



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

# **Paleosismología de la Falla Isla Santa María (Península de Mejillones, II Región de Antofagasta)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAXIMILIANO ANDRÉS PADILLA ORELLANA

PROFESOR GUÍA:  
GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

JOSÉ GONZÁLEZ ALFARO

SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2023

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TÍTULO DE GEOLOGO POR:  
MAXIMILIANO ANDRÉS PADILLA  
ORELLANA

FECHA: 2023

PROF. GUÍA: GABRIEL EASTON VARGAS

**PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA ISLA SANTA MARÍA (PENÍNSULA DE MEJILLONES, II REGIÓN DE ANTOFAGASTA)**

La deformación cuaternaria en la cordillera de la costa en el norte de Chile está controlada en gran parte por sistemas de fallas, entre las cuales destaca el sistema de Falla de Atacama (SFA), junto a otras que se expresan en notorios escarpes de falla. Una de estas estructuras corresponde a una falla ubicada frente a Caleta Constitución, denominada la Falla Isla Santa María, la cual se ubica al sur de la península de Mejillones.

El objetivo principal de este trabajo consistió en realizar una evaluación paleosismológica de la Falla Isla Santa María utilizando evidencia geomorfológica y estructural del conspicuo escarpe que se evidencia en superficie. Mediante trabajo de terreno y a partir de imágenes de dron se construyeron modelos de elevación digital (DEM) y fотомosaicos de precisión. Además, se estudiaron perfiles topográficos y se caracterizó paleosismológicamente una pared expuesta de manera perpendicular a la traza de falla. Para acotar edades cronoestratigráficas se utilizó el método de datación por Carbono 14. Con estas herramientas se pudo caracterizar la falla y determinar su evolución cuaternaria tardía. Los resultados obtenidos indican que la falla presenta una disposición que varía entre N11E/80 W y N15E/70 W. En el lugar donde se estudió la pared del macizo se pudo determinar una cinemática normal, con descenso del bloque occidental y una separación vertical media de 2,75 m.

El análisis morfológico del área de estudio junto con el análisis paleosismológico permitió reconocer al menos 3 paleosismos en esta falla, de los cuales el más reciente tiene una edad máxima pleistocena superior. Utilizando valores de desplazamiento máximos observados en la pared expuesta y perfiles, junto con ecuaciones que permiten vincular la magnitud de momento ( $M_w$ ) con largos de ruptura se estimaron magnitudes mínimas que varían entre 6,6 y 6,7 y magnitudes máximas entre 6,9 y 7,0, con un largo de ruptura mínimo inferido aproximado de 30 km.

Utilizando los desplazamientos (*offsets*) inferidos para la Falla Santa María y de corroborarse las edades de radiocarbono, es posible estimar tasas de deslizamiento entre 0,04 y 0,06 mm/año para los últimos 30 mil años, lo que sugiere que esta falla es una falla intraplaca potencialmente activa.

# Agradecimientos

A mi familia, especialmente a mis padres Max Padilla Nogales y Alejandra Orellana que siempre me apoyaron en este proceso junto con mis hermanos Luciano y Fernanda, tíos y abuelos.

Le agradezco a mi profesor guía, el Dr. Gabriel Easton por su apoyo a través de este proceso en el último año, y sobre todo por entregarme la oportunidad de desarrollarme. También al Dr. José González Alfaro, que siempre me entregó su ayuda para realizar esta investigación desde un comienzo, y la profesora Sofia Rebolledo que durante la carrera me motivó bastante para aprender.

Además, agradezco a mis compañeros de carrera que de algún modo u otro estuvieron involucrados en el desarrollo de esta investigación y aportaron con su ayuda desinteresada e hicieron una estadía en la universidad más grata.

Esta memoria fue posible de realizar gracias al proyecto FONDECYT 1201387 del profesor Gabriel Easton Vargas.

# Tabla de contenido

Resumen .....	i
Agradecimientos .....	ii
Índice de figuras .....	v
1. Introducción.....	1
1.1. Exposición del problema .....	1
1.2. Hipótesis .....	2
1.3. Objetivos .....	2
1.3.1. Objetivo general .....	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	2
1.4 Ubicación y acceso.....	2
1.5 Marco Climático .....	4
1.6 Marco Sismotectónico .....	5
1.7 Marco Geológico .....	6
1.7.1 Unidades litológicas .....	7
2. Metodología.....	9
2.1. Toma y tratamiento en terreno por medio de dron .....	9
2.2 Levantamiento de observaciones estructurales partir de caras expuestas de macizos rocosos .....	12
2.3 Toma y análisis de muestras .....	13
2.4 Fundamentos de paleosismología .....	14
2.4.1 Técnicas de terreno utilizadas .....	15
2.4.2 Perfiles topográficos.....	15
2.4.3 Fallas normales en superficie.....	17
2.4 Procesos de sedimentación de la zona de falla .....	18
2.4.1 Modelo de la cuña.....	18
2.4.2 Fisuras y fracturas de tensión .....	20
2.4.3 Desarrollo de suelos .....	21
2.5 Escarpe de Falla .....	22
2.6 Dataciones de paleoterremotos .....	26
2.6.1 Datación de paleoterremotos mediante datación de cuñas .....	26
3. Resultados .....	27
3.1 Ortomosaico y Modelo de elevación digital .....	27
3.2 Geomorfología del escarpe de falla .....	31

3.3 Geología estructural.....	32
3.3.1 Descripción de la estructura.....	34
3.4 Análisis morfológico .....	35
3.4.1 Características del eskarpe.....	35
3.4.2 Separación vertical del eskarpe .....	43
3.5 Análisis Paleosismológico .....	44
3.5.1 Pared expuesta.....	44
3.5.2 Fallas mayores.....	45
4. Discusión .....	49
4.1 Tipo de estructura y vínculo con la litología de la península .....	49
4.2 Interpretación paleosismológica .....	49
4.3 Estimación de la magnitud del momentum de los paleosismos para la Falla Isla Santa María.....	54
4.4 Sismicidad de la Falla Isla Santa María e implicancias.....	58
4.5 Fallas corticales y su evolución geomorfológica del borde suroeste de la Península de Mejillones.....	59
5. Conclusiones.....	60
Bibliografía.....	61

## Índice de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación y acceso al área de estudio.....	3
Figura 2. Imagen satelital de la isla Santa María, proporcionada por ESRI satélite. (Escala 1:5000).....	3
Figura 3. Extracto de la Carta de Península de Mejillones (Cortes, 2007). ....	8
Figura 4. Vista del tramo sur del escarpe de falla.....	10
Figura 5. Vista del sector norte del escarpe de falla en la isla, se observa un descenso del bloque occidental. ....	10
Figura 6. Vista aérea del vuelo del dron con punto de control.....	11
Figura 7. Vista del software Agisoft Photoscan para confección de modelo de elevación digital.....	11
Figura 8. Vista preliminar de la zona de falla expuesta.....	12
Figura 9. Muestras de sedimentos para realizar dataciones C14 almacenadas en las bolsas de plástico.....	13
Figura 10. Perfil número 1 en sector norte del escarpe. Mediante programación en Python se miden los ángulos de los componentes y se calcula el surface offset (SO). ....	16
Figura 11. Fábrica de cizalle (shear fabric) generada por plano de fallamiento normal en la Isla Santa María. En rojo se pueden observar los clastos orientados en la pared expuesta.....	17
Figura 12. Evolución de un escarpe de falla donde se registran dos eventos o sismos, en a) se puede observar la superficie original antes de ser afectada por la falla, en b) ocurre el fallamiento y creación de la cara libre (color piel). Inmediatamente ocurre c) en donde la degradación de la cara genera la cuña coluvial (naranja). En d) un segundo evento produce una nueva cara libre la que se degrada y produce la deposición de una nueva cuña (rojo) en e). Modificado de (McCalpin, 2012). ....	19
Figura 13. Fisuras y fracturas en el bloque elevado rellenados con materiales erosionados del escarpe de la Falla Isla Santa María. En A) se observa la roca intacta mientras que en B) se aprecia la misma imagen, pero en verde y amarillo minerales de relleno de fisura. ....	20
Figura 14. Diagrama que muestra las relaciones entre los perfiles de suelo en un escarpe de falla normal con dos eventos de deslizamiento. Las cuñas pueden estar limitadas verticalmente por suelos y a sus lados por planos de falla. Modificado de (McCalpin, 2012).....	21
Figura 15. Evolución de un escarpe de falla. En A) se muestra un escarpe controlado por falla en su etapa inicial, posteriormente gradado a un escarpe controlado por procesos gravitacionales debido a erosión y meteorización en B), C) y D) y finalmente llegar a un estado de simetría controlada por lavado en E). Modificado de (Wallace, 1977). ....	23
Figura 16. Esquema en que se muestran las diferentes secciones en un diagrama de bloques con escarpe de falla.....	24
Figura 17. Relaciones geométricas y angulares para un perfil de escarpe de una falla normal. ....	24
Figura 18. Parámetros geomorfológicos para la descripción y análisis de escarpe de falla. ....	25

Figura 19. Esquema representativo de un escarpe de falla de un solo evento, las estrellas representan los lugares de toma de sedimentos para datación. Las líneas punteadas representan edades de deposición. Las estrellas rojas representan el lugar donde se tomó la muestra. La edad de cada event horizon está acotada por la edad de estas (McCalpin, 2012).....	26
Figura 20. Nube de puntos densa proporcionada de Agisoft Metashape Professional, en esta última se cuenta con mucha más información y detalle que en la imagen convencional.....	27
Figura 21. Ortomosaico de alto detalle (resolución 9 cm <sup>2</sup> /pixel) construido a partir de las imágenes aéreas tomadas con el dron en Agisof, se pueden apreciar los componentes del escarpe y algunos rasgos geomorfológicos de la isla. ....	28
Figura 22. DEM generado en Agisoft Metashape con las fotografías tomadas con el dron. El DEM utilizado tiene una resolución de 0,0783352 x 0,0783352 m/píxel (aproximadamente 60 cm <sup>2</sup> /píxel).....	29
Figura 23. Mapa de curvas de nivel y vista en 3D de la zona de estudio.....	30
Figura 24. Mapa de clasificación de pendientes (slope) donde se observa que la traza del escarpe de la Falla Isla Santa María mira preferentemente hacia el oeste, cambiando a rumbo NS en su trazo medio. Para escala de colores se utilizó la Tabla 2. ....	31
Figura 25. Clasificación de gradientes según FAO, 2009.....	32
Figura 26. Vista en 3D del mapa de sombras (hillshade) con herramienta Qgis2threejs. En rojo se observa el mapeo del escarpe.....	32
Figura 27. Disposición de los planos de fracturas de cizalle medido en la pared expuesta, se visualiza una tendencia del rumbo general de estas estructuras NE. ....	33
Figura 28. Diagrama de familia de polos, se observan dos grandes grupos con planos principal NE .....	34
Figura 29. Ubicación de los perfiles topográficos realizados en el escarpe de la Falla Isla Santa María. ....	35
Figura 30. Ubicación de los perfiles topográficos realizados en el escarpe de la Falla Isla Santa María. ....	36
Figura 31. Perfiles topográficos (orientación W-E) perpendiculares al rumbo del escarpe de la Falla Santa María.....	41
Figura 32. Histograma en donde se observa la distribución de las frecuencias para los ángulos de depósito de lavado (wash deposits) y de pendiente de escarpe (debris slope) de la sección principal. El valor promedio de la superficie dislocada es de 3.46° y del escarpe 15°. Para diferenciar en terreno el ángulo de lavado se considera desde el pie hasta el cambio de pendiente abrupto del escarpe. Con este histograma se logró clasificar al escarpe como controlado por el lavado.....	42
Figura 33. Valores de la separación vertical (SO) medidos en los perfiles del escarpe de la Falla Isla Santa María .....	43
Figura 34. Vista de la pared expuesta mapeada con las unidades reconocidas en contraste. ....	46
Figura 35. Afloramiento de falla normal con escarpe compuesto. En la parte superior se aprecian cuñas sedimentarias con clastos angulosos y matriz de coquina. Ambas unidades son afectadas por fallas que presentan una zona de daño intenso en los núcleos	

F1, F2 Y F3. Hay minerales de relleno que aprovechan estas estructuras, principalmente yeso y carbonato. Para diferenciar suelos salinos se estudió composicionalmente .....	47
Figura 36. Vista de la parte occidental de la pared expuesta. En la imagen se aprecia la unidad metadiorítica 2 con intensa zona de daño la cual genera el escarpe compuesto (F3) .....	48
Figura 37. Muestras tomadas en la pared expuesta de edad pleistocena .....	49
Figura 38. Zonas de cizalle en el bloque hundido de la pared expuesta (F2). Se puede observar como el carbonato aprovecha las estructuras en sentido al manteo. De color amarillo se muestra la unidad metadiorítica 2. Las relaciones de corte de las vetillas indican el desplazamiento normal .....	50
Figura 39. Patina superficial de carbonatos y arcillas (en amarillo) en zona de cizalle intenso. En azul la unidad metadiorítica 2 del bloque hundido. ....	51
Figura 40. Grietas abiertas en la cuña coluvial gruesa (verde) y en la unidad de metadioritas 2 (color amarillo). Se puede observar que el relleno de estas grietas corresponde a material proveniente de la cuña. Las líneas punteadas negras indican dirección de relleno .....	52
Figura 41. Zona de daño en unidad de metadioritas 2. Se aprecian fracturas rellenas con carbonatos (en blanco) en cizalle milimétrico .....	53
Figura 42. Brecha metadiorítica en zona de cizalle en el bloque elevado. Se aprecian algunos clastos orientados y relleno de carbonato (en blanco).....	53
Figura 43. Resumen de aproximaciones de magnitud para la Falla Isla Santa María en base la ecuación base. AD: <i>Average Displacement</i> , MD: <i>Maximum Displacement</i> . D*: SO mín.; 2L: desplazamiento acumulado observado x 2, .....	56
Figura 44. Relación de recurrencia, contexto tectónico y magnitud de terremoto asociado al grado de actividad de la falla. Las líneas azules y negras indican los valores de magnitud y tasas de deslizamiento estimados para la Falla Isla Santa María, obteniendo intervalos de recurrencia entre los 30.000 y 20.000 años. ....	57

# **1. Introducción**

## **1.1. Exposición del problema**

La deformación tectónica en la Cordillera de la Costa, específicamente en los alrededores de Antofagasta, está dominado por el sistema de Fallas Atacama (SFA; Arabasz, 1971). Esta se expresa como escarpes de falla que desplazan los abanicos aluviales de los pies de montaña ubicados en esta cordillera. Además, esta deformación se asocia con una gran cantidad de estructuras mayores y menores que afectan tanto depósitos coluviales, aluviales y roca. La mayoría de los estudios estructurales que intentan caracterizar la evolución cuaternaria de estas se han concentrado en caracterizar las fallas normales en los sectores la Península de Mejillones (Armijo & Thiele, 1990, González et. al. 2003; Vargas et al., 2005; Víctor et. al. 2011; González Alfaro et. al., 2018).

Las fallas geológicas son estructuras que pueden experimentar movimientos repentinos de liberación de energía sísmica. Es por esto que caracterizar la amenaza sísmica que estas representan para las comunidades cercanas es primordial (Wallace, 1977). El termino falla activa que se utiliza en esta memoria se refiere a fallas que han producido deslizamiento según lo documentado por registros históricos y/o evidencia geológica en tiempos recientes (últimos 10 ka según USGS), generalmente durante el Cuaternario (Wallace, 1977).

La Isla Santa María se ubica en el sur de la Península de Mejillones. Constituye una zona de la cual se sabe poco sobre la actividad de fallas recientes. Además, la Isla Santa María ha sido declarada bien nacional protegido, por ende, sus paisajes y rica biodiversidad motivaron aún más este estudio.

La presente memoria fue realizada en el marco del proyecto FONDECYT 1201387 del profesor Gabriel Easton (IR), financiado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID) del Gobierno de Chile.

## **1.2. Hipótesis**

La Falla Isla Santa María aflora frente a la costa suroeste de la península de Mejillones. Se propone que esta es una falla normal que presenta manteo al oeste, afectando rocas del substrato y presenta manifestaciones geomorfológicas de fallamiento cuaternario; esta falla está ligada a los procesos tectónicos de primer orden que han configurado la geomorfología del borde occidental de la Península de Mejillones.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. Objetivo general**

El objetivo de esta investigación es determinar la estructura, rasgos geomorfológicos asociados, carácter activo o inactivo de la Falla Isla Santa María y su vínculo con los procesos tectónicos que han controlado la geomorfología de la costa oeste de la Península de Mejillones.

### **1.3.2. Objetivos específicos**

- Determinar la estructura geológica superficial de la Falla Isla Santa María.
- Determinar los rasgos geomorfológicos que evidencian su actividad cuaternaria.
- Determinar el carácter activo de la Falla Isla Santa María y su potencial sismogénico.

## **1.4 Ubicación y acceso**

El área de estudio se encuentra ubicada en la región de Antofagasta entre los  $23^{\circ}25'48.0''$  S y  $23^{\circ}26'51.3''$  S y  $70^{\circ}36'29.9''$  W  $70^{\circ}36'33.6''$  W siendo la ciudad de Antofagasta la localidad más cercana, localizada a 45 km hacia el sureste. Específicamente la investigación se desarrolla en la Isla Santa María, sector sur de la Península de Mejillones. Para acceder al área desde la Ruta 1, se vira al oeste en la salida ubicada al norte de Antofagasta. Se utiliza el camino B-440 por 15 km, posteriormente se continúa por el camino B-442 otros 15km en dirección noroeste sector caleta Constitución. Por último, vía lancha se atraviesa el mar ~500m hasta llegar a un sector donde se puede arribar en la isla (Figura 1 y 2).

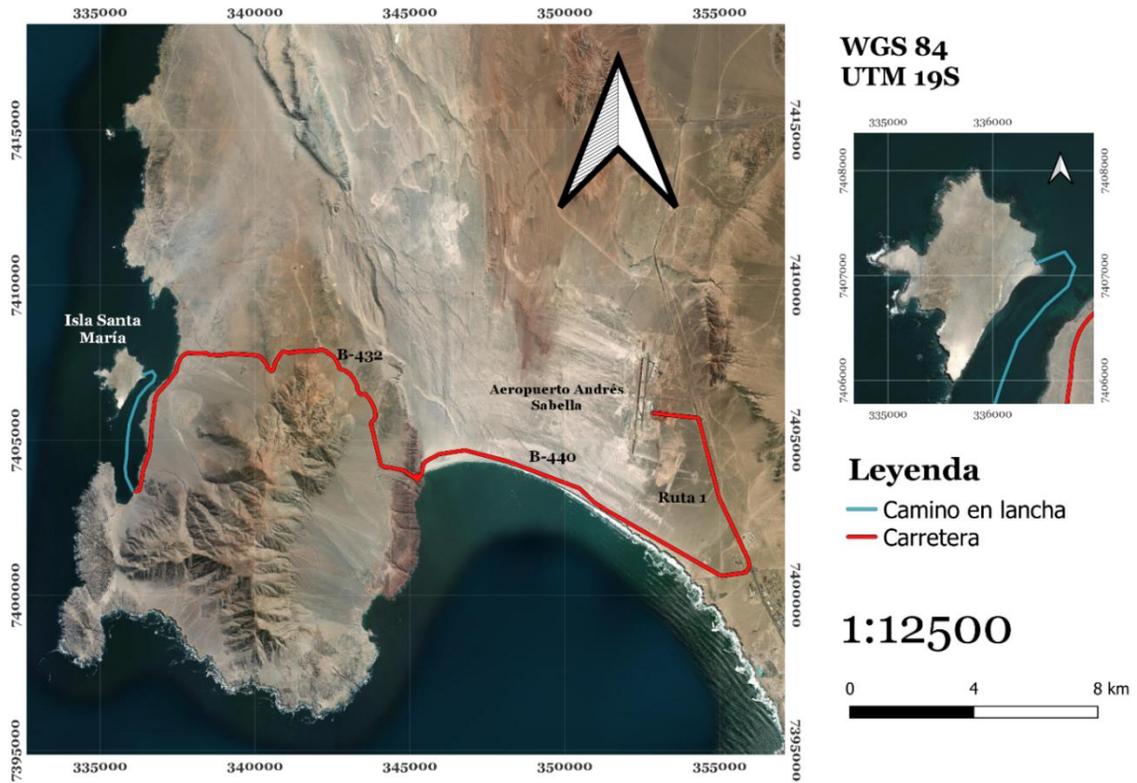


Figura 1. Mapa de ubicación y acceso al área de estudio.

