



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

PALEOSISMOLOGÍA Y MODELACIÓN DE LA FALLA SAN RAMÓN EN EL SECTOR  
ORIENTE DE SANTIAGO

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIA, MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

TOMÁS IGLESIAS GARCÍA

PROFESOR GUÍA:  
GABRIEL EASTON VARGAS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS  
GREGORY DE PASCALE

SANTIAGO DE CHILE  
2022

## PALEOSISMOLOGÍA Y MODELACIÓN DE LA FALLA SAN RAMÓN EN EL SECTOR ORIENTE DE SANTIAGO

La Falla San Ramón es una estructura inversa ubicada en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes, que se extiende por  $\sim 30$  km con orientación norte-sur, afectando áreas urbanizadas de la ciudad de Santiago, Chile. Esta falla presenta moderadas tasas de movimiento y no ha generado sismos en tiempos históricos. Escarpes de falla de orientación aproximada norte-sur se identifican en el piedemonte cordillerano, afectando principalmente a depósitos aluviales y fluviales del Cuaternario, y en menor medida exponiendo rocas de la Formación Abanico. Usando metodologías estándar de la paleosismología se estudia un escarpe joven de la falla ubicado en un abanico aluvial reciente, que representa el último sismo con ruptura en superficie encontrado para la Falla San Ramón. En trabajos anteriores, en base a interpretación geomorfológica y geológica, se eligió este escarpe para llevar a cabo una campaña de toma de datos de GPS diferencial y generar un DEM de alta resolución, así como para excavar dos trincheras perpendiculares al escarpe, de unos 25 - 30 m de largo por unos 5 m de profundidad y separadas por aproximadamente 130 m en dirección Norte-Sur. En este trabajo se llevó a cabo un mapeo geológico de las unidades identificadas en las trincheras, identificando principalmente unidades aluviales mal clasificados con algunas intercalaciones de sedimentos eólicos bien clasificados, los cuales son la principal unidad guía en este estudio. Se tomaron muestras de la unidad eólica para datar con el método de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL por sus siglas en inglés) y muestras paleosuelo cubierto por la cuña aluvial para datar por el método de  $^{14}\text{C}$ . En base a estas dataciones y la interpretación geológica se han definido dos eventos registrados en este escarpe, caracterizados en otros trabajos, uno hace aproximadamente 8 ka con un desplazamiento reconstituido de 4.7 m y otro hace 17 - 19 ka con un desplazamiento de aproximadamente 4.9 m. Los resultados de esta tesis son coherentes con esta interpretación. En base a esta información se calculan coeficientes de difusión utilizando tres modelos y comparando sus resultados. Los modelos usados son el de Alzamiento Continuo, Alzamiento Incremental y Un Evento (CU, IU y OE respectivamente por sus siglas en inglés). De estos, el que mejor se ajusta a la morfología actual del escarpe es el de Un Evento, en base al cual se define un coeficiente de difusión  $K$  de  $0.64 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ , el que es comparable a coeficientes calculados en lugares de características similares (zonas semiáridas del oeste de EEUU), donde se calculan coeficientes de difusión entre  $0.46 - 1 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  en distintos trabajos.

*A mis amores,  
Vale, René y Nico*

# Agradecimientos

Agradecimientos al Departamento de Geología y al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, por financiar esta tesis.

Agradezco también a mi profesor guía, Gabriel Easton Vargas, por las discusiones y por la paciencia que me tuvo estos años. Así también, agradezco a los miembros de la comisión, Sofía Rebolledo y Gregory de Pascale, por sus comentarios y apoyo que me dieron para que esta tesis fuera lo mejor posible.

También agradezco a Sebastien Carretier, quien me proporcionó el código en Fortran utilizado en esta tesis, además de largas discusiones de como aplicarlo y sus implicancias.

Agradezco a los que preguntaban como iba la tesis (también a los que no quisieron preguntar), los que me dieron su apoyo y palabras de aliento.

Los gabros, no aportaron en nada a esta tesis, pero les agradezco por ser mis amigos y acompañarme.

Y finalmente agradezco a Vale, por las traspasadas, las opiniones, las correcciones precisas, por todo el amor y paciencia, y por ser mi gran amor y apoyo todos estos años. Esta tesis no sería la misma (o no sería) sin ti.

# Tabla de contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Formulación del Problema . . . . .	1
1.2. Hipótesis de trabajo . . . . .	2
1.3. Objetivos . . . . .	2
1.3.1. Objetivo general . . . . .	2
1.3.2. Objetivos específicos . . . . .	3
1.4. Ubicación del área de trabajo . . . . .	3
1.5. Marco Geológico . . . . .	5
1.5.1. Rasgos Morfológicos y Estratigráficos Mayores de los Andes de Chile Central . . . . .	5
1.5.2. Unidades cenozoicas provenientes del frente cordillerano . . . . .	8
1.5.3. Formación Abanico, Eoceno Superior-Mioceno Inferior . . . . .	8
1.5.4. Depósitos aluviales del Pleistoceno Inferior y Medio . . . . .	9
1.5.5. Depósitos aluviales del Pleistoceno Medio y Superior . . . . .	10
1.5.6. Depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno . . . . .	10
<b>2. Metodología</b>	<b>11</b>
2.1. Introducción . . . . .	11
2.2. Selección del área de estudio . . . . .	11
2.3. Toma de datos GPS y generación DEM . . . . .	12
2.4. Secciones interpretadas . . . . .	15
2.4.1. Preparación de las trincheras . . . . .	15
2.4.2. Mapeo geológico de las trincheras . . . . .	16
2.5. Dataciones OSL . . . . .	17
2.5.1. Marco teórico . . . . .	17
2.5.2. Toma de muestras . . . . .	18
2.6. Datación de $^{14}\text{C}$ . . . . .	19
2.7. Coeficientes de difusión . . . . .	20
2.7.1. Marco teórico . . . . .	20
2.7.2. Cálculo de los Coeficientes de Difusión . . . . .	25
<b>3. Resultados</b>	<b>27</b>
3.1. Interpretación Trincheras . . . . .	27
3.1.1. Trinchera norte . . . . .	28
3.1.2. Trinchera sur . . . . .	32

3.2. Coeficientes de difusión . . . . .	34
3.2.1. Modelo Continuous Uplift (CU) . . . . .	35
3.2.2. Modelo Incremental Uplift (IU) . . . . .	36
3.2.3. Modelo One Event (OE) . . . . .	36
3.2.4. Resumen . . . . .	40
<b>4. Discusión</b>	<b>41</b>
4.1. Interpretación Trincheras . . . . .	41
4.1.1. Diferencias entre las trincheras . . . . .	42
4.1.2. Procesos actuales y una mirada al pasado . . . . .	43
4.2. Coeficientes Difusión . . . . .	43
4.2.1. Coeficiente de Difusión . . . . .	44
4.3. Recomendaciones sobre las metodologías utilizadas . . . . .	45
4.3.1. Modelos 3D de alta resolución . . . . .	45
<b>5. Conclusión</b>	<b>47</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>49</b>
<b>Anexos</b>	<b>55</b>
<b>A. Fotomosaicos y mapeo de clastos</b>	<b>55</b>
<b>B. Coeficientes de Difusión: Parámetros y Resultados</b>	<b>62</b>
<b>C. Código: DATE</b>	<b>72</b>
<b>D. Código: pyDATE</b>	<b>91</b>

# Índice de tablas

1.1.	Aceleraciones efectivas para zonas sísmicas de Chile . . . . .	2
1.2.	Coordenadas cuadrante área de estudio . . . . .	3
3.1.	Parámetros de las estructuras caracterizadas en las trincheras. . . . .	34
3.2.	Resumen coeficientes de difusión $K$ para el modelo Continuous Uplift . . . .	35
3.3.	Resumen coeficientes de difusión $K$ para el modelo Incremental Uplift . . . .	36
3.4.	Resumen coeficientes de difusión $K$ para el modelo One Event . . . . .	36

# Índice de figuras

1.1. Ubicación del área de estudio . . . . .	4
1.2. Marco morfoestructural . . . . .	6
2.1. Metodología general . . . . .	12
2.2. Ubicación del escarpe estudiado. . . . .	13
2.3. DEM de alta resolución . . . . .	14
2.4. Evolución de la señal TL/OSL. Extraído de Forman et al. (2000) . . . . .	18
2.5. Edades OSL reportadas en (Vargas et al., 2014) . . . . .	19
2.6. Edades $^{14}\text{C}$ reportadas en (Vargas et al., 2014) . . . . .	20
2.7. Evolución de un escarpe en el tiempo . . . . .	22
3.1. Ubicación de las dos trincheras estudiadas . . . . .	27
3.2. Interpretación de la pared norte de la trinchera norte . . . . .	29
3.3. Interpretación de la pared sur de la trinchera norte . . . . .	30
3.4. Mosaico e interpretación de la pared norte de la trinchera sur . . . . .	33
3.5. Resultados modelo Alzamiento Continuo . . . . .	37
3.6. Resultados modelo Alzamiento Incremental . . . . .	38
3.7. Resultados modelo Un Evento . . . . .	39
3.8. Diagrama de caja para el parámetro $\tau$ . . . . .	40
4.1. Pared Sur de la trinchera de Chushan, terremoto de Chi-Chi de 1999, Taiwan . . . . .	42
4.2. Evolución del escarpe en el Perfil 1 . . . . .	44
A.1. Fotomosaico de la pared norte de la trinchera norte . . . . .	56
A.2. Mapeo de clastos de la pared norte de la trinchera norte . . . . .	57
A.3. Fotomosaico de la pared sur de la trinchera norte . . . . .	58
A.4. Mapeo de clastos de la pared sur de la trinchera norte . . . . .	59
A.5. Fotomosaico de la pared norte de la trinchera sur . . . . .	60
A.6. Mapeo de clastos de la pared norte de la trinchera sur . . . . .	61
B.1. Perfil 1, Modelo: Alzamiento continuo . . . . .	63
B.2. Perfil 1, Modelo: Alzamiento incremental . . . . .	64
B.3. Perfil 1, Modelo: Un evento . . . . .	65
B.4. Perfil 2, Modelo: Alzamiento continuo . . . . .	66
B.5. Perfil 2, Modelo: Alzamiento incremental . . . . .	67
B.6. Perfil 2, Modelo: Un evento . . . . .	68
B.7. Perfil 3, Modelo: Alzamiento continuo . . . . .	69



B.8. Perfil 3, Modelo: Alzamiento incremental . . . . .	70
B.9. Perfil 3, Modelo: Un evento . . . . .	71

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Formulación del Problema

En el flanco este de Santiago la Cordillera de los Andes se alza abruptamente más de 2000 m por sobre la Depresión Central, siendo el Co. San Ramón (o Co. de Ramón), con una altura de 3249 m s.n.m., la cumbre más alta que se alza directamente sobre la ciudad. La Falla San Ramón ha sido reconocida como la estructura que genera este alzamiento tectónico (Armijo et al., 2010), pero no ha sido hasta hace poco que se ha empezado a comprender su naturaleza y características.

Durante mucho tiempo la Falla San Ramón fue caracterizada como una falla normal de vergencia oeste, desde la primera descripción de Bruggen (1950), quien la describió como el límite oriental del "graben extensional" de la Depresión Central, hasta la década de los 80' con la generación de la hoja Geológica de Santiago (Thiele, 1980). Hoy en día esta falla es caracterizada como una falla inversa de vergencia oeste (Armijo et al., 2010; Rauld, 2002, 2011) que se calcula tiene un slip total de unos 5 km en superficie y que ha trasladado al bloque de unidades volcano-sedimentarias unos 10 km hacia el Oeste con respecto al basamento que lo infrayace (Armijo et al., 2010). También se propone que la Falla San Ramón es una antigua falla normal invertida, asociada a la cuenca extensional en donde se depositó la Fm. Abanico, y que habría sido reactivada e invertida en el Oligoceno-Mioceno temprano (Charrier et al., 2005; Farías, 2007; Fock, 2005; Quiroga, 2013).

A lo largo del piedemonte de la Cordillera de los Andes la FSR genera múltiples escarpes de falla de diversos tamaños (desde metros a decenas de metros de altura) que evidencian la tectónica activa cuaternaria de esta falla (Armijo et al., 2010; Rauld, 2002, 2011; Vargas et al., 2014). Estos escarpes son resultado de la constante lucha entre alzamiento y erosión, que se puede describir como la relación entre slip, preservación y erosión. Esta relación, así como muchas en el mundo natural, está sujeta a leyes físicas que nos permiten estudiarlas de manera objetiva, y en el caso de los escarpes, nos permite estudiar el coeficiente de difusión, es decir, la tasa a la que se mueve material desde la zona superior del escarpe hasta la zona inferior. Con esta información nos es posible constreñir la edad de ellos.

En este estudio se desea entender cuales fueron los últimos terremotos generados por la

Falla San Ramón a partir de análisis paleosismológicos para evaluar la actividad de la falla. Como la falla se expresa en superficie como escarpes morfológicos, se realizaron estudios en dos trincheras excavadas en el escarpe más joven identificado en el sector oriente de Santiago. En el trabajo realizado por Vargas et al. (2014) se analizó la pared norte de la Trincheras Norte. En el presente trabajo se analizaron las cuatro paredes de ambas trincheras, con lo que se aporta con la información de tres paredes nuevas para el escarpe. Con los nuevos datos se espera poder constreñir los últimos eventos sísmicos de la Falla San Ramón y calcular un coeficiente de difusión de escarpes para la zona Central de Chile, lo que permitirá estimar los órdenes de magnitud de las edades de otros escarpes de falla de la zona.

Además, los resultados de este estudio tienen implicancias para la «Norma NCh433.Of1996» de Diseño sísmico de edificios, la cual define 3 zonas sísmicas para Chile, de acuerdo a las aceleraciones esperadas para sismos de subducción. Hoy en día Santiago se encuentra dentro de la zona 2, es decir se espera que hayan aceleraciones de 0.30 g en caso de un sismo, pero las aceleraciones generadas por fallas corticales suelen ser superiores a 0.5-0.75 g, tal como lo esperado en el caso de un sismo mayor en la Falla San Ramón (Estay et al., 2016; Pérez et al., 2014) o incluso mayores a 1 g en el caso de terremotos con ruptura en superficie (Vargas et al., 2014). Esto genera una subestimación importante de las aceleraciones esperadas para Santiago, más aún si se considera que la Falla San Ramón es una estructura activa (Vargas et al., 2014).

Tabla 1.1: Valores de aceleraciones efectivas definidas para las zonas sísmicas de Chile. Según la Norma Chilena NCh 433.Of1996 Modificada en 2009.

Zona Sísmica	A
1	0,20 g
2	0,30 g
3	0,40 g

## 1.2. Hipótesis de trabajo

El escarpe mas joven de la Falla San Ramón identificado hasta ahora presenta evidencia de los dos últimos terremotos generados en la falla (Vargas et al., 2014). La morfología actual del escarpe evidencia la relación entre la tasa de deslizamiento tectónico en la falla, la preservación y la erosión, cuya evolución puede ser descrita a partir de coeficientes de difusión de escarpes.

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo general

Determinar la temporalidad del o los últimos grandes terremotos con ruptura en superficie en la Falla San Ramón y su relación con la evolución de los escarpes de esta estructura.

### 1.3.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar la deformación en superficie producto de la ruptura asociada a un terremoto de gran magnitud de la Falla San Ramón.
2. Calcular coeficientes de difusión de escarpes para la Falla San Ramón en Chile Central basado en las edades obtenidas para estos escarpes y la modelación de su evolución geomorfológica cuaternaria tardía.

## 1.4. Ubicación del área de trabajo

El área de estudio se encuentra en la Región Metropolitana de Santiago, comuna de Peñalolen, cercano a la Quebrada de Macul. La forma más sencilla de llegar es ir por Avenida Grecia hacia el oriente y al llegar a Avenida Diagonal Las Torres doblar hacia el sur y avanzar 1.5 km hasta cerca de la entrada del parque Quebrada de Macul. El escarpe en estudio se encuentra unos 150 metros hacia el oeste, los cuales hay que hacer a pie.

El terreno donde se encuentra el escarpe es de un privado, así que el acceso puede cambiar en el futuro. Debido a la naturaleza privada del terreno, las trincheras debieron ser tapadas una vez terminada la etapa de toma de datos, por lo que no están disponibles para ir a visitar.

El área se define por un rectángulo definido por las siguientes coordenadas:

Tabla 1.2: Coordenadas cuadrante área de estudio. Sistema de coordenadas UTM WGS84 - Zona 19 S.

Valor	Coordenada [m]
xMin	358685
yMin	6293165
xMax	358790
yMax	6293315

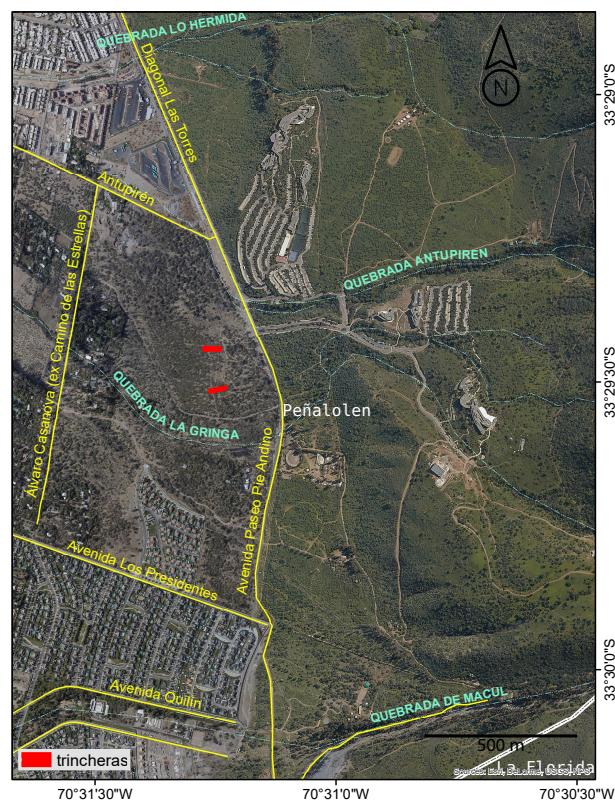
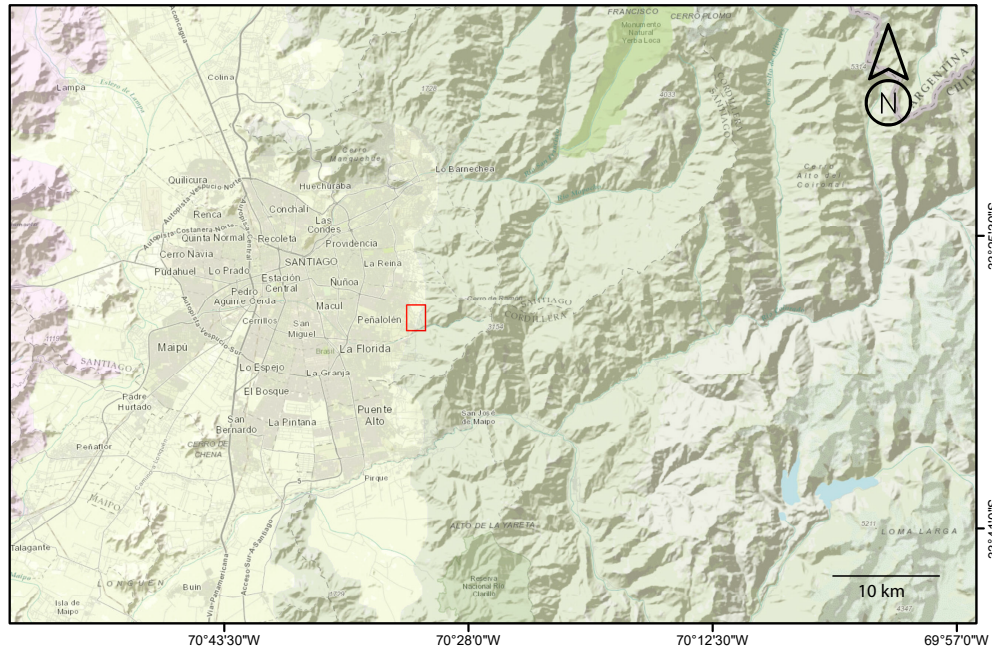


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio. En la imagen superior se puede apreciar la ciudad de Santiago, y su contexto geomorfológico general. En verde oscuro corresponde a la Cordillera de los Andes y en verde claro la Depresión Central. En la imagen inferior se muestra el contexto local, con las dos trincheras excavadas de color rojo, informadas en Vargas et al. (2014). Hacia el NE de las trincheras se ven las instalaciones de la Universidad Adolfo Ibañez; al norte y al sur de las trincheras se aprecian zonas urbanizadas, principalmente condominios.

## 1.5. Marco Geológico

### 1.5.1. Rasgos Morfológicos y Estratigráficos Mayores de los Andes de Chile Central

Chile central se ubica en un ambiente geodinámico de subducción, persistente al menos desde el jurásico (Mpodosz & Ramos, 1989), con tasas de convergencia durante el Eoceno al Mioceno que van de 5 a 15 cm/año (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998), que han sido un 50 % menores en los últimos 10 Ma (Meade y Conrad, 2008). La tasa de convergencia actual es de 6.8 cm/año (DeMets et al., 1994; Vigny et al., 2009).

A los 33°S la región andina de Chile Central se divide en 3 unidades morfoestructurales continentales elongadas en orientación norte-sur, que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. Hacia Argentina continúa la Cordillera Frontal y la Cuenca de Antepaís (Cuyo) (eg. Farías, 2007; Fock, 2005; Rauld, 2011).

#### Cordillera de la Costa

El sector occidental de la Cordillera de la Costa se presenta con un relieve suave, y levemente incidido, que ha sido interpretado como terrazas de abrasión y de acumulación marina plio-pleistocenas (Wall et al., 1996). Constituidas sobre un basamento cristalino y metamórfico paleozoico; el cual varía hacia el este a rocas cristalinas del Mesozoico Inferior. El paleorelieve del basamento cercano a la actual línea de costa, se presenta rellenado por sedimentos de ambiente litoral de edad neógena superior (depósitos marinos y subaéreos costeros) por medio de una discordancia erosiva (Thomas, 1958).

Hacia el sector oriental, la Cordillera de la Costa muestra sus mayores elevaciones, alcanzando cimas que superan los 2000 m s.n.m. al oeste de Santiago. La Cordillera de la Costa oriental está caracterizada como un homoclinal de vergencia este, conformado por rocas estratificadas de edad triásica a cretácica superior. En su sector más oriental incluye un cordón de cuerpos intrusivos de edad cretácica superior, que corresponden al límite con el margen occidental del valle de Santiago (Farías, 2007).

#### Depresión Central

La Depresión Central se constituye de hasta 500 m de material volcano-sedimentario no consolidado de edad pliocena a holocena, principalmente abanicos depositacionales (eg. Karzulovic, 1957; Thiele, 1980), y tres niveles de depósitos cineríticos (Gana et al., 1994), siendo el más joven la Ignimbrita Pudahuel (450+-55 ka, Stern et al. (1984)). La depresión central es interrumpida al norte de los 33°S por los cerros de Colina y el Cordón de Chacabuco que la atraviesan transversalmente, y su expresión se reduce por completo al norte del Río Aconcagua.

En el sector occidental de la Depresión Central, el basamento está constituido por unidades Cretácicas dispuestas de forma similar a las unidades estratificadas de la Cordillera de la Costa oriental. En la parte central, estas secuencias se ponen en contacto con niveles basales de la Formación Abanico a través de: fallas invertidas de vergencia oeste (Falla Los Angeles en el valle del río Aconcagua de acuerdo con Carter y Aguirre (1965), falla Infiernillo de acuerdo

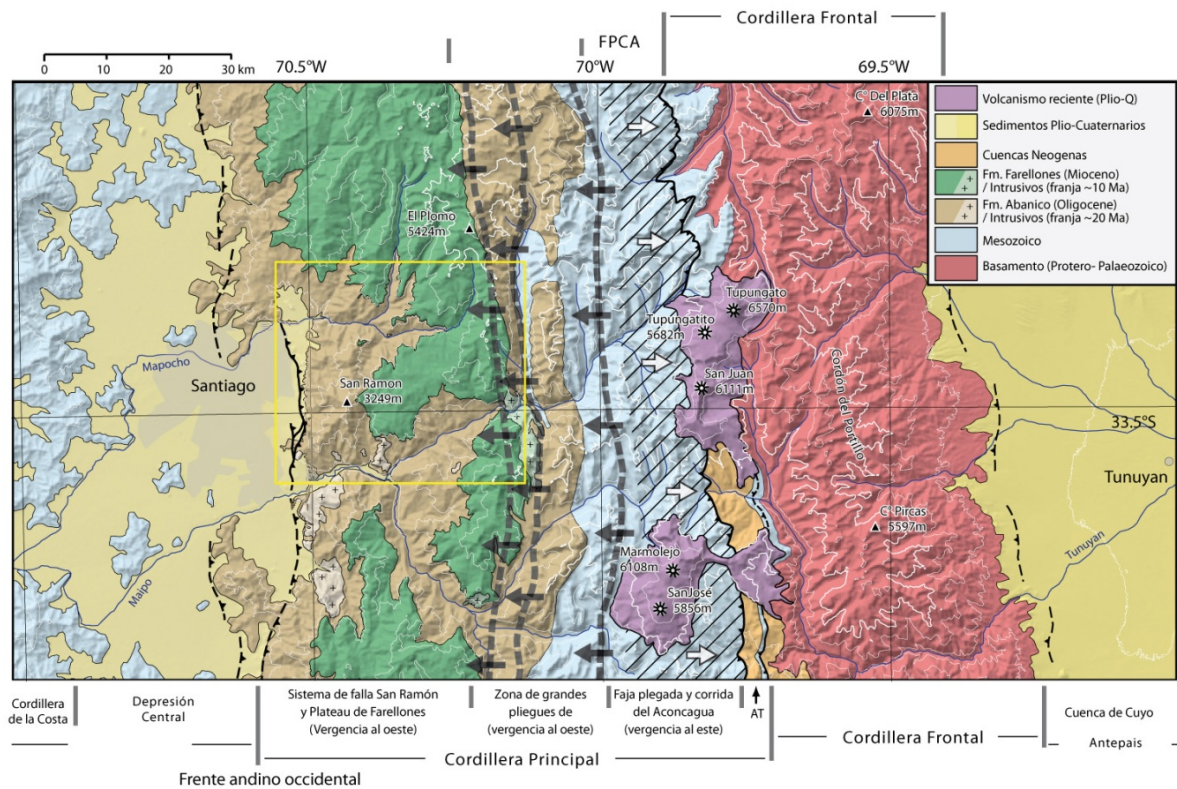


Figura 1.2: Marco morfoestructural. Modificado de (Rauld, 2011), compilación a partir de diversos trabajos (Fock, 2005; Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2001; Polanski, 1964; Sellés & Gana, 2001; Thiele, 1980). Los principales dominios morfoestructurales son, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal y la Cuenca de Cuyo. La Cordillera Principal se subdivide a su vez en un domino occidental, en donde se encuentra la Falla San Ramón marcando el frente cordillerano y afloran las formaciones Abanico y Farellones; un domino central dominado por grandes pliegues de vergencia oeste, afloramientos de la Formación Farellones y formaciones del Mesozoico; y un domino oriental, donde se encuentra la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, que afecta a formaciones mesozoicas con estructuras que generan deformación con vergencia al este. El recuadro amarillo muestra el área de la Figura 1.1.

con Fock (2005), y por discordancias de erosión (Fock, 2005; Gana & Wall, 1997; Sellés & Gana, 2001). En Farías et al. (2010) y Armijo et al. (2010) el límite oriental de la Depresión Central está dado por la Falla San Ramón, la cual monta las unidades que forman el bloque cordillerano

Los depósitos fluvio-aluviales gradan de oriente a occidente desde gravas hasta limos y arcillas, y corresponden a los abanicos procedentes de los ríos que descienden de la Cordillera Principal, sobre los cuales se detallará más adelante (1.5.2).

