

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Historial de acumulación de cizalla cosísmica en el segmento
norte de la falla Cañada David durante los últimos 20 000 años**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Jaziel Froylán Cambrón Rosas

Ensenada, Baja California, México

2017

Tesis defendida por
Jaziel Froylán Cambrón Rosas
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. John Mackrain Fletcher
Codirector de Tesis

Dr. Tomás K. Rockwell
Codirector de Tesis

Dr. Ronald Michael Spelz Madero

M. en C. Alejandro Hinojosa Corona

Dr. Jorge Olmos Soto



Dr. Juan García Abdeslem
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Jaziel Froylán Cambrón Rosas** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Historial de acumulación de cizalla cosísmica en el segmento norte de la falla Cañada David durante los últimos 20 000 años

Resumen aprobado por:

Dr. John M. Fletcher
Codirector de Tesis

Dr. Thomas K. Rockwell
Codirector de Tesis

El presente estudio es un análisis geomorfológico, estructural y paleosísmico que intenta comprender la evolución y sismogénesis del segmento norte de la falla Detachment Cañada David (CDD). Las fallas CDD y Laguna Salada en conjunto acomodan extensión en dirección oeste, asimismo, son responsables de la apertura de la cuenca tipo *rift* Laguna Salada y el levantamiento de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras El Mayor y Cucapah. La paleocuenca Cerro Colorado es un bloque tectónico localizado cerca de la intersección entre ambas fallas. Este bloque ha experimentado una inversión topográfica caracterizada por la transición de un periodo de subsidencia y depositación a un periodo levantamiento y erosión. Esta transición fue acompañada por el desarrollo de cuatro generaciones de fallas que fueron reconocidas con base en el análisis de relaciones cortantes, rasgos estructurales-geomorfológicos y la presencia de escarpes cosísmicos. La primera y más antigua generación incluye segmentos de las fallas Laguna Salada y CDD que definen el límite este de la paleocuenca Cerro Colorado. La edad de las fallas se vuelve sistemáticamente más joven hacia el oeste y esta migración de fallas hacia el oeste produjo la inversión topográfica del bloque Cerro Colorado. La cuarta y más joven generación incluye las fallas Cañón Rojo y Chupamirtos, las cuales definen el nuevo frente montañoso a lo largo del margen oeste del bloque Cerro Colorado. Este conjunto de fallas despliega un abundante registro de rupturas paleosísmicas que cortan abanicos aluviales del Cuaternario tardío, los cuales fueron sistemáticamente mapeados mediante el uso de modelos digitales de elevación (DEM's) y ortomosaicos de alta resolución, generados en estudios previos con vuelos dron. Los desplazamientos cosísmicos verticales fueron medidos en abanicos aluviales de diferentes edades y muestran que las superficies más viejas son sistemáticamente más desplazadas que las superficies más jóvenes. Estos datos sugieren que el abandono de cada abanico aluvial fue causado por un sismo distinto y que los cambios climáticos fueron menos importantes en la formación de secuencias telescópicas. Todos los segmentos de fallas de cuarta generación tienen el mismo número de superficies aluviales con características intemperismo similares y cada una registra cantidades similares de desplazamiento cosísmico en el mismo intervalo de tiempo. Esto sugiere que todos los segmentos de fallas modernas han registrado la misma historia paleosísmica. Se identificaron cuatro rupturas cosísmicas distintas y las relaciones de escala indican que todas ellas fueron producidas por sismos con magnitudes (M_w) superiores a 7. La ruptura en superficie más reciente es la más pequeña, pero este sismo histórico de 1892 está bien documentado con una magnitud de 7.1-7.3. Interpretamos que la migración de fallamiento hacia el oeste a través del bloque Cerro Colorado fue resultado de un levantamiento progresivo de la falla CDD en estilo *Rolling hinge* y los sismos asociados con esta falla normal de bajo ángulo son anómalamente grandes en comparación con otras fallas normales sísmicamente activas en todo el mundo.

Palabras clave: falla normal de bajo ángulo, Cañada David, sismo de 1892, ruptura cosísmica, paleosismología, geomorfología

Abstract of the thesis presented by **Jaziel Froylán Cambrón Rosas** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth's Sciences with orientation in Geology

History of coseismic slip accumulation on the northern segment of the Cañada David fault during the past 20 000 years

Abstract approved by:

Dr. John M. Fletcher
Thesis Codirector

Dr. Thomas K. Rockwell
Thesis Codirector

This study is a structural, geomorphologic and paleoseismic analysis that attempts to understand the evolution and seismogenesis of the northern segment of the Cañada David detachment (CDD), which is an active low-angle normal fault. The CDD and Laguna Salada faults operate together to accommodate west-directed extension, which is responsible for the opening of the Laguna Salada rift basin and uplift of the metamorphic and igneous rocks in the Sierras Cucapah and El Mayor. The Cerro Colorado paleobasin is a tectonic block located near the intersection of these two faults. The block has experienced topographic inversion characterized by the transition from a period of subsidence and deposition to uplift and erosion. This transition was accompanied by the development of four generations of faults that are recognized by differences in cross cutting relationships, geomorphic and structural expression and the presence of coseismic scarp-forming faults. The first and oldest generation includes segments of the Laguna Salada and CDD faults that define the eastern limit of the Cerro Colorado paleobasin. The age of the faults becomes systematically younger toward the west and represents the westward migration of faulting that produced the topographic inversion of the block. The fourth and youngest generation includes the Cañon Rojo and Chupamirtos faults that define a new mountain front along the western margin of the Cerro Colorado block. This youngest set of faults displays a rich record of paleoseismic surface ruptures cutting late Quaternary alluvial fans, which were systematically mapped using high resolution orthophotos and DEM generated by previous drone surveys. Coseismic vertical offset was measured on fans of different ages to show that older fans record systematically greater offset than younger fans. These data strongly suggest that the abandonment of each fan surface was caused by a single earthquake rupture and that climatic changes were of only secondary importance in the formation of the telescopic fan sequence. All portions of the modern fourth-generation fault system have the same number of fans surfaces with similar geomorphic weathering characteristics and each records similar amounts of coseismic displacement over the same time intervals. This strongly suggests that all portions of the modern faults record the same paleoseismic history. Four distinct earthquake ruptures have been identified and scaling relations indicate that all of them had magnitudes greater than 7. The most recent surface rupture is the smallest, but this historic earthquake in 1892 is well documented to have had a magnitude of 7.1-7.3. We interpret that the westward migration of faulting through the Cerro Colorado block as the result of a rolling hinge style of progressive unroofing of the CDD and the earthquakes associated with this LANF are anomalously large in magnitude compared to other seismically active normal faults throughout the world.

Key Words: Low-angle normal fault, LANF, Cañada David, 1892 Laguna Salada earthquake, coseismic rupture, paleoseismology, geomorphology

Dedicatoria

“Para mi hija, esposa, padres y hermanos”

Ascender: aspiración y deber del hombre

Club montañista del IPN-ESIA Ticomán

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por la oportunidad de estudiar este posgrado.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada, asimismo, el presente trabajo fue económicamente beneficiado por el proyecto “CB-2014-239818” de CONACYT, responsabilidad del Dr. John Mackrain Fletcher.

A los miembros de mi comité, Ronald Spelz Madero, Alejandro Hinojosa Corona y Jorge Olmos Soto, por sus recomendaciones y atención. Especialmente, gracias a mis codirectores, Dr. John Mackrain Fletcher y Dr. Thomas K. Rockwell, por permitirme ampliar mis conocimientos, por su apoyo incondicional y su paciencia.

A personal de apoyo técnico/administrativo de: Sergio Arregui, Luis Gradilla, Octavio Meillón, Conchita González y Gabriel Rendón.

A mis amigos del cubil felino: Hugo Villaverde, Abel Gutiérrez y Laura Vallín por su agradable compañía en campo, laboratorio y eventos extra curriculares.

A mis amigos de CICESE: Rafael Ledesma, Andrés Guerrero, Iván Peña, José Luis Barillas, Diego Tamayo, Doris Gómez, Manuel Contreras, Iván Bazaldua, Juventino Morales, Javier Avendaño Josué González, Stephany Ortiz, Eliana Rosas, etc., gracias por su valiosa amistad y apoyo.

A mis amigos casi hermanos: Matacerros y Ermitaños, por su buena vibra a pesar de la distancia.

A mi hija Zeltzin y mi esposa Joyce por otorgarme parte de su tiempo para cumplir una meta más en mi vida, gracias.

A mis padres Froylán Cambrón y Sonia Rosas, así como a mis hermanas Itzel, Laura y mi hermano César.

¡A todos, mil gracias!

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xx
 Capítulo 1. Introducción.....	 1
1.1 Antecedentes.....	3
1.1.1 Sismicidad histórica en la cuenca Laguna Salada y el valle de Mexicali.....	3
1.1.2 Teoría de fallamiento de Anderson.....	5
1.1.3 Fallas normales de bajo ángulo (FNBA).....	6
1.1.4 Secuencias de abanicos aluviales.....	10
1.2 Hipótesis.....	13
1.3 Objetivos.....	13
1.4 Objetivo general	13
1.4.1 Objetivos específico.....	13
 Capítulo 2. Marco tectónico.....	 14
2.1 Introducción.....	14
2.1.1 Big-Bend.....	16
2.2 Marco tectónico del área de estudio.....	17
2.2.1 Cuenca Laguna Salada.....	17
2.2.2 Falla San Pedro Mártir y zona de fallas de la Sierra Juárez.....	18
2.2.3 Falla Laguna Salada.....	19
2.2.4 Falla Detachment Cañada David (CDD).....	19
2.2.5 Sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos.....	19
2.2.6 Fallas Cerro Colorado.....	20
2.3 Litología.....	22
2.3.1 Basamento de las Sierras Cucapah-El Mayor (rocas mesozoicas).....	22
2.3.2 Formación Imperial.....	25

2.3.3 Formación Palm Spring.....	27
2.3.4 Depósitos conglomeráticos Plio-Pleistocénicos (Qof).....	27
2.3.5 Abanicos aluviales (Q1-Q6).....	27
Capítulo 3. Metodología.....	29
3.1 Cartografía de abanicos aluviales y escarpes de fallas.....	29
3.2 Relaciones cortantes.....	34
3.3 Perfiles topográficos.....	34
Capítulo 4. Resultados.....	37
4.1 Evolución tectónica de la paleocuenca Cerro Colorado.....	37
4.1.1 Fallas de generación 1.....	37
4.1.2 Fallas de generación 2.....	40
4.1.3 Fallas de generación 3.....	43
4.1.4 Fallas de generación 4.....	46
4.2 Desplazamiento cosísmico de las fallas de generación 4.....	55
4.2.1 Falla CR-CH4.....	55
4.2.2 Falla CR-CH3.....	62
4.2.3 Falla CR-CH2.....	66
4.2.4 Falla CR-CH1.....	73
Capítulo 5. Discusión.....	79
5.1 Evolución tectónica de la paleocuenca Cerro Colorado.....	79
5.2 Desplazamiento cosísmico de las fallas de generación 4.....	84
5.2.1 Génesis de los abanicos aluviales.....	88
5.2.2 Rupturas modernas 1892 y 1934.....	96
5.2.2 Historia paleosísmica de las fallas de generación 4.....	102
Capítulo 6. Conclusiones.....	104
Literatura citada.....	107
Anexo.....	116

Lista de figuras

Figura		Página
1	Mapa regional del sitio de estudio con las principales estructuras geológicas. El polígono de color negro simboliza el área de estudio de esta tesis y las líneas de colores representan los diferentes sistemas de fallas: Cañada David (CDD, rojo), Laguna Salada (azul), Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH, amarillo), Cerro Colorado (CC, verde) y otras fallas (gris). Las estrellas de color rojo indican los epicentros de sismos históricos de gran magnitud cercanos al área de estudio. El polígono sombreado de color azul representa el campo geotérmico Cerro Prieto y el polígono sombreado de color gris muestra la superficie de la ciudad de Mexicali, Baja California.....	2
2	Mapa sismotectónico con las fallas mayores de la región. De color rojo se indica el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto. Las líneas de color verde corresponden al sistema de fallas Laguna Salada-Detachment Cañada David (CDD). En color anaranjado se muestra el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Las líneas de color púrpura representan las fallas de San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Otras fallas son simbolizadas con líneas de color negro. El polígono sombreado de color azul pálido concierne al área del presente estudio. Las estrellas de color rojo indican los sismos históricos de magnitud (M_w) > 6 en la región de la cuenca Laguna Salada y el valle de Mexicali. La ubicación de los sismos del 30 y 31 de diciembre de 1934 son los documentados por Hutton (2010). Los círculos de color azul corresponden a los sismos de magnitud (M_w) > 3 (RESNOM, 2017; SCSN, 2017). Modificado de Fletcher et al. 2017.....	4
3	Representación gráfica de los tres tipos de fallas: normal, inversa y de rumbo o lateral. (a) Fallas conjugadas y orientación de los esfuerzos principales. (b) Representación de sistemas de fallas conjugadas en Red de Schmidt, hemisferio inferior. Las flechas indican el sentido de los echados en cada caso. Tomado de Niemeyer, 1999.....	6
4	Compilación de frecuencia de sismos versus buzamiento (Tomado de Wernicke, 1995).....	7
5	Modelos geológicos que explican la génesis de fallas normales de bajo ángulo (FNBA). A) Modelo geológico rotacional tipo domino Múltiples fallas emergen en un alto ángulo y se infiere que se propagan a profundidad hasta la zona de transición entre cizalla frágil y dúctil. Posteriormente, las fallas y bloques del lado activo de la cuenca comienzan a rotar simultáneamente a ángulos más someros. Las fallas viejas se vuelven fallas mal orientadas y hasta llegar a ~20°-45° y se forman nuevas fallas de alto ángulo. B) Modelo geológico Rolling Hinge. Inicialmente emerge una falla normal de alto ángulo desde la zona de transición de cizalla frágil-dúctil. Conforme continua el desplazamiento, la falla rota a ángulos más someros y surge una segunda falla de alto ángulo. Finalmente, nuevas fallas emergen desde la cuenca durante el continuo levantamiento del plano de falla hasta que las rocas deformadas	9

	dúctilmente son exhumadas hacia la superficie (Tomado de Ricketts et al., 2015).....	
6	Esquema idealizado de un abanico aluvial. Arriba a la izquierda se observa una vista en sección transversal del abanico donde típicamente existe un cambio lateral de facies: grano grueso (proximal) cerca de la fuente, grano medio (media) y grano fino en la parte más alejada de la sierra (distal). Modificado de Martin-Martin et al., (2008).....	11
7	Representación gráfica de las dos principales secuencias de abanicos aluviales. La secuencia de abanicos telescópicos se caracteriza por la incisión de la superficie aluvial por su propio canal alimentador, haciéndola crecer por progradación. Los abanicos anidados, por el contrario, se caracterizan por un exceso en el aporte de sedimentos, logrando que la superficie aluvial crezca por agradación. En la Sierra El Mayor predomina la presencia de secuencias telescópicas de abanicos aluviales. En contraste, las secuencias anidadas afloran únicamente en el dominio sinforme sur, en donde el bajo gradiente topográfico parece disminuir la capacidad de erosión de los arroyos, favoreciendo la acumulación de sedimentos y la formación de secuencias anidadas. (Modificada de Al-Farraj y Harvey, 2005).....	12
8	Regiones geotectónicas que conforman la frontera de placas Pacífico-Norteamérica. a) El dominio de San Andrés que se caracteriza por transpresión. b) El dominio del Big Bend caracterizado por ser una zona transicional. c) El dominio Golfo de California caracterizado por transtensión. Con flechas azules se indica el campo y dirección de esfuerzos que actúan en cada una de ellas. (Modificada de Axen y Fletcher, 1998; en Hernández-Flores, 2015).....	15
9	Mapa con los principales sistemas de fallas presentes en el área de estudio. Ver texto para mayor información.....	21
10	Mapa geológico-estructural de las Sierras Juárez, Cucapah El Mayor (Tomado de Fletcher and Spelz, 2009).....	24
11	Columna estratigráfica esquemática de las unidades litológicas pre-tectónicas y syn-tectónicas a lo largo de la margen oriente de la cuenca Laguna Salada. Abreviaciones: Tim - Miembros de la Formación Imperial; Tps - Formación Palm Spring; Qof Conglomerado gris. Modificado de Vázquez-Hernández (1996 en Spelz, 2008).	28
12	Características de las superficies aluviales presentes en el área de estudio a partir de fotografías aéreas obtenidas por el dron "eBee". Q1: es la unidad más joven, representa los canales activos y la mayor densidad de vegetación. Q2: tiene una mayor altura relativa y está formada por barras y canales abandonados. Q3: presenta barras y canales definidos que muestran un incipiente barniz del desierto, con una densidad de vegetación 50% menor a la de la unidad Q1. Q4: se aprecia su textura rugosa debido a la preservación de barras y canales, de tonalidades parda y clara, respectivamente. Se aprecia vegetación escasa. Q5: presenta barras y canales, pero con una apariencia más suavizada que la de la unidad Q4, además de una	32

- disminución del barniz del desierto. La vegetación en esta unidad es casi nula. Q6: la presencia de barras y canales es poco evidente, con remanentes del barniz del desierto y una vegetación casi nula. Qof: dorsales elevadas compuestas por depósitos sintectónicos de edad Plio–Pleistoceno que permiten reconocer la traza de la falla CDD, esta unidad no conserva superficies.....
- 13 **Ejemplo de la delimitación de paleoescarpes.** En la imagen de la izquierda se muestra un abanico aluvial Q6 ubicado al norte del dominio sinforme al norte del Detachment Cañada David (CDD), el cual cuenta con rupturas superficiales registradas en su superficie. En la imagen a la derecha se muestran los paleoescarpes identificados por líneas rojas (Tomado de Villaverde, 2017)..... 34
- 14 **Perfil P64 visualizado en 3D (arriba) y en sección (abajo), en el fueron evaluados tres series de abanicos aluviales o marcadores geomorfológicos.** En la vista de sección (abajo) es posible apreciar que las superficies más viejas (Q6, color pardo oscuro) son sistemáticamente más elevadas. Las líneas punteadas en el bloque de techo (BT) indican su posición inferida por debajo de la superficie Q2. Se infiere que las superficies más viejas son sistemáticamente más sepultadas. La figura superior derecha indica la ubicación del perfil P64 dentro del segmento 1 (CR-CH1). Las imágenes en vista 3D y sección fueron generadas en el software Move v. 2015..... 36
- 15 **Las fallas Detachment Cañada David (CDD) y Laguna Salada (líneas de color azul) inicialmente controlaban la historia de subsidencia de la cuenca Laguna Salada.** Las líneas de color gris representan las fallas maestras activas durante las siguientes generaciones (2, 3 y 4). 39
- 16 **Las fallas activas durante la generación 2 resaltadas con líneas rojas son: falla Detachment Cañada David (CDD), sistema Cerro Colorado (CC2.1, 2.2a, y 2.2b), sistema Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1) y falla Laguna Salada.** Las líneas de color gris representan las fallas maestras inactivas durante la generación 2. Los segmentos ubicados entre las estrellas negras simbolizan los tramos abandonados de las fallas Detachment Cañada David (9.5 km) y Laguna Salada (12 km)..... 42
- 17 **Las fallas activas durante la generación 3 resaltadas con líneas de color verde, representan a las fallas Detachment Cañada David (CDD), sistema Cerro Colorado (CC2.2a, 3.1 y 3.2), sistema Cañón Rojo-Chupamirtos segmento 1 (CR-CH1) y falla Laguna Salada (LS3.1).** Las líneas de color gris representan las fallas maestras inactivas durante la generación 3. Los segmentos ubicados entre las estrellas negras representan los tramos abandonados de las fallas Detachment Cañada David (CDD, 1.7 km), Cerro Colorado segmentos 2.1, 2.2b (CC2.1, 4.6 km; CC2.2b, 3.6 km) y Cañón Rojo-Chupamirtos segmento 1 (CR-CH1, 0.7 km)..... 45
- 18 **Fallas activas durante la generación 4 (líneas de color amarillo), representan el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1, 2, 3 y 4) y falla Laguna Salada (LS3.1).** Las líneas de color gris representan las fallas maestras inactivas durante la generación 4. El segmento de falla Detachment Cañada David (CDD) ubicado entre las estrellas negras representa el tramo abandonado de 5 km de longitud. El 47

	triángulo azul representa el límite norte de la ruptura de 1934, propuesta por Villaverde (2017). El triángulo rojo simboliza el límite sur documentado por Mueller y Rockwell (1991, 1995) y el triángulo verde representa el límite sur del sismo de 1892, sugerido por Villaverde (2017).....	
19	Segmento 4 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH4, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos y las líneas de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. La línea de color gris indica la traza de la falla Detachment Cañada David (CDD). El triángulo azul simboliza el límite norte de la ruptura asociada al sismo de ML=6.5 de 1934, documentado por Villaverde (2017)	49
20	Segmento 3 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH3, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos mapeados y los contornos de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. Asimismo, el triángulo azul simboliza el límite norte sugerido por Villaverde (2017) para la ruptura asociada al controvertido evento de 1934.....	50
21	Segmento 2 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH2, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos mapeados y los contornos de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. La línea roja y punteada muestra las zonas con ausencia de escarpes cosísmicos y los polígonos de color negro indica la ubicación donde se excavaron trincheras (sitios 13, 14 y 14.1). Asimismo, el triángulo verde simboliza el límite sugerido por Villaverde (2017) y el triángulo rojo indica el límite documentado por Rockwell et al., (2014) para la ruptura en superficie del sismo de 1892.....	52
22	Segmento 1 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan escarpes cosísmicos y los contornos de color blanco indican los contactos litológicos de la unidad Qof. Las líneas de color negro muestran los segmentos abandonados de las fallas Laguna Salada y CR-CH1 (0.7 km)	54
23	Mosaico de mapas en los que se ilustra la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2-Q3. A) Distribución de perfiles a lo largo del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. Los polígonos de color purpura indican la localización de los sitios de trincheras excavadas en 2016. Los polígonos de color negro indican la posición de los mapas de mayor detalle (B, C y D). B) Mapa de detalle del extremo norte del segmento de falla CR-CH4 donde se indica la posición de los perfiles con líneas negras y su respectiva medición, las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos y las líneas blancas muestran los contactos litológicos. C) Mapa de detalle de la ubicación de los perfiles P22, P23 y P24, estas mismás representan la posición de trincheras excavadas en los sitios 11 y 12. D) Mapa de detalle de la posición de los perfiles P06, P08 y P14 indicadas con líneas negras.....	56

- 24 **Mosaico de mapas que muestran la ubicación de los perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q4.** A) Mapa índice con la distribución de perfiles contenidos en la unidad aluvial Q4 en toda la extensión del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3, los polígonos de color purpura indican la localización de los sitios de trincheras excavadas en 2016. Los polígonos de color negro indican la posición de los mapas de mayor detalle (B y C). B) Mapa de detalle del extremo norte del segmento de falla CR-CH4 donde existe el único afloramiento de Q4 y el respectivo perfil P29 en el que fue medido su desplazamiento. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos. C) Mapa de detalle del extremo sur del segmento de falla CR-CH4 donde pudo ser mejor evaluado el conjunto de escarpes Q4 por medio de 8 perfiles indicados con líneas negras. La estrella anaranjada representa el límite sur de este segmento de falla, asimismo, indica la intersección con la falla Detachment Cañada David (CDD) mostrada con línea de color verde. 58
- 25 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q5.** A) Mapa índice donde se indica la posición de los perfiles P18, P19 y P20 dentro del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul), estos coinciden con la ubicación de los sitios de trincheras 9 y 10, representados con polígonos de color purpura. La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q5 por medio de 3 perfiles indicados con líneas negras, la etiqueta con fondo blanco muestra el desplazamiento estimado en cada perfil. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 59
- 26 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q6.** A) Mapa índice que muestra la posición de los perfiles (líneas negras) donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 dentro del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul), estos coinciden con la ubicación de los sitios de trincheras 7.2, 9 y 10 (polígonos de color purpura). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 (perfiles P05a, P16, P17 y P21). Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos cartografiados..... 61
- 27 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q6.** A) Mapa índice con la ubicación de los perfiles (líneas negras) dentro del segmento de falla CR-CH3 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH2 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 (perfiles P34, P35, P37, P38, P39 y P40). Las estrellas anaranjadas indican los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH3. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 63

- 28 **Mapas que muestran la ubicación de los perfiles donde fue evaluado el levantamiento relativo de las unidades más jóvenes a Q6 (Q5, Q4, Q3 y Q2) con respecto a Q1.** A) Mapa índice donde se muestra la localización de los perfiles (líneas negras) dentro del segmento de falla CR-CH3 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH2 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de las unidades más jóvenes que Q6 con respecto a Q1. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH3. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos cartografiados..... 65
- 29 **Perfil P54.** A) Mapa índice que ilustra la ubicación del perfil (línea de color negro) en el segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul). B) Vista en perspectiva del perfil P54 a partir de un modelo 3D generado en Move v. 2015. C) Vista en sección del perfil P54. El perfil topográfico es mostrado con línea de color blanco, la línea amarilla indica la traza del perfil P54, las líneas anaranjadas muestran la pendiente de la unidad aluvial Q6..... 66
- 30 **Mapas que exponen la ubicación de los perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2-Q3, producidos durante el sismo de 1892.** A) Mapa índice de los perfiles topográficos (líneas de color negro) distribuidos a lo largo del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul) donde fue estimado el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2. Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH3 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q2. Los perfiles P44, P45 y P46 no cortan ningún escarpe cosísmico, sin embargo, muestran un levantamiento menor comparado con aquellos sitios donde se observa la presencia de escarpes. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 68
- 31 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el levantamiento relativo de las superficies Q4 y Q5.** A) Mapa índice que indica la localización de los perfiles topográficos (líneas de color negro) ubicados en el extremo norte del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul) donde fue estimado el desplazamiento de los conjuntos de escarpes Q4 y Q5. Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde afloran las superficies Q4 y Q5 y los respectivos perfiles en los que fueron evaluados. Las etiquetas de fondo blanco resaltan los datos obtenidos de la superficie Q4 y la etiqueta de fondo pardo claro ilustra el único dato obtenido de la superficie Q5. La estrella anaranjada simboliza el extremo norte de la falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 70

- 32 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el levantamiento relativo de las superficies Q6 con respecto a Q1 y Q2.** A) Mapa índice que ilustra la ubicación de los perfiles topográficos (líneas de color negro) donde fue medido el levantamiento relativo de la superficie aluvial Q6 a lo largo del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento de Q6, la estrella anaranjada simboliza el extremo norte de la falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 72
- 33 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de desplazamiento cosísmico en escarpes del conjunto Q2-Q3 a lo largo del segmento de falla CR-CH1.** A) Mapa índice donde se muestran los perfiles topográficos con líneas de color negro, la línea de color azul representa la traza del segmento de falla CR-CH1, las fallas de color lila representan los segmentos aledaños (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el desplazamiento cosísmico vertical producido por el sismo de 1892. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH1. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 74
- 34 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de levantamiento relativo de la superficie aluvial Q4 a lo largo del segmento de falla CR-CH1.** A) Mapa índice donde se muestran los perfiles topográficos con líneas de color negro, la línea de color azul representa la traza del segmento de falla CR-CH1, las fallas de color lila representan los segmentos aledaños (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de Q4. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH1. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados..... 76
- 35 **Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de levantamiento relativo de las superficies aluviales Q5 y Q6 a lo largo del segmento de falla CR-CH1.** A) Mapa índice que muestra la distribución de los perfiles topográficos (líneas de color negro) sobre la traza del segmento de falla CR-CH1 (línea de color azul), las fallas de color lila representan los segmentos aledaños (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de Q5 y Q6. Las etiquetas muestran los datos obtenidos en cada perfil, la etiqueta verde resalta la única medición de la superficie Q6. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH2. Las 78

	líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.....	
36	Mapa con la compilación de las cuatro generaciones de fallas que representan la evolución de fallamiento al interior de la paleocuenca Cerro Colorado. Las flechas de diferente color y acordes a cada generación, representan la dirección de propagación del desprendimiento que surge de los flancos de algún megamulion de alta longitud de onda. La línea punteada de color negro indica la intersección de las fallas de Generación 4 con la falla Detachment Cañada David (CDD) a una profundidad promedio de -5 km, considerando que las fallas de la Generación 4 tienen un buzamiento promedio de 65°	80
37	Sección geológica-estructural A-A' de la paleocuenca Cerro Colorado. Representación simplificada de las diferentes generaciones de fallas a profundidad. Nótese que el ángulo de la rampa entre cada generación de fallas es más somero conforme aumenta su edad.	81
38	Curvas promedio de desplazamiento vertical de cada superficie aluvial cartografiada: líneas moradas-Q6, líneas verdes-Q5, líneas rojas-Q4 y líneas azules-Q2-Q3 (1892, MOD). Las barras de error indican el error estimado en una medida y permiten mejorar la correlación de mediciones. Cuando los marcadores desplazados son visibles en ambos bloques del escarpe de falla, se asume un error de 10 % superior y 10% inferior de la medición (1892 (Q2-Q3) en segmentos 1 y 2; todas las superficies en segmentos 3 y 4). Para los marcadores que se observan en el bloque de piso y que son cubiertos en el bloque de techo, se asumió un error de 20 % superior debido a que estas estimaciones son mínimas (Q4, Q5 y Q6 en segmentos 1 y 2). Las superficies sombreadas debajo de las curvas corresponden a los desplazamientos diferenciales de cada marcador geomorfológico: lila-Q6, verde pálido-Q5, anaranjado pálido-Q4, azul pálido-1892 (Q2-Q3) y MOD (Moderno).....	87
39	Modelos genéticos para secuencias telescópicas de los abanicos aluviales. 1) Modelo dominado por procesos climáticos: a) Depositación de la superficie aluvial Q6. b) Erosión del abanico aluvial Q6 y depositación de la superficie Q5 c) Evento sísmico que origina la formación de escarpes del conjunto Q5-Q6. 2) Modelo dominado por procesos tectónicos. a) Depositación de la superficie aluvial Q6. b) Evento sísmico que origina la formación de escarpes del conjunto Q6. c) Periodo intersísmico donde se erosiona la parte levantada de la terraza Q6 creando la unidad Q5. d) Se genera otro evento sísmico que produce escarpes del conjunto Q5. Q6 acumula el desplazamiento de dos sismos. e) Periodo intersísmico y depositación de la superficie aluvial Q4. f) Generación del sismo que provoca la formación del conjunto de escarpes Q4. La unidad Q6 acumula el desplazamiento de tres sismos y Q5 registra la deformación de dos eventos.....	88
40	Relocalización de los sismos de 1934 indicados con estrellas rojas (Hutton et al., 2010; USGS, 2017; SCEDC, 2017). Posición de los epicentros de 1934 propuestos por Leeds (1979) simbolizados con estrellas verdes, así como los mecanismos focales obtenidos por Doser (1994). Las líneas rojas representan la ruptura de 58 km de longitud documentada por Rockwell et al., (2015). La línea azul muestra el tramo	91

	adicional propuesto en esta tesis para la ruptura del sismo de 1892 (La imagen de fondo fue tomado del CEM3.0, INEGI, 2017).....	
41	Regresión de magnitud de momento (M) y longitud de ruptura en superficie (SRL). El polígono y la etiqueta de color azul representan el intervalo de ruptura que podría tener el sismo de 1892. El polígono de color azul pálido simboliza el intervalo de magnitud de 7.1 a 7.3 para el sismo de 1892 (Rockwell et al., 2015). Las líneas de colores guinda y azul representan las rupturas más recientes en la región. La línea de color negro indica la longitud total de la falla CDD y la línea roja muestra la longitud de ruptura propuesta en este estudio (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994)	92
42	Regresión de magnitud de momento (M) y máximo desplazamiento (MD). El polígono y la etiqueta MOD de color azul representan el MD estimado en los segmentos 3 y 4. La línea y etiqueta 1934? de color anaranjado representan el máximo desplazamiento (MD) pronosticado para un sismo M 6.5 como el propuesto por Leeds (1979) en esta región (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994).....	93
43	Distribución de desplazamiento estimado para el sismo de 1892. Las líneas rojas representan los datos obtenidos por Rockwell et al. (2015). Las líneas de color azul muestran la curva de desplazamiento vertical promedio obtenida en este estudio para los marcadores geomorfológicos Q2-Q3. La línea de color azul pálido indica el desplazamiento lateral (~1.5 m) observado en el segmento 4 (Modificado de Rockwell et al., 2015)	95
44	Determinación de factores de desplazamiento cosísmico. La línea roja indica el desplazamiento cosísmico para los segmentos 1 y 2. La línea azul representa el desplazamiento cosísmico en los segmentos 3 y 4. Se consideró un desplazamiento lateral 50% mayor al desplazamiento vertical para los segmentos 3 y 4.....	97
45	Regresiones propuestas por Wells y Coppersmith (1994). A) Regresión de magnitud de momento (M) y máximo desplazamiento (MD). La etiqueta de 1892 agrupa los marcadores geomorfológicos Q2-Q3. La proyección con la etiqueta 1934? representa el sismo controversial de M 6.5 propuesto por Leeds (1979) cuyo desplazamiento sería menor a 1 m. B) Regresión de magnitud de momento (M) y longitud de ruptura en superficie (SRL). La etiquetas y líneas de colores guinda, negro, azul y rojo representan la longitud documentada por Rockwell et al., (2015), longitud total de la falla CDD, longitud de ruptura documentada por Fletcher et al., (2014) para el sismo Mw 7.2 de 2010 y longitud propuesta para la ruptura de 1892, respectivamente. Los triángulos de colores indican los desplazamientos máximos estimados para cada marcador o superficie (Tabla 2). El polígono de color azul pálido representa el intervalo M 7.1 a 7.3 del sismo de 1892 (Mueller and Rockwell, 1991; 1995; Rockwell et al., 2015).....	99
46	Rupturas estimadas para cada evento con base en su desplazamiento máximo. La línea azul representa la ruptura del sismo de 1892 (Mw 7.1-7.3, ~79 km de longitud). La línea roja simboliza la ruptura del evento Q4 (Mw 7.39, ~98 km de longitud). La línea verde muestra la ruptura del evento Q5 (Mw 7.41, ~102 km de longitud). La	101

línea morada indica la ruptura asociada al evento Q6 (Mw 7.6, ~149 km de longitud), la cual rebasa los límites del frente montañoso definido por las Sierras El Mayor-Cucapah. La línea amarilla corresponde a la ruptura del sismo de 2010 (Mw 7.2, ~110 km de longitud). La imagen de fondo fue tomada del CEM3.0, INEGI, 2017.

47	Perfil topográfico P01.....	116
48	Perfil topográfico P02.....	117
49	Perfil topográfico P03.....	118
50	Perfil topográfico P04.....	119
51	Perfil topográfico P05a.....	120
52	Perfil topográfico P06.....	121
53	Perfil topográfico P08.....	122
54	Perfil topográfico P09.....	123
55	Perfil topográfico P10.....	124
56	Perfil topográfico P11.....	125
57	Perfil topográfico P12.....	126
58	Perfil topográfico P14.....	127
59	Perfil topográfico P16.....	128
60	Perfil topográfico P17.....	129
61	Perfil topográfico P18.....	130
62	Perfil topográfico P19.....	131
63	Perfil topográfico P20.....	132
64	Perfil topográfico P21.....	133
65	Perfil topográfico P22.....	134

66	Perfil topográfico P23.....	135
67	Perfil topográfico P24.....	136
68	Perfil topográfico P27.....	137
69	Perfil topográfico P28.....	138
70	Perfil topográfico P29.....	139
71	Perfil topográfico P30.....	140
72	Perfil topográfico P31.....	141
73	Perfil topográfico P32.....	142
74	Perfil topográfico P33.....	143
75	Perfil topográfico P34.....	144
76	Perfil topográfico P35.....	145
77	Perfil topográfico P36.....	146
78	Perfil topográfico P36a.....	147
79	Perfil topográfico P37.....	148
80	Perfil topográfico P38.....	149
81	Perfil topográfico P39.....	150
82	Perfil topográfico P40.....	151
83	Perfil topográfico P41.....	152
84	Perfil topográfico P42.....	153
85	Perfil topográfico P43.....	154
86	Perfil topográfico P44.....	155

87	Perfil topográfico P45.....	156
88	Perfil topográfico P46.....	157
89	Perfil topográfico P47.....	158
90	Perfil topográfico P48.....	159
91	Perfil topográfico P49.....	160
92	Perfil topográfico P50.....	161
93	Perfil topográfico P51.....	162
94	Perfil topográfico P52.....	163
95	Perfil topográfico P53.....	164
96	Perfil topográfico P54.....	165
97	Perfil topográfico P55.....	166
98	Perfil topográfico P56.....	167
99	Perfil topográfico P57.....	168
100	Perfil topográfico P58.....	169
101	Perfil topográfico P59.....	170
102	Perfil topográfico P60.....	171
103	Perfil topográfico P61.....	172
104	Perfil topográfico P62.....	173
105	Perfil topográfico P63.....	174
106	Perfil topográfico P64.....	175
107	Perfil topográfico P65.....	176

Lista de tablas

Tabla	Página
1 Edades relativas de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapah por Mueller y Rockwell (1995).....	33
2 Los desplazamientos verticales son expresados de dos maneras diferentes. A) Desplazamiento promedio cuando las curvas consecutivas son subparalelas entre sí, su nomenclatura es dada por “$x \pm y$”. B) Consiste en un rango de desplazamiento cuando las curvas son oblicuas y muestran un gradiente sistemático, la nomenclatura dada en este caso es “x a y”	96
3 Desplazamiento cosísmico máximo de cada marcador geomorfológico. Nótese que los desplazamientos de los marcadores Q5 y Q6 son muy similares en los cuatro segmentos, ambos muestran sus desplazamientos más bajos en los segmentos centrales 2 y 3.....	98
4 Nomenclatura de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapah por Mueller y Rockwell (1995). La edad relativa se asignó mediante la comparación de superficies aluviales datadas en Valle Imperial, por Goodmacher y Rockwell (1991) y en el Desierto de Mojave, por Reheis et al. (1989) debido a que se considera que fueron desarrolladas bajo condiciones climáticas similares (Modificada de Mueller y Rockwell, 1995).....	102

Capítulo 1. Introducción

Las fallas de bajo ángulo son estructuras geológicas ampliamente documentadas pero su comportamiento mecánico de formación y evolución tectónica es todavía poco entendido debido a dos aspectos: 1) la compilación global de mecanismos focales de fallas normales muestra que solo una pequeña fracción de eventos tiene inclinación menor a 30° y, 2) la teoría de fallamiento de Anderson predice que las fallas normales con inclinación menor a 30° no pueden deslizarse (Wernicke, 1995).

La falla Detachment Cañada David (CDD) es un ejemplo único a nivel mundial de una estructura activa con presencia de escarpes cosísmicos a lo largo de su traza. Esta falla se ubica a ~25 km al sur de la ciudad de Mexicali y delimita el margen occidental de la Sierra El Mayor (Figura 1). La falla CDD muestra una traza fuertemente curvilínea de ~55 km de longitud, con dos pares principales de mega pliegues antiformes y sinformes (Spelz, 2008). La falla CDD buza hacia el oeste con un ángulo de $\sim 20^\circ$ y presenta 1-2 m de salvanda multicolor rodeada por una zona de cataclasis que llega a alcanzar 100-200 m de espesor. Además, la falla CDD controla el levantamiento de la Sierra El Mayor y la subsidencia de la porción sur de la cuenca Laguna Salada (Spelz, 2008). En contraste, la falla Laguna Salada es una estructura casi sub vertical, óptimamente orientada y dominada por la componente lateral derecha.

La actividad de las fallas CDD y Laguna Salada ha sido relacionada con la presencia de complejos arreglos de escarpes que cortan a las superficies aluviales del Cuaternario (Axen et al., 1999; Mueller y Rockwell, 1995; Spelz, 2008; Spelz et al., 2008). La datación relativa de dichas superficies es basada en el desarrollo del suelo, características ambientales y geomorfológicas (Mueller y Rockwell, 1995). Estas edades relativas han permitido establecer las relaciones cortantes entre dichas superficies y los escarpes de falla. Asimismo, determinar segmentos de fallas sísmicamente activos en diferentes intervalos de tiempo (Spelz, 2008).

El presente trabajo tiene por objeto establecer la evolución del fallamiento relacionado con la actividad de la falla Detachment Cañada David en su segmento norte (Figura 1). Específicamente, todas las estructuras alrededor y dentro de la paleocuenca Cerro Colorado (PCC). Conjuntamente, clasificar las fallas con base en sus características geomorfológicas, litológicas y estructurales para determinar segmentos que fueron contemporáneamente activos y documentar la migración de fallamiento a través de la PCC. Esto mediante la elaboración de cartografía a escala de detalle a partir de ortomosaicos y modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m) obtenidos en estudios previos (Villaverde, 2017; Vallín, 2017; Gutiérrez, 2017).