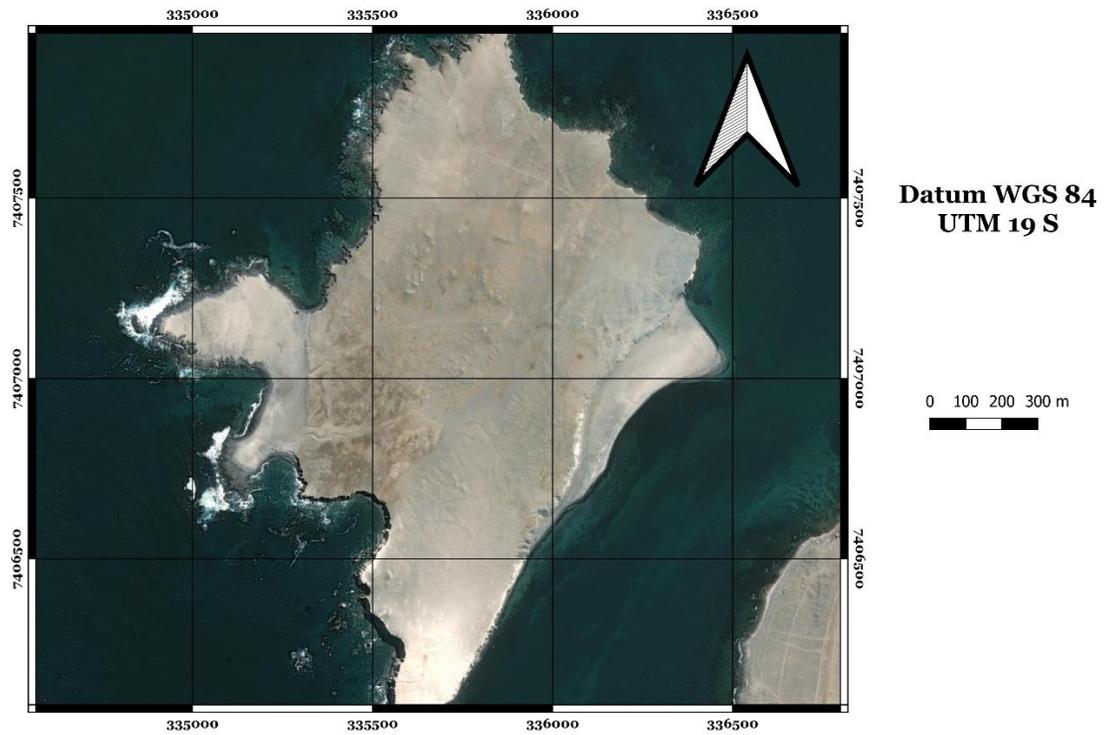


Figura 2. Imagen satelital de la isla Santa María, proporcionada por ESRI satélite. (Escala 1:5000)

## 1.5 Marco Climático

El área de estudio se ubica en el Desierto de Atacama, que se destaca por su hiperaridez, dominante desde los últimos 25 a 20 Ma (Dunai et al., 2005).

Los principales factores que controlan el desarrollo de la hiper-aridez en el Desierto de Atacama son nombrados a continuación:

- La corriente de Humboldt; que genera una inversión térmica a los c. 1000 m.s.n.m. limitando la penetración de la humedad que proviene del Océano Pacífico (Keller et al., 1997).
- La sombra orográfica producida por los Andes, bloqueando la humedad proveniente desde el Este, Monzón Sudamericano (Vandervoort et al., 1995).
- y finalmente, la presencia del anticiclón del Pacífico Sur, SPA (*South Pacific Anticyclone*) (Latorre et al., 2007).

Debido a los factores ya mencionados gran parte del Desierto de Atacama presenta condiciones de hiperaridez según las tasas de precipitación anual menores a 4 mm (Vargas et al., 2000). Dentro del área de estudio, las condiciones climáticas se encuentran bastantes aisladas de las fuentes de humedad a pesar de su cercanía al océano pacífico. La humedad actual existente es derivada principalmente de los frentes de aire frío que se forman en el océano durante el invierno, las cuales generan escasas precipitaciones que afectan las zonas más bajas, y una espesa niebla costera denominada camanchaca, que juega un importante rol en la formación de suelos con costras salinas y, por lo tanto, en la preservación de rasgos geológicos y geomorfológicos (Rech et al., 2003).

## 1.6 Marco Sismotectónico

La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana constituye un factor de primer orden en la acumulación del esfuerzo tectónico y deformación en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (González et al., 2008). La placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana con un ángulo de aproximadamente  $20^\circ$  hacia el E (Delouis et al., 1998), a una velocidad aproximada de 65 mm/año y con una orientación (azimut) de  $79^\circ$  (Angermann et al., 1999).

Debido a lo anterior el norte de Chile es una zona de subducción altamente activa, capaz de producir grandes terremotos (cada 50 años aproximadamente de  $M_w > 8$ ) en intervalos de tiempo relativamente cortos (Comte & Suárez, 1994). La deformación acumulada en este margen se expresa tanto de manera elástica, como permanente. La primera está relacionada con el ciclo sísmico de subducción, el que en cortos periodos de tiempo acumula un déficit de desplazamiento capaz de generar una cantidad apreciable de deformación elástica en los bordes de la placa superior. La segunda evidencia de deformación permanente se refleja en la forma de fallas corticales de escala kilométrica que afectan a depósitos cuaternarios (los cambios son irreversibles y como consecuencia la roca se rompe, formando fallas y fracturas). (e.g: González Alfaro et. al., 2018).

El fallamiento es uno de los principales procesos involucrados en la evolución del relieve en el ante arco del Norte de Chile, donde se destacan fallas normales con rumbos aproximados NS y fallas inversas con rumbos que varían entre NNW-SSE y EW (Allmendinger & González, 2010). La actividad prolongada de estas fallas condujo a la generación de notorios escarpes que forman frentes de montaña con alturas de hasta 500 m (Allmendinger & González, 2010). La actividad más reciente de estas fallas desarrolla escarpes en gravas aluviales de probable edad cuaternaria (Villalobos et al., 2014).

## 1.7 Marco Geológico

El área de estudio se encuentra dentro de la Cordillera de la Costa, una de las principales unidades morfológicas del relieve del antearco chileno (Reutter et al., 1988). Esta cordillera es una cadena montañosa de orientación NS y con una altitud máxima de unos 2000 m.s.n.m. ubicada en el borde costero del norte de Chile, y limitada hacia el oeste por el Gran Escarpe Costero (Paskoff, 1979): un abrupto acantilado costero irregular que se encuentra activo e inactivo (Riquelme et al., 2003). El este la Cordillera de la Costa se encuentra limitada en parte por la Falla Salar del Carmen y una cuenca tectónica estrecha orientada sub-meridianamente, conocida informalmente como Depresión del Salar del Carmen, en el sector cercano a Antofagasta (Niemeyer et al., 1996).

Las estructuras que afectan a esta zona corresponden al Sistema de Fallas de Atacama (SFA), uno de los rasgos tectónicos principales de la Cordillera de la Costa (Figura 3). Está compuesto por fallas discontinuas y superpuestas de orientación paralela a la del margen continental. Estas estructuras son las responsables de la geometría de bloques basculados hacia el Oeste presente en la Cordillera de la Costa en las inmediaciones de Antofagasta (Niemeyer et al., 1996). La actividad de estas fallas ha generado escarpes acumulativos en los frentes de montaña de más de 500 m de alto, los que presentan una cara suavizada por procesos erosivos (Villalobos et al., 2014).

La evolución tectónica del norte de Chile está caracterizada por diferentes eventos tectónicos sobrepuestos registrados desde el Paleozoico y cuyas características han sido controladas a partir del Jurásico, por la subducción de una placa oceánica bajo una continental. En consecuencia, los distintos eventos tectónicos de los que se tiene registro han sido originados tanto por las variaciones en los parámetros de subducción como en la composición y reología de las placas involucradas. Durante el Mesozoico, se habrían desarrollado gran parte de las fallas y pliegues de la zona, las cuales forman parte del Sistema de Fallas Atacama (SFA) (Cortés, 2007).

### 1.7.1 Unidades litológicas

Las unidades de roca que afloran en el área de estudio según la Figura 3 corresponden a rocas estratificadas e intrusivas del Jurásico con depósitos holocenos.

#### Rocas estratificadas

##### a) Jurásico

**Formación La Portada (Mioceno Inferior-Plioceno):** Con una potencia de 600 m aproximadamente está compuesta principalmente por secuencias sedimentarias, clásticas y fosilíferas, consolidadas a semi-consolidadas, que constituyen capas bien definidas con una estratificación gruesa a fina. El cemento está constituido por carbonato de calcio, yeso y cloruro de sodio.

##### b) Cenozoico

**Depósitos marinos (Pleistoceno- Holoceno):** Depósito conformado por una secuencia sedimentaria clástica, de carácter litoral a sublitoral, compuesta por coquinas, bolones, gravas y arenas, con una potencia que varía entre 1 – 4 m.

**Depósitos eólicos (Pleistoceno- Holoceno):** Depósito compuesto por arenas formadoras de dunas, ocasionalmente cementadas por carbonatos. Se pueden apreciar cercanos al Escarpe Costero.

**Depósitos de guano:** Depósito sedimentario biogénico constituido por materiales fecales y restos orgánicos de aves marinas litorales. Afloran en el sector sur de la isla donde se tiene el mayor nivel topográfico.

#### Rocas Intrusivas:

##### a) Jurásico

**Metadioritas de Bolfin- Punta Tetas (Sinemuriano):** Conformado por intrusivos fuertemente foliados. Su protolito se preserva en los sectores menos deformados de la isla. Esta unidad se divide en: metagabros a gabros, metadiorita a diorita, metamonzodiorita a diorita (Cortés, 2007). Esta última unidad es la que predomina en la Isla Santa María. Los intrusivos de este grupo no están, generalmente, en contacto directo con las rocas volcánicas, en parte sincrónicas, de la Formación La Negra, las cuales no están foliadas y muestran estructuras volcánicas primarias muy bien preservadas (Nemeth et al., 2004, Cornejo et al., 2006). Cuando ello ocurre, el contacto es siempre tectónico. Además, hacia el sur de Antofagasta se reconocen dos franjas miloníticas en un intrusivo Cerro Cristales, de edad 144 Ma.

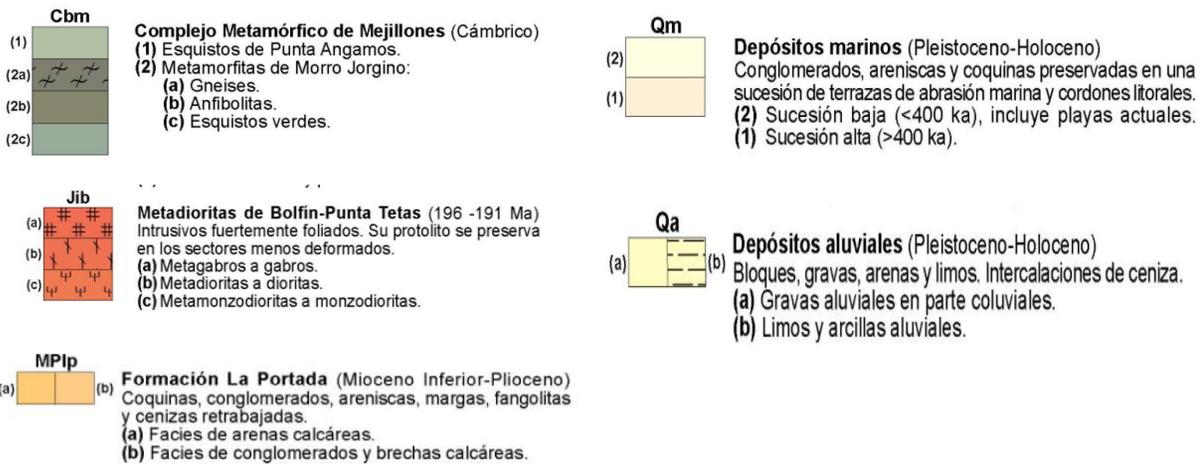
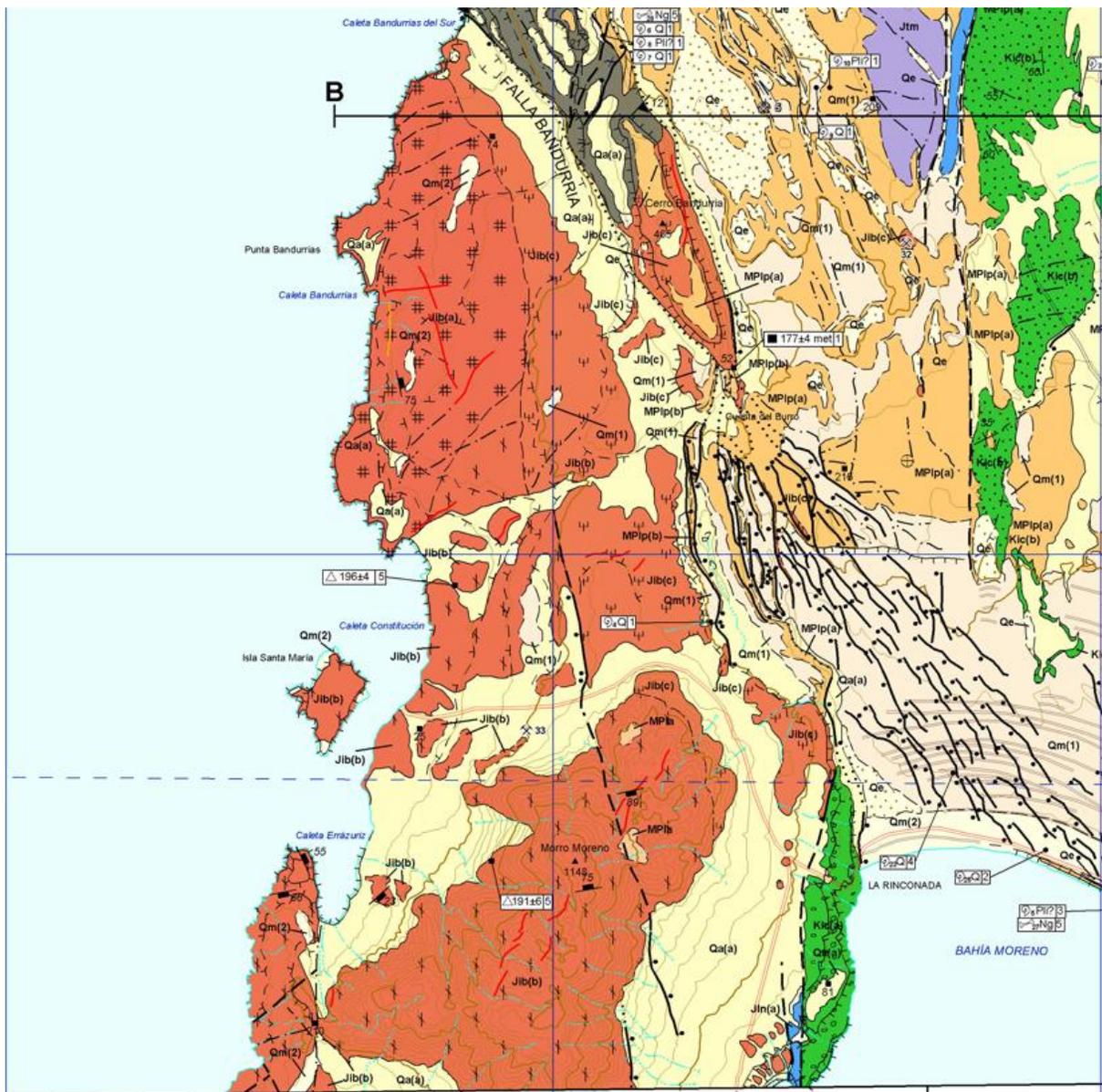


Figura 3. Extracto de la Carta de Península de Mejillones (Cortes, 2007).

## 2. Metodología

La elaboración de esta memoria siguió una serie de metodologías, las cuales consideraron una visita a terreno en compañía del profesor Gabriel Easton y los doctores José González Alfaro y Ángelo Villalobos, para luego hacer trabajo de gabinete con los datos de terreno por medio de *softwares*.

### 2.1. Toma y tratamiento en terreno por medio de dron

Utilizando técnicas de fotogrametría se construyeron mosaicos y modelos de elevación digital (Figura 3.3), ambos de alto detalle, a partir de fotografías aéreas tomadas con un dron, modelo Phantom 4 Pro, para los sectores en donde se alza el escarpe. Para el mosaico se utilizó el software Agisoft PhotoScan Professional (64 bit) y puntos de control utilizando el nivel del mar. Se hicieron dos vuelos a alturas de 80m y 180m promedio respectivamente.

Por medio de las coordenadas satelitales el *software* Agisoft PhotoScan Professional se apoya para dar la posición de cada foto, este programa está diseñado para determinar la relación entre los píxeles para realizar los traslapes respectivos en una nube de puntos densa, lo que permite generar el modelo de elevación digital (DEM) y el Ortomosaico (Figura 4-7).

Los pasos que seguir en el software son los siguientes:

1. Importación de imágenes
2. Orientación de imágenes
3. Puntos de control
4. Crear la nube de puntos densa
5. Crear malla y textura
6. Generar DEM
7. Generar Ortomosaico



Figura 4. Vista del tramo sur del escarpe de falla.



Figura 5. Vista del sector norte del escarpe de falla en la isla, se observa un descenso del bloque occidental.



Figura 6. Vista aérea del vuelo del dron con punto de control.

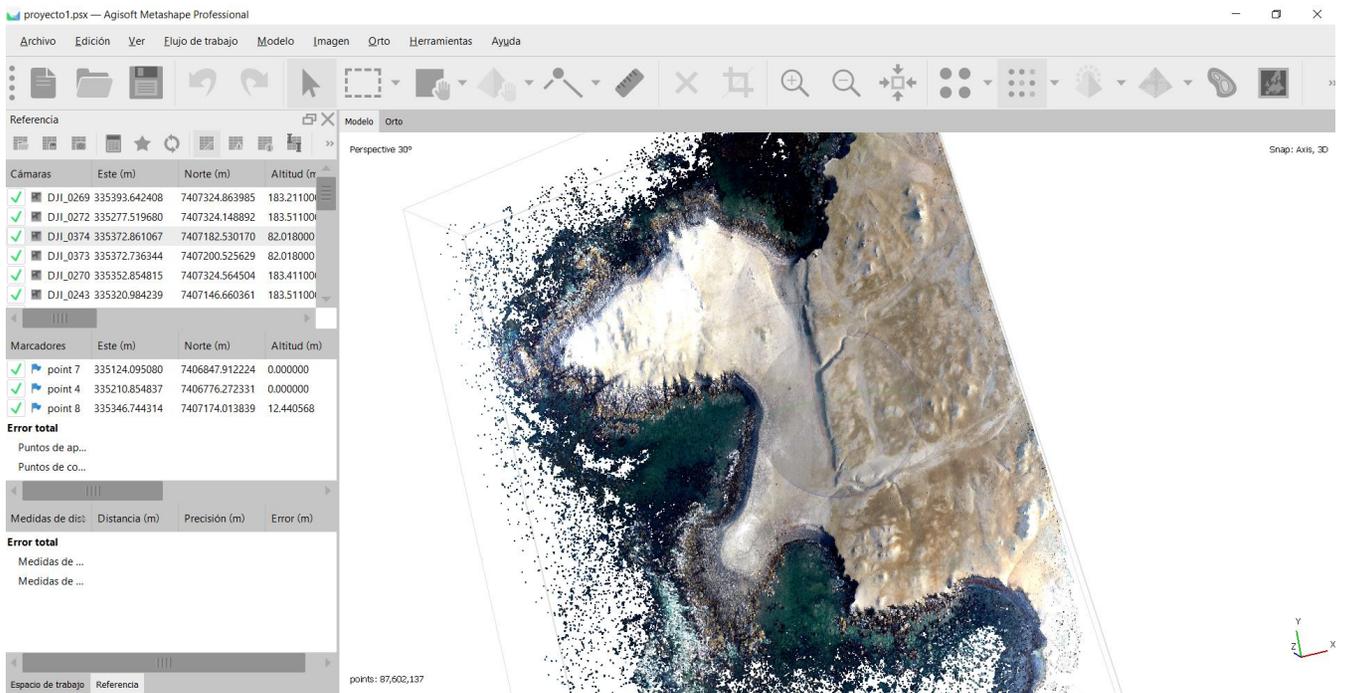


Figura 7. Vista del software Agisoft Photoscan para confección de modelo de elevación digital.

## 2.2 Levantamiento de observaciones estructurales partir de caras expuestas de macizos rocosos

La expresión estratigráfica de los paleosismos va desde estratos y unidades litológicas desplazadas, a discordancia angulares y deformación de sedimentos blandos (evidencias de primer y segundo orden).

La excavación de trincheras en zonas de deformación se ha convertido en una de las herramientas más útiles en los estudios paleosismológicos (Hatheway & Leighton, 1979). Esta técnica se ha expandido para abordar problemas de fallamiento de paleoterremotos, plegamientos, fallamiento de suelos y sedimentación inducida por fallamiento.

En el caso de esta memoria se procedió a fotointerpretar, a través del uso del *software* Adobe Illustrator un afloramiento de la zona de daño de la Falla Isla Santa María, expuesta en la cara del escarpe costero de la isla homónima (Figura 8).



Figura 8. Vista preliminar de la zona de falla expuesta.

## 2.3 Toma y análisis de muestras

La técnica de carbono 14 es un método de datación absoluta que se basa en la cantidad de carbono que se encuentra en muestras de origen biológico, como fósiles. Para el método de datación por radiocarbono, lo que se compara es la proporción de los isótopos Carbono-12 y Carbono-14 en la muestra. Esta técnica puede llegar a datar la deposición de organismos de hasta 60.000 años atrás (Figura 9).

Para evitar contaminaciones, se tomaron muestras de sedimento de cuñas para datación de edades con C14 y muestras de mano de roca para poder estudiar la litología, luego se almacenan en bolsa de plástico con su rotulado correspondiente y enviadas a laboratorio.



Figura 9. Muestras de sedimentos para realizar dataciones C14 almacenadas en las bolsas de plástico.

## 2.4 Fundamentos de paleosismología

Para comprender mejor los resultados obtenidos, es necesario explicar y presentar algunos conceptos básicos y fundamentales de la paleosismología.