En el límite oriental de la Depresión Central se forma un peldaño inclinado de relieves suaves y pendientes abruptas, compuesto por abanicos coalescentes provenientes de las quebradas de la Cordillera Principal. Este escalón, se debe a la actividad Pleistocena tardía de la Falla San Ramón. Armijo et al. (2010) muestra que los escarpes morfológicos recientes (Pleistoceno tardío y posiblemente Holoceno), observados en el piedemonte santiaguino a lo largo de la Falla San Ramón, indican rupturas sísmicas en el pasado reciente de esta falla, asociados a eventos que pueden tener una magnitud significativa (Mw 6.9 a Mw 7.4), lo que representa un peligro sísmico que no se puede despreciar. Esta falla de rumbo NS a NNW-SSE se encuentra afectando a la Formación Abanico, y poniéndola en contacto con los depósitos que rellenan el valle, evidenciando su carácter invero y activo (Vargas et al., 2014).

## **Cordillera Principal**

De acuerdo a sus rasgos estructurales y litológicos, la Cordillera Principal se ha descrito en tres dominios: Occidental, Central y Oriental.

El dominio occidental está caracterizado por el Plateau de Farellones y un sistema de fallas inversas de vergencia oeste (Falla San Ramón-Pocuro) que limitan con el borde oriental de la Depresión Central. El sistema de La Falla San Ramón-Pocuro se encuentra segmentado a lo largo de la zona de estudio. Este sistema estuvo activo al menos desde el Eoceno-Oligoceno, período en el cual participó en la extensión de la cuenca de Abanico; se invirtió durante el Mioceno inferior; y se reactivó como falla inversa desde el Mioceno hasta la actualidad (Charrier et al., 2005; Farías, 2007; Fock, 2005; Rauld, 2002; Rauld et al., 2006). La “franja occidental de la Cordillera Principal” está conformada por rocas de la Formación Abanico (Eoceno Superior?-Mioceno Inferior), las cuales se pliegan fuertemente en el frente cordillerano. Inmediatamente al oriente se ubica la Formación Farellones (Mioceno Inferior-Mioceno Superior), débilmente deformada, excepto por sus niveles inferiores. Es intruida por distintos cuerpos Miocenos y está parcialmente cubierta por unidades volcánicas. Estos cuerpos del Mioceno Superior presentan en algunos casos mineralización de cobre, conformando la franja de pórfidos cupríferos de Chile Central (constituido por El Teniente y Río Blanco-Los Bronces). Según Armijo et al. (2010), Rauld (2011) y Riesner et al. (2017), el frente cordillerano sería producto de la propagación hacia el oeste de un sistema de fallas y pliegues por propagación de falla, en que la Falla San Ramón sería la estructura más reciente y activa.

El dominio central se caracteriza por grandes pliegues de vergencia oeste. Corresponde a un amplio cordón de intrusivos de edad Mioceno Inferior (La Gloria, San Gabriel, Cortaderal, entre otros). Comprende los afloramientos de los niveles basales de la Formación Farellones que sobreyacen los estratos deformados de la Formación Abanico oriental. Hacia el este, las capas de la Formación Abanico se ponen en contacto con el basamento Mesozoico por medio



de un sistema de fallas de vergencia al este (Falla El Fierro; Davidson & Vicente, 1973) y retrocorrimientos, que delimitan orientalmente este dominio.

Por último el dominio oriental está conformado por la faja plegada y corrida del Aconcagua de vergencia al este. Está constituida por unidades mesozoicas (Jurásico-Cretácico medio, que son más jóvenes hacia el oeste). Las unidades mesozoicas y cenozoicas que constituyen las franjas central y oriental de la Cordillera Principal constituyen las fajas plegadas y corridas de Aconcagua (al norte de los 34°15'S) y de Malargüe (al sur de los 34°15'S) (Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010).

### **Cordillera Frontal**

Conforma el frente cordillerano argentino. Morfológicamente, está constituida por numerosos cordones adosados a la Cordillera Principal. Se reconoce por estar conformada por rocas del basamento jurásico (Farías et al., 2010).

### **Cuenca de Cuyo, Antepaís andino**

Corresponde al piedemonte oriental de la Cordillera de los Andes en esta región. Alcanza alturas entre los 900 a 1000 m s.n.m. a los 33°S aumentando a 1300-1500 m s.n.m. a los 36°S (Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2009).

## **1.5.2. Unidades cenozoicas provenientes del frente cordillerano**

### **1.5.3. Formación Abanico, Eoceno Superior-Mioceno Inferior**

Corresponde a una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales (Aguirre, 1960), del Eoceno-Mioceno Inferior (Charrier et al., 1996; Gana & Wall, 1997), que aflora en dos franjas de rumbo N-S, separadas por los afloramientos de la Formación Farellones (en el área de estudio sólo se presenta la franja más occidental). Esta secuencia está compuesta por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas, depósitos volcano-clásticos y depósitos sedimentarios (lutitas y areniscas). La secuencia se encuentra fallada y plegada y presenta pliegues con vergencia hacia el oeste en su parte occidental y pliegues con vergencia hacia el este en su parte oriental.

La Formación Abanico aflora en toda el área oriental de la zona de estudio. Se encuentra compuesta por lavas, brechas volcánicas y tobas, de colores pardo-rojizo y grises, con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios que incluyen lutitas y areniscas de grano fino, que muestran estratificaciones, a nivel general, de rumbo aproximado NS y un manteo de 60°-70°E (Aguirre, 1960). En la zona central del área de estudio la Formación Abanico es intruida por un filón de composición basáltica que presenta una orientación general N-S. Hacia el oeste de este intrusivo, la secuencia volcánica presenta un manteo alrededor de los 30°E, mientras que hacia el este manteos de aproximadamente 45°O. Plegamientos en la roca, observados hacia las zonas altas de las quebradas se manifiestan con manteos suaves hacia el O, observándose bastante pronunciados en el Cerro San Ramón.

En la quebrada de Macul, la estratificación se encuentra controlando las quebradas tributarias, de dirección N-S aproximada. Esto provoca una erosión diferencial en los afloramientos

rocosos, lo cual sumado a la mala condición geotécnica de las rocas (Garrido, 2012), constituye un factor de primer orden en el control de las remociones en masa. En general, la roca se presenta fracturada y meteorizada; en la quebrada San Ramón, se ha observado alteración a epidota y arcillas, con vetillas de zeolita y cuarzo y cavidades pequeñas (<0,5 cm. de diámetro) rellenas de zeolitas (Garrido, 2012; Lara, 2007).

Las rocas más incompetentes corresponden a lavas de grano fino (andesitas) e intercalaciones sedimentarias (lutitas y areniscas finas). Las rocas de grano más grueso (lavas de grano grueso, brechas, tobas) son más competentes, presentándose fracturadas pero formando bloques mayores entre los conjuntos de estructuras.

#### **1.5.4. Depósitos aluviales del Pleistoceno Inferior y Medio**

Corresponden a depósitos que afloran localmente en los cerros Calán, Apoquindo y Los Rulos; en su base están compuestos por depósitos de gravas fluviales, con imbricación que señala aportes desde el Río Mapocho. Hacia la parte superior pasan en forma transicional mixta a depósitos de flujos de detritos intercalados con niveles de arenas, gravilla y limos. Estos últimos son cubiertos por depósitos de flujos de detritos y barro. Esta serie sedimentaria es consistente con una migración y encajamiento hacia el norte del cauce del Río Mapocho (Rauld, 2011).

En los cerros Calán y Apoquindo se aprecian depósitos de grava y bolones bien redondeados e imbricados, cortados y basculados por una falla inversa. Se interpreta a estos depósitos como antiguos sedimentos de barras fluviales del río Mapocho. El conjunto de cerros Calán, Los Rulos y Apoquindo corresponden a una misma estructura que se ha desarrollado a partir de la actividad de la falla y que posteriormente fue disectada por erosión de las quebradas que descienden desde el este (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011).

En el sector de la Quebrada de Macul se encuentra un afloramiento de esta unidad, en forma de meseta, exactamente al norte de la desembocadura de la quebrada. Corresponde a depósitos de piedemonte de tipo aluvial y de escombros de falda que se eleva unos 150 m sobre el resto de las unidades. Es posible interpretar estos depósitos como un relicto de un antiguo abanico aluvial de la Quebrada de Macul, que no mantiene una morfología de tal hacia el sur (Rauld, 2002, 2011).

En el sector de Lo Cañas y Lo Planella se encuentran depósitos asignados a esta unidad que corresponden a clastos angulosos en una matriz fina predominantemente arcillosa, sin estructura interna, junto con una morfología lobulada e irregular de los depósitos, lo cual permite interpretarlos como antiguos deslizamientos.

Geomorfológicamente se propone separar esta unidad en tres unidades geomorfológicas menores (1. Barras fluviales del Río Mapocho deformadas y cortadas; 2. Depósitos de tipo aluvial y de escombros de falda elevados unos 150 m sobre el resto de las unidades; 3. Deslizamientos antiguos ubicados en el sector sur del piedemonte del área de estudio). Se desconoce la relación temporal de estas RM con las que ocurren en las cabeceras de las quebradas (Rauld, 2011).

### **1.5.5. Depósitos aluviales del Pleistoceno Medio y Superior**

Se encuentran distribuidos en todo el frente cordillerano entre los ríos Maipo y Mapocho. Sus afloramientos son escasos. Corresponden a depósitos aluviales, principalmente producto de flujos de detritos y barro caracterizados por bloques angulosos de tamaños variables entre pocos centímetros hasta más de dos metros de diámetro, en matriz de material fino, con intercalaciones de niveles de arenas y materiales más finos. Estos depósitos se encuentran fallados con su superficie desplazada entre 20 y 60 m. Mantienen la forma de abanicos en su zona apical, a pesar que se encuentran deformados. En el sector sur del área de estudio, estos depósitos se encuentran asociados al sistema de terrazas del Río Maipo (Rauld, 2011).

Morfológicamente esta unidad está incidida por las quebradas que aportan a los abanicos más recientes aguas abajo, y entre las quebradas Macul y San Ramón forman un piedemonte alzado. Se intercalan con depósitos de ceniza datados en 450.000+-50.000 (Stern et al., 1984).

### **1.5.6. Depósitos aluviales del Pleistoceno Superior-Holoceno**

Corresponden a depósitos aluviales que constituyen los abanicos aluviales más recientes y activos. En general, los depósitos que los conforman se asocian a flujos de detritos y/o barro, constituida por bloques heterogéneos en tamaño (entre 10 cm y 3 m) y angulosos, que están contenidos en una matriz de material fino, con intercalaciones de niveles de arena y finos. Su morfología de abanico aluvial está escasamente erosionada.

En los abanicos aluviales más recientes a los pies del Cerro Apoquindo, se reconocen escarpes de falla de alturas de entre 2 y 3 metros. Esta zona no ha podido ser estudiada en detalle debido al desarrollo urbano que abarca toda la superficie.

Al norte de la Quebrada de Macul se reconocen dos abanicos de esta unidad, asociados a quebradas de menor envergadura. El abanico más antiguo de los dos se observa afectado por la deformación de la falla en la forma de un escarpe de 2 a 3 m de altura en promedio. El nivel superior de éste se encuentra cubierto por depósitos de un flujo de detritos, con bloques de hasta 2 m de diámetro, que, aparentemente, coincide con el último evento depositacional del abanico. Inmediatamente al norte se encuentra el otro abanico aluvial de depositación más reciente, cuyo ápice coincide con el escarpe de falla que afecta al abanico del sur. Esto corresponde y se interpreta como la relación de corte más reciente, observable, asociada a la Falla San Ramón en el área de estudio (Rauld, 2011; Vargas et al., 2014).

# Capítulo 2

## Metodología

### 2.1. Introducción

El estudio de escarpes de falla para fines paleosismológicos implica encontrar una sección expuesta del escarpe, o exponerla construyendo taludes o trincheras si fuese necesario. Luego la pared expuesta se debe mapear identificando todas las unidades litológicas o sedimentarias, estructuras y, si es parte del estudio, realizar la toma de muestras para dataciones u otros análisis.

Dependiendo del estudio que se lleva a cabo se pueden hacer distintos análisis con los datos recolectados, como calcular recurrencia de eventos, magnitudes máximas o coeficientes de difusión.

En este estudio se excavaron dos trincheras Este-Oeste separadas entre si por  $\sim 130$  metros a lo largo de la traza de la Falla San Ramón, que fueron fotografiadas para generar un fotomosaico digital sobre el cual realizar el mapeo de unidades y estructuras. También se tomaron muestras para dataciones  $^{14}\text{C}$  y OSL (Optically Stimulated Luminescence). Finalmente estos datos y un DEM (modelo de elevación digital por sus siglas en inglés) se usan para calcular un coeficiente de difusión para este escarpe.

### 2.2. Selección del área de estudio

La elección de un escarpe de falla va a depender del objetivo principal del estudio. En el caso de la Falla San Ramón, Rauld (2011) describió escarpes de distintos tamaños y edades que clasifica en:

**Escarpes mayores** Escarpes más antiguos y menos conservados. Son escarpes compuestos, con alturas de 100 a 200 metros que presentan pendientes entre  $15^\circ$  y  $20^\circ$  en promedio, aunque pueden tener pendientes de más de  $30^\circ$  localmente. Deforman la unidad más antigua (Pleistoceno Medio - Inferior). Se encuentran principalmente entre el Río Mapocho y la Qda. San Ramón, al norte de la Quebrada de Macul y en el sector de Lo Planella (La Florida).

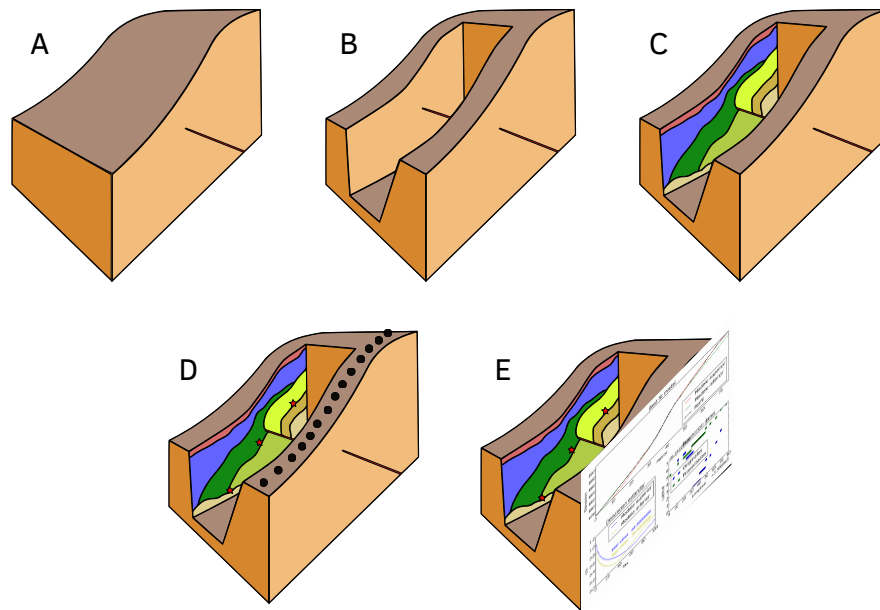


Figura 2.1: Metodología general utilizada en este estudio. A: Elección del escarpe a estudiar, B: Excavación de la trinchera, C: Mapeo de unidades y estructuras, toma de fotografías y generación de fotomosaico, D: Toma de muestras (para dataciones, descripción sedimentaria, etc) y otros datos (eg, GPS), E: Modelación del escarpe para calcular coeficientes de difusión. Elaboración propia.

**Escarpes medianos** Son los escarpes más abundantes, especialmente entre las Quebradas de Macul y San Ramón. Son escarpes compuestos, relativamente bien conservados, que presentan alturas entre 60 y 10 m, que tienen pendientes promedio, entre 20° y 35°, que localmente pueden superar los 40°.

**Escarpes más pequeños** Los escarpes más pequeños poseen alturas entre 3 y 4 m, y afectan a los depósitos más recientes de los abanicos aluviales. Son escarpes bien conservados con pendientes entre 20° y 30° que se encuentran en el sector norte del área de estudio (Rauld, 2011), en la Quebrada de Apoquindo y al norte de la Quebrada de Macul.

De estos tres grupos de escarpes, los que dan la información más reciente sobre el o los últimos terremotos generados por la FSR son los escarpes pequeños que afectan a abanicos aluviales recientes. Dentro de estos escarpes, se eligió un abanico aluvial joven, ubicado al norte de la Quebrada de Macul (Figura 2.2) en una zona no urbanizada.

### 2.3. Toma de datos GPS y generación DEM

La toma de datos GPS a utilizar en este estudio y su posterior procesamiento para generar un DEM (modelo de elevación digital por sus siglas en inglés) fueron abordados en detalle en las tesis de (Rauld, 2011; Valderas, 2006).

A rasgos generales, la toma de datos consistió en una campaña donde se realizaron más de 1800 medidas de puntos, referidas a la red Geodésica SIRGAS de la Fuerza Aérea de Chile (FACH) utilizando un punto geodésico determinado por el Servicio Aéreo Fotogramétrico

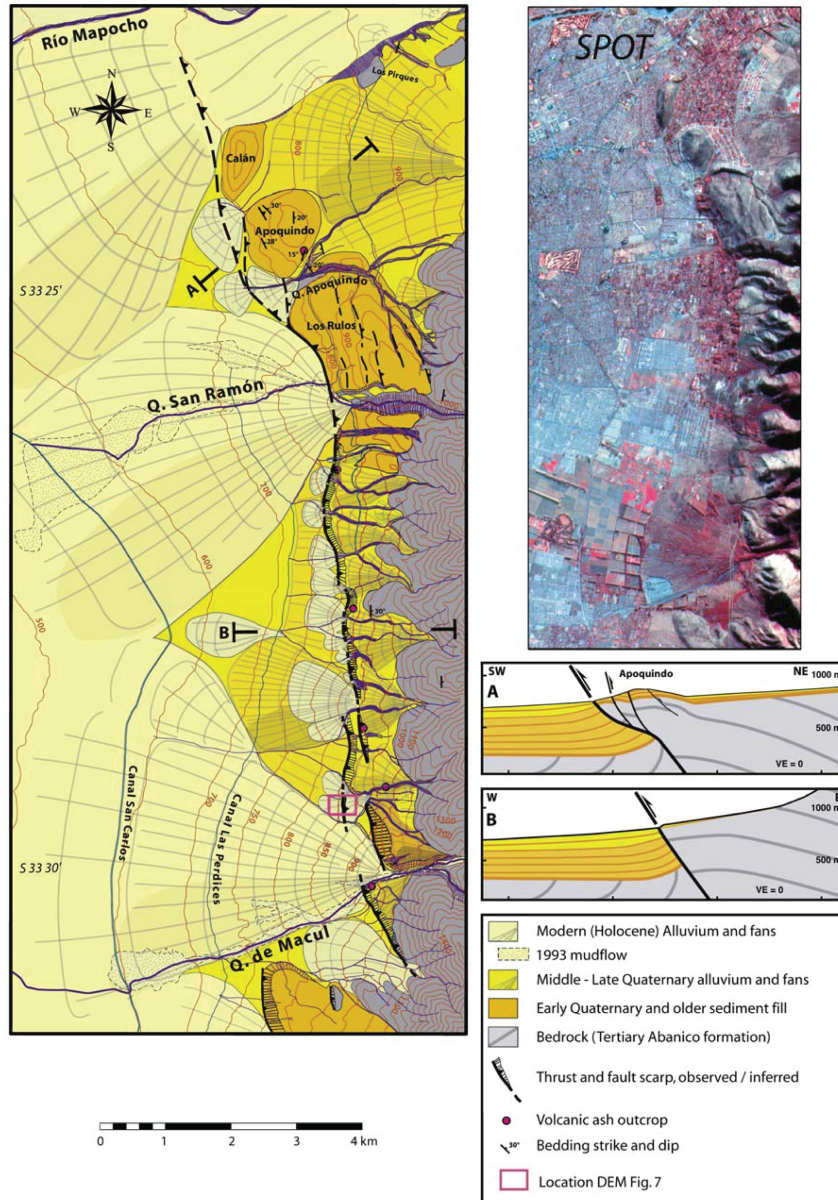


Figura 2.2: Ubicación del escarpe estudiado. En el mapa, el cuadro de borde morado que indica la ubicación del DEM en Armijo et al. (2010) muestra el sector con el abanico y el escarpe que lo atraviesa. Extraído de Armijo et al. (2010).

denominado MALL. En el área a levantar se ubicó un punto base, vinculado al punto MALL, con respecto al cual se referenciaron el resto de los puntos medidos.

Los equipos utilizados en esta campaña fueron tres equipos GPS diferenciales Ashtech, modelo Promark2, con antenas externas Ashtech Proantenna 110454. Para procesar los datos se utilizó el software Ashtech Solutions.

Para la generación del DEM se definió una precisión mínima de los datos obtenidos de  $0,02 \text{ m} + 1 \text{ p.p.m}$  en la horizontal y  $0,04 \text{ m} + 2 \text{ p.p.m}$  en la vertical. Aproximadamente 1300 datos medidos se obtuvieron dentro de la precisión deseada y a partir de ellos se interpoló mediante el método de Kriggin el DEM de alta resolución (Valderas, 2006), como se muestra en la Figura 2.3. El DEM generado tiene una resolución  $10\text{cm}/\text{px}$ , aunque este nivel de detalle solo se obtiene realmente en los sectores cercanos a las trincheras, que es donde hay mayor densidad de puntos catastrados.

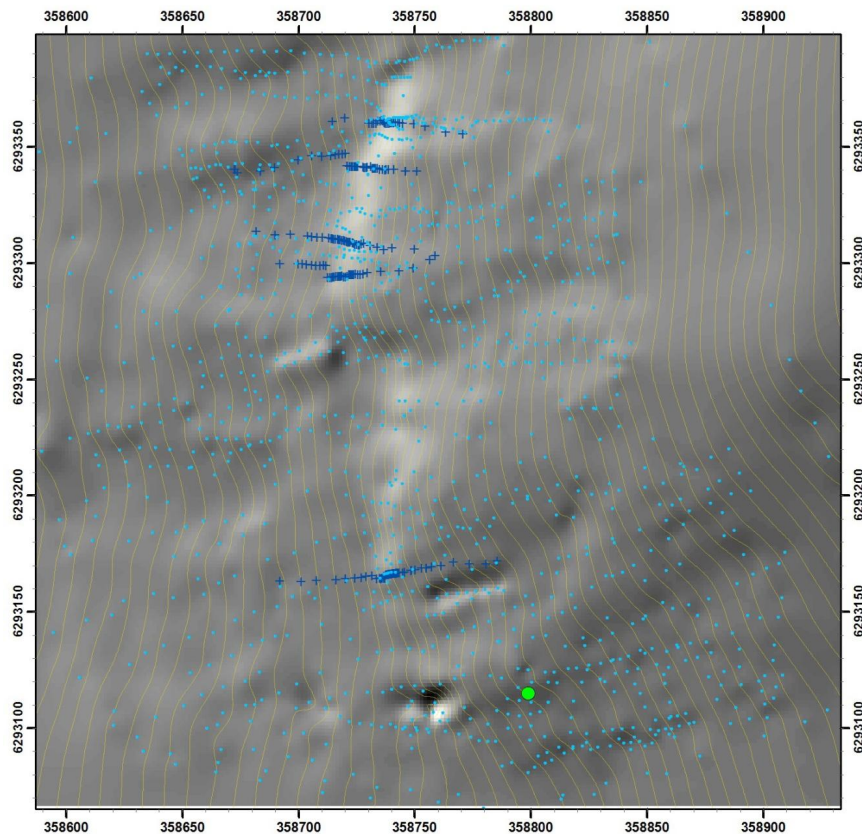


Figura 2.3: DEM de alta resolución, mostrado como relieve sombreado. Líneas amarillas: curvas de nivel cada 1 m, extraídas del modelo. Puntos cyan: puntos GPS registrados. Puntos azules: puntos GPS de perfiles perpendiculares al eskarpe. Punto verde: punto GPS base. Extraído de Rauld (2011).

## 2.4. Secciones interpretadas

### 2.4.1. Preparación de las trincheras

La mayor parte de la siguiente metodología está basada en McCalpin (2009), quien hace una recopilación de técnicas para el trabajo del paleosismólogo.

#### Excavación

La excavación de las trincheras se llevó a cabo usando retroexcavadoras para generar trincheras de una sola ranura. Debido a las características del material y al tamaño de la trinchera no fue necesario excavar bancas. Se excavaron dos trincheras de  $\sim 25$ -30 metros de largo por  $\sim 4$  metros de ancho, y  $\sim 5$  m de profundidad máxima.

#### Limpieza

Luego de realizada la excavación de la trinchera esta se debe preparar para su mapeo e interpretación. Es necesaria una limpieza para exponer las estructuras, la estratigrafía, y los horizontes de suelo. Usualmente se elige limpiar y mapear la pared sombreada de la trinchera, pues es más fácil distinguir las unidades y estructuras en una pared con iluminación uniforme que en una con zonas de luz y sombra. En este caso se eligió limpiar ambas paredes en la trinchera norte para tener información 3D de la estructura de la falla en superficie y una en la trinchera sur para complementar la información recogida en la trinchera norte.

Dependiendo del tipo de suelo y roca presentes en la excavación se eligen distintas herramientas y métodos de limpieza. Al tratarse de depósitos aluviales de distintas características se utilizaron brochas en las unidades con clastos gruesos y espátulas en las unidades de sedimentos finos. Junto con lo anterior se utilizó una sopladora de aire para la limpieza final.

#### Grilla

Después de que se limpian las paredes se debe instalar una grilla de referencia para mapearlas. Esta grilla es más importante aún si se utilizan métodos manuales y fotográficos para generar la interpretación final de las trincheras.

Dependiendo del caso, la grilla puede consistir en líneas horizontales con marcadores rojos cada cierta distancia o, si se necesita, líneas horizontales y verticales. En este se usó una grilla de dos ejes (vertical y horizontal), pues es necesaria para poder crear un fotomosaico, con un espaciamiento de 1 m entre las líneas. De preferencia se usa el cordel de nylon por su poca elasticidad, pero otros son aceptables. El cordel se amarra directamente a la pared de la trinchera con clavos de 5 mm x 1015 cm, colocándose la primera línea horizontal con ayuda de un nivel de agua. Es importante que las siguientes líneas horizontales sean cuidadosamente colocadas y no tengan un error de más del 2% (i.e.,  $\pm 2$  cm sobre 1 m). Luego de puestas todas las líneas horizontales se hacen marcas en la primera cada 1 m, que servirán de guía para poner las líneas verticales. Estas últimas se colocan usando una plomada que las mantiene totalmente verticales mientras se afirman a la pared de la trinchera. Al igual que en el paso anterior se debe mantener una precisión del 2%.



## 2.4.2. Mapeo geológico de las trincheras

### Fotomosaico

El uso de software para procesar la información adquirida en terreno es parte indispensable del trabajo en las geociencias. En el caso del uso de fotografías para cálculos y análisis estas deben cumplir ciertos requerimientos básicos de acuerdo al fin para el que se tomaron.

**Toma de fotografías** Para la interpretación final se utilizó un fotomosaico de alta resolución obtenido a partir de fotografías individuales tomadas en terreno. La generación de éste requiere ciertas precauciones. En primer lugar la pared de las trincheras no es totalmente vertical y sin irregularidades, lo que causa que entre la grilla y la superficie de la pared hayan distancias de hasta 20 cm de separación. Esto da como resultado problemas de paralaje que deben ser corregidos al procesar las fotografías. Además, estos problemas se ven acrecentados por la limitada distancia a la que nos encontramos de la pared al sacar las fotos.

Para minimizar estos problemas se deben tomar en cuenta los siguientes puntos:

- Enmarcar en cada foto un cuadrante de 1×1 m tratando de mantenerse a la mayor distancia posible.
- Intentar mantenerse a la misma distancia de la pared en todas las fotografías tomadas.
- En lo posible evitar tomar las fotografías en momentos donde la pared esté iluminada de manera no uniforme. Es recomendable tomar todas las fotografías cuando la pared se encuentra a la sombra para evitar brillos que escondan detalles.
- No utilizar lentes gran-angular pues generan distorsiones que no permiten el análisis posterior de las fotografías. Es recomendable usar lentes de altas distancias focales (i.e., usando zoom, dependiendo de la cámara y el lente)

Estas fotografías no permiten el uso de software para generar el fotomosaico pues falta información al no estar suficientemente traslapadas. Si se planea el uso de software en el futuro se deben tomar fotografías extras que rellenen los gaps de información. Estas pueden ser iguales en tamaño y área que capturan a las fotografías de cada cuadrante, pero enmarcando los cruces de las líneas, o pueden ser fotografías que abarquen un área mayor.