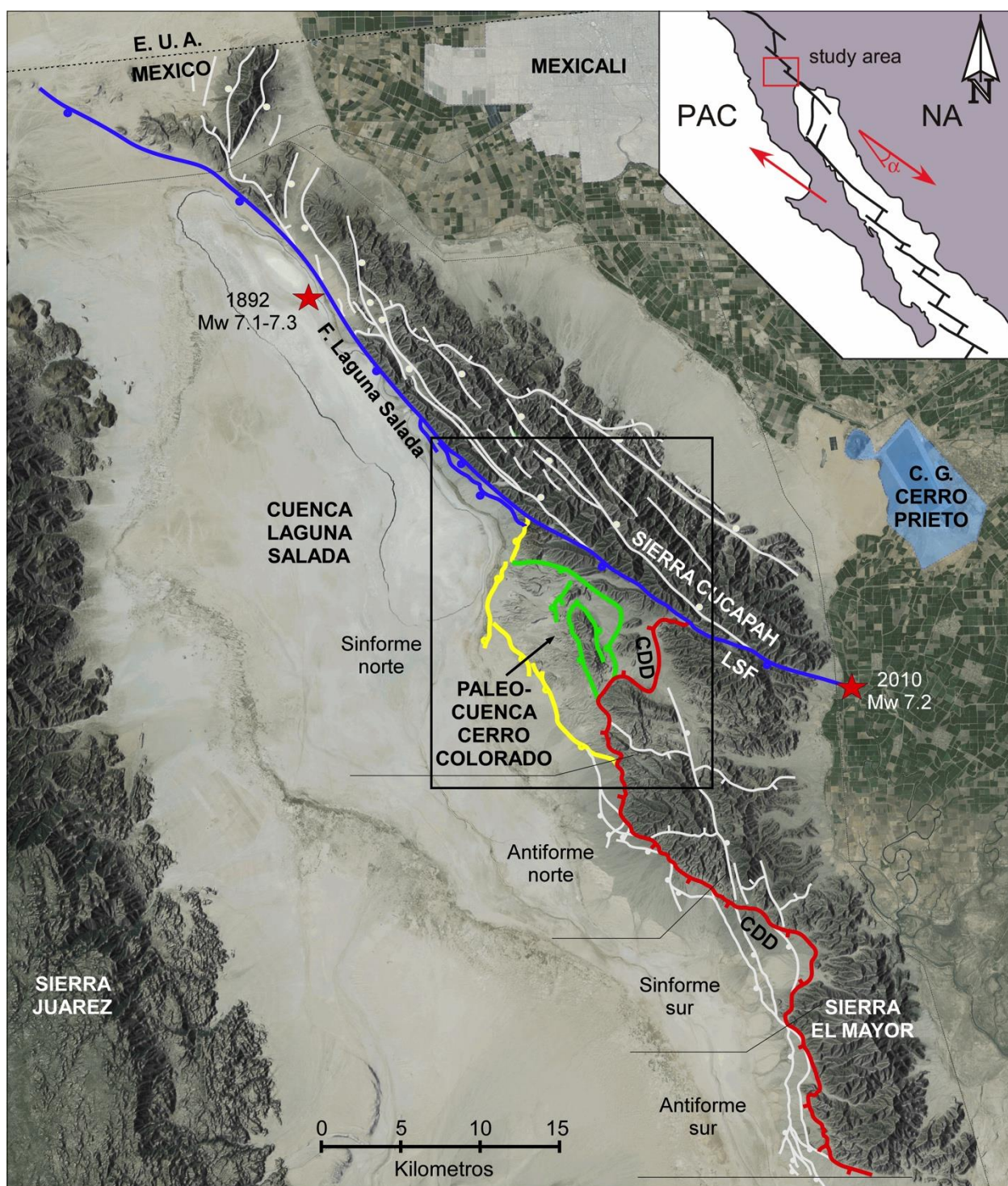


Figura 1. Mapa regional del sitio de estudio con las principales estructuras geológicas. El polígono de color negro simboliza el área de estudio de esta tesis y las líneas de colores representan los diferentes sistemas de fallas: Cañada David (CDD, rojo), Laguna Salada (azul), Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH, amarillo), Cerro Colorado (CC, verde) y otras fallas (gris). Las estrellas de color rojo indican los epicentros de sismos históricos de gran magnitud cercanos al área de estudio. El polígono sombreado de color azul representa el campo geotérmico Cerro Prieto y el polígono sombreado de color gris muestra la superficie de la ciudad de Mexicali, Baja California.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Sismicidad histórica en la cuenca Laguna Salada y el valle de Mexicali

La región noreste de la península de Baja California, que corresponde al municipio de Mexicali, se considera como una zona de alta peligrosidad sísmica debido a la ocurrencia de eventos de $M > 7$ (CENAPRED, 2001). La sismicidad de la región ha sido documentada por poco más de un siglo, debido a la corta historia de sus urbes. La Red Sismológica del Sur de California, instalada en 1932, junto a la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), instalada en 1977, han registrado la actividad sísmica de la región norte de Baja California. Sin embargo, existen registros históricos de sismos ocurridos previo a la instalación de dichas redes de monitoreo (Vallín, 2017).

El sismo del 23 de febrero de 1892, cuyo epicentro fue propuesto originalmente por Mueller y Rockwell (1995) al norte de la falla Laguna Salada, rompió ~58 km a lo largo de las fallas Laguna Salada y Cañón Rojo (Rockwell et al., 2015). A partir de la longitud de la ruptura y del valor del desplazamiento total (4 m de deslizamiento dextral y 3.5 m de deslizamiento normal), Rockwell et al., 2015 estimaron que el sismo tuvo una magnitud (M_w) de entre 7.1 a 7.3. Sin embargo, estudios posteriores (Villaverde, 2017) han logrado determinar que la longitud de la ruptura se extiende por más de 60 km, a lo largo de la Falla Cañón Rojo y Laguna Salada (Figura 2).

El epicentro del sismo del 30 de diciembre de 1934 de magnitud $M_L = 6.5$, se ubicó, en un principio, cerca de la Falla Chupamirtos, al sur del dominio sinforme norte de la falla Detachment Cañada David (Leeds, 1979). Spelz (2008) propuso la posibilidad de que el tipo de fallamiento y los indicadores cinemáticos a lo largo del plano de falla no son consistentes con el mecanismo focal determinado por Doser (1994) para dicho evento. Sin embargo, y con base en el análisis de las relaciones cortantes, Villaverde (2017) propone que los escarpes modernos localizados al sur de la falla Chupamirtos (segmento 4 o CR-CH4) están relacionados con el sismo de 1934. También reportó que este evento produjo una ruptura de ~30 km de longitud, desde el dominio sinforme sur hasta el dominio del sinforme norte. No obstante, los epicentros de los sismos del 30 y 31 de diciembre de 1934 documentados por Leeds (1979), fueron reubicados en el valle de Mexicali (Hutton, 2010), particularmente sobre la falla Indiviso (Figura 2), la cual acomoda gran parte de desplazamiento en su componente lateral. Por tal circunstancia, su reubicación es más coherente con el mecanismo focal documentado por Doser (1994).

El sismo más reciente y de mayor magnitud registrado en la región ocurrió el 4 de abril de 2010, presentando una magnitud (M_w) de 7.2, con una superficie primaria de ruptura de ~ 120 km con rumbo NW–SE, y en cuyo punto medio se localiza aproximadamente el epicentro (Figura 2, Fletcher et al, 2014),. Dicho evento reveló un sistema de al menos siete fallas principales, incluyendo la falla Laguna Salada, y numerosas fallas secundarias, volviéndola una de las rupturas más complejas documentadas en el límite de Placas Pacífico–Norte América (Fletcher et al., 2014; 2016). Este sismo causó daños severos en todo el municipio de Mexicali, incluyendo su principal núcleo urbano, y se sintió a más de 200 km en el norte de Baja California y el Sur de California (Fletcher et al., 2014).

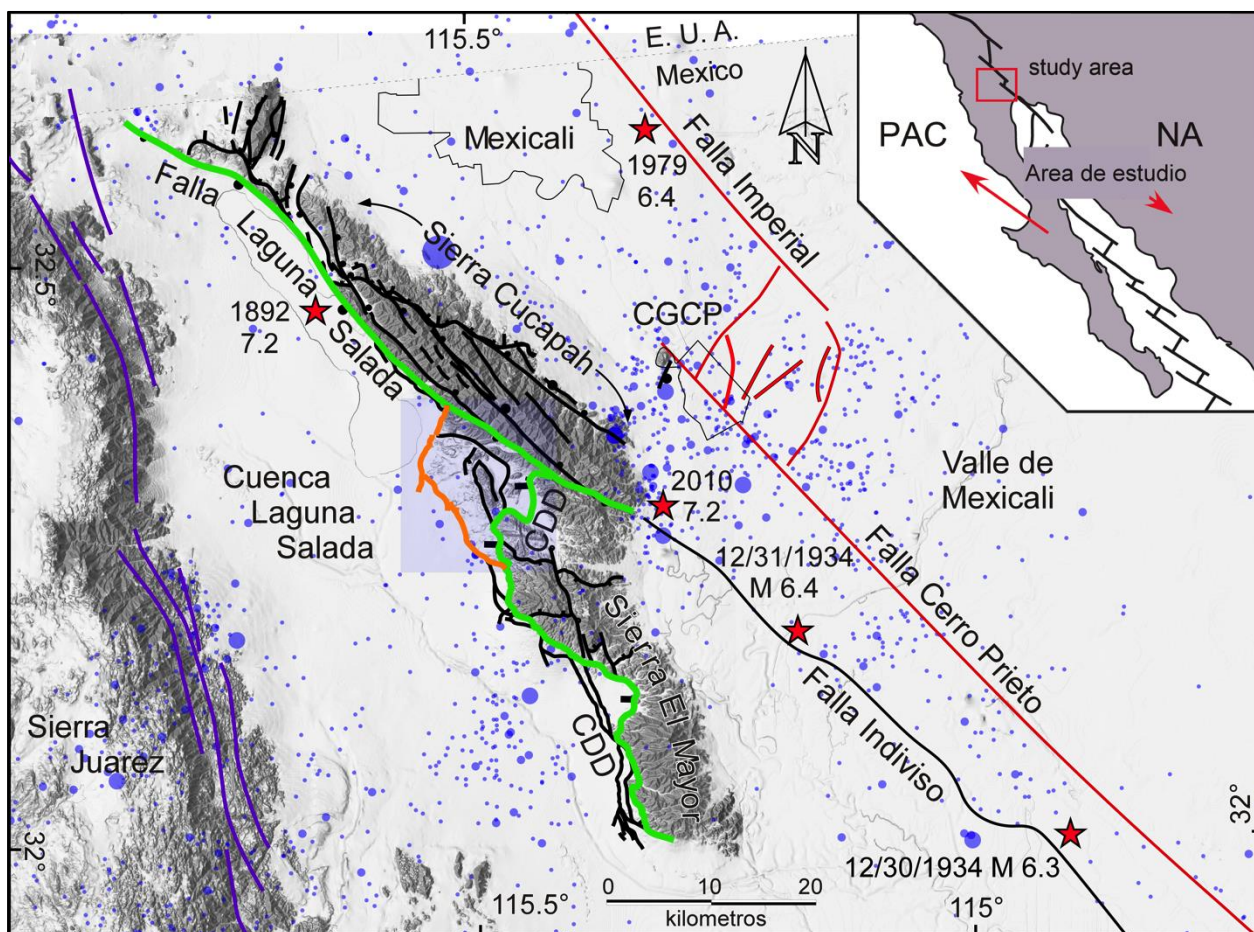


Figura 2. Mapa sismotectónico con las fallas mayores de la región. De color rojo se indica el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto. Las líneas de color verde corresponden al sistema de fallas Laguna Salada-Detachment Cañada David (CDD). En color anaranjado se muestra el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Las líneas de color púrpura representan las fallas de San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Otras fallas son simbolizadas con líneas de color negro. El polígono sombreado de color azul pálido concierne al área del presente estudio. Las estrellas de color rojo indican los sismos históricos de magnitud (M_w) > 6 en la región de la cuenca Laguna Salada y el valle de Mexicali. La ubicación de los sismos del 30 y 31 de diciembre de 1934 son los documentados por Hutton (2010). Los círculos de color azul corresponden a los sismos de magnitud (M_w) > 3 (RESNOM, 2017; SCSN, 2017). Figura modificada de Fletcher et al. 2017.

1.1.2 Teoría de fallamiento de Anderson

Esta teoría está basada en las relaciones geométricas que se observan entre las direcciones de esfuerzos principales y un sistema de fallas conjugadas, ya sea en experimentos con probetas de rocas o en casos de fallas naturales. Las relaciones geométricas son las siguientes (Figura 3):

- Los esfuerzos principales son normales por definición y actúan sobre planos principales de esfuerzos.
- Dos esfuerzos principales son horizontales y uno vertical.
- Las fallas conjugadas se forman con orientaciones predecidas por el criterio de fallamiento Mohr-Coulomb.
- Una falla óptimamente orientada típicamente forma un ángulo $\sim 30^\circ$ con σ_1 .
- La intersección de un par de fallas conjugadas define la orientación de σ_2 .
- El ángulo agudo entre un par de fallas conjugadas es 2θ , y se encuentra bisectado por σ_1 .
- La dirección de deslizamiento (estría de la falla) queda definida por la intersección entre el plano de falla y el plano (σ_1, σ_3) .
- El sentido de deslizamiento es tal que la cuña de material contenida en el ángulo agudo se mueve hacia adentro.

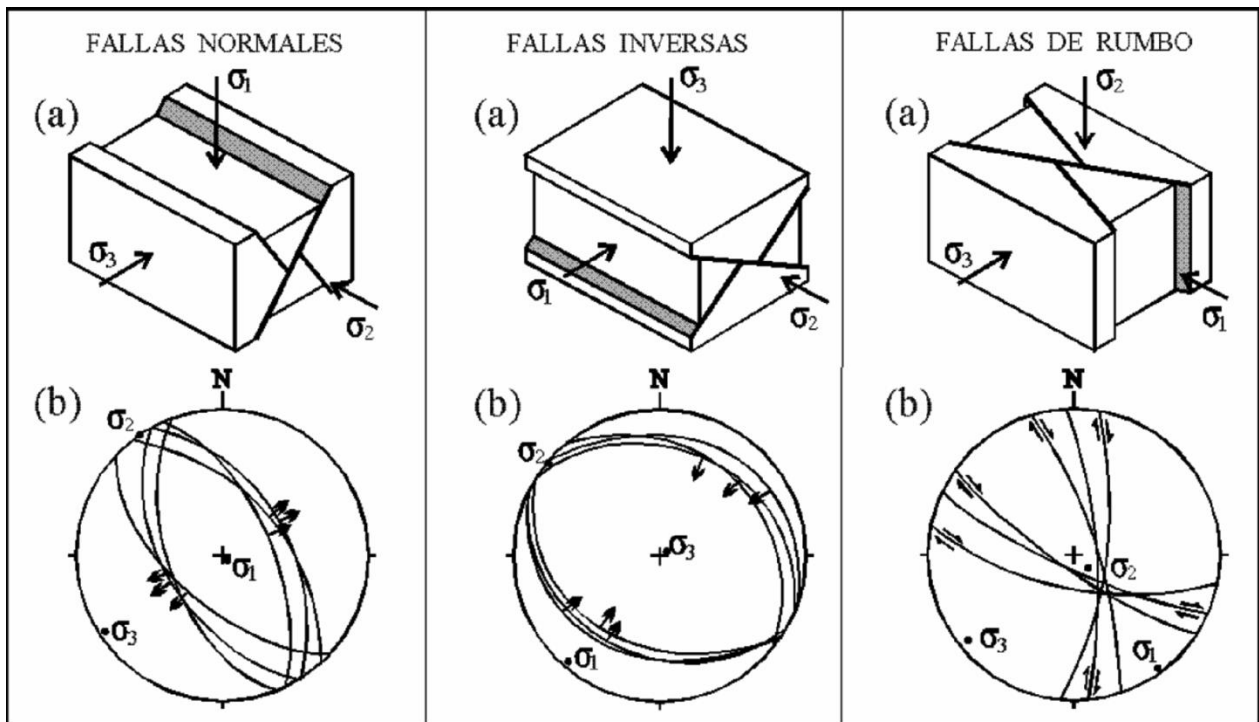


Figura 3. Representación gráfica de los tres tipos de fallas: normal, inversa y de rumbo o lateral. (a) Fallas conjugadas y orientación de los esfuerzos principales. (b) Representación de sistemas de fallas conjugadas en Red de Schmidt, hemisferio inferior. Las flechas indican el sentido de los echados en cada caso. Tomado de Niemeyer, 1999.

1.1.3 Fallas normales de bajo ángulo (FNBA)

Las fallas de bajo ángulo son estructuras geológicas ampliamente documentadas pero su comportamiento mecánico de formación y evolución tectónica es todavía poco entendida debido a dos aspectos: 1) una compilación global de mecanismos focales de fallas normales muestra que solo una pequeña fracción de eventos tiene inclinación menor a 30° y 2) el mecanismo de fallamiento de Anderson predice que las fallas normales con inclinación menor a 30° no pueden deslizar (Wernicke, 1995; Figura 4).

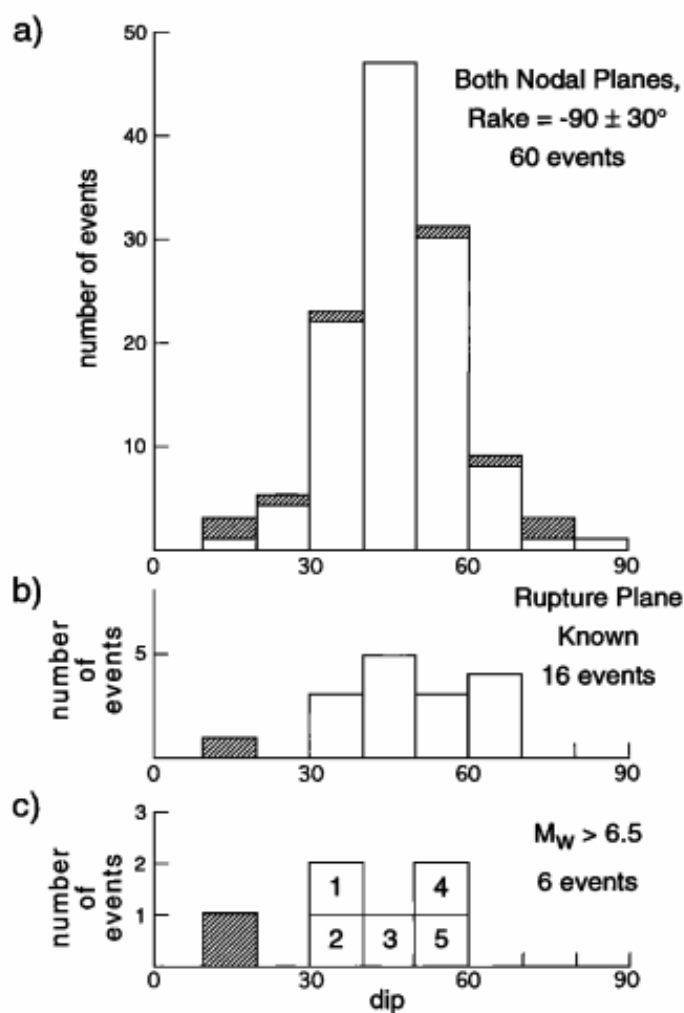


Figura 4. Compilación de frecuencia de sismos *versus* buzamiento (Tomado de Wernicke, 1995).

La génesis de las FNBA es uno de los aspectos más controvertidos ya que es poco claro si inician con un ángulo somero o comienzan a formarse a partir de una estructura de alto ángulo la cual disminuye su buzamiento conforme aumenta la deformación progresiva tal como lo documentan Wong y Gans (2008) en la Sierra Mazatán, Sonora, México. Otro aspecto de debate es la pobre o nula relación entre la sismicidad y las FNBA, a pesar de que existen numerosos estudios a nivel mundial que confirman dicha relación (Baja California: Axen et al., 1999; Spelz et al., 2008; Fletcher y Spelz, 2009;), (Sierra Mazatán: Wong y Gans, 2008), (Dixie Valley: Caskey et al., 1996), (sureste de Arizona: Johnson y Loy, 1992), (Turquía: Eyidogan y Jackson, 1985), (Italia: Westaway y Jackson, 1987; Pantosti y Valensise, 1980; Bernard y Zollo, 1989; Chiaraluce et al., 2007), (Grecia: Reitbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996; Bernard et al., 1997), (cuenca Woodlark, Papúa Nueva Guinea: Abers, 1991), etc.

Durante los últimos 45 años, muchas FNBA han sido extensamente mapeadas en áreas de extensión continental, muchas de ellas asociadas con complejos de núcleo metamórfico donde comúnmente secuencias sedimentarias o volcánicas son falladas en el bloque de techo y rocas cristalinas conforman el bloque de piso (Colletini y Sibson, 2001).

En zonas tectónicamente activas, los escarpes de falla preservados en materiales pobremente consolidados han sido utilizados como evidencia categórica de rupturas superficiales asociadas con la ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud (Bucknam y Anderson, 1979 en Spelz, 2008). Entre las rupturas bien estudiadas después de un evento sísmico destacan las descritas por Slemmons (1957), Myers y Hamilton (1964), Crone et al. (1987), Beanland et al. (1989, 1990). Rupturas estudiadas después de décadas del sismo sobresalen los trabajos de Bull and Pearthree (1987), Spelz et al. (2008) y Fletcher et al. (2014, 2016). Pantosti and Valensise (1990), mapearon la ruptura asociada al evento sísmico de 1954 de Iripina Italia, donde documentaron rupturas de sedimentos no consolidados a lo largo de 38 km. Bernard y Zollo (1989), asociaron esta ruptura con una FNBA.

Existen dos modelos que tratan de explicar la génesis de las FNBA. El primero de ellos es el modelo geológico rotacional tipo domino (Figura 5A), en este caso las fallas emergen con ángulos altos, su buzamiento disminuye a medida que el sistema evoluciona. Asimismo, mientras esto ocurre, los estratos rotan, inclinándose cada vez más. Este movimiento implica que las fallas se desprenden a profundidad desde la zona de transición de cizalla frágil-dúctil, por ejemplo, el nivel de transición entre el comportamiento sísmico y asísmico dentro de la Corteza. Los espacios producidos por los bloques rígidos son rellenados con magma, que al salir a la superficie conforma aparatos volcánicos (Niemeyer, 1999).

También las aristas de los bloques son afectadas por la erosión y el material se va acumulando en las cuencas tectónicas producidas, originando depósitos asociados al crecimiento de fallas o *growth-fault deposits*. Los sedimentos presentan un manteo más pronunciado en la base de la secuencia y éste se dirige siempre contra las fallas, excepto al llegar a la falla donde se pone asintótico a ella. Notar además que los sedimentos presentan forma de cuña, siendo sus estratos cada vez más gruesos al aproximarse a la falla. En el mecanismo de fallamiento del tipo dominó, llega un momento en que el sistema se bloquea, y en este caso se inauguran nuevas fallas que cortan a las anteriores, según las cuales el movimiento es más fácil. Un modelo alternativo y comúnmente propuesto en el área de estudio es el modelo geológico de Anticlinal migrante o *Rolling Hinge* (Wernickie and Axen, 1988; Figura 5B). Este propone que inicialmente emerge una falla de alto ángulo que disminuye su inclinación conforme aumenta la profundidad. Justo en la zona de transición de cizalla frágil-dúctil, la falla adquiere un carácter horizontal y paralelo a la zona de

transición. Conforme aumenta la deformación progresiva, la falla inicial de alto ángulo rota a ángulos más someros y una segunda falla de alto ángulo comienza a formarse, también el bloque de techo colapsa y forma un pliegue de tipo *roll over*. Como consecuencia, un rebote isostático levanta parte de la corteza inferior. Posteriormente, nuevas fallas emergen al interior de la cuenca durante el continuo levantamiento del plano de falla. Las rocas de falla deformadas dúctilmente son exhumadas hacia la superficie.

Durante la deformación, la corteza superior es adelgazada y el Moho es levantado. La erosión del complejo de falla levantada es una placa superior y eventualmente la placa inferior será expuesta. La deformación en la placa superior es frágil pero la cizalla a lo largo del desprendimiento horizontal es inicialmente plástica. Sin embargo, esta deformación adquiere un carácter más frágil cuando el bloque desprendido es levantado. La cizalla dirigida contrariamente sobre el lado del bloque colgante permanece activa y se mueve en dirección del bloque colgante.

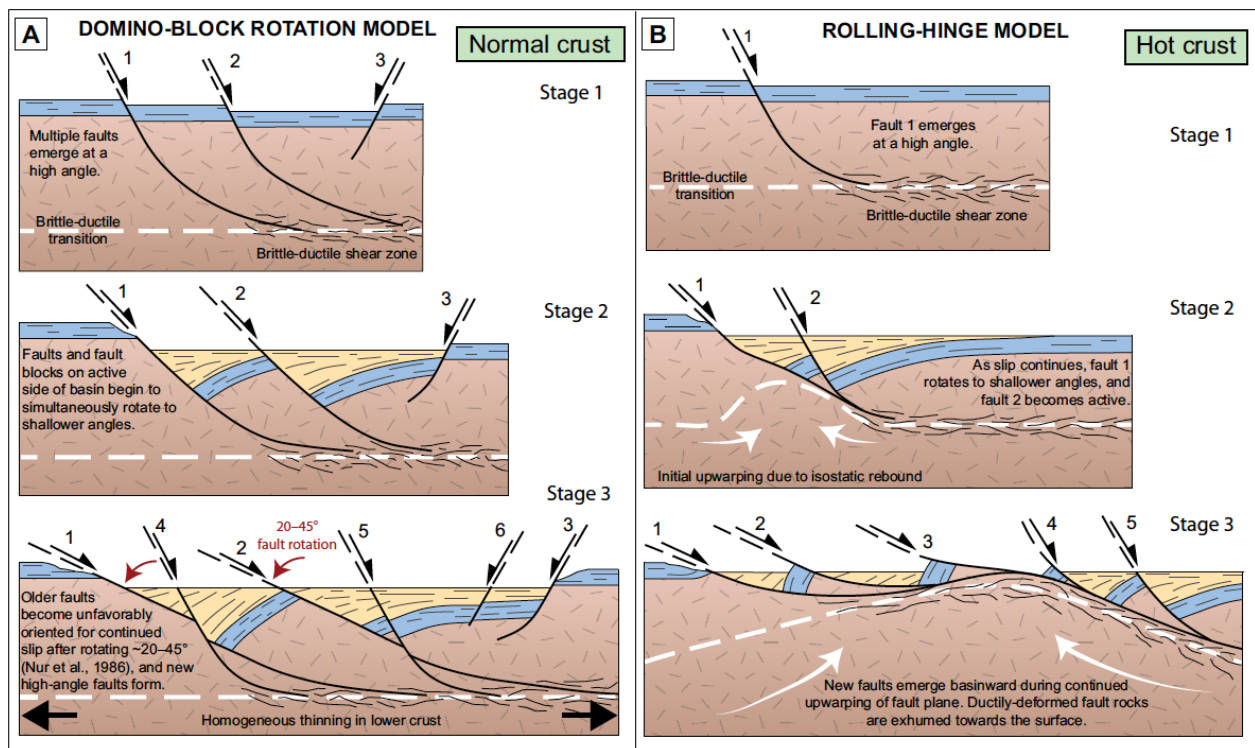


Figura 5. Modelos geológicos que explican la génesis de fallas normales de bajo ángulo (FNBA). A) Modelo geológico rotacional tipo domino. Múltiples fallas emergen en un alto ángulo y se infiere que se propagan a profundidad hasta la zona de transición entre cizalla frágil y dúctil. Posteriormente, las fallas y bloques del lado activo de la cuenca comienzan a rotar simultáneamente a ángulos más someros. Las fallas viejas se vuelven fallas mal orientadas y hasta llegar a ~20°-45° y se forman nuevas fallas de alto ángulo. B) Modelo geológico *Rolling Hinge*. Inicialmente emerge una falla normal de alto ángulo desde la zona de transición de cizalla frágil-dúctil. Conforme continua el desplazamiento, la falla rota a ángulos más someros y surge una segunda falla de alto ángulo. Finalmente, nuevas fallas emergen desde la cuenca durante el continuo levantamiento del plano de falla hasta que las rocas deformadas dúctilmente son exhumadas hacia la superficie (Tomado de Ricketts et al., 2015).

1.1.4 Secuencias de abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son depósitos esporádicos y turbulentos de pie de monte formados por flujos de sedimentos de gravedad, durante periodos de inundación (Blair and McPherson, 1994; Figura 6). En regiones áridas, los abanicos aluviales típicamente son el resultado de una compleja interacción entre factores climáticos y tectónicos (Gómez-Villar, 1996; Harvey, 1999; Blum y Törnqvist, 2000; Dorn, R.I., 1996). En consecuencia, estos rasgos geológicos se han convertido en uno de los más importantes marcadores geomorfológicos utilizados para constreñir la edad y definir las tasas de deslizamiento a lo largo de una amplia gama de fallas activas (Nash, D., 1986; Spelz et al., 2008; Mueller y Rockwell, 1991, 1995).

A través del estudio de las características geomorfológicas de los escarpes de falla y su relación con la sedimentación, erosión y las condiciones climáticas que forman los abanicos aluviales, se ha podido evaluar la historia de la actividad tectónica de diferentes arreglos de fallas durante el Cuaternario tardío (Mueller y Rockwell, 1991, 1995; Hsu y Pelletier, 2004; Nash, D., 1980, 1986; Brown et al., 1998).

Se reconoce que en las secuencias de abanicos aluviales pueden estar configuradas en dos estilos: telescópica y anidada (Al-Farraj y Harvey, 2005). En una secuencia telescópica las superficies más viejas se encuentran sistemáticamente más levantadas (Al-Farraj y Harvey, 2005; Figura 6). Por el contrario, en una secuencia anidada las superficies aluviales más viejas se encuentran por debajo de las más jóvenes (Al-Farraj y Harvey, 2005; Figura 7). La formación de esas dos configuraciones depende principalmente de dos factores: 1) erosión y acumulación de clastos aluviales y 2) el régimen de levantamiento por subsidencia. El primer factor es principalmente controlado por factores climáticos y el segundo por factores tectónicos. Se espera que las secuencias telescópicas se formen en ambientes dominados por erosión y/o levantamiento, mientras que las secuencias anidadas se forman en ambientes dominados por depositación y/o subsidencia. En el área de este estudio a lo largo de la franja de fallas activas se ha documentado una secuencia de abanicos aluviales configurados en una forma telescópica lo cual puede formarse debido a procesos climáticos o procesos tectónicos.

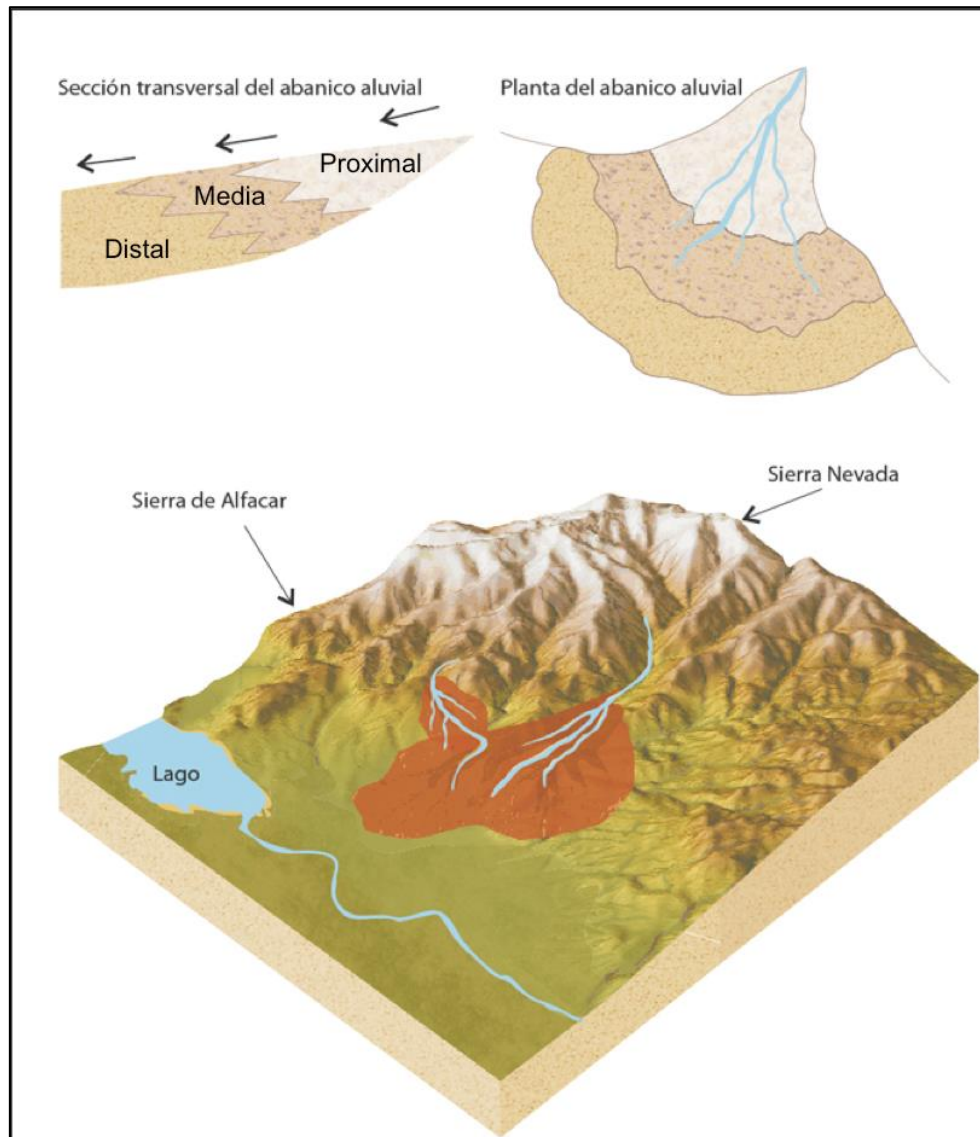


Figura 6. Esquema idealizado de un abanico aluvial. Arriba a la izquierda se observa una vista en sección transversal del abanico donde típicamente existe un cambio lateral de facies: grano grueso (proximal) cerca de la fuente, grano medio (media) y grano fino en la parte más alejada de la sierra (distal). Modificado de Martin-Martin et al., (2008).

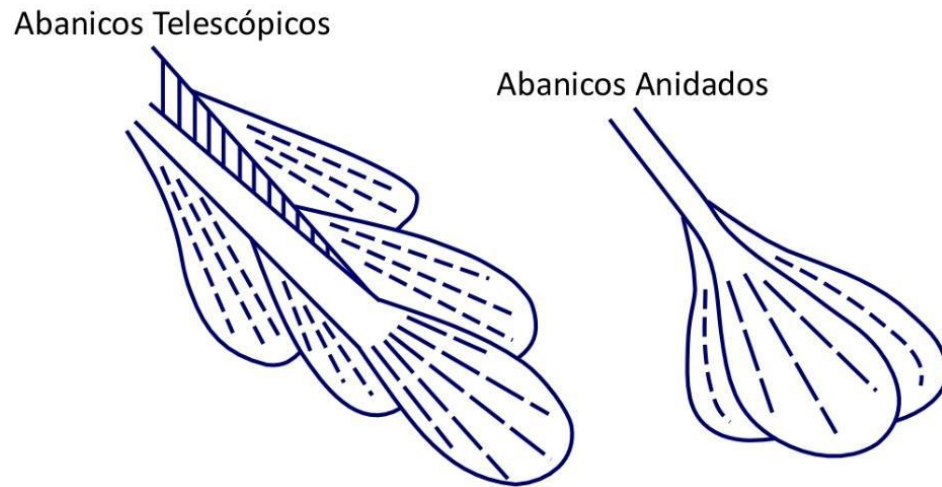


Figura 7. Representación gráfica de las dos principales secuencias de abanicos aluviales. La secuencia de abanicos telescópicos se caracteriza por la incisión de la superficie aluvial por su propio canal alimentador, haciéndola crecer por progradación. Los abanicos anidados, por el contrario, se caracterizan por un exceso en el aporte de sedimentos, logrando que la superficie aluvial crezca por agradación. En la Sierra El Mayor predomina la presencia de secuencias telescópicas de abanicos aluviales. En contraste, las secuencias anidadas afloran únicamente en el dominio sinforme sur, en donde el bajo gradiente topográfico parece disminuir la capacidad de erosión de los arroyos, favoreciendo la acumulación de sedimentos y la formación de secuencias anidadas. (Modificada de Al-Farraj y Harvey, 2005).

Una secuencia telescópica puede formarse principalmente debido a procesos climáticos los cuales pueden provocar un régimen dominado por erosión. En este caso, el abandono de superficies aluviales podría ocurrir independientemente de procesos tectónicos y se espera que diferentes generaciones de superficies pueden registrar la misma historia tectónica de levantamiento por escarpes. El modelo climático predice que no habrá diferencia de desplazamiento entre dos generaciones de abanicos y de esta manera ambas unidades tendrán el mismo desplazamiento acumulado. Si la génesis de la secuencia telescópica está dominada principalmente por procesos tectónicos, se espera que habrá una relación sistemática entre la edad de la superficie abandonada y la cantidad de desplazamiento acumulado por los escarpes que cortan dicha superficie. En este caso se espera que las superficies más viejas son sistemáticamente más levantadas que las superficies más jóvenes. Además, si el abandono y levantamiento de superficies es estrictamente controlado por procesos tectónicos se espera que cada evento sísmico que produce una ruptura superficial debe de generar una superficie aluvial abandonada.

1.2 Hipótesis

Las fallas de bajo ángulo desarrollan fallas secundarias óptimamente orientadas capaces de producir sismos y/o de transferir y acomodar deformación cosísmica.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Establecer la evolución del fallamiento relacionado con la actividad de la falla de Detachment Cañada David en la paleocuenca Cerro Colorado.

1.3.2 Objetivos específicos

- Caracterizar todas las estructuras alrededor y dentro de la paleocuenca Cerro Colorado.
- Clasificar las fallas con base en sus características geomorfológicas, litológicas y estructurales para determinar segmentos que fueron contemporáneamente activos y documentar la migración de fallamiento a través de la cuenca.
- Clasificar y medir sistemáticamente los desplazamientos cosísmicos de los escarpes con base en sus relaciones cortantes para caracterizar la historia de los eventos sísmicos ocurridos en las estructuras activas.
- Generar un modelo que explique la sismogénesis de las fallas activas con base en el evento sísmico histórico de 1892 así como para todos los eventos prehistóricos.

Capítulo 2. Marco Tectónico

2.1 Introducción

En el régimen tectónico actual, la placa Pacífico diverge en dirección noroeste de la placa de Norteamérica a una velocidad de 46 mm/año (Wei et al. 2011). Este movimiento relativo entre las placas, es acomodado a través de un extenso arreglo de fallas que se extiende por 2500 km y definen la frontera entre las placas Pacífico-Norteamérica, entre los puntos triples Mendocino al norte y Rivera al sur. Las fallas que conforman la nueva frontera de placas muestran un amplio rango de orientaciones, Axen y Fletcher (1998) analizaron la distribución y cinemática de las fallas y observaron que la deformación esta particionada, lo que es consistente con las variaciones laterales del campo de esfuerzos reportadas por Zoback et al. (1991). Con base en estas observaciones dividieron la frontera entre placas en tres dominios tectónicos (Figura 8) que se describen a continuación de norte a sur:

a) San Andrés. Se extiende desde el punto triple de Mendocino hasta el norte de las Sierras Transversas. Este dominio se caracteriza por cizalla transpresiva, sin embargo, la deformación se encuentra particionada y separada espacialmente por la Sierra Nevada, de manera que la componente extensional E-W es acomodada en el *Basin and Range* por un sistema de fallas con orientación NE-SW las cuales se extienden por varias decenas de kilómetros, mientras que la componente de acortamiento es acomodada en una estrecha zona de deformación compuesta por algunas fallas inversas y pliegues y por la falla San Andrés, que debido al predominio de las fuerzas compresivas, con orientación E-W se encuentra bloqueada, lo que provoca una enorme acumulación de esfuerzos que cuando son liberados producen sismos de gran magnitud.

b) Big Bend. Es el dominio central de la frontera Pacifico-Norteamérica, se extiende desde las Sierras Transversas hasta el delta del Colorado y el alto Golfo de California (Figura 8). Incluye varios sistemas de fallas que trabajan en conjunto para acomodar la deformación producida por los otros dos dominios cinemáticos. Por lo tanto, es un dominio transicional donde la cizalla transpresiva del dominio de San Andrés cambia a cizalla transtensiva en el Golfo de California. De acuerdo con Faults y Henry (2008) se originó debido a la reubicación de la frontera entre placas para unir el eje del Golfo de California con la parte antigua de la falla de San Andrés a lo largo de la costa de California. Las fallas que conforman este dominio transfieren el 80% de la cizalla producto del movimiento relativo entre las placas (Freymueller et al, 1999).

c) Golfo de California. Este dominio se extiende desde el límite sur del Big-Bend en la desembocadura del delta del Colorado en el Golfo de California hasta la dorsal Alarcón en la boca del Golfo. Los esfuerzos transtensionales son acomodados en un estrecho eje de deformación integrado por un sistema escalonado de fallas normales unidas por fallas transformes, lo que genera centros de dispersión o cuencas de tipo *pull-apart*. La componente extensional de la deformación tiene una orientación E-W.

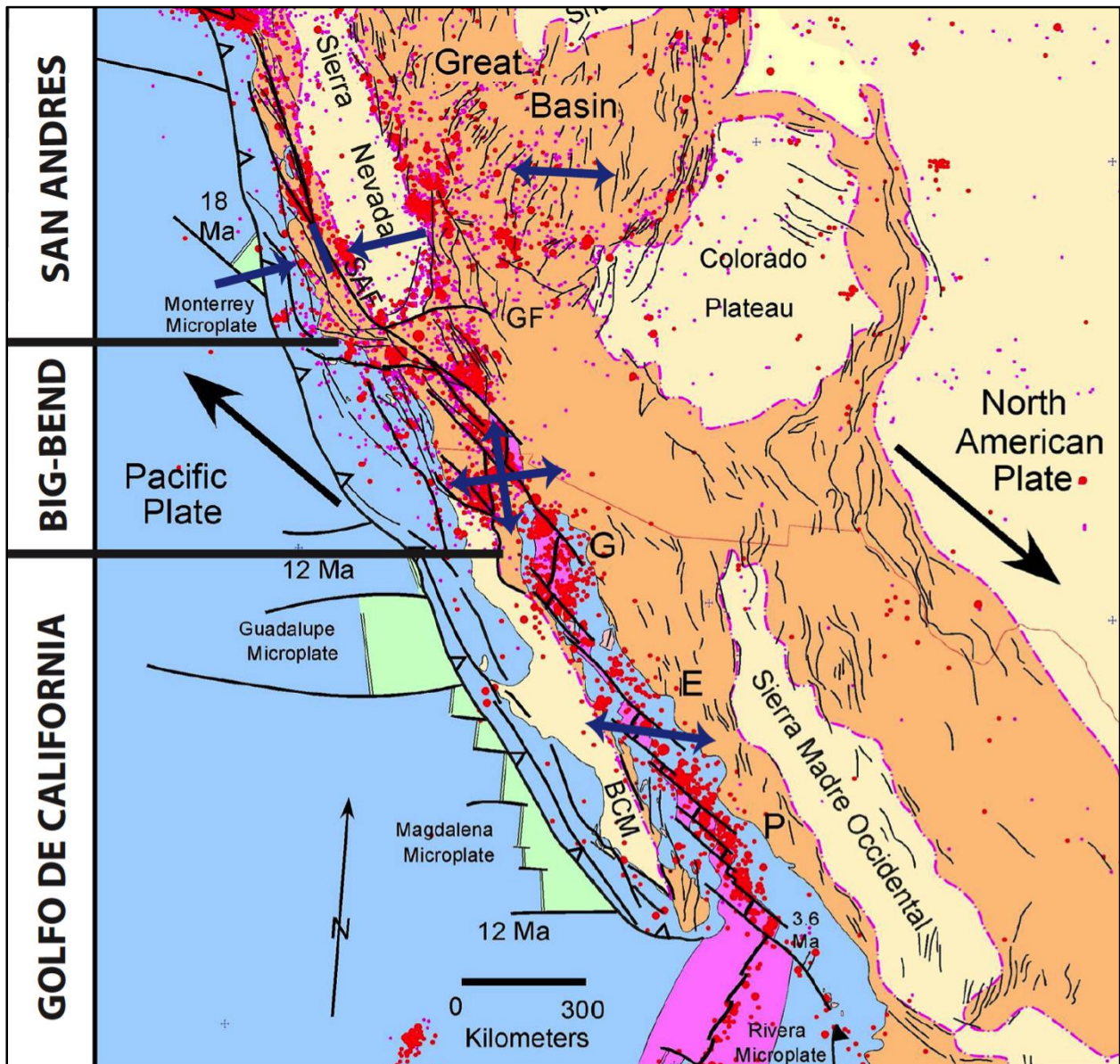


Figura 8. Regiones geotectónicas que conforman la frontera de placas Pacífico-Norteamérica. a) El dominio de San Andrés que se caracteriza por transpresión. b) El dominio del Big Bend caracterizado por ser una zona transicional. c) El dominio Golfo de California caracterizado por transtensión. Con flechas azules se indica el campo y dirección de esfuerzos que actúan en cada una de ellas. (Modificada de Axen y Fletcher, 1998; en Hernández-Flores, 2015).

