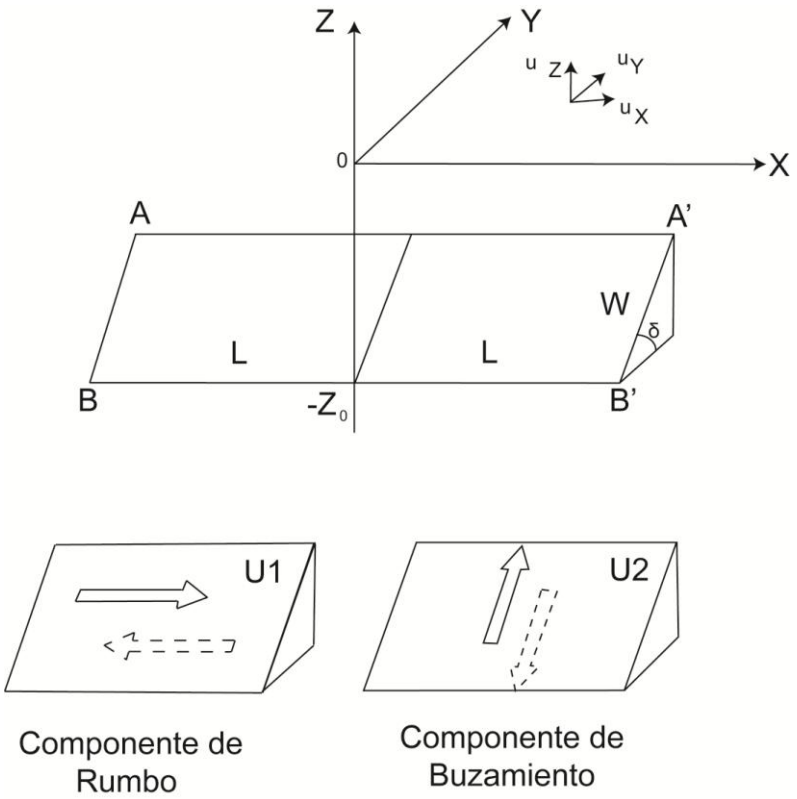


Figura 5.3. Tomada de Ruegg [1994]. Geometría del modelo de fuente rectangular en el sistema de referencia de Okada [1985].

*Figure 5.3. Géométrie du modèle de source rectangulaire dans le système de référence d'*Okada [1985]. *Figure tirée de* Ruegg [1994].

Debido a que los modelos de dislocación consideran un medio elástico semi-infinito, aspectos tales como la inclinación de las superficies y la

topografía no son tomados en cuenta. Además, estos modelos encuentran limitantes en el hecho que se asumen premisas reológicas irreales. A pesar de lo anterior, este tipo de modelos permite realizar estudios simples de la interacción entre los esfuerzos debido a la convergencia de placas en las diferentes etapas del ciclo sísmico, y la deformación superficial en la placa continental.

En esta tesis, los modelos de dislocaciones elásticas son utilizados principalmente para calcular los cambios en el *stress* de Coulomb. Con estos cálculos, se intentará esclarecer qué fase (s) del ciclo sísmico promueve (n) la actividad de las fallas Mejillones y Salar del Carmen. Además, estos modelos se utilizarán para explicar ciertas características morfológicas del Antearco Costero de la zona de estudio, en términos de su relación con las propiedades geométricas y mecánicas de la zona sismogénica. En la siguiente sección se proporcionan los detalles del cálculo del cambio de *stress* de Coulomb.

5.2.2. Cambio del *stress* de Coulomb

El cálculo de la variación del *stress* de Coulomb es una técnica que se ha utilizado desde inicios de la década de los 90, en pos de evaluar las variaciones que sufren, en términos del campo de *stress*, las regiones y particularmente las fallas ubicadas en los alrededores del foco de un terremoto dado [e.g. Stein et al., 1992; King et al., 1994; Hardebeck et al., 1998; Stein, 1999].

Para comprender cómo funciona este cálculo, es necesario, en primer lugar, entender el criterio de fallamiento de Coulomb, el cual es uno de los

más empleados para determinar las condiciones bajo las cuales una roca se falla [e.g. Jaeger y Cook, 1979; Scholz, 1990]. Según éste, para que ocurra desplazamiento, se requiere que tanto el stress normal como el de cizalle, en un plano de falla incipiente, satisfagan condiciones análogas a la fricción en una superficie de debilidad preexistente. La ecuación que representa el *stress* de Coulomb crítico para provocar fallamiento está dada por la siguiente expresión:

$$(1)\ \sigma_c = \tau - \mu(\sigma_n - p),$$

donde τ es el stress de cizalle paralelo a la dirección de desplazamiento, σ_n es el *stress* normal, p es la presión de fluido, y μ es el coeficiente de fricción. Según esta ecuación, una falla puede acercarse al *stress* crítico para experimentar desplazamiento si se incrementa el *stress* de cizalle τ, o bien si el *stress* normal efectivo $(\sigma_n - p)$ decrece (o viceversa).

Este criterio fue originalmente concebido en laboratorio, donde las magnitudes de los *stresses* utilizados en los ensayos, tanto normales como de cizalle, pudieron ser medidos con precisión. Sin embargo, en situaciones de terreno los esfuerzos son difíciles de medir, y por lo tanto no han sido adecuadamente constreñidos. A pesar de esto, los cambios en el campo de *stress* producidos como consecuencia de un terremoto pueden ser estimados, y a partir de dichas estimaciones es posible calcular cuánto han cambiado los *stresses* de cizalle y normal en las fallas cercanas a la fuente (receptoras). Así, si bien no se puede conocer el valor absoluto de *stress* en una falla, es posible determinar el cambio en el *stress* de Coulomb usando la siguiente expresión:

$$(2)\ \Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p),$$

de la cual se puede deducir que un valor positivo del *stress* de Coulomb aumenta las posibilidades de que una falla dada provoque un terremoto, mientras que un valor negativo de este parámetro resta las posibilidades de que esto ocurra. Es importante señalar que estos cálculos son independientes de los conocimientos cuantitativos que se tenga en relación al campo de *stress* regional, y también de los campos de *stress* inducidos por algún terremoto anterior [e.g. Freed et al., 2005].

Comúnmente, los cambios en la presión de fluido *p* se asumen proporcionales a los cambios de *stress* normal [e.g. Cocco y Rice, 2002], siendo incorporados en la determinación de un coeficiente de fricción efectivo (μ') de la forma:

$$(3)\ \mu' = \mu(1-B),$$

donde *B* es el coeficiente de Skempton, definido como la razón entre la presión de fluido y el cambio de *stress* en condiciones de drenaje nulo, y que para las rocas tiene valores sugeridos entre 0.5 y 0.9 [e.g. Roeloffs, 1996]. En estudios de cambio de *stress* de Coulomb cosísmico, se ha notado que el coeficiente de fricción efectivo (μ') varía entre 0 y 0.75, utilizándose normalmente un promedio de 0.4. Así, el cambio de *stress* de Coulomb cosísmico puede ser considerado, de acuerdo a Reasenberg y Simpson [1992], como:

$$(4)\ \Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n$$

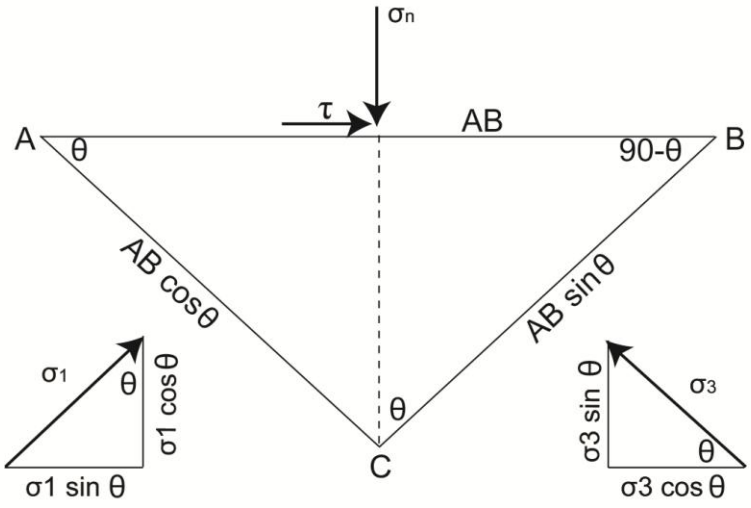


Figura 5.4. *Stresses* normales y de cizalle actuando sobre las caras de un triángulo ABC, derivados a partir de σ_1 y σ_3.

Figure 5.4 : Contraintes normales et cisaillantes s'exerçant sur les faces d'un triangle ABS, calculées à partir de σ_1 et σ_3.

Un aspecto teórico que debe tenerse en cuenta para calcular los *stresses* normales y de cizalle, ambos componentes de un *stress* tractivo aplicado a un plano dado, es que es preciso conocer la magnitud y orientación de dos de los *stresses* principales (*σ1*, *σ2* y *σ3*). En la figura 5.4 se muestran los *stresses* normales y de cizalle actuando sobre la cara AB del triángulo ABC. Además, en ella se indica la magnitud y orientación de *σ1* y *σ3*, perpendiculares a las caras AC y CB, respectivamente.

Asumiendo una condición de equilibrio estático y usando las relaciones expresadas en la figura 5.4, es posible derivar las ecuaciones fundamentales

para los *stresses* normales y de cizalle, comenzando con un balance de fuerzas:

$$(5)\ (\sigma_n)(AB)= (\sigma_1 cos\theta)(ABcos\theta)+(\sigma_3 sen\theta)(ABsen\theta)$$

Cancelando término similares y simplificando, se obtiene:

$$(6)\ \sigma_n= \sigma 1 cos^2\theta+ \sigma 3 sen^2\theta$$

Luego, sustituyendo las identidades trigonométricas $cos^2\theta=(1+ cos^2\theta)/(2)$ y $sen^2\theta=(1- cos^2\theta)/(2)$ en la ecuación anterior, se tiene:

$$(7)\ \sigma_n= (\sigma_1/2) + (\sigma_1/2)cos2\theta + (\sigma_3/2) - (\sigma_3/2)cos2\theta$$

Simplificando, se obtiene que la ecuación fundamental para σ_n está dada por:

$$(8)\ \sigma_n= ((\sigma_1+\sigma 3)/2) + ((\sigma_1-\sigma_3)/2)cos2\theta$$

Ahora, nuevamente suponiendo una condición de equilibrio estático y usando las relaciones de la figura 5.4, se tiene que:

$$(9)\ \tau AB= (\sigma_1 sen\theta)(ABcos\theta) - (\sigma_3 cos\theta)(ABsen\theta)$$

Cancelando términos similares y simplificando se obtiene:

$$(10)\ \tau= (\sigma_1 sen\theta)(cos\theta) - (\sigma_3 cos\theta)(sen\theta)$$

Reagrupando:

$$(11)\ \tau = (\sigma_1 - \sigma_3)(cos\theta)(sen\theta)$$

Sustituyendo las identidades trigonómetricas $(sen2\theta)/2 = (sen\theta)(cos\theta)$ en la ecuación anterior, se obtiene la ecuación fundamental para el *stress* de cizalle:

$$(12)\ \tau = ((\sigma_1 - \sigma_3)/(2))(sen2\theta)$$

Si bien el cálculo del cambio de *stress* de Coulomb es limitado en muchos aspectos, como por ejemplo en explicar la dependencia del tiempo en la ocurrencia de los eventos gatillados, así como también en el hecho de conocer con precisión los *stresses* principales en situaciones de terreno, estos ensayos han sido efectivamente probados para explicar algunas observaciones sísmicas [e.g. Freed et al., 2005]. Ejemplo de esto lo constituye la contribución de King et al. [1994], quienes mediante cálculos de *stress* de Coulomb, discuten cuáles serían los planos de deslizamiento más proclives a generar réplicas del terremoto de Landers 1992, cuando la orientación de las fallas receptoras era desconocida.

A continuación, se incluye un artículo en el que el criterio del cambio de *stress* de Coulomb será utilizado para explicar la relación entre las propiedades de la zona sismogénica, ciertas características morfológicas del antearco costero y la actividad de las fallas Mejillones y Salar del Carmen.

5.3. Artículo en preparación: *Upper plate fault activity in northern Chile: Exploring its relationship with the subduction earthquake cycle using static Coulomb Stress Change (CSC) models*

Cortés, J.[1]; González, G.[1]; Remy, D[2].; Martinod, J[2].

(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte Antofagasta, Chile.

(2) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Abstract

We performed superficial coseismic and interseismic Coulomb Stress Change (CSC) models in order to test the interaction between the interplate contact and the occurrence of upper plate normal faults in the Coastal Forearc of northern Chile (22°35'S- 24°S). We explore the effect of subduction earthquake cycle and variation of the coupling along strike and along dip of the interplate contact in the resulting CSC pattern. Furthermore, we test the influence exerted by the existence of a seismic barrier beneath Mejillones Peninsula in the upper plate fault activity. From coseismic models we determined that ruptures arresting at the northern-central part of the peninsula

do not promote the near surface reactivation of all the upper plate faults in the Mejillones Peninsula. Also, these models suggest that just the northernmost part of the Mejillones Fault should experience unclamping during an earthquake like the simulated. Conversely, a rupture of the megathrust passing completely beneath the peninsula is able to produce positive CSC values in all the upper plate faults present at the forearc. Nevertheless, coseismic models fail in reproducing the restricted EW location of these faults. Instead, interseismic models attest for the localized distribution of faults in the forearc and the curvature of the main branch of the Atacama Fault System at the latitude of the Mejillones Peninsula. Because both coseismic and interseismic models are able to explain the potential reactivation of upper plate normal faults and since the large >Mw 8.5 subduction earthquake cycle in northern Chile is not synchronized with the Mw 7 earthquake cycle of upper plate faults, we postulate that the upper plate fault activity is controlled by stress increments during both periods and over repeated subduction earthquake cycles.

1. Introduction

The western edge of the South American Plate in northern Chile is under elastic deformation induced by plate convergence. Several authors have suggested that this deformation is balanced among the stages of the subduction earthquake cycle [Bevis et al. 1999; Klotz et al., 2001; Chlieh et al. 2004; Klotz et al., 2006]. However, part of this deformation is transferred to the upper plate in a permanent way. Most of this latter is concentrated in the subandean zones, at the foreland thrust belt, where horizontal shortening accommodates even 8.5% of the convergence [e.g. Bevis et al., 2001].

However, a small fraction of the permanent deformation is also accommodated within the Coastal Forearc, as evidenced by the existence of several kilometric upper plate faults [Arabasz, 1971; Okada, 1971; Armijo and Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; von Huene and Ranero, 2003; González et al., 2003; Allmendinger and González, 2010]. Particularly, between 22°35'S and 24°S (Figure 1a), the Coastal Cordillera exhibits mostly NS striking and steep east-dipping normal faults, like the Mejillones (MF), Caleta Herradura (CHF), Mititus (MIF) and Salar del Carmen (SCF) faults (Figures 1b-c). These faults exert an important control in the local topography, forming typical mountain range fronts with vertical steps that overcome 300 m in height (Figure 2a-b) [e.g. Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003; González et al., 2006]. Despite most of the normal faults are expressed in the relief by fault scarps in Quaternary alluvial fans (Figure 2b), attesting for their recent activity, no moderate to large historical events (Mw $\geq$ 7) have been recorded along them [Arabasz, 1971; Comte et al., 1994]. Nevertheless, recent paleoseismological studies that we have conducted in the Mejillones and Salar del Carmen faults (Figures 1a-c, 2a-b) have revealed that these faults generated Mw~7 earthquakes during the Holocene, and hence must be considered active [Cortés et al., 2012].

Most of the upper plate normal faults located between 22°35'S and 24°S share some common characteristics. They present similar geometrical properties (azimuth/dip) and in most of the cases promote the uplift of the block positioned westward their trace (e.g. Mejillones and Salar del Carmen faults; Figures 2a-b, respectively). Because of this condition, we suspect that their origin and activity must be controlled by the convergence, more specifically by the sum of the effects of interseismic and coseismic periods

over repeated subduction seismic cycles. Previously, some workers have explored the relationship between the activity of upper plate faults in the area and the subduction seismic cycle by performing coseismic and interseismic CSC models [Loveless, 2007; Loveless and Pritchard, 2008; Loveless et al. 2010a]. In general, for the coseismic period of subduction earthquakes, they suggest that the potential normal reactivation of upper plate faults is strongly conditioned by the slip distribution along the main rupture (interplate seismogenic zone). For instance, they concluded that the 1995 Mw 8.1 Antofagasta Earthquake [e.g. Delouis et al., 1997] unlikely produced motion on the Atacama Fault System (AFS). On the other hand, for the interseismic period of the interplate events, they suggested that normal activity is only encouraged in upper plate faults placed along a narrow NS fringe that roughly follows the eastern border of the Coastal Cordillera.

In this paper, by employing static Coulomb Stress Change (CSC) models, we aim to better understand the relationship between the activity of upper plate faults located at 23°15'S (Figures 1b-c) and the subduction earthquake cycle. Particularly, we focus on the role exerted by the nature of the interplate contact beneath the Mejillones Peninsula in the distribution of the superficial areas prone to experience tension (positive CSC values). This is an aspect that has not been addressed in detail when using CSC models and that we have decided to consider since the interplate contact beneath the Mejillones Peninsula is proposed as a seismic barrier for the propagation of subduction earthquakes [e.g. Ruegg et al., 1996; Delouis et al., 1997; Victor et al., 2011] and as a transition zone where the coupling depth varies along strike [Khazaradze and Klotz, 2003; Chlieh et al., 2011].