**Generación fotomosaico** Al generar un fotomosaico es importante mantener las proporciones de los objetos, para así poder tomar mediciones precisas (dentro de lo posible) y comparables. El método usado para esta tesis es totalmente manual, lo que lleva a que existan pequeñas distorsiones dentro de la imagen (~1-20 cm). Esto no impide el uso de estos fotomosaicos como herramientas para realizar el mapeo de unidades sedimentarias y estructuras. Hoy en día existen metodologías más aptas para este tipo de trabajos como se discute en las Recomendaciones (4.3).

Para generar los fotomosaicos se usó el programa Adobe *Photoshop CS6*, pero las siguientes instrucciones son válidas para la mayoría de softwares de manipulación de imágenes:

1. Activar la visualización de la grilla del software.
2. Cortar un cuadrado que enmarque la grilla puesta en terreno con un pequeño margen

alrededor.

3. Alinear la grilla de la fotografía con la grilla del software.
  - Hay que decidir el tamaño de la grilla del software a usar (ej., 3 cuadrados de software= 1 cuadrado de terreno)
  - En la mayoría de los softwares se puede alinear la esquina superior izquierda de la grilla de terreno y agrandar o disminuir el tamaño de la imagen desde la esquina opuesta, al mismo tiempo que se mantiene apretada la tecla “shift”. Esto es para mantener fija la esquina superior derecha.
4. En caso de ser necesario se puede transformar la imagen con procesos de deformación lineal, ya que esos preservan mejor las propiedades geométricas de la imagen. En el caso de Adobe Photoshop y otros programas hay que evitar la herramienta *Warp* (por lo general ubicada en *Edit* → *Transform*)
5. Una vez alineadas todas las imágenes es recomendable realizar la operación *Flatten Image* o equivalente, para unir las todas en una sola y luego hacer una autocorrección de brillo y contraste. Dependiendo de la iluminación en las fotos, la autocorrección puede entregar resultados insatisfactorios.

## 2.5. Dataciones OSL

### 2.5.1. Marco teórico

La técnica de datación de sedimentos por medio de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL por sus siglas en inglés) es una técnica relativamente joven descrita por primera vez por Huntley et al. (1985). La teoría se basa en principios similares a los que permiten la datación por termoluminiscencia (TL), la cual se aprovecha de las irregularidades en la estructura cristalina de ciertos minerales y su capacidad de atrapar electrones en ellas. Los minerales (por lo general cuarzo y feldespato) reciben radiación ionizante debido a los elementos radiactivos presentes a su alrededor de manera natural (U, Th y K principalmente), y radiación por rayos cósmicos. Esta radiación desplaza electrones ligados a la estructura cristalina, los que son atrapados en las irregularidades descritas anteriormente, también llamadas trampas de electrones.

Una vez atrapados, los electrones se quedan en las trampas hasta que el mineral es estimulado por calor o luz y son liberados. Desde el momento en que el mineral se “blanquea” y libera todos los electrones atrapados, si deja de estar expuesto a luz o calor, nuevamente se comienzan a acumular electrones en las trampas de la red cristalina. Este momento puede ser el último momento en que el mineral estuvo expuesto a una alta temperatura (como el proceso de cocción de cerámica) o a la luz solar (ver Figura 2.4).

En el laboratorio las muestras a datar son expuestas a calor en el caso de la TL y a luz en el caso de OSL, lo que estimula la liberación de los electrones atrapados. Algunos de estos electrones llegan a centros de luminiscencia y se produce la emisión de luz. La luz emitida es proporcional al tiempo total de exposición a radiación del mineral, luego mientras mayor

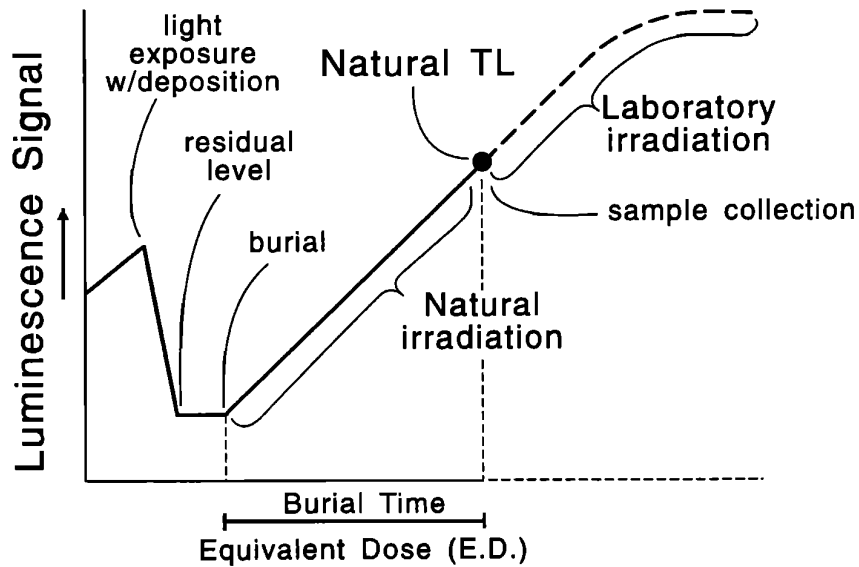


Figura 2.4: Diagrama de la evolución durante el ciclo geológico de sedimentos de la señal TL/OSL. La exposición a la luz de los sedimentos reduce la señal de luminiscencia a un nivel base residual. Desde el momento en que el sedimento es enterrado y deja de estar expuesto a la luz solar la señal aumenta constantemente. Extraído de Forman et al. (2000).

sea la señal lumínica más antiguo fue el evento de blanqueamiento. Hay que tener en cuenta que esta señal lumínica también estará influenciada por la cantidad de radiación natural que recibe anualmente, por esto es fundamental conocer la radiación que recibe la muestra in situ.

Los límites superiores e inferiores de edades a datar con esta técnica dependen de la cantidad de radiación que reciban los minerales, por que las trampas de electrones se saturan pasado cierta cantidad de tiempo. De esta manera sedimentos que están rodeados de pocas fuentes de radiación se pueden datar hasta unos  $\sim 500$  ka (Wintle, 2008), y nuevas técnicas pueden extender este límite hasta acercarse a  $\sim 800$  ka (Forman et al., 2000), mientras que sedimentos ubicados en zonas con una alta concentración de elementos radiactivos solo pueden datar eventos hasta unos  $\sim 300 - 400$  ka, pero entregan edades más precisas para eventos ocurridos hace menos de  $\sim 100$  ka (Wintle, 2008).

### 2.5.2. Toma de muestras

La selección de muestras para datar mediante OSL es importante pues los granos del sedimento deben haber sido totalmente blanqueados para obtener una edad fidedigna. Los sedimentos que cumplen mejor esta condición son sedimentos eólicos y lacustres o fluviales someros de grano fino a medio que fueron blanqueados durante su transporte previo a la depositación. Sedimentos que son malos candidatos para datar incluyen depósitos de avalanchas y flujos de detritos, así como de otros eventos rápidos y de corta duración que no exponen todas sus partículas a la luz solar.

Al momento de tomar muestras para datar mediante OSL es importante que estas estén unos  $\sim 50$  cm bajo la superficie actual para minimizar el efecto de la radiación por rayos cósmicos, y que no sean alcanzadas por luz, ya que unos segundos de exposición pueden

blanquear la muestra y rejuvenecerla.

Dependiendo del material a datar se utiliza un tubo de PVC o cobre de que se tapa en uno de sus extremos (en el caso del tubo de pvc con cinta de ductos y en el caso de los tubos de cobre con una tapa de metal). Una vez elegido el material a muestrear se martilla el tubo contra el estrato con un martillo de goma, para enterrarlo y rellenar el tubo con material para la datación. Es de suma importancia que el material al interior del tubo no tenga contacto con la luz.

Es importante tomar las muestras por lo menos a 30 cm de distancia de grandes bloques y de la superficie para evitar inhomogeneidades en la radiación recibida. Junto con las muestras en los tubos se deben tomar unos 500 a 900 gr de la pared alrededor de donde se tomó la muestra. Esta muestra de sedimento servirá para determinar la tasa de radiación natural alrededor de la muestra.

En este trabajo se usarán las edades reportadas por (Vargas et al., 2014) (Tabla 2.5)

**Table DR3: Optically stimulated luminescence (OSL) ages and associated data for offset sediments San Ramon Fault, Chile**

Field Number	Laboratory Number	Fraction (microns)/ aliquots	Method and mineralogy <sup>a</sup>	Equivalent dose (Grays)	U (ppm) <sup>b</sup>	Th (ppm) <sup>b</sup>	K (% <sup>b</sup> )	Alpha efficiency value $\alpha$ / (overdispersion) <sup>d</sup>	Cosmic dose (Grays/ka) <sup>e</sup>	Dose rate (Grays/ka) <sup>f</sup>	OSL age (yr) <sup>g</sup>
OSL 5	UIC3162	4-11	MAR, quartz	20.45 ± 1.23	1.0 ± 0.1	3.2 ± 0.1	0.87 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.20 ± 0.02	2.25 ± 0.13	9080 ± 590
OSL 14	UIC3364	63-100	MAR, quartz	39.48 ± 2.45	1.8 ± 0.1	6.2 ± 0.1	1.57 ± 0.02	N/A	0.18 ± 0.02	2.28 ± 0.11	17,270 ± 975
OSL 17	UIC3368	63-100	MAR, quartz	41.26 ± 2.68	1.6 ± 0.1	5.9 ± 0.1	1.24 ± 0.02	N/A	0.12 ± 0.01	2.10 ± 0.10	19,630 ± 1120
OSL 24	UIC3365	100-150	MAR, quartz	17.90 ± 1.16	1.6 ± 0.1	5.9 ± 0.1	1.29 ± 0.01	N/A	0.16 ± 0.02	2.12 ± 0.10	8430 ± 480
OSL 24A	UIC3375	63-100	MAR, quartz	41.89 ± 2.70	1.6 ± 0.1	5.7 ± 0.1	1.24 ± 0.01	N/A	0.18 ± 0.02	2.14 ± 0.10	19,530 ± 1095
OSL 26B	UIC3373	63-100	MAR, quartz	39.08 ± 2.40	0.8 ± 0.1	3.0 ± 0.1	1.30 ± 0.01	N/A	0.18 ± 0.02	1.81 ± 0.09	21,580 ± 1370
OSL 27	UIC3372	63-100	MAR, quartz	28.56 ± 1.67	3.4 ± 0.1	12.2 ± 0.1	1.33 ± 0.01	N/A	0.16 ± 0.02	3.12 ± 0.15	9140 ± 470
OSL27	UIC3372SAR	63-100/29	SAR, quartz	28.59 ± 1.19	3.4 ± 0.1	12.2 ± 0.1	1.33 ± 0.01	(11 ± 2)	0.16 ± 0.02	3.12 ± 0.15	9155 ± 605
OSL 25A	UIC3374	63-100	MAR, quartz	42.21 ± 2.75	1.6 ± 0.1	5.8 ± 0.1	1.45 ± 0.01	N/A	0.18 ± 0.02	2.12 ± 0.10	19,880 ± 1110

Figura 2.5: Edades OSl reportadas en (Vargas et al., 2014).

## 2.6. Datación de $^{14}\text{C}$

Las dataciones por carbono-14 ( $^{14}\text{C}$ ) o radiocarbono son ampliamente usadas en estudios del Cuaternario tardío y el Holoceno, para los cuales ha demostrado ser la técnica más versátil y confiable existente. La técnica fue desarrollada post Segunda Guerra Mundial por Libby (1946) y trabajos posteriores, y es resumida a continuación.

El radiocarbono es un isótopo del carbono que es inestable y ligeramente radioactivo, siendo los isótopos estables el carbono-12 y el carbono-13. El carbono-14 se está formando constantemente en la atmósfera superior por el efecto de rayos cósmicos de neutrones sobre átomos de nitrógeno-14. Este carbono es rápidamente oxidado en el aire y forma dióxido de carbono que ingresa al ciclo global del carbono. Las plantas y animales asimilan este carbono-14 mientras viven a través de la fotosíntesis, respiración y alimentación. Cuando mueren el intercambio de  $^{14}\text{C}$  se detiene y este comienza a decaer, y tras 5730 años la mitad del carbono-14 habrá decaído (originalmente se calculó la vida media como 5568 años, por esto los laboratorios siguen dando resultados con esa vida media para que las dataciones previas a esta nueva vida media sean comparables). Así la datación por radiocarbono es básicamente un método para medir la radioactividad residual. Al conocer la cantidad de carbono-14 residual que se encuentra en una muestra se puede saber hace cuanto tiempo pereció el organismo.

Hay 3 métodos principales para medir el carbono-14 de una muestra, siendo el de espectrometría de acelerador de masa (AMS por sus siglas en inglés) el usado en las muestras de este estudio. El AMS consiste en acelerar los iones a energías cinéticas extraordinariamente altas para luego hacer el análisis de masa. Las muestras que se necesitan son muy pequeñas, pero previamente deben ser convertidas en grafito por el laboratorio. Este método no solo mide la cantidad de carbono-14 en la muestra, sino que mide además las cantidades de carbono-12 y carbono-13.

En este trabajo se usarán las edades reportadas por (Vargas et al., 2014) (Tabla 2.6)

**Table DR1. Radiocarbon results from organic matter in sediments.** Calibrated ages from Stuiver and Reimer (1993) and Reimer et al. (2009).

Sample	Lab. #	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional $^{14}\text{C}$ age (yr B.P.)	$\pm$ (yr)	$2\sigma$ Cal. age range (yr B.P.; cal. range probability)	Mean Cal. age (yr B.P.)
C01	Beta307135	-24,1	7600	40	8343-8457 (0.98)	8400
C02	Beta307136	-24,1	14030	50	16841-17259 (0.91)	17050
C06	Beta307137	-24,0	15820	60	18779-19328 (1)	19054
C08	Beta307138	-24,9	18240	70	21460-22127 (1)	21794
C09	Beta307139	-24,2	7640	40	8381-8484 (0.85)	8433

Figura 2.6: Edades  $^{14}\text{C}$  reportadas por (Vargas et al., 2014). Las edades calibradas son reportadas según (Reimer et al., 2009; Stuiver & Reimer, 1993)

## 2.7. Coeficientes de difusión

### 2.7.1. Marco teórico

La modelación de escarpes con métodos numéricos se ha aplicado exitosamente a escarpes de falla y otras irregularidades del paisaje, como por ejemplo, laderas, terrazas fluviales, conos de cenizas y sistemas fluviales. Se basa en que las partículas se desplazarán de una zona de mayor energía a una de menor energía a lo largo del tiempo. Para esto se usa la conocida ecuación de difusión que se usa para modelar en intercambio de calor o la dispersión de partículas en el ambiente. En el caso del calor, el flujo de calor es proporcional a la tasa de cambio de calor espacialmente, y en el caso de un escarpe, el flujo de sedimentos es proporcional a la tasa de cambio de elevación, es decir la pendiente. De forma general podemos escribir como Carretier et al. (2002a):

$$q = K \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.1)$$

o,

$$q = KS \quad (2.2)$$

Donde  $K$  es una constante llamada difusividad o constante de difusión, y el último elemento  $S$  es la pendiente del escarpe. Además sabemos que la cantidad de sedimento transportado va

a determinar el cambio de elevación de un área determinada de la sección. La ecuación que describe este cambio de altura es:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{-\partial q}{\partial x} \quad (2.3)$$

Al combinar la ecuación 2.1 con la ecuación 2.3 obtenemos la ecuación de difusión:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (2.4)$$

Es importante notar que estamos usando la ecuación en su forma de dos dimensiones,  $x$  e  $y$ .

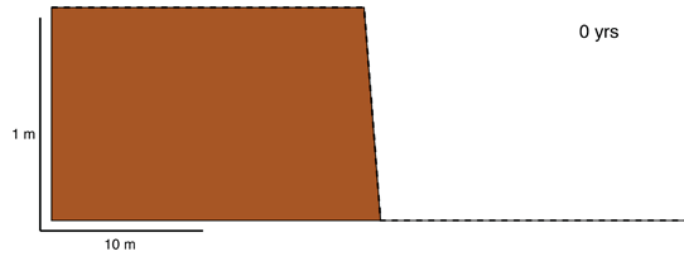
Si se conoce  $K$ , se tiene la información de elevación del perfil en la actualidad, y se conocen luego las condiciones iniciales del escarpe (pendiente regional y pendiente local del escarpe), se puede calcular cuánto tiempo se necesitó para obtener la forma del escarpe presente hoy en día (para el proceso inverso de modelar un escarpe ver Figura 2.7).

En general hay que tener cuidado al usar la ecuación de difusión para modelar escarpes y pendientes, pues se deben cumplir las siguientes suposiciones (e.g. Andrews & Hanks, 1985; Arrowsmith et al., 1996; Hanks et al., 1984):

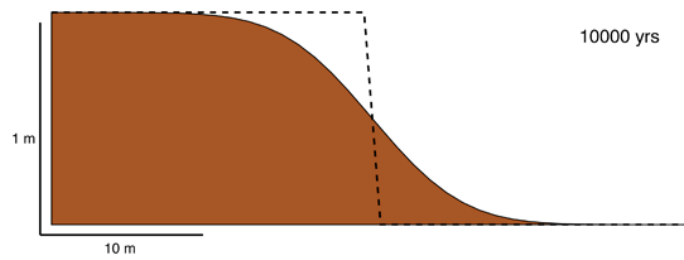
1. El volumen transportado se conserva, es decir, no hay pérdida de material y las partículas aunque se movilizan, se mantienen dentro de la extensión del perfil
2. El escarpe es unidimensional, es decir, la elevación ( $h$ ) depende solo de una coordenada espacial ( $x$ ) y del tiempo ( $t$ )
3. La escala de largo plazo no toma en cuenta los procesos erosivos de corto plazo
4. Las partículas se mueven lentamente ladera abajo por la superficie, en la escala de tiempo en que la superficie está cambiando
5. El desplazamiento de partículas dentro del perfil estará limitado por el transporte y no por la erosión (i.e. no hay que erosionar roca caja para que el escarpe siga evolucionando)
6. Las partículas se mantienen dentro de los límites del perfil del escarpe
7. La pendiente máxima estará limitada por el ángulo de fricción del material

A partir de la ecuación 2.4 se pueden derivar otros modelos de erosión que dan lugar a distintas formas de entender los procesos erosivos. En Carretier et al. (2002a) se hace una comparación de distintos modelos para datar escarpes geomorfológicamente, y se describen tres de ellos:

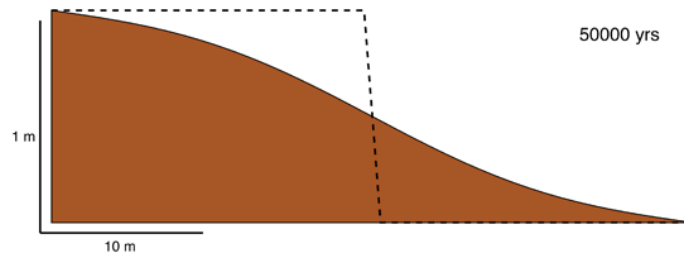
1. Continuous Uplift (CU)



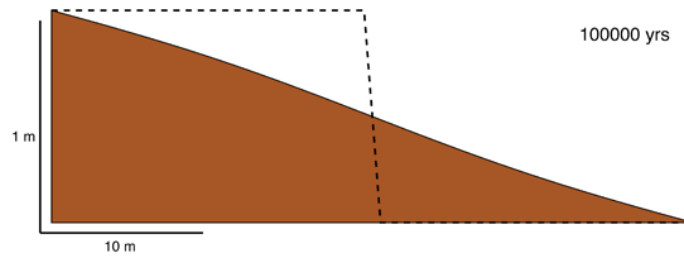
(a) Estado inicial del escarpe, con  $t = 0$  años



(b) Estado con  $t = 10000$  años



(c) Estado con  $t = 50000$  años



(d) Estado con  $t = 100000$  años

Figura 2.7: Evolución de un escarpe a lo largo del tiempo, siguiendo un modelo de difusión de escarpes simple. Gráficos creados con el código Matlab de Arrowsmith (2001). Modificado de Sylvester (2009)

2. Incremental Uplift (IU)
3. One Event (OE)

### Continuous Uplift Model (CU)

Este modelo fue propuesto por Hanks et al. (1984) al agregar un término extra para una tasa de alzamiento  $U$ . Las suposiciones básicas para este modelo son:

1. Falla planar que no se traslada en el tiempo
2. Falla vertical
3. Alzamiento continuo y constante en el tiempo
4. No hay colapso gravitacional del escarpe

La ecuación básica que describe a este modelo es:

$$\frac{\partial h}{\partial t} - K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{U}{2} \text{sign}(x) \quad (2.5)$$

Y si se integra para las condiciones iniciales  $h(x = 0, t = 0) = 0$  obtenemos:

$$h_{CU}(x, t) = \frac{U}{2} t \text{erf} \left( \frac{x}{2\sqrt{\tau}} \right) + \frac{U}{2K} \left[ \text{erf} \left( \frac{x}{2\sqrt{\tau}} \right) - \text{sign}(x) \right] + \frac{U}{K} \sqrt{\frac{\tau}{\pi}} \exp \left( \frac{-x^2}{4\tau} \right) + xb \quad (2.6)$$

En donde  $b$  es la pendiente regional y  $\tau = Kt$ .

### Incremental Uplift Model (IU)

A partir de la ecuación 2.4 se puede derivar  $h_{IU}(x, t)$  para el caso de una falla vertical inicial y un número  $N$  de eventos:

$$h_{IU} \left( x, \tau = \sum_{i=1}^N \Delta\tau_i \right) = \sum_{i=1}^N \left( \frac{dh}{2} \right)_i + \sum_{i=1}^N \left( \frac{dh}{2} \right)_i \text{erf} \left[ \frac{x + \sum_{k=1}^i \Delta x_K}{2\sqrt{\sum_{k=1}^i \Delta\tau_K}} \right] + xb \quad (2.7)$$

con  $\Delta x_1 = 0$ , donde  $\left( \frac{dh}{2} \right)_i$  es la mitad del desplazamiento asociado al evento  $i$ ,  $\Delta x_i$  es la distancia horizontal entre dos fallas sucesivas, y  $\Delta\tau_i = K\Delta\tau_i$  es el coeficiente de degradación entre dos eventos sucesivos  $i$  e  $i + 1$ . En el caso que se asuman parámetros constantes ( $\left( \frac{dh}{2} \right)_i = \frac{dh}{2}$ ,  $\Delta x_i = \Delta x$ ,  $\Delta\tau_i = \Delta\tau$ ), obtenemos la siguiente ecuación:



$$h_{IU}(x, \tau = N\Delta\tau) = N\frac{dh}{2} + \frac{dh}{2} \sum_{i=1}^N \operatorname{erf} \left[ \frac{x + (N-i)\Delta x}{2\sqrt{i\Delta\tau}} \right] + xb \quad (2.8)$$

En esta ecuación (2.8) los valores positivos de  $\Delta x$  corresponden a avances de la falla, mientras que valores negativos indican retrocesos de la falla.

Para que la ecuación 2.8 sea válida, las siguientes suposiciones deben cumplirse:

1. Falla planar
2. Falla vertical que puede trasladarse en cada evento
3. El alzamiento es discreto y corresponde a una sucesión de desplazamientos incrementales
4. No hay colapso gravitacional del escarpe

### **One Event Model (OE)**

Este modelo es un caso especial de un Modelo Numérico desarrollado por Carretier et al. (2002a), Carretier et al. (2002b), para el que se consideran las siguientes suposiciones básicas:

1. Falla planar
2. Falla vertical
3. El desplazamiento que genera el escarpe es discreto
4. Hay colapso gravitacional del escarpe

En el programa DATE usado para modelar los perfiles está implementada la Ecuación 2.9, en donde se usan los siguientes parámetros:

- a* La mitad del offset
- b* Pendiente regional
- c* Pendiente inicial del escarpe

$$h_{OE}() = 0,5 \operatorname{erf} \left( \frac{p}{2\sqrt{\tau}} \right) (a + bx - xc) + 0,5 \operatorname{erf} \left( \frac{q}{2\sqrt{\tau}} \right) (a - bx + xc) \\ + \exp(-p \cdot p) \frac{\sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi}} (b - c) + \exp(-q \cdot q) \frac{\sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi}} (c - b)$$

en donde (2.9)

$$p = x - \frac{a}{c - b}$$

$$q = x + \frac{a}{b - c}$$

$$\tau = Kt$$

### 2.7.2. Cálculo de los Coeficientes de Difusión

El cálculo de los coeficientes de difusión se lleva a cabo usando un programa o rutina computacional, que puede usar distintas técnicas numéricas para llegar a un resultado. En el caso de esta tesis se a usado el programa DATE proporcionado por Sebastien Carretier (para el código y su manual ver, Apéndice C).

Este programa hace uso de las fórmulas descritas en la sección anterior, junto con el método de inversión que minimiza la media cuadrática (RMS por sus siglas en inglés, Ecuación 2.10) de la diferencia entre el perfil modelado y el perfil real.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (h_{modelado}(x_j) - h_{real}(x_j))^2} \quad (2.10)$$

Los parámetros de entrada al programa son:

**Perfil** Datos de elevación del perfil en metros (para un evento)

**Pendiente regional** La pendiente del área en la que se emplaza el escarpe.

**Pendiente del escarpe** Pendiente del escarpe tras el colapso gravitacional del mismo. Se usa solo en el caso del modelo One Event

De todos estos parámetros el único que hay que estimar es la pendiente del escarpe tras el colapso gravitacional. Se a tomado una pendiente de 33 grados para modelar los perfiles, puesto que es un ángulo de reposo genérico para sedimentos no consolidados.

Otro parámetro que hay que analizar con cuidado es la pendiente regional. No es extraño encontrar casos en los que la pendiente regional en el bloque colgante difiere de la pendiente regional del bloque yacente. Esta discrepancia causa errores en el modelo, ya que el cálculo de RMS es afectado negativamente. Una forma de lidiar con esto es calcular dos veces el modelo para un perfil de pendientes regionales dispares. Con esos resultados se tiene una cota mayor y menor para los valores de  $\tau$  en ese perfil.

Para todos los perfiles disponibles se calculará un coeficiente de difusión con los tres modelos descritos y de acuerdo a los resultados e incertidumbres se elegirá uno como el modelo correcto para aplicar en este caso de estudio.

El resultado de cada modelo será el mejor valor calculado para  $\tau$  y su incertidumbre (elegida como  $\tau$  mayor y menor según la  $RMS \pm 5cm$  de la  $RMS$  del mejor  $\tau$ ; Figura 3.5). Una vez obtenido  $\tau$ , el cálculo del coeficiente de difusión  $K$  solo se lleva a cabo usando la definición que usamos para la ecuación 2.6. Así es como obtenemos que:

$$K = \frac{\tau}{t} \quad (2.11)$$

En donde  $t$  es la edad del escarpe en  $ka$  (miles de años). La edad que se usa para calcular los coeficientes de difusión se obtiene a partir de las dataciones realizadas en el escarpe.

# Capítulo 3

## Resultados

### 3.1. Interpretación Trincheras

Se mapearon dos trincheras ubicadas en las cercanías de la entrada a la Quebrada de Macul.