2.1.1 Región del Big-Bend

Es el dominio central de la frontera de placas Pacífico-Norteamérica, donde se encuentran las fallas que conforman el presente estudio. Está delimitado al norte por la falla Garlock, que transfiere la cizalla del cinturón de deformación Walker al frente Wasatch a lo largo del *Great Basin*. La parte central incluye el segmento de la falla San Andrés donde esta se pliega y cambia a un rumbo NW-SE, razón por la cual se denominó Big-Bend. El sur del pliegue de la falla de San Andrés se compone de un sistema de fallas escalonado con saltos a la izquierda que conforman un *restraining bend* (Hill y Dibblee, 1953) de las cuales sobresalen el segmento sur de la falla de San Andrés que acomoda 26 ± 2 mm/año, San Jacinto acomoda 2 ± 1 mm/año y Elsinore 4 ± 1 mm/año del movimiento relativo entre las placas Pacífico-Norteamérica (Savage et al., 1994; Mueller y Rockwell, 1995). Estas fallas conectan respectivamente con los sistemas de fallas del norte de Baja California que conforman la región sur del Big Bend.

El primer sistema ubicado al noreste de Baja está integrado por las fallas Imperial-Cerro Prieto el cual atraviesa el valle de Mexicali, se trata de fallas transcurrentes que acomodan cizalla lateral derecha, la falla Imperial acomoda 35 ± 2 mm/año mientras que la falla Cerro Prieto acomoda $42 \pm$ mm/año (Bennett et al., 1996). Están separadas por un salto a la izquierda lo que da origen a una cuenca *pull-apart* que presenta actividad magmática muy cercana al volcán Cerro Prieto, esta configuración es similar a las fallas del Golfo con las que conecta. El desplazamiento que acomodan estas fallas es difícil de estimar debido a que no generan topografía importante y al formar parte del delta del Colorado la poca evidencia es sepultada o erosionada bajo los sedimentos que descarga. Sin embargo, es el sistema que presenta la mayor actividad sísmica (Suarez et al., 1982).

La porción suroeste del Big-Bend está delimitado por el sistema de fallas transpeninsulares integrado por las fallas de San Miguel-Vallecitos, Ojos Negros, Tres Hermanos y la falla Agua Blanca que delimita el límite sur del Big Bend. El desplazamiento a lo largo de este sistema de fallas está dominado por cizalla lateral derecha y en conjunto acomodan el 20% de la cizalla restante y transfieren la cizalla a las fallas del borde continental (Suárez-Vidal, et al, 1991). Al igual que la falla San Andrés, este sistema también transecta la totalidad del batolito Cretácico. La falla dominante es la falla Agua Blanca, que en su porción central presenta ~ 4.8 km de desplazamiento durante el Cuaternario (Allen et al., 1960), sin embargo, la sismicidad a lo largo de esta falla está restringida, siendo más activo el extremo NW (Suárez-Vidal et al, 1991); abanicos aluviales desplazados sugieren actividad reciente (Dixon et al., 2000). En comparación con la Falla Agua Blanca las fallas San Miguel-Vallecitos son menos continuas; es un arreglo de fallas escalonado con saltos a la izquierda, de las que se distinguen segmentos discretos de ~ 20 km de

longitud orientados hacia el NW, la actividad sísmica es mayor en este sistema, siendo la más activa la falla San Miguel (Frez y Frías-Camacho, 1998; Suárez-Vidal et al, 1991). Se estima que tienen un intervalo de recurrencia es de ~80 000 años (Hirabayashi et al., 1996).

Aunque éstos son los principales sistemas de fallas, existen numerosas fallas las cuales se piensa que tienen periodos de recurrencia mayores debido a que no se asocian al patrón de actividad sísmica, sin embargo, han registrado eventos sísmicos históricos de gran magnitud producto de interacciones entre varios segmentos de fallas menores. Entre estos destacan el sismo de Landers Mw 7.3 en 1992, Héctor Mine Mw 7.1 en 1999 y el más reciente el Mayor-Cucapah Mw 7.2 en 2010 (Hernández-Flores, 2015).

2.2 Marco tectónico del área de estudio

Al suroeste del sistema Imperial-Cerro Prieto y dentro del dominio denominado Big-Bend se ubica el segundo sistema de fallas del norte de Baja California, este es definido por las fallas Laguna Salada y Detachment Cañada David (CDD) mismas que comprenden el presente estudio (Figuras 1, 2 y 9). Ambas fallas delimitan el margen oeste de la sierra Cucapah y sierra El Mayor, respectivamente y el límite este de la cuenca Laguna Salada. Estas fallas son las encargadas de controlar la subsidencia de la cuenca y el levantamiento de las sierras (Axen et al., 2000; Axen y Fletcher, 1998; Martin Barajas et al., 1999). En conjunto, ambas fallas acomodan entre 2-4 mm/año del desplazamiento entre las placas y también transfieren el 80% de la cizalla producto del movimiento relativo entre las placas, desde el dominio extensional del Golfo de California hacia la costa de California, en el dominio transpresivo San Andrés.

2.2.1 Cuenca Laguna Salada

La cuenca Laguna Salada es una depresión tectónica de ~20 km de ancho la cual se extiende ~100 km en dirección NNW, hacia la porción suroeste el Valle Imperial en el sur de California (Stock et al., 1996). La cuenca es semi-cerrada y su elevación promedio se encuentra por debajo del nivel medio del mar. La topografía plana y yerma de la cuenca contrasta dramáticamente con la elevada y accidentada topografía de las Sierras Juárez, Cucapah y El Mayor que la limitan hacia el oeste y al este, respectivamente (Figuras 1, 2 y 9). Hacia el sur, la cuenca Laguna Salada se encuentra abierta y está limitada por la planicie deltaica

del Río Colorado y los bajos de marea del alto Golfo de California (Spelz, 2008). La cuenca Laguna Salada es actualmente un lecho lacustre árido, sin embargo, en tiempos históricos y hasta 1936, coincidiendo con la construcción y llenado de la presa Hoover, la cuenca Laguna Salada era un lago somero alimentado periódicamente por las incursiones del sistema del Río Colorado, y la depositación de sedimentos clásticos de grano grueso derivados a partir de las cuencas de drenaje en las Sierras Juárez, Cucapah y El Mayor (Contreras et al., 2005).

La cuenca Laguna Salada fue originalmente interpretada como una estructura de tipo *pull apart* controlada por fallas destrales-oblicuas con orientación NW (e.g., Mueller y Rockwell, 1991). Interpretaciones estructurales más recientes sugieren que la cuenca es un graben asimétrico somero formado y controlado por fallamiento de bajo ángulo con dirección de transporte hacia el oeste (Axen, 1995, 1999; Axen et al., 1998; Axen y Fletcher, 1998; Axen et al., 2000), y probablemente con un estilo tectónico de tipo *Rolling hinge* (e.g., Wernicke y Axen, 1988). Modelos geofísicos derivados a partir de estudios gravimétricos, magnéticos (García-Abdeslem et al., 2001; Martín-Atienza, 2001) y sismológicos, así como el estudio y análisis estratigráfico de pozos exploratorios de prospección geotérmica (Martín-Barajas et al., 2001), son consistentes con esta geometría de medio graben, sugiriendo asimismo una mayor subsidencia de la cuenca a lo largo de su margen oriente.

2.2.2 Falla San Pedro Mártir y zona de fallas de la sierra Juárez

En conjunto definen el escarpe principal del Golfo (Gastil et al., 1975) y conforman el límite occidental de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). Es un sistema de fallas lítricas que buzcan hacia el este, son fallas con desplazamiento subvertical que ha provocado un levantamiento promedio de 1.5-2.5 km, sin embargo, en algunas partes alcanzan alturas de hasta 3 km. Estas fallas se extienden por aproximadamente 100 km (Figuras 1 y 2).

2.2.3 Falla Laguna Salada

Es una falla de alto ángulo, con un buzamiento variable de 55-70° hacia el suroeste (Figuras 1, 2 y 9). La traza de la falla es casi lineal, mide ~57 km y está integrada por varios segmentos que presentan

diferentes orientaciones. Presenta desplazamiento oblicuo dextral y transporte tectónico hacia el oeste. Se estima que desde el Mioceno a la actualidad ha acomodado al menos 11 km de desplazamiento lateral derecho (Mueller y Rockwell, 1991; 1995).

2.2.4 Falla Detachment Cañada David (CDD)

Es una falla de tipo normal de bajo ángulo con buzamiento hacia el oeste la cual yuxtapone unidades litológicas del Mioceno-Pleistoceno en contacto lateral con basamento cristalino del Mesozoico. La zona de falla buza por lo general con un ángulo de $\sim 20^\circ$ y presenta 1-2 m de salvanda multicolor rodeada por una zona de cataclasis que llega a alcanzar 100-200 m de espesor (Spelz, 2008). De manera similar a la gran mayoría de fallas de gran desplazamiento, la falla Cañada David muestra una traza fuertemente curvilínea con dos pares principales de mega pliegues antiformes y sinformes (Figuras 1, 2 y 9). La actividad tectónica a lo largo de la falla Cañada David se piensa inició hace ~ 12 Ma, tiempo a partir del cual la falla ha acomodado 10-12 km de extensión horizontal según lo revela la termocronología de baja temperatura de las rocas en el bloque de piso (Axen et al., 2000). La edad de la falla Cañada David es consistente con la edad de la secuencia sedimentaria syn-tectónica que incluye a las Formaciones Imperial y Palm Spring del Mioceno tardío y Plioceno Pleistoceno, respectivamente, al igual que otros depósitos Cuaternarios de origen local (Axen et al., 1998; Axen y Fletcher, 1998; Dorsey y Martin-Barajas, 1999; Martín-Barajas et al., 2001; Siem y Gastil, 1994; Vázquez-Hernández et al., 1996).

2.2.5 Sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH)

En estudios previos, las fallas Cañón Rojo y falla Chupamirtos fueron consideradas como dos estructuras independientes debido a su orientación (Figura 9). Villaverde (2017), documentó que ambas fallas conforman un sistema compuesto por cuatro segmentos con base en sus relaciones cortantes. Sin embargo, estos segmentos de falla muestran diferencias importantes en su cinemática. Los segmentos 1 y 2 (CR-CH1 y CR-CH2) solo acomodan desplazamiento de tipo normal o vertical, en contraste, los segmentos 3 y 4 (CR-CH1 y CR-CH2) acomodan desplazamiento oblicuo de tipo normal-lateral derecho. Este sistema se sitúa adyacente a la falla Laguna Salada y dentro del segmento norte de la falla CDD el cual, forma una corrugación sinformal al frente de montaña.

El sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos es definido por rupturas en superficie que cortan depósitos del Cuaternario tardío los cuales, se encuentran íntimamente relacionados con la actividad tectónica más reciente a lo largo de la falla maestra de bajo ángulo CDD (Axen et al, 1999; Spelz, 2008; Fletcher y Spelz, 2009; en Villaverde, 2017). A lo largo de su rumbo, los cuatro segmentos de falla contienen rocas y depósitos sedimentarios de la cuenca Laguna Salada en su bloque de techo, mientras que en su bloque de piso aflora la sección estratigráfica del Plioceno-Pleistoceno depositada durante la subsidencia de la cuenca. Estos depósitos levantados han experimentado una inversión topográfica y definen un nuevo frente montañoso con una configuración antiformal (Figura 9). En los resultados, este sistema de fallas es descrito de sur a norte, siguiendo la nomenclatura propuesta por Villaverde (2017).

2.2.6 Fallas Cerro Colorado (CC)

Villaverde (2017), reportó una serie de fallas en la porción central de la paleocuenca Cerro Colorado (PCC). Estas fallas fueron consideradas de edad Pleistoceno temprano debido a que no cortan el abanico aluvial Q6, el cual es el más antiguo en la zona de estudio. Sin embargo, dichas estructuras cortan el basamento cristalino y depósitos conglomeráticos del Plio–Pleistoceno (Qof). Además, controlan la topografía y los diferentes dominios de depositación al interior de la PCC (Figura 9).

Las fallas identificadas en el interior de la PCC son descritas con mayor detalle en el capítulo 4. El número asignado a cada segmento de falla define la generación en la que fue activo (Figura 9). Son descritas de sur a norte para hacer énfasis a los desprendimientos que surgen de la falla maestra CDD.

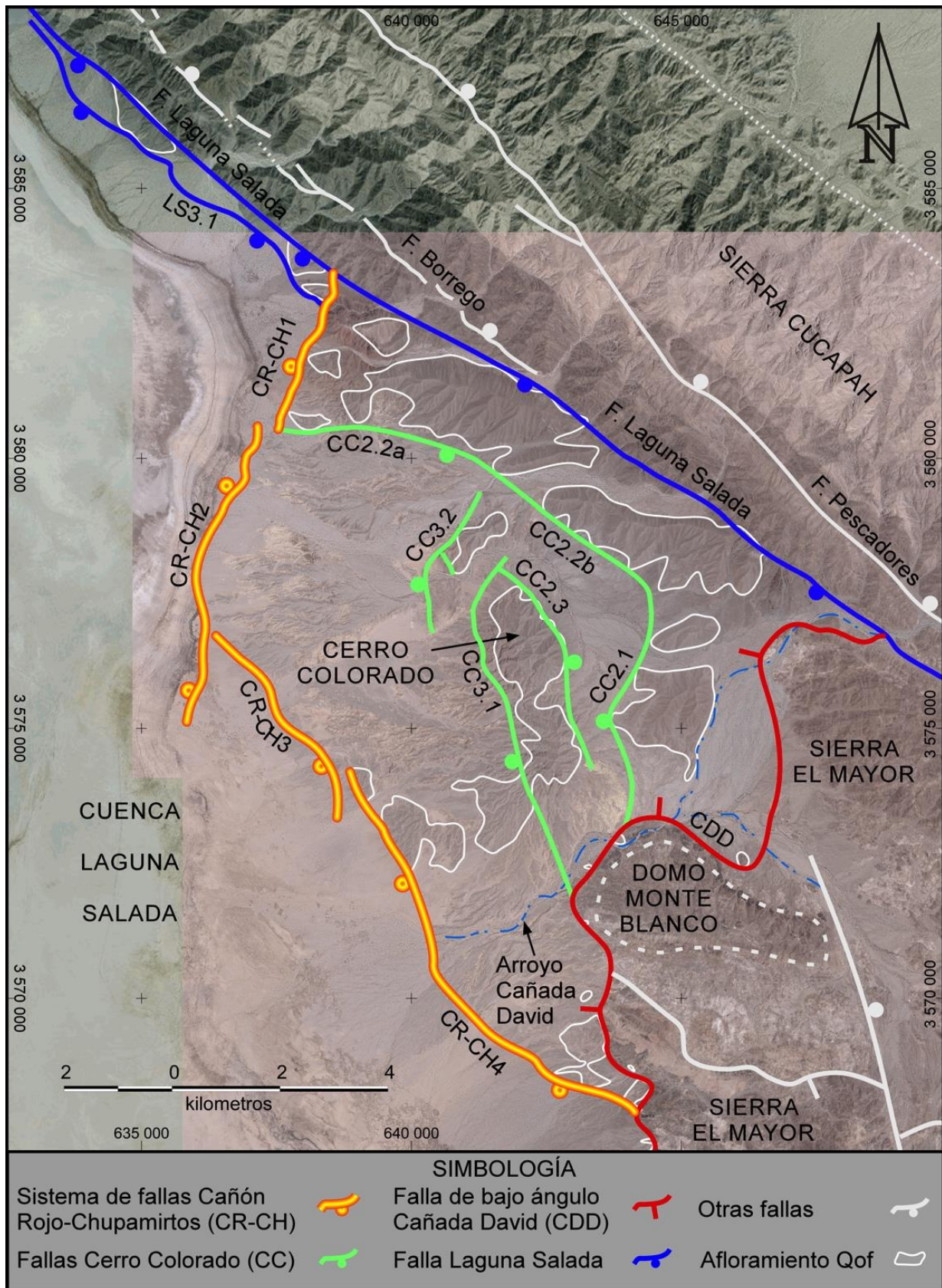


Figura 9. Mapa con los principales sistemas de fallas presentes en el área de estudio. Ver texto para mayor información.

2.3 Litología

Las unidades litológicas a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada han sido ampliamente descritas a partir de numerosos estudios relacionados con el origen y evolución tectónica de la cuenca y el levantamiento de las Sierras Cucapá y El Mayor (Axen y Fletcher, 1998; Barnard, 1968; Carter, 1977; Dorsey y Martin-Barajas, 1999; Isaac, 1987; Martín-Barajas et al., 2001; Siem y Gastil, 1994; Siem, 1992; Vázquez-Hernández et al., 1996). La clasificación general más simple de la estratigrafía regional está basada en la relación temporal de las diferentes unidades litológicas respecto a la edad de inicio del fallamiento normal de bajo ángulo en la región, el cual se relaciona con la fase divergente de apertura del Golfo de California hace ~12 Ma (Axen et al., 2000 en Spelz, 2008).

2.3.1 Basamento de las Sierra Cucapah-El Mayor (rocas pre-tectónicas)

Las Sierras Cucapah y El Mayor son dos bloques levantados de basamento mesozoico que se localiza en la zona de cizalla entre las placas Pacífico y Norteamérica. Ambas Sierras están internamente cortadas por un penetrativo arreglo de fallas de alto y bajo ángulo que acomodan una extensión principal en sentido NE-SW, perpendicular a los márgenes de la Provincia Extensional del Golfo (Spelz, 2008).

Las rocas metamórficas conforman la litología más antigua en la región, su edad es incierta y de acuerdo con Barnard (1968), esta podría estar en el rango de Pérmico a Jurásico. Las rocas metamórficas están expuestas en una superficie de 150 km² dominantes son mármol y gneis cuarzo-feldespático, en segundo orden gneis de sillimanita-almandino y gneis esquistoso rico en biotita. La cuarcita y anfibolita, afloran en delgados horizontes aislados. El protolito es sedimentario pelítico y rara vez ígneo.

Algunos gneises cuarzo-feldespáticos muestran evidencia textural de fusión parcial (mirmekita, plagioclasa zonada) lo cual indica condiciones de alta temperatura. La presión de formación de facies cordierita-anfibolita es baja, por lo que se infiere un alto gradiente geotérmico, producto de alto flujo de calor (Barnard, 1968).

El mayor periodo de intrusiones de plutones graníticos corresponde al Cretácico Tardío, entre 95 y 110 Ma y de acuerdo con Larsen (1954, en Barnard, 1968), los batolitos son más máficos y antiguos en el oeste, mientras que hacia el este son más félsicos y recientes. La sierra Cucapah está compuesta

principalmente por rocas plutónicas que constituyen más del 70% del área de afloramientos. La forma típica de los plutones es elongada en dirección NW-SE, controlada por el arreglo de fallas neogénicas de la zona (Barnard, 1968; Chora-Salvador, 2003). En Sierra Cucapah se han definido dos principales cuerpos graníticos: Tonalita La Puerta y Granodiorita Cucapah (Figura 8). La Tonalita La Puerta, aflora al suroeste, oeste y norte de la Sierra Cucapah consiste en un cuerpo elongado orientado NW-SE, entre la Granodiorita Cucapah y rocas metamórficas. Dataciones realizadas por Gastil (1968 en Chora-Salvador, 2003), con zircones dieron como resultado una edad entre 125 a 155 Ma. Aparentemente, esta unidad es syn-metamórfica o tempranamente post-metamórfica. Las rocas graníticas del cerro Centinela están separadas 10 km al norte de la Tonalita La Puerta y muestran similitudes texturales y posiblemente cronológicas (Chora-Salvador, 2003).

La granodiorita Cucapah es un Plutón dómico-elongado en dirección NW-SE ubicado en la porción central de la Sierra Cucapah, cubre una superficie de 316 km² (casi 50% del área de roca expuesta). El Plutón presenta fallas y fracturas bien definidas con una orientación dominante N 40° W (Chora-Salvador, 2003). En muestra de mano se aprecian cristales de tamaño medio a grueso, comúnmente leucocrática e isotrópica sin alineación de cristales, excepto en el extremo sur a lo largo del contacto con la tonalita (Bernard, 1968).

La Sierra El Mayor está ubicada al sur-sureste de la Sierra Cucapah, separada por la falla Laguna Salada. La mayor parte de su superficie está cubierta por un plutón granítico de mismo nombre, este intrusión una secuencia de rocas metamórficas que se circunscriben a sus bordes (Figura 10). Estas rocas corresponden a gneises y esquistos pelíticos, gneises cuarzo-feldespáticos, anfibolitas, esquistos de mica-cuarzo, mármoles, gneises calcisilicatados y cuarcitas. Solamente en el borde sureste del plutón no se encuentran rocas metamórficas. En la porción suroeste, algunas unidades metamórficas están presentes como techos flotantes que cubren a dicho plutón. La mayor exposición de rocas metamórficas es observada en el extremo nor-noreste (Sánchez-Hernández, 2002).

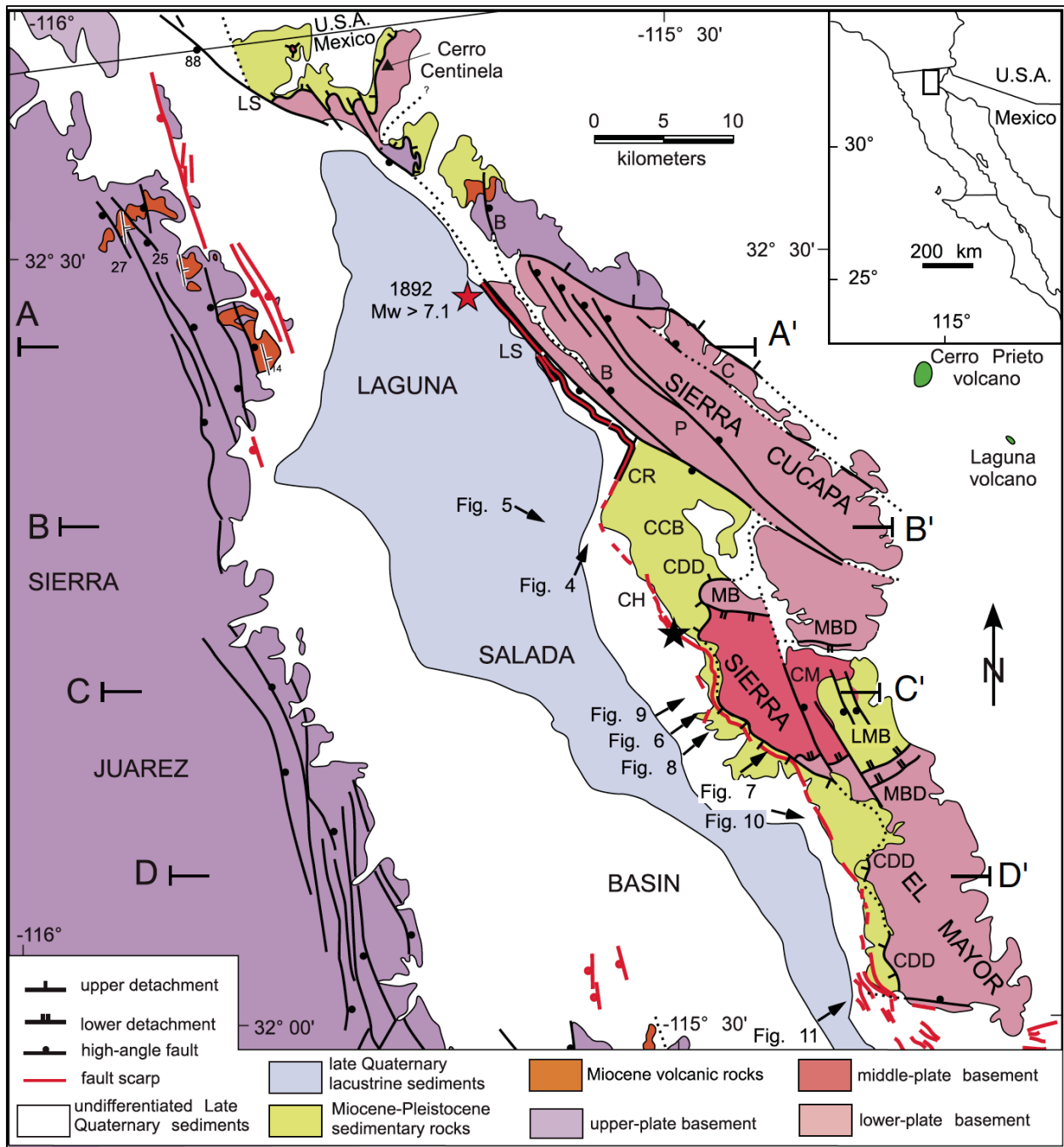


Figura 10. Mapa geológico-estructural de las Sierras Juárez, Cucapah El Mayor (Tomado de Fletcher and Spelz, 2009).

El plutón Sierra El Mayor es de forma alargada en dirección N-S, se diferencian tres conjuntos: granitoides, dioritas y gabros, todas son rocas faneríticas que no poseen fábricas de deformación, de lo cual se infiere que las rocas intrusivas fueron emplazadas post-tectónicamente.

Cercano al contacto del plutón, una serie de intrusivos derivados de este (diques, sills, lacolitos y pequeños stocks) se alojan discordantemente dentro de la secuencia metamórfica. Las rocas intrusivas forman un conjunto de rocas leucocráticas y faneríticas de composición tonalítica, granodiorítica y granítica. Estas rocas son de color gris claro a blanco, de grano medio (1 a 3 mm de diámetro). Contienen distintas proporciones de biotita lo cual provoca que la roca se muestre más félsica o máfica. En el extremo oeste y norte, Sánchez-Hernández (2002) identificó un granito con fenocristales de granate. A pesar de que el cuerpo granítico no muestra deformación cretácica, una generación de diques de composición félsica presenta plegamiento moderado, los cuales pudieron haberse inyectado durante la última fase de deformación dúctil.

La Granodiorita Monte Blanco es un lacolito de grano fino a medio que ha intrusionado el núcleo del Domo Monte Blanco. El contacto con la secuencia metamórfica es concordante con la foliación de dicha secuencia. El lacolito varía composicionalmente de tonalita a granodiorita. Ha sido datado en 78 ± 0.3 Ma con zircones por el método U/Pb (Siem, 1992).

Las rocas más recientes en la Sierra El mayor son diques dioríticos y andesíticos, los cuales cortan la secuencia metamórfica y rocas graníticas (deformadas o no deformadas). Los diques son similares a los descritos por Barnard (1968) en la Sierra Cucapah, mismos que se infiere pudieron haber alimentado los volcanes de Colonia Progreso con base en similitudes texturales. Las rocas volcánicas de Colonia Progreso fueron datadas por el método K/Ar en 15 ± 0.8 Ma (Barnard, 1968). Otra unidad volcánica identificada como andesita de Sierra El Mayor, podría ser de la misma generación que las rocas volcánicas miocénicas en la región de Salton, California, sin embargo, su edad es incierta (Siem, 1992).

2.3.2 Formación Imperial

La Formación Imperial está compuesta por sedimentos marinos depositados durante el Neógeno (Mioceno Tardío - Plioceno) en el margen norte del Golfo de California y sureste de California, dentro de las cuencas sedimentarias Imperial, Laguna Salada, en México y la depresión de Salton en California, E. U. A. Las cuencas antes mencionadas se formaron por adelgazamiento cortical asociado a la apertura del Golfo de California (McDougall, 1999; Terán, 2015; Martín-Barajas, et al., 2001; Axen and Fletcher, 1998).

Los afloramientos de la Fm. Imperial se ubican a lo largo de los flancos norte y occidental de la Sierra Cucapah (Powell, 2008; Martín-Barajas et al., 2001) y en la cuenca Cerro Colorado donde han sido medidos ~300 m de sedimentos (Figura 11). Sin embargo, se cree que el espesor máximo oscila entre 500 y 1 000 m (Dorsey and Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas et al., 2001). En la cuenca Cerro Colorado, la Fm. Imperial es dividida en tres miembros informales con base en facies sedimentarias distintivas (contenido fosilífero, estructuras sedimentarias y tamaño de grano): miembro de grano grueso (Tim1), miembro de lodolita (Tim2) y miembro superior (Tim3) (Isaac, 1987 en Martín-Barajas, 2001).

En este sitio, el espesor de la sección del miembro Tim1 es de aproximadamente 70 m. La secuencia grada hacia arriba en estratos de espesor medio a grueso, los conglomerados están soportados por matriz arenosa y se aprecia gradación normal e inversa. El miembro de lodolita (Tim2) es compuesto de lodolita y limolita de color amarillo verdoso, contienen laminación anastomosada y abundantes fibras de yeso en fracturas. El rumbo de la estratificación con base en la laminación varía de 15° a 50° hacia el norte (Martín-Barajas, 2001). La sección es afectada por fallas normales de bajo ángulo lo cual dificulta determinar el espesor preciso de este miembro.

El miembro superior (Tim3) aflora al este y noroeste de la cuenca Cerro Colorado con un espesor mayor a 140 m. Es conformado por areniscas tipo sub-arcosa de grano fino a medio color amarillo a beige y lodolita con intercalación de capas y lentes de coquina con ostras y pectinidos. Contiene estratificación paralela, cruzada y ondulada (Ibid). En el desierto Yuha (norte de la Sierra Cucapah) también se han reportado tres miembros informales a partir de variaciones granulométricas: 1) unidad conglomerática, 2) unidad de grano fino y 3) unidad de megabrecha (Isaac, 1987 en Martín-Barajas, 2001).

La edad de la Fm. Imperial ha sido determinada por estudios micropaleontológicos, paleontología de vertebrados, geocronología y paleomagnetismo (Dorsey, 2006). En Laguna Salada la edad estimada para la Fm. Imperial es Plioceno inferior, sin embargo, no se descarta una edad Mioceno superior para la transgresión Imperial, como se ha documentado en varias localidades en las márgenes del Golfo y del norte de la depresión de Salton (Martín-Barajas et al., 2001). El rango de edad del Grupo Imperial es entre 6.3 (yeso Fish Creek) y 4.2 Ma con base en dataciones de la Fm. Arroyo Diablo (Grupo Palm Spring).

2.3.3 Formación Palm Spring

La Formación Palm Spring marca la transición de las condiciones marinas a no marinas durante el Plioceno superior. En el norte de la Sierra El Mayor la Formación Palm Spring consiste principalmente de areniscas finas pobremente cementadas, ricas en cuarzo y bien clasificadas que fueron depositadas en un ambiente deltáico esencialmente no marino (Vázquez-Hernández, 1996). Axen y colaboradores (1998) sugieren que la Formación Palm Spring registra la progradación del delta del Río Colorado por encima de los lodos de la Formación Imperial. El contacto entre ambas unidades puede ser gradacional o bien por discordancia angular, indicando actividad tectónica syn-sedimentaria (Figura 11).

No obstante, en el norte de la Sierra El Mayor el contacto es generalmente por falla. La Formación Palm Springs grada secuencia arriba a un depósito conglomerático syn-tectónico de edad Plio-Pleistoceno derivado a partir del bloque de piso de la falla Laguna Salada (Axen et al., 1998; Axen y Fletcher, 1998; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas et al., 2001). Este depósito fue nombrado informalmente por Dorsey y Martín-Barajas (1999) como la secuencia de lechos rojos Cañón Rojo.

2.3.5 Depósitos conglomeráticos del Plio–Pleistoceno (Qof)

Sobreyacen en discordancia angular a la secuencia de lechos rojos Cañón Rojo (Figura 11). Esta unidad consiste en un conglomerado soportado por clastos de composición principalmente tonalítica y cuyo espesor varía desde unos cuantos metros hasta ~600 m (Martín-Barajas et al., 2001). Esta unidad es interpretada por Martín-Barajas et al. (2001) como depósitos de abanicos aluviales de alto gradiente provenientes de la Sierra Cucapah (Spelz, 2008). Estos conglomerados ocurren en forma de dorsales elevadas cerca del frente montañoso y permiten reconocer la traza de la falla de bajo ángulo Detachment Cañada David (Spelz, 2008; Spelz et al., 2008).

2.3.6 Abanicos aluviales (Q1-Q6)

Las unidades sedimentarias más jóvenes en el área de estudio consisten en depósitos conglomeráticos de flujos de detritos derivados localmente a partir de las Sierras Cucapah y El Mayor (Figura 11), así como depósitos y superficies de abanicos aluviales del Cuaternario tardío (Siem y Gastil,

1994; Spelz, 2002). La cartografía a detalle de las superficies aluviales a lo largo de la Sierra El Mayor ha permitido definir al menos seis de los ocho niveles diferentes de abanicos aluviales los cuales han sido tectónicamente levantados a lo largo del Cuaternario (Spelz et al., 2006 en Spelz, 2008).

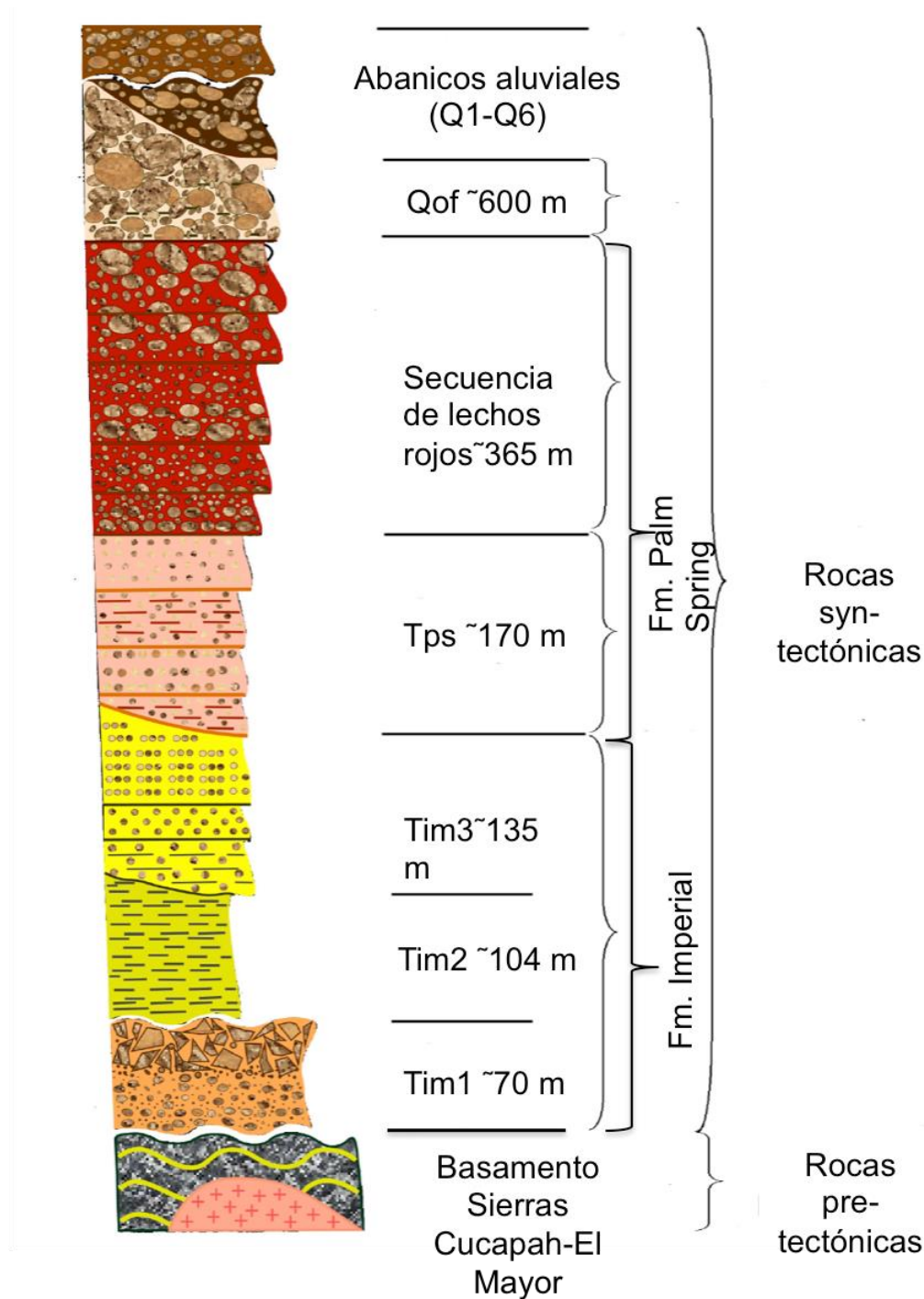


Figura 11. Columna estratigráfica esquemática de las unidades litológicas pre-tectónicas y syn-tectónicas a lo largo de la margen oriente de la cuenca Laguna Salada. Abreviaciones: Tim - Miembros de la Formación Imperial; Tps - Formación Palm Spring; Qof Conglomerado gris. Modificado de Vázquez-Hernández (1996 en Spelz, 2008).

Capítulo 3. Metodología

En este apartado se describen los métodos, técnicas y programas de cómputo utilizados para el mapeo de abanicos aluviales, escarpes y fallas principales. Asimismo, se describe el procedimiento para generar perfiles topográficos en el programa de cómputo *Move* v. 2015 a partir de los modelos digitales de alta resolución (DEM's) obtenidos por Villaverde (2017), Vallín (2017) y Gutiérrez (2017). Además, estos perfiles producidos de manera digital son comparados con aquellos generados en campo. Estos perfiles son utilizados para determinar el desplazamiento que han acumulado cada una de las superficies aluviales identificadas en el área de estudio.

3.1 Cartografía de abanicos aluviales y escarpes de falla

En 2016, Villaverde (2017), Vallín (2017) y Gutiérrez (2017) realizaron una campaña de vuelos con un vehículo aéreo no tripulado (VANT) ligero de ala fija. El producto obtenido de estos vuelos fue una nube de puntos a partir de la cual se generaron ortomosaicos y modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m). Las fotografías aéreas cubren una superficie de 48,6 km² y abarcan el flanco oeste de la Sierra El Mayor, donde se ubican los escarpes modernos relacionados con la Generación 4 de fallamiento al interior de la paleocuenca Cerro Colorado.

La cartografía de los abanicos aluviales y los escarpes de fallas cuaternarias que se distribuyen a lo largo de la margen occidental de la Sierra El Mayor fue complementada a partir de lo documentado por Villaverde (2017). La edición de las trazas de contactos y escarpes se realizó por medio del software Canvas v. 15. Este programa es compatible con información de tipo raster (imágenes) y tipo vectorial (puntos, líneas y polígonos) con su respectivo sistema de información geográfica (SIG). Además, permite organizar la información en diferentes niveles, así como, importar y exportar la información obtenida de otras plataformas.

Las imágenes que se usaron para el mapeo de los abanicos aluviales, paleo-escarpes y generaciones de fallas fueron las siguientes:

- a) Imágenes *Google Earth* (GE) con resolución de 1 m por pixel (mpp). Con estas imágenes fue posible definir las cuatro generaciones de fallas que existen en el interior de la paleocuena Cerro Colorado las cuales, son descritas a detalle en el Capítulo 4.
- b) Orto-imágenes generadas con el dron eBee con resolución original de 11.6 a 12 cm por pixel (cmpp) y posteriormente submuestreadas a 30 cmpp. Estas últimas fueron las empleadas para estudiar la deformación en superficie producida por las fallas de generación 4, ya que constituyen una herramienta útil con precisión de centímetros. Por lo que es posible identificar escarpes y contactos con gran nivel de fidelidad. Además, permite muy buena resolución sobre la morfología de las unidades aluviales, como alturas y rugosidad superficial.

Abanicos aluviales

En el área de estudio, fueron identificadas 6 de las 8 diferentes generaciones de abanicos aluviales del Cuaternario descritas por Spelz et al. (2008) a lo largo de la margen occidental de la Sierra El Mayor. Además, los parámetros geomorfológicos considerados son: 1) Altura relativa de las superficies aluviales. 2) Grado de desarrollo del barniz del desierto. 3) Presencia o ausencia de la morfología de barras y canales. 4) Grado de intemperismo de los clastos superficiales. 5) Abundancia de vegetación. 6) Grado de desarrollo del perfil del suelo. De acuerdo con Villaverde (2017), las características más importantes de cada abanico aluvial son las siguientes (Figura 12):

- a) **Q1** es la superficie más joven y con menor altura relativa; la morfología de barras y canales es activa, y sus superficies se caracterizan por la presencia de clastos no intemperizados, y abundante cobertura de vegetación.
- b) **Q2** es una superficie morfológicamente similar a Q1, aunque con una altura relativa mayor. Q2 se presenta únicamente donde la superficie ha sido levantada por una falla, generando una diferencia en la altura relativa con respecto a Q1.
- c) **Q3** se caracteriza por presentar clastos superficiales de color rosado producto de una ligera acumulación de barniz del desierto; su superficie conserva las barras y canales, y es visiblemente rugosa; la vegetación en Q3 es menos abundante que en Q1 y Q2.

- d) **Q4** está caracterizada por una superficie de color marrón, con clastos bien barnizados que presentan evidencia de intemperismo salino de tipo tafoni; la morfología de la superficie es rugosa, y caracterizada por la presencia de barras y canales bien definidos; la vegetación es considerablemente menor a las superficies más jóvenes. Con base en el desarrollo del perfil del suelo en las superficies Q1 a Q4, Mueller y Rockwell (1995) sugieren que estas se formaron bajo condiciones de clima árido y temperaturas altas características del Holoceno.

- e) **Q5** representa la unidad aluvial más joven formada bajo condiciones climáticas características del Pleistoceno (Mueller y Rockwell, 1995). Su superficie se localiza a una elevación significativamente mayor, con respecto a los cauces modernos Q1 (en el segmento 1 hasta 25 m); sus clastos son fuertemente intemperizados, presentando frecuentemente morfologías de tipo sombrero (Birkeland y Noller, 2000). La superficie de barras y canales se conserva, aunque el relieve entre las crestas y los valles disminuye con respecto al de las unidades holocénicas, al igual que el tamaño general de los clastos, efecto que se acentúa con la distancia a partir del frente de la Sierra. En Q5 la vegetación es escasa y la formación de un pavimento del desierto es incipiente.