Arica
Iquique
Tocopilla
Antofagasta
1877
2007
1995
AFS
MP
Chile-Peru Trench
Pacific Ocean
Convergence rate
65 mm/y
(Angermann et
al., 1999)
a)
b)
c)
MF
CHF
BF
AF
SCF
MIF
CfF
72°0'0"W
70°0'0"W
18°0'0"S
20°0'0"S
22°0'0"S
23°0'0"S
24°0'0"S
22°0'0"S'
24°0'0"S'
0
100
200
km
0
25
50
75
km
0
12
24
36
48
km

Figure 1. a) SRTM DEM 90 showing the portion of the coastal Forearc considered in this study. Solid and segmented white ellipses represent the ruptures of the Iquique 1877, Antofagasta 1995 and Tocopilla 2007 earthquakes. Yellow lines are the Mejillones and the main strand of the Atacama Fault System (AFS) in the zone, the Salar del Carmen Fault (see b). MP is the Mejillones Peninsula; b) SRTM DEM 90 showing a detailed view of the Mejillones Peninsula and the faults in the study area. Faults are depicted by white dotted lines. BF= Bandurria Fault, CHF= Caleta Herradura Fault, MF= Mejillones Fault, AF= Aeropuerto Fault, MIF= Mititus Fault, SCF= Salar del Carmen Fault. Note the change in the SCF strike at the latitude of the Mejillones Peninsula. White square is the area showed in detail in c). The yellow coloured continental areas are where NS-NE normal faults accommodating extension have been identified; c) Zoom of the Mejillones Peninsula and the Coastal Cordillera eastward. The same faults as b) are depicted with dented lines indicating the east facing scarps.

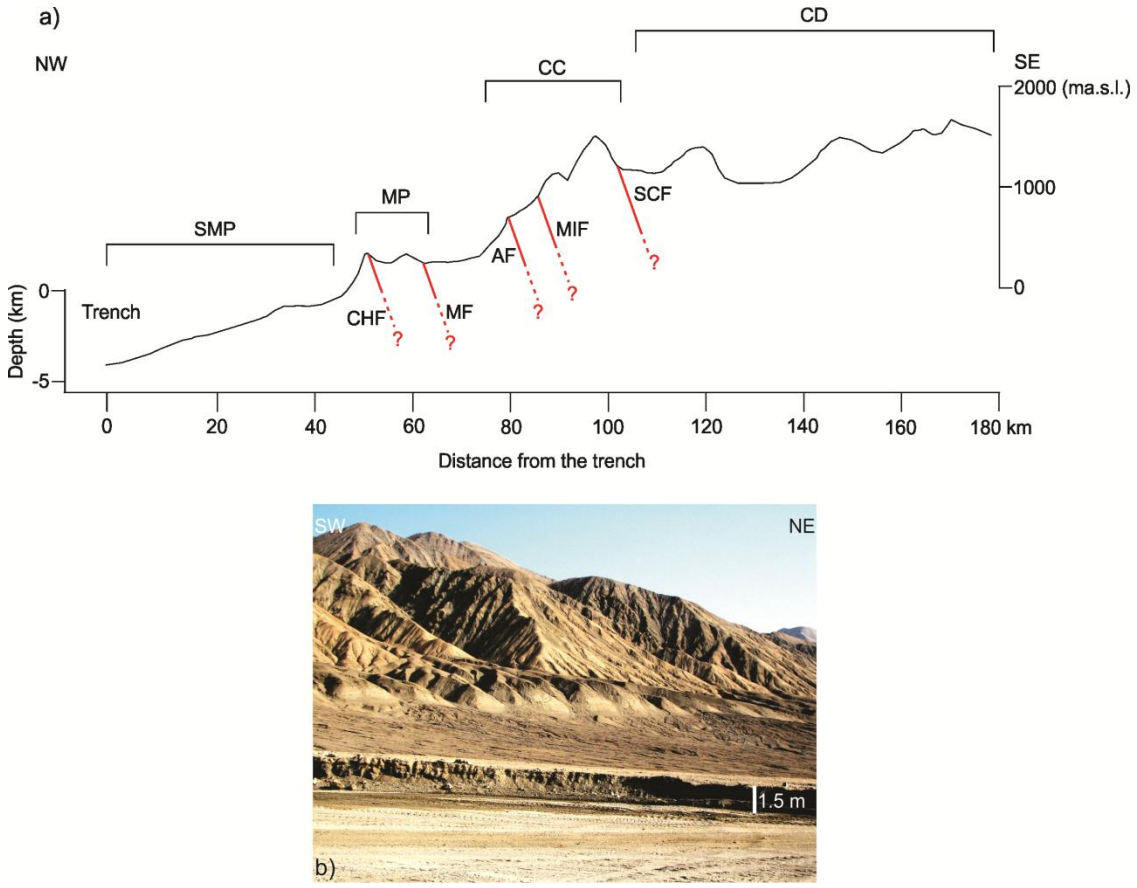


Figure 2. a) NW-SE profile made from GTOPO 90 topographic and bathymetric data. It shows the location of normal faults at ~23.25°S. The represented morphotectonic domains identified in the profile are as follows: SMP= Submerged marine platform; MP= Mejillones Peninsula; CC= Coastal Cordillera; CD= Central Depression. Faults along the profile are depicted by red lines. Their prolongations in depth are represented by red segmented lines, since the root of these structures has not been precisely constrained. Interrogation signs are also put at the bottom of each prolonged fault to represent this situation. CHF= Caleta Herradura Fault; MF= Mejillones Fault; AF= Aeropuerto Fault; MIF= Mititus Fault and SCF= Salar del Carmen Fault; b) General view of the Mejillones Fault scarp.

2. Seismotectonic framework

The tectonic setting of northern Chile is mainly controlled by the convergence between the Nazca and South American plates. This process occurs at a rate of 65 mm/y along a vector oriented N75°E [Angermann et al., 1999; Kendrick et al., 2001]. Seismic interaction at the plate interface occurs along a seismogenic zone that dips 18º to the east, extending from near the trench to a downdip limit located at 40 km - 55 km depth [Tichelaar and Ruff 1991; Comte and Suarez, 1994; Delouis et al., 1996; Husen et al., 2000; Chlieh et al. 2004].

In the last years, the extensive use of Global Positioning System (GPS) in northern Chile has made possible to measure the surface velocity field during the different stages of the subduction earthquake cycle [Bevis et al., 1999; Klotz et al., 1999, Khazaradze and Klotz, 2003; Chlieh et al., 2004]. By performing numerical modeling, it has been also possible to image the depth range where the plate interface is locked or experiencing stable sliding [Khazaradze and Klotz, 2003; Chlieh et al., 2004]. However, these models have failed in reproducing a detailed view of the limit between the locked and the transition zone (partially locked) along the dip of the interplate contact. This is because the GPS data obtained nearby the Mejillones Peninsula are strongly influenced by the two most recent large subduction earthquakes: the 1995 Mw 8.1 Antofagasta Earthquake [Ruegg et al., 1996] and the 2007 Mw 7.7 Tocopilla Earthquake [Delouis et al., 2009; Bejar et al., 2010, Motagh et al., 2010]. Thus, it limits the numerical modeling and a most precise definition of the interplate contact nature. Despite these limitations, Khazaradze and

Klotz [2003] suggested that the lower boundary of the locked part (100% coupling) of the seismogenic zone north of the Mejillones Peninsula is located at 50 km depth, whereas southward this morphological feature the same limit is located at 38 km depth. On the other hand, Chlieh et al. [2004], for the same area, modeled the locked portion (100 % coupling) as existing from the trench to 35 km depth. Downward this limit, Chlieh et al. [2004] suggest the existence of a transition zone until 55 km depth. Both, the contribution of Khazaradze and Klotz [2003] and Chlieh et al. [2004] consider that the 100 % coupling area is uniform along strike during the interseismic period. Recently, inversion models for this and others subduction zones worldwide have demonstrated that interplate locking is heterogeneous along strike. These heterogeneities are manifested in the existence of patches (segments) that have a reduced locking (coupling < 100 %) or even creep aseismically [Loveless and Meade, 2010; Moreno et al., 2010; Chlieh et al., 2011].

Several authors have proposed that the distribution of moderate to large subduction earthquakes in northern Chile reflects an along strike (trench-parallel) long-term segmentation of the seismogenic zone [Delouis et al., 1997; Sobiesiak et al., 2007; Victor et al., 2011]. According to these authors, the interplate contact beneath the Mejillones Peninsula acts as seismic barrier that defines two subduction earthquake segments. The first segment is located northward this morphological feature, whilst the second one extends southward the same. The rupture associated with the 1877 Mw ~8.6 Iquique Earthquake was arrested beneath the Mejillones Peninsula [Comte and Pardo, 1991]; and the 1995 Mw 8.1 Antofagasta earthquake [Ruegg et al. 1996] started below its southern part, propagating towards the south. More recently, the 2007 Mw 7.7 Tocopilla Earthquake initiated from near Tocopilla and

stopped beneath the northern part of the Mejillones Peninsula [Delouis et al., 2009; Bejar et al., 2010; Motagh et. al., 2010; Peyrat et al., 2010]. Particularly, Victor et al. [2011] estimated that 90% of slip deficit since the 1877 earthquake has been balanced by creeping at the plate interface below the Mejillones Peninsula, contrasting with the two neighbor segments that have accommodated a percentage of the slip deficit coseismically. The main conclusion of this observation is that the interplate contact beneath the Mejillones Peninsula impedes or reduces the elastic strain accumulation in the upper plate. Based on these antecedents, it is plausible to suggest that the role of seismic barrier proposed for the Mejillones Peninsula may be related to a change in the frictional properties along the strike of the seismogenic zone. In turn, this change would promote variations in the locking degree along the interplate contact beneath the Coastal Forearc of the study area. Indeed, Chlieh et al. [2011] suggest that the Mejillones Peninsula is a transition between a shallower locked area (with > 75 % coupling) southward and a deeper locked area northward this morphological feature. Moreover, Bejar [2011], based on GPS and INSAR data, modeled the interplate coupling beneath Mejillones as a zone with a shallower partially coupled zone (50% coupling) in comparison with adjacent areas to the north and to the south.

Taking into account the discrepancies between the available interplate locking models, in our simulations we consider different scenarios for the interplate contact at the latitude of the Mejillones Peninsula. Afterwards, we discuss which of these models explain in a better way the geological and structural observations that we have made with respect to the existence of upper plate faults in the study area.

3. Structural setting of the study area

The Coastal Forearc between 22°35'S and 24°S is marked by the existence of the Mejillones Peninsula, an anomalous morphotectonic feature that interrupts the straight trend of the coastline (Figure 1a-c). This peninsula represents a particular place in the outer forearc, where tectonic processes linked to the convergence have promoted fast uplift since 3.3 Ma [Marquardt, 2005] and extensional faulting during the Quaternary [Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; Delouis et al., 1998; González et al., 2003]. There, the uplift has occurred at a rate of 0.6 mm/yr since the last 330 ka [Casanova et al., 2006], which is significantly faster than the average coastal uplift rate in the area for the Quaternary (0.1-0.24 mm/yr) [Martinez and Niemeyer, 1982; Ratusny and Radtke, 1988; Radtke, 1989; Leonard and Wehmiller, 1991; Ortlieb et al., 1996d]. From a geological standpoint, this peninsula is spatially related to two conspicuous characteristics linked to the upper plate faults: i) The curvature of the Atacama Fault System (AFS), specifically the Salar del Carmen Segment (SCF, Figure 1c), and ii) The larger number of NS to NE striking faults accommodating extension at this latitude (Figure 1a-c). Normal faults displace Quaternary alluvial deposits, giving way to large-scale fault scarps (Figure 2a-b). As it is depicted in Figure 1a-b (transparent yellow area onshore), at the latitude of the Mejillones Peninsula, the E-W section limited by the coastal cliff and the trace of the Atacama Fault presents a larger number of NS-NE/SW normal faults than the equivalent zones further north and south. These faults accommodate moderate E-W extension since even Miocene times along subvertical planes (75°) [e.g. Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003]. With the exception of the Bandurria and Bolfín faults, all these structures dip to the east [e.g. Armijo and

Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003]. In general, for these faults the suggested slip rates do not overcome 0.5 mm/y, resulting in a permanent extension of 1-5 nstrain/year [Allmendinger and González, 2010].

The occurrence of these normal faults has been related to the convergence in two different ways: i) as a long term plate interaction controlled by subduction erosion [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; Adam and Reuther, 2000]; and ii) as a short term plate interaction during different stages of the subduction earthquake cycle [Delouis et al., 1998; Loveless, 2008; Loveless et al., 2010a]. For example, Delouis et al. [1998] suggested that normal faulting in the upper plate could occur by coseismic elastic rebound during subduction earthquakes. Alternatively, the same authors proposed that extension could act during interseismic phase by upper plate bending.

4. Static Coulomb Stress change models

4.1. Method

We have performed superficial (0 km depth) coseismic and interseismic static CSC calculations by considering faults as dislocations in an elastic half space [e.g. Savage, 1983; Okada, 1985]. The software Coulomb 3 [Lin and Stein, 2004; Toda et. al, 2005], free available at the USGS website, was used for this purpose.

CSC static calculations constitute a useful tool in explaining many seismic observations. Between these are the aftershock distribution and the

potential reactivation of faults following a large earthquake [e.g. Freed, 2005]. The CSC is given by the expression:

$$CSC = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma n - \Delta p),$$

which is derived from the Coulomb Failure Criterion [Jaeger and Cock, 1969; Scholz, 1990]. There, $\Delta\tau$ is the variation in the shear stresses, μ the friction coefficient, $\Delta\sigma n$ the variation in the normal stress and Δp the change of the pore fluid pressure along the "receiver faults". The "receiver faults" are those planes over which the CSC is calculated due to the perturbations in the stress field induced by a "main fault". In our models, these correspond to upper plate faults and the subduction seismogenic/locked zone, respectively. It is worth to mention that this criterion only focuses in the change of the stress levels induced by an earthquake and does not consider the absolute values of stress along the receiver faults prior to its occurrence [e.g. Freed et al., 2005].

Geometry, orientation and kinematics of the main and receiver faults are the input parameters of the models. Also, mechanical parameters like friction and elasticity are taken into account. In our models, a friction coefficient of 0.4 is assumed for receiver faults and a Poisson modulus of 0.2 is considered for the half space in which dislocations are imprinted. These values follow previously published works [e.g. King et al., 1994; Freed et al., 2005; Loveless, 2008].

Triggering activity along a fault (reactivation) is the consequence of the redistribution of stresses after a large earthquake occurred in the environs. If a fault is located in a region of positive CSC and is in an advanced stage of its

seismic cycle, it is prone to be reactivated [e.g. Freed et al., 2005]. In the following sections, we evaluate this possibility by considering the interaction between the subduction earthquake cycle and the upper plate faults existing in the study area.

4.2. Models setup

In order to constrain the dynamical relationship between subduction earthquakes and upper plate faults we simulate both, coseismic and interseismic scenarios. In these two kinds of models we represent, respectively, the seismogenic and the locked zone by using rectangular patches (green rectangles in figures 3 to 7). In general, for our coseismic models, we consider the downdip limit at around 50 km depth, following the results of Husen et al. [2000] and Motagh et al. [2010]. For the updip limit, we set its location at 5 km depth, according to slip distribution models of the last two mega subduction earthquakes in the world: the 2010 Mw 8.5 Maule Earthquake [e.g. Hayes, 2010a; Lorito et al., 2011] and the 2011 Mw 9 Honshu earthquake [e.g. Lay and Kanamori, 2011; Simons et al., 2011]. On the other hand, our interseismic models take into account, in first place, the updip and downdip limits classically assigned for the locked zone in northern Chile. These limits would be thermally controlled and in our case located at 20 km and 38-50 km depth, respectively [e.g. Springer, 1999; Oleskevich et al., 1999; Khazaradze and Klotz, 2003; Klotz et al., 2006; Loveless, 2008]. As well, in our interseismic simulations, we tested the effects in CSC caused by an updip close to trench, as it has been recently suggested [Bejar, 2011; Chlieh et al., 2011]. Moreover, our interseismic models consider the observations of GPS superficial velocities that suggest that the interplate contact beneath the

Mejillones Peninsula represents a transition for the maximal depth of the locked zone, from around 38 km depth southward to 50 km depth northward this morphological feature [Khazaradze and Klotz, 2003; Chlieh et al., 2011].

In each segment (patch), we considered a slip of 8.66 m (coseismic or "backslip", see next section), following a rake coherent with the convergence [Kendrick et al., 2001], and consistent with an interseismic period of 135 years. This period is the elapsed time since the last mega-earthquake in the region (Iquique 1877 Earthquake) and is in the range of recurrence proposed by Dorbath et al. [1990] and Comte and Pardo [1991] for subduction earthquakes in northern Chile.

Upper plate faults over which the CSC is calculated ("receiver faults") are oriented N10°E/75°E and show potentially pure normal dip slip (rake -90°), according to previous studies carried out in the area [e.g. Armijo and Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003].