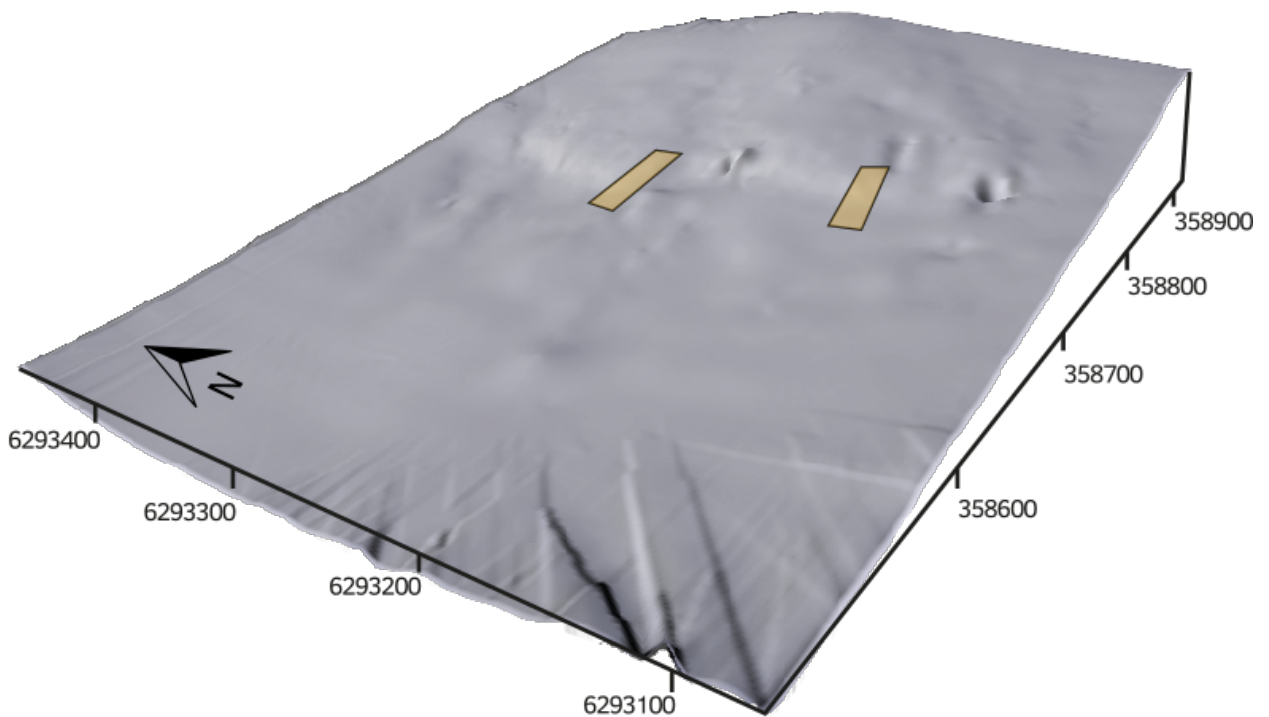


Figura 3.1: Ubicación de las dos trincheras estudiadas. Relieve generado a partir del DEM de alta resolución generado a partir de los datos de GPS diferencial

### 3.1.1. Trinchera norte

En esta trinchera se mapearon las dos caras expuestas por la excavación. Los resultados de este mapeo son tres:

1. Fotomosaico de la Pared Sur de 25 m de largo por 3 m de ancho y 5 m de alto<sup>1</sup>
2. Mapeo de clastos<sup>2</sup>
3. Mapeo e interpretación de unidades sedimentarias y estructuras

El mosaico de la Pared Norte fue generado y publicado por Vargas et al. (2014).

---

<sup>1</sup>Ver en Apéndice A

<sup>2</sup>Ver en Apéndice A

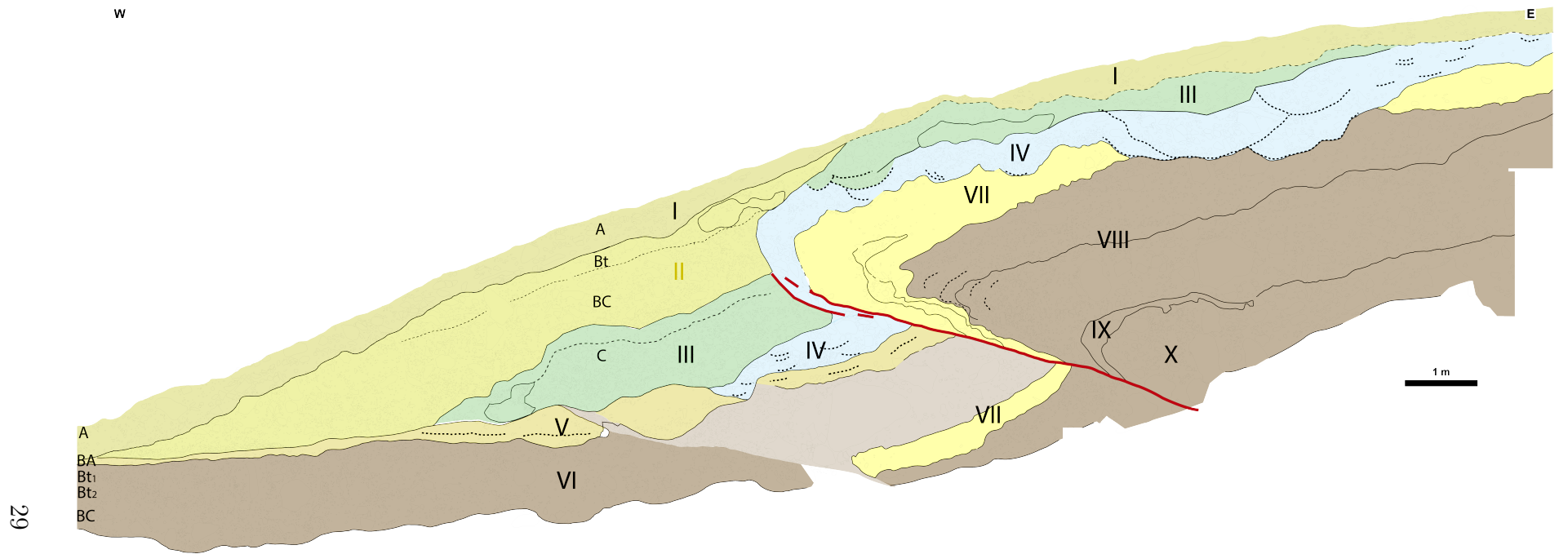


Figura 3.2: Interpretación de la pared norte de la trinchera norte. Ver texto para descripción de unidades sedimentarias (Sección 3.1.1)

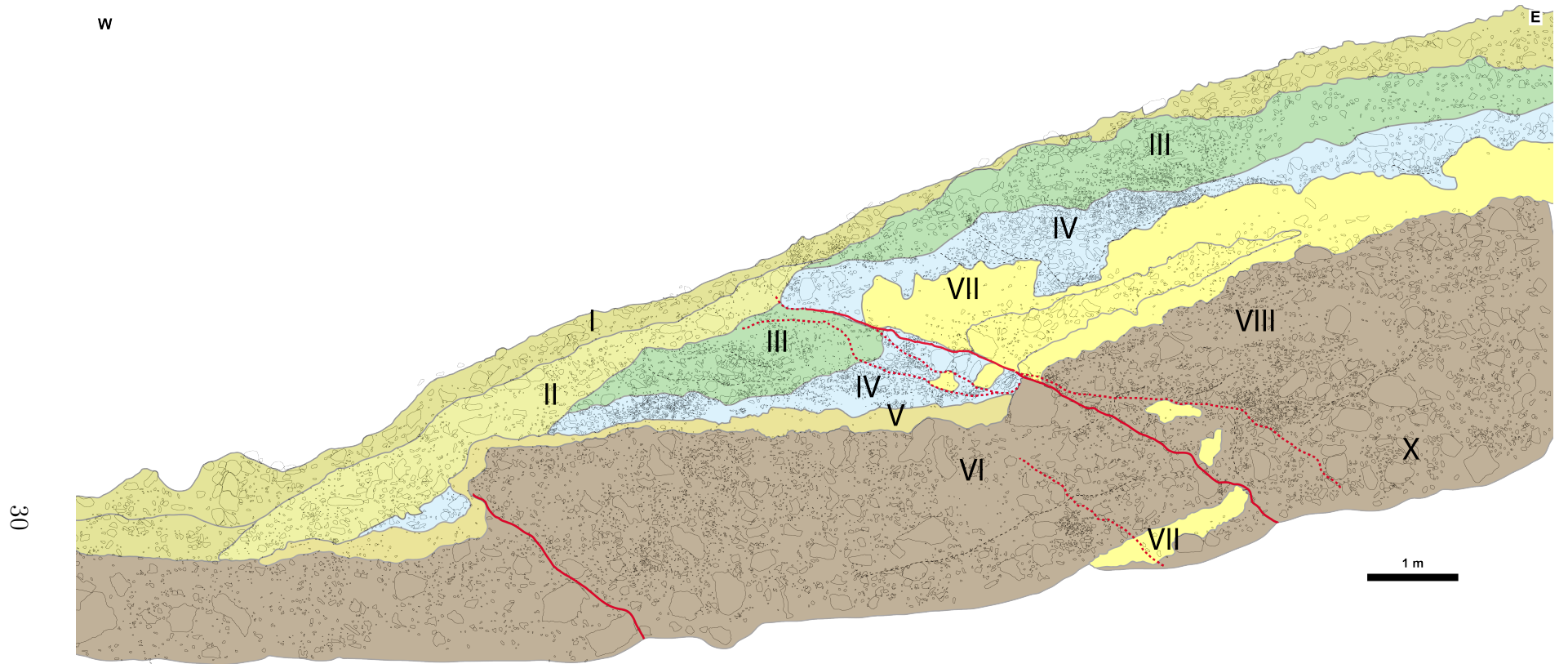


Figura 3.3: Interpretación de la pared sur de la trinchera norte. Ver texto para descripción de unidades sedimentarias (Sección 3.1.1)

## Unidades sedimentarias

Las unidades afectadas por la Falla San Ramón y expuestas en la trinchera son depósitos no consolidados típicos de abanicos aluviales. Se ha tomado como referencia la clasificación de Vargas et al. (2014). Estos pueden ser clasificados en dos grandes grupos:

1. Depósitos masivos mal clasificados, con una matriz de grano tamaño arcilla a grava, con guijarros (64-256 mm) y bloques (256-1000 mm) en su mayoría angulosos y no muy redondeados. Son depósitos de flujos de detritos o canales fluviales coherentes con el contexto de piedemonte en que se emplazan.
2. Depósitos de grano fino, bien clasificados, ricos en limo. Probablemente de origen eólico.

Las siguientes unidades sedimentarias están presentes en el perfil:

**Unidad I** (Depósito masivo mal clasificado) Es la unidad superior y el actual suelo de la zona. Tiene un espesor promedio de 10 a 50 cm.

**Unidad II** (Depósito masivo mal clasificado) Puede contener parte de la Unidad III, ya que es la cuña coluvial de un evento sísmico posterior a esta unidad. Por ser la cuña coluvial solo se encuentra al oeste de la traza de la falla en superficie. Tiene un espesor de 1 m que solo disminuye en sus extremos este y oeste, donde se encuentra en onlap con las unidades inferiores.

**Unidad III** (Depósito masivo mal clasificado) Se observa a ambos lados de la falla, pero en el sector este se encuentra erosionado y su espesor es casi de la mitad del encontrado al oeste de la falla. Este material faltante es parte de la Unidad II. En algunos sectores está en contacto discordante con la Unidad IV, a la cual erosiona y rellena. La falla la corta y deforma ligeramente.

**Unidad IV** (Depósito masivo mal clasificado) Unidad que se encuentra muy deformada por efecto de la falla. Es erosionada en sectores por la Unidad III y a su vez erosiona a las unidades VII y VIII. Presenta estructuras internas de paleocanales, y los más grandes son los que erosionan por completo la Unidad VII y permiten que entre en contacto con la Unidad VIII.

**Unidad V** (Depósito de grano fino) Su granulometría, textura y composición indican que se trata de material retrabajado de la Unidad VII por procesos coluviales. Su espesor máximo es de unos 40 cm, el que disminuye de este a oeste hasta uniformarse y aparecer más allá del escarpe y las Unidades I, II y III como el suelo actual.

**Unidades VI, VIII, IX, X** (Depósito masivo mal clasificado) Todas estas unidades comparten características de composición, estructura interna, matriz y clastos, siendo la única manera de separarlas la presencia de un casi imperceptible paleosuelo. Todas ellas se encuentran bajo la Unidad VII, menos la Unidad VI que subyace a la Unidad V.

**Unidad VII** (Depósito de grano fino) Estrato de espesor muy variable, que presenta un espesor máximo de aproximadamente 1 m en el bloque colgante, pero solo de unos 20-30 cm en el bloque yacente. Está compuesto en su mayoría por limo lo que la hace una unidad bien clasificada, aunque se reconoce una subunidad en la zona cercana a la



falla donde hay una mayor concentración de clastos (que no se aprecian en el resto del estrato). Se interpreta como una unidad de origen eólico.

## **Estructuras**

Se aprecian dos sets de estructuras, unas que dan origen al escarpe principal y son las que generan el mayor desplazamiento, y una estructura menor ubicada ~7 m al oeste de este escarpe.

La estructura del escarpe principal corta a todas las unidades menos a la cuña coluvial y al suelo (Unidades I y II), y tiene un desplazamiento medio de 9.7+-1.2 m (Vargas et al. (2014), Tabla 3.1). A partir de las unidades cortadas y sus relaciones de contacto se interpreta que esta falla fue activada por lo menos dos veces, dando origen a los eventos E1 y E2 ((Vargas et al., 2014)).

La estructura menor solo genera un pequeño escarpe de un metro de altura, y no corta ninguna unidad sedimentaria, solo generando plegamiento en las unidades afectadas (Tabla 3.1).

### **3.1.2. Trinchera sur**

En la trinchera sur solo se mapeo la pared norte debido a la mala exposición de las unidades en la pared sur. Los resultados de este mapeo son:

1. Fotomosaico de la Pared Norte de 28 m de largo por 3 m de ancho y hasta 5 m de alto<sup>3</sup>
2. Mapeo de clastos<sup>4</sup>
3. Mapeo e interpretación de unidades sedimentarias y estructuras

---

<sup>3</sup>Ver en Apéndice A

<sup>4</sup>Ver en Apéndice A

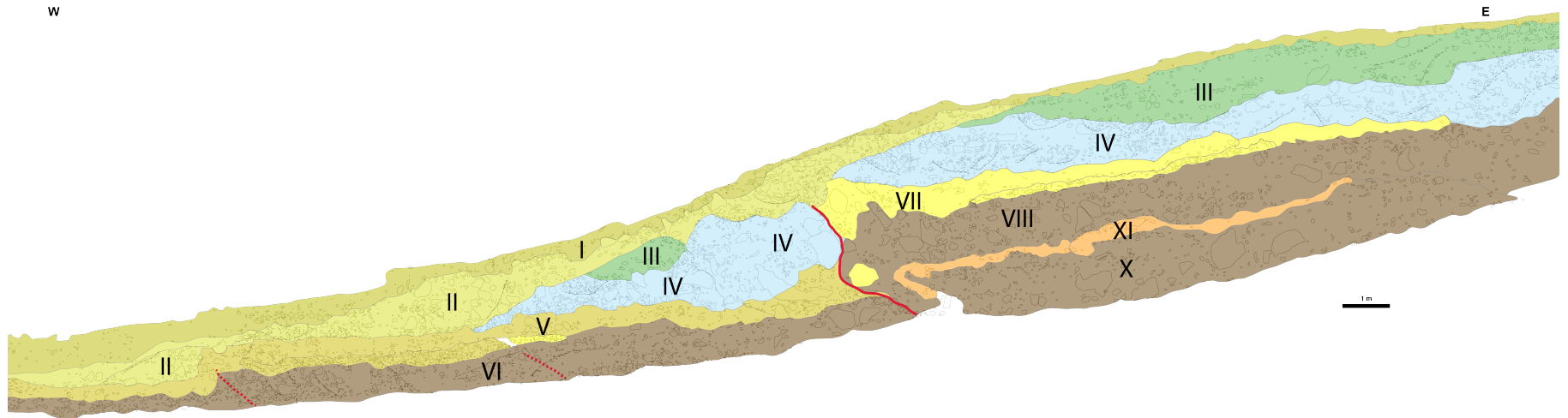


Figura 3.4: Mosaico e interpretación de la pared norte de la trinchera sur. Ver texto para descripción de unidades sedimentarias (Sección 3.1.1 y 3.1.2)

Tabla 3.1: Parámetros de las estructuras caracterizadas en las trincheras.

Perfil	Estructura	Desplazamiento medido	Desplazamiento reconstituido	Manteo aparente	Dir Perfil	Rumbo	Manteo real
Trinchera Sur	FP1	>1.8m	-	32.5	84	9.2 W	32.3
Pared Norte	SP1	<1m	-	39.7	84	9.2 W	39.5
Trinchera Norte	FP1	>2.61m	9.7+-1.2m	17.8	90.7	7.4 E	17.7
Pared Norte	SP1	<0.2m	-	47.3	90.7	7.4 E	47.1
Trinchera Norte	FP1	>2.73m	-	29.2	90.7	7.4 E	28.3
Pared Sur	SP1	<1.42m	-	39.9	90.7	7.4 E	38.9

## Unidades sedimentarias

Las Unidades sedimentarias presentes en esta trinchera son equivalentes a las encontradas en la trinchera norte desde la Unidad I a la Unidad X. Adicionalmente, en esta trinchera se identificó una unidad de grano fino, definida como Unidad XI, de poca potencia y probables variaciones laterales.

**Unidad XI** (Depósito de grano fino) Estrato delgado, de espesor constante entre 20 y 30 cm. Es una unidad bien clasificada, probablemente de origen eólico y similar a la Unidad VII en cuanto a composición. Solo se observa en el bloque colgante, se pliega en la falla y no es posible encontrarlo en el bloque yacente.

## Estructuras

En esta trinchera encontramos similares grupos de estructuras que en la trinchera norte, pero con algunas diferencias.

La estructura generadora del escarpe principal afecta a todas las unidades presentes, menos a la cuña coluvial y al suelo (Unidades I y II). Pero se diferencia de la trinchera norte en que las unidades superiores no son cortadas limpiamente por la falla, y estas se rotan y mezclan entre si.

También está presente la estructura menor al oeste de la traza principal de la falla, aunque acá se puede reconocer en dos formas, como una zona de cizalle que imbrica clastos en la dirección del movimiento, pero que no genera mayores desplazamientos. Y en un escarpe pequeño, <1 m de altura, que al igual que en el norte no genera cortes en las unidades pero si deformación.

El desplazamiento de los eventos E1 y E2 no es claro en esta sección interpretada. Esto se debe a que a pesar de encontrar la Unidad VII en el bloque colgante, no es posible encontrar esta unidad en el bloque yacente. Tomando en cuenta la Unidad IV como una unidad presente en ambos bloques, se mide un desplazamiento mínimo de  $\sim 1,8$  m para el evento E2.

## 3.2. Coeficientes de difusión

Se calcularon coeficientes de difusión para 3 perfiles en el área de estudio usando el programa DATE (Apéndice C). Los parámetros que se usaron para cada perfil se encuentran en el

Anexo B. Además se usan los resultados obtenidos por Rauld (2011) en estos mismos perfiles como una forma de comparar el comportamiento de los modelos para distintos parámetros de entrada.

La edad a usar para calcular el coeficiente de difusión en el área es de 8.4 ka. Esta edad es obtenida a partir de las edades  $^{14}\text{C}$  que tienen una desviación estándar menor a las obtenidas por OSL, y se encuentra dentro del rango de error de estas últimas (ver Repositorio de Datos de Vargas et al. (2014)). El promedio de las edades  $^{14}\text{C}$  para el evento E2 da una edad de  $8417 \pm 80$  yrs BP (usando la desviación estándar como método de medida de la incertidumbre), que puede ser expresado como 8.4 ka, ya que una posición decimal es una cifra significativa para el método de datación con coeficientes de difusión, y la incertidumbre asociada a esta edad calculada, es despreciable.

Usando esta edad, es posible calcular un coeficiente de difusión  $K$  para cada perfil a partir de  $\tau$  usando la relación  $K = \frac{\tau}{t}$  (Ecuación 2.11), con  $t = 8,4$  ka. Como se aprecia en las Tablas 3.2, 3.3 y 3.4 los valores de  $\tau$  obtenidos son del mismo orden de magnitud que los obtenidos por Rauld (2011). A partir de estos datos obtenemos un valor de  $K$  igual a  $4.17 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  con el modelo de Continuous Uplift;  $K$  es  $6.60 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  con el modelo de Incremental Uplift; y  $K$  es  $0.64 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  usando el modelo One Event.

### 3.2.1. Modelo Continuous Uplift (CU)

Para el modelo de alzamiento continuo (CU) se obtienen cinco valores, uno para el Perfil 1 y dos para cada uno de los Perfiles 2 y 3, un valor para un modelo de la sección superior y uno para la sección inferior de estos perfiles. Además se presentan los valores obtenidos por (Rauld, 2011). El valor promedio de todas estos resultados da un coeficiente de difusión  $K$  de  $4.17 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Tabla 3.2 y en la Figura 3.5.

Tabla 3.2: Resumen del cálculo de coeficientes de difusión  $K$  para los perfiles de la zona de estudio usando el modelo Continuous Uplift. El tiempo usado para calcular  $K$  es de  $t = 8,4$  ka. P1, P2, P3: Perfil usado para modelar; R: Valor calculado por Rauld (2011); CU: modelo Continuos Uplift; IU: modelo Incremental Uplift; OE: modelo One Event; S: modelo superior; I: modelo inferior

Perfil	Modelo	$\tau$	$\tau_{min}$	$\tau_{max}$	$K$	$K_{min}$	$K_{max}$
P1	CU	33	17	64	3,93	2,02	7,62
P1R	CU	22	10,8	47,6	2,62	1,29	5,67
P2R	CU	17	6,43	39	2,02	0,77	4,64
P3R	CU	13,5	1,75	61	1,61	0,21	7,26
P2	CUI	39	28	53	4,64	3,33	6,31
P3	CUI	32	16,5	55,5	3,81	1,96	6,61
P2	CUS	64	45	92	7,62	5,36	10,95
P3	CUS	60	33	103,5	7,14	3,93	12,32
	Promedio				4,17	2,36	7,67

### 3.2.2. Modelo Incremental Uplift (IU)

Para el modelo de alzamiento incremental (IU) se obtienen cinco valores, uno para el Perfil 1 y dos para cada uno de los Perfiles 2 y 3, un valor para un modelo de la sección superior y uno para la sección inferior de estos perfiles. El valor promedio de todos estos resultados da un coeficiente de difusión  $K$  de  $6.6 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Tabla 3.3 y en la Figura 3.6.

Tabla 3.3: Resumen del cálculo de coeficientes de difusión  $K$  para los perfiles de la zona de estudio usando el modelo Incremental Uplift. El tiempo usado para calcular  $K$  es de  $t = 8,4 \text{ ka}$ . P1, P2, P3: Perfil usado para modelar; CU: modelo Continuos Uplift; IU: modelo Incremental Uplift; OE: modelo One Event; S: modelo superior; I: modelo inferior

Perfil	Modelo	$\tau$	$\tau_{min}$	$\tau_{max}$	$K$	$K_{min}$	$K_{max}$
P1	IU	116	74	184	13,81	8,81	21,9
P2	IUI	18	12	26,4	2,14	1,43	3,14
P3	IUI						
P2	IUS	32,4	22,8	46,8	3,86	2,71	5,57
P3	IUS						
	Promedio				6,6	4,32	10,21

### 3.2.3. Modelo One Event (OE)

Para el modelo de un evento (OE) se obtienen cinco valores, uno para el Perfil 1 y dos para cada uno de los Perfiles 2 y 3, un valor para un modelo de la sección superior y uno para la sección inferior de estos perfiles. Además se presentan los valores obtenidos por (Rauld, 2011). El valor promedio de todos estos resultados da un coeficiente de difusión  $K$  de  $0.64 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ . Los resultados se presentan en la Tabla 3.4 y en la Figura 3.7.

Tabla 3.4: Resumen del cálculo de coeficientes de difusión  $K$  para los perfiles de la zona de estudio usando el modelo One Event. El tiempo usado para calcular  $K$  es de  $t = 8,4 \text{ ka}$ . P1, P2, P3: Perfil usado para modelar; R: Valor calculado por Rauld (2011); CU: modelo Continuos Uplift; IU: modelo Incremental Uplift; OE: modelo One Event; S: modelo superior; I: modelo inferior

Perfil	Modelo	$\tau$	$\tau_{min}$	$\tau_{max}$	$K$	$K_{min}$	$K_{max}$
P1	OE	4	0,5	16,5	0,48	0,06	1,96
P1R	OE	8,5	3,75	18	1,01	0,45	2,14
P2R	OE	6,75	3,87	11,62	0,8	0,46	1,38
P3R	OE	5,5	1,8	12,75	0,65	0,21	1,52
P2	OEI	1	0,5	9	0,12	0,06	1,07
P3	OEI	2,5	0,5	13	0,3	0,06	1,55
P2	OES	5	0,5	22	0,6	0,06	2,62
P3	OES	9,5	0,5	29	1,13	0,06	3,45
	Promedio				0,64	0,18	1,96

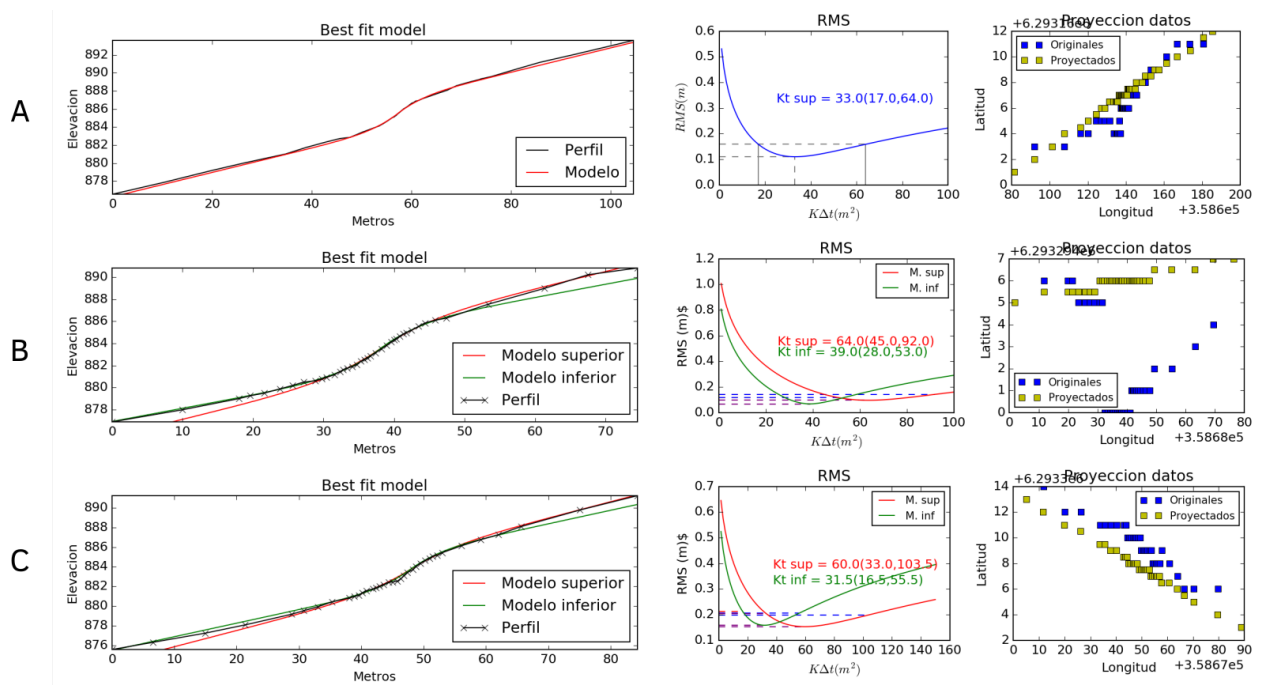


Figura 3.5: Resultados modelo Alzamiento Continuo. A: Perfil 1, B: Perfil 2, C: Perfil 3. Se muestra en los recuadros a la izquierda el perfil original con una línea negra, y los perfiles modelados en rojo y verde. En el recuadro central se tiene el gráfico con los valores de  $\tau = K\Delta t$ . En el recuadro a la derecha se grafican los puntos medidos originales y los proyectados por el programa DATE para generar el perfil. Figura generada por el programa pyDATE (Apéndice D)