- f) **Q6** está caracterizada por un pavimento del desierto formado por pequeños clastos de tamaño <4 cm, producto de la desintegración de los clastos de mayor tamaño por efecto del intemperismo. La morfología de barras y canales está prácticamente borrada, y la superficie carece prácticamente de vegetación.

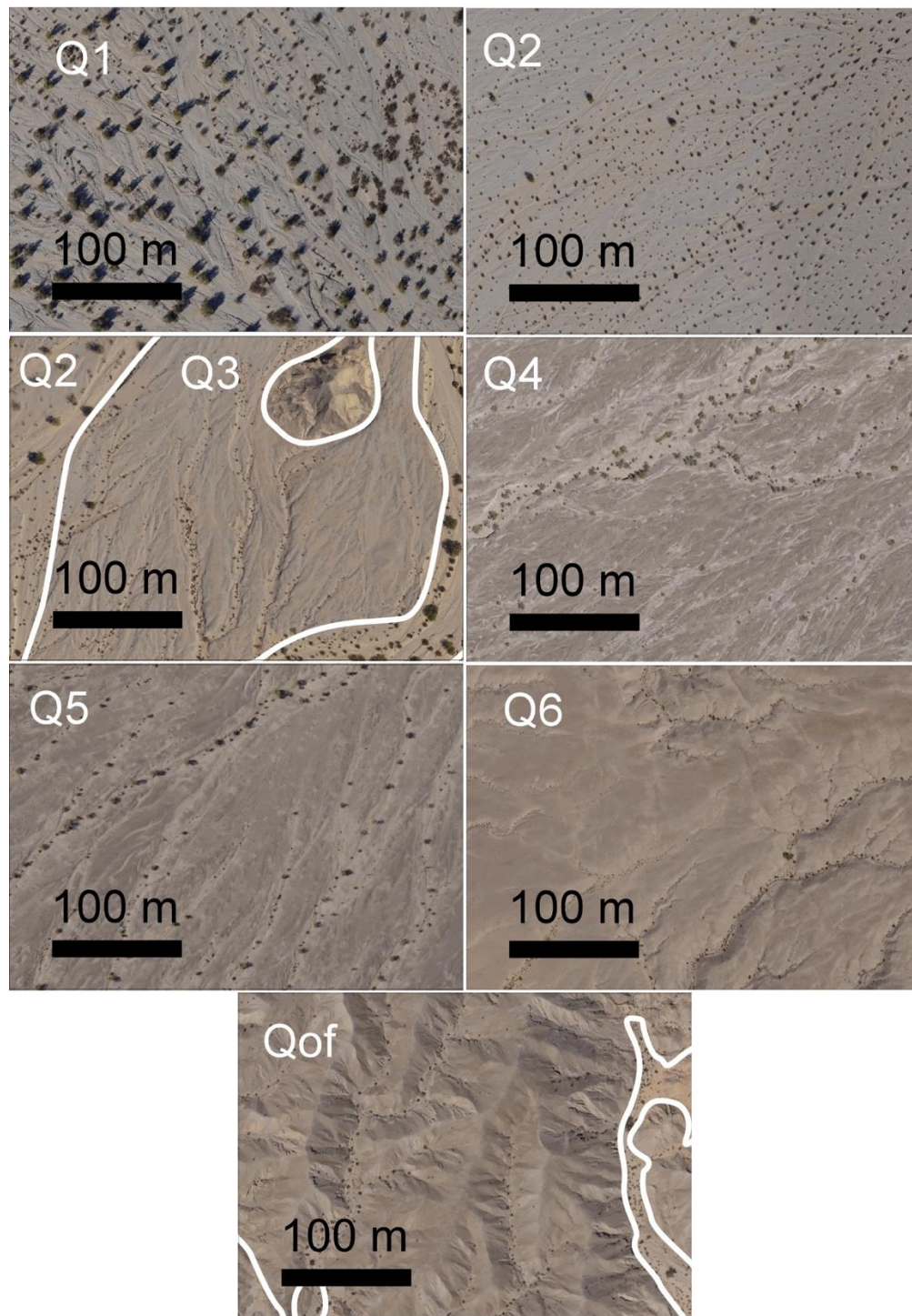


Figura 12. Características de las superficies aluviales presentes en el área de estudio a partir de fotografías aéreas obtenidas por el dron "eBee". Q1: es la unidad más joven, representa los canales activos y la mayor densidad de vegetación. Q2: tiene una mayor altura relativa y está formada por barras y canales abandonados. Q3: presenta barras y canales definidos que muestran un incipiente barniz del desierto, con una densidad de vegetación 50% menor a la de la unidad Q1. Q4: se aprecia su textura rugosa debido a la preservación de barras y canales, de tonalidades parda y clara, respectivamente. Se aprecia vegetación escasa. Q5: presenta barras y canales, pero con una apariencia más suavizada que la de la unidad Q4, además de una disminución del barniz del desierto. La vegetación en esta unidad es casi nula. Q6: la presencia de barras y canales es poco evidente, con remanentes del barniz del desierto y una vegetación casi nula. Qof: dorsales elevadas compuestas por depósitos sintectónicos de edad Plio–Pleistoceno que permiten reconocer la traza de la falla CDD, esta unidad no conserva superficies.

Adicional a la cartografía de abanicos aluviales, se precisaron los contactos de la unidad litológica denominada Qof (older fluvial deposits). Esta unidad litológica (Figura 10) es primordial en la definición de las Generaciones de fallas de la paleocuenca Cerro Colorado debido a que su geomorfología y distribución permiten deducir la evolución tectónica de dicha paleocuenca.

Mueller y Rockwell (1995) asignaron edades relativas a estas superficies (Tabla 1) con base en el desarrollo de los suelos, el grado de intemperismo de los clastos en superficie y mediante la comparación de superficies aluviales datadas en Valle Imperial, por Goodmacher y Rockwell (1991) y en el Desierto de Mojave, por Reheis et al. (1989) debido a que se considera que fueron desarrolladas bajo condiciones climáticas similares. Spelz et al. (2008) sugieren que Q6 podría ser tan vieja como ~125 ka.

Tabla 1. Edades relativas de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapah por Mueller y Rockwell (1995).

Nomenclatura	Edad relativa ka (Mueller y Rockwell, 1995)
Q1	< 0.05
Q2	< 0.2
Q3	0.2-2
Q4	2-8
Q4+	8-12
Q5	15-50
Q6	~125 (Spelz, 2008)

Escarpes de falla

La cartografía del arreglo de escarpes de falla al igual que los abanicos aluviales, también fue complementada a partir de lo reportado por Villaverde (2017). Esta serie de lineamientos tienden o alinearse de forma paralela a estructuras mayores y suelen apreciarse como cicatrices o cualquier tipo de fractura en un material rígido (Figura 13).

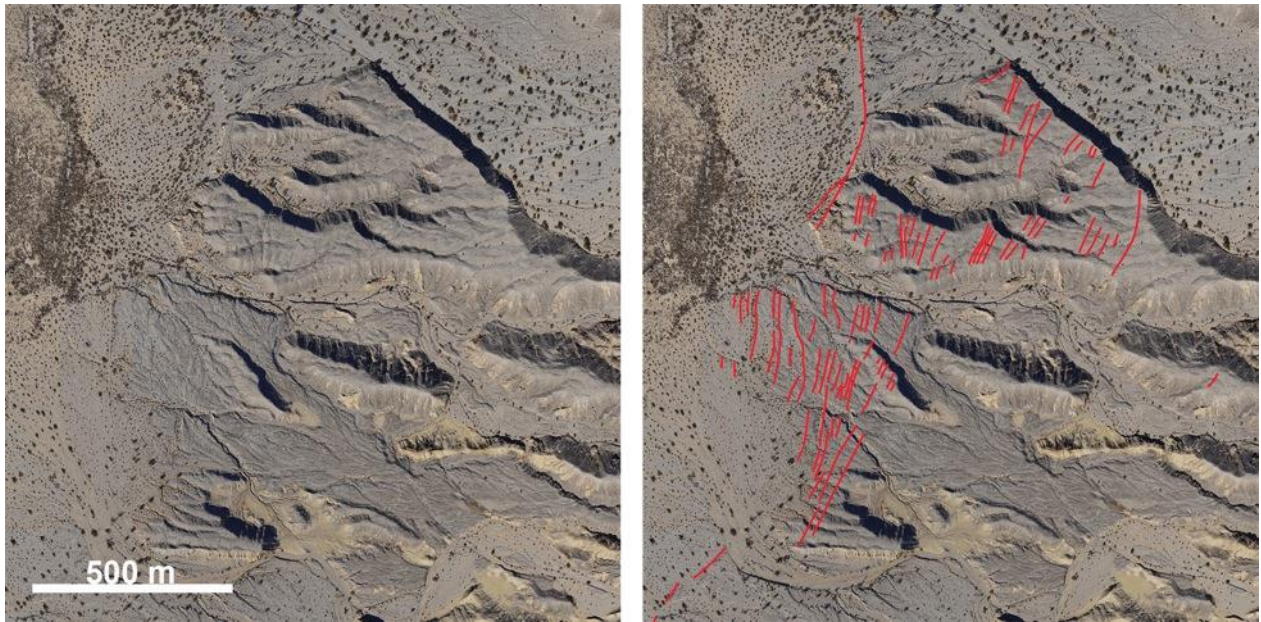


Figura 13. Ejemplo de la delimitación de paleoescarpes. En la imagen de la izquierda se muestra un abanico aluvial Q6 ubicado al norte del dominio sinforme al norte del Detachment Cañada David (CDD), el cual cuenta con rupturas superficiales registradas en su superficie. En la imagen a la derecha se muestran los paleoescarpes identificados por líneas rojas (Tomado de Villaverde, 2017).

3.2 Relaciones cortantes

Las relaciones cortantes se utilizan para determinar la secuencia de las rupturas. Para ello es necesario contar con la cartografía de las superficies aluviales con sus edades relativas. Con base en estas relaciones se determinó la secuencia de rupturas que han afectado a cada uno de los segmentos de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Los conjuntos de escarpes son clasificados a partir de la superficie aluvial más joven que es cortada. Es decir, el conjunto de escarpes Q5 está contenido en una superficie Q5 y pueden cortar superficies más viejas (Q6) pero no afectan a las superficies más jóvenes (Q4, Q3, Q2, Q1).

3.3 Perfiles topográficos

Los perfiles se trazaron con la finalidad de cuantificar el desplazamiento vertical y analizar la evolución espacio-temporal de los arreglos de escarpes del Cuaternario a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Los perfiles topográficos se trazaron de manera perpendicular al arreglo de

escarpes y/o paleoescarpes, se seleccionaron preferentemente sitios donde el desplazamiento estaba concentrado en un escarpe principal y donde existiera una amplia sección de la superficie aluvial evaluada. Cabe mencionar que la mayoría de los perfiles tienen trazas irregulares con la finalidad de evaluar más de un abanico aluvial o marcador geomorfológico, o bien, evaluar de mejor manera una superficie aluvial con gran densidad de drenajes (Figura 14).

Los perfiles topográficos fueron definidos en el software Canvas v. 15 a partir del ortomosaico de imágenes con resolución de 0.3 x 0.3 m y posteriormente generados en el software Move v.2015, el cual permite, visualizar la información los modelos digitales de elevación (DEM's) y sobreponer en ellos los ortomosaicos de imágenes de alta resolución. Este programa permite visualizar la información en tres vistas diferentes: planta, sección y 3D (Figura 14), asimismo, la traza de los perfiles puede ser definida o editada en este software.

En el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos se trazaron 65 perfiles (Anexos), cada perfil se denominó con una letra P y un número correspondiente al perfil una vez procesado. La numeración de los perfiles inicia en el límite sur del segmento 4 (P01) y culmina en el límite norte del segmento 1 (P65). Los datos que incluye cada perfil en los mapas generados y descritos en el Capítulo 5 son: nombre del perfil, abanicos medidos, desplazamiento vertical en metros (e. g. **P20** Q5 5.3)

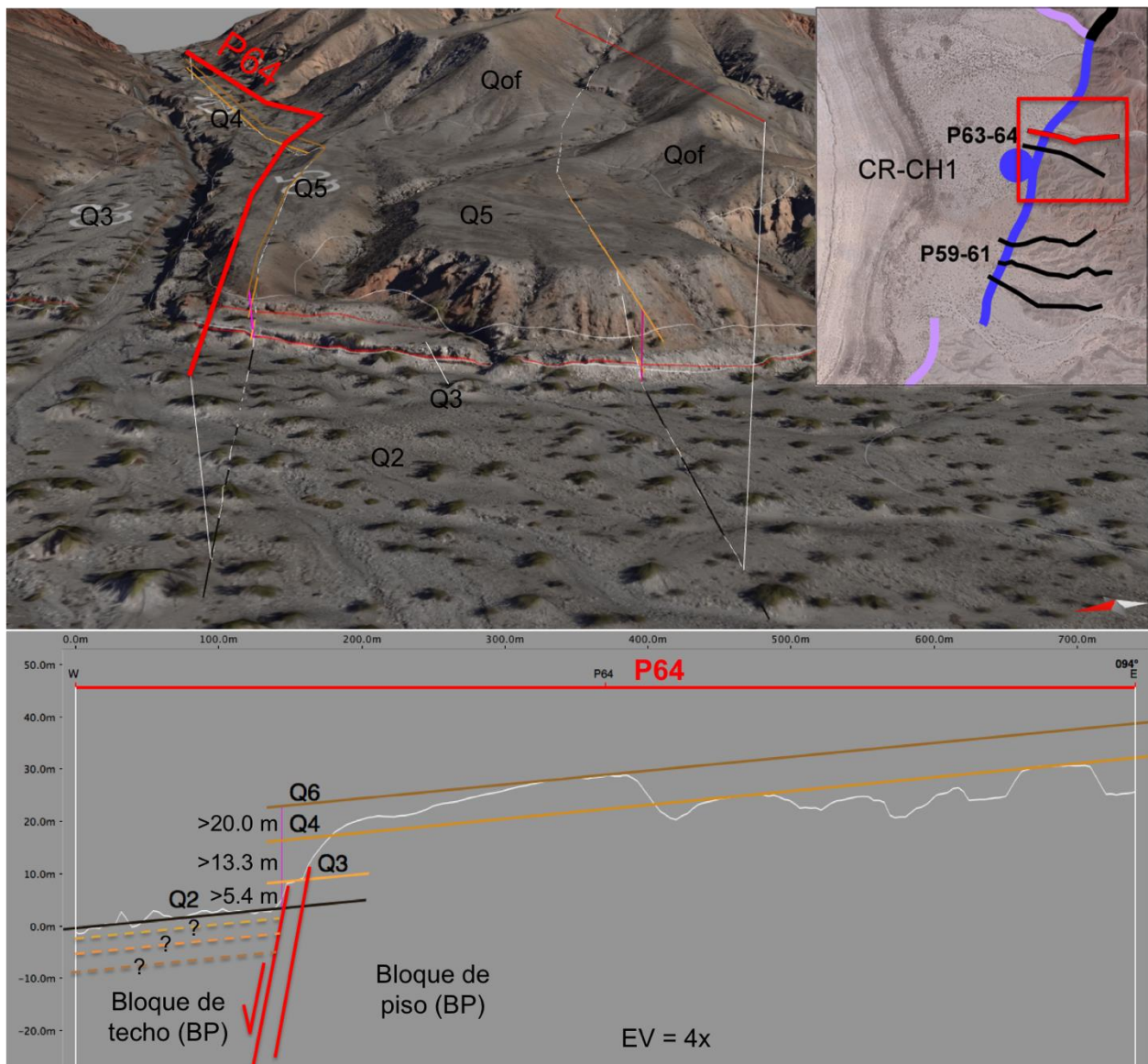


Figura 14. Perfil P64 visualizado en 3D (arriba) y en sección (abajo), en el fueron evaluados tres series de abanicos aluviales o marcadores geomorfológicos. En la vista de sección (abajo) es posible apreciar que las superficies más viejas (Q6, color pardo oscuro) son sistemáticamente más elevadas. Las líneas punteadas en el bloque de techo (BT) indican su posición inferida por debajo de la superficie Q2. Se infiere que las superficies más viejas son sistemáticamente más sepultadas. La figura superior derecha indica la ubicación del perfil P64 dentro del segmento 1 (CR-CH1). Las imágenes en vista 3D y sección fueron generadas en el software Move v. 2015.

Capítulo 4. Resultados

4.1 Evolución tectónica de la paleocuenca Cerro Colorado

En la actualidad, la paleocuenca Cerro Colorado (PCC) es un bloque tectónico delimitado por las fallas Detachment Cañada David (CDD), Laguna Salada (LS) y el sistema Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH). Este bloque tectónico registra una inversión topográfica definida por el cambio de subsidencia representada por la secuencia sedimentaria *syn-rift* a un régimen de levantamiento y erosión. Entonces todas las fallas que definen el límite de la PCC no pudieron haber sido activos al mismo tiempo. Además de las fallas que delimitan la paleocuenca, existen otros sistemas de fallas en su interior. Con base en las relaciones cortantes y otras características estructurales-geomorfológicas, identificamos cuatro generaciones de fallas que representan la evolución del abandonamiento de grandes segmentos de las fallas CDD y Laguna Salada, las cuales fueron reemplazadas por el sistema Cañón Rojo-Chupamirtos que sigue siendo sismogénicamente activo.

Para facilitar la descripción de las fallas identificadas en el interior de la PCC, se asigna a cada segmento un número que define la generación y un número decimal del segmento. Por ejemplo, el segmento CC3.2 es el segundo segmento formado en la tercera generación de fallas durante la evolución de la paleocuenca Cerro Colorado. Para el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos se sigue la nomenclatura definida por Villaverde (2017).

4.1.1 Fallas de generación 1

La paleocuenca Cerro Colorado (PCC) está delimitada hacia el norte por la falla Laguna Salada y hacia el este por la falla Detachment Cañada David y aunque no son activas, se reconocen esas fallas como parte de la primera generación que inicialmente controlaba la historia de subsidencia registrada por los sedimentos *syn-rift*. Aunque ambas fallas acomodan desplazamiento oblicuo dextral-normal, están caracterizadas por grandes diferencias geométricas y cinemáticas. La falla CDD tiene una inclinación muy somera ($<30^\circ$) y el desplazamiento es dominado por la componente normal. La falla Laguna Salada es casi sub vertical y dominada por la componente lateral derecha. Durante la primera generación se infiere que la falla CDD transfirió su desplazamiento directamente a la FLS a través de la intersección mecánica entre

ambas. En esta configuración solo requiere la activación del parche triangular de la FLS que existe por encima de esta intersección. En contraste, la parte inferior de la FLS no es utilizado para acomodar la transferencia del desplazamiento de la falla CDD. Más bien cuando ocurre dicha transferencia, el bloque de piso del CDD en Sierra El Mayor se mueve junto con el bloque norte de la FLS en la Sierra Cucapah.

En esta etapa la PCC era un sitio de subsidencia tectónica que se extendía de manera continua con el resto de la cuenca Laguna Salada (CLS). Entonces el único frente montañoso existente en ese periodo debió estar definido por la traza de las fallas LS y CDD, lo cual implica que la paleotopografía de la PCC era de bajo relieve, semejante a la superficie de Laguna Salada hoy en día (Figura 15).

Actualmente el segmento de la falla CDD adyacente a la PCC define un megamulion regional con una flexura sinformal, lo cual probablemente existía de una forma semejante en la generación 1. Sin embargo, existen también megamuliones de menor dimensión definidos por curvas de alta frecuencia en la traza de la falla CDD. Esas tienen una longitud de onda de 5 km, medidos de cresta a cresta y el domo Monte Blanco es un ejemplo de un megamulion antiformal de alta frecuencia que existe en este dominio sinforme regional. Si esos megamuliones han sido amplificados con desplazamiento progresivo según modelos propuestos por Fletcher et al. (1995, etc.), es probable que estos megamuliones tuvieron menos amplitud durante la generación 1 comparado a lo que tienen hoy en día. Entonces se propone que la geometría de la falla CDD fue más recta y menos curvada comparado con su configuración actual. Al contrario, la FLS hoy en día define una traza muy recta. Entonces es probable que su geometría no ha cambiado desde esta primera etapa.

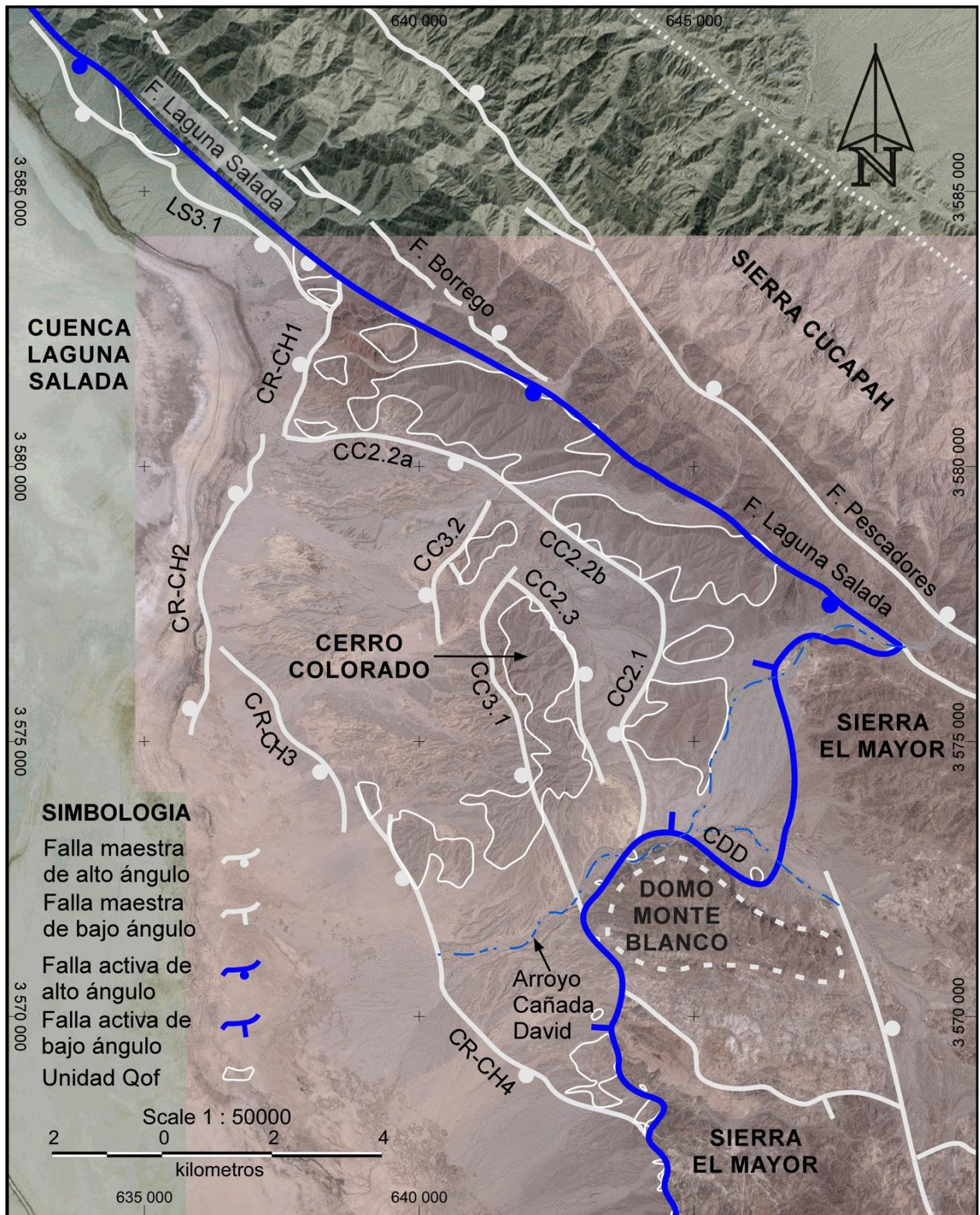


Figura 15. Las fallas Detachment Cañada David (CDD) y Laguna Salada (líneas de color azul) inicialmente controlaban la historia de subsidencia de la cuenca Laguna Salada. Las líneas de color gris representan las fallas maestras activas durante las siguientes generaciones (2, 3 y 4).

4.1.2 Fallas de generación 2

Las estructuras de la segunda generación consisten en nuevas ramas de fallas dentro de la PCC. Las fallas de esta generación son definidas por el levantamiento de depósitos de Qof que forman cadenas de montañas dentro de la cuenca, sin embargo, típicamente estas fallas no están expuestas en la superficie debido a que fueron abandonados y reemplazados por estructuras de las siguientes generaciones. Con base en relaciones cortantes documentadas en este estudio, podemos inferir que durante las generaciones 1 y 2, grandes segmentos de las fallas Laguna Salada y Detachment Cañada David, fueron abandonados y reemplazados por fallas de la generación 2. Las longitudes de segmentos abandonados de estas fallas maestras son de 12 y 9.5 km respectivamente (Figura 16).

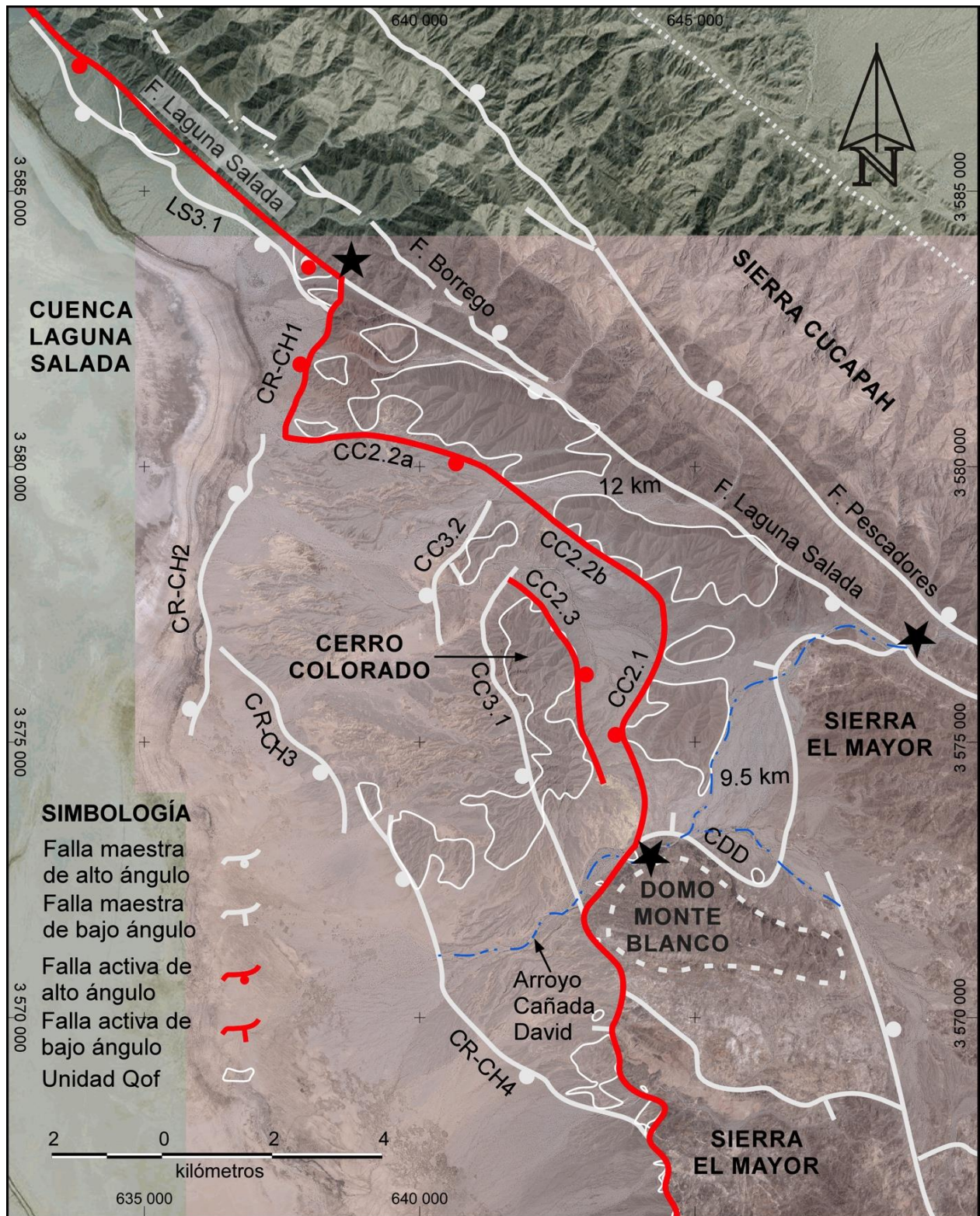
Una de las fallas de esta generación nombrada CC2.1 es un desprendimiento que surge del flanco norte del domo Monte Blanco (DMB) y se extiende hacia el norte casi paralelo a la traza de la falla CDD. Se cambia el nombre de esta falla a CC2.2 donde se curva fuertemente hacia el NW en paralelismo con la FLS. Este segmento CC2.2 se ubica aproximadamente a 1.8 km de la traza de la falla maestra (FLS) posicionada dentro de la PCC (Figura 16).

El segmento CC2.2 proyecta hacia la zona de transferencia que define el límite entre el primer y segundo segmento de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (Figura 16). Estructural y geomorfológicamente, estos dos segmentos son muy distintos. El segmento CR-CH1, define el límite occidental del bloque que contiene los depósitos Qof más levantados en la paleocuenca Cerro Colorado, lo cual contrasta con el segmento CR-CH2 que está asociado con los levantamientos mucho menores del depósito Qof. Aunque estos dos segmentos son sismogénicamente activos, como fue demostrado en el sismo M_w 7.1 – 7.3 de 1982 (Rockwell et al., 2015), la diferencia en el levantamiento de depósitos Qof, implica que la acumulación de desplazamiento sobre el segmento CR-CH1 inicio antes del segmento CR-CH2.

Por otra parte, se necesita explicar cómo ocurrió la transferencia del desplazamiento del segmento CC2.2 a la falla maestra Laguna Salada. Lo más lógico es inferir que el segmento CR-CH1 inicio su actividad durante la generación 2 para acomodar esa transferencia. Entonces se reconoce el segmento CR-CH1 como un segmento multigeneracional que inició su actividad durante la generación 2 y sigue activo hoy en día.

En el bloque de techo de la falla CC2.1, se encuentra una falla antitética que levanta los depósitos Qof en su bloque de piso que se encuentra al SW de la falla, lo cual indica que la falla buza hacia el NE. En

estudios previos se han documentado muchos ejemplos de *grabens* anidados, formados en arreglos de escarpes cosísmicos relacionados a la falla de despegue Cañada David (Axen et al., 1999, Spelz et al., 2008, Fletcher and Spelz, 2009). Estos autores proponen que los escarpes antitéticos son necesarios para conservar la relación de desplazamiento horizontal a vertical cuando se transfiere deformación de una falla maestra de bajo ángulo a fallas cosísmicas de alto ángulo. Entonces la asociación de la falla antitética (CC2.3) con la falla sintética (CC2.1) podría ser un ejemplo macroscópico de este mismo estilo de transferencia mecánica de desplazamiento.



4.1.3 Fallas de generación 3

Durante la tercera generación, se desarrollaron nuevas ramas de fallas al interior de la paleocuenca Cerro Colorado. Las generaciones 2 y 3 tienen en común el levantamiento de Qof. Sin embargo, la diferencia entre ambas radica en que a lo largo de las fallas de generación 3 todavía se observan fracturas y cantiles que definen los planos de fallas los cuales han sido borrados por erosión en estructuras de la generación 2. Típicamente, no hay evidencias que confirmen su actividad en la actualidad, debido a que han sido abandonados y reemplazados por estructuras de la generación 4.

Con base en relaciones cortantes documentadas en este estudio, podemos inferir que durante las generaciones 2 y 3, grandes segmentos de las fallas al interior de la paleocuenca CC fueron abandonados y reemplazados por fallas de la generación 3 (Figura 17). Los segmentos de la generación 2 que fueron abandonados durante la generación 3 son un par de fallas sintética (CC2.1) y antitética (CC2.3) y el tramo oriental de la falla CC2.2 que extiende 3.6 km (CC2.2b). En los límites sur y norte de la paleocuenca CC existen otros dos segmentos abandonados en las fallas CDD y CR-CH1 los cuales están descritos con mayor detalle más adelante.

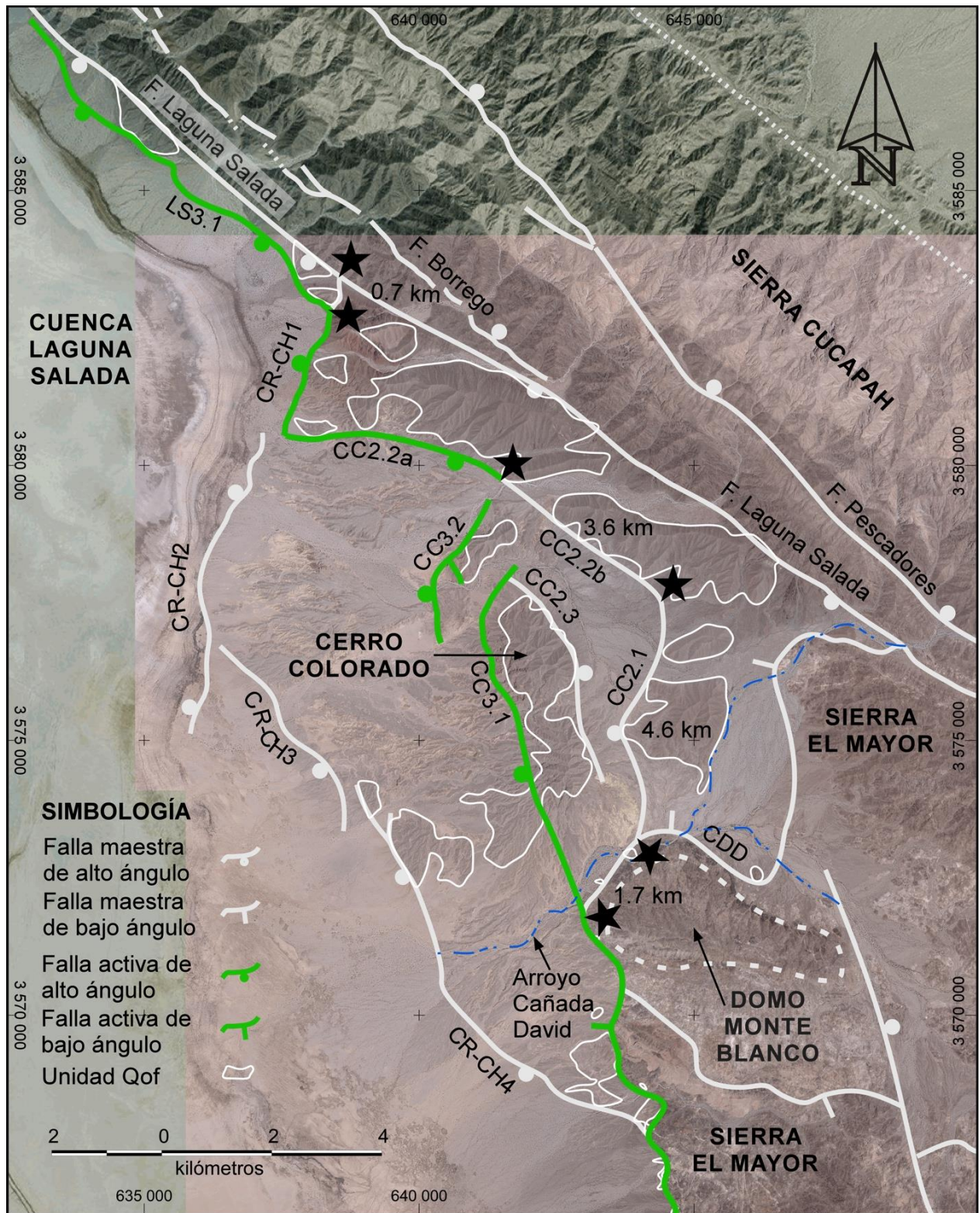
Una falla representativa de esta generación definida como CC3.1, es un desprendimiento que surge del flanco oeste del domo Monte Blanco (DMB) y su formación provoco el abandono adicional de la falla maestra CDD que extiende 1.7 km (Figura 17). Este desprendimiento se extiende hacia el norte de forma recta y oblicua a la traza de la falla CDD. La parte final de esta estructura muestra una flexión hacia el noreste (Figura 17). El segmento CC3.2 es una estructura paralela a la anterior y demuestra la misma forma convexa. Ambas estructuras son sintéticas a la falla CDD y componen un sistema de relevo con pasos a la izquierda (Figura 17). Los segmentos CC3.1 y CC3.2 muestran cierto paralelismo con el segmento CC2.1 activo durante la generación 2 (Figura 17). Este conjunto de fallas contiene flexuras convexas y esta serie de flexuras está alineada con el eje de un sinforme de alta frecuencia que forma parte de la falla CDD.

El segmento CC3.2 termina abruptamente hacia el norte donde se encuentra la falla ortogonal CC2.2. Se infiere que el tramo occidental del segmento CC2.2 es una falla multigeneracional que continuo su actividad durante la tercera generación. Aunque no presenta fracturas y cantiles que son características típicas de estructuras de la generación 3, se ha determinado con base en contactos desplazados que los depósitos Qof han sido más levantados hacia el oeste en el bloque de piso del segmento CC2.2a, lo cual implica que la acumulación de desplazamiento sobre el segmento oeste de la falla CC2.2 continuó durante la generación 3. El límite oriental de estos depósitos más levantados coincide con la intersección del

segmento CC3.2, la cual divide la falla CC2.2 en dos segmentos, uno multigeneracional (CC2.2a) y otro que solo fue activo durante la generación 2 (CC2.2b) Esto explica como el segmento CC2.2a ha sido utilizado en la transferencia de desplazamiento desde el segmento CC3.2 a CR-CH1.

El segmento de falla CR-CH1, continúa activo y define el límite occidental del bloque que contiene los depósitos Qof más levantados en la paleocuenca Cerro Colorado. Asimismo, el extremo norte de este segmento tiene un tramo abandonado de 0.7 km que extiende desde la falla maestra Laguna Salada hasta el segmento de falla LS3.1.

La falla LS3.1 es una nueva rama de la falla Laguna Salada formada más hacia la cuenca. Las dos fallas son sub paralelas y separadas por una distancia de 0.5 a 0.7 km. Al igual que otras fallas de esta generación, la falla LS3.1 contiene depósitos Qof con alturas relativas desde 20 hasta 145 m con respecto a los arroyos modernos.



4.1.4 Fallas de generación 4

Las fallas de la generación 4 definen la margen occidental de la paleocuenca Cerro Colorado y coinciden con la orilla de un nuevo frente montañoso al interior de la cuenca Laguna Salada. Este sistema es nombrado falla Cañón Rojo-Chupamirtos y está compuesto por cuatro segmentos de fallas sintéticas a la falla CDD (Villaverde, 2017). Igual que otras generaciones de fallas relacionadas a la paleocuenca Cerro Colorado, fallas de la generación 4 también acomodan el levantamiento de la unidad Qof, no obstante, la cantidad de dicho levantamiento es mucho menor que las generaciones 2 y 3. La principal característica que define estructuras de la generación 4 consiste en la presencia de escarpes que cortan abanicos aluviales del Holoceno y Cuaternario tardío (Q6). Muchos de los segmentos han sido activados por un evento sísmico moderno de Laguna Salada $M_L=7.2$ de 1892 documentado por Mueller y Rockwell (1995) y Rockwell et al. (2015).

Con base en las relaciones cortantes inferimos que durante la transición entre las generaciones 3 y 4, todas las fallas ubicadas al interior de la paleocuenca Cerro Colorado fueron abandonadas y reemplazadas por el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (Figura 18). El proceso de abandono y reemplazo de las fallas dentro de la paleocuenca Cerro Colorado también provocó el abandonamiento adicional de un tramo de 5 km de la falla maestra CDD.

A continuación, se describen las fallas de la generación 4, utilizando la nomenclatura propuesta por Villaverde (2017), la cual asigna números consecutivos empezando con CR-CH1 al norte a CR-CH4 en el sur. En este estudio, los segmentos de la falla CR-CH son descritos de sur a norte, iniciando con la falla CR-CH4 y terminando con la falla CR-CH1.

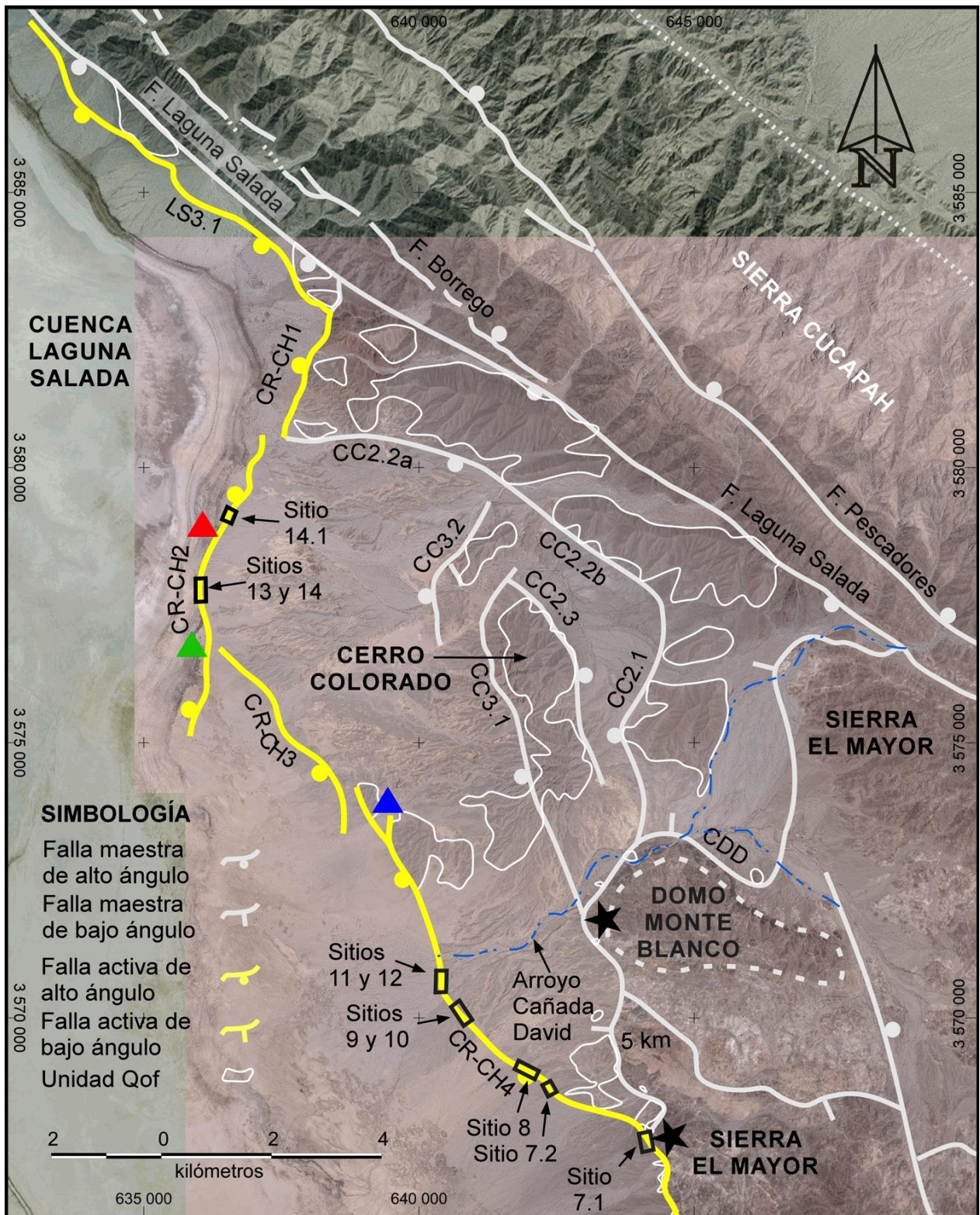


Figura 18. Fallas activas durante la generación 4 (líneas de color amarillo), representan el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1, 2, 3 y 4) y falla Laguna Salada (LS3.1). Las líneas de color gris representan las fallas maestras inactivas durante la generación 4. El segmento de falla Detachment Cañada David (CDD) ubicado entre las estrellas negras representa el tramo abandonado de 5 km de longitud. El triángulo azul representa el límite norte de la ruptura de 1934, propuesta por Villaverde (2017). El triángulo rojo simboliza el límite sur documentado por Mueller y Rockwell (1991, 1995) y el triángulo verde representa el límite sur del sismo de 1892, sugerido por Villaverde (2017).