4.3. Coseismic CSC models

In models simulating coseismic periods (Models 1 and 2a-b) the slip occurs along the interplate seismogenic zone as in a reverse fault with minor dextral strike-slip component. In Models 1 and 2, the slip is homogeneously distributed along patches oriented N5°W/20°E. In both cases, the strike of the rupture follows the trench and a dip of 20ºE was elected by considering previous works [e.g. Pritchard and Simons, 2006]. Depending on their areas, the ruptures are compatible with Mw~8.5 to Mw~9 earthquakes.

Model 1 supposes the existence of a subduction segment (here and after Iquique segment) limited at its southern termination by the Mejillones Peninsula. Conversely, Models 2a-b show the CSC resulting from a major subduction earthquake occurring beneath the Mejillones Peninsula. Model 2a supposes the existence of a seismogenic zone showing purely stick slip behavior until 50 km depth, while Model 2b considers a seismogenic zone experiencing stick slip until 28 km depth and stable sliding downward along the interplate contact. These latter conditions follow the observations of Pritchard and Simons [2006] and Victor et al. [2011] suggesting a creeping zone underneath the Mejillones Peninsula. Models 2a-b correspond to coseismic slip distributions that differ from those that occurred during the two last large subduction earthquakes in the area [Loveless et al., 2010b; Motagh et al., 2010]. Notwithstanding, we decided to asses this scenario because of the scarce and imprecise record of historical ruptures in northern Chile does not allow excluding this possibility. Also, we justify the construction of these models since we interpret the structural style of the faults existing between 22°35'S and 24°S as the result of a persistent subduction segment like that of Models 2a-b.

4.3.1. Result of Model 1. 1877 Iquique segment with homogeneous slip

From Model 1 (Figure 3), we observe that positive CSC values and thus tensional conditions are promoted along two wide fringes over and eastward the rupture (green rectangle). Geographically, the western fringe corresponds to almost the whole Coastal Forearc onshore and offshore, northward the Mejillones Peninsula. There, CSC values reach ~0.5 MPa. The eastern fringe covers the Precordillera and extends to the east as far as the present active

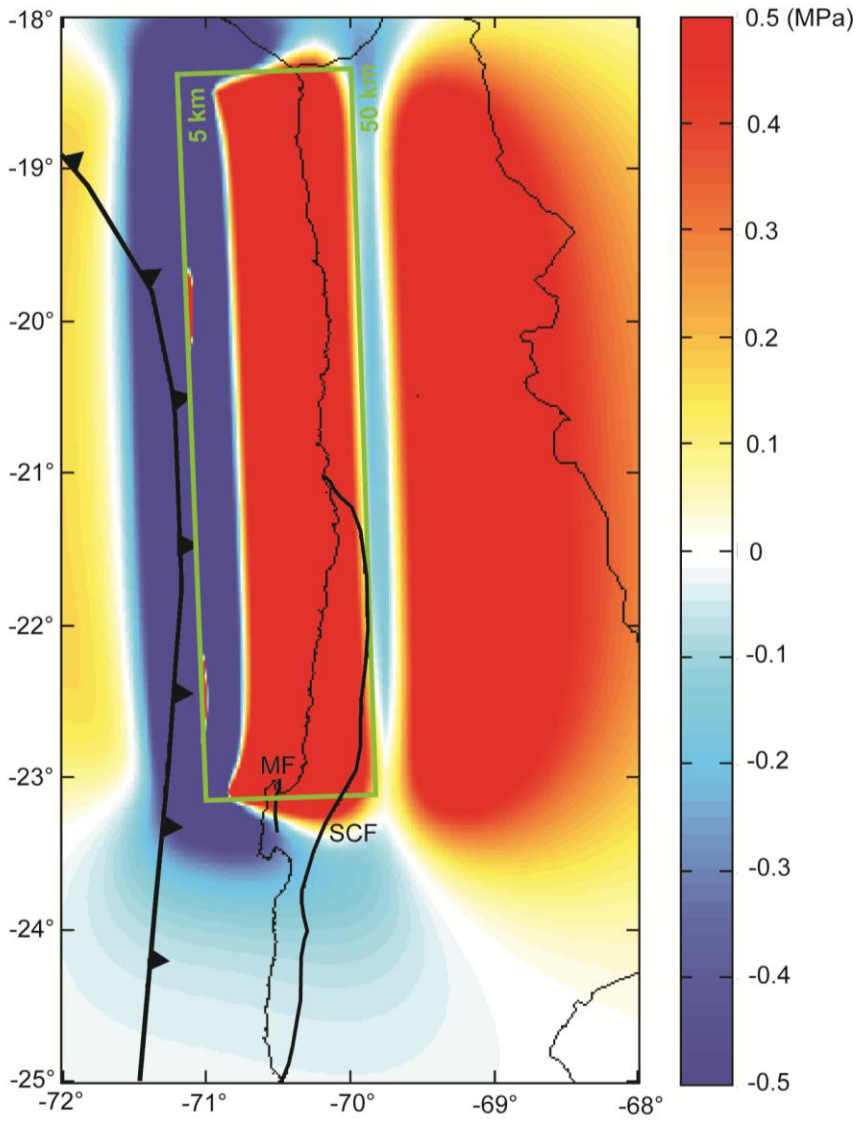


Figure 3. Model 1. Superficial (0 km depth) coseismic CSC model for the Iquique 1877 Earthquake. This model considers 8.66 m of coseismic slip homogeneously distributed along a rupture oriented N5°W/20°E, coupled between 5 and 50 km depth, and compatible with a Mw~8.8. Red zones correspond to positive CSC where tension is favoured. Blue areas are zone where the CSC is negative and thus tension is disadvantaged. The black dented line is the trench. Black lines are the Mejillones (MF) and Salar del Carmen (SCF) faults. Green rectangle simulates the seismogenic zone.

volcanic arc, with CSC values larger than 0.3 MPa. Between these two fringes, approximately 48 km from the coast, there is a narrow NNW domain along which tension is not favored (Figure 3). This domain is located immediately eastward the superficial projection of the downdip boundary of the seismogenic zone (Figure 3). We tested seismogenic zones with different downdip limits and observed that the position of the negative CSC fringe displacement is controlled by the downdip limit of the rupture.

Faults like Mejillones and Salar del Carmen (Figures 1c and 3) are positioned close to the southern end of the rupture; hence their possibilities of experiencing tension and potentially normal activity are reinforced only until ~23.25°S, the latitude of the central part of the Mejillones Peninsula (Figure 3). In fact, from Model 1 we observe that a subduction earthquake like the simulated does not favor tension along the southern terminations of both faults (Figure 3). In consequence, for promoting tensional conditions all along the trend of normal faults present in the Mejillones Peninsula and the Coastal Cordillera further east, a rupture propagating completely beneath this morphological anomaly is required.

4.3.2. Results of Models 2a-b. Mejillones segment

Opposite to what Model 1 shows, Models 2a and 2b (Figure 4a-b) indicate that a rupture provoking a Mw~8.5 earthquake and passing beneath the Mejillones Peninsula would generate positive CSC values in almost the entire forearc between 22.5°S and 24°S. Again, a longitudinal neutral to negative CSC fringe is generated over the downdip limit of the rupture. In consequence, from these two models, we can establish that a rupture

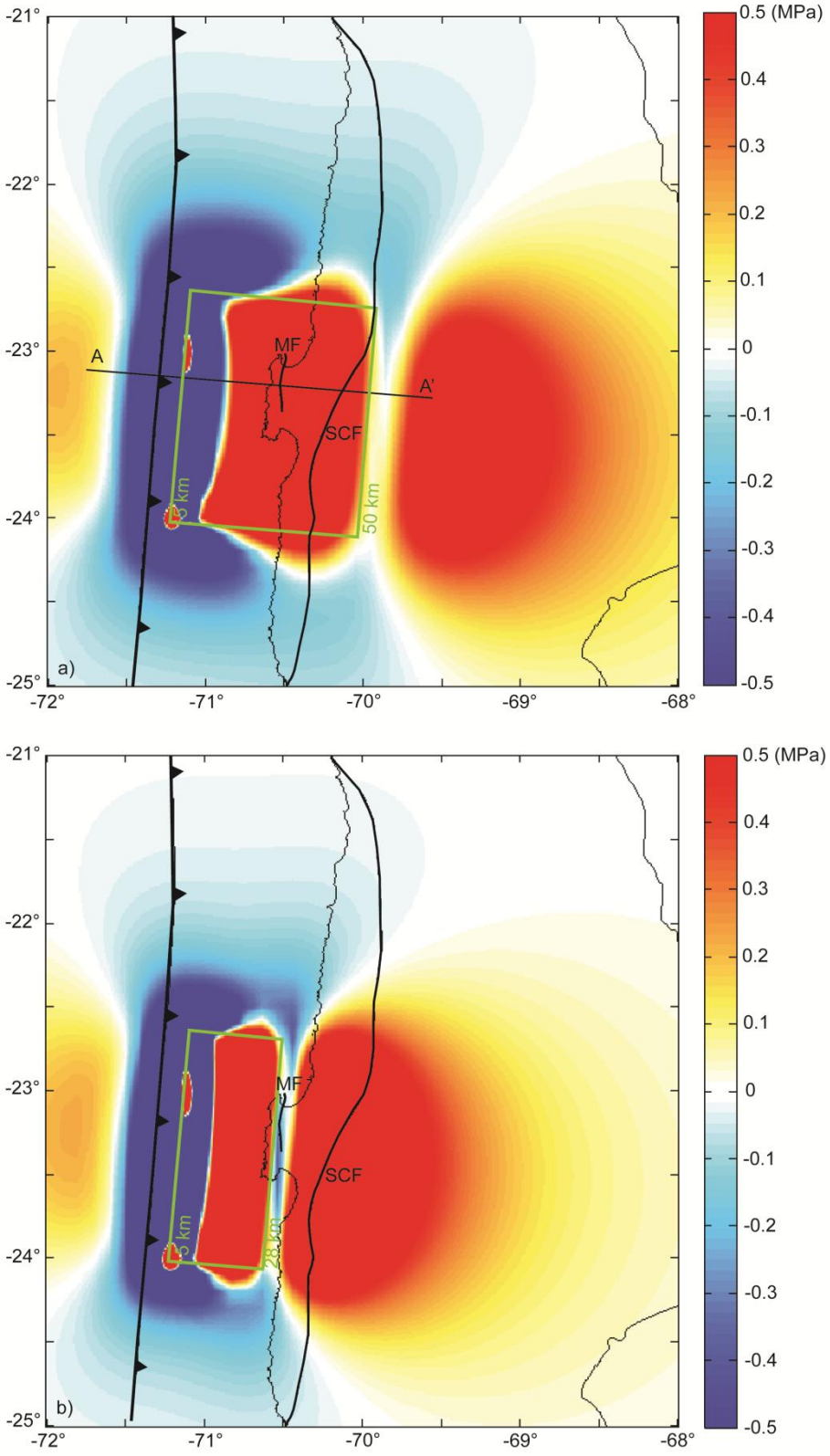

-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
A
A'
MF
SCF
15 km
50 km
a)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5
-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
MF
SCF
15 km
28 km
b)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

Figure 4. a) Model 2a. Superficial (0 km depth) coseismic CSC model for a hypothetical rupture along the Mejillones Segment. This model considers 8.66 m of coseismic slip homogeneously distributed along a rupture oriented N5°W/20°E, coupled between 5 and 60 km depth, and compatible with a Mw~8.5. The AA' profile is the CSC cross section showed in figure 8a; b) Model 2b. Superficial (0 km depth) coseismic CSC model for a hypothetical rupture along the Mejillones Segment. It considers the same parameters as the former model, but simulates a coupling zone between 5 and 28 km and a stable sliding zone downward this limit. Red zones correspond to positive CSC where tension is favoured. Blue areas are zone where the CSC is negative and thus tension is disadvantaged. The black dented line is the trench. Black lines are the Mejillones (MF) and Salar del Carmen (SCF) faults. Green rectangles simulate the seismogenic zone.

traversing beneath the Mejillones Peninsula, with the characteristics depicted in Models 2a-b, is able to provoke tension in the upper plate faults located in the study area.

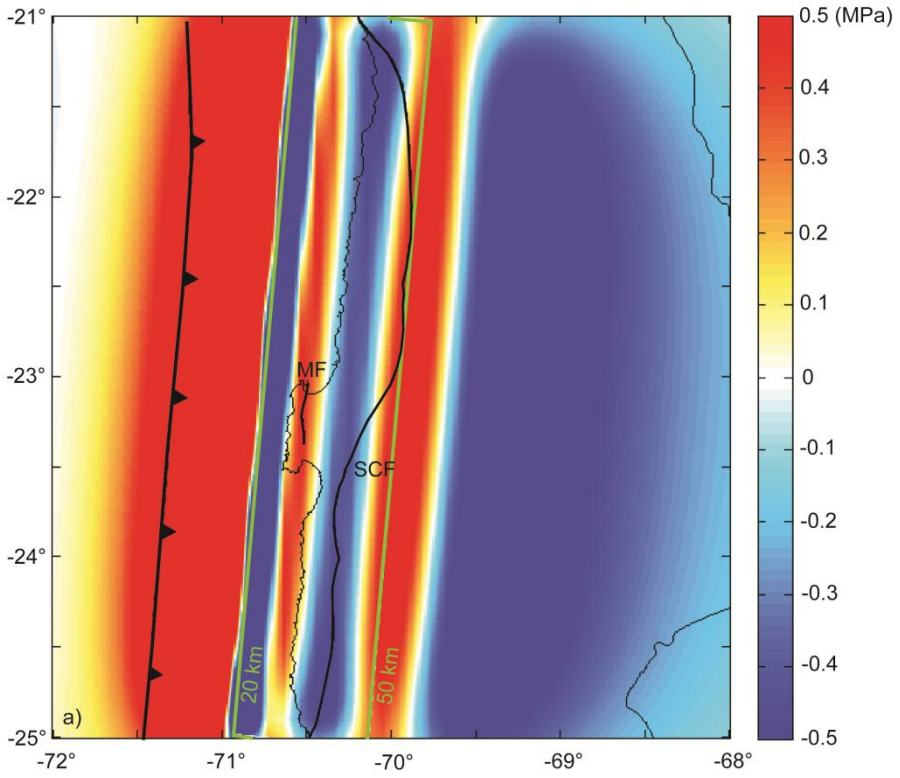
From our three coseismic models, a general remark is that tension is enhanced in almost the entire forearc over and eastward the rupture. On the other hand, the specific conditions simulated in Models 2a-b, if realistic, are appropriate to explain the normal activity of the NS upper plate faults at the study area.

4.4. Interseismic CSC models

Geodetical observations indicate that during the interseismic period the strain accumulating in the overriding plate results mainly from the existence of locked segments along the interplate contact [e.g. Klotz et al., 1999]. However, partially locked portions (transition zones) along the subduction interface also contribute to the strain buildup [e.g.Klotz et al., 2006; Loveless, 2008]. In our interseismic models, we simulate the strain accumulation by using the "backslip" model of Savage [1983]. According to this, an artificial normal slip at the convergence rate occurs in the locked portions of the interplate contact, whilst zero artificial slip is supposed along the stable sliding zones. For the partially locked areas, our models suppose a fraction of the 100% of locking [e.g. Loveless, 2008]. In our interseismic models, totally or partially locked segments are represented by patches oriented N5°W/20°E.

We first consider a completely and longitudinal homogeneously locked zone (Models 3a-b; Figures 5a-b). Along the patches depicting locked areas,

the backslip is equal in magnitude (8.66 m along dip) and opposed in sense to the motion accumulated during the adopted interseismic period (135 years). Models 3a-b suppose the updip limits of the locked zone at 5 km and 20 km depth, respectively, and the downdip limit at 50 km depth. Since the Mejillones Peninsula has been considered as a possible transition for the downdip extension of the locked zone [Khazaradze and Klotz, 2003; Chlieh et al., 2011], we evaluate interseismic scenarios taking into account this change (Models 4a-b; Figures 6a-b). Models 4a-b emulate a transition with a curt change involving a deepening of the maximal extent of the locked zone to the north. In Model 4a the up-dip limit of the locked zone remains fixed at 20 km depth, whilst its down-dip varies between 38 km depth southward and 50 km depth northward Mejillones. Model 4b, instead, supposes a locked zone with an updip at 5 km depth, while the down-dip locations are the same that the ones considered in Model 4a. Secondly, since the interplate zone beneath the peninsula has been suggested as a seismic barrier [e.g. Delouis et al., 1997; Victor et al., 2011], and that this role can be due to a change in the frictional properties of the seismogenic zone [Scholz and Campos, 1995; Wang et al., 1995; Scholz, 1998; Brown et al., 2003; Sibson and Rowland, 2003; Song and Simons, 2003; Lamb, 2006; McCaffrey et al., 2008; Fagereng and Ellis 2009; Tobin and Saffer, 2009; Tassara, 2010; Wang, 2010], we perform Models 5a-b (Figures 7a-b). As in Models 4a-b, for these we fixed the downdip limit of the locked zone at 50 and 38 km north and south of the Mejillones Peninsula, respectively. However, in these models we consider a 60 km trench-parallel anomaly, given the fixation of the downdip at 28 km beneath the peninsula. Also, a completely stable sliding zone downward this limit was imprinted beneath this morphological feature (Figure 7a-b). In turn, the updip was set at 5 km and 20 km depth, respectively (Figure 7a-b).