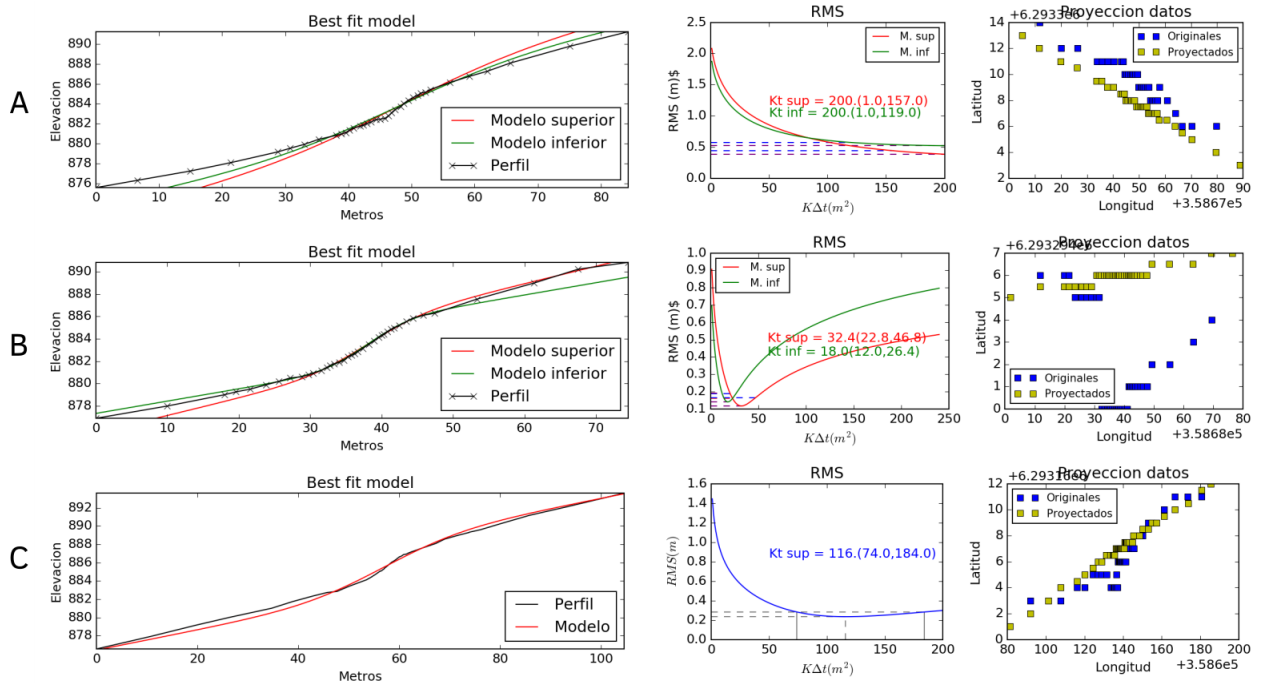


Figura 3.6: Resultados modelo Alzamiento Incremental. A: Perfil 1, B: Perfil 2, C: Perfil 3. Se muestra en los recuadros a la izquierda el perfil original con una línea negra, y los perfiles modelados en rojo y verde. En el recuadro central se tiene el gráfico con los valores de  $\tau = K\Delta t$ . En el recuadro a la derecha se grafican los puntos medidos originales y los proyectados por el programa DATE para generar el perfil. Figura generada por el programa pyDATE (Apéndice D)

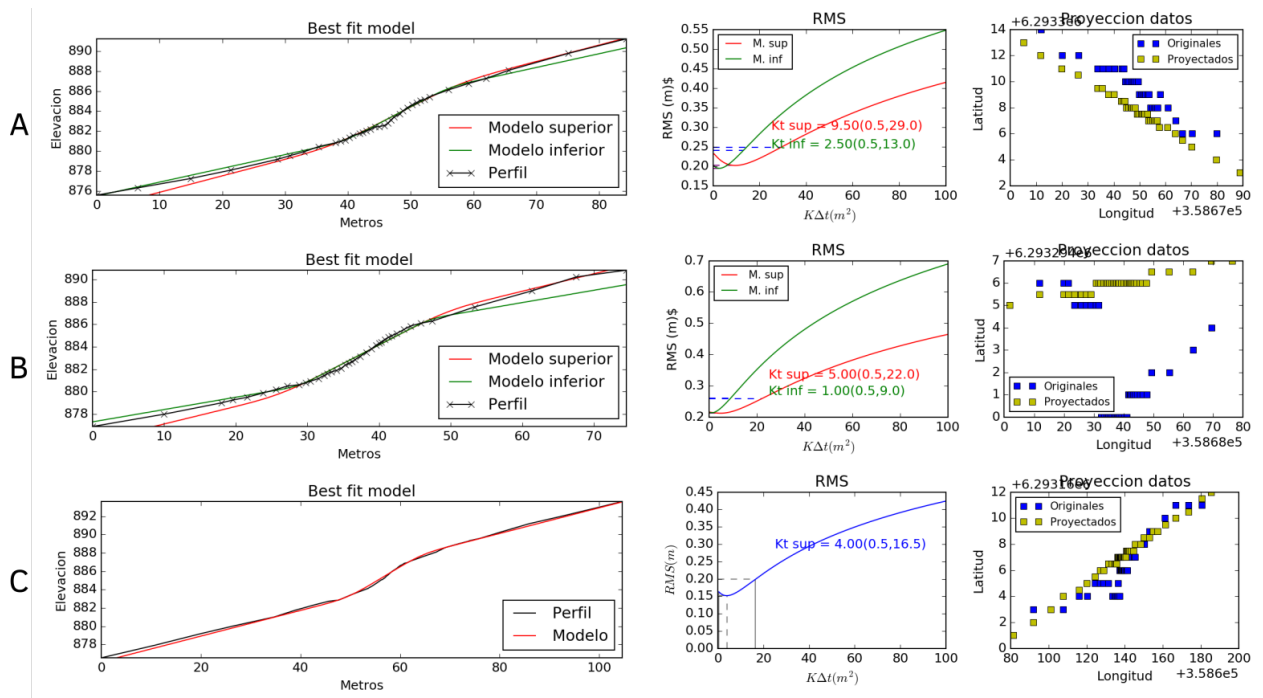


Figura 3.7: Resultados modelo Un Evento. A: Perfil 1, B: Perfil 2, C: Perfil 3. Se muestra en los recuadros a la izquierda el perfil original con una línea negra, y los perfiles modelados en rojo y verde. En el recuadro central se tiene el gráfico con los valores de  $\tau = K\Delta t$ . En el recuadro a la derecha se grafican los puntos medidos originales y los proyectados por el programa DATE para generar el perfil. Figura generada por el programa pyDATE (Apéndice D)



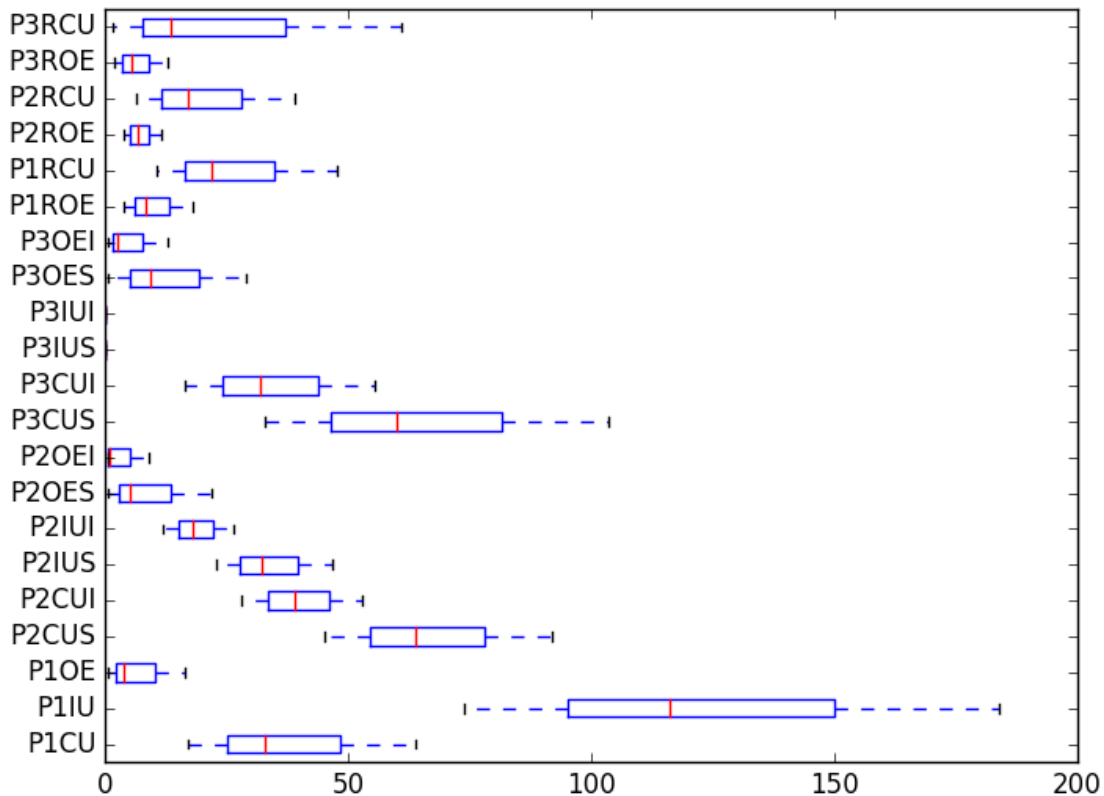


Figura 3.8: Diagrama de caja para el parámetro  $\tau = Kt$  para los perfiles estudiados. En rojo se muestra el valor reportado en la modelación, las varillas (o bigotes) muestran los valores mínimo y máximo entregados para cada modelo. Los perfiles que muestran una diferencia de pendiente considerable entre la superficie del bloque colgante y del bloque yacente necesitaron dos modelos, uno para la superficie superior y otro para la superficie inferior. P1, P2, P3: Perfil usado para modelar; R: Valor calculado por Rauld (2011); CU: modelo Continuos Uplift; IU: modelo Incremental Uplift; OE: modelo One Event; S: modelo superior; I: modelo inferior

### 3.2.4. Resumen

Los resultados obtenidos para todos los perfiles estudiados así como para los distintos modelos utilizados se pueden visualizar en un diagrama de cajas, en donde se muestra el valor reportado y sus valores mínimos y máximos. Si vemos la Figura 3.8 podemos observar una clara tendencia de que el modelo One Event suele tener menos desviación con respecto al valor reportado que los otros modelos. Y esto se repite en todos los perfiles estudiados.

# Capítulo 4

## Discusión

### 4.1. Interpretación Trincheras

Los ambientes de piedemonte suelen caracterizarse por ser ambientes de alta energía, con eventos depositacionales discretos a lo largo del tiempo (usualmente a una de escala de décadas). En el caso del abanico aluvial excavado, encontramos cierta consistencia de composición y estructuras sedimentarias entre los depósitos que lo conforman. En general son depósitos mal clasificados, de composición muy similar, donde la evidencia que los separa suelen ser marcas de eventos erosivos, o pequeños clastos imbricados (probablemente depositados debido a eventos de lluvia torrencial que no generaron eventos aluviales mayores).

Esta similitud entre los distintos depósitos presenta un problema al momento de identificar correctamente las unidades separadas por el plano de falla e interpretar unidades guía y secuencia de eventos. Esto se puede ver al comparar los resultados del estudio del escarpe de falla generado por el terremoto de Chi-Chi de 1999 ( $M_w$  7,6) realizado por Huang et al. (2016) (Figura 4.1) con los obtenidos para la FSR. Ellos reportan un desplazamiento mínimo acumulado de 4.2 m para la falla principal, y en una trinchera de  $\sim 10m$  de profundidad máxima, la unidad guía más joven solo es visible a más de 5 m de profundidad en el bloque yacente. En el caso de las trincheras analizadas en este estudio la profundidad máxima es de 5 m y el desplazamiento acumulado para la Falla San Ramón es de  $\sim 9,7m$  (Vargas et al., 2014), y solo se interpretaron los eventos marcados por las Unidades V y VII (grano fino, Figuras 3.2,3.3,3.4), que fueron depositadas en superficie antes de ser afectadas por la falla, y al ser todas las unidades muy similares no se logró identificar ningún nivel guía profundo para corroborar el desplazamiento acumulado total de la falla.

Tomando esto en cuenta es que hay que tomar como una primera aproximación los 2 eventos interpretados a partir de las dataciones OSL y  $^{14}C$ . La ubicación del escarpe en el piedemonte puede haber generado una erosión acelerada de eventos previos, reiniciando así el escarpe, llevándolo a un estado de quasi equilibrio. Como se puede comprobar en Vargas et al. (2014), una restauración del perfil interpretado no es completamente satisfactoria, pues hace falta material para reconstruir el estado inicial del escarpe. Si este fuera el caso, y los depósitos que se correlacionan con la unidad de sedimentos finos del bloque yacente ya estuvieran

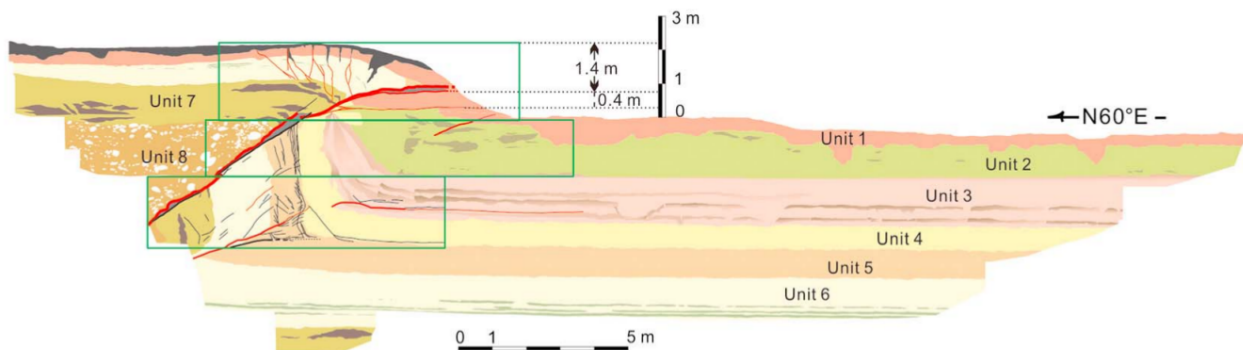


Figura 4.1: Pared Sur de la trinchera de Chushan, terremoto de Chi-Chi de 1999, Taiwan. Nótese que la altura del escarpe es de menos de 3 metros y que la Unidad 6 se encuentra a más de 5 metros de profundidad de la superficie del bloque yacente y es la superior en el bloque colgante sin tomar en cuenta el desarrollo de suelo. Extraído de Huang et al. (2016)

erodados en el bloque colgante, el cálculo de slip para el evento más antiguo debería ser revisado, no así el cálculo para el segundo evento, que está representado por la deformación de las Unidades más jóvenes III y IV.

Otra característica del escarpe que no está bien acotada, es la diferencia en la pendiente entre el bloque yacente y el bloque colgante, que puede ser hasta  $3.5^\circ$  mayor en el bloque colgante (Rauld, 2011). Hay varias explicaciones posibles para esta diferencia, que Rauld (2011) recopila como: 1) Mayor difusión en la parte superior del escarpe (Nash, 1984); 2) Deformación en forma de monoclinas producida por la falla inversa en los depósitos aluviales (Carretier et al., 2002b; McCalpin, 2009); 3) Estructuras secundarias que deforman el bloque colgante (Carretier et al., 2002b; McCalpin, 2009). En la zona de estudio se observa de manera local una deformación tipo monoclinas de los estratos expuestos en las trincheras, pero esta deformación no parece extenderse más que unos metros hacia el este desde el punto terminal (*tip point*) de la falla. Por otro lado, en ambas trincheras vemos evidencia de un pequeño escarpe de menos de 1 m de altura ubicado más al oeste del escarpe principal. La presencia de este escarpe nos indica que es posible que la falla principal presente ramificaciones (*splay fault*) que se extienden hacia el oeste de la ruptura principal, o una migración de la falla hacia el oeste a lo largo del tiempo. En ambos casos, eventos anteriores a los registrados en estas trincheras podrían haber generado escarpes (probablemente ya erodados) más al oeste del escarpe actual, y estas estructuras generarían el basculamiento del bloque colgante.

#### 4.1.1. Diferencias entre las trincheras

El escarpe de falla estudiado presenta variabilidad lateral, en cuanto a como se presentan las estructuras y a como se comportan las unidades afectadas por la falla. Se puede describir a la trinchera norte como más ordenada que la trinchera sur, con estructuras bien definidas y unidades sedimentarias mejor preservadas, especialmente en la zona cercana a la fractura principal. Esta diferencia es producida principalmente por grandes y numerosos bloques de roca (0,5 - 1,5 m) presentes en la trinchera sur y cercanos a la estructura principal, los que al momento de producirse el terremoto, son removidos y rotados, perturbando la disposición natural de unidades y estructuras. Otra diferencia notable es la separación entre la falla

principal y la falla secundaria presente más al oeste de la primera. En la trinchera norte están separadas por  $\sim 7$  m, mientras que más al sur las encontramos a  $\sim 13$  m de distancia.

#### 4.1.2. Procesos actuales y una mirada al pasado

Hoy en día el abanico afectado por la falla presenta procesos de erosión y depositación que nos dan pistas de la evolución del mismo a lo largo del tiempo. Con los eventos de lluvia se generan canales y cárcavas estacionales, análogos a los que generaron los paleocanales visibles en las paredes de la trinchera. Estos canales son de alta energía como sugieren los clastos imbricados presentes en su base, pero en general no tan energéticos como para erodar el escarpe completamente.

Así mismo cada cierto tiempo hay eventos climáticos que desencadenan la formación de flujos de detritos extensos, como el aluvión de 1993 en Santiago, el cuál generó depósitos de en promedio 1 m de espesor (Naranjo S. & Varela B., 1996), similares en composición a las unidades mal clasificadas descritas en las trincheras. Un evento de este estilo, dependiendo de su nivel de energía y de material transportado puede, antes de depositarse, erodar las unidades no consolidadas que encuentre a su paso, generando canales y removiendo y retrabajando material.

## 4.2. Coeficientes Difusión

### Validez de los modelos

Una forma de analizar la validez de los modelos utilizados es analizar visualmente los perfiles generados (Anexo B) y comparar los datos reales con el perfil de elevación generado. En teoría el modelo que mejor se debería ajustar al caso de estudio es el de Incremental Uplift, si se toma en cuenta que el desplazamiento entre los distintos eventos es nulo, es decir, se activa la misma falla. Aún así, al comparar los perfiles generados por los modelos aplicados para el cálculo de los coeficientes de difusión, el que mejor se ajusta a la zona de estudio es el de One Event, seguido del modelo Continuous Uplift y finalmente el modelo Incremental Uplift.

Las causas de este comportamiento de los modelos parece estar relacionado principalmente a que estamos frente a un caso de reactivación de una falla. El que sea el mismo plano de falla el que se activa más de una vez, implica que con cada evento el escarpe es rejuvenecido casi en su totalidad. Así es como al aplicar los modelos de One Event y Continuous Uplift estos se ajustan bastante bien, pues están diseñados para lidiar con eventos únicos. Por otro lado el modelo de Incremental Uplift presenta problemas para ajustarse bien a los datos reales de elevación, y suele generar escarpes más abruptos que en la realidad.

Este resultado es interesante pues nos permite interpretar mejor como se comporta este escarpe. Por un lado es predecible que el modelo de Continuous Uplift (CU) no se ajuste perfectamente a la topografía actual del escarpe, aunque se acerca bastante a un buen resultado. Esto es así porque como demuestran las dataciones, los eventos están bien espaciados en el tiempo ( $\sim 9$  ka), lo que se traduce como dos eventos discretos bien definidos.

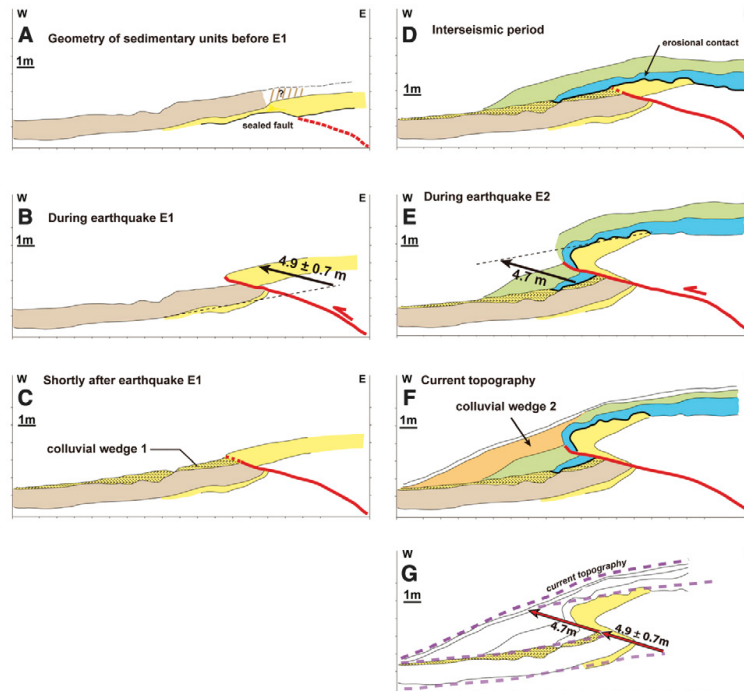


Figura 4.2: Las imágenes A a G muestran la evolución escarpe en el Perfil 1. En esta reconstrucción se consideran los dos eventos (E1 y E2) también identificados en este estudio. En G, las líneas moradas representan la topografía actual. Se muestra el offset medido para el evento E2 y un valor medio para E1. Extraído de Vargas et al. (2014)

Si queremos entender por qué entre el modelo de Incremental Uplift y el de One Event es este último el modelo que mejor se ajusta, hay que ver el momento en que se produce la ruptura en superficie. Como se aprecia en la reconstrucción hecha en Vargas et al. (2014) (ver Figura 4.2), el primer evento E1 genera un escarpe y una cuña coluvial pequeña, los cuales son completamente cubiertos por una unidad aluvial posterior. Cuando el segundo evento E2 rompe en superficie, está cortando un estrato nuevo e inalterado, lo que genera un escarpe totalmente nuevo, reiniciando efectivamente el escarpe anterior.

Esto es consistente con lo descrito por Carretier et al. (2002a), en donde describe que cuando las fallas secundarias rompen en superficie suficientemente cerca a la falla principal, el escarpe se comporta de manera equivalente a que una gran falla principal haya generado todo el desplazamiento. Todo lo anterior nos lleva a elegir el modelo de One Event como el más apropiado para determinar el coeficiente de difusión del escarpe, pues el resultado se ajusta mejor a las observaciones geomorfológicas y geocronológicas.

#### 4.2.1. Coeficiente de Difusión

De acuerdo a la sección anterior, el modelo de One Event es el que mejor se ajusta al perfil estudiado, y según se reporta en este estudio, usando este modelo el coeficiente de difusión  $K$  para este escarpe es  $0.64 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ . Si comparamos este resultado con coeficientes de difusión calculados en otros lugares para fallas normales e inversas veremos que nos encontramos dentro de los rangos esperables para ambientes semiáridos. Los valores extremos de  $K$  reportados van de  $0.1$  a  $16 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  según la recopilación de Hanks (2000). En California para la Falla

de San Andrés en el área de Carrizo Plain Arrowsmith et al. (1998) reporta un coeficiente de difusión  $K$  de  $8,6 \pm 0,75 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ . Para lugares semiáridos en los EE.UU como son Utah, Nevada y el sur de Idaho se reportan valores de  $K$  aproximados a  $\sim 1 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  (Hanks et al., 1984; Nash, 1984; Pierce & Colman, 1986, respectivamente). Un poco más al sur, Keller y Pinter (2002) reportan un coeficiente de difusión  $K$  de  $0.46 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  para el Basin and Range.

Estos valores contrastan con los calculados para sectores de China occidental, en donde son unas tres veces mayores a los calculados para el oeste de los EEUU en clima semiárido. Por ejemplo obtenemos un coeficiente de difusión  $K = 3,3 \pm 1,4 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  para el Desierto de Dsungar (Asia Central) (Avouac & Peltzer, 1993) y  $k = 3,3 \pm 1,7 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  para el sistema de falla de Gurvan Bogd en Mongolia (Carretier et al., 2002b).

El valor calculado en este estudio es coherente con lo encontrado en otras partes del mundo, en especial es interesante el valor calculado en el Basin and Range, zona que comparte algunas características como el clima y las laderas montañosas con la zona de estudio. Además es cercano al valor de  $\sim 1 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$  encontrado en otras zonas semiáridas de EE.UU.

### 4.3. Recomendaciones sobre las metodologías utilizadas

#### 4.3.1. Modelos 3D de alta resolución

Los datos obtenidos por medio de GPS diferencial tienen una precisión más que adecuada para obtener datos de escarpes de falla, que son características del terreno que suelen tener decenas o cientos de metros de largo, y algunos metros de ancho y alto. Pero al momento de querer generar modelos 3D de las paredes mismas de las trincheras excavadas, esta técnica ya no nos es útil. Si queremos este tipo de productos para poder tener acceso a la información en caso que las trincheras sean clausuradas, se necesiten hacer mediciones precisas o solo para tener una mejor línea base de información para generar el mapeo geológico, es necesario buscar otras técnicas.

En los últimos años la captura y generación de modelos 3D de alta resolución ha avanzado mucho, en cuanto a sus técnicas y equipamiento. En especial el área de la fotogrametría ha tenido grandes avances, lo que ha permitido que el acceso a herramientas para generar modelos 3D a partir de fotografías ahora esté al alcance de muchas más personas e instituciones, al no requerir una gran inversión de dinero para llevarla a cabo.

El requerimiento mínimo para poder hacer uso de ella, es tener fotografías sobrelapadas (se recomienda un mínimo de 60% entre ellas (Government of Canada, 2007)), tomadas desde distintos puntos de vista, con condiciones de iluminación similares (sino idénticas) y un software capaz de generar el modelo 3D. Para esto hay varias opciones provenientes del mundo académico (e.g. «VisualSFM : A Visual Structure from Motion System», s.f.) y privado (e.g. «Agisoft PhotoScan», s.f.).

Otra opción que se espera sea accesible en el futuro cercano, es la toma de datos 3D usando sensores LiDAR. El uso de estos sensores en el mundo automotriz para generación de tecnologías de conducción autónoma está llevando al desarrollo de sensores más económicos y producidos en masa, lo que permitiría que la toma de datos 3D no sea un costo que los

proyectos de investigación no se puedan permitir.

El contar con cualquiera de estas opciones permitirá tener modelos de la trinchera misma, de sus paredes, estructuras y unidades, así como del escarpe y el área que la rodea. Con esta información se podrá realizar o revisar mapeos y tomar medidas aún cuando ya no se tenga acceso a la trinchera, así como tener información 3D de alta resolución para efectuar análisis y modelos numéricos más precisos.

# Capítulo 5

## Conclusión

El contexto de la Falla San Ramón, como una estructura relacionada al alzamiento de todo el frente cordillerano que flanquea a la ciudad de Santiago (Armijo et al., 2010; Rauld, 2011; Vargas et al., 2014), da la posibilidad de realizar estudios profundos y acabados de su dinámica e historia sísmica y morfológica, con los cuales generar una línea base del comportamiento de las fallas ubicadas en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes. En este trabajo se da un paso más en este camino, además de presentar metodologías repetibles y nuevas herramientas para avanzar en el entendimiento de la actividad reciente de estas fallas a lo largo de Chile, y así avanzar en el conocimiento y las consecuencias que esto trae para la planificación territorial y la población en general.

A una escala local, los resultados de esta tesis confirman resultados anteriores (Vargas et al., 2014), y aporta nuevos antecedentes para seguir investigando. La interpretación de la trinchera sur arroja datos concordantes con los interpretados en la trinchera norte, confirmando la continuidad lateral de las unidades y estructuras, representando los dos eventos sísmicos y describiendo una nueva falla de menor desplazamiento al oeste del escarpe principal.

Los dos eventos identificados son concordantes con los descritos por Vargas et al. (2014), ocurridos hace  $\sim 8$  ka y  $\sim 17$  ka (Vargas et al., 2014) años respectivamente. Dentro de los parámetros actuales estos datos sitúan sin lugar a dudas a la Falla San Ramón como una estructura activa (Vargas et al., 2014), ya que a tenido actividad dentro de los últimos 10 ka (Slemmons & McKinney, 1977).