Falla CR-CH4

El segmento de falla CR-CH4 es un desprendimiento que surge de la falla CDD en el flanco de una flexura antiforme ubicado al sur del domo Monte Blanco (DMB). Este desprendimiento se extiende hacia el norte de forma recta y oblicua a la traza de la falla CDD, en paralelismo con el segmento CC3.1 descrito en la generación 3. En los extremos sur y norte del segmento CR-CH4 se preservan los depósitos Qof levantados en su bloque de piso. Se infiere que esos depósitos también existían en el centro del segmento CR-CH4 pero han sido erosionados por la actividad fluvial del arroyo Cañada David, el cual es el sistema de drenaje más grande de la paleocuenca Cerro Colorado (Figura 19). Típicamente los depósitos Qof llegan a elevaciones de 150 m por encima de los arroyos modernos en el bloque de piso de este segmento. En este estudio se confirma la caracterización de Villaverde (2017), donde el segmento de falla CR-CH4 fue activado en su totalidad por un sismo moderno (Figura 19).

Falla CR-CH3

La falla CR-CH3 es sub paralela a la falla CH-CR4 y ambas fallas componen un sistema de relevo con un paso a la izquierda que forma una zona de transferencia de 350 m de ancho. En contraste a la falla CR-CH4, no se observan depósitos Qof en el bloque levantado de la falla CR-CH3. En su lugar, los abanicos aluviales del Cuaternario tardío, principalmente Q6, están depositados sobre sedimentos de la Fm. Imperial (Tim), la cual es una unidad más vieja que los sedimentos Qof. Entonces los depósitos Qof pudieron haber sido erosionado en su totalidad del bloque levantado de este segmento. Sin embargo, no se puede descartar la posibilidad que Qof no fue depositado a lo largo de este segmento debido a su posición tan alejada del frente montañoso que aporta los sedimentos Qof (Figura 20).

A lo largo de todo el segmento CR-CH3, los escarpes cosísmicos más notorios se observan cortando superficies de abanicos pleistocénicos Q6 y solo se observan unos cuantos escarpes holocénicos cortando a Q2 y Q3. Esto implica que el segmento CR-CH3 pudo haber sido activado por un sismo moderno. Otra característica de este segmento consiste en la anchura de la zona de escarpes, la cual aumenta sistemáticamente de norte a sur desde 35.0 m en el extremo norte a más de 500.0 m en el límite sur. Esto podría ser causado por un cambio en la inclinación de la falla CR-CH3 a profundidad.

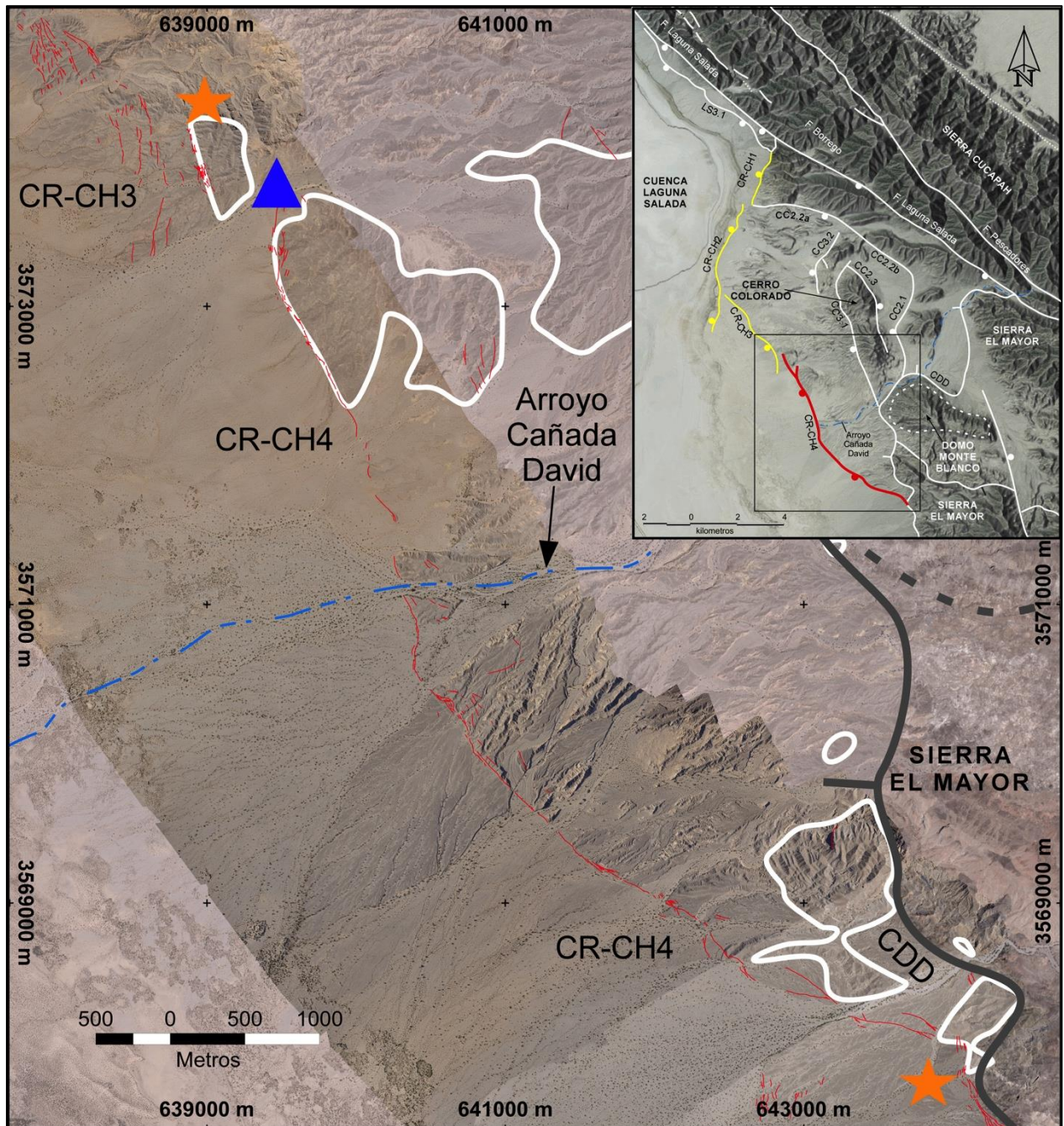


Figura 19. Segmento 4 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH4, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos y las líneas de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. La línea de color gris indica la traza de la falla Detachment Cañada David (CDD). El triángulo azul simboliza el límite norte de la ruptura asociada al sismo de $M_L=6.5$ de 1934, documentado por Villaverde (2017).

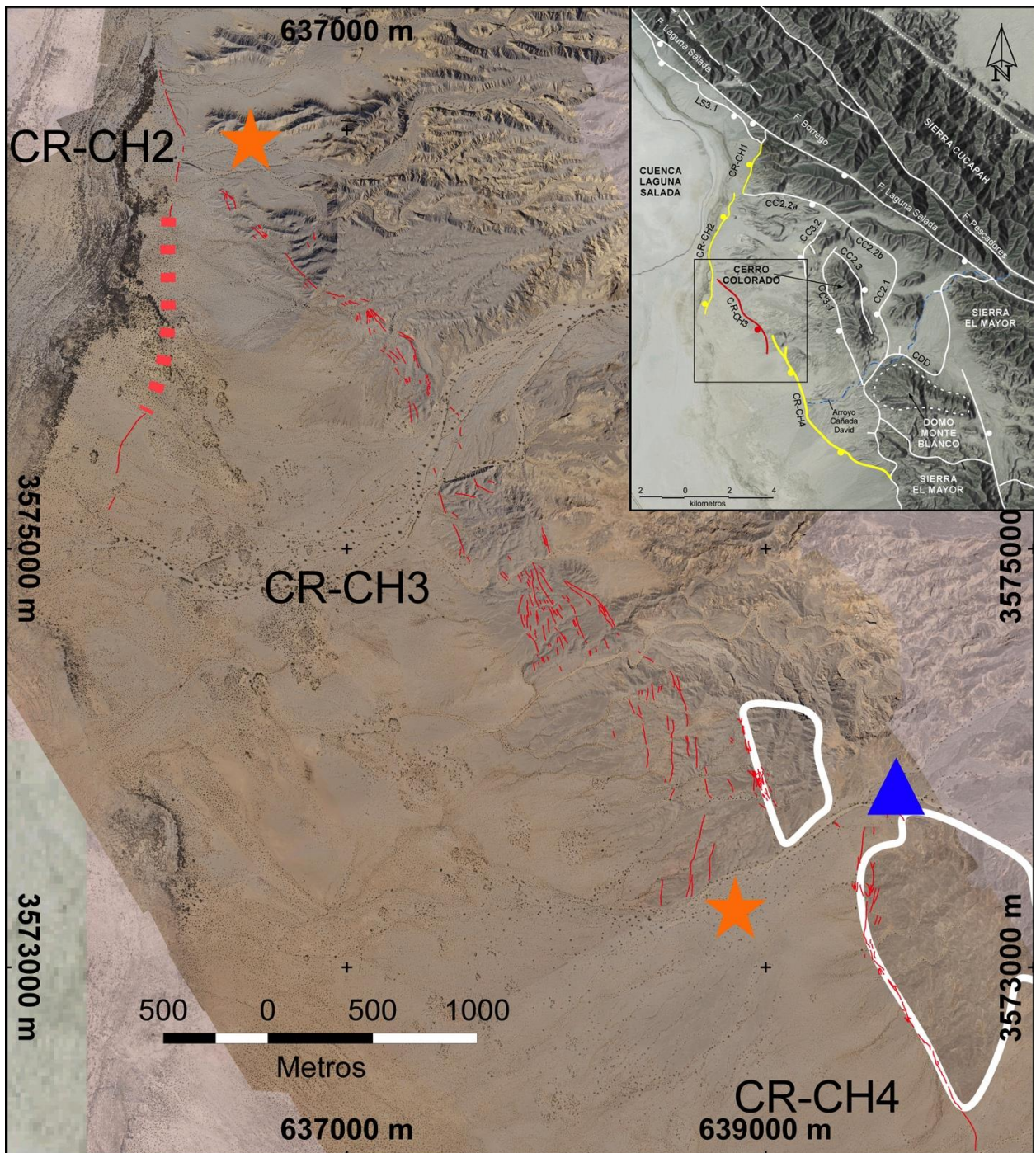


Figura 20. Segmento 3 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH3, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos mapeados y los contornos de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. Asimismo, el triángulo azul simboliza el límite norte sugerido por Villaverde (2017) para la ruptura asociada al controvertido evento de 1934.

Falla CR-CH2

La falla CR-CH2 curva hacia el noreste alcanzando un rumbo de 30° NE, la cual es 60° oblicua a la falla CR-CH3. Además de esa gran flexura en el sistema de falla, estos dos segmentos definen un sistema de relevo con un paso a la izquierda. Debido a la oblicuidad de rumbo en esas dos fallas, el ancho de la zona de transferencia aumenta hacia el sur alcanzando 1.5 km en el extremo sur (Figura 21). El estilo de deformación en la zona de transferencia entre estas dos fallas es poco evidente dado que, la falla CR-CH3 ha estado inactiva desde el Pleistoceno (Q6) y una gran parte de evidencia de rupturas tan viejas en superficie han sido borradas por erosión. La falla CR-CH2 no presenta depósitos Qof en su bloque de piso y los abanicos aluviales del Cuaternario tardío están depositados directamente encima de sedimentos de la Fm. Imperial (Tim). En una forma semejante al razonamiento descrito en la falla CR-CH3, los depósitos Qof pudieron haber sido erosionados o no depositados a lo largo de este segmento de falla que también se encuentra alejada del frente montañoso. La falla CR-CH2 fue activada por el sismo de 1892, pero existe controversia sobre el límite sur de este segmento y la ruptura superficial. Comparado con la cartografía realizada por Rockwell et al. (2015), Villaverde (2017) documentó una extensión adicional hacia el sur de varios kilómetros a la ruptura superficial asociada al sismo de 1892 (Figura 21).

En el presente estudio, se excavaron trincheras en este segmento, pero solo se pudo observar desplazamiento asociado al sismo de 1892 en el sitio 14.1 (Figura 21), el cual se ubica más al norte en una sección de la ruptura superficial reconocida por Rockwell et al. (2015). Hacia el sur, las demás trincheras de los sitios 13 y 14 fueron excavadas en la extensión reconocida por Villaverde (2017), pero no se observaron fallas tectónicas en el subsuelo asociadas con estos escarpes. Debido a que las trincheras de los sitios 13 y 14 se ubican a lo largo de escarpes que definen el límite de sedimentación fluvial y lacustre, es posible que no sean tectónicos. Sin embargo, tampoco se puede descartar la hipótesis que el límite del levantamiento cosísmico representado por esos escarpes, ha sido modificado por erosión remontante y ahora se ubican desplazados con respecto a la falla en el subsuelo. Para resolver esa controversia, en este estudio se descubrieron nuevos escarpes en el límite sur de la falla CR-CH2 que cortan abanicos aluviales recientes (Q2). Estos escarpes tuvieron que haberse formado en la ruptura de 1892 debido a que presentan tres características importantes: 1) cortan las unidades más jóvenes del sistema de abanicos aluviales, lo cual es consistente con una ruptura moderna, 2) tienen la misma orientación que otros escarpes de esa ruptura en el sistema Cañón Rojo-Chupamirtos, 3) existen en el mismo segmento de falla que fue activado en el evento de 1892. Entonces estas nuevas relaciones estructurales confirman que la ruptura de 1892 tuvo que haber formado los escarpes adyacentes a las trincheras 13 y 14, debido a que

existen en una posición intermedia entre sitios de escarpes formados en el evento de 1892. También comprueban que la falla CR-CH2 fue activada en su totalidad por el evento de 1892 (Figura 21).

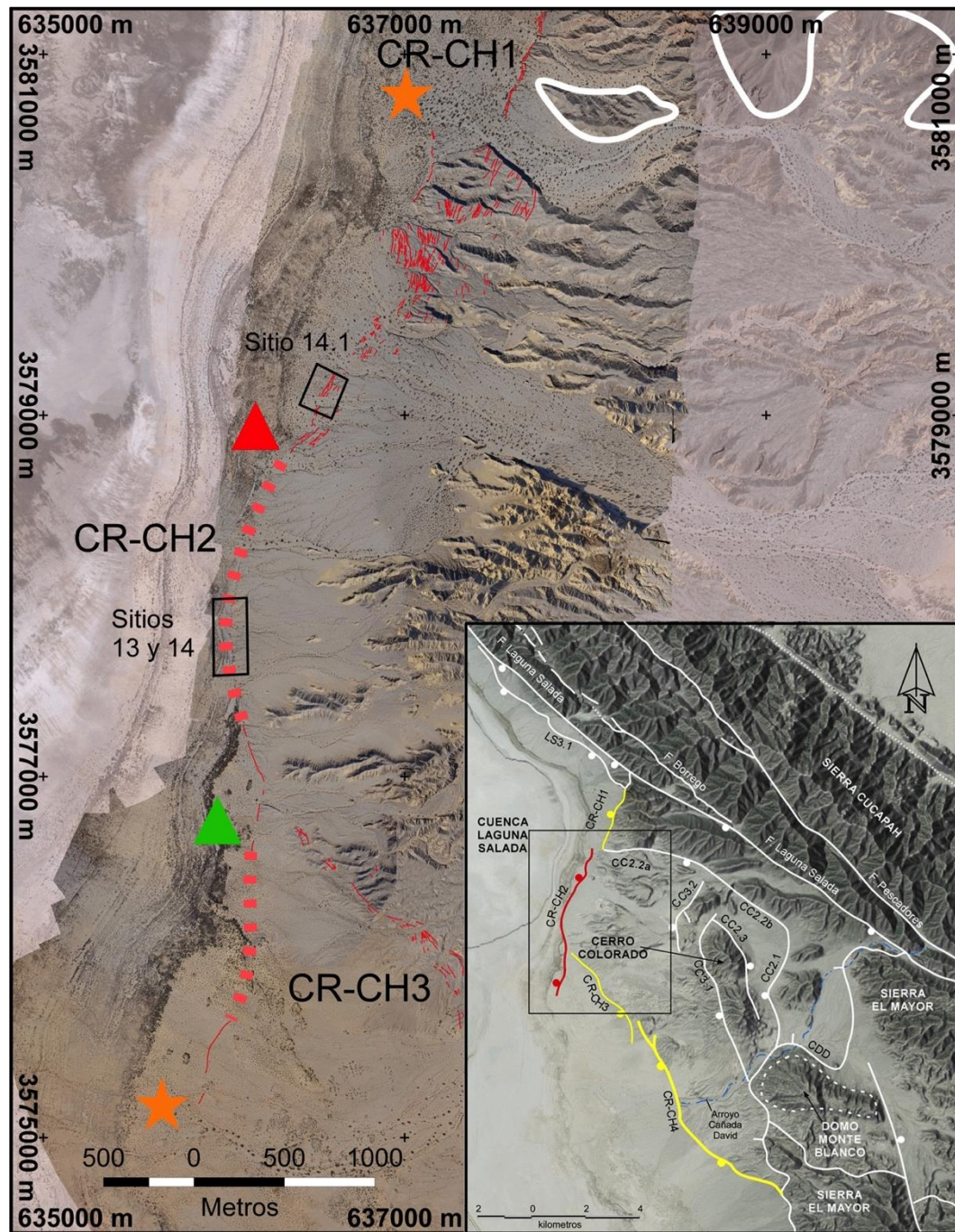


Figura 21. Segmento 2 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH2, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos mapeados y los contornos de color blanco representan los contactos litológicos de la unidad Qof. La línea roja y punteada muestra las zonas con ausencia de escarpes cosísmicos y los polígonos de color negro indican la ubicación donde se excavaron trincheras (sitios 13, 14 y 14.1). Asimismo, el triángulo verde simboliza el límite sugerido por Villaverde (2017) y el triángulo rojo indica el límite documentado por Rockwell et al., (2015) para la ruptura en superficie del sismo de 1892.

Falla CR-CH1

El segmento de falla CR-CH1 es una estructura multigeneracional que ha continuado activa desde la generación 2. Sin embargo, un segmento de esta falla que extiende 700 m en el extremo norte solo fue activo durante la generación 2 siendo abandonado antes de la generación 3 (Figura 22). La falla CR-CH1 es sub paralela a la falla CR-CH2 y ambas configuran un sistema de relevo con un paso a la derecha. Las fallas CR-CH1 y CR-CH2 están conectadas en una zona de transferencia de 400 m donde se encuentra un arreglo de múltiples escarpes que define una zona de cizalla sub penetrativa (Figura 22). La falla CR-CH1 define el límite occidental del bloque que contiene los depósitos Qof más levantados en la paleocuenca Cerro Colorado, dichos depósitos tienen alturas relativas de 200 a 430 m con respecto a la elevación de los arroyos modernos. Por debajo de los depósitos Qof en el bloque de piso levantado se encuentran depósitos conglomeráticos de la Fm. Palm Spring, los cuales deben tener edades del Plioceno-Pleistoceno, de acuerdo con Martín-Barajas (1999). Salvo el segmento abandonado en el extremo norte, el resto de la falla CR-CH1 contiene escarpes muy jóvenes que cortan a las superficies aluviales recientes Q2 y Q3. Estos escarpes representan la ruptura superficial del sismo de 1892 (Mueller and Rockwell, 1991; 1995. Rockwell et al., 2015). Este desplazamiento cosísmico fue transferido a la falla LS3.1 que forma un ángulo de casi 90° con la falla CR-CH1. Dicha transferencia ocurrió justamente en la intersección entre las dos fallas (Figura 22). El hecho de que el segmento norte de falla CR-CH1 fue abandonado después de la generación 2 implica que todos los sismos que han ocurrido durante las generaciones 3 y 4 tuvieron que involucrar una transferencia semejante a lo que fue observado en el sismo de 1892.

Falla LS3.1

La falla LS3.1 es una estructura multigeneracional activada desde la generación 3 (Figura 22). Como fue mencionado anteriormente su orientación es sub paralela a la falla Laguna Salada, la cual fue abandonada a favor de esta estructura. Al igual que la falla CR-CH1, la falla maestra presenta escarpes que cortan las superficies aluviales más recientes (Q2-Q3) demostrando que fue activado en el sismo de 1892 (Mueller and Rockwell, 1991; 1995. Rockwell et al., 2015). Sin embargo, la falla LS3.1 es contrastante en varias características claves comparado a la falla CR-CH1 incluyendo: 1) su orientación es casi ortogonal y 2) los depósitos Qof están menos levantados en el bloque de piso debido a que ha sido activo por menos tiempo. Es decir, que la falla LS3.1 inició su actividad durante la generación 3 y es más joven que la falla CR-CH1, la cual inició su actividad durante la generación 2.

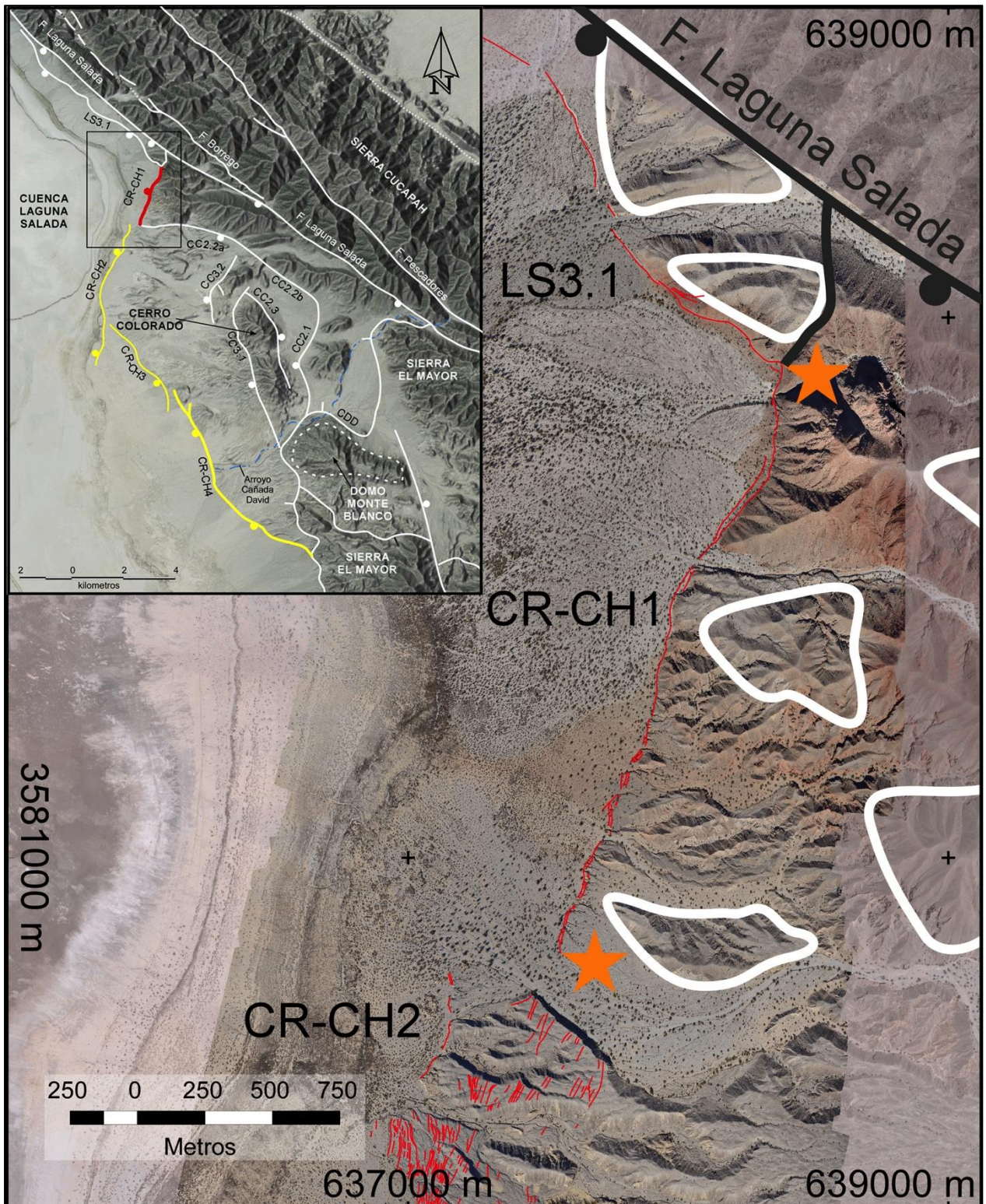


Figura 22. Segmento 1 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1, entre estrellas anaranjadas). Las líneas rojas representan escarpes cosísmicos y los contornos de color blanco indican los contactos litológicos de la unidad Qof. Las líneas de color negro muestran los segmentos abandonados de las fallas Laguna Salada y CR-CH1 (0.7 km).

4.2 Desplazamiento cosísmico de las fallas de generación 4

Con base en relaciones cortantes se determinó la secuencia de rupturas que han afectado a cada uno de los segmentos de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Los conjuntos de escarpes son clasificados a partir de la superficie aluvial más joven que está cortada. Es decir, el conjunto de escarpes Q5 está contenido en una superficie Q5 y pueden cortar superficies más viejas (Q6) pero no afectan a las superficies más jóvenes (Q4).

En este capítulo, los conjuntos de escarpes contenidos en las diferentes superficies aluviales son descritos de sur a norte de acuerdo con los segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Para cada segmento de falla del sistema Cañón Rojo-Chupamirtos se describen los conjuntos de escarpes en un orden de más joven a más viejo.

4.2.1 Falla CR-CH4

Conjunto de escarpes Q2-Q3 (sismo moderno)

La ocurrencia de superficies aluviales Q2 y Q3 permite evaluar el desplazamiento cosísmico vertical acumulado en el conjunto de escarpes Q2-Q3 a lo largo de toda la falla CR-CH4. Como se ha descrito antes, Q2 y Q3 forman parte de la generación moderna de abanicos aluviales y por eso no presentan intemperismo de los clastos en superficie y muestran muy poco desarrollo de suelos. Debido a esto, Villaverde et al. (2016) y Villaverde (2017) interpretaron que este desplazamiento cosísmico es asociado a la ruptura del evento M 6.5 que ocurrió el 30 de diciembre de 1934. Sin embargo, en este estudio se exponen una serie de argumentos (ver discusión, 5.2) que sugieren la extensión de la ruptura del sismo Mw 7.1-7.3 de 1892 a lo largo de este segmento. Asimismo, esta ruptura moderna fue confirmada mediante la excavación de trincheras en los sitios 7.2, 8, 9, 10, 11 y 12 (Figura 23a). A partir de doce perfiles topográficos distribuidos en toda la extensión de la falla CR-CH4 se estableció que los escarpes contenidos en estas superficies aluviales acumulan de 0.3 a 1 m de desplazamiento cosísmico vertical. Una característica particular del segmento CR-CH4 es la presencia de escarpes antitéticos que fueron confirmados en campo mediante la excavación de trincheras en los sitios antes mencionados y se documentan en los perfiles P22, P23 y P24 (Figura 23c). Por razones aún desconocidas, no se notan los escarpes antitéticos en otros conjuntos de escarpes más viejos.

Debido a que en los doce perfiles topográficos distribuidos desde el norte hasta el sur se observó desplazamiento cosísmico, demuestra que un sismo moderno activó el segmento de falla CR-CH4 en su totalidad (Figura 23).

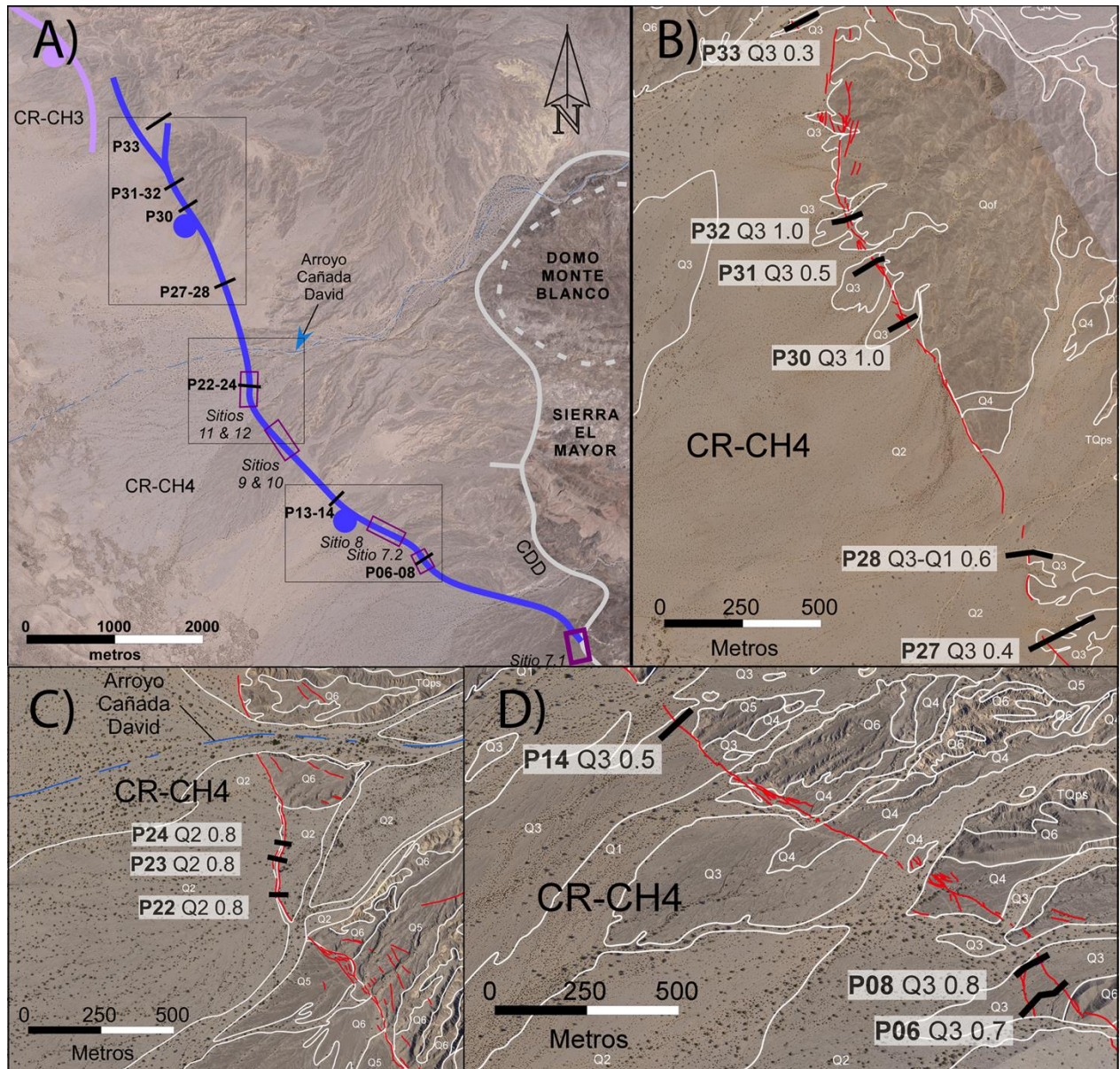


Figura 23. Mosaico de mapas en los que se ilustra la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2-Q3. A) Distribución de perfiles a lo largo del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. Los polígonos de color púrpura indican la localización de los sitios de trincheras excavadas en 2016. Los polígonos de color negro indican la posición de los mapas de mayor detalle (B, C y D). B) Mapa de detalle del extremo norte del segmento de falla CR-CH4 donde se indica la posición de los perfiles con líneas negras y su respectiva medición, las líneas rojas representan los escarpes cosísmicos y las líneas blancas muestran los contactos litológicos. C) Mapa de detalle de la ubicación de los perfiles P22, P23 y P24, estas mismas representan la posición de trincheras excavadas en los sitios 11 y 12. D) Mapa de detalle de la posición de los perfiles P06, P08 y P14 indicadas con líneas negras.

Conjunto de escarpes Q4

Los afloramientos del abanico aluvial Q4 tienen una mayor concentración entre el arroyo Cañada David y la intersección de las fallas CR-CH4 con CDD. En el extremo norte de la falla CR-CH4, los afloramientos de la unidad Q4 son muy escasos y dispersos (Figura 24a). Con base en nueve perfiles topográficos, se determinó que Q4 ha acumulado entre 2.0 y 2.6 m de desplazamiento cosísmico vertical. Cabe mencionar que en el perfil P29 localizado en el extremo norte de la falla CR-CH4 (Figura 24b), el desplazamiento de 2.0 m no representa el valor verdadero de desplazamiento en Q4 dado que se estimó con respecto a una superficie Q2 en el bloque de techo. Debido a que existen abanicos más viejos levantados en el bloque de techo, como los desarrollados a 2 km al sur del perfil P29, sugiere que las unidades en el bloque de techo han sido levantados y erosionados a lo largo de este segmento.

Se observa que todos los escarpes del conjunto Q4 exceden 2.0 m de desplazamiento cosísmico (Figura 24c). Debido a que todos los escarpes del evento moderno no rebasan 1.0 m de desplazamiento, se requiere que Q4 haya sido levantado en dos eventos sísmicos. Restando el desplazamiento del evento moderno del total acumulado por el conjunto de escarpes Q4, indica que el penúltimo evento tuvo que haber tenido un desplazamiento mayor a 1.0 m.

Conjunto de escarpes Q5

La unidad aluvial Q5 es muy escasa a lo largo del segmento de falla CR-CH4 y solamente es visible en la margen sur del arroyo Cañada David (Figura 25a). A partir de tres perfiles topográficos, se estableció que Q5 ha acumulado aproximadamente 5.0 m de desplazamiento cosísmico vertical (Figura 25b). Todos los escarpes del conjunto Q5 exceden 5.0 m de desplazamiento cosísmico vertical, el cual duplica lo acumulado en dos eventos sísmicos por el conjunto Q4. La diferencia de 2.5 m de desplazamiento cosísmico entre Q4 y Q5 requiere que hubo al menos un sismo en el periodo entre la depositación de Q4 y Q5. Si el desplazamiento fue acomodado en un solo sismo, este evento hubiese acomodado más del doble de desplazamiento que el evento moderno. Alternativamente la diferencia en desplazamiento pudo haber sido acomodado en dos eventos semejantes en magnitud al evento moderno. En el área donde se encuentra la unidad Q5, los depósitos Q4 ocurren en dos niveles distintos los cuales fueron cartografiados como Q4a y Q4b (Figura 25b). Esto apoya la hipótesis que ocurrieron dos eventos sísmicos entre el periodo de la depositación Q4 y Q5. De esta manera el conjunto de escarpes Q5 estaría acumulando la deformación de al menos tres eventos sísmicos y posiblemente de cuatro eventos distintos.

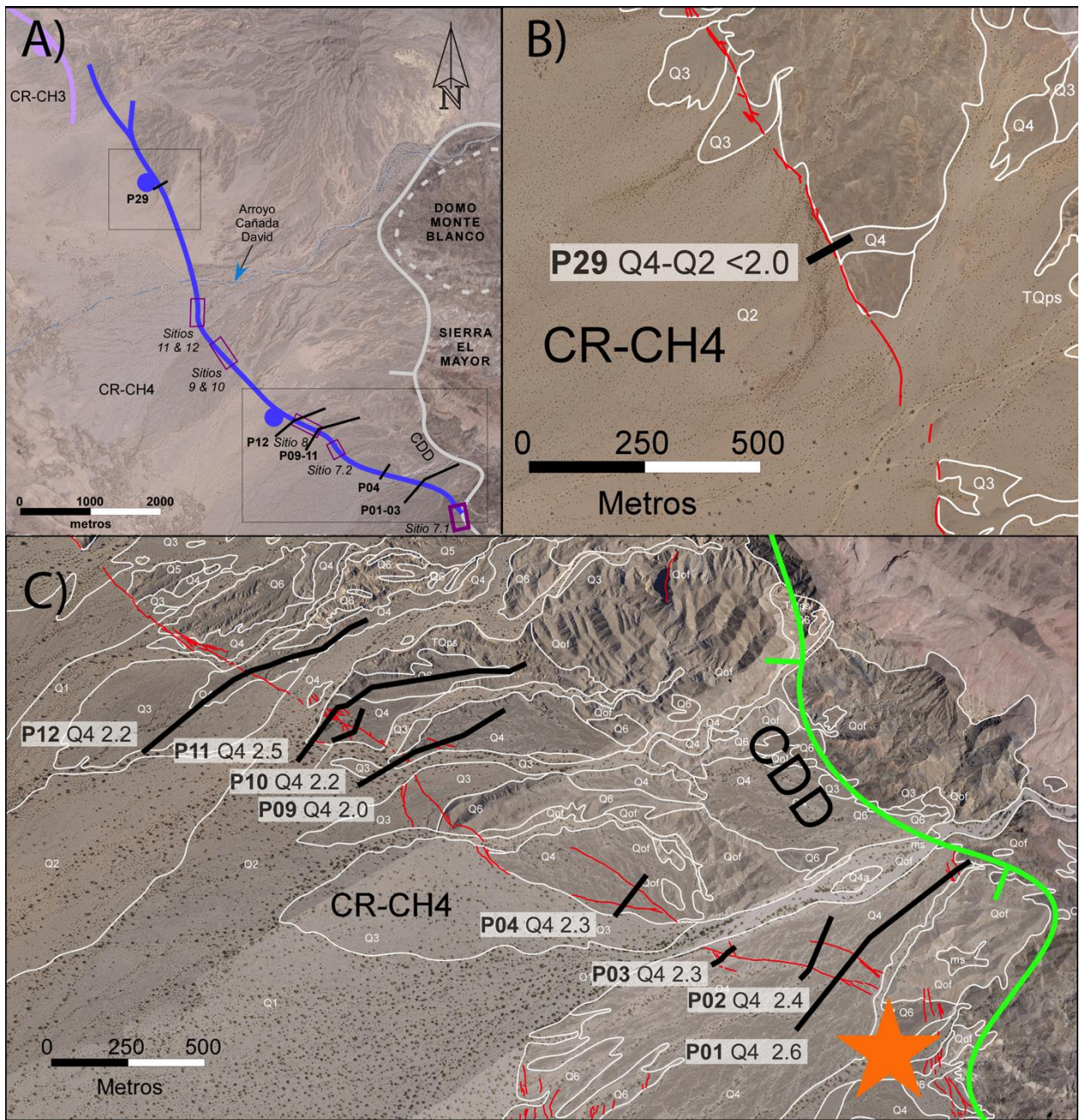


Figura 24. Mosaico de mapas que muestran la ubicación de los perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q4. A) Mapa índice con la distribución de perfiles contenidos en la unidad aluvial Q4 en toda la extensión del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3, los polígonos de color purpura indican la localización de los sitios de trincheras excavadas en 2016. Los polígonos de color negro indican la posición de los mapas de mayor detalle (B y C). B) Mapa de detalle del extremo norte del segmento de falla CR-CH4 donde existe el único afloramiento de Q4 y el respectivo perfil P29 en el que fue medido su desplazamiento. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos. C) Mapa de detalle del extremo sur del segmento de falla CR-CH4 donde pudo ser mejor evaluado el conjunto de escarpes Q4 por medio de 8 perfiles indicados con líneas negras. La estrella anaranjada representa el límite sur de este segmento de falla, asimismo, indica la intersección con la falla Detachment Cañada David (CDD) mostrada con línea de color verde.