-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
MF
SCF
20 km
50 km
a)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

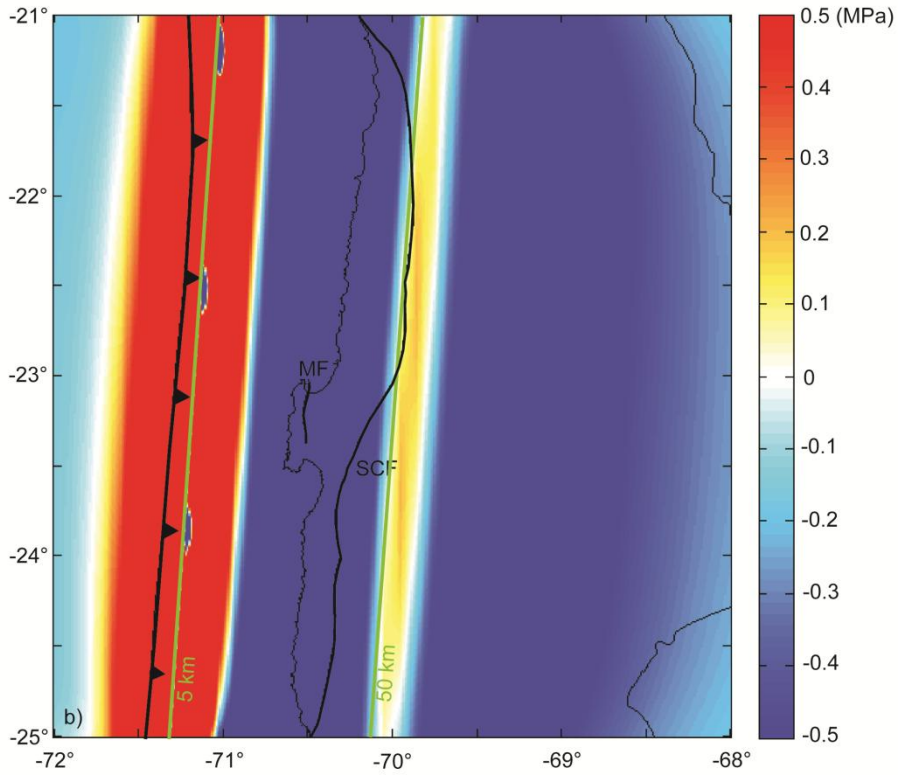

-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
MF
SCF
5 km
50 km
b)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

Figure 5. Model 3. Superficial (0 km depth) interseismic CSC model for a hypothetical model in which the N5°W/20°E interplate contact is blocked between (a) 20 and 50 km depth, (b) 5 and 50 km depth. These models consider 8.66 m of backslip corresponding to 135 years of plate convergence. Red zones correspond to positive CSC where tension is favoured. Blue areas are zones where the CSC is negative and thus tension is disadvantaged. The black dented line is the trench. Black lines are the Mejillones (MF) and Salar del Carmen (SCF) faults. Green rectangle simulates the seismogenic zone.

4.4.1. Results of Models 3a-b. Interseismic models with a completely and invariable locked zone between 21°S and 24°S

Model 3a (Figure 5a) shows that a classical imaged locked zone (20 to 50 km depth) propitiates tensional conditions in the whole Mejillones Peninsula and along a NS onshore fringe at ~50 km from the coast (Figure 5a). This is manifested by the positive superficial CSC values reaching even 0.5 MPa in both areas. According to this model, tension is favored during the interseismic along the Mejillones Fault and along the portion of the Atacama Fault between 21°30'S and 23°S (Figure 5a, positive superficial CSC values of 0.1-0.4 MPa). In contrast, tension is not favored in the Salar del Carmen Fault, which lies in a zone of negative CSC values (Figure 5a). On the other hand, Model 3b cannot explain tension neither along the Mejillones Fault nor the Salar del Carmen Fault (Figure 5b).

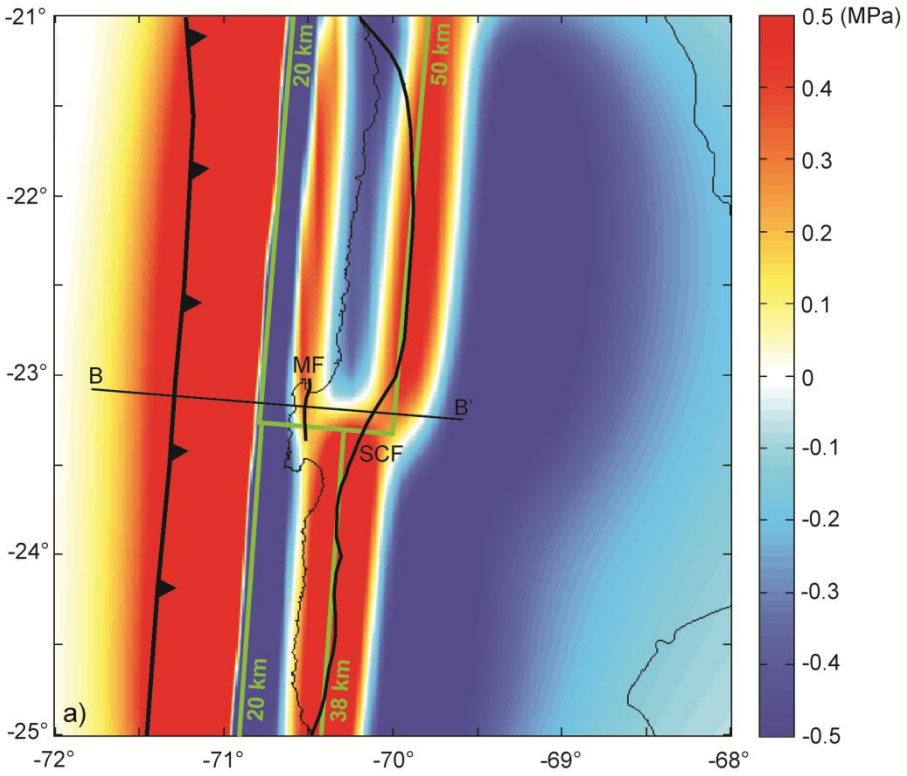
From these two first models, we note that areas favored to experience tension during the interseismic period are much restricted and localized than those promoted by coseismic models. Furthermore, it is evident that the distribution of the areas prone to suffer tension is controlled by the position of the updip and downdip terminations of the locked zone, as these two models show.

4.4.2. Results of Models 4a-b. Interseismic models with a completely locked zone between 21°S-24°S and a change in the downdip beneath the Mejillones Peninsula

Models 4a-b (Figure 6a-b) show the resulting superficial CSC within

the overriding plate when an abrupt change in the downdip of the locked zone occurs beneath the Mejillones Peninsula. According to Model 4a, the Mejillones Fault is placed in a NS oriented fringe where the CSC reaches positives values of around 0.2 MPa (red color fringe). This is indicative of conditions that may favor normal slip along this structure. Further east, the Salar del Carmen Fault is also positioned in a positive CSC fringe with around 0.4 MPa (red color fringe). This fringe suffers a deviation in its NS trend at the latitude of the Mejillones Peninsula, precisely where we imprinted the abrupt change in the depth of the locked zone. North of the peninsula, where the downdip limit is deeper, the onshore positive CSC fringe is located ~40 km east of the coastline. Its position fits with the localization of the Atacama Fault (locally the Salar del Carmen Fault).

Southward of the peninsula, where the downdip limit is not as deep as in the north (38 km depth), the same positive fringe is closer to the coast. Once again, the positive CSC fringe matches with the localization of the Salar del Carmen Fault. Thus, the northward increment in the downdip limit depth occurring at the latitude of the Mejillones Peninsula may explain the localization and NE-SW orientation of the Atacama Fault, locally expressed by the Salar del Carmen Fault. If the locked zone updip limit is very superficial (Model 4b, Figure 6b), the CSC is generally more negative in the whole study area, hence tension along the Mejillones and Salar del Carmen faults is not promoted.


-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
20 km
50 km
MF
B
B'
SCF
20 km
38 km
a)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

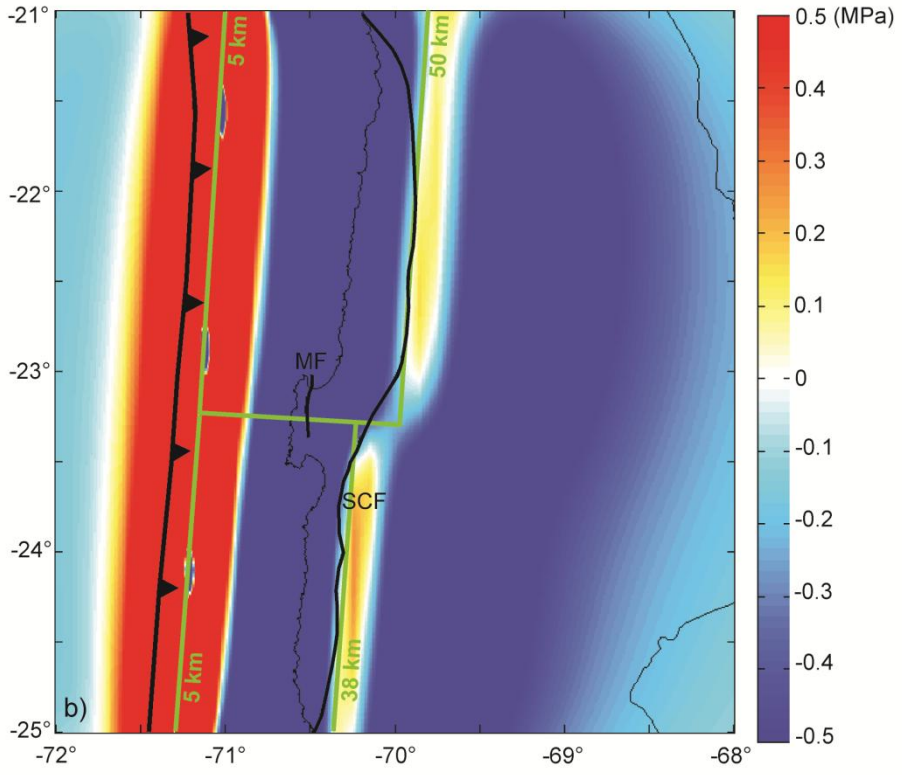

-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
5 km
50 km
MF
SCF
5 km
38 km
b)
0.5 (MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

Figure 6. a) Model 4a. Interseismic CSC model (0 km depth) of the Coastal Forearc between 21°-25°S. A curt change in the depth of the seismogenic zone is imprinted in this model beneath the Mejillones Peninsula. The seismogenic coupled zone between spans from 20-50 km northward the Mejillones Peninsula to 20-38 km southward it (green rectangles). The BB' profile is the CSC cross section showed in figure 8b; b) Model 4b. Interseismic CSC model (0 km depth) considering a change in the maximal depth of the locked zone (green rectangles) from south to north beneath the peninsula (38 km to 50 km). In this case, the updip of the locked zone is fixed at 5 km depth. In both models red zones correspond to positive CSC where tension is favoured. Blue areas are zones where the CSC is negative and thus tension is not strengthened. The black dented line is the trench. Black solid lines are the Mejillones and the Salar del Carmen faults.

In summary, from Models 4a-b we can state that there is an obvious correlation between the increase in the downdip extent of the locked zone, the way in which this increase takes place, the shape of the easternmost positive superficial CSC fringe, the trend of the Salar del Carmen Fault, and more generally the strike of the whole regional Atacama Fault. As well, if we assume that upper plate faults in the area are activated by stresses accumulating during the interseismic period, we observe that a shallow locked zone, like that of Model 4b, is not compatible with the field observations related to the existence of faults at the latitude of the Mejillones Peninsula.

4.4.3. Results of Models 5a-b: Interseismic models with a shallow locked zone at the latitude of the Mejillones Peninsula

Model 5a can explain tension on the Mejillones Fault and all the similar structures further east. Moreover, these conditions roughly reproduce the curvature of the Atacama Fault at 23°15'S (Figure 7a). On the contrary, Model 5b does not explain the tensional character of the faults in the study area neither the geometry of the Salar del Carmen Fault (Figure 7b).

By observing the results of our interseismic models, we can suggest that the conditions dominating during this period enhance tension only along restricted and well defined areas. The geographical position of these is coincident with the strike of the Mejillones and Salar del Carmen Faults in some cases, as Models 4a and 5a depict. Particularly, Models 4a and 5a are our preferred interseismic simulations, since besides explaining the potential normal activity of the faults are coherent with the curvature of the Salar del Carmen Fault and the larger number of normal structures existing in the

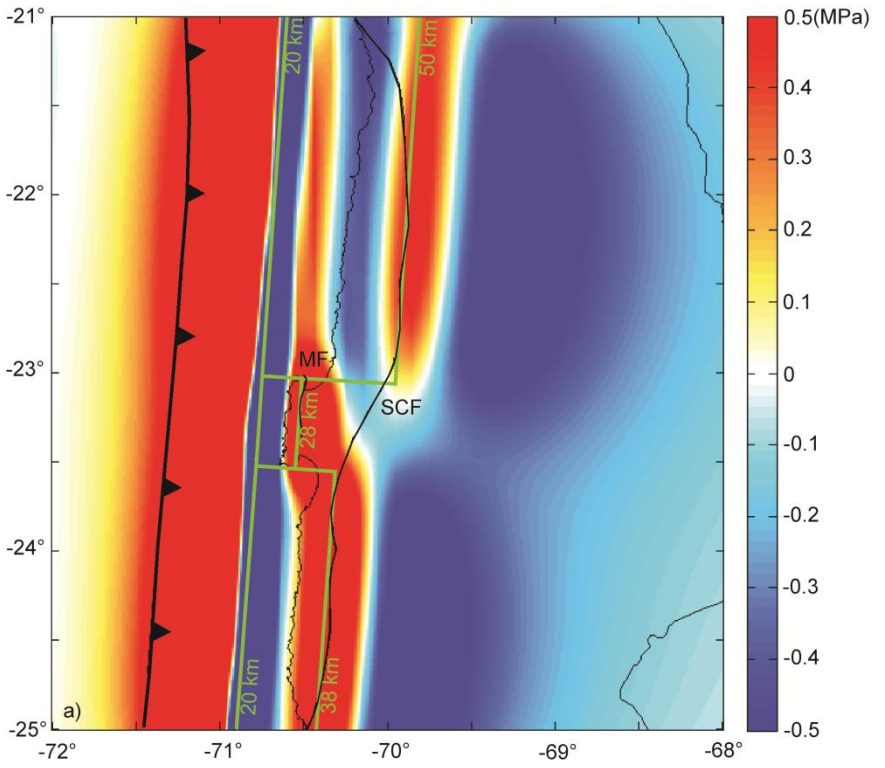
Coastal Forearc at 23°15’S.

5. Discussion

5.1. Coseismic models

The most general remark that we can make from our coseismic models is that positive CSC values are promoted in the whole forearc over and eastward a given rupture (Models 1 and 2a-b). On the contrary, negative CSC values are produced northward and southward the termination of the causative rupture (Models 1 and 2a-b). Furthermore, in depth we observe that the positive CSC values are propitiated in almost the entire upper plate at the periphery of the seismogenic zone, from the surface until even 50 km depth (Figure 8a).

From Model 1, we note that faults like Mejillones and Salar del Carmen are led to tensional conditions only along their northern parts during an earthquake like the one of 1877. This is particularly in agreement with field observations indicating that the Mejillones Fault has concentrated their most recent displacements (after 35 ka) along its northern termination [Cortés et al., 2012]. Indeed, its most recent scarp is only present at the onshore northernmost segment and gradually disappears to the south [Cortés et al., 2012]. In our opinion, this is geological evidence suggesting coseismic reactivation during a strong subduction earthquake stopping at the north-central part of the peninsula.


-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
20 km
50 km
MF
SCF
28 km
20 km
38 km
a)
0.5(MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

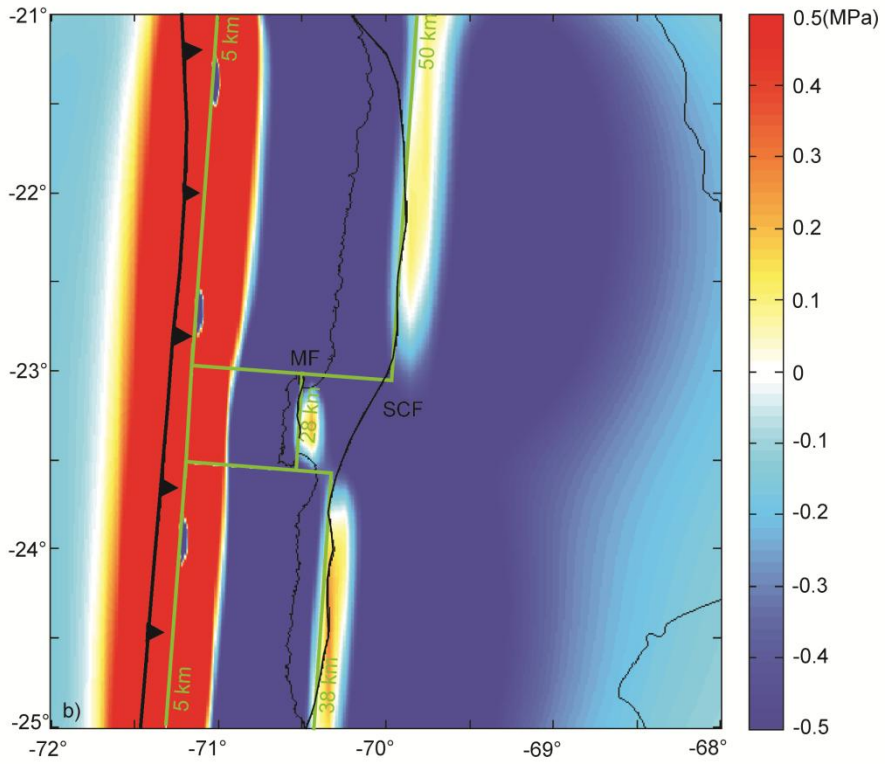

-21°
-22°
-23°
-24°
-25°
-72°
-71°
-70°
-69°
-68°
5 km
50 km
MF
SCF
28 km
5 km
38 km
b)
0.5(MPa)
0.4
0.3
0.2
0.1
0
-0.1
-0.2
-0.3
-0.4
-0.5

Figure 7. a) Model 5a. Interseismic CSC model of the coastal forearc between 21°-25°S. Green rectangles are the patches which modeled the locked zone. In this model the locked zone under the Mejillones Peninsula spans from 20 km depth to 28-38-50 km depth. Downward the downdip limit, stable sliding is assumed; b) Model 5b. Interseismic model of the same area that under the Mejillones Peninsula considers a completely locked zone between 5 km and 28 km depth, and stable sliding downward this limit. In both models black lines are the Mejillones and the Salar del Carmen faults. The black dented line is the trench. Red zones correspond to positive CSC values, where tension is favoured, whereas blue areas are zones where the CSC is negative, and thus tension is not strengthened.