En base a los eventos identificados, especialmente al último datado en  $\sim 8$  ka, los coeficientes de difusión calculados para los perfiles de la Falla San Ramón usando el modelo One Event son los que mejor se ajustan a los datos reales del escarpe. Esto se debe a que es la misma traza de falla la que se reactiva, lo que genera un reinicio de la edad del escarpe, es decir, el escarpe se comporta como si se hubiera generado con un solo evento.

Basados en este modelo se calcula un valor de  $\tau$  de 5.34, el que junto a las dataciones de los niveles guías y paleosuelos presentes en el escarpe, da un coeficiente de difusión con un valor de  $K$  de  $0.64 \text{ m}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ .



Este valor es consistente con observaciones realizadas en otros lugares del mundo, especialmente con zonas semiáridas de EE.UU como es la zona del Basin and Range y algunos sectores de California. El clima y la topografía son los factores preponderantes al comparar zonas por medio de coeficientes de difusión.

A partir de los datos entregados en este trabajo se puede comenzar un estudio metódico de escarpes de distintas edades de la Falla San Ramón, los que pueden ser datados usando este nuevo coeficiente de difusión calculado para las faldas precordilleranas de Chile central. Es importante recalcar que esta metodología da órdenes de magnitud más que edades concretas, debido a que factores locales pueden alterar la forma del escarpe en estudio, y llevar a resultados erróneos. Aún así, este escarpe es candidato a ser usado para datar escarpes en las franjas precordilleranas justo al norte y al sur de la actual traza de la Falla San Ramón, ya que la morfología es similar y el clima también. Más allá de estos sectores el coeficiente tiene que ser reevaluado, ya que la variación climática de norte a sur puede generar cambios importantes en las condiciones de erosión y depositación de material superficial.

# Bibliografía

- Agisoft PhotoScan*. (s.f.). Consultado el 23 de agosto de 2018, desde <http://www.agisoft.com/>
- Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago.
- Andrews, D. J. & Hanks, T. C. (1985). Scarp degraded by linear diffusion: Inverse solution for age. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *90*, 10193-10208. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10193>
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R. & Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, *29*(2). <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Arrowsmith, J. R. (2001, 21 de septiembre). *Simple Matlab diffusion modeling code and examples*. Consultado el 31 de octubre de 2016, desde <http://activetectonics.asu.edu/diffuse/>
- Arrowsmith, J. R., Pollard, D. D. & Rhodes, D. D. (1996). Hillslope development in areas of active tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *101*, 6255-6275. <https://doi.org/10.1029/95JB02583>
- Arrowsmith, J. R., Rhodes, D. D. & Pollard, D. D. (1998). Morphologic dating of scarps formed by repeated slip events along the san andreas fault, carrizo plain, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*, 10141-10160. <https://doi.org/10.1029/98JB00505>
- Avouac, J.-P. & Peltzer, G. (1993). Active tectonics in southern xinjiang, china: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the hotan-qira fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *98*, 21773-21807. <https://doi.org/10.1029/93JB02172>
- Bruggen, J. (1950). *Fundamentos de la geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Carretier, S., Lucazeau, F., Ritz, J.-F. & Philip, H. (2002a). Comparison of morphological dating models for cumulative reverse fault scarps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*, 2224. <https://doi.org/10.1029/2000JB000028>
- Carretier, S., Ritz, J.-F., Jackson, J. & Bayasgalan, A. (2002b). Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: Examples from the gurban bogd fault system, mongolia. *Geophysical Journal International*, *148*(2), 256-277. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01599.x>
- Carter, W. D. & Aguirre, L. (1965). Structural Geology of Aconcagua Province and Its Relationship to the Central Valley Graben, Chile. *GSA Bulletin*, *76*(6), 651-664. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[651:SGOAPA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[651:SGOAPA]2.0.CO;2)
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Munoz, N., Pardo, M., Thiele, R. & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional

- extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *ResearchGate*, 236(1), 43-77.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C. & Novacek, M. J. (1996). New evidence for late mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 °S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5), 393-422. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00035-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00035-1)
- Davidson, J. & Vicente, J. C. (1973). Características paleogeográficas y estructurales del area fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur. *5to Congreso Geológico Argentina*, 5, 11-55.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191-2194. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
- Estay, N. P., Yáñez, G., Carretier, S., Lira, E. & Maringue, J. (2016). Seismic hazard in low slip rate crustal faults, estimating the characteristic event and the most hazardous zone: study case San Ramón fault, in central Andes. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-27. <https://doi.org/10.5194/nhess-2016-19>
- Fariás, M. (2007). *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno* (Tesis doctoral). Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for andean mountain building. *Tectonics*, 29(3), TC3006. <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Fock, A. (2005, junio). *Cronología y Tectónica de la Exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S* (MSc. Thesis). Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Forman, S. L., Pierson, J. & Lepper, K. (2000). Luminescence geochronology. En J. S. Noller, J. M. Sowers & W. R. Lettis (Eds.), *Quaternary geochronology* (pp. 157-176). American Geophysical Union.
- Gana, P. & Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S). *Andean Geology*, 24(2), 145-163. <https://doi.org/10.5027/andgeoV24n2-a02>
- Gana, P., Yáñez, G. & Wall, R. (1994). Evolución geotectónica de la Cordillera de la Costa de Chile Central (33°-34°S): control geológico y geofísico. *Congreso Geológico Chileno*, 1, 38-42.
- Garrido, G. (2012). *Determinación de peligro de flujos de detritos en la Quebrada Macul, cuenca de Santiago* (Tesis doctoral).
- Giambiagi, L. B. & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30 –33°45 S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 101-116. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00008-1)
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. & Drosina, M. (2009). Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278-292.
- Giambiagi, L. B., Tunik, M. A. & Ghiglione, M. (2001). Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal

- subduction segment (33°30'–34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(14), 707-724. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00059-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00059-1)
- Government of Canada. (2007, 25 de septiembre). *Concepts of aerial photography*. Consultado el 3 de julio de 2018, desde <https://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/air-photos/about-aerial-photography/9687>
- Hanks, T. C. (2000). The age of scarplike landforms from diffusion-equation analysis. En J. S. Noller, J. M. Sowers & W. R. Lettis (Eds.), *Quaternary geochronology* (pp. 313-338). American Geophysical Union.
- Hanks, T. C., Bucknam, R. C., Lajoie, K. R. & Wallace, R. E. (1984). Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 5771-5790. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05771>
- Huang, W.-J., Chen, W.-S., Lee, Y.-H., Yang, C.-C., Lin, M.-L., Chiang, C.-S., Lee, J.-C. & Lu, S.-T. (2016). Insights from heterogeneous structures of the 1999 mw 7.6 chi-chi earthquake thrust termination in and near chushan excavation site, central taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 2015JB012174. <https://doi.org/10.1002/2015JB012174>
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I. & Thewalt, M. L. W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998), 105-107. <https://doi.org/10.1038/313105a0>
- Instituto Nacional de Normalización. (2009). Norma Chilena NCh433.Of1996 Diseño sísmico de edificios.
- Karzulovic, J. (1957). Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 14(14), Pág. 5-120, mapas, lams.
- Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape* [Google-Books-ID: sXASAQAIAAJ]. Prentice Hall.
- Lara, M. (2007). *Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de recmociones en masa con la aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana* (Tesis doctoral).
- Libby, W. F. (1946). Atmospheric Helium Three and Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Physical Review*, 69(11), 671-672. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.69.671.2>
- McCalpin, J. (2009). *Paleoseismology*. Academic Press.
- Mpodosz, C. & Ramos, V. A. (1989, enero). The Andes of Chile and Argentina, in: Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (pp. 59-90). Circumpacific Council for Energy; Mineral Resources.
- Naranjo S., J. A. & Varela B., J. (1996). *Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago, el 3 de mayo de 1993*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- Nash, D. B. (1984). Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near west yellowstone, montana. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1413-1424. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<1413:MDOFTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<1413:MDOFTS>2.0.CO;2)
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987). Relative motion of the nazca (farallon) and south american plates since late cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Pérez, A., Ruiz, J. A., Vargas, G., Rauld, R., Rebolledo, S. & Campos, J. (2014). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the san ramón fault at the eastern

- border of santiago city, chile. *Natural Hazards*, 71(1), 243-274. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0908-3>
- Pierce, K. L. & Colman, S. M. (1986). Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late-glacial terrace scarps in central idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 97(7), 869-885. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<869:EOHAOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<869:EOHAOM>2.0.CO;2)
- Polanski, J. (1964). *Descripcion geologica de la hoja 25a - Volcan San Jose (Provincia de Mendoza) carta geológico-económica de la República argentina, escala 1:200,000*, [OCLC: 985816894]. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- Quiroga, R. (2013). *Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón el Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S)* (Thesis) [Geólogo]. Universidad de Chile.
- Rauld, R. (2002, abril). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul*. (Thesis). Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Rauld, R. (2011). *Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile central (33°S)* (Tesis doctoral). Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Rauld, R., Vargas, G., Armijo, R., Ormeño, A., Valderas, C. & Campos, J. (2006). Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. *XI Congreso Geológico Chileno*, 2, 447-450.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., ... Weyhenmeyer, C. E. (2009). IntCal09 and marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4), 1111-1150.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R. & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active west andean fold-and-thrust belt (central chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 2016TC004269. <https://doi.org/10.1002/2016TC004269>
- Sellés, D. & Gana, P. (2001). *Geología del área Talagante - San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins [1:100000]*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Slemmons, D. & McKinney, R. (1977). *Definition of "active fault"* (MP S-77-8). U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Mississippi.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1)
- Stern, C. R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Herve, F. & Varela, J. (1984). Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha and Rio Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 23, 39-52. <https://doi.org/10.5027/andgeoV11n3-a03>
- Stuiver, M. & Reimer, P. (1993). Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>

- Sylvester, Z. (2009, 26 de noviembre). *Hillslope diffusion* [Hindered Settling]. Consultado el 31 de octubre de 2016, desde <https://hinderedsettling.com/2009/11/26/hillslope-diffusion/>
- Thiele, R. (1980). *Geología de la Hoja Santiago: Región Metropolitana, escala: 1:250.000* (Map) [OCLC: 633560038]. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago de Chile.
- Thomas, H. (1958). *Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago.
- Valderas, C. (2006). *Aplicaciones geodésicas a la cuantificación de la deformación vertical asociada a la falla San Ramón*. (Tesis doctoral). Universidad Tecnológica Metropolitana. Santiago.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R. & Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083-1086. <https://doi.org/10.1130/G35741.1>
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J. & Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 86-95. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.013>
- VisualSFM : A Visual Structure from Motion System*. (s.f.). Consultado el 23 de agosto de 2018, desde <http://ccwu.me/vsfm/>
- Wall, R., Gana, P. & Gutiérrez, A. (1996). *Mapa geológico del area de San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaiso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins* [1:100000]. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Wintle, A. G. (2008). Fifty years of luminescence dating\*. *Archaeometry*, 50(2), 276-312. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.2008.00392.x>

# Anexos

# Anexo A

## Fotomosaicos y mapeo de clastos



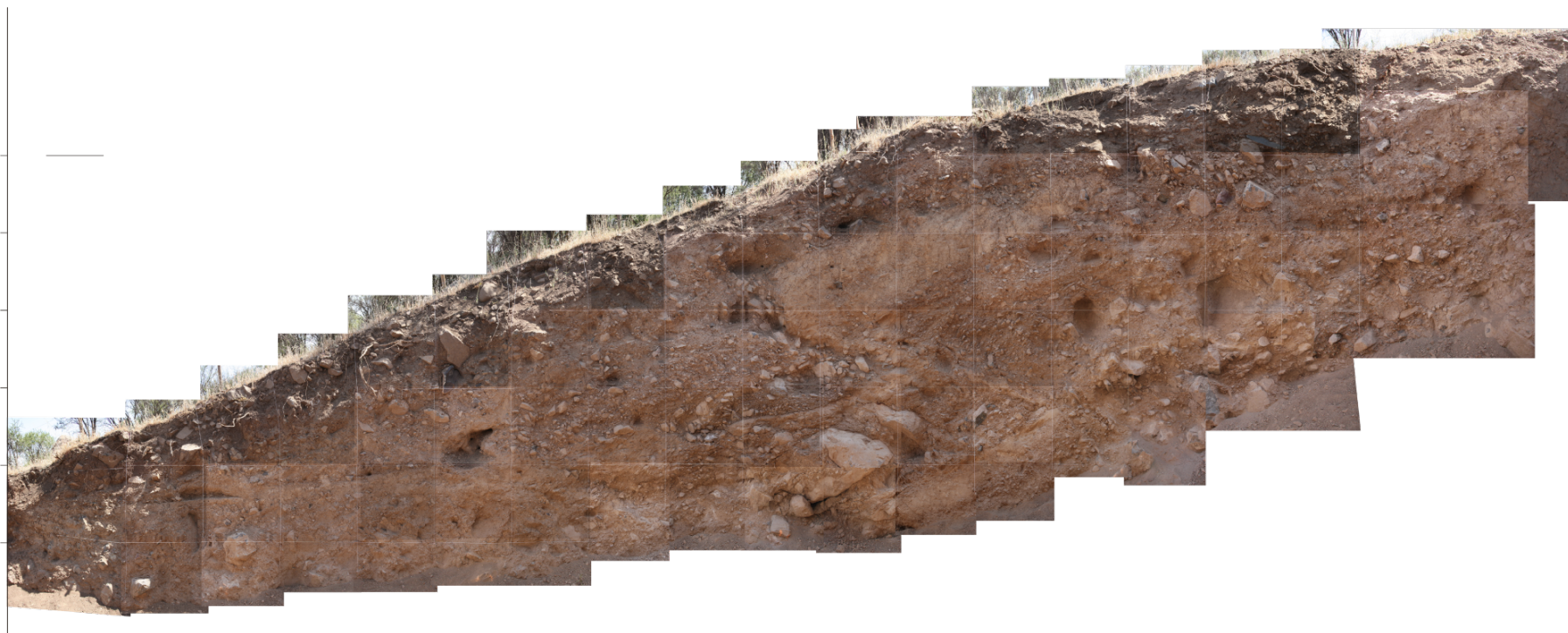


Figura A.1: Fotomosaico de la pared norte de la trinchera norte.

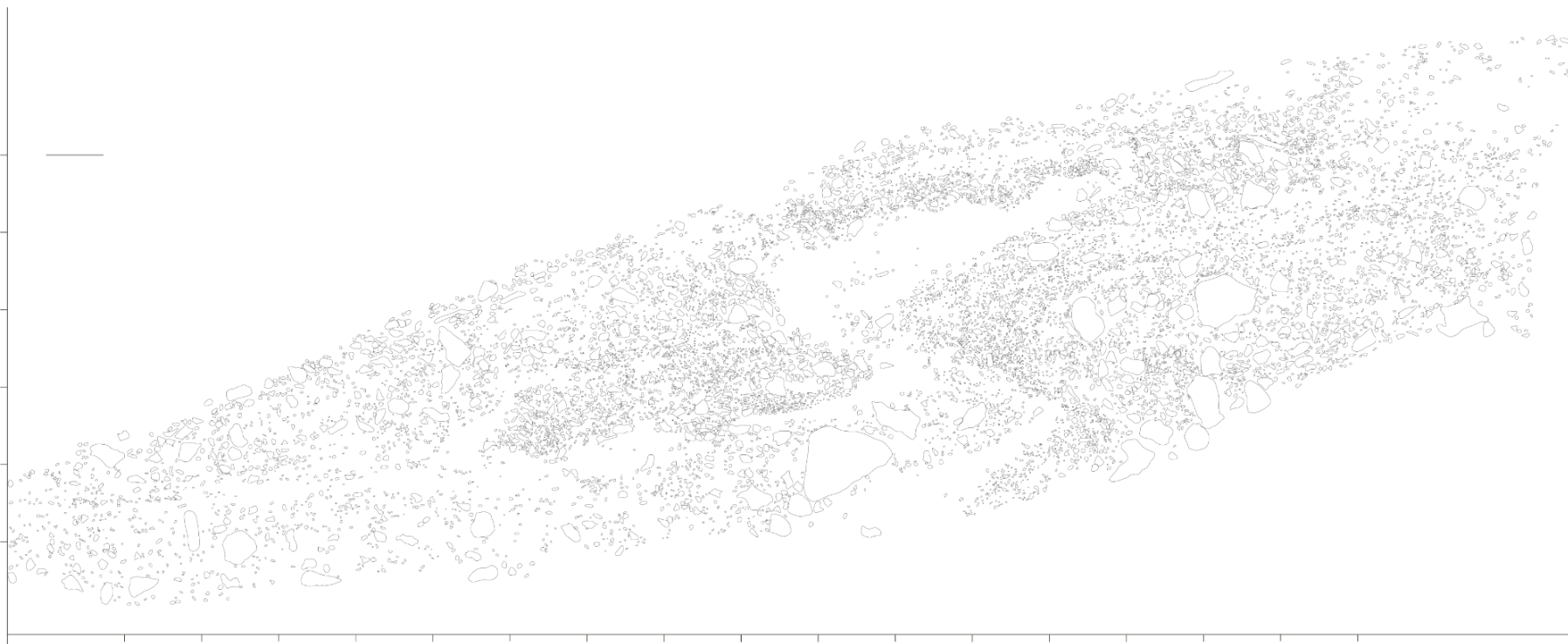


Figura A.2: Mapeo de clastos de la pared norte de la trinchera norte.

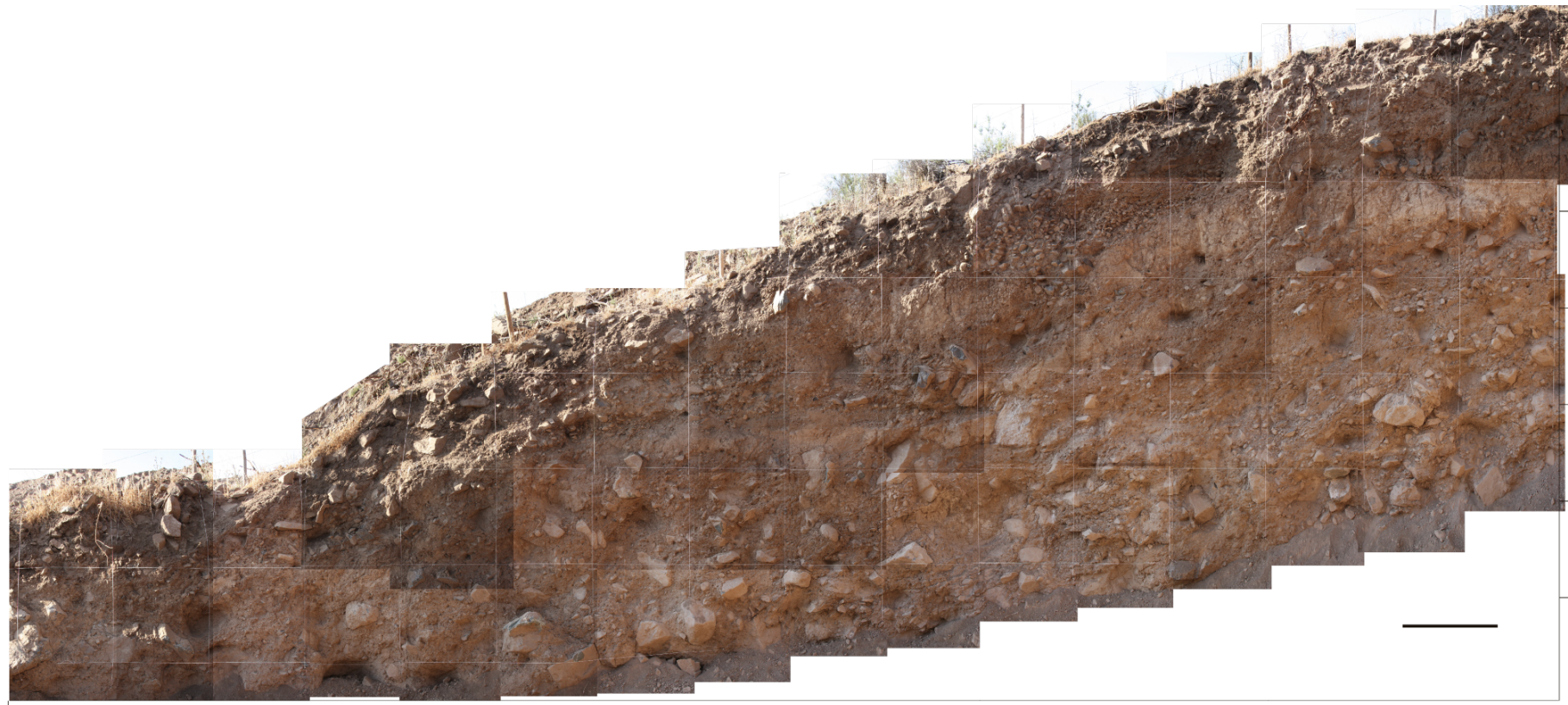


Figura A.3: Fotomosaico de la pared sur de la trinchera norte.

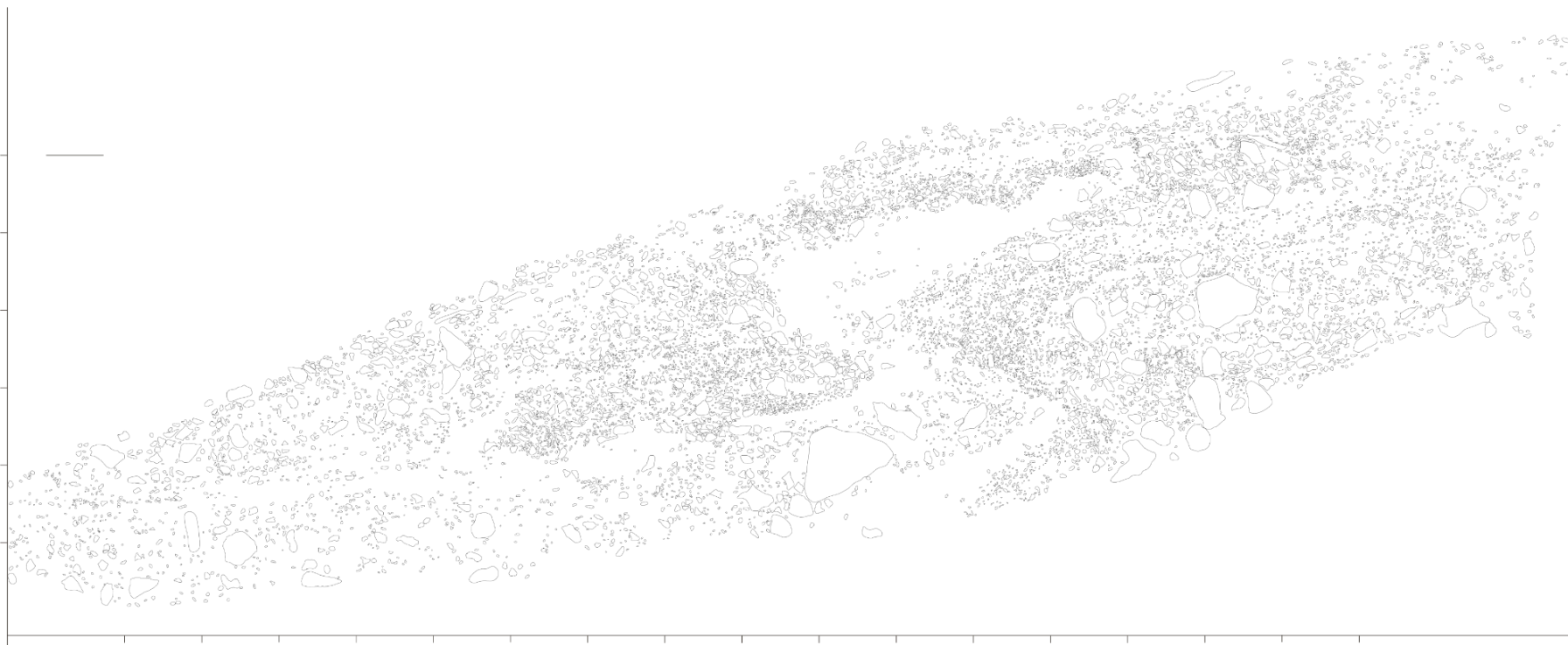


Figura A.4: Mapeo de clastos de la pared sur de la trinchera norte.



Figura A.5: Fotomosaico de la pared norte de la trinchera sur.

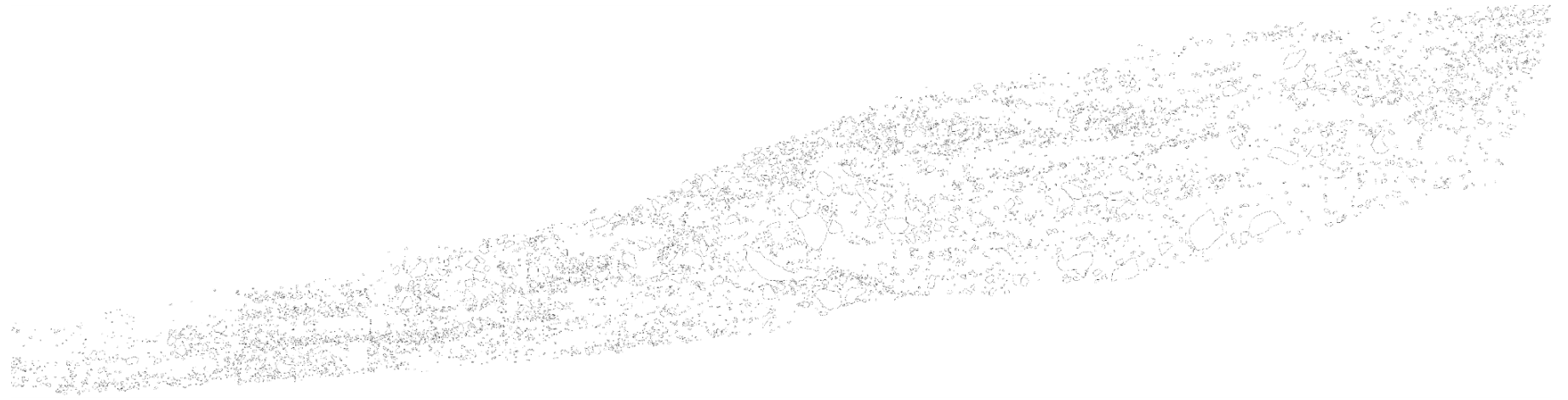


Figura A.6: Mapeo de clastos de la pared norte de la trinchera sur.

## Anexo B

# Coeficientes de Difusión: Parámetros y Resultados

Para los tres perfiles analizados se presentan los parámetros usados por el programa DATE (Apéndice C), junto con la imagen de salida generada por el programa pyDATE (Apéndice D).