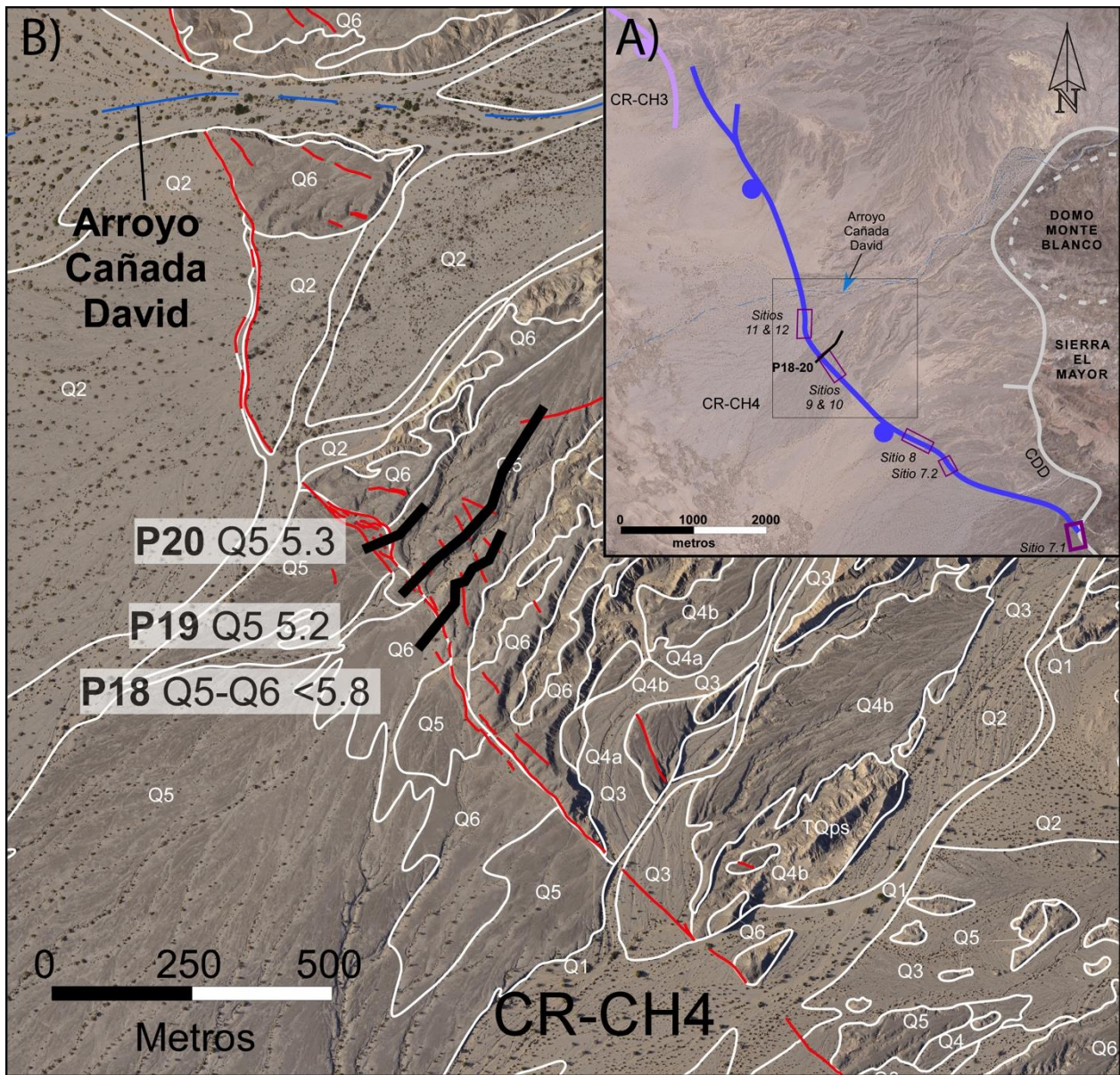


Figura 25. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q5. A) Mapa índice donde se indica la posición de los perfiles P18, P19 y P20 dentro del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul), estos coinciden con la ubicación de los sitios de trincheras 9 y 10, representados con polígonos de color púrpura. La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q5 por medio de 3 perfiles indicados con líneas negras, la etiqueta con fondo blanco muestra el desplazamiento estimado en cada perfil. Las líneas rojas muestran los escarpes cósmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Conjunto de escarpes Q6

En el segmento de falla CR-CH4, existen algunos afloramientos de la superficie aluvial Q6 concentrados entre el arroyo Cañada David y la intersección de las fallas CR-CH4 y la falla de despegue Cañada David (Figura 26a). El desplazamiento cosísmico del conjunto de escarpes Q6 se determinó a partir de cuatro perfiles topográficos, los cuales registran entre 10.2 y 15.0 m de desplazamiento cosísmico vertical. El perfil P05a se localiza a 2 km al norte de la intersección entre las fallas CR-CH4 y CDD, cercano al sitio de trincheras 7.2, en esta zona es donde se observa el mayor desplazamiento vertical de Q6, el cual llega hasta 15 m. Los perfiles P16, P17 y P21 se ubican a 2.3 km al noroeste del perfil P05a (Figura 26b) y el desplazamiento promedio acumulado en este sitio es de 11.5 m.

Se observa que los escarpes del conjunto Q6 duplican o triplican el desplazamiento vertical acumulado por los escarpes del conjunto Q5, lo cual fue acomodado de 3 a 4 eventos sísmicos. Es posible que la diferencia de desplazamiento entre los conjuntos Q5 y Q6 haya sido producida por más de un sismo, y lo único que se puede decir con mucha certeza que los múltiples eventos hipotéticos no dejaron ninguna evidencia en los sistemas fluviales debido a que no existen abanicos intermedios entre Q5 y Q6. Entonces no se puede descartar la hipótesis que la diferencia de desplazamiento fue acomodada en un solo evento con un desplazamiento vertical de 5 a 10 m, debió haber sido causado por un sismo con una magnitud mucho mayor que el evento moderno. Este tema será retomado en el apartado de discusiones.

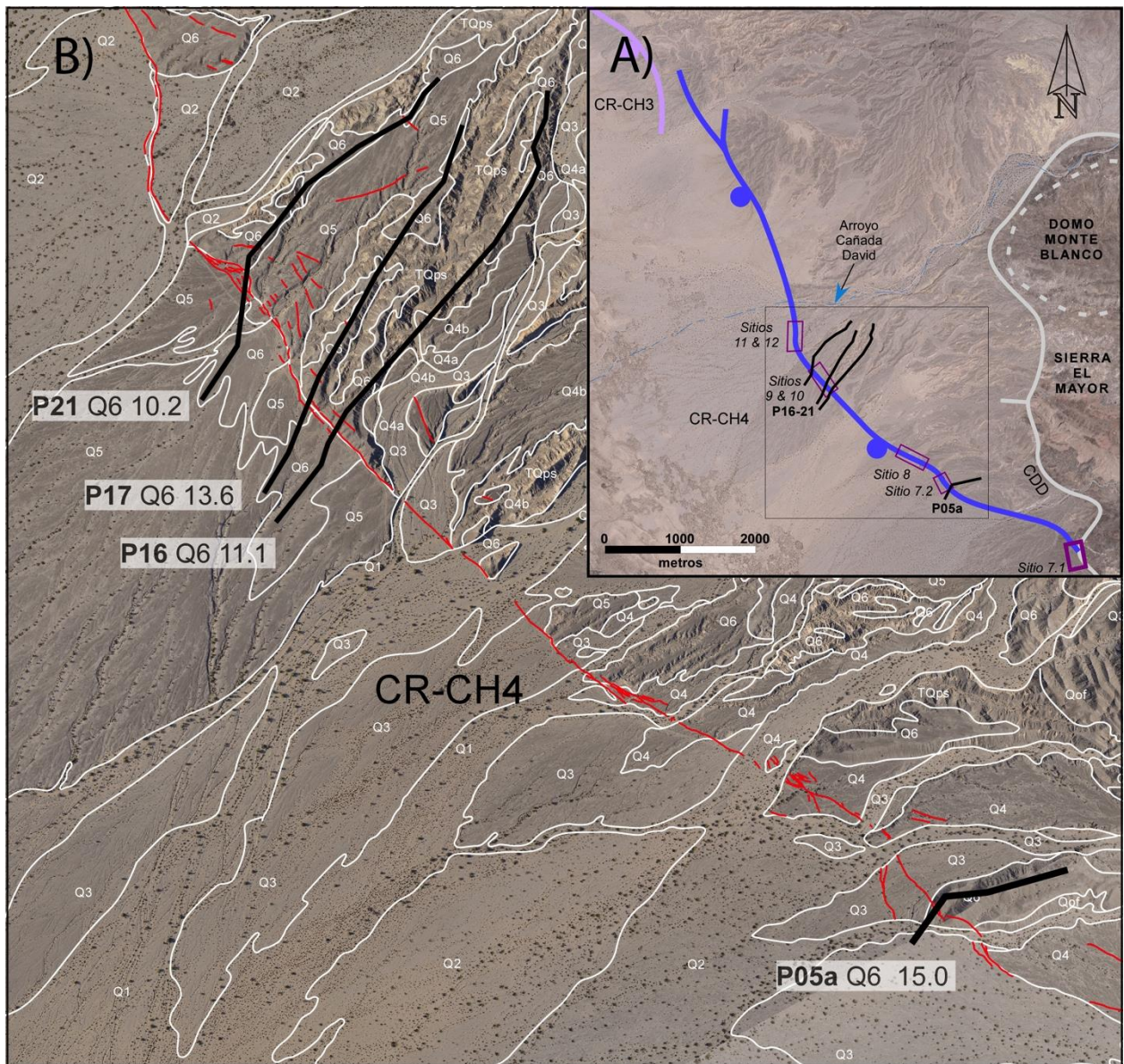


Figura 26. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q6. A) Mapa índice que muestra la posición de los perfiles (líneas negras) donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 dentro del segmento de falla CR-CH4 (línea de color azul), estos coinciden con la ubicación de los sitios de trincheras 7.2, 9 y 10 (polígonos de color púrpura). La línea de color lila muestra el extremo sur del segmento de falla CR-CH3. El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 (perfiles P05a, P16, P17 y P21). Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos cartografiados.

4.2.2 Falla CR-CH3

Conjunto de escarpes Q6

A lo largo del segmento de falla CR-CH3, los abanicos aluviales Q6 son los más abundantes y son los que contienen los escarpes cosísmicos más notorios. De acuerdo con 5 perfiles topográficos (Figura 27), estos escarpes definidos como conjunto Q6 han acumulado de 10.0 a 14.0 m de desplazamiento cosísmico. Cabe destacar que en los perfiles P34 y P35 se observa el mayor desplazamiento del conjunto de escarpes Q6, el cual es de casi 14 m. Este desplazamiento es muy similar al observado en el sur, dentro del segmento de falla CR-CH4 (ver Figura 26b). Sin embargo, Villaverde (2017) documentó que el segmento de falla CR-CH3 fue inactivo durante el Holoceno basado en la ausencia de escarpes en abanicos más jóvenes que Q6. En este estudio se reporta que las unidades más jóvenes que Q6 son muy escasos y nunca se observan atravesando la zona de falla. Entonces la ausencia de escarpes holocénicos en este segmento puede estar relacionado a la ausencia de marcadores de esa edad y no necesariamente implica que la falla fue inactiva durante el Holoceno. Con base en similitudes de desplazamiento del conjunto Q6 en los segmentos de fallas CR-CH3 y CR-CH4, abre la posibilidad que ambos segmentos de fallas han experimentado una historia paleosísmica semejante, lo cual es una hipótesis que puede ser comprobada enseguida.

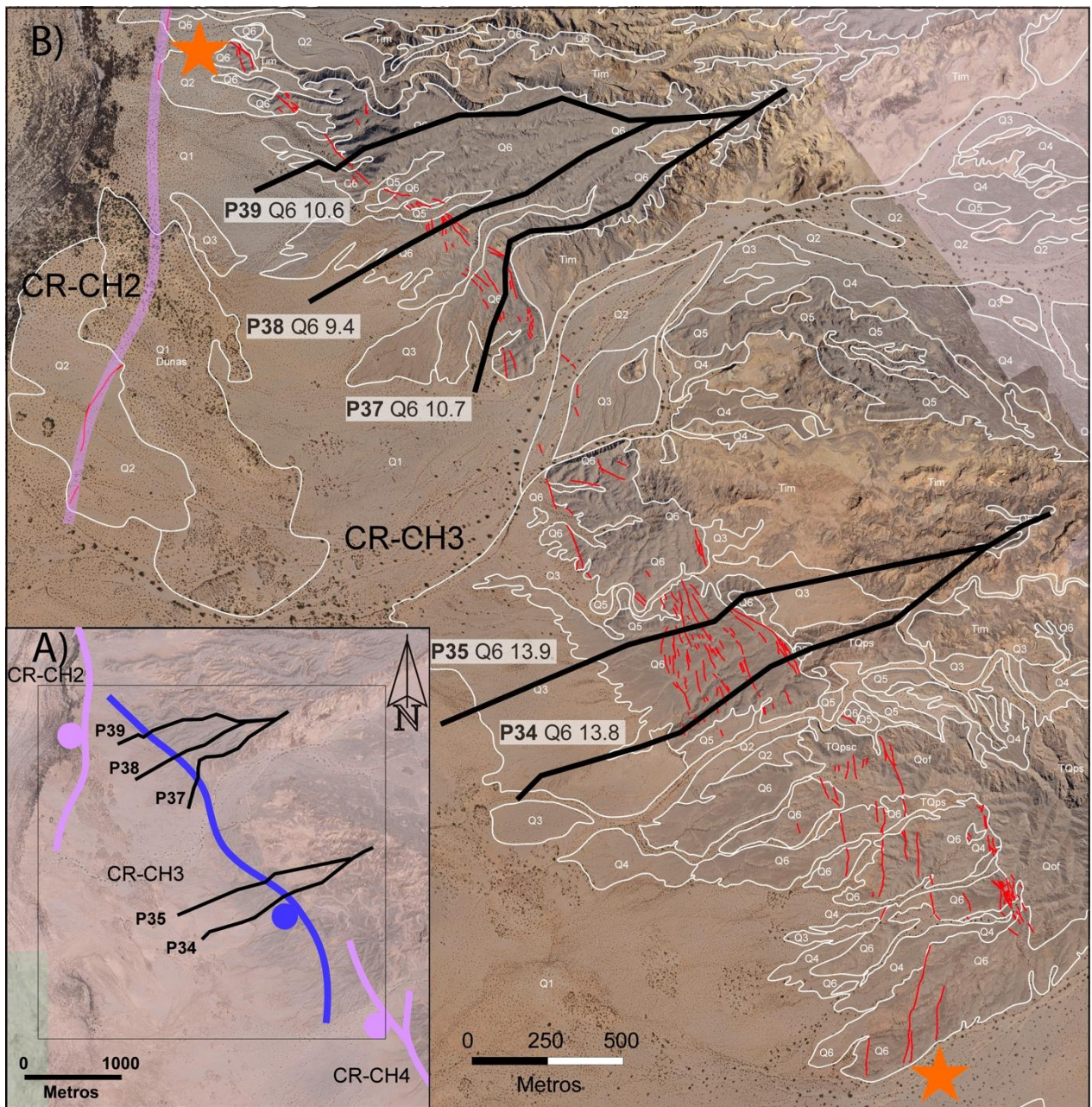


Figura 27. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q6. A) Mapa índice con la ubicación de los perfiles (líneas negras) dentro del segmento de falla CR-CH3 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH2 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q6 (perfiles P34, P35, P37, P38, P39 y P40). Las estrellas anaranjadas indican los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH3. Las líneas rojas muestran los escarpes cósmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Levantamientos relativos de unidades más jóvenes que Q6

Aunque no existen depósitos holocénicos atravesando la zona de falla en el segmento CR-CH3, en este estudio se ha identificado una secuencia de abanicos aluviales holocénicos en el bloque de piso muy cercano a la zona de falla. Este sitio se localiza entre las coordenadas 637468.0 m E y 3575490.0 m N (Sistema Coordinado: WGS-84, Proyección: UTM zona 11N; Figura 28a, b). Aquí existe un arroyo de 300 m de ancho que contiene depósitos aluviales más jóvenes que Q6 (Q2, Q3, Q4 y Q5) que pueden estar proyectados hacia la zona de falla. Aunque no se puede medir directamente el desplazamiento de esas unidades, se puede documentar su elevación relativa a nivel base en el bloque de techo lo cual es representado por los depósitos Q1 y Q2 (perfiles P36, P36a y P37, Figura 28b). Esto permite comparar las alturas relativas de abanicos aluviales holocénicos en los segmentos CR-CH3 y CR-CH4 para examinar si el registro de eventos paleo sísmicos fue semejante en ambos segmentos.

En el perfil P37 (Figura 28b), se observa que la unidad Q6 ha sido levantada al menos 13.2 m respecto a la superficie Q1, esta elevación es muy similar a la identificada en el segmento de falla CR-CH4 entre las mismas superficies. La unidad Q5 evaluada en el perfil P36a, tiene un desplazamiento de al menos 8.3 m respecto a Q1, casi la mitad del levantamiento registrado por la superficie Q6, esta relación entre Q5 y Q6 es semejante a la documentada en la falla CR-CH4. El desplazamiento de la unidad Q4 es de casi 4 m, casi la mitad del desplazamiento de Q5 lo cual también es consistente con lo observado en la falla CR-CH4 debido a que Q5 duplica el desplazamiento de Q4. Las unidades Q2 y Q3 fueron medidas en los perfiles P36 y P36a, las cuales registran un levantamiento relativo de 1.0 m en Q2 y 2.4 m en Q3. En contraste, las superficies aluviales Q2 y Q3 en el segmento 4 (CR-CH4), están al mismo nivel en el bloque de piso y registran el mismo desplazamiento cosísmico el cual es menor a 1.0 m. Entonces si existe una diferencia entre los dos segmentos, nuestras observaciones indican que el segmento CR-CH3 pudo haber sido afectado por dos eventos sísmicos modernos.

En una examinación a detalle a las imágenes de alta resolución se observaron algunos escarpes en las unidades Q2 y Q3 (Figura 28b). Esos no fueron confirmados en campo, pero son muy convincentes en las imágenes y abre la posibilidad de que ese segmento fue activado por un evento sísmico moderno. Sin embargo, esto solo explica un evento sísmico moderno y los datos indican que hubo dos. El otro evento sísmico moderno podría corresponder al evento Q3, propuesto por Rockwell et al. (1995). No obstante, son necesarios estudios más detallados para confirmar la existencia del evento Q3. Basado en nueva cartografía en este estudio se sabe que el sitio donde se observa evidencia para dos eventos modernos se encuentra en el bloque levantado por la ruptura de 1892, lo cual propagó hasta extremo sur del segmento

CR-CH2. Entonces con base en la presencia de posibles escarpes formados en el evento de 1892 y la diferencia que existe entre el levantamiento de Q2 y Q3 respecto a Q1, es probable que este sitio si fue afectado por dos eventos sísmicos modernos.

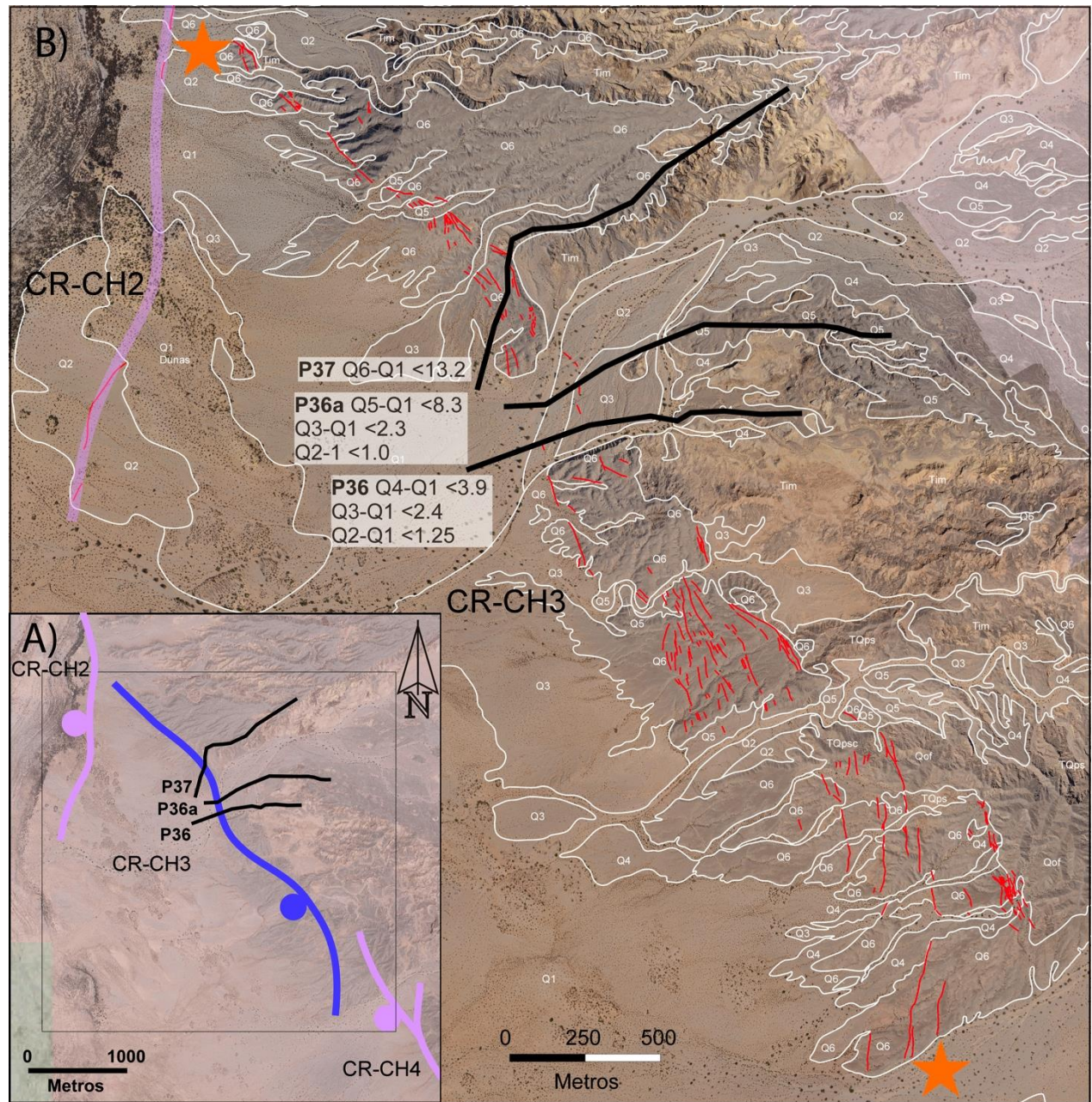


Figura 28. Mapas que muestran la ubicación de los perfiles donde fue evaluado el levantamiento relativo de las unidades más jóvenes a Q6 (Q5, Q4, Q3 y Q2) con respecto a Q1. A) Mapa índice donde se muestra la localización de los perfiles (líneas negras) dentro del segmento de falla CR-CH3 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH4 al sur y CR-CH2 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de las unidades más jóvenes que Q6 con respecto a Q1. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH3. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos cartografiados.

4.2.3 Falla CR-CH2

El extremo norte del segmento de falla CR-CH2 manifiesta una complejidad estructural conformada por arreglos de múltiples escarpes que definen una zona de cizalla penetrativa (P54, Figura 29a). Esta zona tiene una anchura de 600.0 m (Figura 57b, c) y disminuye sistemáticamente a 300.0 m hacia el sur sobre una distancia menor a 1 km (perfil P50). Con base en lo observado en cinco perfiles (P50, P51, P52, P53 y P54) ubicados en esta zona de cizalla sub penetrativa, el número de escarpes varía de 10 a 28 (Figura 29b, c). El espaciamiento entre ellos es de 3.6 a 98.0 m y muestran desplazamientos desde 0.2 hasta 3.4 m. Generalmente, la superficie Q6 tiene una pendiente de 1.6° y justo en esta zona de cizalla penetrativa, la pendiente cambia a 3° , lo cual indica que está flexionada debido a la cizalla penetrativa (Figura 29b, c).

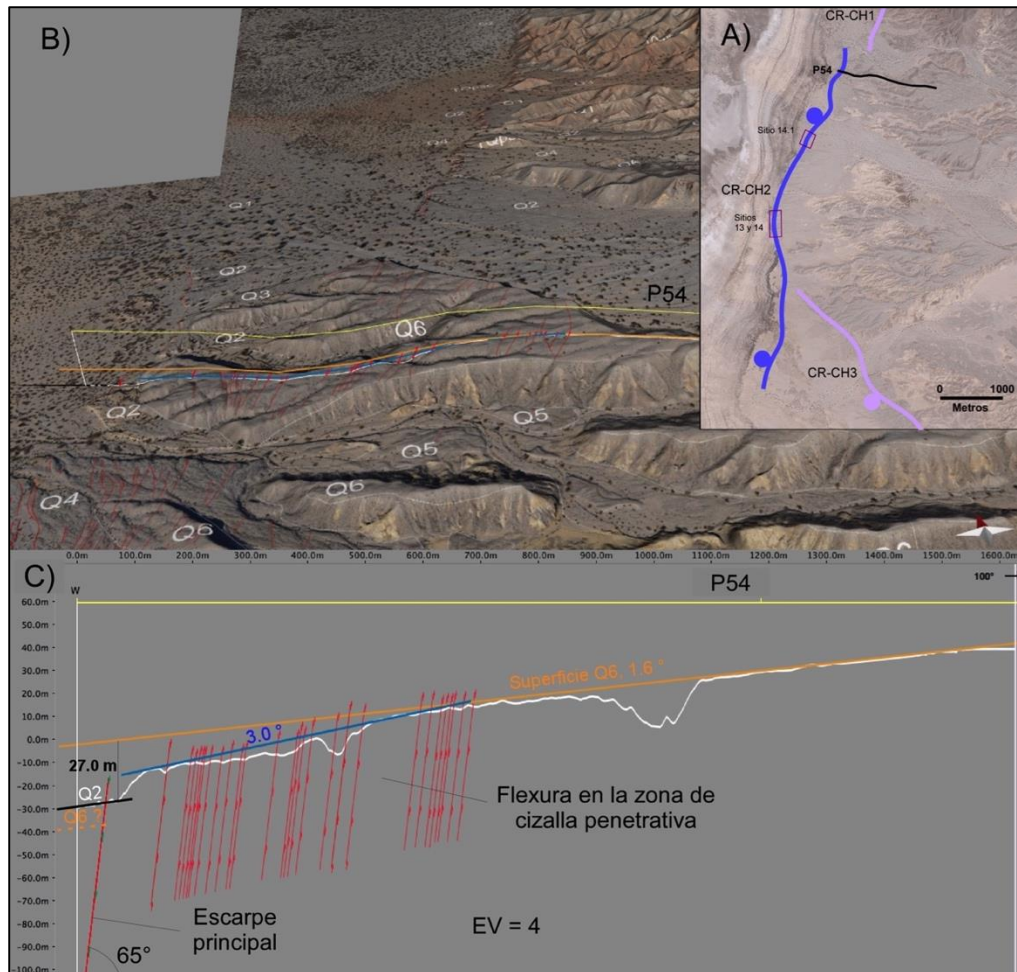


Figura 29. Perfil P54. A) Mapa índice que ilustra la ubicación del perfil (línea de color negro) en el segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul). B) Vista en perspectiva del perfil P54 a partir de un modelo 3D generado en Move v. 2015. C) Vista en sección del perfil P54. El perfil topográfico es mostrado con línea de color blanco, la línea amarilla indica la traza del perfil P54, las líneas anaranjadas muestran la pendiente de la unidad aluvial Q6.

A lo largo de la falla CR-CH2 no existen unidades más viejas que Q2 en el bloque de techo (Figuras 30, 31 y 32). Por esta circunstancia, se considera que las superficies desplazadas en el bloque de techo están cubiertas por sedimentos acumulados después de los eventos cosísmicos. Entonces, las mediciones de desplazamiento cosísmico a lo largo de la falla CR-CH2 son considerados valores mínimos dado que los escarpes se localizan en el límite de facies aluviales y lacustres, estas últimas definen el depocentro de la cuenca Laguna Salada (Figuras 30, 31 y 32).

Conjunto de escarpes Q2-Q3 (sismo Mw 7.1-7.3 de 1892)

La ocurrencia de abanicos aluviales Q2 en toda la extensión de la falla CR-CH2 permite realizar mediciones de desplazamiento cosísmico vertical. Los desplazamientos cosísmicos en esta unidad han sido asociados a la ruptura del sismo de 1892 (Mueller y Rockwell 1991, 1995; Rockwell et al. 2015). En esta tesis se confirma que el sismo de 1892 activó el segmento de falla CR-CH2 en su totalidad y también fue confirmado mediante la excavación de una trinchera en el sitio 14.1 (Figura 30a, perfil P48).

El desplazamiento cosísmico vertical del conjunto de escarpes Q2 fue medido en 13 perfiles topográficos donde se observan desplazamientos de 0.9 a 3.9 m. En general, el desplazamiento cosísmico vertical disminuye sistemáticamente de norte a sur. Sin embargo, en los perfiles P44, P45 y P46 (Figura 30b) las alturas de los escarpes son considerablemente menores comparado con aquellos sitios al norte y sur donde los escarpes cosísmicos están bien preservados. En el sitio donde se localizan estos tres perfiles, las mediciones de alturas de los escarpes fueron realizadas en la unidad Q2 con respecto a la superficie desarrollada encima de sedimentos lacustres más jóvenes que Q2.

Estos perfiles se ubican en el límite de sedimentación fluvial-lacustre y como fue argumentado en el subcapítulo anterior (4.1), en la descripción de la falla CR-CH2 (Generación 4), este es un segmento donde los escarpes cosísmicos han sido fuertemente modificados por erosión a lo largo del margen de una antigua laguna. La elevación relativa de la unidad Q2 es considerablemente menor en estos perfiles comparado con aquellos sitios al norte y sur donde los escarpes cosísmicos están bien preservados. Sin embargo, el levantamiento relativo de Q2 con respecto a Q1 guarda la misma tendencia de disminuir de norte a sur. Con esto, se deduce que en este sitio, la unidad Q2 fue cubierta por sedimentos lacustres más jóvenes en el bloque de techo de la falla CR-CH2.

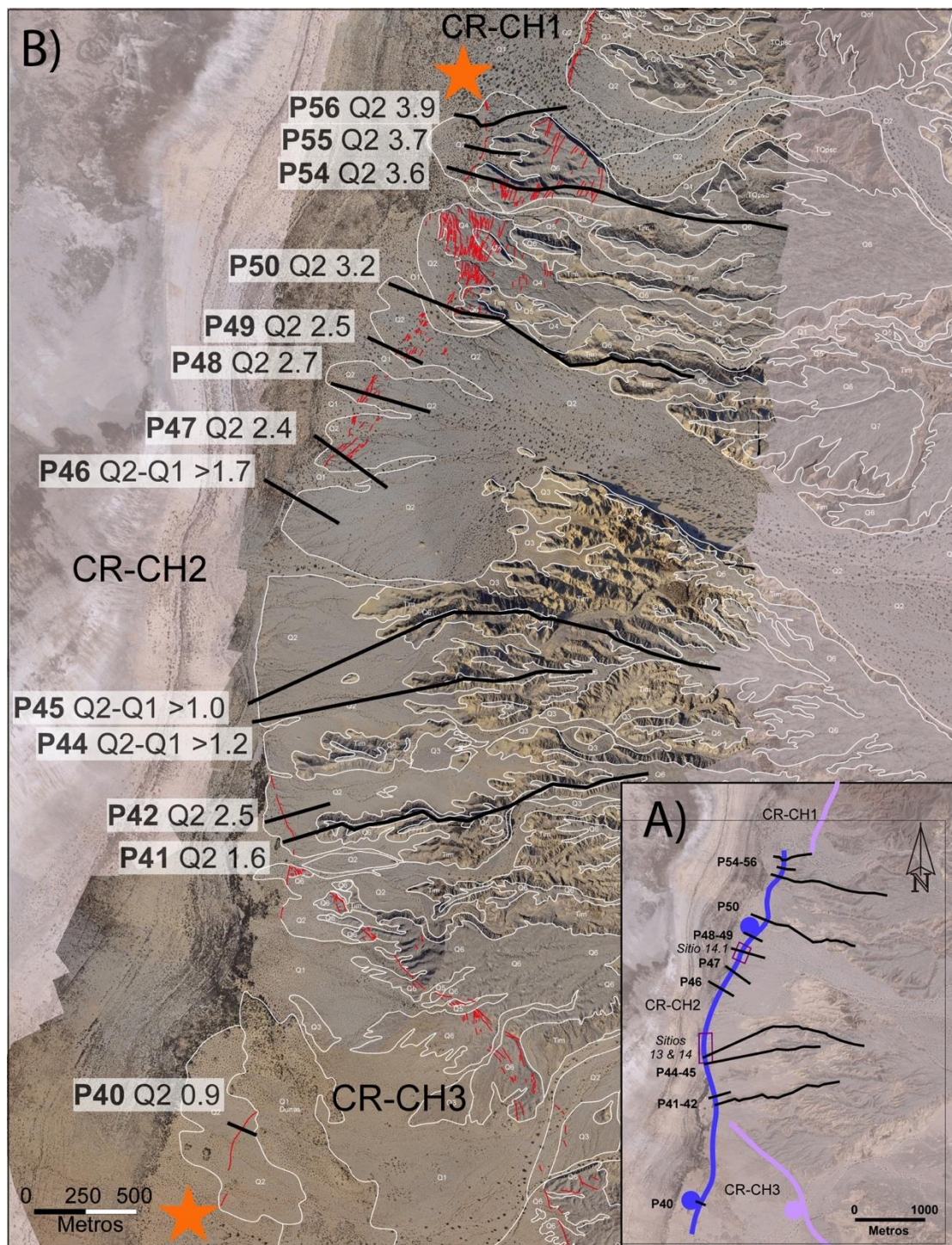


Figura 30. Mapas que exponen la ubicación de los perfiles donde se estimó el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2-Q3, producidos durante el sismo de 1892. A) Mapa índice de los perfiles topográficos (líneas de color negro) distribuidos a lo largo del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul) donde fue estimado el desplazamiento del conjunto de escarpes Q2. Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledaños (CR-CH3 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el conjunto de escarpes Q2. Los perfiles P44, P45 y P46 no cortan ningún escarpe cosísmico, sin embargo, muestran un levantamiento menor comparado con aquellos sitios donde se observa la presencia de escarpes. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Conjunto de escarpes Q4-Q5

Las superficies aluviales Q4 y Q5 son las unidades más escasas y están restringidas en el extremo norte del segmento de falla CR-CH2 (Figura 31). Con base en 2 perfiles ubicados en el extremo norte de la falla CR-CH2, se estableció que el conjunto de escarpes Q4 ha acumulado alrededor de 7.0 m de desplazamiento cosísmico vertical (P51). Todos los perfiles subestiman la cantidad medida debido a que fueron medidos con respecto a depósitos Q2, los cuales se interpreta que han sepultado a la superficie Q4 desplazada en el bloque de techo.

El desplazamiento cosísmico del conjunto Q4 duplica lo observado en el conjunto Q2, por tal motivo se infiere que la unidad Q4 ha registrado al menos 2 eventos paleosísmicos, el último de ellos ocurrido en 1892 y con un desplazamiento entre 3.2 y 3.6 m en este mismo sitio. Entonces el penúltimo evento debió haber tenido un desplazamiento cosísmico similar al de 1892 si consideramos que los escarpes del conjunto Q4 han acumulado 7.0 m de desplazamiento cosísmico vertical.

El conjunto de escarpes Q5 solamente pudo ser evaluada con respecto a una unidad más joven (Q2) en el perfil P51, donde se estima que ha acumulado al menos 14.0 m de desplazamiento cosísmico vertical. El desplazamiento cosísmico vertical del conjunto de escarpes Q5 duplica lo acumulado en los dos eventos antes mencionados (Q4 y 1892). Por tal motivo, se infiere que este levantamiento ha sido producto de por lo menos 3 paleoeventos sísmicos, donde el evento Q5 debió haber registrado el doble de desplazamiento acumulado en los dos eventos posteriores (Figura 31b).

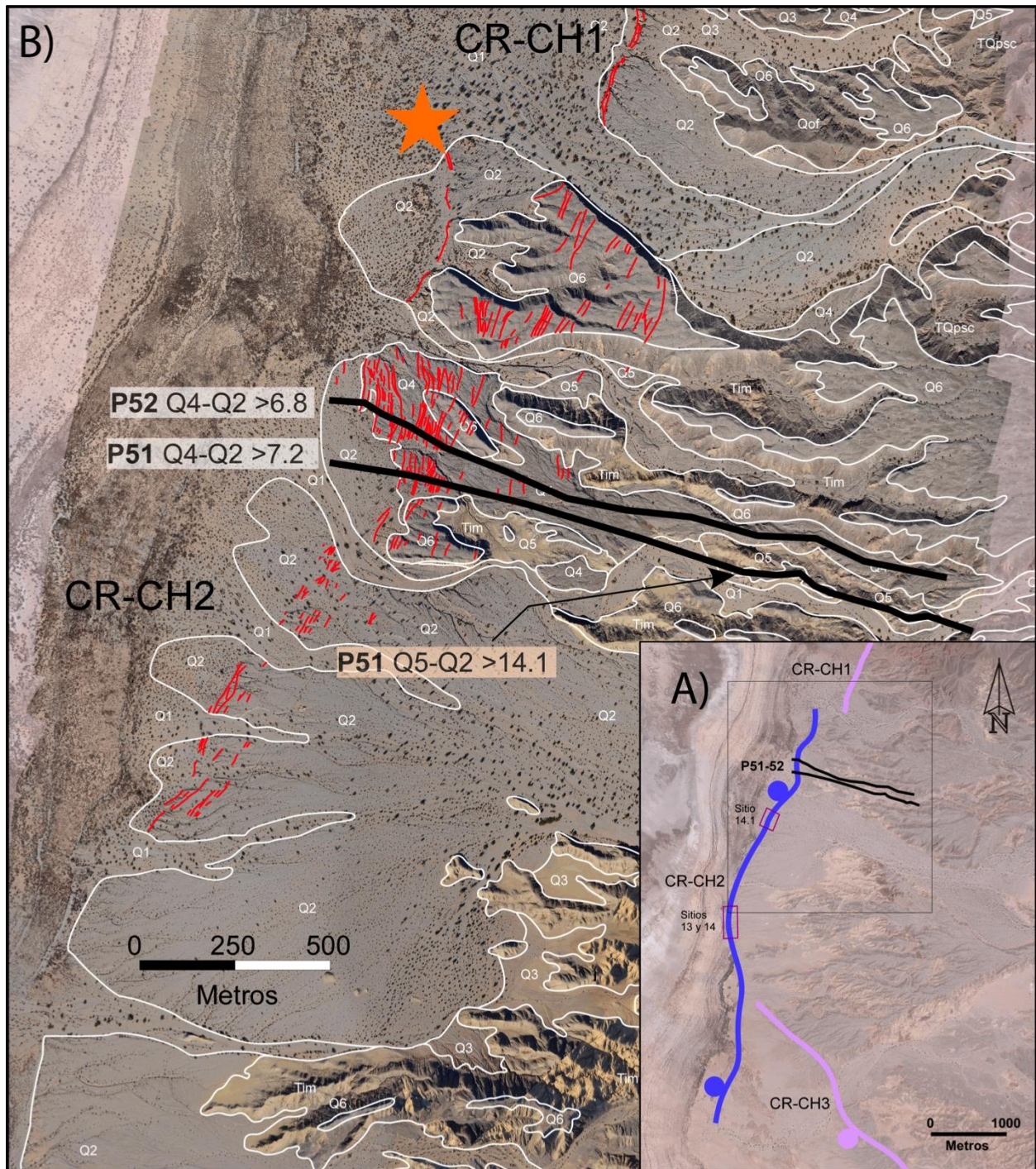


Figura 31. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el levantamiento relativo de las superficies Q4 y Q5. A) Mapa índice que indica la localización de los perfiles topográficos (líneas de color negro) ubicados en el extremo norte del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul) donde fue estimado el desplazamiento de los conjuntos de escarpes Q4 y Q5. Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledañas (CR-CH4 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde afloran las superficies Q4 y Q5 y los respectivos perfiles en los que fueron evaluados. Las etiquetas de fondo blanco resaltan los datos obtenidos de la superficie Q4 y la etiqueta de fondo pardo claro ilustra el único dato obtenido de la superficie Q5. La estrella anaranjada simboliza el extremo norte de la falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Conjunto de escarpes Q6

Los afloramientos de la superficie Q6 estan concentrados en los extremos norte y sur del segmento de falla CR-CH2, estos contienen 7 perfiles topográficos en donde se aprecia que la superficie aluvial Q6 ha acumulado un levantamiento relativo de 20.0 a 27.0 m con respecto a unidades más jóvenes (Q1 y Q2, Figura 32). Se deduce que el desplazamiento cosísmico vertical del conjunto de escarpes Q6 es superior a 27.0 m al considerar que esta unidad ha sido cubierta por depositos más jóvenes que Q6.

Se infiere que el levantamiento acumulado por el conjunto de escarpes Q6 ha sido producto de al menos 4 paleoeventos sísmicos donde el primer y más antiguo evento debio haber experimentado al menos 13.0 m de desplazamiento, lo cual es la diferencia entre el levantamiento de Q5 comparado con Q6. Sin embargo, no se descarta la posibilidad que el conjunto de escarpes Q6 haya registrado múltiples eventos debido a que casi duplica lo acumulado por los tres eventos antes descritos (Q5, Q4 y 1892). Este tema será retomado con más detalle en el apartado de discusiones.