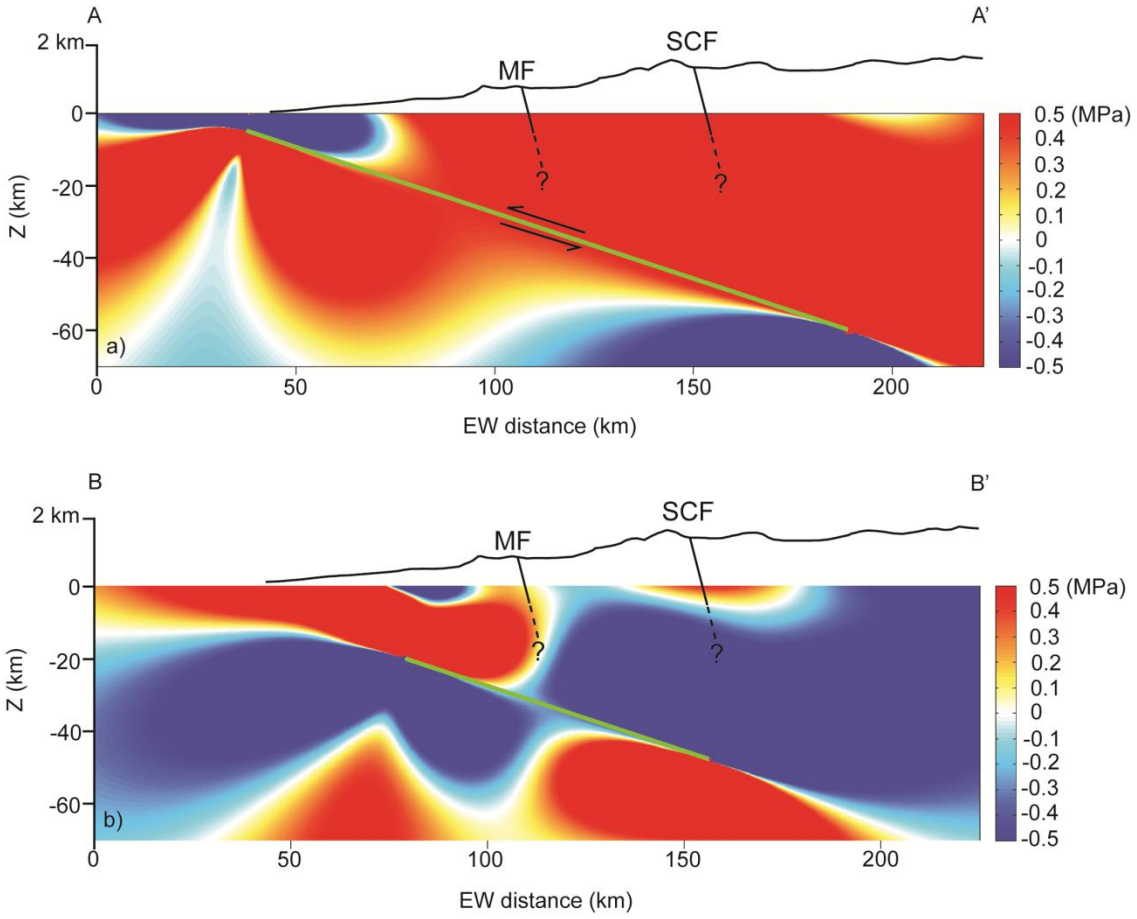


Figure 8. a) Coseismic CSC cross section induced by an earthquake like the one of Model 2a along the A-A' profile depicted in figure 4a. Green filled line corresponds to the seismogenic zone; b) Interseismic CSC cross section for Model 4a along the profile indicated in figure 6a. The green solid line is the locked zone. A topographic profile at the latitude of the Mejillones Peninsula is shown in both cross sections. Black lines marked with MF and SCF are the Mejillones and Salar del Carmen faults, respectively. Their subsurface trace is given by black segmented lines until an undetermined level (?). Red regions represent positive CSC values, whilst the blue ones negative CSC values.

Based on these results, we cannot discard the coseismic period of the subduction earthquake cycle as a probable mechanism to trigger normal activity on faults in the study area. These models show, however, that a rupture traversing beneath the peninsula is a required condition (Models 2a-b) to provoke coseismic tension and the probable reactivation along the entire trend of NS normal faults in the Mejillones Peninsula and Salar del Carmen area. On the contrary, coseismic models fail in reproducing the distribution of upper plate normal faults in the Coastal Forearc of the study area and mainly the curvature of the Salar del Carmen Fault at the latitude of the Mejillones Peninsula.

5.2. Interseismic models

The main difference between the results of our interseismic and coseismic models is that these latter may explain tensional conditions in almost the entire onshore forearc. Nevertheless, we know that the existence of normal faults is restricted to a narrow fringe at approximately a constant distance from the coast, with exception of those present at the Mejillones Peninsula latitude. By performing our interseismic models, we note that tensional conditions are enhanced onshore just along a narrow stripe parallel to the coast, whose eastern termination depends on the position of the downdip limit of the interplate locked zone. Thus, interseismic model results are more coherent than the coseismic ones with the field observations relative to upper plate fault distribution.

During interseismic periods, CSC values in the upper plate do not reach depths larger than 25 km (Figure 8b). Thus, as occurs with the results of all the superficial CSC models (Figures 3 to 7), it is possible to state that the tensional conditions in the Z dimension are also more restricted during the interseismic than during the coseismic period.

Taking into account our interseismic results, we propose that this period of the subduction earthquake cycle is appropriate to explain the existence, geometry and activity of upper plate normal faults at the Mejillones Peninsula and the Coastal Cordillera further east.

5.3. Effectiveness of the increases in the CSC values

The results obtained with the coseismic and interseimic CSC calculations indicate that increments of this parameter (positive values) are never larger than 0.5 Mpa. This raises the question about if tension can effectively result in normal seismicity along the faults in the study area. Although these CSC values are not really high, it has been documented that stress field perturbations of this order of magnitude or even lesser have been capable to trigger seismicity. This has been observed, for example, in aftershock studies, which indicate that increases of 0.1 to 0.3 MPa have been sufficient to trigger seismicity, whilst reductions of the same amount can annul them [e.g. Stein and Lisowski, 1983; Oppenheimer et al., 1988; Toda et al., 1998; Anderson and Johnson, 1999]. In consequence, the increments in the CSC induced by a coseismic or an interseismic period, even if they are small, should be enough to unclamp the upper plate faults present in the area and hence trigger seismicity along them.

Whatever the period of the subduction cycle in which upper plate faults be reactivated, we know from field studies that the recurrence of earthquakes along them is much larger than that of the interplate events. This was postulated for the Mejillones Fault, which generates Mw 7 earthquakes every ~5 ka [Cortés et al., 2012]. In consequence, one Mw 7 earthquake in the fault would be produced every ~27 subduction events. If this relationship is valid for all the upper plate faults in the area, it is possible to propose that surface faulting results from the accumulation of stresses during several cycles of subduction mega-earthquakes. This implies that the effects of coseismic and interseismic periods in the CSC along upper plate faults must be added, and hence that they could generate seismicity in any of these two stages of the subduction seismic cycle.

5.4. The role of the Mejillones Peninsula in the segmentation of the margin

Besides the kinematical approach acquired by previous authors about the nature of the interplate contact [e.g. Klotz et al., 1999; Khazaradze and Klotz 2003; Chlieh et al., 2004; Chlieh et al., 2011], we speculate about the dynamical conditions dominating beneath the Mejillones Peninsula. According to the Critical Taper Theory [Davis et al. 1983; Dahlen et al., 1984], and considering the slope of the submerged marine platform (~3°-5°), we suggest that high friction and stress levels characterize the interplate locked zone beneath the Mejillones Peninsula. In this way, we propose that this morphological feature is a velocity-strengthening barrier, which has been able to arrest subduction ruptures and control the activity of normal faults at the upper plate in the peninsula itself and the Coastal Cordillera further east.

6. Conclusions

We propose that the properties of the interplate contact exert a control in the geometry, structural style and potential seismic activity of the normal upper plate faults of the Coastal Forearc.

From our coseismic models, we can state that almost the whole wedge of upper crust over the seismogenic zone is led to tensional conditions during a subduction earthquake. In contrast, northward and southward the ruptured segment CSC are negative. Thus, we suggest that earthquakes as those nucleated in northern Chile in 1877, 1995 and 2007, do not constitute an effective mechanism to explain tension and to reactivate totally along strike the Mejillones and Salar del Carmen faults (Models 1 and 2). Instead, a rupture of the megathrust passing beneath the Mejillones Peninsula (Models 3a-b), coherent with a Mw 8.5 earthquake, may favour the unclamping of these and other upper plate faults located in the study area all along their strike.

Although coseismic models confirm that superficial normal faults may be partially or completely triggered during a subduction earthquake, these fail in explaining the restricted area in which they are present. Interseismic scenarios as those simulated in Models 4a and 5a show that Coulomb stresses only increase during the interseismic period in a narrow stripe. The position of this fringe is essentially controlled by the downdip limit of the blocked area, and in the study area fits with the geometry of the Atacama Fault System. Thus, we propose that interseismic stress changes may control the geometry of

the Atacama Fault between 21°S and 24°S.

Finally, we postulate that the existence, geometry and activity of upper plate faults in the forearc are the combined result of coseismic and interseismic effects over successive subduction seismic cycles. Specifically, we suggest that the geometry of active faults in the study area is importantly related to the geometrical properties of the interplate contact. If true, the analysis of surface faulting and long term deformation in the forearc area may help in better constraining the processes that occur along the interplate zone.

Acknowledgements

We thank the Chilean National Science Foundation (FONDECYT) for the financial support of our research through the grant FONDECYT 1085117 to GG. JC is granted by a PhD scholarship of CONICYT Chile. Also, we thank Sebastian Carretier, Vincent Regard and Nadaya Cubas for the useful discussions during the paper preparation.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

El objetivo general trazado en esta tesis fue adquirir un entendimiento detallado de la actividad de fallas de la placa superior en el Antearco Costero del norte de Chile. Para este efecto, se escogieron las fallas Mejillones y Salar del Carmen, dos de las más conspicuas existentes, respectivamente, en las inmediaciones de las ciudades de Mejillones y Antofagasta. Debido a la impronta que ambas estructuras confieren al paisaje local, la cual da indicios de su actividad reciente, se les eligió como casos potencialmente representativos del área de estudio. Si bien este aspecto no es exclusivo de ellas, las fallas Mejillones y Salar del Carmen son las que ocurren más próximas a importantes polos de desarrollo urbanístico e industrial en la región.

En pos de alcanzar este objetivo, lo primero que se realizó fue caracterizar la paleosismología de la Falla Mejillones y, de forma preliminar, la de la Falla Salar del Carmen. Para la primera, se logró determinar que ha exhibido, desde el Pleistoceno tardío, una tasa de desplazamiento de entre 0.22 m/ka y 0.61 m/ka. En este intervalo, la misma ha generado terremotos de Mw 6.5-7, con recurrencias de ca. 5 ka. Para la Falla Salar del Carmen, por su parte, si bien no se han hecho estimaciones de tasas de deslizamiento más precisas que las disponibles [e.g. González et al., 2006], si se ha logrado determinar que esta estructura consta de al menos tres segmentos de comportamiento sísmico independiente. Cada uno de estos segmentos habría generado terremotos de Mw 6.5-6.7 desde <12 ka, con periodos de recurrencia que, según las tasas de actividad previamente sugeridas [González et al., 2006], serían del orden de miles a decenas de miles de años. Respecto a la

recurrencia, se plantea que, tanto para la Falla Mejillones como Salar del Carmen, este parámetro no debe ser comprendido como la regularidad de un fenómeno natural, sino más bien como un índice del grado de actividad de una estructura dada. De hecho, del análisis de las edades OSL obtenidas en los depósitos coluviales acumulados al pie de los escarpes de las fallas Mejillones y Salar del Carmen, es posible advertir que el tiempo transcurrido entre eventos individuales no es en absoluto constante. Basado en lo anterior, se postula que estas fallas, así como probablemente otras en el área, han experimentado periodos de quiescencia de hasta incluso ca. 8 ka.

Independientemente de que la recurrencia de sismos en las fallas Mejillones y Salar del Carmen no implique periodicidad, una conclusión relevante es que este parámetro no es sincrónico con la recurrencia de mega-terremotos de subducción, que en el norte de Chile ha sido sugerida en 100 a 150 años [Comte y Pardo, 1991]. De hecho, se verificó que 1 evento Mw 7 en estas fallas de la corteza superior ocurriría, al menos, cada 27 mega-terremotos de subducción. Lo anterior, sugiere que la carga de *stress* en las fallas de la placa superior del Antearco Costero es un proceso muy lento en comparación con el mismo en la zona interplaca.

Como se señaló oportunamente, las fallas Mejillones, Salar del Carmen, y otras estructuras ubicadas en las inmediaciones, comparten características geométricas comunes tales como azimut y manteo. Además, en la mayoría de los casos, promueven el alzamiento del bloque ubicado inmediatamente al oeste de sus trazas. Si bien esta evidencia no asegura que su comportamiento sísmico sea idéntico, es posible razonar que las fallas de la placa superior en el Antearco Costero de la Región de Antofagasta puedan presentar grados y tipos

de actividad parecidos a aquéllos constreñidos para las fallas Mejillones y Salar del Carmen. De ser efectivo, resulta factible plantear que otras fallas de la región puedan ser catalogadas como activas. En este sentido, se sugiere adscribir el término "activa" a aquellas fallas del área de estudio que hayan producido terremotos de Mw > 6 desde el Pleistoceno tardío.

La actividad pliocena – holocena de las fallas Mejillones y Salar del Carmen ha conferido al paisaje local rasgos que permiten explorar aspectos neotectónicos de su evolución. Estas improntas corresponden, fundamentalmente, a grandes escarpes (frentes de montaña) de hasta 500 m de altura, los que están asociados a alzamiento relativo de bloques. En la parte nororiental de la Península de Mejillones, esto se manifiesta en la existencia del Horst Morro Mejillones y el Hemigraben Pampa Mejillones. Al este de Antofagasta, a su vez, este proceso se expresa por el alzamiento de la porción de Cordillera de la Costa y Pedimento Occidental [*sensu* González et al., 2006] ubicados al oeste de la Falla Salar del Carmen, en relación al bloque localizado inmediatamente al este de la misma estructura.

En el caso particular de la Falla Mejillones, los desplazamientos post-400 ka a lo largo de ella constituyen una manifestación clara de extensión, causante de alzamiento local [e.g. Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003]. Este alzamiento localizado es coetáneo con el alzamiento global de la Península de Mejillones, el que probablemente está vinculado con procesos en la zona interplaca [*sensu* Quezada et al., 2007; Saillard et al., 2008; Regard et al., 2010; Victor et al., 2011]. En la porción nororiental de la península, la interacción entre ambos estilos de alzamiento está dada por la existencia de terrazas marinas en el horst y conjuntos de líneas

de paleocosta en la pampa, ambas separadas por la Falla Mejillones. Según la evidencia disponible, estos rasgos morfológicos fueron labrados durante máximos interglaciales, al menos desde el MIS-11 y muy probablemente desde el Plioceno Tardío. Para el mismo periodo, se ha documentado que la Falla Mejillones acomodaba extensión perpendicular a la convergencia [e.g. Niemeyer et al., 1996; González et al., 2003; Victor et al., 2011], lo cual permite colegir que esta estructura controla la configuración neotectónica de la parte norte de la península, separando las formas de erosión marina en el horst de sus temporalmente equivalentes en el hemigraben. Por otro lado, es notorio que la Falla Mejillones ha concentrado sus desplazamientos superficiales más recientes (post-2.8 Ma) en la parte norte de su traza. Con esto, se propone que la Falla Mejillones es una estructura con geometría de tijera abriéndose hacia el norte, lo que controla las inclinaciones generales que exhiben, respectivamente, las terrazas marinas en el horst y las líneas de paleocosta en el hemigraben.