La paleosismología estudia las evidencias geológicas, geomorfológicas y arqueológicas dejadas por los terremotos prehistóricos (Wallace, 1977) enfocándose principalmente en la obtención de la localización, recurrencia y magnitud de estos. La paleosismología difiere de otros estudios geológicos más convencionales de los movimientos de la corteza en el Cenozoico (ej. neotectónica), esto se debe a su enfoque en la deformación casi instantánea de los sedimentos durante los terremotos. Esto hace posible estudiar la distribución espacial de paleoterremotos individuales durante un período de miles a decenas de miles de años (McCalpin, 2012).

El análisis paleosismológico se basa en ciertas premisas, que se enumeran a continuación:

- Que los terremotos producen efectos reconocibles y permanentes (Michetti, 1997). Esto ha sido comprobado por varios autores (Massonnet et al., 1993, Hudnut, 1996) para terremotos de baja, media y alta magnitud. Aunque lo que ocurre generalmente es que el registro paleosísmico se restringe a los sismos de alta ( $M_w > 6.5$ ) o muy alta magnitud ( $M_w > 7.8$ ). (McCalpin, 2012).
- Asumiendo que la sismicidad de la falla estuvo activa en el pasado (de miles a decenas de miles de años), es muy probable que eventos sísmicos similares al presente ocurrieran varias veces en el pasado y causaran efectos similares en la superficie. Aunque estén parcialmente enmascarados o cubiertos por el clima, la vegetación y/o la actividad humana, estos impactos siempre crearán una característica geológica que permita reconocerlos. (Michetti, 1997).
- El desplazamiento de las fallas activas suele ser abrupto, generando separaciones verticales acompañadas por un evento sísmico en lugar de un *creeping* tectónico (Wallace, 1977).

### **2.4.1 Técnicas de terreno utilizadas**

En la mayoría de los estudios paleosismológicos se utilizan distintas técnicas para recolectar datos en terreno, pero en general se pueden clasificar en dos grandes grupos; el primero reúne todas las técnicas que se enfocan en las formas del relieve; y el segundo reúne a las que se valen de la información estratigráfica, generada por los sismos. Para el desarrollo de esta memoria se utilizaron ambas técnicas.

### **2.4.2 Perfiles topográficos**

Realizar perfiles topográficos del escarpe de falla es la fuente principal de información tanto de la separación de superficies (*surface offset*) como de la edad de fallamiento para fallas con un deslizamiento principalmente en su manteo (Wallace, 1977).

El método utilizado, más común, consiste en medir uno o más perfiles topográficos perpendiculares a la traza de la falla a lo largo del escarpe, extendiendo los límites de este más allá de la zona de deformación producida por la actividad de la falla. Es recomendable realizar los perfiles de manera perpendicular al escarpe para que los ángulos obtenidos sean los verdaderos y de esta forma las medidas de separación vertical de las superficies se puedan relacionar directamente con la componente vertical de la falla y no sean necesarias más correcciones (McCalpin, 2012).

En el caso de esta memoria se realizaron perfiles topográficos con orientación este-oeste espaciados cada 25 m sobre el escarpe, con el propósito de caracterizarlo en base a su salto vertical y pendiente. Además, se evaluó su continuidad con el fin de seguir segmentos de falla.

Para realizar una caracterización del escarpe de la Falla Santa María en el área estudiada, se realizaron 20 perfiles topográficos de manera perpendicular al rumbo de la falla mediante el uso de un DEM generado con las fotografías tomadas con el dron. El DEM utilizado tiene una resolución de 0,0783352 x 0,0783352 m/píxel (aproximadamente 60 cm<sup>2</sup>/píxel), los perfiles topográficos se construyeron utilizando el software QGIS 3.22.7 con el complemento qProf.

El procedimiento es extraer las cotas de base y techo (pendiente regional) para trazar proyecciones paralelas sobre la superficie original inferior y superior. Posteriormente se calcula el *surface offset* (SO) que es la distancia mínima entre estas rectas y las pendientes de la componente del escarpe. Además, se consideró una exageración vertical 0.

Para la identificación de los perfiles se utilizó el *software* QGIS 3.22.9 con el complemento qProf. Mediante esta herramienta se permite obtener la geomorfología del escarpe a partir de un DEM generado en Agisoft Metashape (Figura 3.3) Por medio de estos perfiles se interpolan las cotas de base y techo en una proyección paralela y lineal. El procedimiento para obtener el *surface offset* (SO) consiste en determinar la distancia mínima entre estas dos rectas en base al ángulo de pendiente regional de la isla. Además, en el escarpe se mide el ángulo de pendiente de sus componentes (Figura 10).

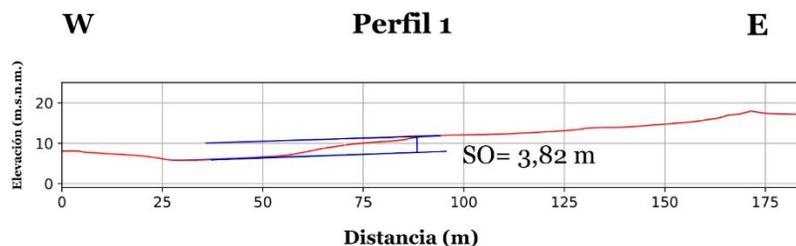


Figura 10. Perfil número 1 en sector norte del escarpe. Mediante programación en Python se miden los ángulos de los componentes y se calcula el surface offset (SO).

### 2.4.3 Fallas normales en superficie

Una falla normal que genera una ruptura cosísmica, por lo general también produce fallas secundarias tanto en el bloque elevado como en el hundido, creando un escarpe de falla (McCalpin, 2012). Debido a la existencia de este fenómeno, en esta memoria se utilizarán los términos de bloque elevado y hundido, en lugar de bloque yacente y colgante para evitar confusión de los lectores.

Los planos de fallamiento normal pueden variar al ser vistos en sección, por ejemplo, materiales cohesivos tienden a desarrollar planos de falla angostos y bien delimitados, mientras que los planos desarrollados en gravas tienden a generar una zona de cizalle cuyo ancho esta, de alguna forma, relacionado con el desplazamiento de la falla (McCalpin, 2012).

En los casos en que el plano de falla permanece discreto, la mejor forma de distinguirlo es por la presencia de una fábrica de clasto rotados y orientados paralelos al plano de falla (Figura 11).



Figura 11. Fábrica de cizalle (shear fabric) generada por plano de fallamiento normal en la Isla Santa María. En rojo se pueden observar los clastos orientados en la pared expuesta.

## **2.4 Procesos de sedimentación de la zona de falla**

Las rupturas sísmicas interrumpen los procesos de erosión y sedimentación que ocurren en las zonas de falla. En fallas normales, los cambios verticales dan como resultado procesos que producen una estratigrafía reconocible y predecible.

Sobre esta base se han desarrollado diversos modelos para interpretar la sedimentación en escarpes de falla, tales como el modelo de graben y fisura, modelo de escarpe que mira contra la pendiente (*back scarp*), modelos de sedimentación eólica y el modelo de la cuña coluvial, siendo este último el más utilizado a nivel global (McCalpin, 2012) y el que se utilizará en esta memoria.

### **2.4.1 Modelo de la cuña**

Este es un modelo conceptual utilizado para interpretar la estratigrafía de depósitos derivados de un escarpe de falla. Su premisa es que el material expuesto en la cara libre esta suelto y/o se erosiona cayendo en la base del escape (Wallace, 1977) creando un depósito en forma de cuña que recubre a la superficie anterior al fallamiento (Figura 2.9). A medida que aumenta el tamaño de la cuña mediante la incorporación de sedimentos provenientes de la degradación del escarpe, la cara libre tiende a desaparecer, hasta otorgarle al escarpe cierta estabilidad que permita el desarrollo de suelos. Un fallamiento posterior deposita una segunda cuña encima de la primera, aunque esta última no presenta la forma tan clara como la primera (Figura 12).

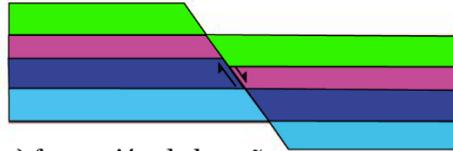
Por lo tanto, el fallamiento repetido se evidencia así por una sucesión vertical de cuñas dentro del bloque hundido, cada una de las cuales representa un evento sedimentario correspondiente a un terremoto diferente. Es importante destacar que la cuña creada por el material erosivo del escarpe no puede ser más alta que la mitad de la altura total del escarpe (Ostenaar, D., 1984). Este supuesto es muy útil al momento de estimar deslizamientos en planos de falla con solo deslizamiento en el manteo, en donde se asume que el deslizamiento del paleosismo es igual al doble del espesor estimado para la cuña coluvial (Ostenaar, D., 1984).

Para distinguir los distintos tipos de cuña de la pared expuesta se utilizará el criterio de facies de ellas, que no implica distintos niveles cronoestratigráficos entre ellas.

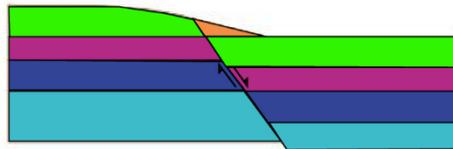
a) superficie original



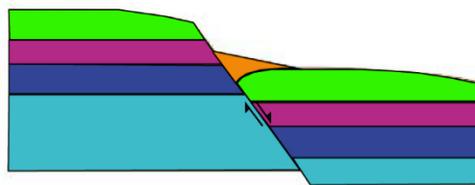
b) primer evento



c) formación de la cuña



d) segundo evento



e) formación de segunda cuña

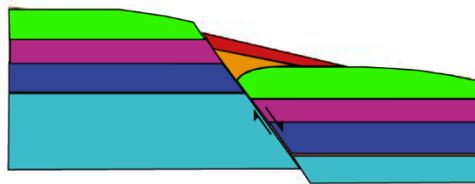


Figura 12. Evolución de un escarpe de falla donde se registran dos eventos o sismos, en a) se puede observar la superficie original antes de ser afectada por la falla, en b) ocurre el fallamiento y creación de la cara libre (color piel). Inmediatamente ocurre c) en donde la degradación de la cara genera la cuña coluvial (naranja). En d) un segundo evento produce una nueva cara libre la que se degrada y produce la deposición de una nueva cuña (rojo) en e). Modificado de (McCalpin, 2012).

### 2.4.2 Fisuras y fracturas de tensión

Las fisuras y fracturas de tensión pueden ocurrir indiscriminadamente en ambientes compresivos, extensionales y transcurrentes. Generalmente se presentan como fracturas de cizalle subverticales que disminuyen su tamaño hacia abajo y están rellenas con sedimentos más jóvenes provenientes de las unidades geológicas topográficamente más altas. Su origen se interpreta como grietas que se abren cosísmicamente inmediatamente antes de la deposición del relleno sedimentario de la cara libre. Esta hipótesis asume que el paleosismo que produce la apertura de las fisuras ocurre con anterioridad a la deposición del relleno sedimentario (McCalpin, 2012).

Las fisuras se pueden encontrar en diferentes configuraciones y tipos de fallas. Por ejemplo, las fracturas de cizalle formadas cercanas al plano de falla principal (debido a la refracción de este) genera núcleos de falla que pueden ser rellenas por materiales de unidades estratigráficas superiores. Las relaciones de corte entre fisuras y unidades estratigráficas permiten establecer relaciones temporales y estimar la magnitud de los paleoterremotos (Figura 13).

Dentro de la pared expuesta es posible observar una gran cantidad de fracturas que afectan tanto al basamento Jurásico como el material detrítico que forma parte del escarpe. Estas estructuras presentan un relleno sedimentario color blanco formado por minerales de yeso, anhidrita y cantidades menores de halita y carbonatos.

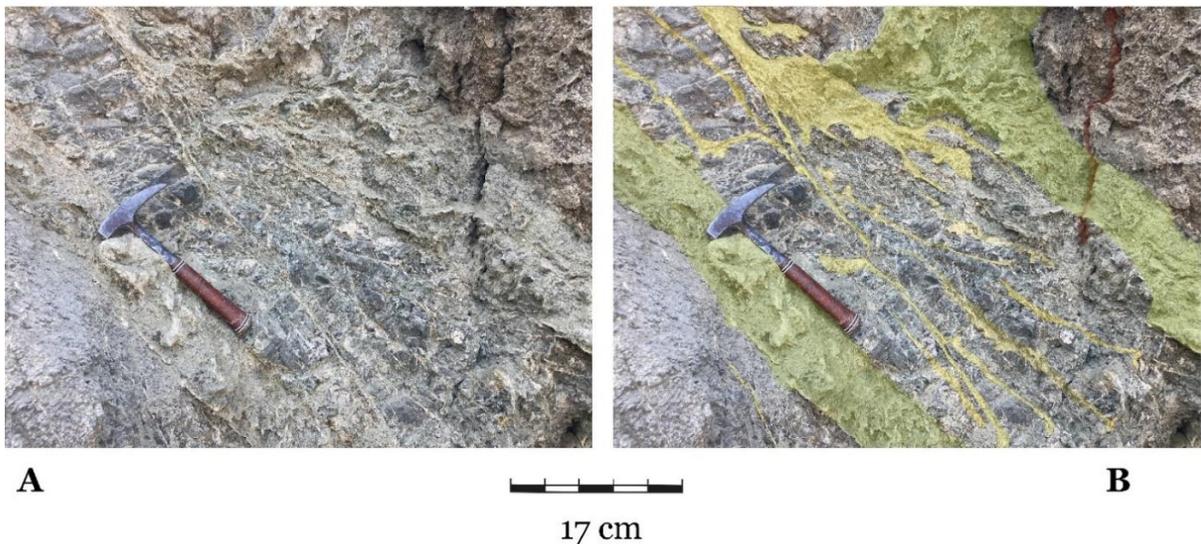


Figura 13. Fisuras y fracturas en el bloque elevado rellenos con materiales erosionados del escarpe de la Falla Isla Santa María. En A) se observa la roca intacta mientras que en B) se aprecia la misma imagen, pero en verde y amarillo minerales de relleno de fisuras.

### 2.4.3 Desarrollo de suelos

El suelo se puede definir como una estructura de meteorización que se desarrolla en la superficie terrestre debido a su interacción con los agentes meteorológicos (Rockwell, 2013). Debido a lo anterior, el proceso de sedimentación debe ser mínimo para el desarrollo de suelos.

Los sedimentos de depósito asociados a la degradación en la cara libre del talud entierran el suelo existente en la superficie al pie del escarpe y detienen su desarrollo. Una vez que la pendiente del escarpe se estabiliza, los procesos de lavado y los procesos gravitatorios que ocurren a tasas muy lentas controlan la deposición y desarrollan suelo nuevo en el escarpe.

Por lo tanto, la cuña coluvial tiene un límite entre el suelo del plano original, el plano de falla y el suelo pospaleoevolutivo, lo que facilita la identificación de la cuña. Así, tanto los suelos enterrados como los existentes en la actualidad pueden utilizarse para identificar paleoterremotos individuales de la pared expuesta (Figura 14).

Cuando se produce un fallamiento en una superficie, se detiene el desarrollo de suelo enterrado por la cuña. El suelo que ya existe tanto en la superficie original del bloque elevado con el de su parte no sepultada del bloque hundido continúa desarrollándose. Una vez que el nuevo perfil de suelo se estabiliza comienza el desarrollo de suelo de una segunda cuña producida por un segundo paleosismo y así sucesivamente. Al comparar los grados de desarrollo de estos suelos con el suelo más antiguo presente (el del bloque elevado o de la parte no sepultada por las cuñas en el bloque hundido) se puede tener una idea de las edades de los paleosismos ocurridos en la falla (McCalpin, 2012).

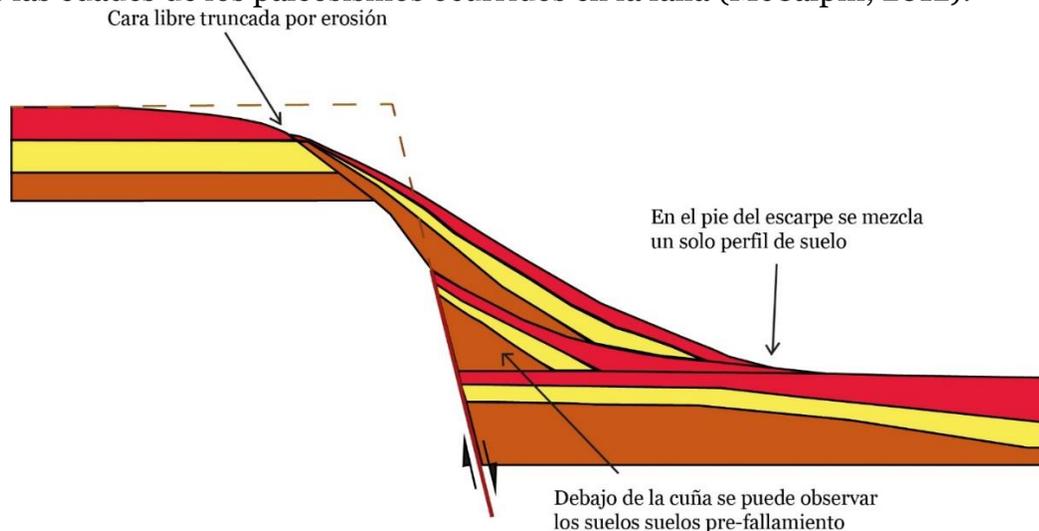


Figura 14. Diagrama que muestra las relaciones entre los perfiles de suelo en un escarpe de falla normal con dos eventos de deslizamiento. Las cuñas pueden estar limitadas verticalmente por suelos y a sus lados por planos de falla. Modificado de (McCalpin, 2012).

## 2.5 Escarpe de Falla

Para fallas normales, el escarpe es el principal indicador geomorfológico de paleosismicidad en la falla. El escarpe puede variar desde frentes de montaña de cientos de metros, a escarpes de escala métrica que desplazan superficies aluviales y/o coluviales del Cuaternario (Stewart & Hancock, 1990). En el caso del escarpe en estudio se registraron discontinuidades de escala métrica que separan superficies generadas por fallamiento.

Los escarpes están sujetos a procesos de erosión y meteorización inmediata después de un sismo. La forma y composición del escarpe original está controlada por procesos de fractura de la roca y por la propiedad de los elementos fallados (Wallace, 1977). Wallace desarrolló un modelo para la degradación de escarpes de fallas normales. Esta tiene como principio lo siguiente:

- El material detrítico mayoritario proviene de la cara libre y no de un origen más amplio (fluvial, eólico, etc).
- La pendiente principal del escarpe (talud) es primero controlada por la falla y luego por procesos erosivos. Este presenta inicialmente una pendiente de mayor grado para pasar transitoriamente a una menor.
- El material erodado de la cara libre solo está controlado por la intensidad de los procesos geomorfológicos del área, la disponibilidad no juega un rol mayor.

Luego de sus observaciones de terreno, (Wallace, 1977) descubrió que las pendientes de los escarpes de falla iniciales tienen ángulos entre  $60^\circ$  y  $90^\circ$  (Figura 15.a). Luego, a medida que procesos de erosión y meteorización afecta el escarpe, se desarrolla en el pie una base detrítica y/o depósitos de lavado (Figura 15.b).

Conforme la cara superior va retrocediendo, el material continúa depositándose, permitiendo que la pendiente principal crezca (Figura 15.c) hasta enterrar la cara libre (Figura 15.d). Finalmente, los procesos de lavado dominan el desarrollo del escarpe, provocando un deterioro simétrico en la parte superior y levantamiento de la parte inferior (Figura 15.e).

Para el análisis de esta memoria se ha definido una serie de terminologías y parámetros geomorfológicos que serán mostrados en las siguientes figuras donde se muestra la evolución de un escarpe (Figura 16-18).