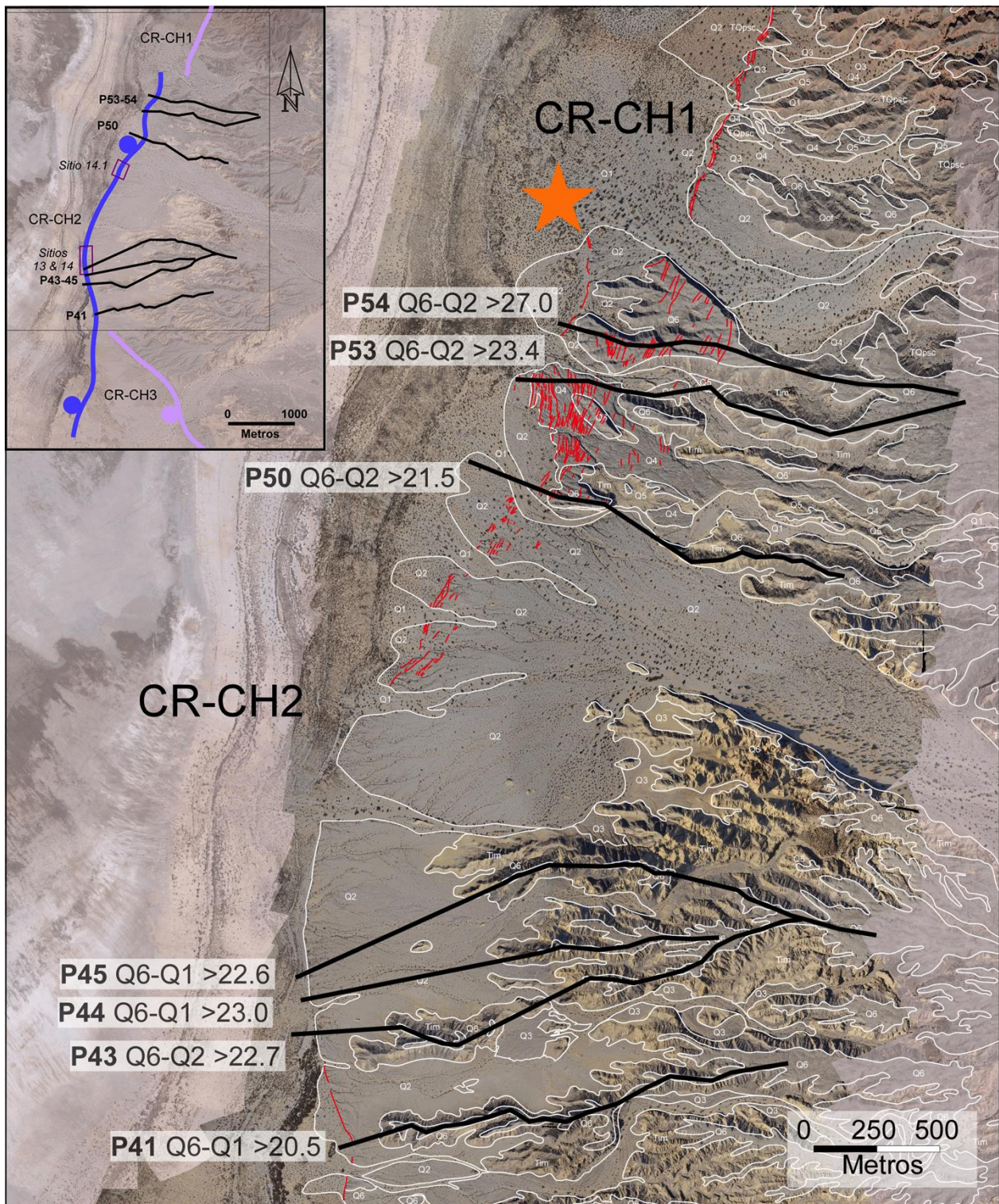


Figura 32. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se estimó el levantamiento relativo de las superficies Q6 con respecto a Q1 y Q2. A) Mapa índice que ilustra la ubicación de los perfiles topográficos (líneas de color negro) donde fue medido el levantamiento relativo de la superficie aluvial Q6 a lo largo del segmento de falla CR-CH2 (línea de color azul). Las líneas de color lila representan los segmentos de fallas aledañas (CR-CH4 al sur y CR-CH1 al norte). El polígono de color negro indica la posición del mapa de mayor detalle (B) y los polígonos de color morado representan los sitios de trincheras excavadas en 2016. B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento de Q6, la estrella anaranjada simboliza el extremo norte de la falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

4.2.4 Falla CR-CH1

Conjunto de escarpes Q2-Q3 (sismo M_w 7.1-7.3 de 1892)

El segmento de falla CR-CH1 se extiende desde una pequeña zona de transferencia con el segmento CR-CH2 hasta la intersección con una rama de la falla Laguna Salada. Este segmento fue activado en su totalidad por el sismo de 1892, lo cual está representado por desplazamientos en el conjunto de escarpes Q2 y Q3 (Mueller y Rockwell, 1991, 1995; Rockwell et al., 2015). A diferencia del segmento CR-CH2, la deformación cosísmica en el segmento CR-CH1 esta muy concentrado en un solo escarpe principal pero tambien suele presentar 2 o 3 escarpes secundarios. Las superficies aluviales Q2 y Q3 tienen una amplia distribución a lo largo de la falla CR-CH1 tanto en el bloque de piso como en el bloque de techo (Figura 33). Por lo tanto es factible evaluar el desplazamiento cosísmico vertical para este evento en esta falla.

Con base en 8 perfiles topográficos, se determinó que el conjunto de escarpes Q2-Q3 ha acumulado de 4.0 a 7.0 m de desplazamiento cosísmico vertical, este representa la deformación producida por el sismo de 1892. Estas mediciones tomados a partir de modelos de elevacion de alta resolución son muy semejantes a los obtenidos por estudios previos usando una estacion total en campo (Mueller y Rockwell, 1991, 1995; Rockwell et al., 2015), lo cual da confianza en el metodo. Todas las mediciones en este segmento de falla son mayores que las observadas en CR-CH2 y en general continua el gradiente en desplazamiento cosísmico, el cual aumenta hacia el norte hasta la intersección con la falla LS3.1 (Figura 33).

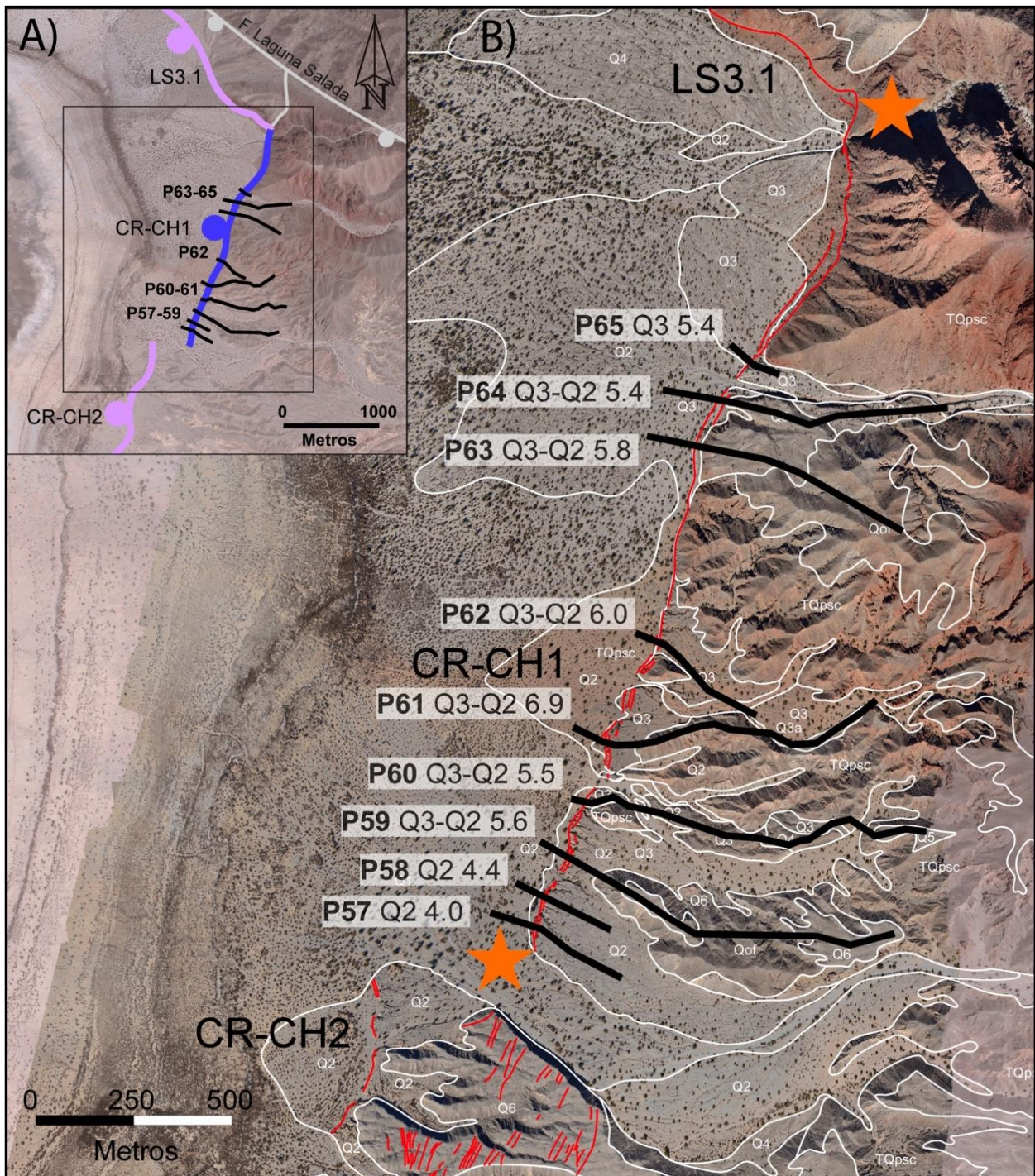


Figura 33. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de desplazamiento cosísmico en escarpes del conjunto Q2-Q3 a lo largo del segmento de falla CR-CH1. A) Mapa índice donde se muestran los perfiles topográficos con líneas de color negro, la línea de color azul representa la traza del segmento de falla CR-CH1, las fallas de color lila representan los segmentos aledaños (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el desplazamiento cosísmico vertical producido por el sismo de 1892. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH1. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Conjunto de escarpes Q4

En toda la extensión de la falla CR-CH1, las superficies aluviales Q4 son escasas y restringidas en el bloque de piso de dicha falla, lo cual requiere que reportamos únicamente estimaciones mínimas de desplazamiento cosísmico con referencia a Q1 y Q2 en el bloque de techo. Por medio de tres perfiles, se evaluó que la unidad Q4 tiene un levantamiento relativo de al menos 12.3 a 13.3 m (Figura 34). Cabe destacar que el mayor levantamiento relativo de la unidad Q4 se ubica próximo a la intersección entre las fallas LS3.1 y CR-CH1, este levantamiento disminuye sistemáticamente hacia el sur tal como es observado en las mediciones realizadas en el conjunto Q2-Q3.

El levantamiento de Q4 llega a duplicar lo observado en Q2-Q3 en el mismo perfil P64, por lo tanto se deduce que el conjunto de escarpes Q4 ha acumulado el desplazamiento de dos eventos sísmicos, donde el penúltimo evento debió haber registrado un levantamiento de casi 8.0 m y el último de evento (1892) generó un desplazamiento de 4.0 a 6.0 m en este mismo sitio (Figura 34).

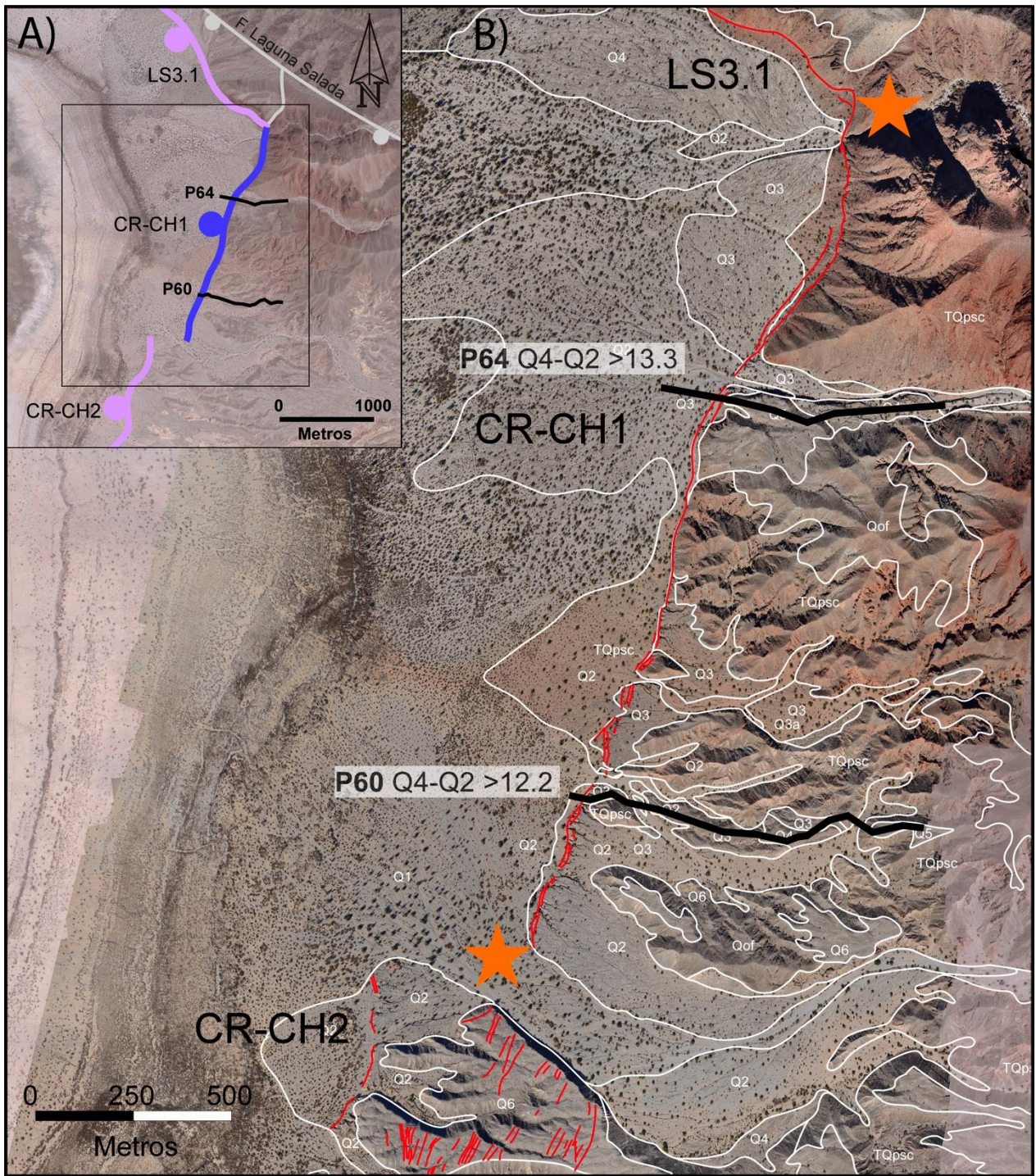


Figura 34. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de levantamiento relativo de la superficie aluvial Q4 a lo largo del segmento de falla CR-CH1. A) Mapa índice donde se muestran los perfiles topográficos con líneas de color negro, la línea de color azul representa la traza del segmento de falla CR-CH1, las fallas de color lila representan los segmentos aledaños (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de Q4. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH1. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Conjuntos de escarpes Q5 y Q6

Los abanicos aluviales Q5 y Q6 son muy escasos y confinados a unos cuantos afloramientos en el bloque de piso de la falla CR-CH1. Las mediciones realizadas en esta falla son estimaciones mínimas debido a que fueron hechas con respecto a superficies aluviales jóvenes (Q1 y Q2) en el bloque de techo. Mediante 4 perfiles topográficos se estableció que Q5 ha sido levantado al menos 18.5 a 25.5 m. El mayor levantamiento es observado en los perfiles P63 y P64 (Figura 35), los cuales se ubican más próximos a la intersección entre las fallas CR-CH1 y una rama de la falla Laguna Salada (LS3.1). De manera similar a las mediciones efectuadas en los conjuntos Q2-Q3 y Q4, se aprecia que el desplazamiento acumulado por el conjunto Q5 ha conservado el gradiente que disminuye sistemáticamente de norte a sur.

El desplazamiento del conjunto de escarpes Q5 duplica lo acumulado por los dos eventos posteriores (Q4 y 1892), por tal motivo no se rechaza la posibilidad que la unidad Q5 haya experimentado múltiples eventos. Sin embargo, el hecho de que no existan evidencias fluviales en la forma de múltiples terrazas abandonadas, se prefiere la hipótesis que Q5 fue desplazada en un solo evento antes de los eventos que han desplazado a la superficie Q4. Con base en las mediciones obtenidas, se infiere que la superficie aluvial Q5 ha experimentado al menos 3 eventos sísmicos, donde el primer evento que afectó a la unidad Q5 fue el de mayor magnitud, con un desplazamiento de al menos 13.5 m.

La superficie aluvial Q6 solo existe en el extremo sur de la falla CR-CH1, donde pudo ser evaluada en el perfil P59. En este perfil la unidad Q6 ha sido levantado al menos 29.0 m con respecto a la unidad Q2 (Figura 35). Debido a que la unidad Q6 alcanza a duplicar el levantamiento registrado por Q5, se deduce que el conjunto de escarpes Q6 ha registrado al menos un evento sísmico adicional a los tres eventos sísmicos que han afectado a Q5.

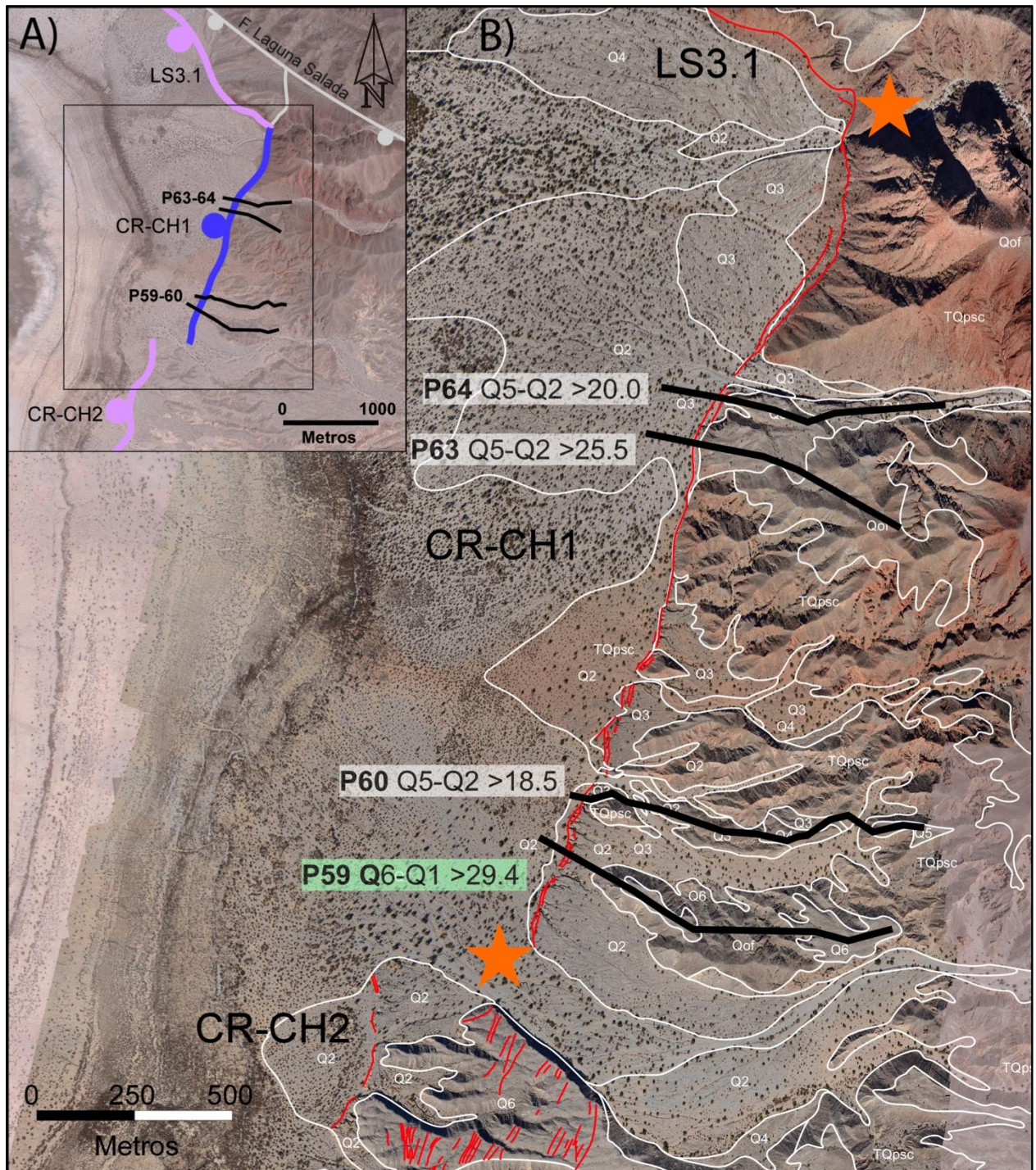


Figura 35. Mapas que muestran la ubicación de perfiles donde se realizaron mediciones de levantamiento relativo de las superficies aluviales Q5 y Q6 a lo largo del segmento de falla CR-CH1. A) Mapa índice que muestra la distribución de los perfiles topográficos (líneas de color negro) sobre la traza del segmento de falla CR-CH1 (línea de color azul), las fallas de color lila representan los segmentos adyacentes (CR-CH2 al sur y LS3.1 al noroeste) y las fallas de color gris claro muestran los segmentos de fallas inactivas hoy en día. El polígono de color negro indica la ubicación del mapa de mayor detalle (B). B) Mapa de detalle del sitio donde fue evaluado el levantamiento relativo de Q5 y Q6. Las etiquetas muestran los datos obtenidos en cada perfil, la etiqueta verde resalta la única medición de la superficie Q6. Las estrellas anaranjadas simbolizan los extremos norte y sur de la falla CR-CH2. Las líneas rojas muestran los escarpes cosísmicos y las líneas blancas representan los contactos litológicos mapeados.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Evolución tectónica de la paleocuenca Cerro Colorado

Con base en el análisis de las relaciones cortantes, unidades litológicas levantadas y escarpes cosísmicos, se han definido cuatro generaciones de fallas de alto ángulo que muestran la evolución de la deformación relacionada con la falla Detachment Cañada David (Figura 36).

En estudios previos se han reconocido las mismas discontinuidades estructurales, sin embargo, Villaverde (2017) y en el presente estudio se interpreta de manera diferente la polaridad de buzamiento de dichas estructuras. Proponemos que el buzamiento de las fallas es indicado por el levantamiento topográfico observado hoy en día, lo cual debe coincidir con el bloque de piso de las fallas. El bloque levantado consiste en depósitos clásticos de grano grueso mientras que en el bloque de techo se observan rocas de grano fino compuesto por lodolitas y limolitas. Además, en estudios anteriores (Barnard, 1968; Siem, 1992; Vázquez, 1996; Dorsey y Martin-Barajas, 1999 y Martín-Barajas et al., 2001) definieron el bloque de piso con base en diferencias litológicas, ignorando la firma topográfica. En general, la secuencia estratigráfica evolucionó de sedimentos marinos de grano muy finos representados por la Fm. Imperial, seguida de la Fm. Palm Spring la cual conforma la transición a depósitos deltaicos representados por areniscas y finalmente evoluciona a conglomerados de grano grueso, producto de la erosión del basamento cristalino exhumado. Aunque estas tres fases representan la evolución de sedimentación de la cuenca en tiempo, también representa cambios espaciales en la cuenca, es decir, actualmente las tres fases sedimentarias pueden ser identificadas en depósitos modernos. En el depocentro de la cuenca se encuentran lodolitas lacustres y marinas (zona distal), en las orillas de la cuenca Laguna Salada (zona media) se extienden grandes campos de dunas constituidas de arenas finas y en el pie de monte, se depositan arenas y clastos de grano grueso representados por abanicos aluviales (zona proximal, Figura 37).

En el presente estudio, se reconoce que en la actualidad el buzamiento de las fallas está mejor caracterizado por los cambios abruptos en la topografía controlados por dichas fallas, se reitera que estos cambios topográficos producen los mismos cambios litológicos documentados en estudios previos.

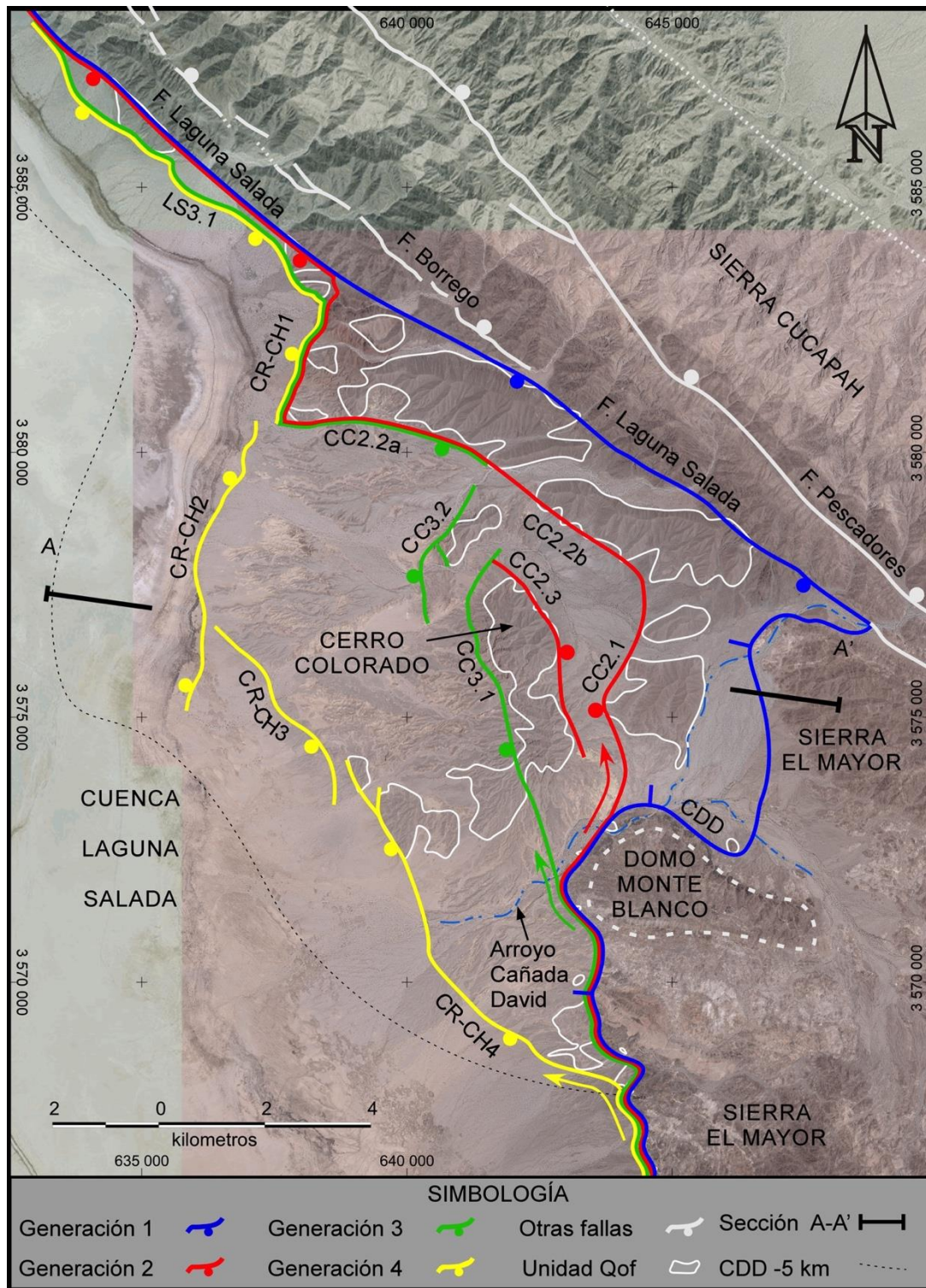


Figura 36. Mapa con la compilación de las cuatro generaciones de fallas que representan la evolución de fallamiento al interior de la paleocuenca Cerro Colorado. Las flechas de diferente color y acordes a cada generación, representan la dirección de propagación del desprendimiento que surge de los flancos de algún megamulion de alta longitud de onda. La línea punteada de color negro indica la intersección de las fallas de Generación 4 con la falla Detachment Cañada David (CDD) a una profundidad promedio de -5 km, considerando que las fallas de la Generación 4 tienen un buzamiento promedio de 65°.

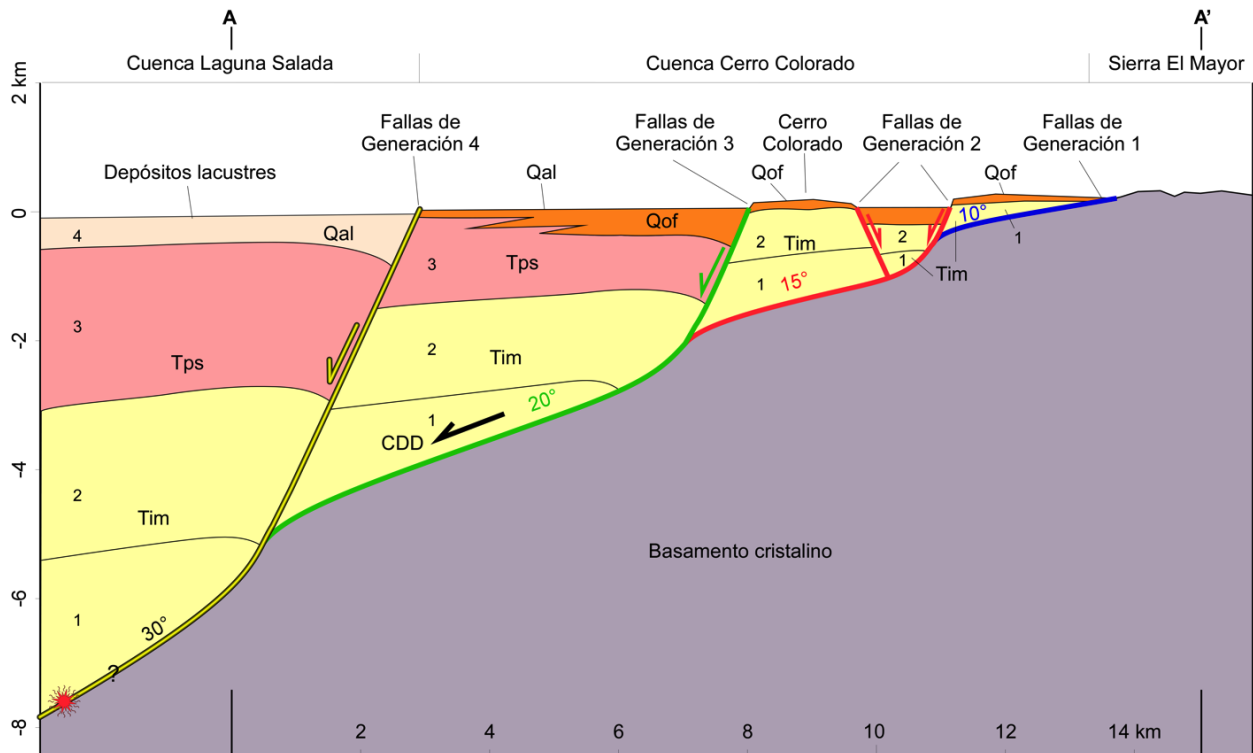


Figura 37. Sección geológica-estructural A-A' de la paleocuenca Cerro Colorado. Representación simplificada de las diferentes generaciones de fallas a profundidad. Nótese que el ángulo de la rampa entre cada generación de fallas es más somero conforme aumenta su edad.

La paleocuenca Cerro Colorado es un bloque tectónico que registra una inversión topográfica. Inicialmente las fallas de Generación 1 delimitaron la paleocuenca Cerro Colorado hacia el norte por la falla Laguna Salada y hacia el este por la falla Detachment Cañada David (CDD) y aunque no son activas, estas fallas controlaban la subsidencia de la cuenca Laguna Salada la cual, quedó registrada por los sedimentos *syn-rift* (Dorsey y Martin-Barajas, 1999; Martin-Barajas et al., 2001). En esta etapa la paleocuenca Cerro Colorado era un sitio de subsidencia tectónica que se extendía de manera continua con el resto de la cuenca Laguna Salada (Figuras 36 y 37). De acuerdo con el modelo propuesto por Martin-Barajas et al. (2001), el proceso de abandono de grandes segmentos de las fallas de Generación 1 se produjo entre 2 y 1 Ma.

Las estructuras de la Generación 2 consisten en nuevas ramas de fallas dentro de la paleocuenca Cerro Colorado (Figuras 36 y 37). Las fallas de esta generación son definidas por el levantamiento de depósitos de Qof que forman dorsales elevadas dentro de la cuenca, sin embargo, típicamente estas fallas

no están expuestas en la superficie debido a que fueron abandonados y reemplazados por estructuras de las siguientes generaciones.

Durante la tercera generación, se desarrollaron nuevas ramas de fallas al interior de la paleocuenca Cerro Colorado. Las generaciones 2 y 3 tienen en común el levantamiento de Qof. Sin embargo, la diferencia entre ambas radica en que a lo largo de las fallas de generación 3 todavía se observan fracturas y cantiles que definen los planos de fallas los cuales han sido borrados por erosión en estructuras de la generación 2. Típicamente, no hay evidencias que confirmen su actividad en la actualidad, debido a que han sido abandonados y reemplazados por estructuras de la generación 4.

Las fallas de la generación 4 definen la margen occidental de la paleocuenca Cerro Colorado y coinciden con la orilla de un nuevo frente montañoso al interior de la cuenca Laguna Salada. Este sistema es nombrado falla Cañón Rojo-Chupamirtos y está compuesto por cuatro segmentos de fallas sintéticas a la falla CDD (Villaverde, 2017). La principal característica que define estructuras de la generación 4 consiste en la presencia de escarpes que cortan abanicos aluviales del Holoceno y Cuaternario tardío (Q6). Todos los segmentos han sido activados por al menos por un evento sísmico moderno como el de Laguna Salada M_w 7.1-7.3 de 1892 documentado por Mueller y Rockwell (1991, 1995) y Rockwell et al., (2015). Igual que otras generaciones de fallas relacionadas a la paleocuenca Cerro Colorado, fallas de la generación 4 también acomodan el levantamiento de la unidad Qof, no obstante, la cantidad de dicho levantamiento es mucho menor que las generaciones 2 y 3.

Cada generación nueva forma un puente estructural que conecta las fallas Laguna Salada y Detachment Cañada David (CDD). Estos puentes suelen provocar el abandono de mucha área superficial de la falla Detachment Cañada David. Las fallas de la generación 1 suman una longitud de ~ 35 km y su área superficial es estimada en ~ 150 km². Las longitudes de las fallas de las generaciones 2, 3 y 4 son muy similares, todas ellas con una extensión de ~ 29 km. Sin embargo, su área superficial aumenta sistemáticamente conforme su edad, es decir, el área superficial de las fallas de generación 2 es de ~ 120 km², las fallas de la Generación 3 suman ~ 100 km² y finalmente las fallas de Generación 4 conservan un área superficial de ~ 56 km². Entonces se propone que la disminución del área superficial de los planos de cizalla de cada generación es mecánicamente favorable para transmitir desplazamiento cosísmico.

Otra de las observaciones importantes documentadas en este estudio consiste en la configuración geomorfológica del segmento norte de la falla Detachment Cañada David es definida por un megamulion regional con una flexura sinformal. Sin embargo, la geomorfología del sistema de fallas Cañón Rojo-

Chupamirtos muestra una configuración antiformal (Figura 36). Se interpreta que esta firma geomorfológica comienza a desarrollarse desde la generación 3, representado por los segmentos de fallas CC3.1 y CC3.2. Se sugiere que este cambio en la configuración geomorfológica de sinforme a antiforme podría ser a causa de irregularidades en el plano de la falla Detachment Cañada David que propagaron hasta la superficie.

La migración de fallamiento hacia el oeste, coincide con la dirección del transporte tectónico del sistema de fallas Laguna Salada-Detachment Cañada David. Esto puede ser causado por la presencia de pliegues perpendiculares y paralelos a la dirección de movimiento, los cuales podrían afectar la propagación de desplazamiento cosísmico (Figura 37). La presencia de estos pliegues o deflexiones en el plano de la falla Detachment Cañada David pudieron haber sido producidos por desplazamientos de fallas de nuevas generaciones. Al cambiar el plano de falla, cambia la cinemática y para mantener compatibilidad cinemática se requiere que se formen otras fallas. Se infiere que el plano de la falla maestra (CDD) disminuye sistemáticamente conforme surge una nueva generación de fallas tal como se muestra en la Figura sección. Otra observación importante consiste en que la dirección de propagación cosísmica puede ocurrir lateralmente y verticalmente en dirección paralela al echado. Esta interpretación es basada en los desprendimientos observados en cada generación de fallas, todos ellos surgen desde los flancos de algún megamulion de alta longitud de onda, paralelos a la dirección de extensión (Figura 36). Un buen ejemplo de un desprendimiento lateral podría ser el segmento 4 (CR-CH4) del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. En contraste, los desprendimientos laterales pueden ser representados por los segmentos de falla 1, 2 y 3.

En estudios previos, se ha propuesto que la falla Cañón rojo (segmentos 1 y 2) es un desprendimiento de la falla Laguna Salada. Sin embargo, en este estudio se propone lo contrario debido a:

- 1) No hay irregularidades en la zona de intersección.
- 2) El ángulo entre estas fallas es muy oblicuo, formando un ángulo de 105° . Típicamente los desprendimientos que surgen de la falla CDD tienen menos de 30°

Es más probable que la falla Cañón Rojo represente un desprendimiento vertical de la falla CDD debido a:

- 1) Reproduce la misma configuración estructural entre las fallas CDD y Laguna Salada lo cual sugiere que tiene el mismo papel tectónico que la falla CDD.

- 2) Como fue documentado por Fletcher y Spelz (2009), probablemente existe una flexura antilítrica en la falla CDD, esto se debe a datos gravimétricos, distribución del depocentro de la cuenca, un cambio en la cinemática de rupturas cosísmicas y fajas de micro sismicidad. Todos son consistentes con un cambio en orientación de la falla maestra CDD, de ángulos muy someros a ángulos con mayor pendiente con profundidad. Se sugiere que la falla Cañón rojo debe estar ligada con la rampa de la falla Detachment Cañada David a profundidad.
- 3) Se propone que las irregularidades en el plano de falla Detachment Cañada David (CDD) afectan la propagación de rupturas cosísmicas y cada generación nueva refleja desprendimientos de nuevos planos de cizalla que surgen de la falla maestra (CDD) debido a la dificultad que representa romper a través de las irregularidades de la falla maestra.

La falla Detachment Cañada David es una estructura mal orientada, forma un ángulo de 70 a 80° con respecto a σ_1 . Cuando este ángulo excede 60° se considera que ya no se puede mover la falla (Sibson, 1985; Collettini, 2011). La falla por su propia orientación no es favorable para seguir deslizando, también la presencia de megamuliones doblando la superficie hace que este problema sea aún más grande. No obstante, nuestras observaciones indican que las fallas nuevas de cada generación adoptan orientaciones más favorables comparadas a la falla maestra, es decir, disminuyen el ángulo entre σ_1 y el plano de falla. Se interpreta que esto favorece la transferencia de desplazamiento cosísmico a través de la falla Detachment Cañada David.

5.2 Desplazamiento cosísmico de las fallas de Generación 4

Las mediciones obtenidas a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m), permitieron determinar el desplazamiento cosísmico vertical que ha acumulado cada una de las superficies aluviales cartografiadas. Estas mediciones son compiladas en la Figura 38, con la finalidad de sintetizar la información de desplazamiento acumulado por cada una de las superficies cartografiadas a lo largo de los cuatro segmentos que componen el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Esta compilación de desplazamientos verticales forma la base de la discusión sobre la historia paleosísmica que han registrado las fallas de la generación 4, la génesis de los abanicos aluviales, y la controversia que existe sobre la delimitación de rupturas modernas.

La compilación de la Figura 38 demuestra que en general los desplazamientos verticales en los segmentos 1 y 2 son sistemáticamente mucho más grandes que los observados en los segmentos 3 y 4. Esto se debe a diferencias cinemáticas, donde el desplazamiento vertical medido es casi igual al desplazamiento cosísmico vertical en los segmentos 1 y 2. Sin embargo, es aproximadamente la mitad del desplazamiento cosísmico en los segmentos 3 y 4, estos últimos tienen una gran componente lateral la cual no fue contemplada en este análisis. Pero si fuera considerada, el desplazamiento cosísmico sería semejante a lo largo de los cuatro segmentos de falla. No solo el desplazamiento de cada marcador o superficie aluvial es semejante en los cuatro segmentos, sino que la diferencia en desplazamiento registrado entre dos unidades aluviales de edad consecutiva (e. g., Q4 a Q5, Q5 a Q6, etc.) también son muy semejantes a través de los cuatro segmentos.

En los segmentos 1 y 2, todas las curvas promedio de desplazamiento vertical definen gradientes de desplazamiento que disminuyen hacia el sur. Estos gradientes son más notorios en los de los marcadores geomorfológicos más jóvenes Q2-Q3 y Q4, de hecho, las curvas que definen el desplazamiento diferencial de Q4-Q5 y Q5-Q6 no muestran gradiente y son subparalelos, lo cual indica que no había gradientes de desplazamiento antes de la formación de la superficie Q4 (Figura 38). Los datos obtenidos revelan un patrón muy importante, a medida que el desplazamiento diferencial aumenta el gradiente disminuye.

Un aspecto de importancia que no podemos descartar es que los grandes intervalos de desplazamiento diferencial entre las curvas Q4-Q5 y Q5-Q6 fueron acumulados en múltiples eventos. Algunas alternativas para explicar la usencia de gradientes son las siguientes:

- a) No podemos descartar que los eventos sísmicos Q4 y 1892 (Q2-Q3) nuclearon en el mismo lugar cercano a la intersección entre una rama de la falla Laguna Salada (LS3.1) y el segmento 1 del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH1).
- b) Es posible que los paleosismos Q5 y Q6 hayan nucleado en otro sitio fuera del área de estudio.
- c) Si el desplazamiento cosísmico fue acumulado en múltiples eventos, los gradientes de eventos individuales pudieron haberse cancelado con los gradientes de otros eventos.

Si el desplazamiento diferencial ocurrió en múltiples eventos, estos no dejaron ninguna evidencia en la formación de abanicos aluviales abandonados. Entonces tentativamente nos inclinamos más a la

hipótesis en la que cada superficie aluvial fue abandonada en un solo evento sísmico. Si esto es cierto, pueden estimarse de manera empírica las magnitudes de los sismos que produjeron el desplazamiento de cada unidad aluvial mediante el uso de las regresiones propuestas por Wells y Coppersmith (1994).

El rumbo de los segmentos 1 y 2 es en promedio NE 25° SW y el rumbo de los segmentos 3 y 4 es NW 40° SE. Se interpreta que estas diferencias cinemáticas obedecen al régimen transtensivo del Golfo de California donde se espera que fallas NE como los segmentos 1 y 2 tengan cinemática estrictamente normal y fallas NW como los segmentos 3 y 4 demuestran más cizalla lateral que normal. Existen muchos estudios que documentan este patrón y la importancia cinemática sobre la de orientación de fallas (Umhoffer y Stone, 1996; Withjack y Jamison, 1986; Fletcher et al, 2014). Esta configuración cinemática es requerida para acomodar la deformación producida en un rift oblicuo como el Golfo de California.