La coexistencia de terrazas marinas y fallas normales es un hecho que se repite en varias zonas a lo largo del margen costero del norte de Chile y sur de Perú. Fallas normales paralelas a la costa se han documentado en la Península de Talinay [Ota et al., 1995; Saillard et al., 2008] y Península San Juan de Marcona [Saillard et al., 2011]; oblicuas al margen en la Península de Caldera [Marquardt et al, 2004; Quezada et al., 2007]; y perpendiculares al borde costero en la Península de Ilo [Audin et al., 2008]. Esta conjunción es una clara manifestación de deformación permanente, la que puede explicarse si, a su vez, la acumulación de *strain* en la zona interplaca bajo las penínsulas no está siendo balanceada de manera totalmente elástica entre las fases de repetidos ciclos de subducción. Lo anterior sugiere que el contacto interplaca

bajo las penínsulas presenta condiciones mecánicas distintas a las dominantes en áreas contiguas, donde el déficit de deslizamiento es acomodado mayormente de manera elástica. De hecho, se ha planteado que las penínsulas corresponden, en muchas ocasiones, a anomalías de gravedad positivas (TPGA), y que se correlacionan con movimientos asísmicos en la zona interplaca bajo ellas [Song y Simons, 2003]. Ligado a lo anterior, se ha observado que, en general, las penínsulas definen barreras para la propagación de terremotos de subducción [e.g. Montero, 1986; Kodaira et al., 2006]. Tal es el caso de la Península de Mejillones [e.g. Delouis et al., 1997], la cual se ha comportado como una barrera para los principales sismos de subducción que han afectado el norte de Chile desde fines del siglo XIX hasta la actualidad. De acuerdo a Victor et al. [2011], esto se debería a que bajo esta península el déficit de deslizamiento es acomodado principalmente de manera asísmica, pero que sin embargo es capaz de ser transferido de manera permanente a la placa superior. Este hecho había sido atribuido a que la zona interplaca bajo la Península de Mejillones pudiese estar desacoplada [Pritchard y Simons, 2006; Victor et al., 2011]. No obstante, inversiones de datos GPS intersísmicos demuestran que la zona interplaca bajo esta península no exhibe en absoluto esta condición [Bejar, 2010; Chlieh et al., 2011], por lo que si efectivamente está ocurriendo *creeping* en ella, éste debería vencer altos *stresses* y fuerzas de fricción. Considerando la pendiente de la plataforma continental a la latitud de Mejillones, y siguiendo la teoría de análisis límite [Davis et al. 1983; Dahlen et al., 1984], la zona interplaca bajo esta península presentaría niveles de *stress* y fricción elevados. Con estos antecedentes, y si bien no exento de especulaciones, se plantea que la Península de Mejillones es una *rate strenghtening barrier*, que ha impedido la propagación de rupturas provenientes de los segmentos ubicados tanto al norte como al sur. De ser

verdadero, se explica el alzamiento más rápido que ha mostrado la Península de Mejillones en el largo plazo (al menos desde el Plioceno), el cual es bastante mayor que otras zonas costeras del norte de Chile [Leonard y Wehmiller, 1991; Ortlieb et al., 1996d; Radtke, 1989; Ratusny y Radtke, 1988; Martínez y Niemeyer, 1982]. Si las condiciones interpretadas para la zona interplaca bajo la Península de Mejillones son extrapolables a otras penínsulas como las citadas al comienzo de este párrafo, es posible plantear que la expresión superficial que denotan estas formas del relieve es resultado de las condiciones mecánicas que gobiernan la interfase de subducción bajo ellas.

La consideración de la Península de Mejillones como barrera sísmica fue un aspecto clave para explorar la relación entre la actividad de fallas de la corteza superior y la zona interplaca en el área de estudio. Los modelos de Cambio de *Stress* de Coulomb (CSC) desarrollados para investigar esta relación muestran, en líneas generales, que la actividad de fallas de la corteza superior en los alrededores de Antofagasta y Mejillones son el producto de la acumulación de *stress* durante sucesivos ciclos terremotos de subducción. Por lo tanto, estas fallas podrían generar terremotos tanto en la fase cosísmica como intersísmica del ciclo de los sismos de interplaca. Con esto, se postula que la relación interplaca-fallas de la corteza superior debe discutirse en términos dinámicos, es decir, evaluando la carga en las segundas como consecuencia del ciclo de subducción. En este sentido, otra conclusión significativa es que la geometría y actividad de fallas de la placa superior en el área de estudio están vinculadas con la geometría de la zona de contacto interplaca. Si esto es efectivo, resulta plausible establecer que el análisis de la actividad de fallas en la placa superior y la deformación de largo plazo en el antearco constituye una herramienta clave para entender la naturaleza de los

procesos que ocurren en la zona interplaca a lo largo de márgenes continentales activos.

Con el desarrollo de esta tesis se ha pretendido aportar a conocer el funcionamiento de fallas de la placa superior en la zona costera de la Región de Antofagasta. Sin embargo, para una evaluación más robusta y representativa del peligro sísmico asociado a estas estructuras, es necesario replicar las metodologías aplicadas en el transcurso de esta investigación en otras fallas de la región. Casos de estudio interesantes de abordar son, por ejemplo, las fallas Caleta Herradura, Mititus y Paposo, las cuales se manifiestan en el paisaje de forma similar a como lo hacen Mejillones y Salar del Carmen. A modo más general, un avance importante sería evaluar el significado paleosismológico de fallas de la placa superior que ocurren en otras penínsulas del norte de Chile. En este sentido, para adquirir un entendimiento detallado de su actividad, es de extrema importancia lograr una mejor caracterización de la naturaleza geométrica y mecánica de la zona interplaca bajo penínsulas tales como Mejillones, Caldera y Talinay. Estas áreas constituyen provincias neotectónicas que pueden permitir inspeccionar y reconstruir la historia de alzamiento de zonas costeras en uno de los límites convergentes más activos del mundo, y a su vez evaluar el significado sismotectónico que ellas ejercen en la segmentación del margen chileno.

Références bibliographiques

ADAM, J., C.D. REUTHER. 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. Tectonophysics, 321, 297–325.

ALPERS, C. N., G. H. BRIMHALL. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida; with Suppl. Data 88 – 21. Geol. Soc. Am. Bull., 100(10), 1640 – 1656, doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1640:MMCCIT> 2.3.CO;2.

ALLMENDINGER, R.W., G. GONZÁLEZ. 2010. Neogene to Quaternary Tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile. Tectonophysics, 495 (1-2), 93-110, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.019.

ALLMENDINGER, R. W., G. GONZÁLEZ, J. YU, G. HOKE, B. ISACKS. 2005. Trench-parallel shortening in the northern Chilean forearc: Tectonic & climatic implications. GSA Bull., 117(1), 89-104, doi: 10.1130/B25505.1.

ANCORP WORKING GROUP. 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the Central Andes (Andean Continental Research Proyect (ANCORP'96)). Journal of Geophysical Research, 108 (7), 2328: doi:10.1029/2002JB001771.

ANDERSON G., H. JOHNSON. 1999. A new statistical test for static stress triggering: application to the 1987 Superstition Hills earthquake sequence. Journal of Geophysical Research, 104:20153–68.

ANDERSON, R., J. REPKA, G. DICK. 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al. Geology, 24, 47-51.

ANGERMANN, D., J. KLOTZ, C. REIGBER. 1999. Space- geodetic estimation of the Nazca- South America Euler vector. Earth Planet Sci Lett., 171, 329–334.

ARABASZ, W. J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in northern Chile. Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, 264 p.

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

ARRIAGADA, C., G. ARANCIBIA, J. CEMBRANO, F. MARTÍNEZ, D. CARRIZO, M. VAN SINT JAN, E. SÁEZ, G. GONZÁLEZ, S. REBOLLEDO, S.A. SEPÚLVEDA, E. CONTRERAS-REYES, E. JENSEN, G. YAÑEZ. 2011. Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. JSG, 33, 891-897.

ARROWSMITH, J. R., D. D. RHODES. 1994. Original forms and initial modifications of the Galway Lake road scarp formed along the Emerson fault during the 28 June 1992 Landers, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 84 (3), 511–527.

AUDIN, L., P. LACAN, H. TAVERA, F. BONDOUX. 2008. Upper Plate Deformation and Seismic Barrier in Front of Nazca Subduction Zone: The Chololo Fault System and Active Tectonics Along the Coastal Cordillera, Southern Peru. Tectonophysics, 459 (1–4), 174–185. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.070.

AKI, K. 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault. Journal of Geophysical Research, 84, 6140–6148.

BALCO, G., J.O. STONE, N.A. LIFTON, T.J. DUNAI. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. Quaternary Geochronology, 3, 174–95.

BECK, S., L.J. RUFF. 1989. Great earthquakes and subduction along the Peru trench. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 57, 199–224.

BEHR, W. M., D. H. ROOD, K. E. FLETCHER, N. GUZMAN, R. FINKEL, T.C. HANKS, K.W. HUD- NUT, K.J. KENDRICK, J.P. PLATT, W.D. SHARP, R.J. WELDON, J. D. YULE. 2010. Uncertainties in slip-rate estimates for the Mission Creek strand of the southern San Andreas fault at Biskra Palms Oasis, southern California. GSA Bull.,122 (9-10), 1360-1377, doi: 10.1130/B30020.1.

BEJAR, M. 2011. Comportement mécanique de l'interface de subduction au cours du cycle sismique: analyse et interprétation des données de géodésie spatiale au Nord Chili. Thèse de doctorat, Institute du Physique du Globe de Paris (IPGP), IPGP, Paris, 197 pp.

BÉJAR P., M., D. CARRIZO, A. SOCQUET, R. ARMIJO. 2011. Asperities and 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.

BEVIS, M., E. KENDRICK, R. SMALLEY, B. BROOKS, R. W. ALLMENDINGER, B. L. ISACKS. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of backarc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3) (2), doi:10.1029/2001GC000198.

BEVIS, M., R. SMALLEY, T. HERRING, J. GODOY, F. GALBAN. 1999. Crustal Motion North and South of the Arica Deflection: Comparing Recent Geodetic Results from the Central Andes. Geochem., Geophys., Geosyst., 1 (12), 1999GC000011.

BONILLA, M. G. (1988). Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. Bull. Assoc. Eng. Geol., 25, 17–29.

BRACE, W. F., J. D. BYERLEE. 1966. Stick slip as a mechanism for earthquakes. Science,

153, 990–992.

BROOKS, B. A., M. BEVIS, R. SMALLEY JR., E. KENDRICK, R. MANCEDA, E. LAURA, R. MATURANA, M. ARAUJO. 2003. Crustal motion in the southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? Geochem. Geophys. Geosyst., 4(10), 1085, doi:10.1029/2003GC000505.

BROWN, K.M., A. KOPF, M.B. UNDERWOOD, J.L. WEINBERGER. 2003. Compositional and fluid pressure controls on the state of stress on the Nankai subduction thrust: a weak plate boundary. Earth and Planetary Science Letters, 214, 589–603.

BROWN, E., D. BOURLES, B. BURCHFIEL, Q. DENG, J. LI, P. MOLNAR, G. RAISBECK, F. YIOU. 1998. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. GSA Bull., 110 (3), 377–386.

BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Instituto Geográfico Militar, Chile, 374 p.

BUCKNAM, R. C., R.E. ANDERSON. 1979. Estimation of fault scarp ages from a scarp height-slope angle relationship. Geology, 7, 11-14.

BURBANK, D.W., R.S. ANDERSON. 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Science, Malden, USA.

BUSKE, S., S. LÜTH, H. MEYER, R. PATZIG, C. REICHERT, S. SHAPIRO, P. WIGGER, M. YOON, M. 2002. Broad depth range seismic imaging of the subducted Nazca slab, north Chile. Tectonophysics, 350, 273-282.

CAHILL, T., B. ISACKS. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research, 97, 17.503-17.529.

CANTALAMESSA, G., C. DI CELMA, L. RAGAINI. 2006. Tectonic controls on sequence stacking pattern and along-strike architecture in the Pleistocene Mejillones Formation, northern Chile: Implications for sequence stratigraphic models. Sediment. Geol., 183(1–2), 125–144, doi:10.1016/ j.sedgeo.2005.09.010.

CANTALAMESSA, G., C. DI CELMA. 2004. Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi, Ecuador). Journal of South American Earth Sciences, 16, 633–648.

CARRIZO, D., G. GONZÁLEZ, T. DUNAI. 2008. Constricción neógena en la cordillera de la costa norte de Chile: Neotectónica y datación de superficies con ^{21}Ne cosmogénico. Rev. Geol. Chile, 35(1), 1 – 38, doi:10.4067/S0716-02082008000100001.

CASANOVA, C., N. PINTER, U. RADTKE. 2006. New elevation data and ages from late-Neogene coastal terrace sequences in Mejillones peninsula northern Chile: Reconstructing the morphotectonic evolution along a segment of the Nazca subduction Zone. Geophys. Res. abstr., 8, 09951.

CECCIONI, G., F. GARCÍA. 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín Nº6, 27 p.

CEMBRANO, J., G. GONZÁLEZ, G. ARANCIBIA, V. OLIVARES, V. HERRERA. 2005. Fault zone development and strain pattitioning in an extensional strike-slip duplex: a case study from the Mesozoic Atacama Fault System, Northern Chile. Tectonophysics, 400, 105-125.

COCCO, M., JR. RICE. 2002. Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. J. Geophys. Res. doi: 107:10.1029/2000JB000138.

COMTE, D., M. FARÍAS, S. ROECKER, D. CARRIZO, M. PARDO. 2010. Crustal Normal Faulting Triggered by the Mw=8.8 Maule Megathrust Subduction Earthquake in Central Chile. En: AGU Fall Meeting, San Francisco, EEUU, 2010.

COMTE, D., L. DORBATH, M. PARDO, T. MONFRET, H. HAESSLER, L. RIVERA, M. FROGNEUX, B. GLASS, C. MENESES. 1999. A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. Geophys. Res. Lett., 26, 1965 – 1968.

COMTE D., O. SUÁREZ. 1994. An inverted double seismic zone in Chile: evidence of phase transformation in the subducted slab. Science, 263, 212-215.

COMTE, D., M. PARDO, L. DORBATH, C. DORBATH, H. HAESSLER, L. RIVERA, A. CISTERNAS, L. PONCE. 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. Geophys. J. Int., 116, 553 – 561, doi:10.1111/j.1365- 246X.1994.tb03279.x.

COMTE, D., M. PARDO, L. DORBATH, C. DORBATH, H. HAESSLER, L. RIVERA, A. CISTERNAS, L. PONCE. 1992. Crustal seismicity and subduction morphology around Antofagasta, Chile: preliminary results from a microearthquake survey. Tectonophysics, 205, 13-22.

COMTE, D., M. PARDO. 1991. Reappraisal of great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. Natural Hazards, 4, 23-44.

COMTE, D., A. EISENBER, E. LORCA, M. PARDO, L. PONCE, R. SARAGONI, S. SINGH, G. SUAREZ. 1986. The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? Science, 233, 449–453.

COLLOT, J.-Y., B. MARCAILLOU, F. SAGE, F. MICHAUD, W. AGUDELO, P. CHARVIS, D. GRAINDORGE, M. GUTSCHER, G. SPENCE. 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador–southwest Colombia margin. Journal of Geophysical Research, 109, B11103. doi:10.1029/2004JB003060.

CORTÉS, J. A., G. GONZALEZ, S. BINNIE, R. RUTH, S.P. FREEMAN, G. VARGAS. 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic 10Be and Optically Stimulated Luminescence determinations. Tectonics, doi:10.1029/2011TC002877.

CORTÉS, J., C. MARQUARDT, G. GONZÁLEZ, H. WILKE, N. MARINOVIC. 2007. Carta Mejillones y Península de Mejillones, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa 1:100.000.

CUBAS, N., J.P. AVOUAC, Y.M. LEROY, P. SOULOUMIAC. 2011. Evidence for locally lower friction within the high slip area of the 2010 Maule earthquake: dynamic weakening as an explanation of low apparent fault friction. En: AGU Fall Meeting, San Francisco, EEUU, 2010.

CHLIEH, M., H. PERFETTINI, H. TAVERA, J.P. AVOUAC, D. REMY, J.M. NOCQUET, F. ROLANDONE, F. BONDOUX, G. GABALDA, S. BONVALOT. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. Journal of Geophysical Research, 116, B12405, doi:10.1029/2010JB008166.

CHLIEH, M., J. DE CHABALIER, J. RUEGG, R. ARMIJO, R., DMOWSKA, J. CAMPOS, K. FEIGL. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophys. J. Int., 158, 695-711, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x.

DAHLEN, F. A. 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. J. Geophys. Res., 89(B12), 10,125– 10,133.

DAVIS, D., J. SUPPE, F. A. DAHLEN. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geophys. Res., 88(B2), 1153–1172.

DAS, S., K. AKI. 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. Journal of Geophysical Research, 82, 5658–5670.

DE LANGE, W.P., V.G. MOON. 2005. Estimating long term cliff recession rates from shore platform widths. Engineering Geology, 80, 292.