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil1.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.444      6293161. 358785.470      6293172.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
2
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
49      4
demiden(m)(1) b (tan(beta))(2) c (tan(alpha))(3)      tau(m2)(4) [Parámetros] 1)la mitad del offset (2)
1.5      0.135      0.33      16.
xdec ydec (m) centro del modelo
57.3 885.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
0.      85.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0.      100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P1CU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P1CU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P1CU_stdtdiff.txt

```

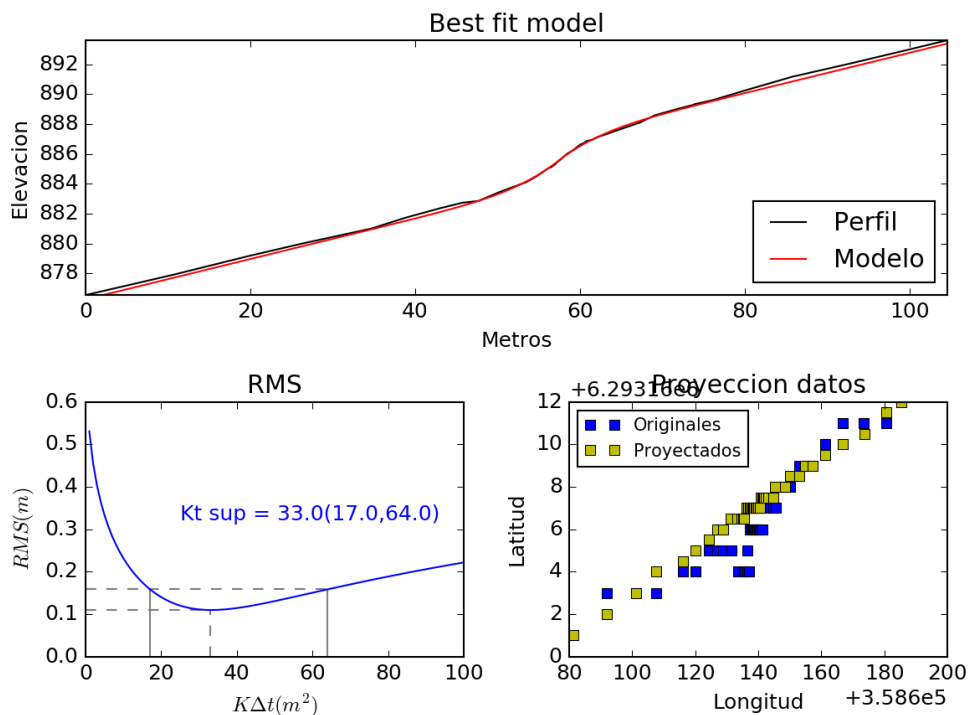


Figura B.1: Perfil 1, Modelo: Alzamiento continuo



```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil1.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.444      6293161. 358785.470      6293172.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
3
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
49      4
demiden(m)(1) b (tan(beta))(2) c (tan(alpha))(3) tau(m2)(4) [Parámetros]
1.4 0.11      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
57. 885.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
45.      85.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0.      100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P1IU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P1IU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P1IU_stdtdiff.txt

```

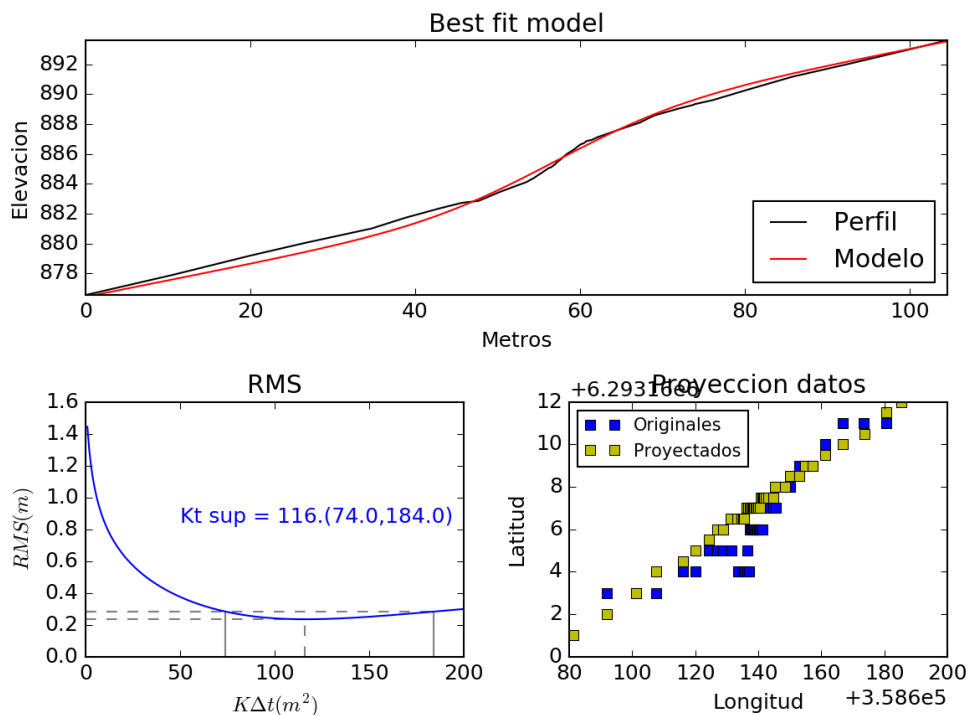


Figura B.2: Perfil 1, Modelo: Alzamiento incremental

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil1.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.444      6293161. 358785.470      6293172.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
1
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
49      4
demiden(m)(1)  b (tan(beta))(2)  c (tan(alpha))(3)  tau(m2)(4) [Parámetros]
1.4  0.14      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
57. 885.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
45.      85.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0.      100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P10E_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P10E_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P10E_stddiff.txt

```

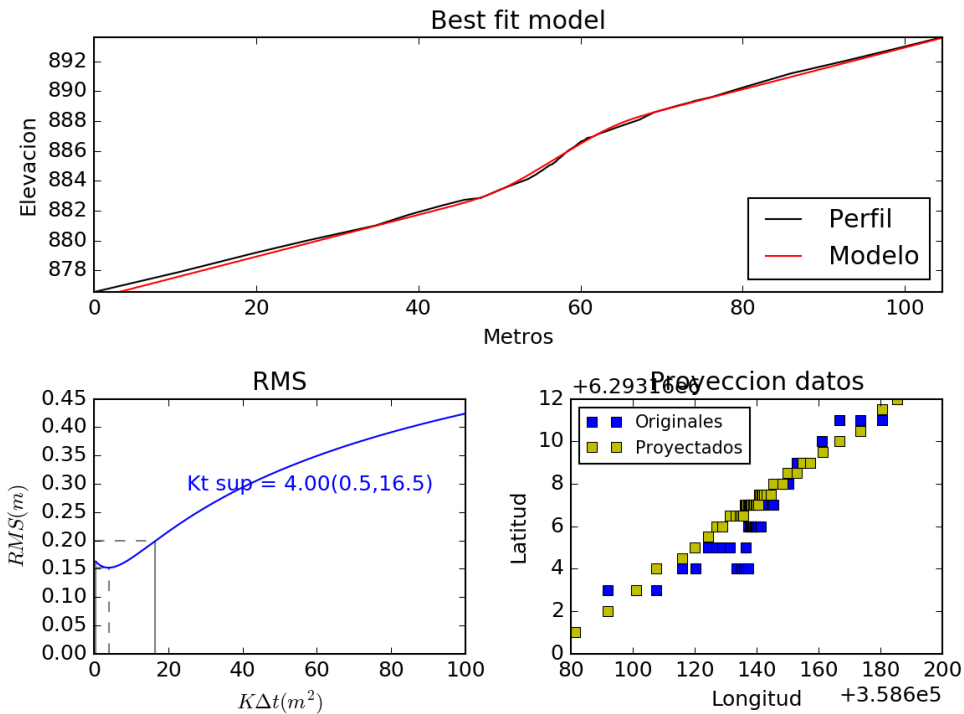


Figura B.3: Perfil 1, Modelo: Un evento

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil2.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.863      6293299. 358756.360      6293301.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
2
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
39      4
demiden(m)(1) b (tan(beta))(2) c (tan(alpha))(3)      tau(m2)(4) [Parámetros]
2.025      0.156      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
38. 883.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularidades en el terreno que afectan el cálculo)
15.      50.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0.      100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P2CU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P2CU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P2CU_stddiff.txt

```

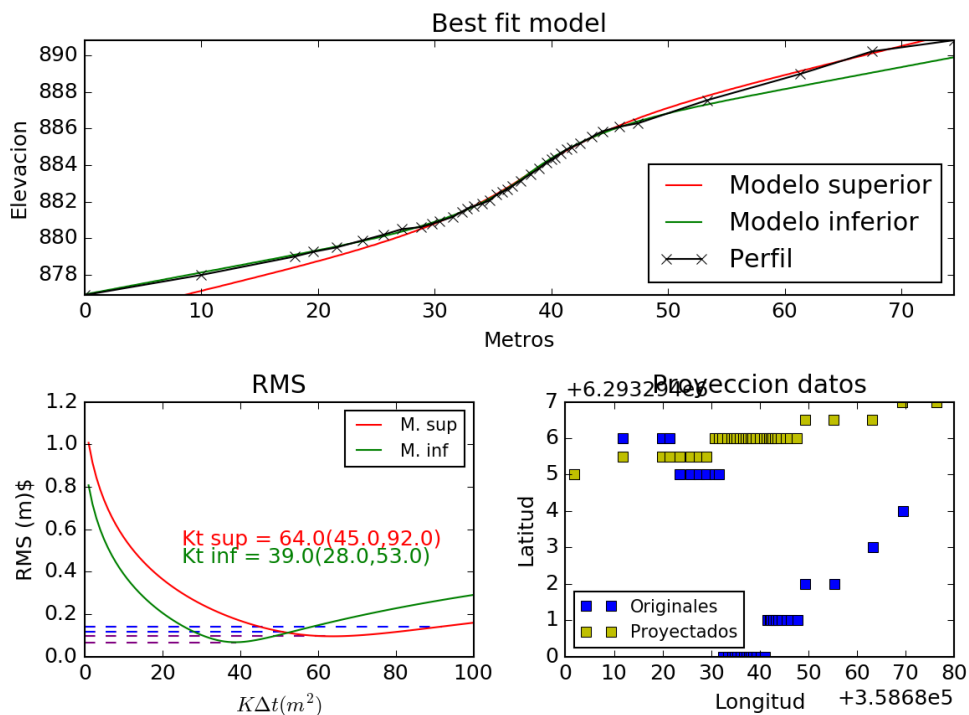


Figura B.4: Perfil 2, Modelo: Alzamiento continuo

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil2.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.863      6293299. 358756.360      6293301.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
3
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
39      4
demiden(m)(1)  b (tan(beta))(2)  c (tan(alpha))(3)  tau(m2)(4) [Parámetros]
1. 0.156      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
38. 883.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularidades en el terreno que afectan el cálculo)
15. 50.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0. 120.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P2IU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P2IU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P2IU_stddiff.txt

```

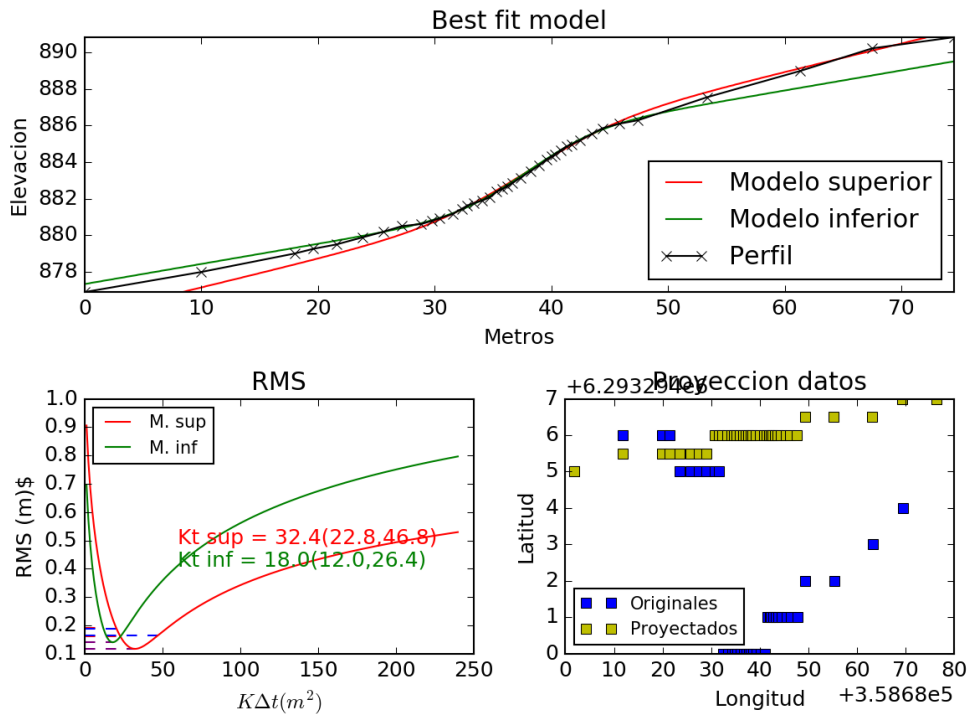


Figura B.5: Perfil 2, Modelo: Alzamiento incremental

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil2.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358681.863      6293299. 358756.360      6293301.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
1
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
39      4
demiden(m)(1)  b (tan(beta))(2)  c (tan(alpha))(3)  tau(m2)(4) [Parámetros]
2. 0.13      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
38. 883.5
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularidades en el terreno que afectan el cálculo)
15. 50.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0. 100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P20E_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P20E_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P20E_stddiff.txt

```

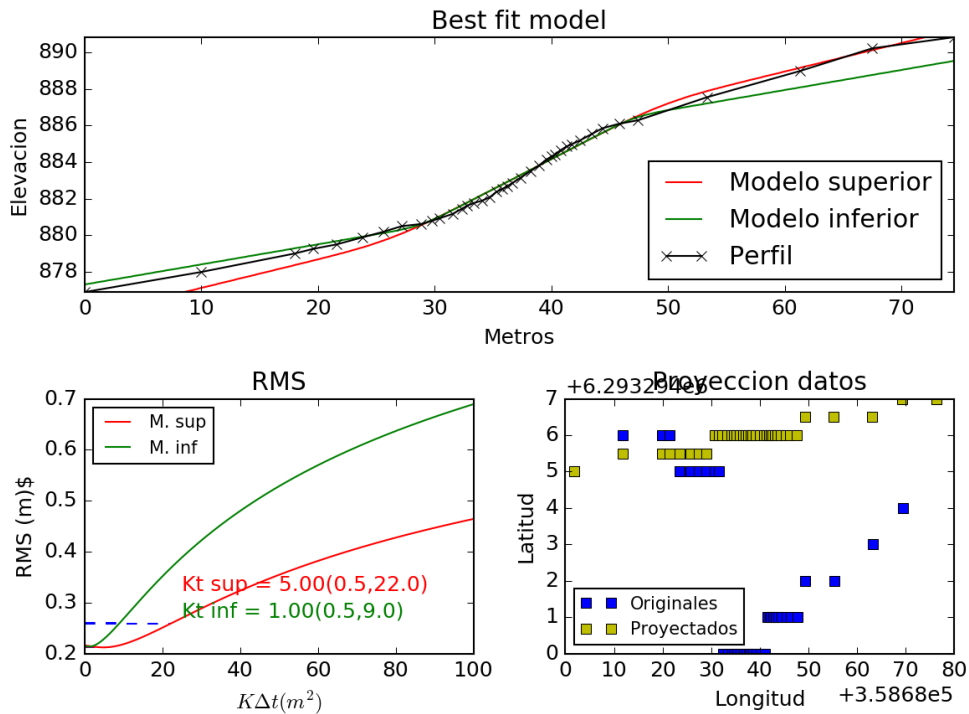


Figura B.6: Perfil 2, Modelo: Un evento

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil3.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358675.042 6293313. 358758.758 6293303.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
2
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
37      4
demiden(m)(1) b (tan(beta))(2) c (tan(alpha))(3) tau(m2)(4) [Parámetros]
1.606      0.165      0.33      2.
xdec ydec (m) centro del modelo
47.8 883.7
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
0.      60.
límite inferior de parámetro estudiado      límite superior
0.      100.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P3CU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P3CU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P3CU_stdtdiff.txt

```

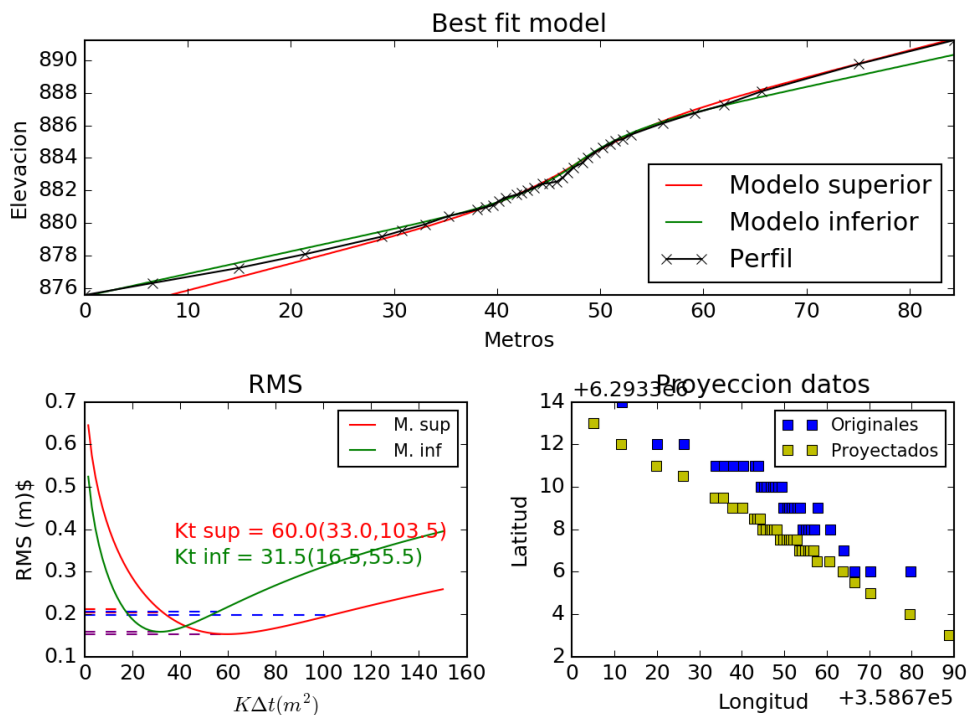


Figura B.7: Perfil 3, Modelo: Alzamiento continuo

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil3.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358675.042 6293313. 358758.758 6293303.
elegir modelo : 1-:one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
3
distancia en (m) entre fallas      número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores      número del parámetro a estudiar
37      4
demiden(m)(1)  b (tan(beta))(2)  c (tan(alpha))(3)  tau(m2)(4)  [Parámetros]
1.5004      0.11      0.3063      3.603
xdec ydec (m) centro del modelo
47.7175 883.7949
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
0.      80.
límite inferior de parámetro estudiado  límite superior
0.      200.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P3IU_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P3IU_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P3IU_stdtdiff.txt

```

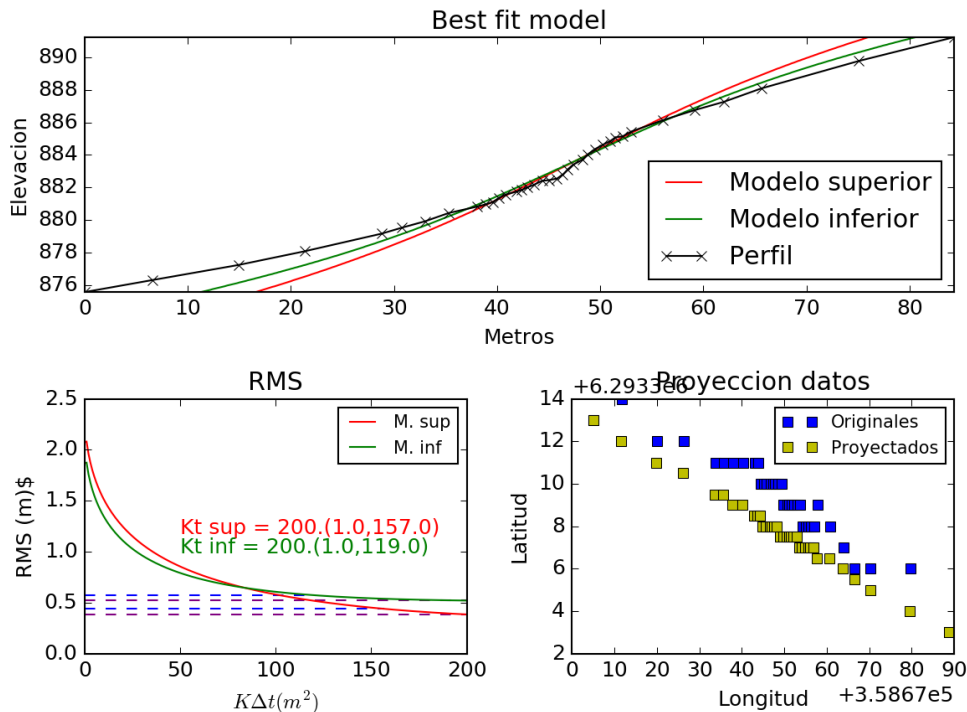


Figura B.8: Perfil 3, Modelo: Alzamiento incremental

```

archivo de datos
/media/Data/Documentos/Tesis_Magister/DIFFUSION/Perfil/DATA/Perfil3.txt
coordenadas de inicio y fin de la proyección (x0 y0 xa ya)
358675.042 6293313. 358758.758 6293303.
elegir modelo : 1-one event; 2-continuous uplift; 3-incremental uplift
1
distancia en (m) entre fallas    número de eventos (importante si es el modelo 3)
0. 2
n° de valores    número del parámetro a estudiar
37    4
demiden(m)(1)  b (tan(beta))(2)  c (tan(alpha))(3)  tau(m2)(4) [Parámetros]
2.    0.13    0.33    2.
xdec ydec (m) centro del modelo
47.8 883.7
xmin y xmax para el cálculo de la RMS (es si hay irregularides en el terreno que afectan el cálculo)
10.    80.
límite inferior de parámetro estudiado    límite superior
0.    50.
archivo de salida con la proyección (xp yp l z)
../parameters/P30E_proj.txt
archivo de salida con el modelo (l z)
../parameters/P30E_model.txt
archivo de salida para la desviación estandar
../parameters/P30E_stddiff.txt

```

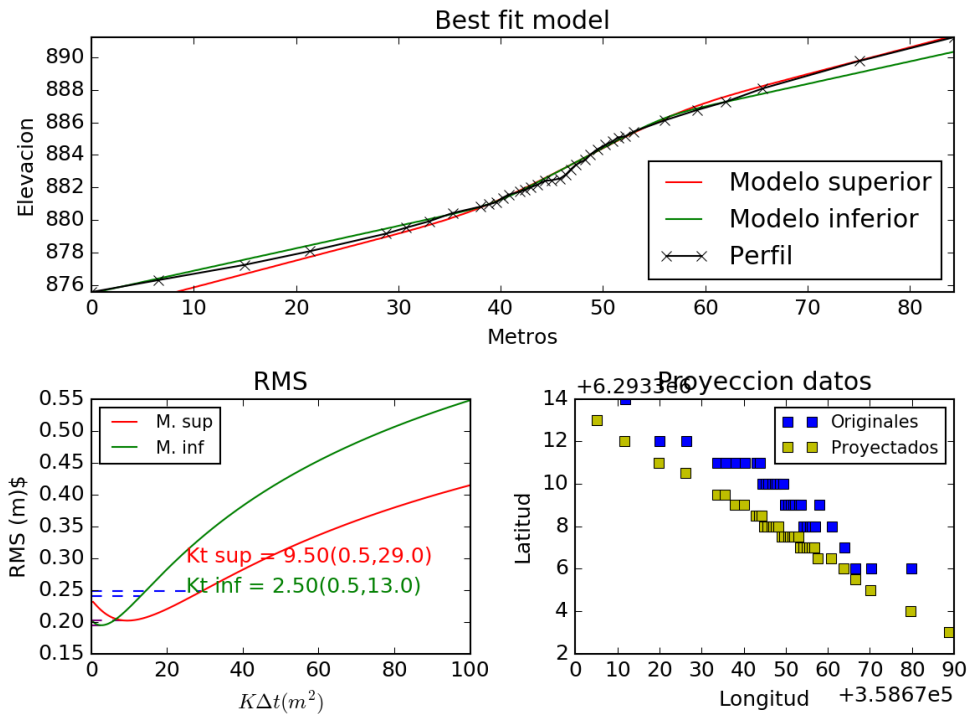


Figura B.9: Perfil 3, Modelo: Un evento



# Anexo C

## Código: DATE

Programa generado por: ".Autores"

date.f date.escarp.f date.escarpcu.f date.migre.f date.stddiff.f date.stddiffcu.f date.stddiffu.f  
indexx.f

date.f

```
program fdate
  ! Author: Sebastien Carretier, Tomás Iglesias
  ! Date: October 2014

  ! CALCULE LE COEFF DE DEGRADATION D'UN ESCARPEMENT, LA FONCTION STANDART
  ! EN FONCTION DU COEFF DE DEGRAD, APRES AVOIR PROJETE ET CLASSE LES
  ! DONNEES
  ! exemple de fichier d'entree
  ! fichier de donnees
  ! /home/tomas/GPSMAROC/IMIDIR/DATASEPAREE/imidirS4-S3-P2.txt
  ! coordonnees des points de depart et arrivee de la proj (xdep. ydep. xarr.
  ! yarr.)
  ! 467297.281 376567.155 467229.416 376801.549
  ! choix du modele : 1-one event; 2-continuous uplift; 3-incremental
  ! uplift
  ! 1
  ! dist moy. (m) entre failles nombre d'evenements (important que si modele
  ! 2)
  ! 4. 3
  ! nb de valeurs du fichier d'entree numero parametre a etudier
  ! 197 4
  ! demiden(m)(1) b (tan(beta))(2) c (tan(alpha))(3) tau(m2)(4)
  ! 8.23 0.0 0.4663 10.
  ! xdec ydec (m)
  ! 160.3 1503.73
  ! xmin et xmax pour calcul de la RMS
```

```

! 50. 270.
! borne inf du domaine d'etude borne sup
! 300. 800.
! fichier de sortie avec projection (xp yp l z)
! testprojP2out.txt
! fichier de sortie avec modele (l z)
! testmodelP2out.txt
! fichier de sortie pour la deviation standart
! teststddiffP2out.txt

! USE NUMERICAL_LIBRARIES

INTEGER :: i,j,k,MN
parameter (MN=5000)
INTEGER :: nval,itabd(MN),ipara,imodel,kper,narp,cptArg
! #of arg & counter of arg
REAL :: x0,y0,xa,ya,xxa,yya,x(MN),y(MN),dx
REAL :: xx(MN),yy(MN),z(MN)
REAL :: xp(MN),yp(MN),l(MN),lsup
REAL :: xpc(MN),ypc(MN),lc(MN),zc(MN),xc(MN),yc(MN)
REAL :: den,b,c,tau,xdec,ydec,xmin,xmax,binf,bsup
REAL :: bestval
CHARACTER(len=80) :: fichin,fichdat,projout,stdout,modelout
CHARACTER(len=80) :: ligne,name,outdir !argument name and outdir

! integer::narg,cptArg
! character(len=20)::name,pedFile,mapFile
logical :: lookForParam=.FALSE.
logical :: lookForOut=.FALSE.
logical :: fileExist

!Check if arguments are found
narg=command_argument_count()

if(narg>0)then
!loop across options
do cptArg=1,narg
call get_command_argument(cptArg,name)
select case(adjustl(name))
!First known args
case("--param")
lookForParam=.TRUE. !change logical value
case("--out")
lookForOut=.TRUE.
case default
!Treat the second arg of a serie
if(.not.lookForParam)then

```

```

write(*,*) 'fichier de parametres entree ?'
read(*,'(A)') fichdat
elseif(lookForParam)then
fichdat=adjustl(name) !assign a value to fichdat
inquire(file=fichdat,exist=fileExist)!check if it exist
if(.not.fileExist)then
write(*,*)'file ',fichdat,' not found'
stop
endif
lookForParam=.FALSE. !put the logical variable to its initial value
elseif(lookForOut)then
outdir=adjustl(name)
inquire(file=outdir,exist=fileExist)
if(.not.fileExist)then
write(*,*)'directory ',outdir,' not found'
stop
endif
lookForOut=.FALSE. !put the logical variable to its initial value
else
write(*,*)"Option ",adjustl(name),"unknown"
endif
end select
end do
endif

```

```

! write(*,*) 'fichier de parametres entree ?'
! read(*,'(A)') fichdat

```

```

open(10,file=fichdat)

read(10,'(A)') ligne
read(10,'(A)') fichin
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) x0,y0,xa,ya
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) imodel
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) dxf,kper
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) nval,ipara
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) den,b,c,tau
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) xdec,ydec
read(10,'(A)') ligne
read(10,*) xmin,xmax

```

```

read(10,'(A)') ligne
read(10,*) binf, bsup
  read(10,'(A)') ligne
read(10,'(A)') projout
read(10,'(A)') ligne
read(10,'(A)') modelout
read(10,'(A)') ligne
read(10,'(A)') stdout
rewind(10)
close(10)

```

*!-----PROJECTION DES DONNEES*

```

open(20,file=fichin)
  xxa = xa - x0
  yya = ya - y0
  DO i =1,nval
    read(20,*) x(i), y(i), z(i)
    xx(i) = x(i) - x0
    yy(i) = y(i) - y0
    call lineproj(xx(i),yy(i),xxa,yya,xp(i),yp(i),l(i))
  ENDDO
  rewind(20)
close(20)

```

*!-----CLASSEMENT PAR ORDRE CROISSANT AVEC LE SCARP A REGARD OUEST*