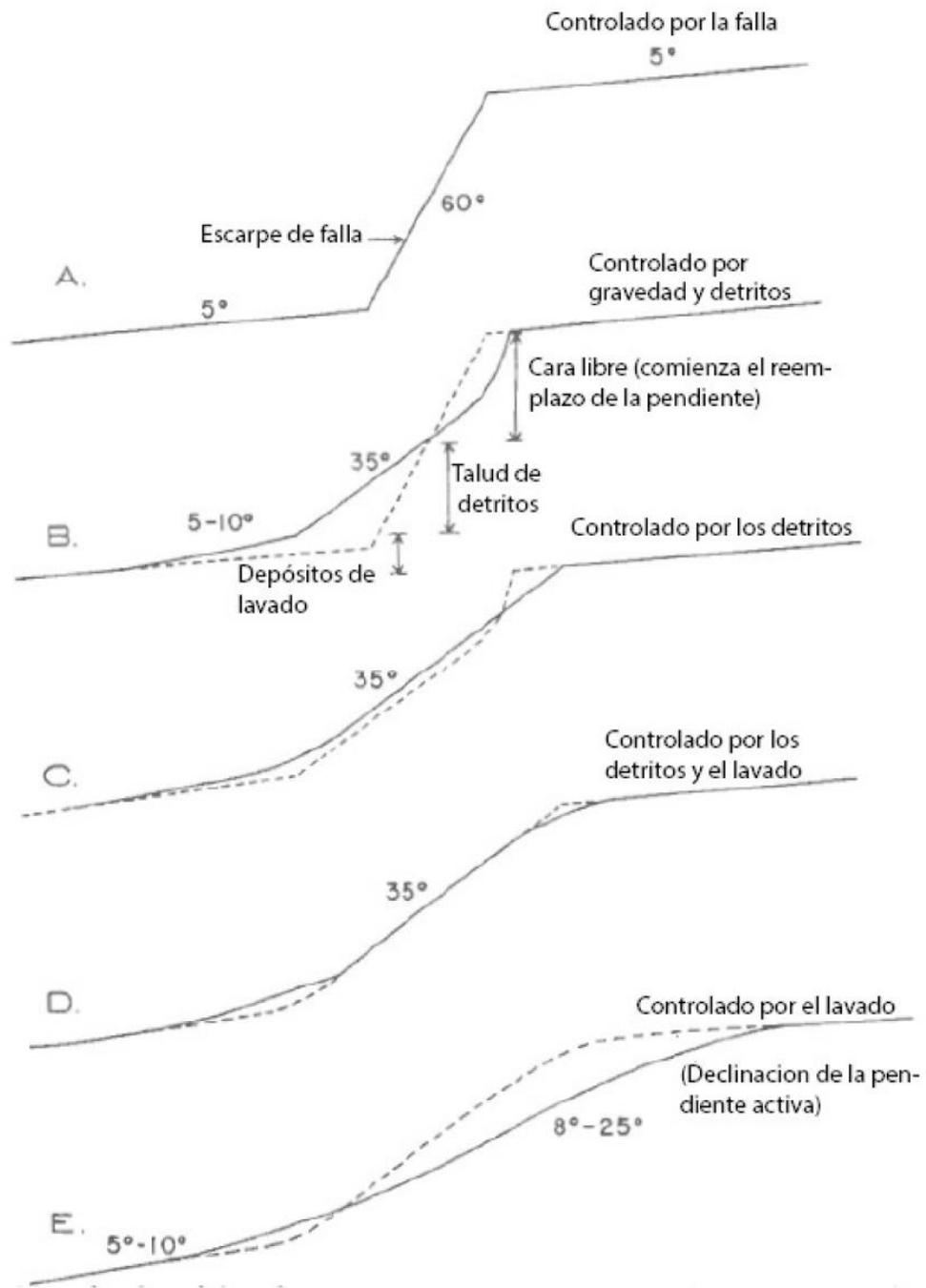


Figura 15. Evolución de un escarpe de falla. En A) se muestra un escarpe controlado por falla en su etapa inicial, posteriormente grada a un escarpe controlado por procesos gravitacionales debido a erosión y meteorización en B), C) y D) y finalmente llegar a un estado de simetría controlada por lavado en E). Modificado de (Wallace, 1977).

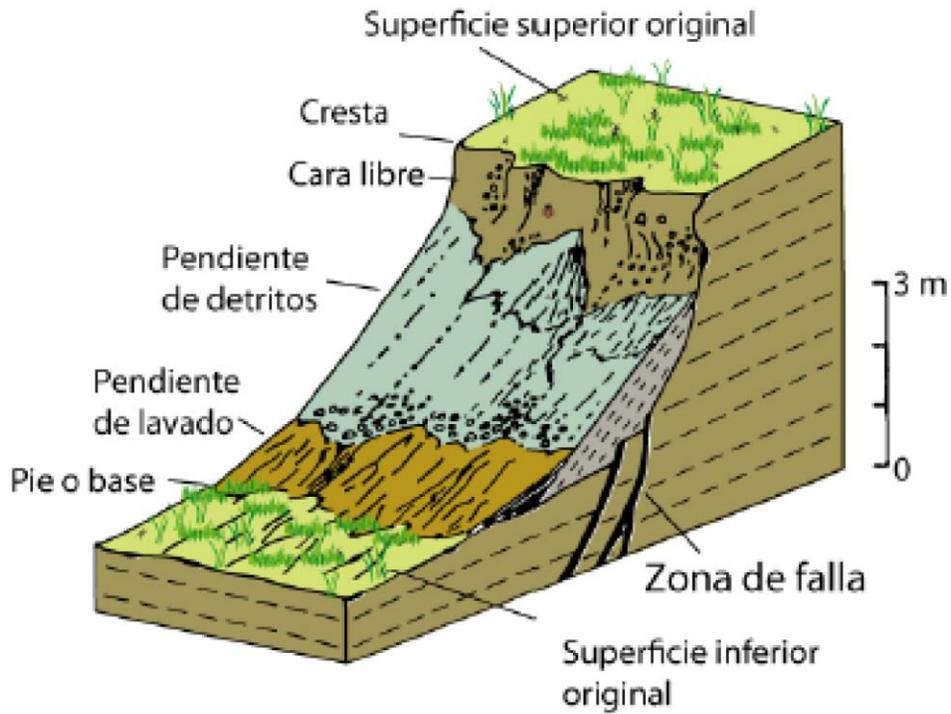


Figura 16. Esquema en que se muestran las diferentes secciones en un diagrama de bloques con escarpe de falla.

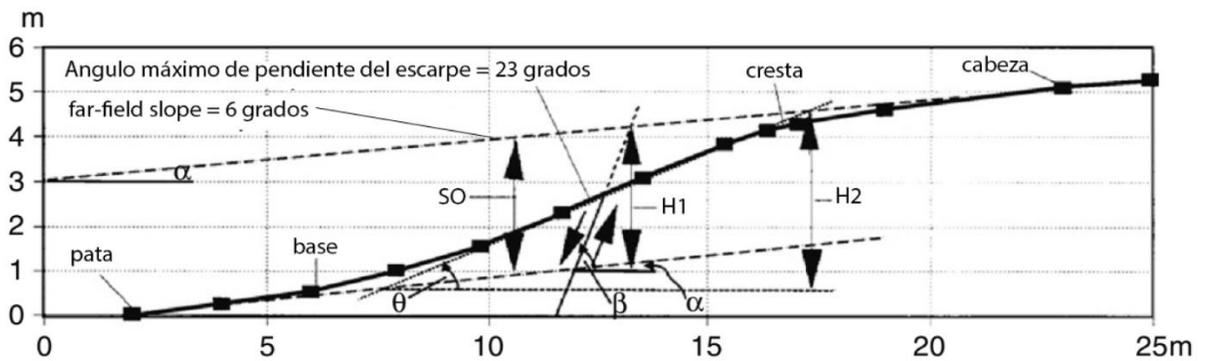


Figura 17. Relaciones geométricas y angulares para un perfil de escarpe de una falla normal.

Definición de los parámetros de un escarpe de falla		
Partes de un perfil		
Cabeza	$H$	Borde no erosionado de la superficie original del bloque alzado.
Cresta	$C$	Punto de máxima curvatura de la pendiente (convexa hacia arriba) entre la cabeza del escarpe y la parte más pronunciada de la cara del escarpe.
Cara	$F$	Porción del perfil del escarpe entre la cresta y la base.
Base	$B$	Punto de máxima curvatura de la pendiente (cóncava hacia arriba) entre la parte más pronunciada de la cara del escarpe y la pata del escarpe.
Pata	$T$	Borde original sin material coluvial de la superficie geomorfológica afectada.
Medidas angulares		
Pendiente de campo (Far-field slope)	$\alpha$	Gradiente de la superficie geomorfológica dislocada.
Ángulo de máxima pendiente del escarpe	$\theta$	Gradiente de la parte más pronunciada del escarpe.
Manteo de la falla	$\beta$	Ángulo de manteo del plano de falla que infrayace la cara del escarpe.
Medidas de altura		
Altura nivelada	$L$	Separación vertical entre la pata y la cabeza del escarpe, usualmente obtenida de una medida simple.
Altura del escarpe	$H2$	La separación vertical entre las intersecciones del plano formado por la parte más pronunciada del escarpe y los planos de las superficies geomorfológicas afectadas.
Separación vertical (surface offset)	$SO$	Separación vertical entre la proyección de las superficies originales dislocadas.
Desplazamiento vertical de la falla (thrown)	$H1$	Distancia vertical entre las intersecciones del plano de falla, y los planos formados por las superficies geomorfológicas originales desplazadas.
Desplazamiento neto de la falla	$ns$	Distancia medida en el plano de falla entre dos puntos que originalmente estaban en contacto antes del fallamiento.

Figura 18. Parámetros geomorfológicos para la descripción y análisis de escarpe de falla.

## 2.6 Dataciones de paleoterremotos

Los paleoterremotos pueden ser datados de manera directa o indirecta. Entre las técnicas directas tenemos modelamientos de degradación de escarpe, dataciones cosmogénicas o análisis cuantitativo de suelos. Los métodos indirectos acotan la edad del paleoterremoto mediante dataciones numéricas de formas de relieve pre y post fallamiento. La exactitud de estos últimos es mayor que la de los directos, pero las edades no siempre se delimitan lo suficiente para determinar su edad (McCalpin, 2012).

### 2.6.1 Datación de paleoterremotos mediante datación de cuñas

La cronología de una falla se puede reconstruir a partir de las edades numéricas de los sedimentos de cuña y los suelos desarrollados sobre ella. La elección del método de datación y la estrategia para recolectar las muestras depende de las propiedades del sedimento de la zona de falla (McCalpin, 2012).

Los métodos más comunes son dataciones de radiocarbono y variaciones de la luminiscencia como la termoluminiscencia, luminiscencia ópticamente estimulada (OSL por sus siglas en inglés: *optically stimulated luminescence*) (McCalpin, 2012).

En el caso de esta memoria se realizaron dataciones de radiocarbono en superficies delimitadas por el escarpe de falla. Se recolectaron 2 muestras de los paleosuelos del bloque elevado y el bloque hundido. La edad de fallamiento estará delimitada por estas (Figura 19).

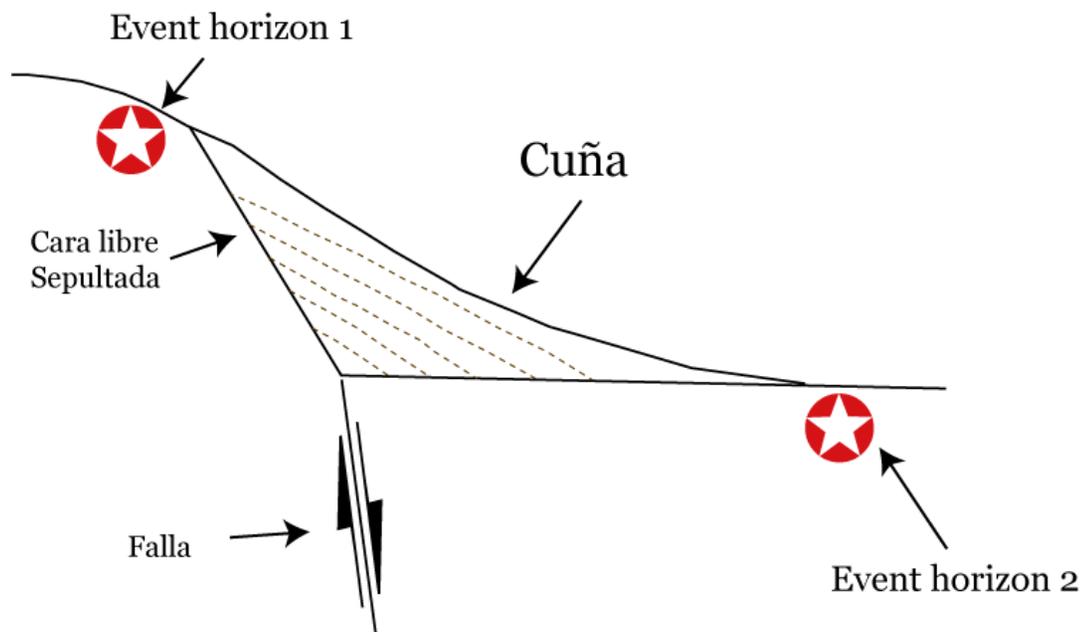


Figura 19. Esquema representativo de un escarpe de falla de un solo evento, las estrellas representan los lugares de toma de sedimentos para datación. Las líneas punteadas representan edades de deposición. Las estrellas rojas representan el lugar donde se tomó la muestra. La edad de cada *event horizon* está acotada por la edad de estas (McCalpin, 2012).

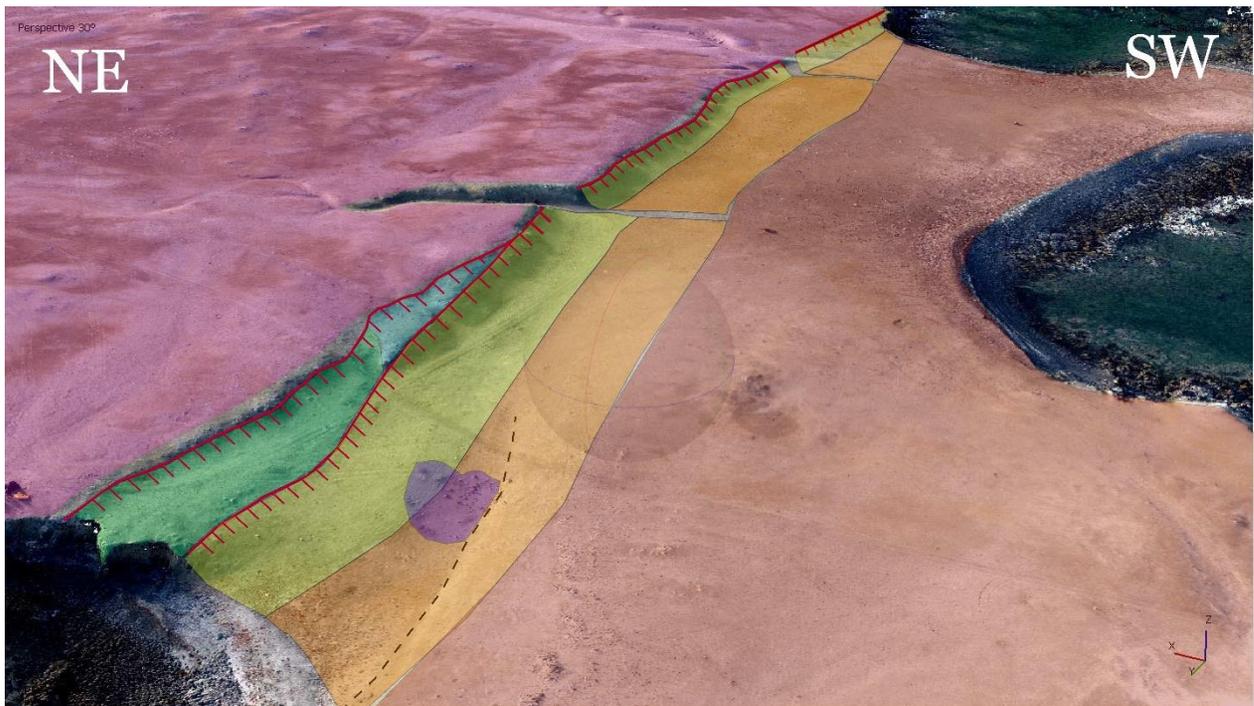
### 3. Resultados

#### 3.1 Ortomosaico y Modelo de elevación digital

En trabajo post terreno se procedió a la elaboración del Ortomosaico y confección de modelo de elevación digital siguiendo la metodología del capítulo 2 en Agisoft Photoscan, obteniendo los siguientes productos (Figura 20, 21, 22 y 23):



Figura 20. Nube de puntos densa proporcionada de Agisoft Metashape Professional, en esta última se cuenta con mucha más información y detalle que en la imagen convencional.



## Leyenda

	Terraza marina 1		Pie o base
	Escarpe degradado		Terraza marina 2
	Deslizamiento de roca		Caída de bloque
	Talud de detritos		Traza de falla
			Falla inferida

Figura 21. Ortomosaico de alto detalle (resolución 9 cm<sup>2</sup>/píxel) construido a partir de las imágenes aéreas tomadas con el dron en Agisoft, se pueden apreciar los componentes del escarpe y algunos rasgos geomorfológicos de la isla.

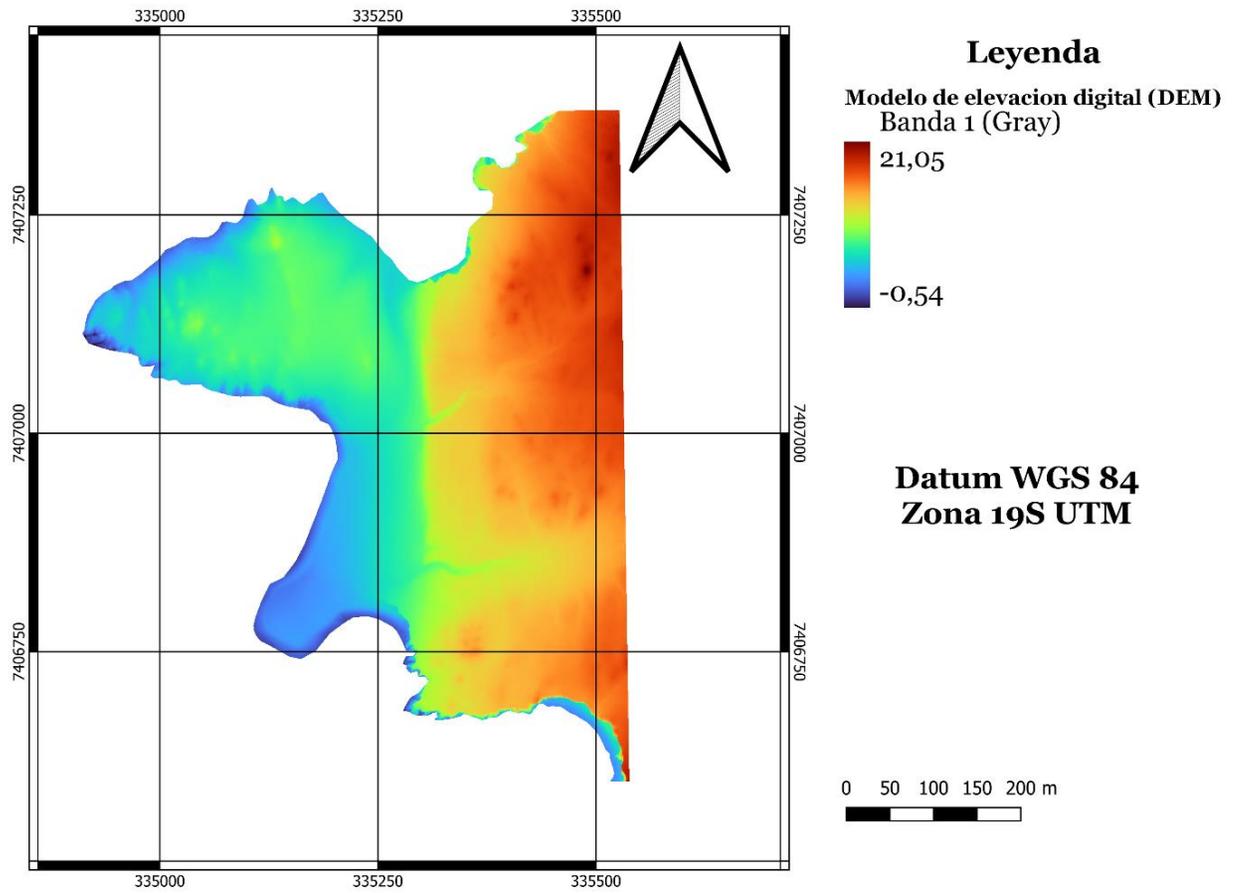
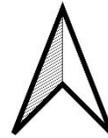
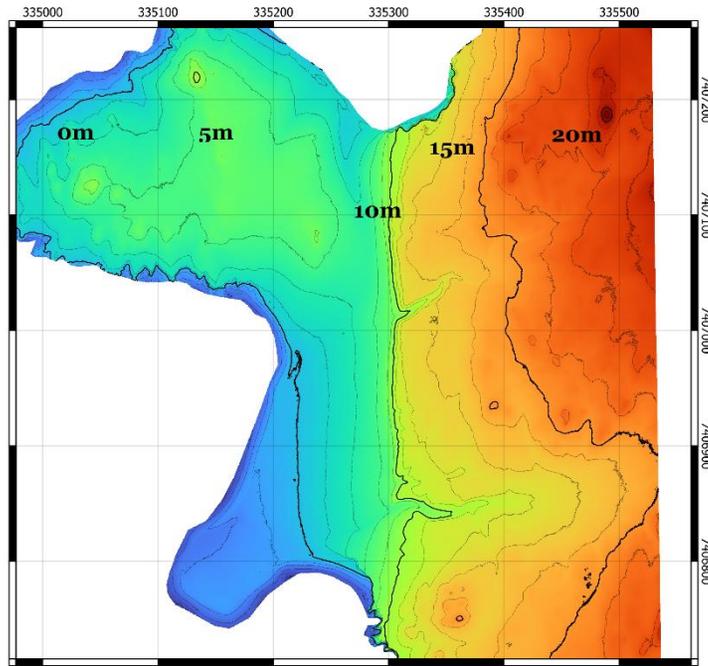


Figura 22. DEM generado en Agisoft Metashape con las fotografias tomadas con el dron. El DEM utilizado tiene una resoluci3n de 0,0783352 x 0,0783352 m/p3xel (aproximadamente 60 cm<sup>2</sup>/p3xel).



Datum WGS  
84  
Zona 19S  
UTM

Escala 1:300

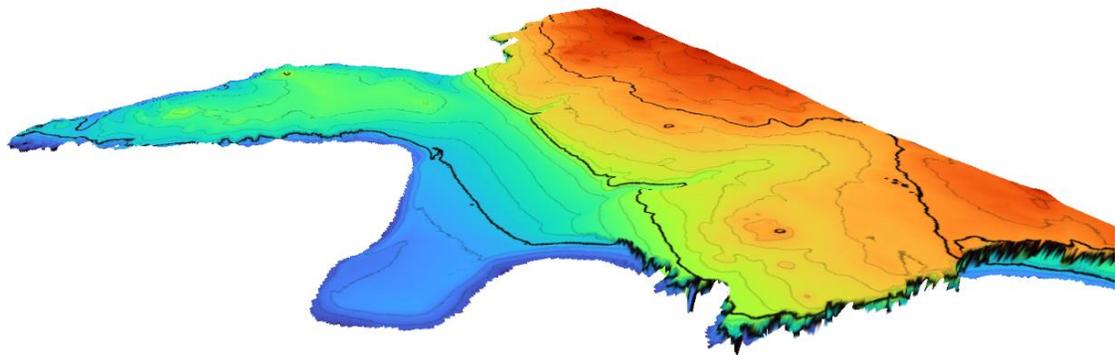


Figura 23. Mapa de curvas de nivel y vista en 3D de la zona de estudio.