DELOUIS, B., M. PARDO, D. LEGRAND, T. MONFRET. 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. Bull. Seismol. Soc. Am., 99 (1), 87.

DELOUIS, B., H. PHILIP, L. DORBATH, A. CISTERNAS. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta Region (northern Chile) and the subduction process. Geophys. J. Int., 132, 302-338.

DELOUIS B., T. MONFRET, L. DORBATH, M. PARDO, L. RIVERA, D. COMTE, H. HAESSLER, J.P. CAMINADE, L. PONCE, E. KAUSEL, A. CISTERNAS. 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (Northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A Precursor to the End of the Large 1877 Gap. Bull. Of the Seismological Society of America, 87(2): 427-445.

DELOUIS, B., A. CISTERNAS, L. DORBATH, L. RIVERA, E. KAUSEL. 1996. The Andean subduction zone between 22°S and 24°S (northern Chile): precise geometry and state of stress. Tectonophysics, 259, 81-100.

DEMETS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS, S. STEIN. 1994. Effect of recent revision to

the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion. Geophysical Research Letters, 21, 2.191-2.194.

DEMETS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS, S. STEIN. 1990. Current plate motions. Geophysical Journal Institute, 101, p. 425-478.

DORBATH, L., A. CISTERNAS, C. DORBATH. 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bulletin of the Seismological Society of America, 80, 551–576.

DUNAI, T., G. GONZÁLEZ, J. JUEZ-LARRÉ. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology, 33, 4, 321-324.

DUNAI, T. J. 2000. Scaling factors for production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides: A critical reevaluation. Earth Planet. Sci. Lett., 176, 157 – 169.

FAGERENG, Å., S. ELLIS. 2009. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 278, 120–130. doi:10.1016/j.epsl.2008.11.033.

FARÍAS, M., D. COMTE, S. ROECKER, D. CARRIZO, M. PARDO. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. Tectonics, 30, TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.

FERRARIS F., F. DI BIASE. 1978. Hoja Antofagasta. Carta geológica de Chile N° 30, 48 p. Sernageomin Chile (ex-IIG), mapa escala 1:250.000.

FREED, A. 2005. Earthquake triggering by static, dynamic and postseismic stress transfer. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, 335-367, doi:

10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.

GAGNON, K., C. D. CHADWELL, E. NORABUENA. 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements. Nature, 434(7030), 205–208, doi:10.1038/nature03412.

GARCÍA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. En: Symposium sobre Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile, Nº3, 138 p.

GONZÁLEZ, J., G. VARGAS, G. GONZÁLEZ. 2009. Antecedentes preliminares de reconocimiento de fallas submarinas en la Península de Mejillones, 22º45'-23º05' S, En: XII Congreso Geológico Chileno, Univ. de Chile, Santiago, Chile, 22-26 Nov.

GONZÁLEZ, G., T. DUNAI, D. CARRIZO, D., R.W. ALLMENDINGER. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. Tectonics, 25, 3, TC3006, doi:10.1029/2005TC001846.

GONZÁLEZ G., J. CEMBRANO, D. CARRIZO, A. MACCI, H. SCHNEIDER. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. J. S. Am. Earth Sci., 16, 321-342, doi:10.1016/S0895-9811(03)00100-7.

GÖTZE, H-J., B. LAHMEYER, S. SCHMIDT, S. STRUNK. 1994. The lithospheric structure of the Central Andes, 20º-25ºS, as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. En: Tectonics of the Southern Central Andes, REUTTER, K.J., SCHEUBER, E., WIGGER, P. (Eds.). Springer, Berlin, p. 23-48.

GOY, J.L., J. MACHARÉ, L. ORTLIEB, C. ZAZO. 1992. Quaternary shorelines in Southern Peru: a record of global sea level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. Quaternary International, 15, 99–112.

GRANGER, D.E., A.L. SMITH. 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of Al-26 and Be-10. Nuclear instruments & methods in physics research section b-beam interactions with materials and atoms,172, 822-826.

GURPINAR, A. 2005. The importance of paleoseismology in seismic hazard studies for critical facilities. Tectonophysics, 408, 23-28.

HAGIWARA, Y. 1974. Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain. Tectonophysics, 23, 313-318.

HATHEWAY, A. W. (1982). Trench, shaft, and tunnel mapping. Bull. Assoc. Eng. Geol., 19, 173–180.

HATHEWAY, A.W., F.B. LEIGHTON. 1979. Exploratory trenching. Geological Society of America Reviews of Engineering Geology, 4. 169-195.

HARDEBECK J.L., J.J. NAZARETH, E. HAUKSSON. 1998. The static stress change triggering model; constraints from two southern sequences. J. Geophys. Res, 103:24427–37

HARTLEY, A., G. CHONG. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. Geology, 30, 1, 43- 46.

HAYES, G. 2010. Finite Fault Model: Updated Result of the Feb 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile.Earthquakehttp://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/finite_fault.php.

HEINZE, B. 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°-31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modeling. En: Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum, Potsdam, Germany.

HERVÉ, M. 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. Revista Geológica de Chile, 31, 31-36.

HUSEN, S., E. KISSLING. 2001. Postseismic fluid flow after large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. Geology, 138, 847-850.

HUSEN, S., E. KISSLING, E. FLUEH. 2000. Local earthquake tomography of shallow subduction in North Chile: a combined onshore and offshore study. J. Geophys. Res., 105, 28183–28198.

HUSEN, S., E. KISSLING, E. FLUEH, G. ASCH. 1999. Accurate hypocenter determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in Northern Chile using combined on-offshore network. Geophysical Journal Institute, 138, 687- 701.

HSU, J.T. 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related tothe subduction of theNazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. Quaternary International 15–16, 87–97.

IBARAKI, M. 1990. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Neogene of Caleta Herradura de Mejillones, Northern Chile. Reports of Andean Studies, Shizuoka University, Spec. Vol.3, pp. 9-16.

IGARASHI, T., T. MATSUZAWA, A. HASEGAWA. 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. Journal of Geophysical Research, 108, 2249. doi:10.1029/2002JB001920.

IHMLE, P. F., J. C. RUEGG. 1997. Source tomography by simulated annealing using broad-band surface waves and geodetic data: Application to the Mw = 8.1 Chile 1995 event. Geophys. J. Int., 131(1), 146–158, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00601.x.

JAEGER, J.C., N.G. COOK. 1979. Fundamentals of Rock Mechanics. London: Chapman & Hall. 3rd ed.

ISHMAN, S.E., T. P. REILLY, G. S. WILSON, R. MARTINEZ-PARDO, N. PINTER, H-G. WILKE, G. CHONG. 2003. Late Cenozoic evolution of the Mejillones Peninsula, northern Chile. En: Eos Trans. AGU, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract T32E–07.

KAIZUKA, S., T. MATSUDA, M. NOGAMI, N. YONEKURA. 1973. Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, central Chile. Geographical Reports Tokyo Metropolitan University, 8, 1–49.

KANAMORI, H., K. MCNALLY. 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador–Columbia coast. Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 1241–1253.

KANAMORI, H. 1977. The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.

KANEKO, Y., J. P. AVOUAC, N. LAPUSTA. 2010. Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. Nat. Geosci., 3, 363–369, doi:10.1038/ngeo843.

KAY, R. W., S. M. KAY. 1993. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 219, 177 – 189, 1993.

KENDRICK, E., M. BEVIS, J. R. SMALLEY, B. BROOKS, R. B. VARGAS, E. LAURIA, L. P. SOUTO FORTES. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. J. South Am. Earth Sci., 16(2), 125–131, doi:10.1016/S0895-811(1003)00028-00022.

KENDRICK, E., M. BEVIS, R. SMALLEY JR., B. BROOKS. 2001. An integrated crustal velocity field for the central Andes. Geochem. Geophys. Geosyst., 2(11), doi:10.1029/2001GC000191.

KHAZARADZE, G., J. KLOTZ. 2003. Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. J. Geophys. Res., 108(B6), 2289, doi:10.1029/2002JB001879.

KING, G. C., R. S. STEIN, J. LIN. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 935 – 953.

KITTEL, C. 1995. Introduction to Solid State Physics. Wiley, New York, 1995.

KLOTZ, J., A. ABOLGHASEM, G. KHAZARADZE, B. HEINZE, T. VICTOR, R. HACKNEY, K. BATAILLE, R. MATURANA, J. VIRAMONTE, R. PERDOMO, R. 2006. Long-Term Signals in the Present-Day Deformation Field of the Central Andes and Southern Andes and Constrains on the Viscosity of the Earth's Upper Mantle. En: The Andes Active Subduction Orogeny, O. ONCKEN, G. CHONG, G. FRANZ, P. GIESE, H.J. GÖTZE, V. RAMOS, M. R. STRECKER Y P. WIGGER (Eds.), pp. 65-90, Springer-Verlag, Berlin- Heldelberg.

KLOTZ, J., G. MICHEL, G. KHAZARADZE, B. HEINZE. 2001. GPS based Deformation Measurements and Modeling. Rep. SBF 267 Project D5, 361-394.

KLOTZ, J., G. KHAZARADZE, D. ANGERMANN, C. REIGBER, R. PERDOMO, O. CIFUENTES. 2001. Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. Earth and Planetary Science Letters. 193, 437–446.

KLOTZ, J., D. ANGERMANN, G. W. MICHEL, R. PORTH, C. REIGBER, J. REINKING, J. VIRAMONTE, R. PERDOMO, V. H. RIOS, S. BARRIENTOS, R. BARRIGA, O. CIFUENTES. 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995

Antofagasta Mw = 8.0 earthquake. Pure and Applied Geophysics, 154, 709–730, doi: 10.1007/s000240050249.

KOBER, F., S. IVY-OCHS, F. SCHLUNEGGER, H. BAUR, P.W. KUBIK, R. WIELER. 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. Geomorphology, 83, (1-2), 97–120, doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.029.

KODAIRA, S., N. TAKAHASHI, A. NAKANISHI, S. MIURA, Y. KANEDA. 2006. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake. Science, 289, 104–106. doi:10.1126/science.289.5476.104.

KOIZUMI, I. 1990. Miocene to Pliocene Marine Diatoms from Caleta Herradura de Mejillones Section, Chile. Reports of Andean Studies, Shizuoka University, Spec. vo.3, pp.17-22.

LABEYRIE, L.D., J.C. DUPLESSY, P.L. BLANC. 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. Nature, 327, 477–482.

LAJOIE, K. R. 1986. Coastal tectonics. En: Active Tectonics, R. E. Wallace (Eds.), pp. 95–124, Natl. Acad. Press, Washington, D. C.

LAL, D. 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: In situ nuclide production rates and erosion rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett., 104, 424 – 439.

LAMB, S. 2006. Shear stresses on megathrusts: implications for mountain building behind subduction zones. Journal of Geophysical Research, 111, B07401. doi:10.1029/2005JB003916.

LAMBECK K., T. ESAT, E.K. POTTER. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. Nature, 419, 12, 199-206.

LAY, T., H. KANAMORI. 2011. Insights from the great 2011 Japan earthquake. Physics Today, 64, 33-39.

LAY, T., H. KANAMORI. 1981. An asperity model of great earthquake sequences. En: SIMPSON, D., RICHARDS, P. (Eds.), Earthquake Prediction: An International Review. No. 4 en Maurice Ewing Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 579–592.

LEONARD, E. M., J. F. WEHMILLER. 1991. Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, northern Chile; Implications for late Pleistocene and holocene uplift. Revista Geológica de Chile, 18, 81–86.

LIN, J., R.S. STEIN. 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. Journal of Geophysical Research, 109, B02303.

LOMNITZ, C. 2004. Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535–1960. Seismological Research Letters, 75, 368–378.

LORITO, S., F. ROMANO, S. ATZORI, X. TONG, A. AVALLONE, J. MCCLOSKEY, M. COCCO, E. BOSCHI, A. PIATANESI. 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. Nature Geoscience, 4, 173-177, doi:10.1038/ngeo1073.

LOVELESS, J.P., R.W. ALLMENDINGER, M.E. PRITCHARD, G. GONZÁLEZ . 2010a. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean forearc. Tectonics, 29, TC2001.doi:10.1029/2009TC002465.

LOVELESS, J. P., M. E., PRITCHARD, N. KUKOWSKI. 2010b. Testing mechanisms of subduction zone segmentation and seismogenesis with slip distributions from recent Andean earthquakes. Tectonophysics, 495, 15-33, doi:10.1016/j.tecto.2009.05.008.

LOVELESS, J. P., B. J. MEADE. 2010c. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. Journal of Geophysical Research, 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.

LOVELESS, J.P., M.E. PRITCHARD. 2008. Motion on upper plate faults during strong subduction zone earthquakes: case of the Atacama Fault System, northern Chile. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, Q12017. doi:10.1029/2008GC002155.

LOVELESS, J.P. 2008. Extensional tectonics in a convergent margin setting: deformation of the northern Chilean forearc. Ph.D. Thesis, Cornell University, Ithaca, New York, 311 pp.

LOVELESS, J. P., G. D. HOKE, R. W. ALLMENDINGER, G. GONZÁLEZ, B. L. ISACKS, D. A. CARRIZO. 2005. Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: New evidence for forearc extension. Geology, 33 (12), 973–976, doi: 10.1130/G22004.1.

MCCAFFREY, R., L. WALLACE, J. BEAVAN. 2008. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. Nature Geoscience, 1, 316–320.

MACHARÉ, J., L. ORTLIEB. 1992. Plio–Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics, 205, 97–108.

MARQUARDT, C. 2005. Déformations Néogènes le long de la Côte Nord du Chili (23°-27° S), Avant-Arc des Andes Centrales. Thèse de doctorat, Laboratoire des Mécanismes et Tranferts en Géologie (LMTG), Univ. Toulouse III- Paul Sabatier, Toulouse, France.

MARQUARDT, C., A. LAVENU, L. ORTLIEB, E. GODOY, D. COMTE. 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). Tectonophysics, 394, 193–219, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.059.

MARTINEZ, E., H. NIEMEYER. 1982. Depósitos marinos aterrazados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla de Atacama. En: III Congreso Geológico Chileno Actas. 1, 176-188. Concepción, Chile.

MASON, D.B. 1992. Earthquake magnitude potential of active faults in the Intermountain Seismic Belt from surface parameter scaling. Master Thesis (Geophysics), University of Utah, Salt Lake City, UT, 110 p.

MATMON, A., D. P. SCHWARTZ, R. FINKEL, S. CLEMMENS, T. HANKS. 2005. Dating offset fans along the Mojave section of the San Andreas fault using cosmogenic ^{26}Al and ^{10} Be. Geol. Soc. Am. Bull., 117, 795 – 807, doi:10.1130/B25590.

MCCALPIN, J. 1996. Paleoseismology. Academic Press, California.

MCCALPIN, J.P. 1994. Neotectonic deformation along the East Cache fault zone, Cache County, Utah. Utah Geological Survey Special Study, 83, 37 p.

MCMANUS, J., D. OPPO, J. CULLEN, S. HEALEY. 2003. Marine isotope stage 11 (MIS 11) analog for Holocene and future climate? En: Earth's climate and orbital eccentricity: the marine isotope stage 11 question. Geophysical Monographs, 137, 69–85.

MELNICK, D., B. BOOKHAGEN, M.R. STRECKER, H.P. ECHTLER. 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., B. BOOKHAGEN, H. P. ECHTLER, M. R. STRECKER. 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). Geol. Soc. Am. Bull., 118(11 – 12), 1463 – 1480, doi:10.1130/B25865.1.

MONTERO, W. 1986. Periodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 5, 35– 72.

MORENO, M., M. ROSENAU, O. ONCKEN. 2010. Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. Nature, 467, 198-204.

MORTIMER, C., N. SARIC. 1975. Cenozoic studies in northernmost, Chile. Geologische Rundschau, 64, 2, 395-420.

MOTAGH, M., B. SCHURR, J. ANDERSSOHN, B. CAILLEAU, T. WALTER, R. WANG, J. VILLOTTE. 2010. Subduction earthquake deformation associated with 14 November 2007, Mw 7.8. Tocopilla earthquake in Chile: Results from InSAR and aftershocks. Tectonophysics, 490, 60-68, doi:10.1016/j.tecto.2010.04.033.

MUHS, D.R., H.M. KELSEY, G.H. MILLER, G.L. KENNEDY, J.F. WHELAN, G.W. MCINELLY. 1990. Age estimates and uplift rates for Late Pleistocene marine terraces: southern Oregon portion of the Cascadia Forearc. Journal of Geophysical Research, 95, 6685–6688.

NARANJO, J. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama, norte de Chile. Revista Geológica de Chile, 31, 43-55.

NARANJO, J., R. PASKOFF. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18"-21 "). En: Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas, Vol. 3, p. 149-165. Antofagasta.

NASH, D. B. 1980. Morphological dating of degraded normal fault scarps. Journal of geology, 88, 353-360.

NELSON, A.R. 1992b. Lithofacies analysis of colluvial sediments—an aid in interpreting

the recent history of Quaternary normal faults in the Basin and Range province, western United States. J. Sediment. Petrol., 62, 607–621.

NIEMEYER H., G. GONZÁLEZ, E. MARTÍNEZ-DE LOS RÍOS. 1996. Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Rev. Geol. Chile, 23 (2), 165-186.

NISHENKO, S. P. 1991. Circum-Pacific seismic potential, 1989-1999. Pure Appl. Geophys., 135, 169-259.