```

  call INDEXX(nval,l,itabd)
  if (z(itabd(1)).lt.z(itabd(nval))) then
    lsup = l(itabd(1))
    do i = 1,nval
      l(i) = lsup - l(i)
    enddo
    call INDEXX(nval,l,itabd)
  endif
open(25,file=projout)
write(25,'(A)') 'x y xproj yproj distance elevation'
  DO i = 1,nval
    xc(i) = x(itabd(nval-i+1))
    yc(i) = y(itabd(nval-i+1))
    xpc(i) = xp(itabd(nval-i+1))
    ypc(i) = yp(itabd(nval-i+1))
    lc(i) = l(itabd(nval-i+1))
    zc(i) = z(itabd(nval-i+1))
    write(25,'(4(X,E17.10),2(X,E12.5))') xc(i),yc(i),x0+xpc(i),&
      &y0+ypc(i),lc(i),zc(i)
  ENDDO
rewind(25)
close(25)

```

```

!-----CALCUL DE LA DEVIATION STANDART ET DU MODELE DE PROFIL

  if (imodel.eq.1) then

    CALL STDDIFF(MN,nval,ipara,den,b,c,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &
                 binf,bsup,stdout,lc,zc,bestval)
    write(*,*) 'best value',bestval
    CALL ESCARP(den,b,c,tau,bestval,ipara,xdec,ydec,modelout)

  else if (imodel.eq.2) then

    CALL STDDIFFCU(MN,nval,ipara,den,b,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &
                  binf,bsup,stdout,lc,zc,bestval)
    write(*,*) 'best value',bestval
    CALL ESCARPCU(ipara,den,b,tau,xdec,ydec,bestval,modelout)

  else if (imodel.eq.3) then

    CALL STDDIFFIU(MN,nval,ipara,den,b,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &
                  binf,bsup,stdout,lc,zc,bestval,kper)
    write(*,*) 'best value',bestval*real(kper)
    CALL MIGRE(MN,b,tau,den,dxf,xdec,ydec,bestval,kper,modelout, &
              ipara)

  endif

END

!-----sous-routine-----

  SUBROUTINE lineproj(x,y,xa,ya,xp,yp,l)
! USE NUMERICAL_LIBRARIES
  REAL*4 x,y,xa,ya,xp,yp,l

  xp = xa*(xa*x+ya*y)/(xa*xa+ya*ya)
  yp = ya*xp/xa

  l = sqrt(yp*yp+xp*xp)

  RETURN
  END

```

```
SUBROUTINE ESCARP(a,b,c,tau,bestval,ipara,xdec,ydec,fichout)
```

```
! calcule de maniere analytique l'evolution temporelle de la  
! topographie d'un escarpement de faille de pente initiale tan(alpha)  
! dans un paysage de pente generale tan(beta) pour un coefficient  
! de degradation Tau.
```

```
! USE NUMERICAL_LIBRARIES
```

```
REAL*4 x,y,pi,dx,alpha,a,b,tau,p,q,c,xdec,ydec,bestval
```

```
INTEGER nx,ipara
```

```
CHARACTER*80 fichout
```

```
x = 0.
```

```
y = 0.
```

```
pi = 3.141592654
```

```
dx = 0.2
```

```
if (ipara.eq.1) then
```

```
    a = bestval
```

```
else if (ipara.eq.2) then
```

```
    b = bestval
```

```
else if (ipara.eq.3) then
```

```
    c = bestval
```

```
else if (ipara.eq.4) then
```

```
    tau = bestval
```

```
endif
```

```
nx = int(300/dx)
```

```
open(30, file= fichout)
```

```
do i = 0 , nx
```

```
    x = (real(i) - 0.5*real(nx)) * dx
```

```
    p = (x - a / (c-b)) / (2. * sqrt(tau))
```

```
    q = (x + a / (c-b)) / (2. * sqrt(tau))
```

```
    y = 0.5*ERF(p)*(a+b*x-x*c) &  
+ 0.5*ERF(q)*(a-b*x+x*c) &  
+ exp(-p*p)*(sqrt(tau)/sqrt(pi))*(b-c) &  
+ exp(-q*q)*(sqrt(tau)/sqrt(pi))*(c-b) &  
+ b*x
```

```
    write(30, '(X,E12.5,X,E12.5)') x+xdec,y+ydec  
enddo
```

```
rewind(30)
```

```
close(30)  
RETURN  
END
```

```
SUBROUTINE ESCARPCU(ipara,den,b,tau,xdec,ydec,bestval,fichout)
```

```
! Calcule le modele
```

```
! de diffusion lineaire avec uplift continu (cf Hanks' model)
```

```
! USE NUMERICAL_LIBRARIES
```

```
REAL*4 upl,b,tps,kappa,x,dx,den,bestval
```

```
REAL*4 pi,p,xdec,ydec,tau,ymod
```

```
INTEGER nx,ipara
```

```
CHARACTER*80 fichout
```

```
x = 0.
```

```
pi = 3.141592654
```

```
dx = 0.2
```

```
if (ipara.eq.1) then
```

```
    den = bestval
```

```
else if (ipara.eq.2) then
```

```
    b = bestval
```

```
else if (ipara.eq.4) then
```

```
    tau = bestval
```

```
endif
```

```
nx = int(300/dx)
```

```
open(30, file= fichout)
```

```
    tps = 10000.
```

```
kappa = tau / tps
```

```
    upl = den / tps
```

```
do j = 1 , nx
```

```
    x=(real(j) - 0.5*real(nx)) * dx
```

```
    p = x / (2. * sqrt(tau))
```

```
    if (x.lt.0.) then
```

```
        ymod = (upl*tps) * erf(p) &
```

```
            + ((upl*x*x)/(2.*kappa)) * (erf(p)+1.) &
```

```
            + (upl*x/kappa)*sqrt(tau/pi) * exp(-1.*p*p) &
```

```
            + b*x
```

```
        write(30,'(X,E12.5,X,E12.5)') x+xdec,ymod+ydec
```

```
    else if (x.eq.0.) then
```

```
        ymod = 0.
```

```
        write(30,'(X,E12.5,X,E12.5)') x+xdec,ymod+ydec
```

```
    else if (x.gt.0.) then
```

```
        ymod = (upl*tps) * erf(p) &
```

```
            + ((upl*x*x)/(2.*kappa)) * (erf(p)-1.) &
```

```
            + (upl*x/kappa)*sqrt(tau/pi) * exp(-1.*p*p) &
```



```
        + b*x
      write(30,'(X,E12.5,X,E12.5)') x+xdec,y+ydec
    endif
  enddo

  rewind(30)
  close(30)

  RETURN
END
```

date.migre.f

```
SUBROUTINE migre(MN,b,tau,a,dxf,xdec,ydec,bestval,kper,fichout,ipara)
```

```
! calcul de la solution analytique dans le cas  
! d'une faille verticale migrante sans reequilibrage  
! gravitaire (Carretier et al, JGR, 2002)
```

```
! USE NUMERICAL_LIBRARIES
```

```
REAL*4 sumdxf,suma,sumtau  
REAL*4 dx,b,y(MN),x,arg,tau  
REAL*4 a,dxf,xdec,ydec  
INTEGER nx,kper,ipara  
CHARACTER*80 fichout
```

```
    x = 0.  
    dx = 0.2  
    if (ipara.eq.1) then  
        a = bestval  
    else if (ipara.eq.2) then  
        b = bestval  
    else if (ipara.eq.4) then  
        tau = bestval  
    endif
```

```
    nx = int(300/dx)  
    do i = 1, nx  
        y(i) = 0  
    enddo
```

```
    open(30, file= fichout)  
    do j = 1, nx  
        x = real((j-nx/2) * dx)  
        suma = 0.  
        do i = 1, kper  
            sumtau = 0.  
            suma = suma + a  
            do k = 1, kper-i+1  
                sumtau = sumtau + tau  
            enddo  
            sumdxf = 0.  
            do l = 1, i  
                sumdxf = sumdxf + dxf  
            enddo  
            arg = (x + sumdxf)/(2.*sqrt(sumtau))
```

```
        y(j) = y(j) + a * erf(arg)
    enddo
y(j) = y(j) + suma + b*x
write(30,'(X,E12.5,X,E12.5)') x+xdec,y(j)+ydec-a*real(kper)
enddo

rewind(30)
close(30)
RETURN
END
```

```

SUBROUTINE STDDIFF(MN,nv,ipara,den,b,c,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &
                  binf,bsup,stdout,x,y,bestval)

```

```

! USE NUMERICAL_LIBRARIES

```

```

REAL*4 den,b,c,tau,binf,bsup,dpara,x(MN),y(MN)
REAL*4 pi,p,q,xdec,ydec,ymod,std,xmin,xmax,bestval
REAL*4 stdmin
INTEGER nv,ipara,nvincr
CHARACTER*80 stdout

stdmin = 1000000.
do i = 1, nv
  x(i) = x(i)-xdec
  y(i) = y(i)-ydec
enddo
xmin = xmin - xdec
xmax = xmax - xdec
open(12,file = stdout)
dpara = (bsup - binf)/200.
pi = 3.141592654
do i = 1, 200
  if (ipara.eq.1) then
    den = binf + real(i) * dpara
  else if (ipara.eq.2) then
    b = binf + real(i) * dpara
  else if (ipara.eq.3) then
    c = binf + real(i) * dpara
  else if (ipara.eq.4) then
    tau = binf + real(i) * dpara
  endif
  std = 0.
  nvincr = 0.
  do j = 1 , nv
    if (x(j).ge.xmin.and.x(j).le.xmax) then
      nvincr = nvincr + 1
      p = (x(j) - (den/(c-b))) / (2. * sqrt(tau))
      q = (x(j) + (den/(c-b))) / (2. * sqrt(tau))

      ymod = 0.5*erf(p)*(den+b*x(j)-x(j)*c) &
+ 0.5*erf(q)*(den-b*x(j)+x(j)*c) &
+ exp(-p**2)*(sqrt(tau)/sqrt(pi))*(b-c) &
+ exp(-q**2)*(sqrt(tau)/sqrt(pi))*(c-b) &
+ b*x(j)
      std = std + (ymod - y(j))**2
    endif
  enddo
enddo

```

```

        endif
    enddo
    std = sqrt(std/nvincr)
    if (std.lt.stdmin) then
        stdmin = std
        if (ipara.eq.1) then
            bestval = den
        else if (ipara.eq.2) then
            bestval = b
        else if (ipara.eq.3) then
            bestval = c
        else if (ipara.eq.4) then
            bestval = tau
        endif
    endif

    if (ipara.eq.1) then
        write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') den,std
    else if (ipara.eq.2) then
        write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') b,std
    else if (ipara.eq.3) then
        write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') c,std
    else if (ipara.eq.4) then
        write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') tau,std
    endif
enddo

rewind(12)
close(12)
RETURN
END

```

date.stddiffcu.f

```
SUBROUTINE STDDIFFCU(MN,nv,ipara,den,b,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &  
    binf,bsup,stdout,x,y,bestval)
```

```
! Calcule la fonction std entre des donnees et un modele  
! de diffusion lineaire avec uplift continu (cf Hanks' model)
```

```
! USE NUMERICAL_LIBRARIES
```

```
REAL*4 upl,b,tps,kappa,binf,bsup,dpara,x(MN),y(MN)  
REAL*4 pi,p,xdec,ydec,std,tau,ymod,xmin,xmax,bestval  
    REAL*4 stdmin  
INTEGER nv,ipara,nvincr  
CHARACTER*80 stdout
```

```
do i=1,nv  
    x(i) = x(i)-xdec  
    y(i) = y(i)-ydec  
enddo  
xmin = xmin - xdec  
xmax = xmax - xdec
```

```
open(12,file=stdout)  
dpara = (bsup - binf)/100.  
pi = 3.141592654  
stdmin = 1000000.  
do i = 1, 100  
    if (ipara.eq.1) then  
        den = binf + real(i) * dpara  
    else if (ipara.eq.2) then  
        b = binf + real(i) * dpara  
    else if (ipara.eq.3) then  
        write(*,*) 'aucun sens, changer le parametre a etudier'  
        STOP  
    else if (ipara.eq.4) then  
        tau= binf + real(i) * dpara  
    endif
```

```
std = 0.  
    tps = 10000.  
kappa = tau / tps  
    upl = den / tps  
nvincr = 0  
do j = 1 , nv
```

```

if (x(j).ge.xmin.and.x(j).le.xmax) then
  nvincr = nvincr + 1
  p = x(j) / (2. * sqrt(tau))
  if (x(j).lt.0.) then
    ymod = (upl*tps)*erf(p) &
      + ((upl*x(j)*x(j))/(2.*kappa)) * (erf(p)+1.) &
      + (upl*x(j)/kappa)*sqrt(tau/pi) * exp(-p*p) &
      + b*x(j)

    else if (x(j).eq.0.) then
      ymod = 0.

    else if (x(j).gt.0.) then
      ymod = (upl*tps)*erf(p) &
        + ((upl*x(j)*x(j))/(2.*kappa)) * (erf(p)-1.) &
        + (upl*x(j)/kappa)*sqrt(tau/pi) * exp(-p*p) &
        + b*x(j)
    endif
    std = std + (ymod - y(j))**2
  endif
enddo
std = sqrt(std/real(nvincr))
if (std.lt.stdmin) then
  stdmin = std
  if (ipara.eq.1) then
    bestval = den
  else if (ipara.eq.2) then
    bestval = b
  else if (ipara.eq.4) then
    bestval = tau
  endif
endif
endif

if (ipara.eq.1) then
  write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') den,std
else if (ipara.eq.2) then
  write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') b,std
else if (ipara.eq.4) then
  write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') tau,std
endif
enddo

rewind(12)
close(12)
RETURN
END

```

```

SUBROUTINE STDDIFFIU(MN,nv,ipara,den,b,tau,xdec,ydec,xmin,xmax, &
                   binf,bsup,stdout,x,y,bestval,kper)

```

```

! USE NUMERICAL_LIBRARIES

```

```

REAL*4 den,b,tau,binf,bsup,dpara,x(MN),y(MN)
REAL*4 xdec,ydec,ymod(MN),std,xmin,xmax,bestval
REAL*4 stdmin
INTEGER nv,ipara,nvincr,kper
CHARACTER*80 stdout

```

```

stdmin = 1000000.

```

```

do i = 1, nv
  x(i) = x(i)-xdec
  y(i) = y(i)-ydec+den*real(kper)
  ymod(i) = 0.

```

```

enddo

```

```

xmin = xmin - xdec

```

```

xmax = xmax - xdec

```

```

open(12,file=stdout)

```

```

dpara = (bsup - binf)/200.

```

```

do ii = 1, 200

```

```

  if (ipara.eq.1) then

```

```

    den = binf + real(ii) * dpara

```

```

  else if (ipara.eq.2) then

```

```

    b = binf + real(ii)* dpara

```

```

  else if (ipara.eq.3) then

```

```

    write(*,*) 'aucun sens, changer le parametre a etudier'

```

```

    STOP

```

```

  else if (ipara.eq.4) then

```

```

    tau = binf + real(ii) * dpara

```

```

  endif

```

```

  std = 0.

```

```

  nvincr = 0.

```

```

  do i = 1, nv

```

```

    ymod(i) = 0.

```

```

  enddo

```

```

  do j = 1 , nv

```

```

    if (x(j).ge.xmin.and.x(j).le.xmax) then

```

```

      nvincr = nvincr + 1

```

```

      suma = 0.

```

```

      do i = 1 , kper

```

```

        sumtau = 0.

```

```

        suma = suma + den

```



```

        do k = 1, kper-i+1
            sumtau = sumtau + tau
        enddo
        sumdx = 0.
        do l = 1, i
            sumdx = sumdx + dx
        enddo
        arg = (x(j) + sumdx)/(2.*sqrt(sumtau))
        ymod(j) = ymod(j) + den * erf(arg)
    enddo
    ymod(j) = ymod(j) + suma + b*x(j)
    std = std + (ymod(j) - y(j))**2
        endif
    enddo
std = sqrt(std/nvincr)
if (std.lt.stdmin) then
    stdmin = std
    if (ipara.eq.1) then
        bestval = den
    else if (ipara.eq.2) then
        bestval = b
    else if (ipara.eq.4) then
        bestval = tau
    endif
endif
endif

if (ipara.eq.1) then
    write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') den,std
else if (ipara.eq.2) then
    write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') b,std
else if (ipara.eq.4) then
    write(12,'(2X,E12.5,2X,E12.5)') tau*real(kper),std
endif
endif
endif
rewind(12)
close(12)
RETURN
END

```

```

!-----1-----2-----3-----4-----5-----6-----7--
      SUBROUTINE INDEXX(N,ARRIN,INDX)
!
!--- NUMERICAL RECIPIES P 233
!
! VARIABLES GLOBALES ENTREE/SORTIE
      INTEGER INDX(N)

! VARIABLES GLOBALES ENTREE NON MODIFIEES
      REAL*4 ARRIN(N)
      INTEGER N

! VARIABLES LOCALES
      REAL*4 Q
      INTEGER I,J,INDXT,IR,L

      DO 11 J=1,N
          INDX(J) = J
11 CONTINUE
      L = N / 2 + 1
      IR = N
10 CONTINUE
          IF(L.GT.1) THEN
              L = L - 1
              INDXT = INDX(L)
              Q = ARRIN(INDXT)
          ELSE
              INDXT = INDX(IR)
              Q = ARRIN(INDXT)
              INDX(IR) = INDX(1)
              IR = IR - 1
              IF(IR.EQ.1) THEN
                  INDX(1) = INDXT
                  RETURN
              ENDIF
          ENDIF
          I=L
          J = L + L
20 IF (J.LE.IR) THEN
          IF(J.LT.IR) THEN
              IF(ARRIN(INDX(J)).GT.ARRIN(INDX(J+1))) J = J + 1
          ENDIF
          IF(Q.GT.ARRIN(INDX(J))) THEN
              INDX(I) = INDX(J)

```

```
        I = J
        J = J + J
    ELSE
        J = IR + 1
    ENDIF
GOTO 20
ENDIF
INDX(I) = INDXT
GOTO 10
RETURN
END
```

# Anexo D

## Código: pyDATE

pydate.py

```
#!/~/anaconda2/bin/python2
# coding=UTF-8

import argparse
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import matplotlib.font_manager as font_manager
from subprocess import call
from subprocess import check_output

parser = argparse.ArgumentParser(description='Calculate some parameters for
    fault scarps')
parser.add_argument('inputFile', metavar='inputFile', type=str,
                    help='profile for wich you want to calculate parameters')
parser.add_argument('-b', '--both', action='store_true', default=False,
                    help='calculate top and bottom model (default: calculate
    one model)')
parser.add_argument('-s', '--savefig', action='store_true', default=False,
                    help='save figures')
args = parser.parse_args()

# Function to separate the groups of values for the +-0.05 m error of Tau
from operator import itemgetter
from itertools import *
# It works by looking at the difference between the number and the
# index, and when it changes, it breaks the list
def groups_indexes(iy):
    list = []
    for k, g in groupby(enumerate(iy), lambda (i,x):i-x):
        list.append(map(itemgetter(1), g))
    return list
```

```

# Font properties
props = font_manager.FontProperties(size=10)

# date program executable
date_executable = "../RDATE/fdate"

plt.figure(0)
ax1 = plt.subplot2grid((2,2), (0,0), colspan=2)
ax2 = plt.subplot2grid((2,2), (1,0))
ax3 = plt.subplot2grid((2,2), (1,1))

if (args.both == True):
# first value is from top model
    sBestVal = check_output([date_executable,"--param",args.inputFile + "
        Sparam.txt"])
    iBestVal = check_output([date_executable,"--param",args.inputFile + "
        Iparam.txt"])
    print sBestVal
    print iBestVal
# shared variables
    x, y = np.loadtxt(args.inputFile + 'S_proj.txt',unpack=True, skiprows=1,
        usecols=[0,1])
    l, z = np.loadtxt(args.inputFile + 'S_proj.txt',unpack=True, skiprows=1,
        usecols=[4,5])
# top model variables
    xms, yms = np.loadtxt(args.inputFile + 'S_proj.txt',unpack=True,
        skiprows=1, usecols=[2,3])
    lms, zms = np.loadtxt(args.inputFile + 'S_model.txt',unpack=True)
    xds, yds = np.loadtxt(args.inputFile + 'S_stddiff.txt',unpack=True)
# bottom model variables
    xmi, ymi = np.loadtxt(args.inputFile + 'I_proj.txt',unpack=True,
        skiprows=1, usecols=[2,3])
    lmi, zmi = np.loadtxt(args.inputFile + 'I_model.txt',unpack=True)
    xdi, ydi = np.loadtxt(args.inputFile + 'I_stddiff.txt',unpack=True)
# plot both models
    v = [min(l),max(l),min(z),max(z)]

    ax1.axis(v)
    ax1.set_title("Best fit model")
    ax1.set_xlabel('Metros')
    ax1.set_ylabel('Elevacion')
    ax1.plot(lms,zms, c='r', label='Modelo superior')
    ax1.plot(lmi,zmi, c='g', label='Modelo inferior')
    ax1.plot(l,z, c='k', marker='x', label='Perfil')

    leg = ax1.legend(loc=4)

```

```

# Find x index of bestvalue
isup = np.where(xds == float(sBestVal[14:20]))
iinf = np.where(xdi == float(iBestVal[14:20]))
yds_error = yds[isup] + 0.05
ydi_error = ydi[iinf] + 0.05
# print i[0], yd_error

# Find index of items in yd close to yd[i] + 0.05 m
idysup = np.argwhere(np.isclose(yds, yds_error, atol=0.005)).reshape(-1)
idyinf = np.argwhere(np.isclose(ydi, ydi_error, atol=0.005)).reshape(-1)

# Divide the indexes in groups of contiguous values
# two groups should appear
g1s, g2s, g1i, g2i = ([ ] for i in range(4))
index_yds1, index_yds2, index_ydi1, index_ydi2 = 0,0,0,0

# Find the closest value of a group to the yd_error value
index = lambda x,y: y.tolist().index(min(y[x]))

# define the groups of values
groupsS = groups_indexes(idysup)
groupsI = groups_indexes(idyinf)

# search for the
if len(groupsS) > 1:
    g1s,g2s = groupsS
    index_yds1 = index(g1s,yds)
    index_yds2 = index(g2s,yds)
else:
    index_yds2 = idysup[0]

if len(groupsI) > 1:
    g1i,g2i = groupsI
    index_ydi1 = index(g1i,ydi)
    index_ydi2 = index(g2i,ydi)
else:
    index_ydi2 = idyinf[0]

ax2.set_title("RMS")
ax2.set_xlabel('$\Delta t$ (m2)')
ax2.set_ylabel('RMS (m)')
ax2.plot(xds,yds, c='r', label='M. sup')
ax2.plot(xdi,ydi, c='g', label='M. inf')
# Aux lines for Top Model
ax2.hlines(y=yds[isup],xmin=0,xmax=xds[isup],linestyles = 'dashed',color
= 'purple')

```

```

ax2.hlines(y=yds[index_yds1],xmin=0,xmax=xds[index_yds1],linestyles = '
    dashed',color = 'red')
ax2.hlines(y=yds[index_yds2],xmin=0,xmax=xds[index_yds2],linestyles = '
    dashed',color = 'blue')
# Aux lines for Bottom Model
ax2.hlines(y=ydi[iinf],xmin=0,xmax=xdi[iinf],linestyles = 'dashed',color
    = 'purple')
ax2.hlines(y=ydi[index_ydi1],xmin=0,xmax=xdi[index_ydi1],linestyles = '
    dashed',color = 'red')
ax2.hlines(y=ydi[index_ydi2],xmin=0,xmax=xdi[index_ydi2],linestyles = '
    dashed',color = 'blue')
plot_texts = 'Kt sup = ' + sBestVal[14:18] + '(' + str(xds[index_yds1]) +
    ',' + str(xds[index_yds2]) + ')'
plot_texti = 'Kt inf = ' + iBestVal[14:18] + '(' + str(xdi[index_ydi1]) +
    ',' + str(xdi[index_ydi2]) + ')'
ax2.text(max(xds)/4, (max(yds)+min(yds))/2.1, plot_texts, color='r')
ax2.text(max(xds)/4, (max(yds)+min(yds))/2.5, plot_texti, color='g')

leg2 = ax2.legend(loc='best', prop = props)

ax3.set_title("Proyeccion datos")
ax3.set_xlabel('Longitud')
ax3.set_ylabel('Latitud')
ax3.plot(x,y, 'bs', label='Originales')
ax3.plot(xms,yms, 'ys', label='Proyectados')

leg3 = ax3.legend(loc='best', prop = props)
else:
    bestVal = check_output([date_executable,"--param",args.inputFile + "
        param.txt"])
    print bestVal
# '../Perfil/P1CU_proj.txt'
    x, y = np.loadtxt(args.inputFile + '_proj.txt',unpack=True, skiprows=1,
        usecols=[0,1])
    xm, ym = np.loadtxt(args.inputFile + '_proj.txt',unpack=True, skiprows=1,
        usecols=[2,3])
    l, z = np.loadtxt(args.inputFile + '_proj.txt',unpack=True, skiprows=1,
        usecols=[4,5])
    lm, zm = np.loadtxt(args.inputFile + '_model.txt',unpack=True)
    xd, yd = np.loadtxt(args.inputFile + '_stddiff.txt',unpack=True)

    v = [min(l),max(l),min(z),max(z)]

    ax1.axis(v)
    ax1.set_title("Best fit model")
    ax1.set_xlabel('Metros')
    ax1.set_ylabel('Elevacion')

```

```

ax1.plot(l,z, c='k', label='Perfil')
ax1.plot(lm,zm, c='r', label='Modelo')

leg = ax1.legend(loc=4)

# Find x index of bestvalue
i = np.where(xd == float(bestVal[14:20]))
yd_error = yd[i] + 0.05

# Find index of items in yd close to yd[i] + 0.05 m
idy = np.argwhere(np.isclose(yd, yd_error, atol=0.003)).reshape(-1)

# Divide the indexes in groups of contiguous values
# two groups should appear
g1,g2 = ([] for i in range(2))
index_yd1, index_yd2 = 0,0
# Find the closest value of a group to the yd_error value
index = lambda x,y: y.tolist().index(min(y[x]))

groups = groups_indexes(idy)

if len(groups) > 1:
    g1,g2 = groups
    index_yd1 = index(g1,yd)
    index_yd2 = index(g2,yd)
else:
    index_yd2 = idy[0]

ax2.set_title("RMS")
ax2.set_xlabel('$K\Delta\{t\} (m^2)$')
ax2.set_ylabel('$RMS (m)$')
ax2.vlines(x=xd[i],ymin=0,ymax=yd[i],linestyles = 'dashed',color = 'grey')
ax2.vlines(x=xd[index_yd1],ymin=0,ymax=yd[index_yd1],color = 'grey')
ax2.vlines(x=xd[index_yd2],ymin=0,ymax=yd[index_yd2],color = 'grey')
ax2.hlines(y=yd[i],xmin=0,xmax=xd[i],linestyles = 'dashed',color = 'grey')
ax2.hlines(y=yd[index_yd1],xmin=0,xmax=xd[index_yd1], linestyles = 'dashed',color = 'grey')
ax2.hlines(y=yd[index_yd2],xmin=0,xmax=xd[index_yd2], linestyles = 'dashed',color = 'grey')
ax2.plot(xd,yd, c='b', label='Modelo')
plot_text = 'Kt sup = ' + bestVal[14:18] + '(' + str(xd[index_yd1]) + ', ' + str(xd[index_yd2]) + ')'
ax2.text(max(xd)/4,(max(yd)+min(yd))/2, plot_text , color='b')

ax3.set_title("Proyeccion datos")

```



```
ax3.set_xlabel('Longitud')
ax3.set_ylabel('Latitud')
ax3.plot(x,y, 'bs', label='Originales')
ax3.plot(xm,ym, 'ys', label='Proyectados')

leg3 = ax3.legend(loc='best', prop = props)

plt.tight_layout()

if (args.savefig == True):
    plt.savefig(args.inputFile + '.png', dpi=150, format='png')
else:
    plt.show()
```