### 3.2 Geomorfología del escarpe de falla

La Falla Isla Santa María se extiende superficialmente por 0,4 kilómetros, entre los 23° 26'S y los 23° 26.43'S en la Península de Mejillones, al norte de Antofagasta. La deformación más reciente de la Falla Isla Santa María se expresa mediante un escarpe alineado entre N-S, y se encuentra en la zona occidental de la isla.

La falla genera un leve depósito de lavado suavizado por la erosión. El escarpe de falla mira hacia el oeste indicando descenso del bloque occidental. Esta falla desplaza las rocas metadioríticas de Bolfín-Punta Tetas y las pone en contacto con depósitos cuaternarios de conglomerados, areniscas y coquinas principalmente (Cortés, 2007).

La actividad reciente en la falla (Cuaternario) se expresa a través de un escarpe que corta tanto a los depósitos de coquinas como las unidades geológicas en esta superficie, este escarpe presenta alturas que varían entre los 2,5 y 3,5 m. La forma del escarpe en general es continua a lo largo de la traza de la falla, siendo cortado por una zona de drenaje en su parte central. Esta cambia de rumbo levemente hacia el sur (Figura 24 y 25).

El rumbo de la Falla Santa María varía de NS a N15E. En el sector de la pared donde se estudiaron los núcleos de falla esta dio rumbos de N11E y N5W. El manto de la falla medido en el núcleo principal de esta es de 80° hacia el Oeste. El manto medido en los otros dos núcleos principales varía entre 53° y 64° hacia el Oeste.

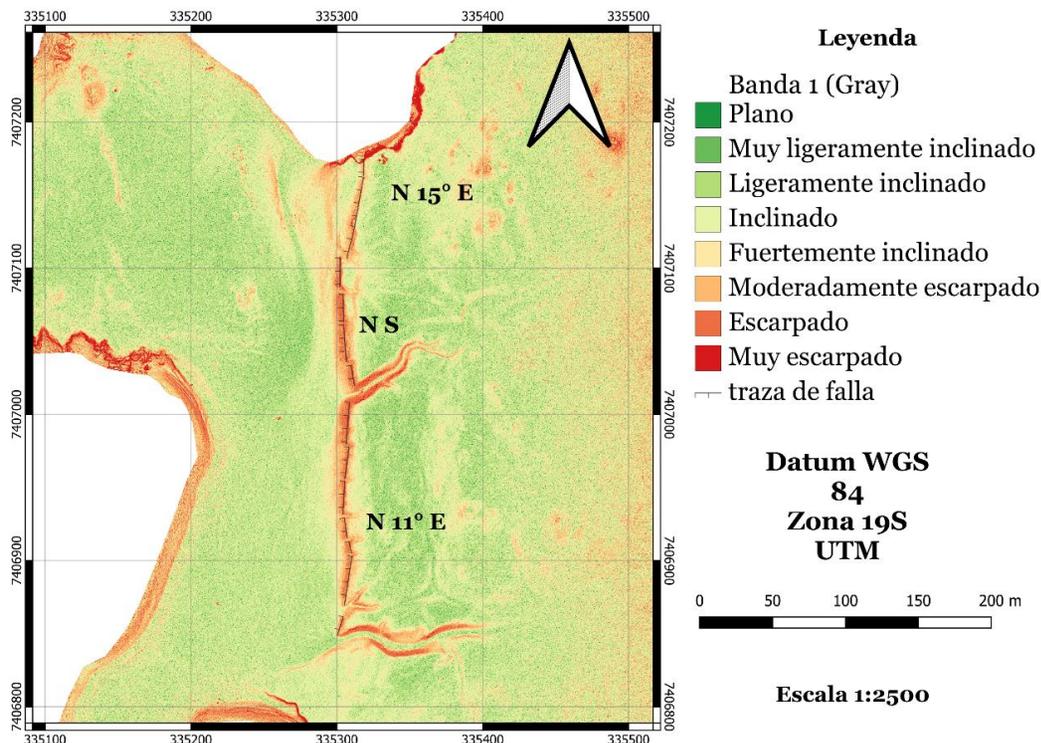


Figura 24. Mapa de clasificación de pendientes (slope) donde se observa que la traza del escarpe de la Falla Isla Santa María mira preferentemente hacia el oeste, cambiando a rumbo NS en su trazo medio. Para escala de colores se utilizó la Figura 25.

Clase*	Descripción	Porcentaje	Grados
01	Plano	0 - 1	0 - 0.57
02	Muy ligeramente inclinado	1 - 2	0.57 - 1.15
03	Ligeramente inclinado	2 - 5	1.15 - 2.86
04	Inclinado	5 -10	2.86 - 5.71
05	Fuertemente inclinado	10 - 15	5.71 - 8.53
06	Moderadamente escarpado	15 - 30	8.53 - 16.70
07	Escarpado	30 - 60	16.70 - 30.96
08	Muy escarpado	> 60	> 30.96

Figura 25. Clasificación de gradientes según FAO, 2009.

### 3.3 Geología estructural

La Falla Isla Santa María es una estructura con una cinemática actual aparentemente normal, fundamentada en la morfología de su escarpe que indican descenso del bloque occidental, concordantes con la estructura morfológica de primer orden que esta estructura define. Esta cinemática también puede inferirse al observar las zonas de daño, donde el suelo desarrollado en ambos bloques en la parte superior puede utilizarse como marcador de desplazamiento indicando también un movimiento vertical de tipo normal (Figura 27).

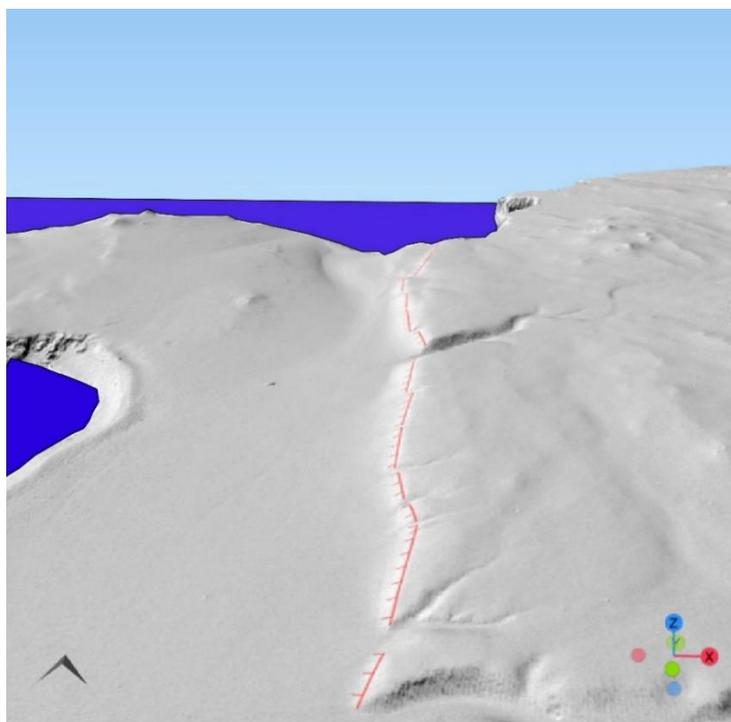


Figura 26. Vista en 3D del mapa de sombras (hillshade) con herramienta Qgis2threejs. En rojo se observa la traza de falla.

En la pared expuesta se pudo observar un gran número de fracturas de cizalle con separaciones de marcador normal (además de los núcleos de falla). El hecho de que el rasgo geomorfológico dominante en el sector de estudio sea un escarpe indica que en la suma de *strain* total, la deformación dominante este dada por fallamiento normal concordantes con los bloques de la zona, con rumbo NE (Figura 27 y 28).

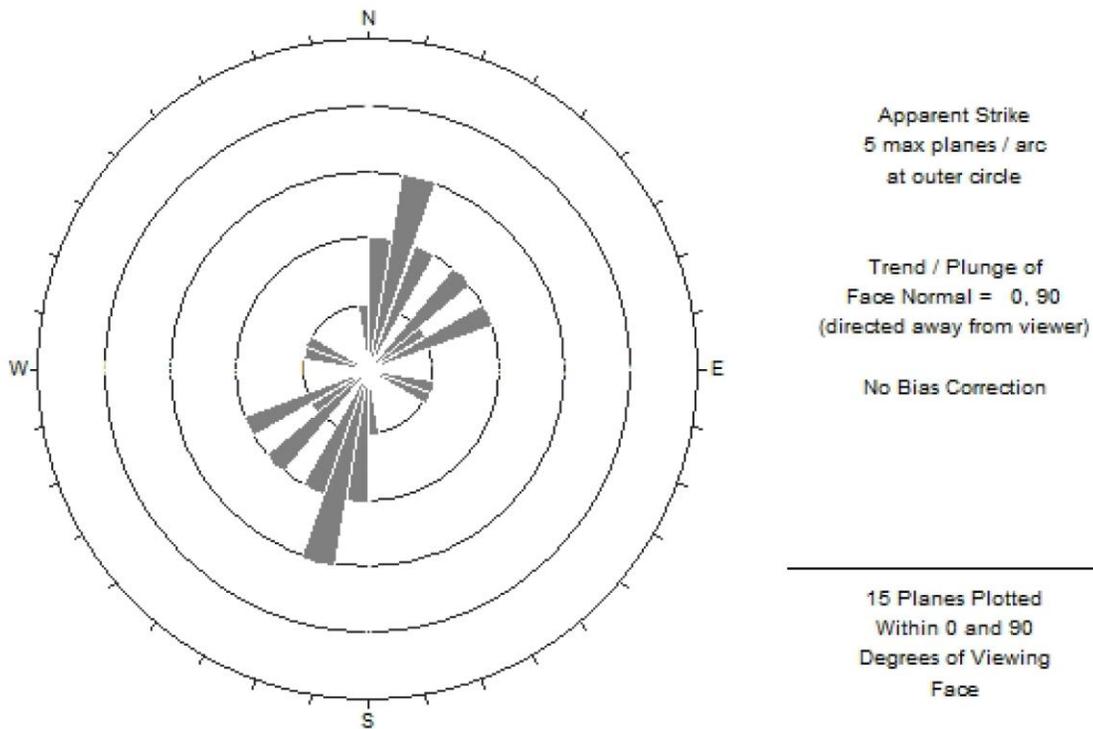


Figura 27. Disposición de los planos de fracturas de cizalle medido en la pared expuesta, se visualiza una tendencia del rumbo general de estas estructuras NE.

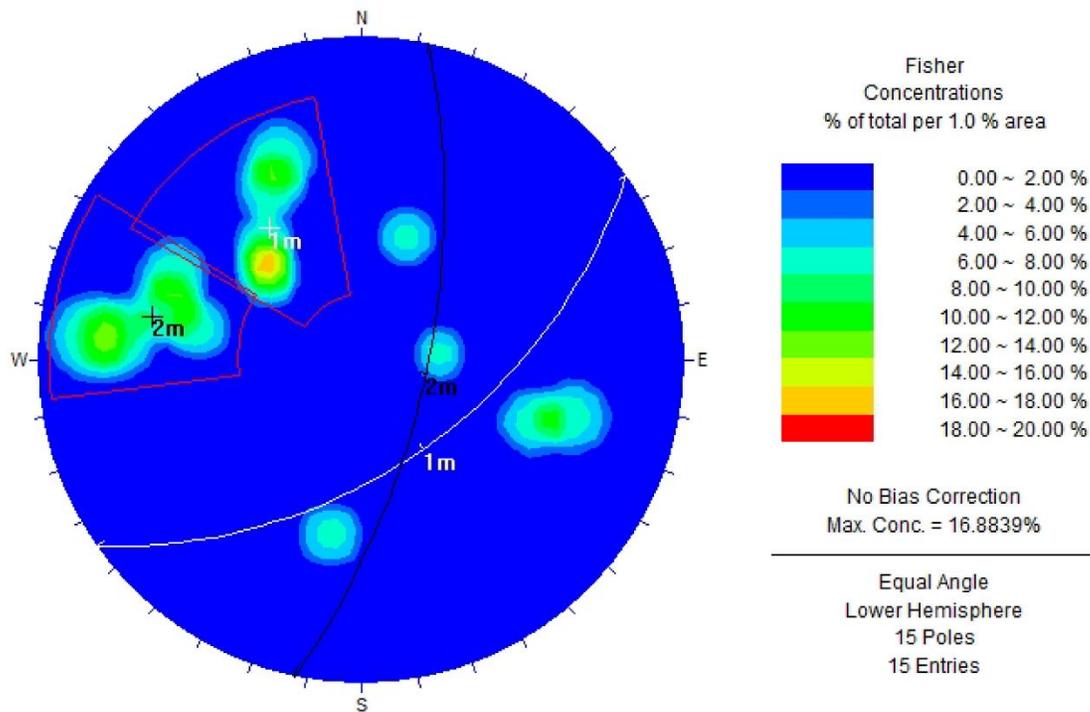


Figura 28. Diagrama de familia de polos, se observan dos grandes grupos con planos principal NE.

### 3.3.1 Descripción de la estructura

La traza de la Falla Isla Santa María se manifiesta como un escarpe de aproximadamente 400 m de largo en orientación preferente NS con una separación vertical promedio aproximada de 3m. En su parte norte (donde se puede apreciar esta pared expuesta o trinchera natural) se pueden observar intensas zonas de daños con al menos 3 núcleos y en ellos el carbonato aprovecha la deformación frágil para rellenar zonas de cizalle milimétricas, ellas de detallaran en capítulos más adelante.

En el norte de la traza de falla se pueden observar caídas de bloques y deslizamientos, además se genera un escarpe compuesto que genera una leve depresión tectónica con una falla inferida mapeada. A medida que avanzamos hacia el sur, el desplazamiento vertical va disminuyendo. La litología (metadiorita) se mantiene uniforme y la traza de falla se vuelve una en su zona media. Dado que la diferencia de separación en el escarpe es mayor en el norte que en el sur, se podría dividir en dos segmentos y cuyo *tip point* podría ser somero o profundo.

### 3.4 Análisis morfológico

#### 3.4.1 Características del escarpe

Para que un perfil sea considerado útil, debe tener una morfología de escarpe inalterada por la presencia de drenaje, escombros y/o perturbaciones topográficas que no son típicas de la actividad de falla, para no dar lugar a una interpretación imprecisa.

Las mediciones realizadas en los perfiles entregaron valores para la pendiente del escarpe que varían entre  $8^\circ$  y  $20^\circ$  que según (Wallace, 1977) se clasificaría como escarpe controlado por el lavado, que en una zona tan árida indicaría una mayor edad. En general, el cambio de ángulo entre la pendiente y la superficie original es abrupto y las crestas en el perfil son fácilmente reconocibles. En ocasiones, este cambio es más paulatino, observándose inclinaciones de entre  $1^\circ$  y  $4^\circ$ . En estos casos, la cresta está presente de todos modos, pero más suave. En la base del escarpe correspondiente a la zona de lavado se observan ángulos que varían entre  $2^\circ$  y  $6^\circ$  (Figura 29, 30 y 31).