NORABUENA E., S. STEIN, I.S. SACKS, L. OCOLA, M. ELLIS, L. LEFFLER-GRIFFIN, A. MAO, T. DIXON. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. Science, 279, 358-362.

OKADA, T., T. YAGINUMA, N. UMINO, T. KONO, T. MATSUZAWA, S. KITA, A. HASEGAWA. 2005. The 2005 M7.2 MIYAGI-OKI earthquake, NE Japan: possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M7.4 earthquake. Geophysical Research Letters, 32, L24302. doi:10.1029/2005GL024613.

OKADA, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a halfspace. Bulletin of the Seismological Society of America, 82 (2), 1018–1040.

OKADA, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a halfspace. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 1135–1154.

OKADA, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama Fault Zone region. Preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic development of Coast Range of northern Chile. Bulletin of the Departament of Geography Kyoto University, 3, 47-65.

OLIVEROS, V. 2005. Estudio geocronólogico de las unidades magmáticas jurásicas y del Cretácico Inferior del norte de Chile (18°30’-24°S; 60°30’-70°30’W). Origen,

emplazamiento, alteración, metamorfismo y mineralización. Tesis de doctorado, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

OLESKEVICH, D.A., R.D. HYNDMAN, K. WANG. 1999. The up-dip and down-dip limits to great subduction earthquakes: thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. Journal of Geophysical Research, 104 (B7), 14965–14991. doi:10.1029/1999JB900060.

OPPENHEIMER, D.H.P., A. REASENBERG, R.W. SIMPSON. 1988. Fault plane solutions for the 1984 Morgan Hill, California earthquake sequence: Evidence for the state of stress on the Calaveras fault. Journal of Geophysical Research, 93:9007–26.

ORTLIEB, L., N. GUZMAN, C. MARQUARDT. 2003. A longer lasting and warmer interglacial episode during isotopic stage 11: marine terrace evidence in tropical Western Americas. En: Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11, A. Droxler, R.Z. Poore, L. H. Burkle (Eds.), pp. 157–180, Geophysical Monograph 137, American Geophysical Union.

ORTLIEB L., J. GOY, C. ZAZO, C. HILLAIRE-MARCEL, B. GHALEB, N. GUZMÁN, R. THIELE. 1996d. Quaternary Morphostratigraphy and vertical deformation in Mejillones Peninsula, Northern Chile. En: III ISAG, St Malo (France), 211-214.

ORTLIEB, L., C. ZAZO, J.L. GOY, C. HILLAIRE-MARCEL, B. GHALEB, L. COURNOYER. 1996b. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. Quaternary Science Reviews, 15, 819–831.

ORTLIEB, L., S. BARRIENTOS, N. GUZMAN. 1996a. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: The 1995 Antofagasta earthquake case. Quat. Sci. Rev., 15(8–9), 949–960, doi:10.1016/S0277-3791 (96)00056-X.

OTA, Y., T. MIYAUCHI, R. PASKOFF, M. KOBA. 1995. Plio–Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North–Central Chile. Revista Geológica de Chile, 22, 89–102.

PARDO-CASAS, F. P. MOLNAR. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plates since late Cretaceus time. Tectonics, 6, 233-248.

PEDOJA, K., L. ORTLIEB, J.F., DUMONT, M. LAMOTHE, B. GHALEB, M. AUCLAIR, B. LABROUSSE. 2006. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. Marine Geology, 228, 73–91.

PELZ, K. 2000. Tektonische Erosion am zentralandinen Forearc (20°–24° S), Sci. Tech. Rep. 00/20, GeoForschungsZentrum Potsdam, Potsdam, Germany.

PEYRAT, S., R. MADARIAGA, E. BUFORN, J. CAMPOS, G. ASCH, J.P. VILOTTE. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong motion data. Geophysical Journal International, 182, 1411–1430.

PLACZEK, C., A. MATMON, D. GRANGER, J. QUADE, S. NIEDERMANN. 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. Earth Planet. Sci. Lett., 295, (1-2), 12–20.

PRITCHARD, M. E., M. SIMONS. 2006. An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. J. Geophys.Res., 111, B08405, doi:10.1029/2006JB004258.

PUTKONEN, J., T. SWANSON. 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. Quaternary Research, 59(2), 255-261, doi:10.1016/S0033-5894(03)00006-1.

RADTKE, U. 1989. Marine terraces and coral reefs—On the problem of the Quaternary

sea-level fluctuations explained in case studies from Chile, Argentina and Barbados. Düsseldorfer Geographische Schriften, 27.

QUEZADA, J., G. GONZALEZ, T. DUNAI, A. JENSEN, J. JUEZ-LARRE. 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: 21Ne age of the upper marine terrace of Caldera–Bahia Inglesa area. Revista Geológica de Chile, 34, 81–96.

RAGAINI, L., C. DI CELMA, G. CANTALAMESSA. 2008. Warm-water mollusc assemblages from northern Chile (Mejillones Peninsula): new evidence for permanent El Niño-like conditions during Pliocene warmth? J. Geol. Soc of London, 165, 1075-1084.

RATUSNY, A., U. RADTKE. 1988. Jüngere Ergebnisse küstenmorphologischer Untersuchungen im groben Norden Chiles. Hamburger Geographische Studien, 44, 31-46.

REASENBERG, P.A., R.W. SIMPSON. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. Science, 255:168790.

RECH, J., B. CURRIE, G. MICHALSKI, A. COWAN. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. Geology, 34, 9, 761–764, doi: 10.1130/G22444.1.

REGARD, V., M. SAILLARD, J. MARTINOD, L. AUDIN, S. CARRETIER, K. PEDOJA, R. RIQUELME, P. PAREDES, G. HÉRAIL. 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. Earth and Planetary Science Letters. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.020.

REID, H.F. 1910. The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the state earthquake investigation commission Vol. 2 (Carnegie Institute, Washington DC).

REITER, L. 1995. Paleoseismology: a user's perspective. En: Serva L, Slemmons DB (Eds.) Perspectives in Paleoseismology. Association of Engineering Geologists Special Publication, vol 6, pp 3–6.

REPKA, J. L., R. S. ANDERSON, R. C. FINKEL. 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. Earth Planet. Sci. Lett., 152, 59 – 73.

REUTTER, K., P. GIESE, J. GÔTZE, E. SCHEUBER, G. SCHWAB, G. SCHWARZ, P. WIGGER. 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21º and 25º S. En: The Southern Central Andes, BALHBURG, H.; BREITZKREUZ, C.; GIESE, P. (Eds.). Lectures Notes in Earth Sciences 17. Springer, Berlín, Heidelberg, New York, p. 231-261.

RICHTER, C. F. 1958. Elementary Seismology. San Francisco: W.H. Freeman & Co.

ROELOFFS E. 1996. Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrological phenomena. Adv. Geophys, 37, 135–95.

RÖWER, P., J. VIRAMONTE. 1994. Variation in the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. En: Tectonics of the Southern Central Andes. Reutter, Scheuber, Wigger (Eds.), p. 49-68. Springer Verlag Heidelberg.

RUEGG, J., J. CAMPOS, R. ARMIJO, S. BARRIENTOS, P. BRIOLE, R. THIELE, M. ARANCIBIA, J. CAÑUTA, T. DUQUESNOY, M. CHANG, D. LAZO, H. LYON-CAEN, L. ORTLIEB, J. ROSSIGNOL, L. SERRUIER. 1996. The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. Geophysical Research Letters, 23 (9), 917–920.

RUEGG, J.C. 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: Aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. Física de la Tierra, No 6, p. 201- 243.

RUFF, L. 1996. Large Earthquakes in Subduction Zones: Segment Interaction and Recurrence Times. En: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J. (Eds.). Subduction: Top to Bottom, pp. 91-104.

RUFF, L., B. TICHELAAR. 1996. What Controls the Seismogenic Plate Interface in Subduction Zones? En: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H., PLATT, J. (Eds.). Subduction: Top to Bottom, pp. 105-111.

SAILLARD, M., S.R. HALL, L. AUDIN, L. D.L. FARBER, G. HÉRAIL, J. MARTINOD, V. REGARD, R.C. FINKEL, F. BONDOUX. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating. Earth and Planetary Science Letters, 277, 50–63.

SAVAGE, J. C. 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. Journal of Geophysical Research, 88 (B6), 4984–4996.

SHACKLETON, N. 2000. The 100,000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. Science 289, 1897–1902.

SHACKLETON N.J., BERGER, A., PELTIER, W.R. 1990. An alternate astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 81, 251-261.

SCHEUBER, E. G. GONZÁLEZ. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics, 18, 5, 895- 910.

SCHEUBER, E., T. BOGDANIC, A. JENSEN, K.J. REUTTER. 1994. Tectonic development of north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since Jurassic. En: Tectonics of Southern Central Andes, REUTTER, K-J., SCHEUBER, E., WIGGER, P.J. (Eds.), Springer, Berlin, Heidelbeg, New York, p. 121-139.

SCHEUBER, E., A.M. ANDRIESSEN. 1990. The kinematics and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. JSG,,12, 243-257.

SCHOLL, D. W., R. VON HUENE, T. L. VALLIER, D. G. HOWELL. 1980. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. Geology, 8, 564 – 568.

SCHOLZ, C.H. 2002. The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge.

SCHOLZ, C.H. 1998. Earthquakes and friction laws. Nature, 391, 37-42.

SCHOLZ, C., J. CAMPOS. 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. Journal of Geophysical Research, 100, 22.103–22.115.

SCHOLZ, C.H. 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. New York: Cambridge Univ. Press. 439 pp.

SCHWARTZ, D.P., K.J. COPPERSMITH. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault zones. Journal of Geophysical Research, 89, (B7), 5681–5698.

SIBSON, R.H., J.V. ROWLAND. 2003. Stress, fluid pressure and structural permeability in seismogenic crust, North Island, New Zealand. Geophysical Journal International, 154, 585–594.

SIDDALL, M., J. CHAPPELL, E.K. POTTER. 2006. EUSTATIC SEA-LEVEL DURING PAST INTERGLACIALS. En: SIROCKO, F., LITT, T., CLAUSSEN, M., SANCHEZ-GONI, M.-F. (Eds.), The Climate of Past Interglacials, Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.

SIDDALL, M., E.J. ROHLING, A. ALMOGI-LABIN, CH. HEMLEBEN, D. MEISCHNER, I. SCHMELZER, D.A. SMEED. 2003. Sealevel fluctuations during the last glacial cycle. Nature, 423, 853–858.

SIEH, K.E. 1981. A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. Am. Geophys. Union. Maurice Ewing. Ser. 4.

SIMONS, M., S. MINSON, A. SLADEN, F. ORTEGA, J. JIANG, S. OWEN, L. MENG, J.P. AMPUERO, S. WEI, R. CHU, D.V. HELMBERGER, H. KANAMORI, E. HETLAND, A.W. MOORE, F.H. WEBB**.** 2011. The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. Science, 332 (1421).

SLEMMONS, B. D. C. DEPOLO. 1986. Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards. En: Active Tectonics: Studies in Geophysics, pp. 45-62, Natl. Acad. Press, Washington, D. C.

SLEMMONS, D.B. 1957. Geological effects of the Dixie Valley– Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954. Bull. Seismol. Soc. Am, 47, 353–375.

SOBIESIAK, M., U. MEYER, S. SCHMIDT, H.J. GÖTZE, C.M. KRAWCZYK. 2007. Asperity generating upper crustal sources revealed by b value and isostatic residual anomaly grids in the area of Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research, 112, B12308. doi:10.1029/2006JB004796.

SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)- South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the Central Andes region. Journal of South American Earth Science, 11, 211–215.

SONG, T.R.A., M. SIMONS, M. 2003. Large trench parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. Science, 301 (5633), 630–633. doi:10.1126/science.1085557.

SPRINGER, M. 1999. Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. Tectonophysics, 306, 3-4, pp. 377-395.

SPRINGER, M., A. FORSTER. 1998. Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. Tectonophysics, 291, 123-139.

STEKETEE, J. A. 1958. On Volterra's dislocation in a semi - infinite elastic medium. Can J . Phys., 36, 192-205.

STEIN, R.S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature, 402, 605–9.

STEIN, R. S., G. C. P. KING, J. LIN. 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake. Science, 258, 1328-1332.

STEIN R.S., M. LISOWSKI. 1983. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation. Journal of Geophysical Research, 88:6477–90.

STEWART, I.S., P.L. HANCOCK. 1990. What is a fault scarp? Episodes, 13, 4, 256-263.

SWAN, F. H. III, D. P. SCHWARTZ, L. S. CLUFF. 1980. Recurrence of moderate to large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch fault, Utah. Bull. Seismol. Soc. Am. T 70, 1431-1462.

TASSARA, A. 2010. Control of forearc density structure on megathrust shear strength along the Chilean subduction zone. Tectonophysics, 495, 34–47.

TEBBENS, S.F., S. CANDE. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. Journal of Geophysical Research, 102, 12.061- 12.084.

THOMAS, A. 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molles, provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, Nº 21-22, 52 p.

TICHELAAR, B.W., RUFF, L.J. 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 98, 2017–2037.

TICHELAAR, B., L. RUFF. 1991. Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone. J. Geophys. Res., 96, B7, doi: 10.1029/91JB00200.

TOBIN, H.J., D.M. SAFFER. 2009. Elevated fluid pressure and extreme mechanical weakness of a plate boundary thrust, Nankai Trough subduction zone. Geology, 37, 679–682. doi:10.1130/G25752A.1.

TODA, S., R.S. STEIN, K. RICHARDS-DINGER, S. BOZKURT. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. Journal of Geophysical Research, 110, B05S16.

TODA S., R.S. STEIN, P.A. REASONBERG, J.H. DIETERICH, A. YOSHIDA. 1998. Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. Journal of Geophysical Research, 103:24543–65.

TRENHAILE, A.S. 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. Marine Geology, 166, 163.

UYEDA, S., H. KANAMORI. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research, 84 (B3), 1049–1061.

VARGAS, G., C. PALACIOS, M. REICH, S. LUO, C. SHEN., G. GONZÁLEZ. 2010. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in

Northern Chile (23°S). Tectonophysics, 497, 34-44, doi:10.1016/j.tecto.2010.10.017.

VARGAS G., S. PANTOJA, J. RUTLLANT, C. LANGE, L. ORTLIEB. 2007. Enhancement of interdecadal ENSO-like coastal upwelling variability in the eastern boundary Peru-Chile Current overrides global warming. Geophys. Res. Lett., 34, L13607, doi:10.1029/2006GL028812.

VARGAS, G., J. RUTLLANT, L. ORTLIEB. 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, 467-483.

VARGAS, G., L. ORTLIEB, J. RUTLLANT. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. Rev. Geol. Chile, 27, 157–176.

VICTOR, P., M. SOBIESIAK, J. GLODNY, S. N. NIELSEN, O. ONCKEN. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: Evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. J. Geophys. Res., 116, B02402, doi:10.1029/2010JB007771.

VOLTERRA, V. 1907. Sur l'équilibre des corps élastiques multiplement connexes, Ann. Sci. Ecole Norm. Superieure Ser. 3 (24), 401–517.

VON HUENE, R., W. WEINREBE, F. HEEREN. 1999. Subduction erosion along the North Chile margin. Geodynamics, 27, 345– 358.

VON HUENE, R.; C.R. RANERO. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin of Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research, 108 (B2), 2,079, doi:10.1029/2001JB001569 .

VON HUENE, R., S. LALLEMAND. 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. Geological Society of American Bulletin, 102, 704–720.

WALLACE, R.E. 1980a. Degradation of the Hebgen Lake fault scarps of 1959. Geology, 8, 225–229.

WALLACE, R.E. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1267-1281.

WANG, K. 2010. The “weak asperity” alternative, EOS Transactions. AGU, Fall Meeting Supplement 2010, Abstract No. T44B-01.

WANG, K., T. MULDER, G.C. ROGERS, R.D. HYNDMAN. 1995. Case for very low coupling stress on the Cascadia subduction fault. Journal of Geophysical Research, 100, 12,907–12,918.

WELLS, D.L., K.J. COPPERSMITH. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismol. Soc. Am., 84, 974–1002.

WESNOUSKY, S. 2008. Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture. Bull. Seismol. Soc. Am., 98 (4), 1609-1632, doi: 0.1785/0120070111.

WIGGER, P.-J., M. SCHMITZ, M. ARANEDA, G. ASCH, S. BALDZUHN, P. GIESE, W.D. HEINSOHN, E. MARTINEZ, E. RICALDI, P. RÖWER, J. VIRAMONTE. 1994. Variation in the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. En: Tectonics of the Southern Central Andes. REUTTER, SCHEUBER, WIGGER (Eds.), p. 49-68. Springer Verlag Heidelberg.

WINTLE, A.G., A.S. MURRAY. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiation Measurements, 41, 369-391, doi:10.1016/j.radmeas.2005.11.001.

YAMANAKA, Y., M. KIKUCHI. 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. Journal of Geophysical Research, 109, B07307. doi:10.1029/2003JB002683.

YUAN, X., S.V. SOVOLEV, R. KIND. 2002. Moho topography in the Central Andes and its geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters, 199, 389-402.

YUAN, X., S.V., SOVOLEV, R. KIND, O. ONKEN, ANDES SEISMOLOGY GROUP. 2000. New constraints on subduction and collision processes in the Central Andes from compressive observations of P to S converted seismic phases. Nature, 408, 958-961.