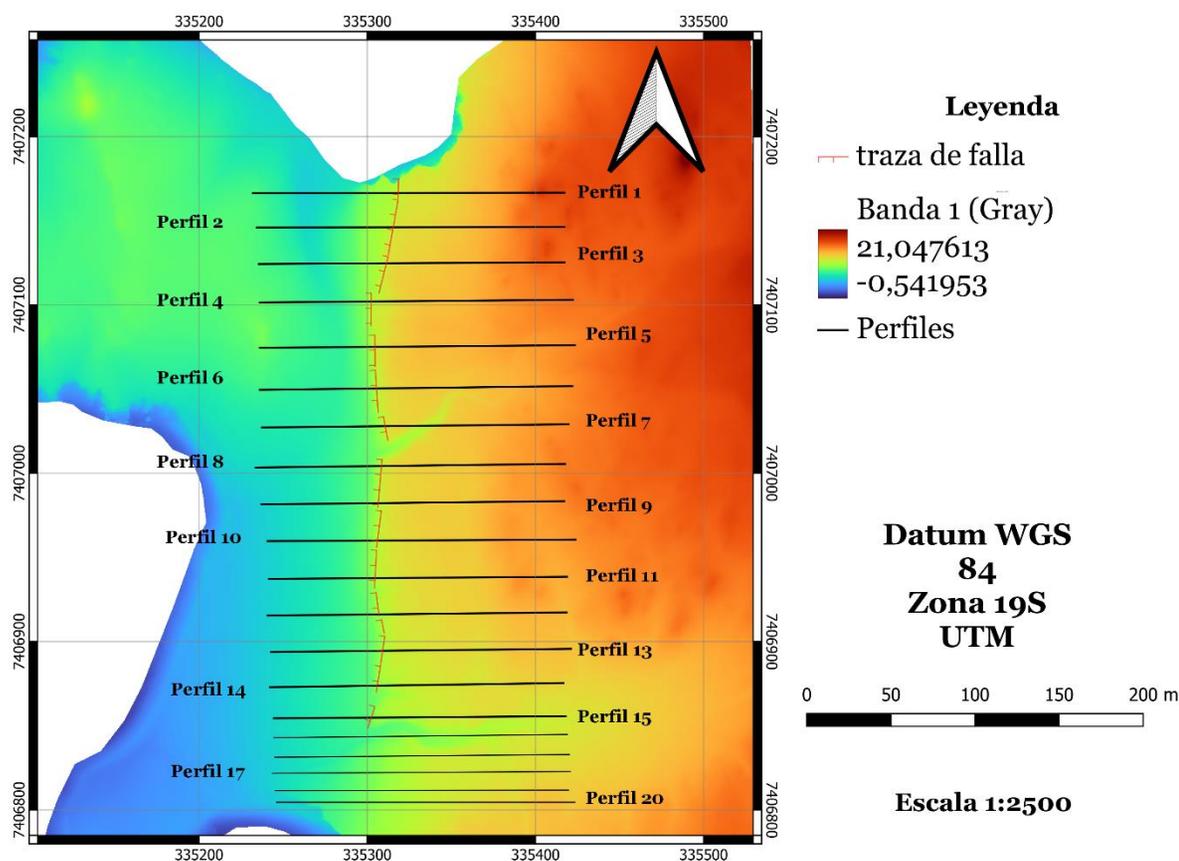
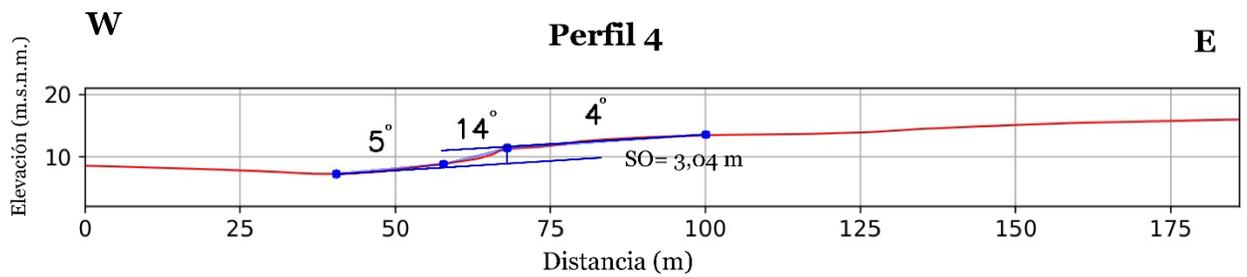
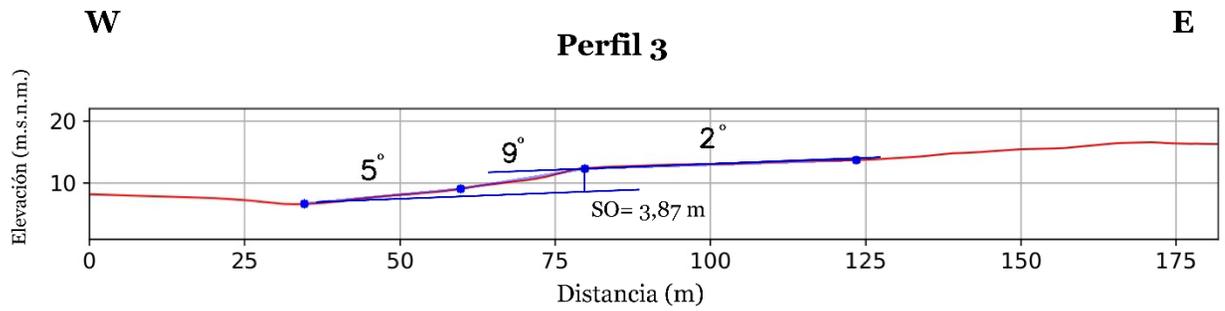
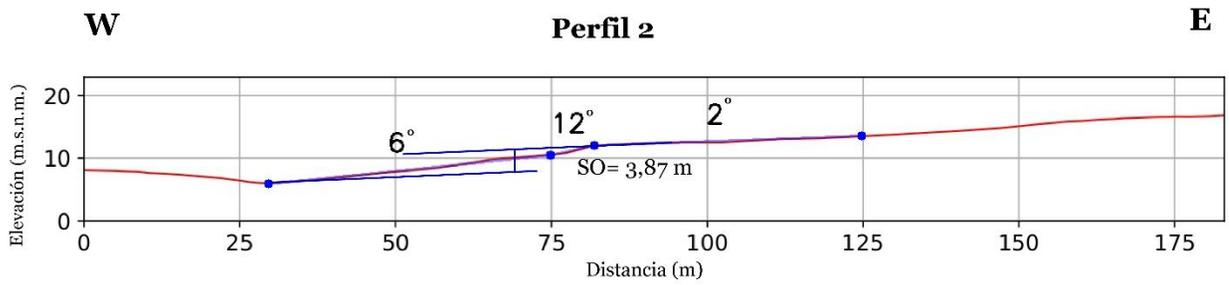
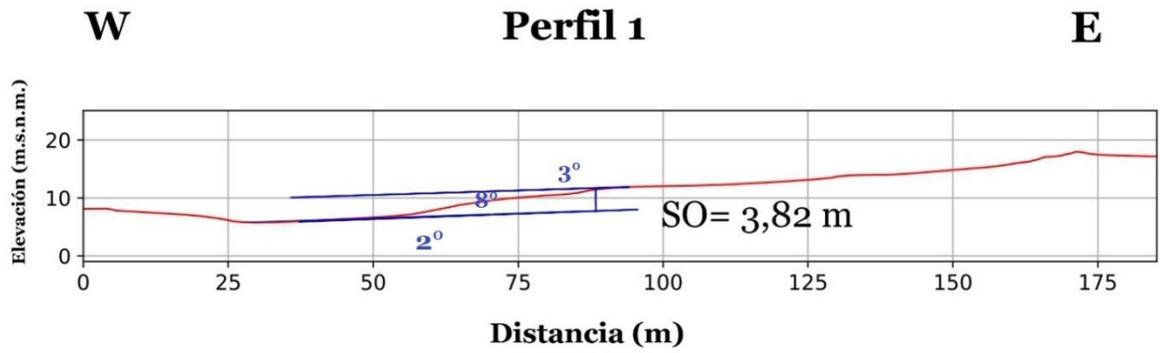
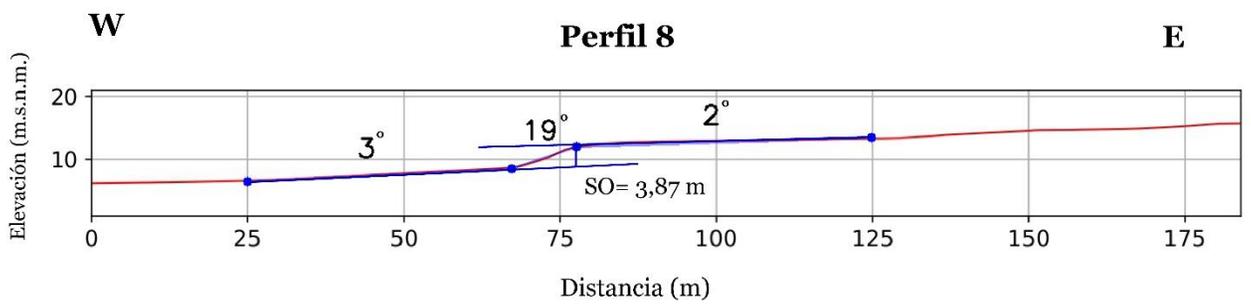
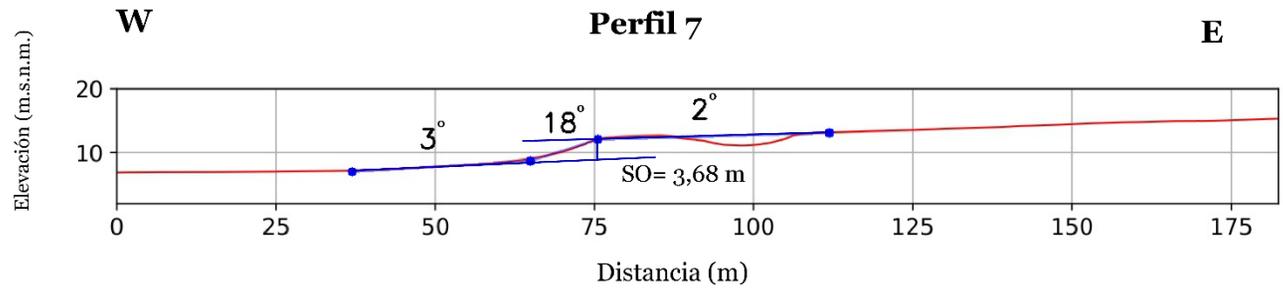
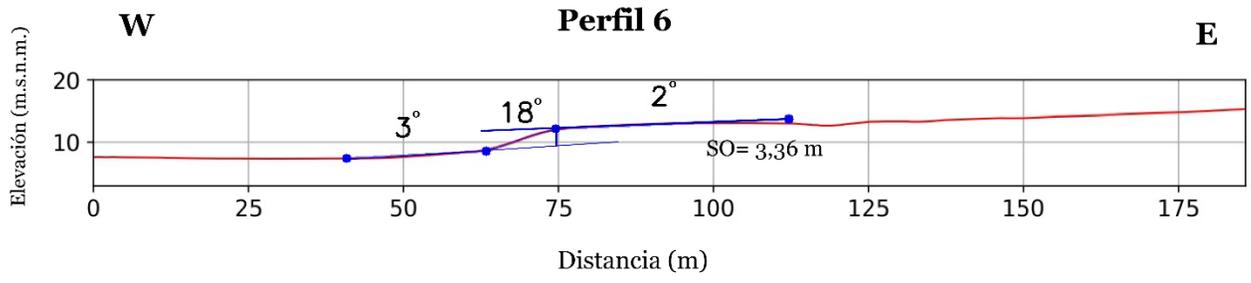
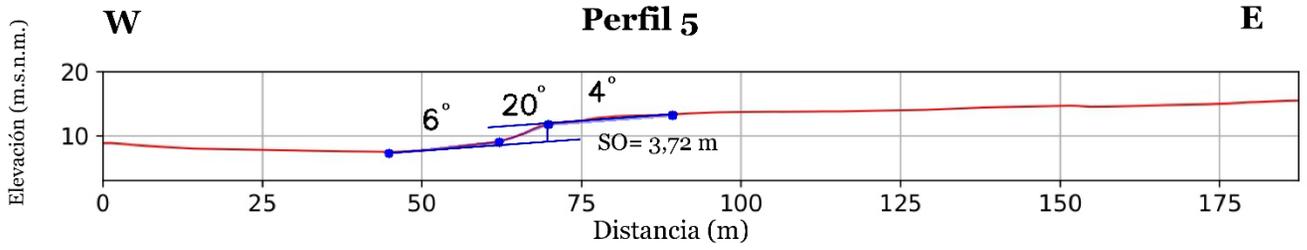


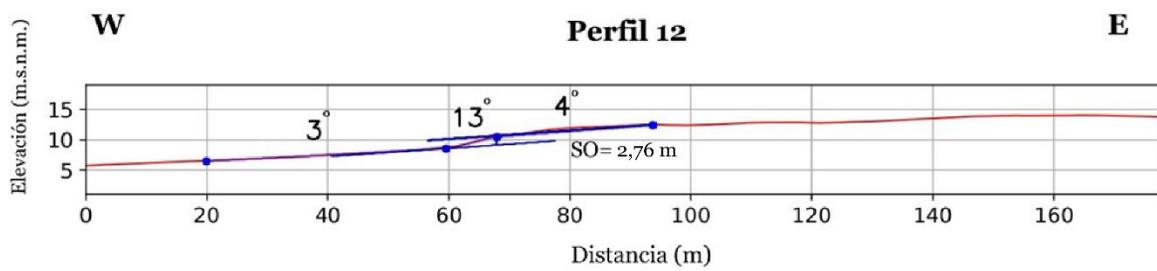
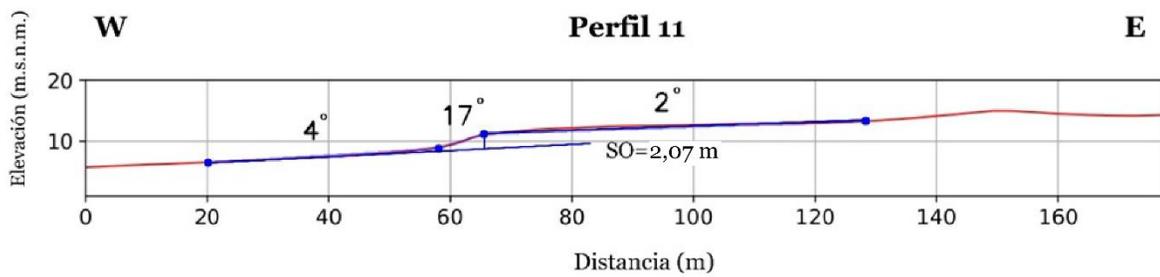
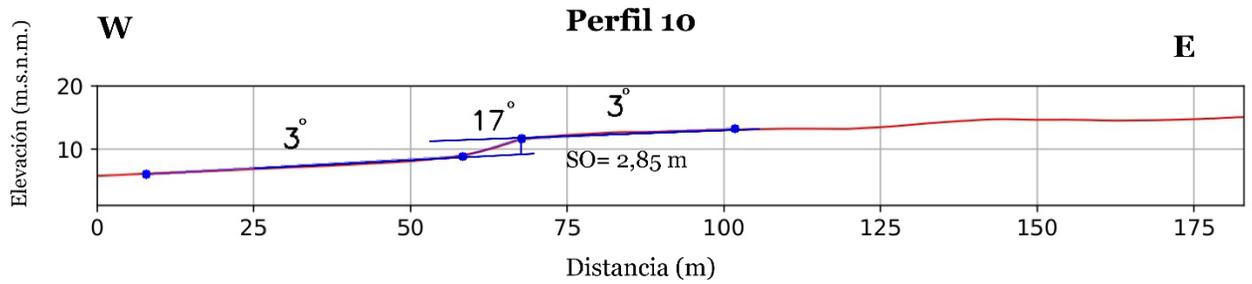
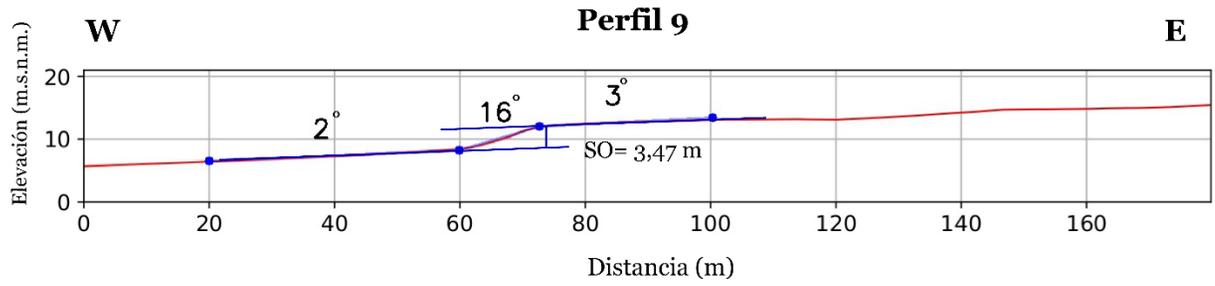
Figura 29. Ubicación de los perfiles topográficos realizados en el escarpe de la Falla Isla Santa María.

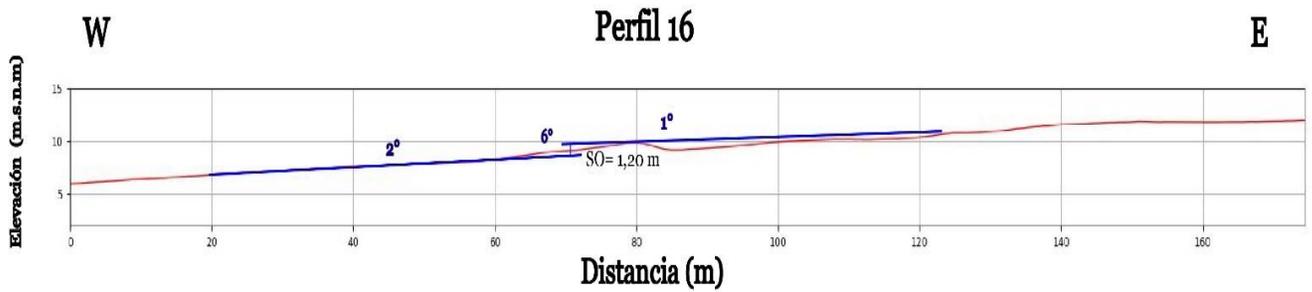
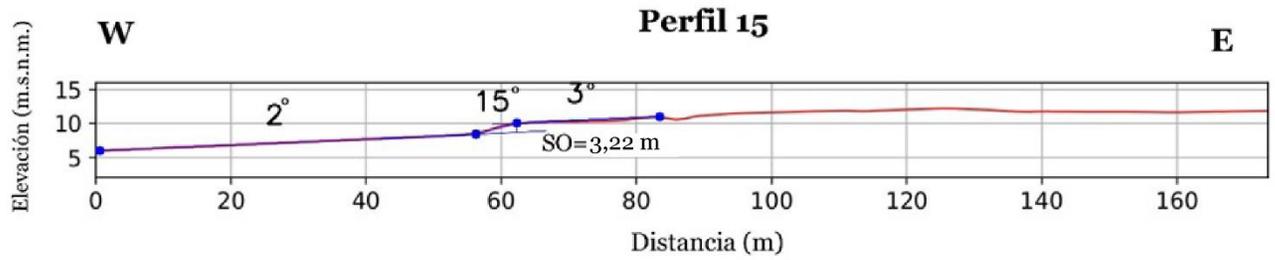
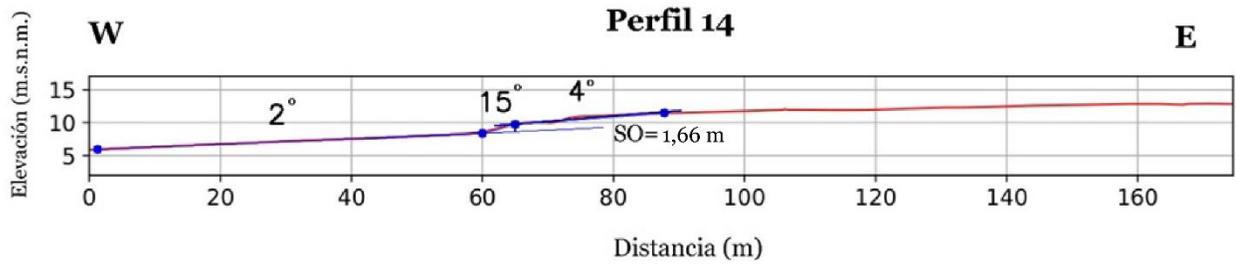
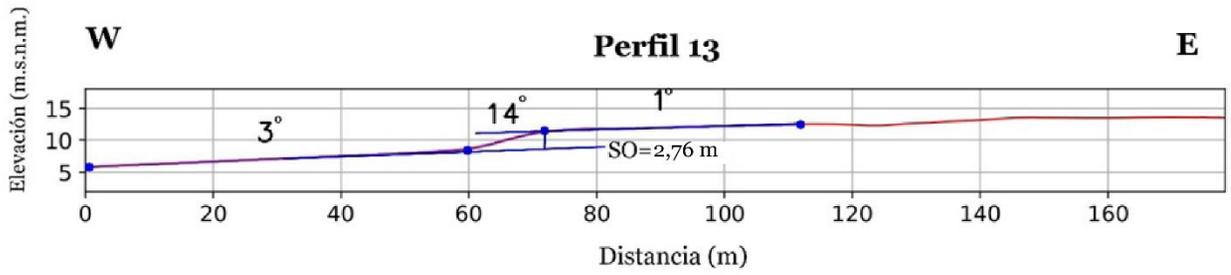
<b>Características morfométricas del escarpe de la falla Santa María</b>					
<b>Perfil</b>	<b>Coordenadas inicio</b>		<b>Coordenadas final</b>		<b>Largo (m)</b>
	<b>Este</b>	<b>Norte</b>	<b>Este</b>	<b>Norte</b>	
P1	335232,2	7407166	335416,5	7407167	185,2
P2	335233,6	7407146	335417,5	7407146	183
P3	335235,2	7407125	335418,1	7407125	181,8
P4	335236	7407102	335422,3	7407103	186,1
P5	335235,8	7407075	335423,3	7407076	187,4
P6	335236,3	7407050	335421,8	7407052	185,8
P7	335236,6	7407027	335420,7	7407029	182,4
P8	335233,4	7407003	335417,5	7407006	184
P9	335236	7406982	335418,1	7406984	179,91
P10	335240,3	7406960	335426	7406961	183
P11	335237,1	7406937	335420,7	7406938	177,4
P12	335240,8	7406916	335419,6	7406917	177,7
P13	335242,4	7406894	335422,3	7406896	178,3
P14	335241,3	7406873	335417,5	7406875	174,6
P15	335242,9	7406855	335418,6	7406856	173,5
P16	335245	7406841	335418	7406843	170
P17	335244	7406830	335419	7406831	170
P18	335244	7406821	335420	7406822	170
P19	335244	7406810	335420	7406811	170
P20	335246	7406803	335421	7406803	170

Figura 30. Ubicación de los perfiles topográficos realizados en el escarpe de la Falla Isla Santa María.









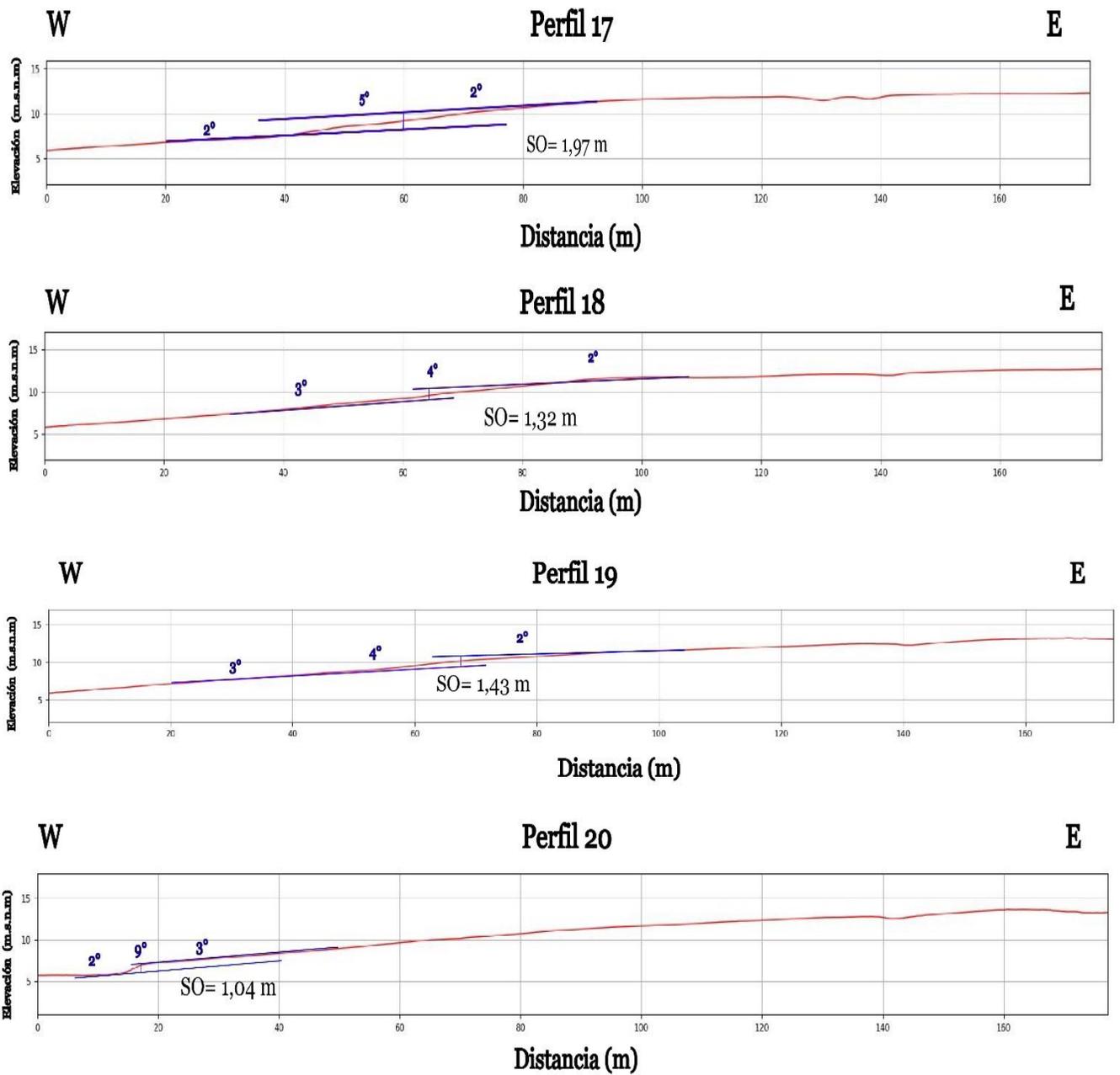


Figura 31. Perfiles topográficos (orientación W-E) perpendiculares al rumbo del escarpe de la Falla Santa María.

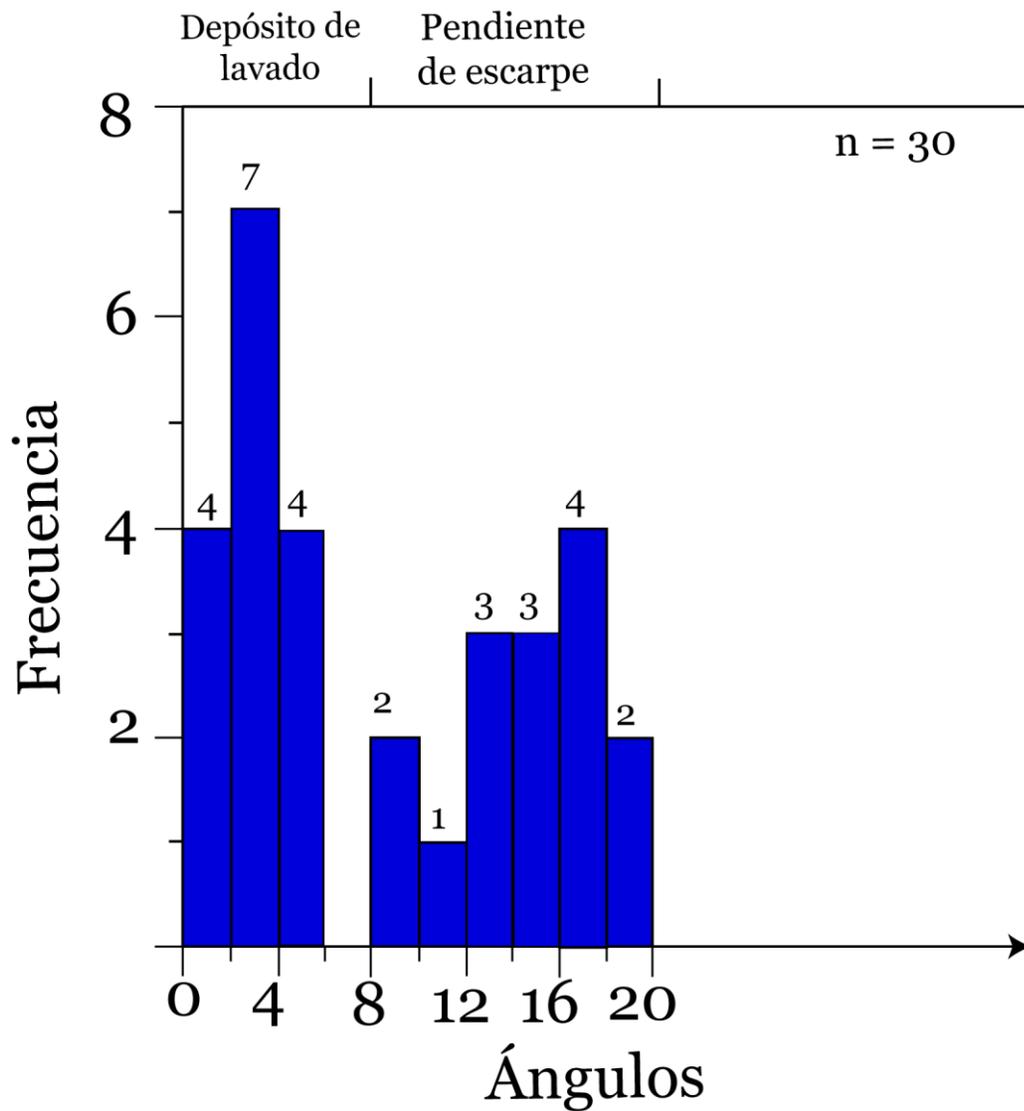


Figura 32. Histograma en donde se observa la distribución de las frecuencias para los ángulos de depósito de lavado (wash deposits) y de pendiente de escarpe (debris slope) de la sección principal. El valor promedio de la superficie dislocada es de  $3.46^\circ$  y del escarpe  $15^\circ$ . Para diferenciar en terreno el ángulo de lavado se considera desde el pie hasta el cambio de pendiente abrupto del escarpe. Con este histograma se logró clasificar al escarpe como controlado por el lavado.

### 3.4.2 Separación vertical del escarpe

Los perfiles del capítulo anterior se utilizaron para medir la separación vertical (*surface offset*) del escarpe. Debido a que se utilizó una exageración vertical de cero en la herramienta qProf, las separaciones verticales medidas se pueden considerar como un valor neto y no como cotas superior o inferior. Los valores varían entre 1.04 m y 3.87 m, con un valor promedio de 2,75 m (Figura 33).

Perfil	Separación vertical (m)
1	3,82
2	3,87
3	3,87
4	3,04
5	3,72
6	3,36
7	3,68
8	3,87
9	3,47
10	2,85
11	2,07
12	2,76
13	2,76
14	1,66
15	3,22
16	1,2
17	1,97
18	1,32
19	1,43
20	1,04

Figura 33. Valores de la separación vertical (SO) medidos en los perfiles del escarpe de la Falla Isla Santa María.

### 3.5 Análisis Paleosismológico

Para comprender mejor la historia de fallamiento de la Falla Isla Santa María se estudió una cara expuesta del escarpe costero, el cual estaba expuesto por la erosión del oleaje donde se presentan los depósitos asociados a la degradación del escarpe y la superficie de los bloques. Esta pared expuesta está en el sector noroeste del área de estudio, mide 6m de alto y fue estudiada en un largo de 10m.

A continuación, se muestran los resultados obtenidos del mapeo de la pared junto con interpretaciones de la información obtenida. Las unidades geológicas estudiadas fueron clasificadas en unidades pre-actividad de la falla y unidades estratigráficas posteriores a la actividad de esta. Las estructuras que se observaron fueron fallas menores y mayores, junto con fracturas de cizalle con y sin relleno. Cabe destacar que para el análisis se consideró una cuña generada por uno o más eventos, que se diferencian entre sí por sus facies litológicas. Para el análisis de suelos salinos se consideró el porcentaje de matriz para distinguirlos.

#### 3.5.1 Pared expuesta

##### Unidades previas a la actividad de la falla

1. **Unidad metadiorítica 1:** Esta unidad corresponde a metadioritas de la unidad Bolfín Punta Tetas (Cortés et. al., 2007). Corresponde a una roca color gris oscuro con textura porfírica y en los sectores más cercano a la falla se pone verdosa manifestando alteración clorítica. Se encuentra altamente fracturada con algunas vetillas rellenas por sales y carbonatos. Esta unidad se presenta en el bloque elevado de la Falla Isla Santa María y en contacto con otra unidad metamorfozada.
2. **Unidad metadiorítica 2:** Encima de la unidad anterior sobreyace la misma diorita, pero con mayor grado metamórfico y con evidencias de deformación frágil, con fracturas de cizalle muy bien desarrolladas y relleno de carbonato. El manteo de las estructuras va entre 60° a 80° subvertical hacia el oeste, similar a su contraparte en el bloque hundido. En base a lo observado se pudo estimar una potencia mínima de 2m de alto para esta unidad.
3. **Unidad coluvial imbricada:** Ubicado en la parte superior de la metadiorítica 2, se trata de un conglomerado clasto soportado, con moderada a baja selección, clastos sub-angulosos con medidas de 4-5 cm con matriz de arena fina blanca. Presenta leve imbricación con clastos mirando al oeste. De esta unidad se sacó una muestra para datación de edad.
4. **Suelo salino 1:** Unidad superior desarrollado encima de la unidad de conglomerado, con una potencia máxima de 25 cm.

## Unidades posteriores a la actividad de la falla

- 1. Unidad coluvial gruesa:** Unidad depositada en la base del pie del escarpe de la Falla Santa María, presenta una potencia aproximada de 60 cm. Corresponde a una brecha clasto soportada con moderada a mala selección, contiene clastos de la unidad de conglomerado y de la unidad de metadiorita. Esta unidad está asociada a la degradación del escarpe en forma de cuña. De aquí se sacó una segunda muestra para restringir la edad de la falla.
- 2. Suelo salino 2:** presenta características similares al suelo salino 1, pero composicionalmente tiene menor cantidad de cemento y mayor cantidad de clastos. Está restringida al bloque hundido de la falla encima de la cuña coluvial gruesa.
- 3. Relleno de grietas:** su presencia es en ambos bloques, con rumbos que varían N20E/ 60 O. Estas grietas tienen típicamente aperturas de 50 cm y hasta 2m de largo y están rellenas con sedimentos finos los cuales forman capas subverticales paralelas a estructuras mayores.

### 3.5.2 Fallas mayores

En esta pared expuesta se identificaron tres núcleos de fallas mayores que no están en contacto.

- La primera corresponde a un núcleo de falla ubicado en el bloque elevado con actitud N15E/80°O, se aprecia principalmente en la unidad de metadioritas 2 para luego atravesar la unidad de conglomerado y la unidad de suelo 1 en menor medida. Este movimiento se infirió utilizando la unidad de relleno de grietas, además que produce una zona de cizalle frágil en la zona media de la unidad de metadioritas 2.
- La segunda falla mayor es la responsable de la formación del escarpe actual. Tiene una medición de N11E/75°O está delimitada por la formación de la cuña. Presenta una cinemática normal inferida al usar como marcador de desplazamiento la unidad de metadioritas 2 y la unidad de suelo salino 1, produciendo una zona de cizalle intensa y zona de daño con relleno de carbonato (Figura 34 y 35).
- El tercer núcleo de falla se aprecia en el bloque hundido, afectando a las unidades posteriores a la actividad de falla. Su medición fue de N10E/70°O, esta no presenta generación de cuña, pero si se aprecia su traza de falla, la cual genera el escarpe compuesto (Figura 36).

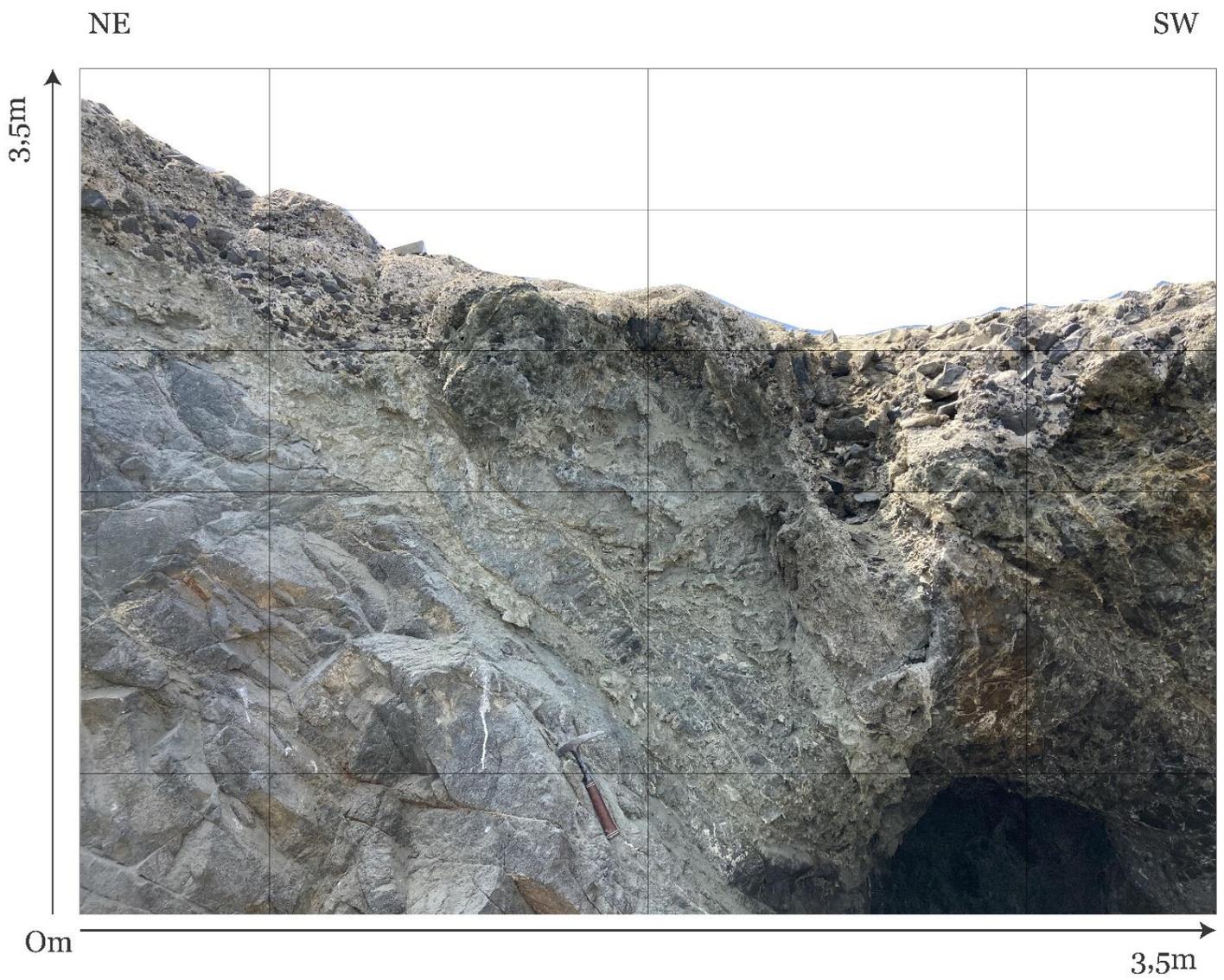
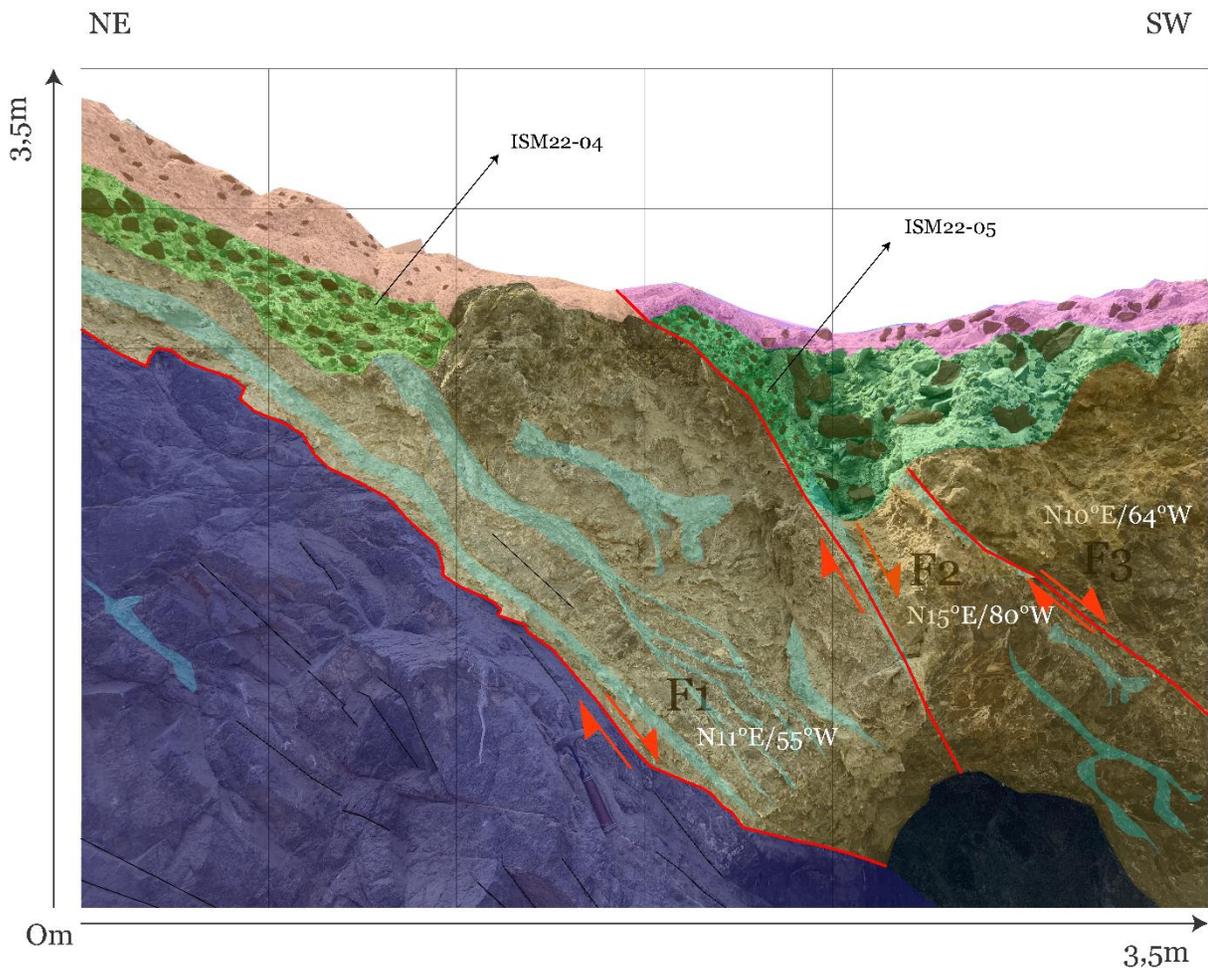


Figura 34. Vista de la pared expuesta mapeada con las unidades reconocidas en contraste.



### Leyenda

	Relleno de grietas		Suelo salino 2
	Unidad metadiorítica 1		Unidad coluvial gruesa
	Unidad metadiorítica 2		Unidad coluvial imbricada
	Suelo salino 1		

Figura 35. Afloramiento de falla normal con escarpe compuesto. En la parte superior se aprecian cuñas sedimentarias con clastos angulosos y matriz de coquina. Ambas unidades son afectadas por fallas que presentan una zona de daño intenso en los núcleos F1, F2 Y F3. Hay minerales de relleno que aprovechan estas estructuras, principalmente yeso y carbonato. Para diferenciar suelos salinos se estudió composicionalmente sus diferencias.



Figura 36. Vista de la parte occidental de la pared expuesta. En la imagen se aprecia la unidad metadiorítica 2 con intensa zona de daño la cual genera el eskarpe compuesto (F3).

## 4. Discusión

### 4.1 Tipo de estructura y vínculo con la litología de la península

Por medio de esta investigación se ha logrado clasificar a la Falla Isla Santa María como una estructura de tipo normal, esto debido a los resultados mostrados en el capítulo anterior y a que exhuma rocas de edades jurásicas y las pone en contacto con depósitos marinos cuaternarios generando una expresión morfológica visible como el escarpe de falla y complejas redes de grietas y fisuras extensionales en zonas de daño (núcleos de falla). Es posible entender que una futura reactivación de la Falla Isla Santa María como también de otras fallas de la corteza superior es un hecho.

### 4.2 Interpretación paleosismológica

Sobre la base de la descripción de las unidades del capítulo anterior, se pudieron inferir al menos tres paleosismos en la Falla Isla Santa María. Los argumentos y evidencia son presentados a continuación:

- El primer paleosismo se infirió a partir de la primera cuña imbricada sobre la unidad de metadioritas 2. El eje mayor de los clastos indica una dirección y sentido normal. Para acotar la edad de este paleosismo se cuenta con la muestra ISM22-04 que se extrajo de esta cuña. El contacto entre esta cuña y el suelo 1 define el primer event horizon (estrictamente) identificado en la Falla Isla Santa María. El desplazamiento mínimo para este evento es de 0,42 m.
- El segundo paleosismo (de mayor escala) se infirió a partir de la generación de cuña coluvial gruesa, para acotar la edad de este paleosismo solo se cuenta con la muestra ISM22-05 que corresponde a sedimento de la cuña. A pesar de que la cuña se encuentra deformada y cortada por fallas menores y erosionada, se puede utilizar el espesor de la cuña mayor en la pared para estimar un desplazamiento mínimo de 0,62 m para este paleosismo.
- El tercer paleosismo está registrado por la presencia fallas secundarias observada en el bloque hundido. En este evento se rellenan algunas grietas abiertas, el relleno no presenta estructura interna. Para este evento no se tienen muestras en datación. Se aprecia zona de daño intensa. No se descarta que este paleosismo este asociado a los anteriores.

Muestras recolectadas en la pared expuesta de la Falla Isla Santa María			
Código	Edad (ka)	Error (ka)	Observación
ISM-2204	≈ 43,5	± 2,3	Sedimento de cuña imbricada
ISM-2205	≈ 33,9	± 2,2	Sedimento de cuña coluvial gruesa

Figura 37. Muestras tomadas en la pared expuesta de edad pleistocena.



1 m

Figura 38. Zonas de cizalle en el bloque hundido de la pared expuesta (F2). Se puede observar como el carbonato aprovecha las estructuras en sentido al manteo. De color amarillo se muestra la unidad metadiorítica 2. Las relaciones de corte de las vetillas indican el desplazamiento normal.

E 17 cm W



Figura 39. Patina superficial de carbonatos y arcillas (en amarillo) en zona de cizalle intenso. En azul la unidad metadiorítica 2 del bloque hundido.



Figura 40. Grietas abiertas en la cuña coluvial gruesa (verde) y en la unidad de metadioritas 2 (color amarillo). Se puede observar que el relleno de estas grietas corresponde a material proveniente de la cuña y una depresión tectónica. Las líneas punteadas negras indican dirección de relleno.



Figura 41. Zona de daño en unidad de metadioritas 2. Se aprecian fracturas rellenas con carbonatos (en blanco) en zona de cizalle milimétrico.



Figura 42. Brecha metadiorítica en zona de cizalle en el bloque elevado. Se aprecian algunos clastos orientados y relleno de carbonato (en blanco).

### 4.3 Estimación de la magnitud del momentum de los paleosismos para la Falla Isla Santa María

Para las estimaciones de este capítulo los movimientos inversos no fueron considerados ya que no se pudieron inferir en terreno, por ende, solo se incluyen los paleosismos asociados a la creación del escarpe de la Falla Isla Santa María (fallas normales). En este tipo de fallas el relieve se ve atenuado a medida que con el tiempo la erosión saca material del bloque elevado y se deposita en el bloque hundido (McCalpin, 2012). Además, debido al desarrollo de suelos sobre las unidades de cuñas, limita la cantidad de sedimento disponible para el desarrollo del escarpe, lo que hace más lento el proceso.

Debido a lo anterior los desplazamientos inferidos a partir del largo de estas cuñas deben ser considerados como desplazamientos mínimos.

Se pueden usar diferentes tipos de evidencia para inferir la magnitud de los paleoterremotos. El largo de ruptura (SRL) y el desplazamiento máximo de las fallas (MD) son los parámetros más utilizados (Wells & Coppersmith, 1994).

El trabajo de (Wells & Coppersmith, 1994) permite estimar valores de paleomagnitudes para paleosismos utilizando regresiones logarítmicas a partir de diferentes sismos modernos el cual vincula el SRL (medido en kilómetros) con la magnitud de momentum (M) con la variable MD (en metros). Estas ecuaciones se expresan de la siguiente forma:

$$a) \log(MD) = a + b * M$$

$$b) \log(SRL) = a + b * \log(MD)$$

Donde a y b corresponden a los coeficientes de regresión para cada método empírico utilizado para generar las ecuaciones. Wells & Coppersmith (1994) proporcionan una ecuación general que no distingue la cinemática de las fallas y una ecuación específica para fallas normales. En esta memoria se optó por usar las dos fórmulas.

#### Ecuaciones MD vs $M_w$

General:

$$M_w = 6,69 + 0,74 \log (MD) \quad \sigma = \pm 0,4$$

Fallas normales:

$$M_w = 6,61 + 0,71 \log (MD) \quad \sigma = \pm 0,34$$

#### Ecuaciones SRL vs MD

General:

$$\log (SRL) = 1,43 + 0,56 \log (MD) \quad \sigma = \pm 0,31$$

Fallas normales:

$$\log (SRL) = 1,36 + 0,35 \log (MD) \quad \sigma = \pm 0,2$$

En esta memoria se calcularán las magnitudes en base a:

- El desplazamiento promedio (AD: *average displacement*) basándose en el promedio del *surface offset* (SO) calculado.
- Desplazamiento máximo (MD: *maximum displacement*) de acuerdo con el máximo SO calculado.
- Deslizamiento mínimo ( $D^*$ ) de acuerdo con el menor SO calculado.
- El desplazamiento acumulado (2L) por los dos paleosismos observados en la pared expuesta (2,08 m) según Ostenaar (1984).

Con esto se consideran las opciones posibles y medibles empíricamente además de aquellas que consideran condiciones de borde mínima y máximas, esto se muestra en la siguiente tabla:

Parámetro	Referencia	x (m)	a	b	Magnitud ( $M_n$ )
AD	Promedio SO	2,75	6,61	0,71	6,92 ± 0,34
MD	SO máx.	3,87	6,61	0,71	7,03 ± 0,34
D*	SO mín.	1,04	6,61	0,71	6,62 ± 0,34
2L	SO obs.	2,08	6,61	0,71	6,84 ± 0,34

Figura 43. Resumen de aproximaciones de magnitud para la Falla Isla Santa María en base la ecuación base. AD: Average Displacement, MD: Maximum Displacement. D\*: SO mín.; 2L: desplazamiento acumulado observado x 2,  $M_n$ : magnitud para falla normal.

Se puede observar que la variación entre las magnitudes es incluso menor a la desviación estándar calculada ecuación de fallas normales. Al utilizar estas magnitudes para estimar largos de ruptura superficial con las ecuaciones SRL vs MD se obtuvieron largos de ruptura de 32,64±0,2 km para AD, 36,79 ± 0,2 km (MD), 23,22 ± 0,2 km (D\*) y 29,6 km ± 0,2 km para el mínimo desplazamiento (2L). Los largos de la ruptura calculados a partir de las paleomagnitudes estimadas para la Falla Santa María son demasiado grandes como para cubrir completamente la traza de la falla visible en el escarpe de la isla (0,4 km). Sin embargo, en el trabajo de (González-Alfaro, 2013) se reconocen estructuras que dislocan y deforman el fondo submarino, por lo que no se descarta que la traza se prolongue tanto al norte como al sur de la isla.

(Vallage & Bollinger, 2020) informaron que el uso de este modelo tiene a sobreestimar el potencial sismogénico de las fallas, sumado a que la base de datos de (Wells & Coppersmith, 1994) no se haya actualizado a sismos recientes y que el modelo considera estos desplazamientos como un único evento.

Las observaciones instrumentales indican que el menor valor calculado tiene una mejor aproximación al valor. Dado lo anterior, podemos asumir que el valor más apropiado para aproximar la paleomagnitud y el potencial sismogénico de la Falla Isla Santa María se encuentra entre los 6,62 y 6,84 de magnitud según los parámetros D\* y 2L.

Al realizar el cálculo del largo de ruptura (SRL) según el *surface offset* promedio (AD) medido en los perfiles, se obtiene una longitud de 34 km para la traza de falla aparente. Para este SRL, resulta una magnitud de 6,92, por lo que el SRL es bastante mayor a lo indicado en superficie, indicando que la traza podría extenderse en tal magnitud hacia el norte y sur de la falla mapeada en la Isla Santa María, aunque dada la baja correlación entre SRL y AD indicada por (Wells & Coppersmith, 1994), esta solo se considera una guía de referencia.

Ahora bien, este largo de ruptura calculado es comparable al de la Falla Mejillones donde se aprecian sus rasgos geomorfológicos bien marcados, comparado con la traza de la Falla Isla Santa María de 400m no guardarían relación alguna. Esto podría explicarse ya que estamos cerca de la zona de Morro Moreno donde se encuentran uno de los márgenes de pendiente continental más altos del planeta, por ende viéndolo desde este punto y recordando que en el mapeo se apreciaron caída de bloques y colapsos, otra hipótesis posible es que en vez de ser una falla sismogénica podría ser una falla por colapso gravitacional y esto explicaría mejor tener estos desplazamientos observados en esta traza de falla pequeña y eso aclararía mejor su baja tasa de deslizamiento, comparada a las Fallas del Sistema Atacama.

Para estimar la tasa de deslizamiento de la falla se utilizó la edad mínima del primer paleosismo en la falla ( $43,5 \pm 2,3$ ) y el doble desplazamiento acumulado por las dos cuñas observadas (2,08 m), con esto se obtiene una tasa de deslizamiento (*slip-rate*) de 0,048 mm/año. Mientras que si usamos el *surface offset* promedio la tasa de deslizamiento es de 0,06 mm/año (Figura 44).

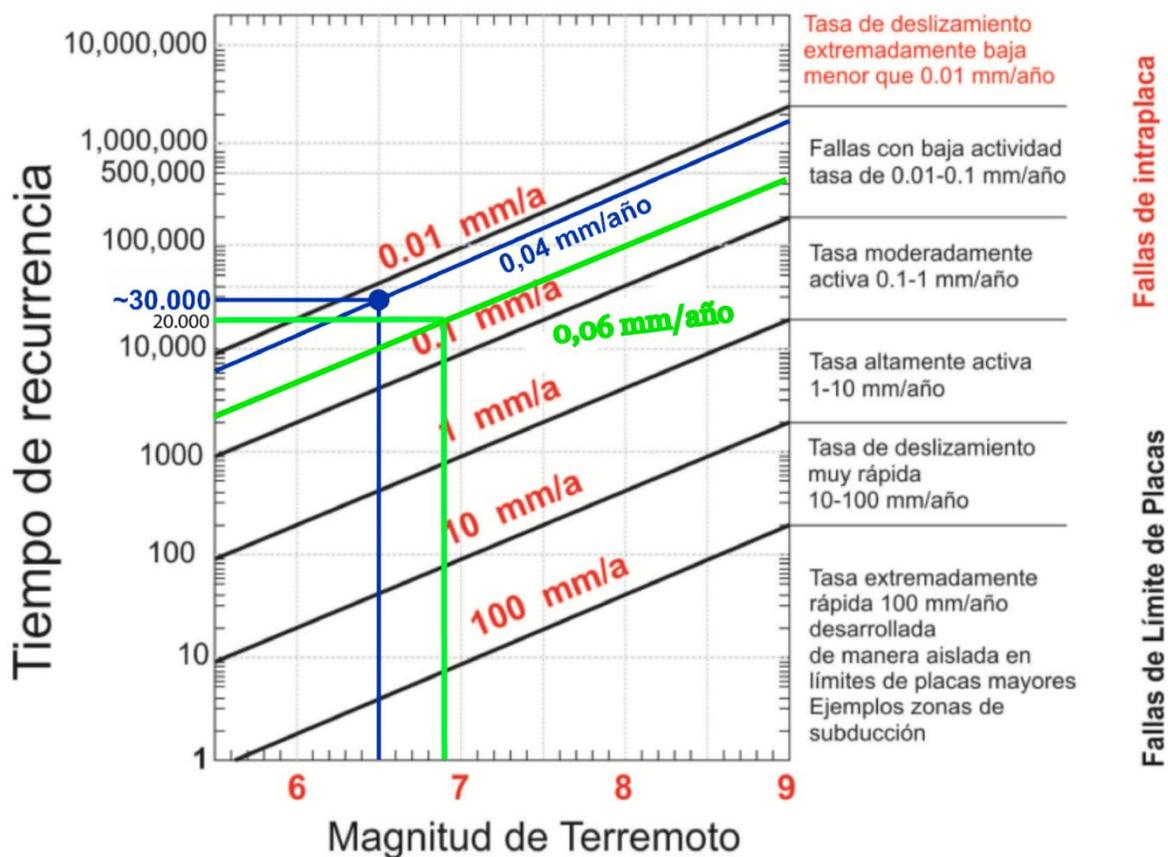


Figura 44. Relación de recurrencia, contexto tectónico y magnitud de terremoto asociado al grado de actividad de la falla. Las líneas azules y negras indican los valores de magnitud y tasas de deslizamiento estimados para la Falla Isla Santa María, obteniendo intervalos de recurrencia entre los 30.000 y 20.000 años. Tomado de Slemmons & Depolo (1986) y modificado de Sepúlveda (2019).

## 4.4 Sismicidad de la Falla Isla Santa María e implicancias

Para la Falla Isla Santa María se pudo determinar la ocurrencia de al menos tres paleosismos, los que fueron responsables de la formación del escarpe, afectando tanto a las rocas jurásicas como a los depósitos bioclásticos en su superficie. Utilizando las ecuaciones propuestas por Wells & Coppersmith (1994) las cuales relacionan el desplazamiento máximo en una falla durante sismos se pudieron estimar magnitudes de momento ( $M_w$ ) de  $6,84 \pm 0,34$  para el *offset* observado y  $6,92 \pm 0,34$  para el desplazamiento promedio, las que en teoría abarcan largos de ruptura de aproximadamente 30 km. Esto no se condice con el largo observado del escarpe en terreno, indicando una posible traza submarina o que, a su vez, esta falla es capaz de generar sismos que reactiven toda su traza o que reactiven parcialmente su estructura.

Utilizando las edades obtenidas por datación de carbono 14 se pudo acotar la edad del primer y segundo paleosismo, los que presentan edades máximas de  $\approx 43,5 \pm 2,3$  ka y  $\approx 33,9 \pm 2,3$  ka respectivamente. En base a esta información y a los desplazamientos observados se pudo estimar un deslizamiento promedio de la falla el cual tiene un valor de 0,024 mm/año.

Los eventos de la Falla Isla Santa María están asociados a múltiples nucleaciones a través del plano de falla principal que generaron un área de ruptura con una profundidad y propagación necesarias para provocar un largo de ruptura superficial y una separación vertical con sus rasgos geomorfológicos observados.

Volviendo a los valores de las magnitudes calculadas para los diferentes escenarios de la actividad de la Falla Santa María, estos deberían ser considerados con bastante cautela, ya que este método considera que la ruptura superficial actual de la falla solo se ha formado mediante un solo evento, lo que no parece estar acorde al verdadero comportamiento de la falla. Esto último se refiere a las evidencias encontradas en la cara expuesta del escarpe costero, en donde se observaron un mínimo de tres eventos en la formación del escarpe.

No se encontró evidencias de movimientos transcurrentes siniestrales (laterales), lo cual sumado a la evidencia de planos de falla y características geomorfológicas indicarían una cinemática normal para la falla. El *surface offset* promedio medido corresponde a 2,75 m. Esta separación debe ser considerada como acumulativa por múltiples eventos por las razones nombradas anteriormente.

Aunque las edades calculadas pueden estar relacionadas con varias fuente de incertidumbre, estas permiten indicar que el escarpe y la deformación a lo largo de la falla ocurren (en sentido amplio) durante el Pleistoceno tardío, lo que la permite calificar a la Falla Isla Santa María como una falla potencialmente activa.

La implicancia de esta hipótesis es que permite entender una futura reactivación de la Falla Isla Santa María (como la de otras fallas corticales) es un hecho, y si en la actualidad no ha ocurrido es porque no se ha llegado al umbral de fallamiento.

## 4.5 Fallas corticales y su evolución geomorfológica del borde suroeste de la Península de Mejillones

Las zonas de subducción son responsables de los terremotos más grandes registrados en el mundo (por ejemplo, Antofagasta  $M_w$  8.0 en 1995, Valdivia  $M_w$  9.2 en 1960, etc.) para el norte de Chile y el sur del Perú. Estos ocurren a una profundidad de unos 40 km donde hay contacto de la placa Sudamericana con la de Nazca.

Los terremotos producen cambios en los esfuerzos de Coulomb, lo que puede inducir o retrasar la actividad sísmica en la región, o causar terremotos de largo alcance (Delouis et al., 1998). Delouis concluyó que el terremoto de Antofagasta de 1995 ( $M_w$  8,1) provocó un cambio de esfuerzo de Coulomb del orden de 2,8 bar, suficiente para provocar la reactivación de la Falla de Paposo en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA).

Cabe señalar que las fallas corticales se activan cuando la tensión acumulada en la estructura es suficiente para provocar la falla. Para ello, es posible experimentar varios períodos de sismos de subducción, cada uno de los cuales “estimula” la estructura y la acerca al punto de fallamiento. Durante el periodo intersísmico, la contracción relacionada conduce a una disminución de la tensión de Coulomb, por lo tanto, es necesario que la magnitudes de las vibraciones de subducción sean altas, para que la contracción intersísmica no se debilite y el valor de la tensión de Coulomb acumulado se mantenga al alza. Esto produce una fuerte liberación de *stress* instantáneo, reiniciando el ciclo de carga y descarga.

Esto puede explicar por qué los terremotos de la corteza tienen intervalos de recurrencia tan grandes en comparación con los terremotos de subducción y también su relación como desencadenantes de su propia sismicidad.

Ahora bien, se concluye que las fallas corticales juegan un papel importante en la construcción y evolución geomorfológica del relieve costero, ya que son estructuras que se adaptan a la deformación superficial producida por los terremotos de subducción, como parte de un ciclo de alzamiento y subsidencia que ocurre a escalas de miles de años producto de la convergencia de las placas. Además, la inclusión de la Falla Isla Santa María dentro del Sistema de Fallas de Atacama debiese ser considerada ya que la geometría de la estructura es concordante y delimitan el mismo dominio estructural, pero para ello se requiere un estudio de análisis de esfuerzos más profundo.

## 5. Conclusiones

Por medio de la elaboración de esta memoria se llegó a las siguientes conclusiones:

- La Falla Isla Santa María es una estructura potencialmente activa en la corteza superior. Esto está respaldado por deformaciones que ocurren en cuñas de edad Holoceno, generando manifestaciones geomorfológicas como un escarpe de falla y complejas redes de núcleos de falla y fisuras de relleno.
- El escarpe presenta una separación vertical que varía entre 1,04 m y 3,87 m, con una media de 2,75 m. El escarpe está controlado por el depósito de lavado, lo que sugiere que la última actividad de la falla ocurrió a una escala de miles de años.
- La presencia de componentes visibles en la morfología del escarpe de falla sirve para inferir más de un evento de ruptura de falla (escarpe de tipo compuesto) y que su actividad ha sido constante en el tiempo.
- La Falla Isla Santa María sería capaz de generar sismos de magnitudes de momento 6,7 o superior, alcanzando magnitudes de 6,9. Sin embargo es muy probable que pueda superar el valor de magnitud 7. Lo anterior requiere corroborar el largo de la estructura hacia el norte y sur de la isla.
- La Falla Santa María podría ser efectivamente pequeña y las cuñas representar varios eventos pequeños. Hay evidencias de colapsos en la zona de estudio, en el margen continental (e.g.: Von Huene y Ranero, 2003). No se descarta que la falla pudiese ser parte de un gran colapso gravitacional hacia la fosa.
- La actividad más reciente ocurrida en la Falla Isla Santa María tiene una edad máxima Pleistoceno tardío.
- Se sugiere además que la ruptura podría extenderse por cerca de 30 km hacia el NNE y SSW de la zona originalmente identificada.

## Bibliografía

- Allmendinger, R. W., & González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495(1–2), 93–110.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-south America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334.
- Arabasz, W. J. Jr. (1971). Geological and Geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. In Geological and Planetary Science Department: Vol. Ph.D.
- Armijo, R., & Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 40–61.
- Comte, D., & Suárez, G. (1994). An Inverted Double Seismic Zone in Chile: Evidence of Phase Transformation in the Subducted Slab. *Science*, 263(5144), 212–215.
- Cortés, J. (2007). Carta Geológica Antofagasta.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302–338.
- Dunai, T. J., González López, G. A., & Juez-Larré, J. (2005). Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33(4), 321–324.
- González Alfaro, J.A. (2018). Evolución cuaternaria de grandes rasgos geomorfológicos costeros controlados por tectónica activa.
- González, G., Allmendinger, R. W., Dunai, T. J., González, G., Allmendinger, R., Dunai, T., Cembrano, J., Martinod, J., Rémy, D., Carrizo, D., Loveless, J., Veloso, E., Aron, F., & Cortés, J. (2008). The active upper plate deformation of the Central Andes forearc, Northern Chile: The long-term strain accumulation in the Central Andes Forearc.
- González-Alfaro, J. (2013). Geología y estructura submarina de la Bahía de Mejillones: su vinculación con la deformación activa en la plataforma emergida a los 23°S. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas.
- Hudnut Southern California Edison, K. W., Shen, Z.-K., McClusky, S., W Hudnut, by K., Shen, Z., Murray, M., McClusky, S., King, R., Herring, T., Hager, B., Feng, Y., Fang, P., Donnellan, A., & Bock, Y. (1996). Co-Seismic Displacements of the 1994 Northridge, California, Earthquake. In *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 86, Issue 1B).
- Keller, G., Adatte, T., Hollis, C., Ordóñez, M., Zambrano, I., Jiménez, N., Stinnesbeck, W., Aleman, A., & Hale-Erich, W. (1997). The Cretaceous/Tertiary boundary event in Ecuador: reduced biotic effects due to eastern boundary current setting. *Marine Micropaleontology*, 31(3–4), 97–133.

- Latorre, C., Moreno, P. I., Vargas, G., Maldonado, A., Villa-Martínez, R., Armesto, J. J., Villagrán, C., Pino, M., Núñez, L., & Grosjean, M. (2007). Late Quaternary environments and palaeoclimate.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., & Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364(6433), 138–142.
- McCalpin, J. P. (2012). *Paleoseismology*, Second Edition. *Environmental & Engineering Geoscience*, 18(3).
- Michetti, A. M. (1997). *Paleoseismology: Understanding past earthquakes using quaternary geology*.
- Niemeyer, H., González, G., Martínez-Oe, E., & Ríos, L. (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile.
- Ostenaar, D. (1984). Relationships affecting estimates of surface fault displacements based on scarp-derived colluvial deposits.
- Paskoff, R. (1979). Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile.
- Rech, J. A., Quade, J., & Hart, W. S. (2003). Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(4), 575–586.
- Reutter, K.-J., Giese, P., Götze, H.-J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G., & Wigger, P. (1988). Structures and crustal development of the central andes between 21° and 25°S. *The Southern Central Andes*, 231–261.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérial, G., Darrozes, J., & Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3–4), 255–275.
- Rockwell, T. K. (2013). Use of Soil Geomorphology in Fault Studies. 273–292.
- Slemmons, D. & Depolo, C. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazards. *Active Tectonics: Impact on Society*, pp.45-62.
- Stewart, I. S., & Hancock, P. L. (1990). What is a fault scarp? *Episodes Journal of International Geoscience*, 13(4), 256–263.
- Vallage, A., & Bollinger, L. (2020). Testing Fault Models in Intraplate Settings: A Potential for Challenging the Seismic Hazard Assessment Inputs and Hypothesis. *Pure and Applied Geophysics*, 177(5), 1879–1889.
- Vandervoort, D. S., Jordan, T. E., Zeitler, P. K., & Alonso, R. N. (1995). Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes.
- Vargas, G., Ortlieb, L., & Rutllant, J. (2000). Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27(2), 157–176.

- Vargas, G.; Klinger, Y.; Rockwell, T.K.; Forman, S.L.; Rebolledo, S.; Baize, Lacassin, R. & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*. Vol. 42(12): 1083-1086.
- Victor, P.; Oncken, O. & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile). *Tectonics*, Vol. 23 (4).
- Villalobos, A., (2014). Fallas Mititus y Naguayán: evaluación del potencial sismogénico mediante análisis geomorfológico. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas.
- Von Huene, R., & Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Wallace, R. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974–1002.