SISTEMA DE FALLAS CAÑÓN ROJO - CHUPAMIRTOS

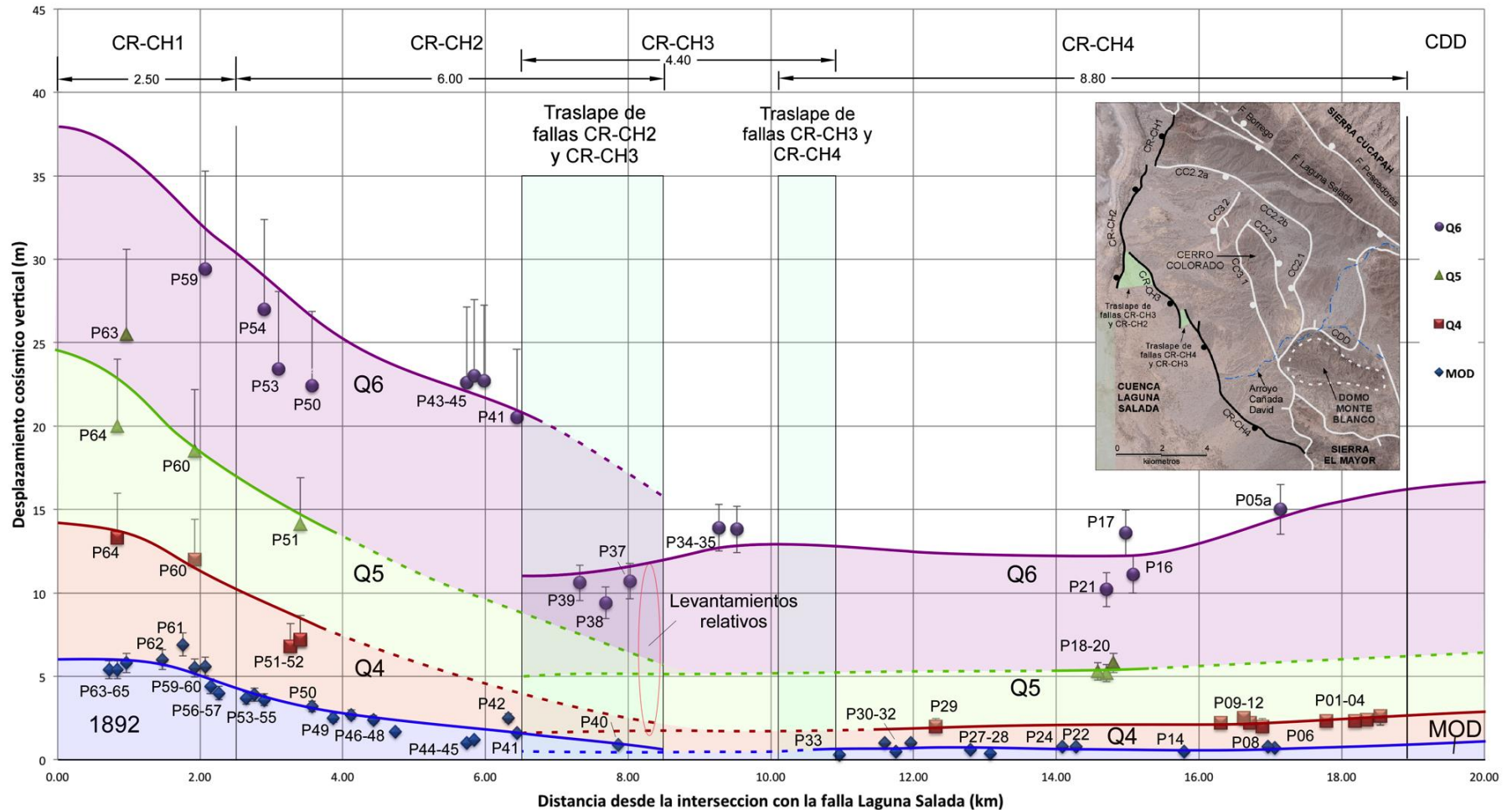


Figura 38. Curvas promedio de desplazamiento vertical de cada superficie aluvial cartografiada: líneas moradas-Q6, líneas verdes-Q5, líneas rojas-Q4 y líneas azules-Q2-Q3 (1892, MOD). Las barras de error indican el error estimado en una medida y permiten mejorar la correlación de mediciones. Cuando los marcadores desplazados son visibles en ambos bloques del escarpe de falla, se asume un error de 10 % superior y 10% inferior de la medición (1892 (Q2-Q3) en segmentos 1 y 2; todas las superficies en segmentos 3 y 4). Para los marcadores que se observan en el bloque de piso y que son cubiertos en el bloque de techo, se asumió un error de 20 % superior debido a que estas estimaciones son mínimas (Q4, Q5 y Q6 en segmentos 1 y 2). Las superficies sombreadas debajo de las curvas corresponden a los desplazamientos diferenciales de cada marcador geomorfológico: lila-Q6, verde pálido-Q5, anaranjado pálido-Q4, azul pálido-1892 (Q2-Q3) y MOD (Moderno).

5.2.1 Génesis de los abanicos aluviales

La compilación de desplazamientos verticales demuestra mucha variación y gradientes a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Sin embargo, en cualquier sección de cualquier segmento de falla se encuentra que las superficies más viejas son sistemáticamente más desplazadas que las superficies más jóvenes. Esta observación permite discernir entre los modelos genéticos para secuencias telescópicas de los abanicos aluviales (Figura 39). Nuestros datos favorecen la hipótesis que explica el abandono de superficies aluviales debido a procesos tectónicos. Se interpreta que los factores climáticos tuvieron un papel menos importante en la génesis de la configuración telescópica de las superficies abandonadas.

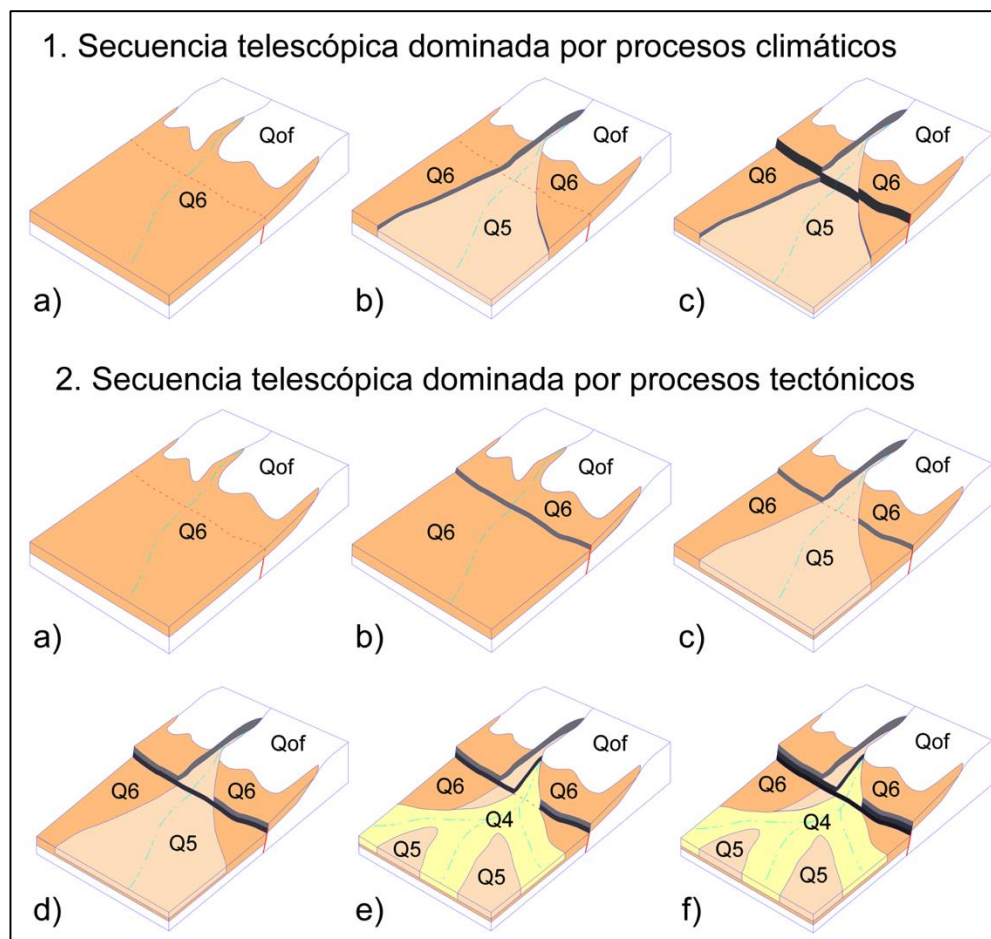


Figura 39. Modelos genéticos para secuencias telescópicas de los abanicos aluviales. 1) Modelo dominado por procesos climáticos: a) Depositación de la superficie aluvial Q6. b) Erosión del abanico aluvial Q6 y depositación de la superficie Q5 c) Evento sísmico que origina la formación de escarpes del conjunto Q5-Q6. 2) Modelo dominado por procesos tectónicos. a) Depositación de la superficie aluvial Q6. b) Evento sísmico que origina la formación de escarpes del conjunto Q6. c) Periodo intersísmico donde se erosiona la parte levantada de la terraza Q6 creando la unidad Q5. d) Se genera otro evento sísmico que produce escarpes del conjunto Q5. Q6 acumula el desplazamiento de dos sismos. e) Periodo intersísmico y depositación de la superficie aluvial Q4. f) Generación del sismo que provoca la formación del conjunto de escarpes Q4. La unidad Q6 acumula el desplazamiento de tres sismos y Q5 registra la deformación de dos eventos.

En los segmentos intermedios 2 y 3 no existen mediciones en afloramientos de unidades intermedias (Q4 y Q5). Sin embargo, los desplazamientos observados en la unidad Q6 son muy semejantes a los observados en los segmentos 1 y 4 donde si están preservadas las unidades intermedias (Q4 y Q5). La ausencia de superficies intermedias (Q4 y Q5) en los segmentos 2 y 3 puede ser relacionada a su posición más alejada de la sierra, lo cual afecta el gradiente y poder erosivo de los sistemas fluviales. Se propone que los drenajes más alejados de la sierra no tuvieron suficiente poder erosivo para erosionar plataformas y formar nuevas superficies aluviales en el bloque levantado. Entonces, se infiere que todos los segmentos han experimentado la misma historia de levantamientos tectónicos, pero no todos los eventos fueron grabados por la formación de superficies aluviales en todos los drenajes.

5.2.2 Rupturas modernas 1892 y 1934

En este estudio se ha observado que todos los segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos contienen escarpes que cortan superficies aluviales jóvenes Q2 y Q3, los cuales se interpreta que fueron formados en rupturas superficiales modernas. Muchos de ellos fueron documentados en estudios previos que han propuesto su formación en dos eventos modernos. Se piensa que los escarpes jóvenes contenidos en los segmentos 1 y 2 están relacionados con el sismo $M_L=7.2$ del 23 de febrero de 1892 (Mueller and Rockwell, 1991, 1995; Rockwell et al., 2015), y los escarpes jóvenes en el segmento 4 están relacionados con el sismo $M_L=6.5$ del 31 de diciembre de 1934 (Villaverde et al, 2016; Villaverde, 2017).

¿Porque son necesarios dos eventos modernos?

El primer evento documentado fue el de 1892 y los límites se han extendido en nuevos estudios hacia el norte y sur. En el último estudio la longitud de la ruptura llego a tener ~58 km (Rockwell et al., 2015), lo cual no es suficiente para esa magnitud. Wells y Coppersmith (1994) pronostican una longitud de ~75 km para un sismo $M_w=7.2$. Sin embargo, el sismo de 2010 con la misma magnitud $M_w=7.2$ generó una ruptura de 110 km (Hauksson et al., 2010; Fletcher et al, 2014;). Villaverde et al., (2016) identificaron escarpes modernos en el segmento 4 y se interpretó que fueron formados en el evento de 1934 debido a los siguientes argumentos.

- 1) Villaverde reportó que el segmento 3 no fue activado en su totalidad por ningún evento holocénico y Rockwell et al., (2015) ubicó el límite sur del sismo de 1892 en medio del segmento 2. Esto implica que hay una brecha sin ruptura superficial que extiende ~6.3 km, lo cual no puede ocurrir si todos los escarpes modernos están relacionados a un solo evento, es decir, se requieren dos eventos modernos para explicar la brecha en rupturas.
- 2) El epicentro del sismo $M_L=6.5$ del 30 de diciembre de 1934 fue ubicado sobre los escarpes modernos descubiertos por Villaverde et al, (2016) y Villaverde (2017) en el segmento 4. Entonces fue lógico pensar que estaban relacionados.
- 3) Existe un cambio abrupto en la orientación del segmento 4 con respecto a los segmentos 1 y 2 ($\sim 60^\circ$), lo cual requiere un cambio radical en la cinemática de deslizamiento. Además, los segmentos de falla 2 y 3 no se intersectan en superficie, más bien forman una zona de transferencia que aumenta en ancho desde 200 m al norte a 1500 m hacia el sur debido a la oblicuidad de rumbo entre estas dos fallas ($\sim 60^\circ$). Esas dos características pueden afectar la propagación de un sismo, pero como se aclara más adelante, esas características mecánicas no necesariamente se asocian con la terminación de rupturas (e. g. Wesnousky, 2006).

En esta tesis, fue complementada la cartografía existente y se examinaron con mayor detalle las imágenes de alta resolución (0.3 x 0.3 m). De esta manera fue posible observar escarpes en las unidades Q2 y Q3 dentro del segmento 3, así como escarpes en Q6, los cuales aparentemente se aprecian reactivados por un evento moderno. Estos no fueron confirmados en campo, pero son muy convincentes en las imágenes y abre la posibilidad de que este segmento fue activado en un evento moderno. Si es cierto, implicaría que los segmentos 3 y 4 fueron afectados por el mismo evento sísmico de 1892. Los argumentos que apoyan esta posibilidad son:

- 1) Los epicentros de los sismos ocurridos en diciembre de 1934 y reportados por Leeds (1979), han sido reubicados y reevaluados por el USGS y SCEDC (Hutton et al., 2010). Los catálogos actualizados del USGS y SCEDC sugieren que los dos sismos de 1934 se ubican dentro de la cuenca de Mexicali y no en la cuenca Laguna Salada como lo había interpretado Leeds (1979) para el evento del 30 de diciembre de 1934. Las magnitudes reevaluadas son de $M_w 6.3$ para el sismo del 30 de diciembre y $M_w 6.4$ para el sismo del 31 de diciembre (USGS y SCEDC, 2017). Entonces al considerar que el sismo $M 6.3$ del 30 de diciembre de 1934 fue en la cuenca de Mexicali, no es

posible que este haya generado una ruptura a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo Chupamirtos (Figura 40).

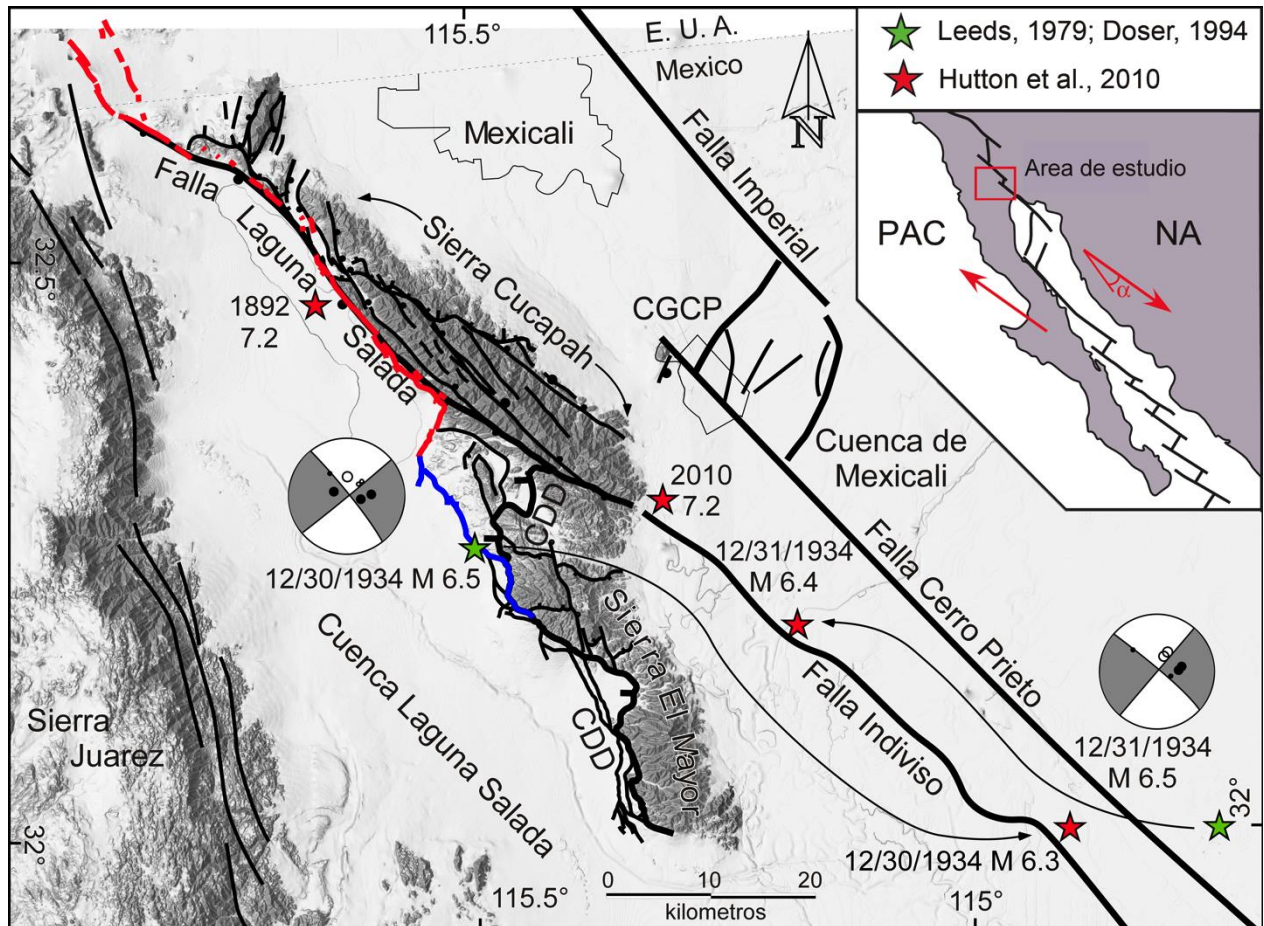


Figura 40. Relocalización de los sismos de 1934 indicados con estrellas rojas (Hutton et al., 2010; USGS, 2017; SCEDC, 2017). Posición de los epicentros de 1934 propuestos por Leeds (1979) simbolizados con estrellas verdes, así como los mecanismos focales obtenidos por Doser (1994). Las líneas rojas representan la ruptura de 58 km de longitud documentada por Rockwell et al., (2015). La línea azul muestra el tramo adicional propuesto en esta tesis para la ruptura del sismo de 1892 (La imagen de fondo fue tomado del CEM3.0, INEGI, 2017).

- 2) Con base en la compilación de mediciones de desplazamientos cosísmicos (Figura 38), se observó que el desplazamiento acumulado por el conjunto de escarpes Q6 es prácticamente el mismo en los cuatro segmentos, a pesar de no contar con mediciones en unidades intermedias (Q4 y Q5). Este hecho implica que todos los segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos han experimentado una historia paleosísmica semejante.
- 3) Si consideramos que todos los segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-chupamirtos y un segmento de 7 km de la falla Detachment Cañada David fueron activados por el sismo de 1892, la ruptura en superficie alcanzaría una longitud de ~79 km (Figura 41). Esta longitud está dentro del

rango de predicción de Wells y Coppersmith (1994) si consideramos un intervalo de Mw 7.1-7.3 propuesto por Rockwell et al. (2015). Por otra parte, Fletcher et al., (2014) reportaron una ruptura de 110 km de longitud para un sismo Mw 7.2.

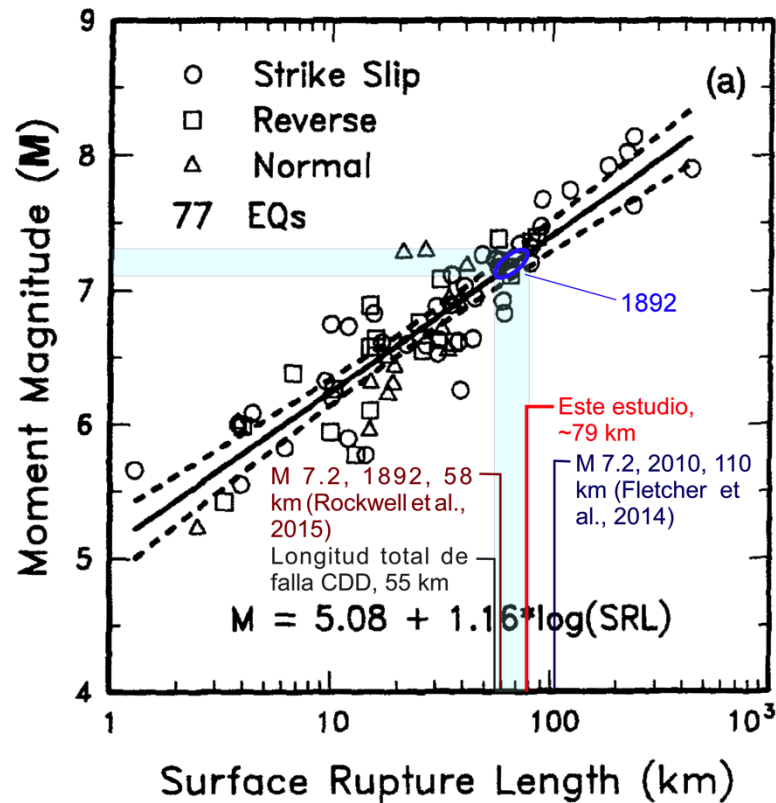


Figura 41. Regresión de magnitud de momento (M) y longitud de ruptura en superficie (SRL). El polígono y la etiqueta de color azul representan el intervalo de ruptura que podría tener el sismo de 1892. El polígono de color azul pálido simboliza el intervalo de magnitud de 7.1 a 7.3 para el sismo de 1892 (Rockwell et al., 2015). Las líneas de colores guinda y azul representan las rupturas más recientes en la región. La línea de color negro indica la longitud total de la falla CDD y la línea roja muestra la longitud de ruptura propuesta en este estudio (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994).

- 4) Al analizar otra gráfica publicada por Wells y Coppersmith (1994) es posible predecir la magnitud de un sismo a partir de su desplazamiento máximo. Dentro del segmento 4, el desplazamiento cosísmico estimado en superficies aluviales jóvenes (Q2-Q3) alcanza hasta 1.6 m. Si proyectamos un desplazamiento máximo de 1.6 m en la gráfica de Wells y Coppersmith (1994) implicaría que fue producido por un sismo Mw 6.8 (Figura 42). Con base en esta observación, un sismo M 6.5 (Leeds, 1979) generaría menos de 1 m de desplazamiento lo cual, subestima las mediciones obtenidas en esta región.

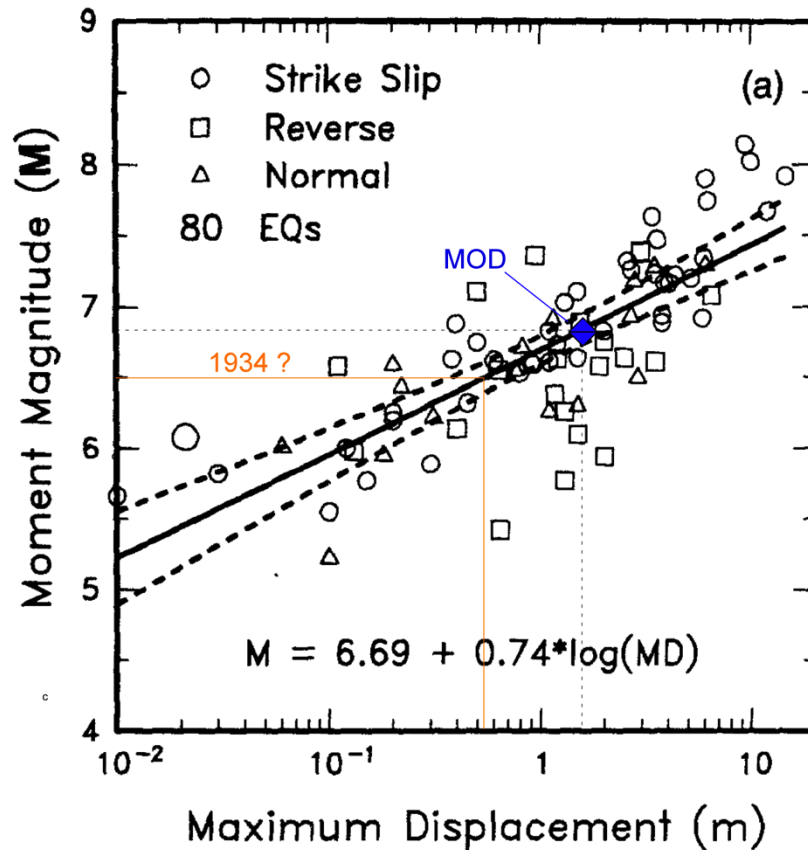


Figura 42. Regresión de magnitud de momento (M) y máximo desplazamiento (MD). El polígono y la etiqueta MOD de color azul representan el MD estimado en los segmentos 3 y 4. La línea y etiqueta 1934? de color anaranjado representan el máximo desplazamiento (MD) pronosticado para un sismo M 6.5 como el propuesto por Leeds (1979) en esta región (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994).

- 5) Se ha documentado en estudios previos que la orientación de los segmentos no limita la propagación de una ruptura cosísmica. Fletcher et al., (2014) reportaron cambios de rumbo de hasta 120° en la ruptura producida por el evento EMC Mw 7.2 de 2010. Además, el sismo de 1892 propagó a través de una rama de la falla Laguna Salada y en la intersección con el segmento 1 cambió de rumbo 105° . Entonces, es factible que esta ruptura nuevamente haya cambiado de rumbo (115°) y activado los segmentos 3 y 4. Wesnousky (2006), estableció que las fallas activas donde ocurren los sismos son generalmente discontinuas y los segmentos que limitan una ruptura llegan a estar separados más de 4 km. Por esta razón, la separación que existe entre los segmentos 2 y 3 del sistema de fallas Cañón rojo-Chupamirtos (200 a 1500 m) no sería suficiente para detener la propagación de una ruptura.

Si asumimos que los escarpes modernos en los contenidos en los cuatro segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos y un segmento de 7 km de la falla CDD están relacionados con el sismo de 1892, implicaría que la ruptura de 1892 pudo tener una longitud de ~79 km, lo cual es similar a lo previsto por Wells y Coppersmith (1994) para un sismo Mw 7.3. Asimismo, los argumentos antes mencionados fortalecen la hipótesis que contempla la activación de todos los segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos durante un evento moderno, en este caso el sismo de 1892. Los datos sugieren que los escarpes que cortan superficies jóvenes en los segmentos 3 y 4 no pudieron acumular tanto desplazamiento (1.6 m) por un sismo Mw 6.5. Adicionalmente, la compilación de mediciones de desplazamientos cosísmicos verticales confirma que los cuatro segmentos han experimentado una historia paleosísmica semejante (Figura 38).

Finalmente, al proyectar las mediciones obtenidas en este estudio en una de las gráficas documentadas por Rockwell et al. (2015), es posible apreciar una ligera diferencia de desplazamiento vertical de 0.5 a 1.2 m en los segmentos 1 y 2 (Figura 43). Por lo tanto, se interpreta que los datos obtenidos en esta tesis son consistentes y muestran continuidad con lo documentado en estudios previos.

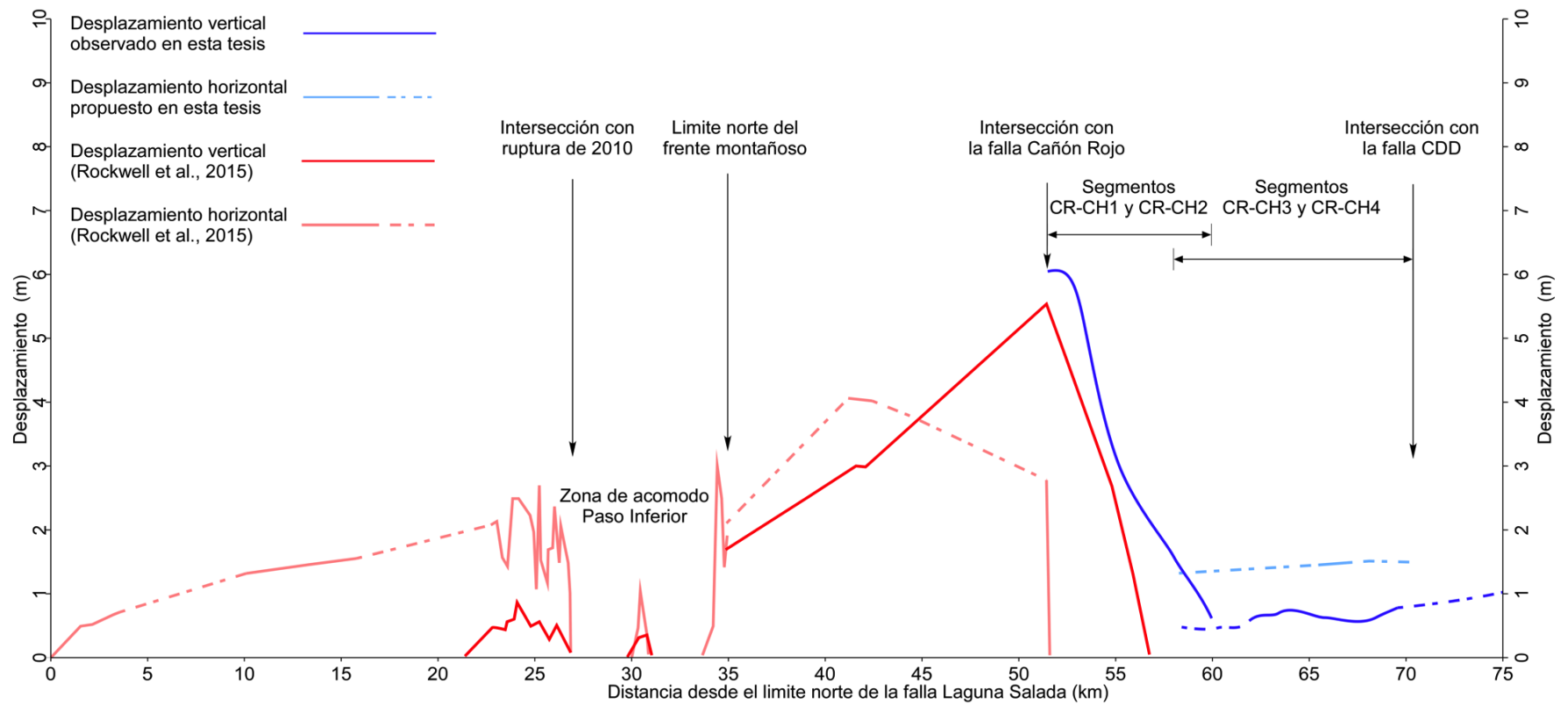


Figura 43. Distribución de desplazamiento estimado para el sismo de 1892. Las líneas rojas representan los datos obtenidos por Rockwell et al. (2015). Las líneas de color azul muestran la curva de desplazamiento vertical promedio obtenida en este estudio para los marcadores geomorfológicos Q2-Q3. La línea de color azul pálido indica el desplazamiento lateral (~1.5 m) observado en el segmento 4 (Modificado de Rockwell et al., 2015).

5.2.3 Historia paleosísmica de las fallas de Generación 4

A partir de la compilación de desplazamientos de la Figura X, es posible deducir la historia paleosísmica que ha quedado registrada en los cuatro segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. La diferencia en desplazamiento vertical que existe entre dos curvas promedio corresponderá al desplazamiento acumulado de la curva superior. Es decir, el desplazamiento que existe entre la curva Q5 y Q4 corresponde al desplazamiento acumulado por Q5. Estos datos son sintetizados en la Tabla 2 y de esta manera podemos distinguir el desplazamiento acumulado por cada marcador geomorfológico (superficie aluvial), asimismo, la serie de eventos sísmicos que produjeron desplazamientos diferenciales.

Tabla 2. Los desplazamientos verticales son expresados de dos maneras diferentes. A) Desplazamiento promedio cuando las curvas consecutivas son subparalelas entre sí, su nomenclatura es dada por " $x \pm y$ ". B) Consiste en un rango de desplazamiento cuando las curvas son oblicuas y muestran un gradiente sistemático, la nomenclatura dada en este caso es " x a y ".

Desplazamiento vertical modelado				
Superficie	CR-CH1	CR-CH2	CR-CH3	CR-CH4
Q6	13.7 ± 0.2	11.8 ± 1.6	6.9 ± 0.9	8.5 ± 1.7
Q5	8.5 ± 1.7	5.1 ± 1.6	3.4 ± 0.1	3.6 ± 0.3
Q4	6.0 a 8.2	1.5 a 6.0	1.0 ± 0.1	1.4 ± 0.45
Q2-Q3	4.3 a 6.0	0.7 a 4.3	0.6 ± 0.1	0.8 ± 0.15

El desplazamiento cosísmico total de cada marcador geomorfológico o superficie aluvial es obtenido al considerar el echado de los escarpes cartografiados, el cual es de 65° en promedio. En los segmentos 1 y 2, los marcadores identificados solo registran desplazamiento en la componente vertical y se considera un factor de 1.1 para estos (Figura 44). Por otra parte, en los segmentos 3 y 4 se requiere considerar la componente lateral, la cual es en promedio un 50% mayor al desplazamiento vertical y por lo tanto se considera un factor de 2 para estos segmentos (Figura 44).

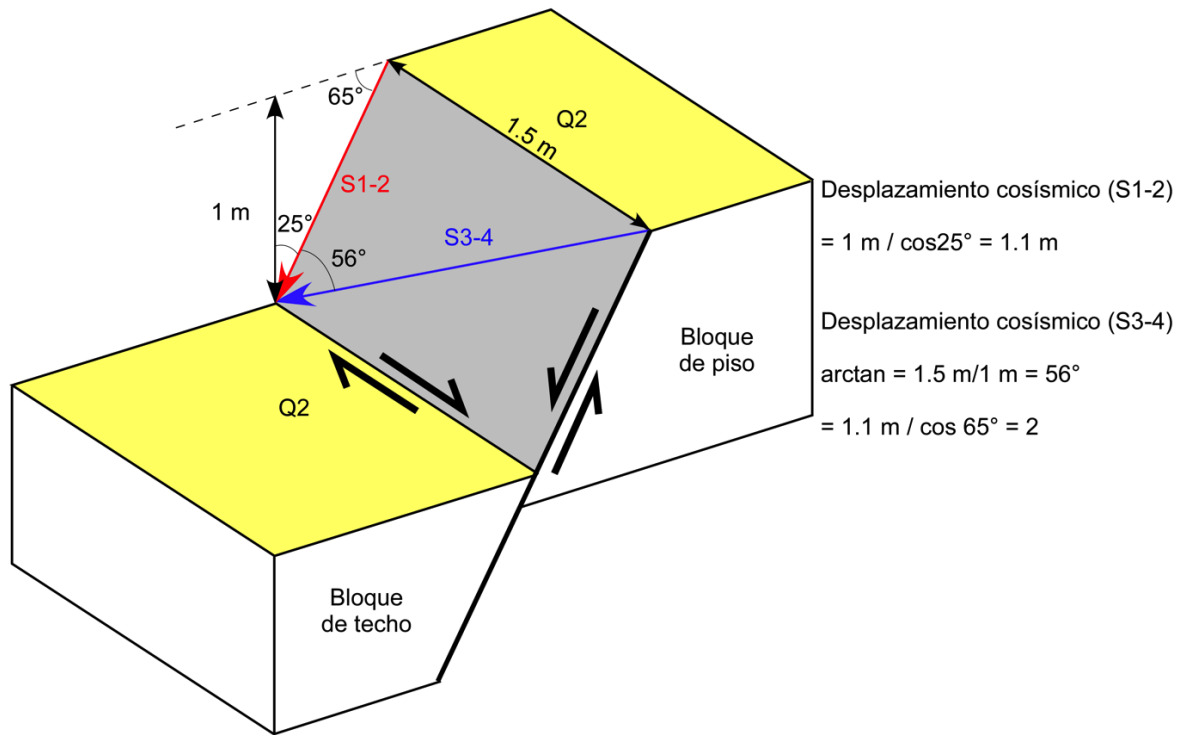


Figura 44. Determinación de factores de desplazamiento cosísmico. La línea roja indica el desplazamiento cosísmico para los segmentos 1 y 2. La línea azul representa el desplazamiento cosísmico en los segmentos 3 y 4. Se consideró un desplazamiento lateral 50% mayor al desplazamiento vertical para los segmentos 3 y 4.

El desplazamiento cosísmico es dado por el producto de los valores máximos de cada marcador geomorfológico (Tabla 2) en función de los factores ilustrados en la Figura 42. Con estos valores de desplazamiento cosísmico máximo (Tabla 3), se pretende inferir la magnitud y longitud de ruptura del evento sísmico que produjo el abandono de cada marcador geomorfológico, mediante la aplicación de las regresiones propuestas por Wells y Coppersmith (1994).

Tabla 3. Desplazamiento cosísmico máximo de cada marcador geomorfológico. Nótese que los desplazamientos de los marcadores Q5 y Q6 son muy similares en los cuatro segmentos, ambos muestran sus desplazamientos más bajos en los segmentos centrales 2 y 3.

Desplazamiento cosísmico modelado				
Superficie	CR-CH1	CR-CH2	CR-CH3	CR-CH4
Q6	15.0	13.0	13.4	17
Q5	9.4	5.6	6.8	7.2
Q4	6.6 a 9.0	1.7 a 6.6	1.9	2.8
Q2-Q3	4.7 a 6.6	0.8 a 4.7	1.2	1.6

Los desplazamientos cosísmicos de Q5 y Q6 son subparalelos en los cuatro segmentos, asimismo, el desplazamiento cosísmico de Q6 siempre duplica lo estimado para Q5 en todos los segmentos. Los desplazamientos promedios de Q5 y Q6 son de 7 y 14.5 m, respectivamente. El desplazamiento de Q4 es muy irregular y como se mencionó anteriormente, muestra un gradiente de desplazamiento que disminuye de norte a sur. Si comparamos los desplazamientos de Q4 y Q5 es posible notar que los desplazamientos máximos en los segmentos 1 y 2 son similares. No obstante, en los segmentos 3 y 4 el desplazamiento de Q5 duplica lo calculado para Q4. El desplazamiento promedio estimado para Q4 es de 5 m y el promedio para los marcadores Q2-Q3 es de 3.5 m. Los desplazamientos cosísmicos de Q4 y Q2-Q3 muestran el mismo gradiente de desplazamiento en los cuatro segmentos.

Se requieren al menos cuatro eventos sísmicos para explicar el desplazamiento de las cuatro series de marcadores geomorfológicos o superficies aluviales. Sin embargo, no podemos descartar la posibilidad que los intervalos de tiempo Q4 a Q5 y Q5 a Q6 hayan acumulado más de un evento sísmico.

Wells y Coppersmith (1994), compilaron los parámetros de sismos históricos en todo el mundo para desarrollar una serie de relaciones empíricas entre la magnitud del momento (M), longitud de ruptura superficial, longitud de ruptura subterránea, anchura de ruptura, área de ruptura, desplazamiento máximo y desplazamiento promedio por evento. A partir de estas relaciones empíricas y con base en los datos expuestos en la Tabla 3, proponemos la magnitud y longitud de ruptura de los sismos que provocaron el abandono de cada una de las superficies aluviales cartografiadas (Figura 45).

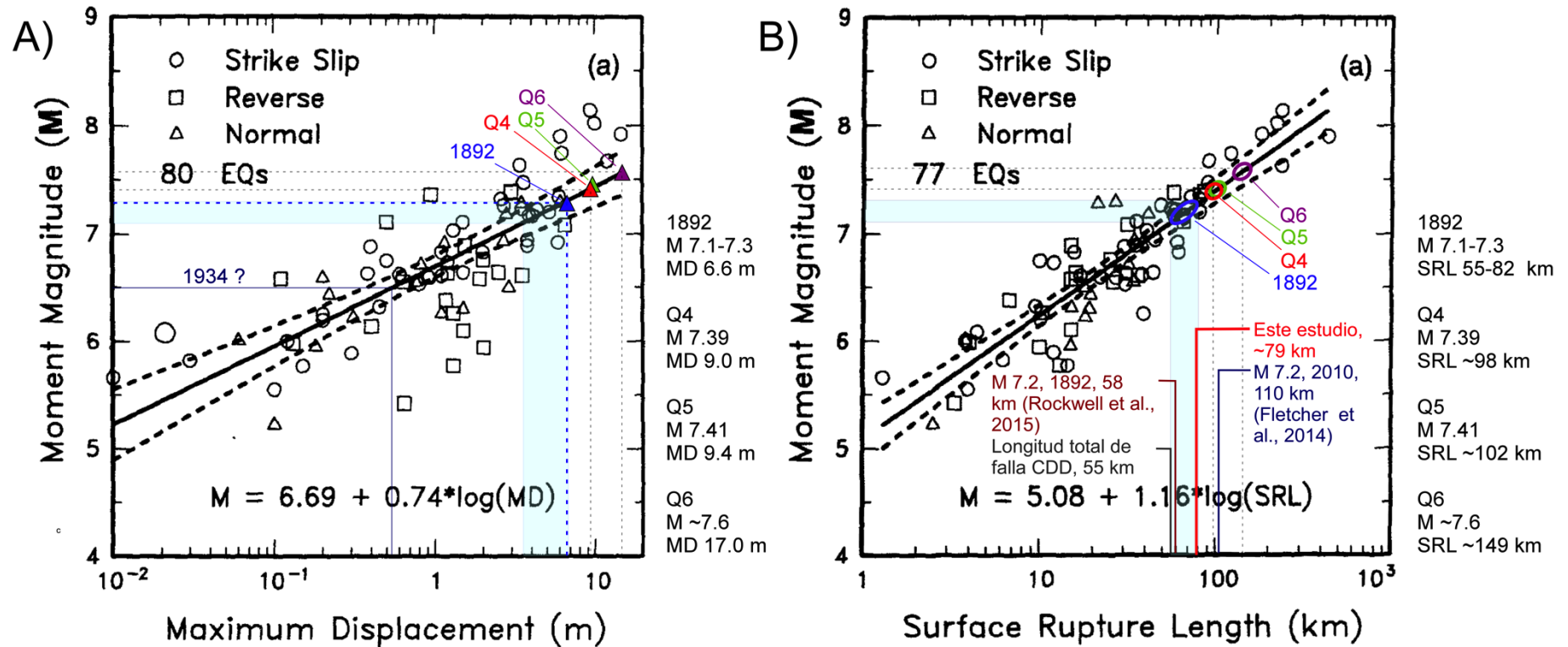


Figura 45. Regresiones propuestas por Wells y Coppersmith (1994). A) Regresión de magnitud de momento (M) y máximo desplazamiento (MD). La etiqueta de 1892 agrupa los marcadores geomorfológicos Q2-Q3. La proyección con la etiqueta 1934? representa el sismo controversial de M 6.5 propuesto por Leeds (1979) cuyo desplazamiento sería menor a 1 m. B) Regresión de magnitud de momento (M) y longitud de ruptura en superficie (SRL). La etiquetas y líneas de colores guinda, negro, azul y rojo representan la longitud documentada por Rockwell et al., (2015), longitud total de la falla CDD, longitud de ruptura documentada por Fletcher et al., (2014) para el sismo Mw 7.2 de 2010 y longitud propuesta para la ruptura de 1892, respectivamente. Los triángulos de colores indican los desplazamientos máximos estimados para cada marcador o superficie (Tabla 2). El polígono de color azul pálido representa el intervalo M 7.1 a 7.3 del sismo de 1892 (Mueller and Rockwell, 1991; 1995; Rockwell et al., 2015).

Los desplazamientos cosísmicos de los cuatro marcadores son variados, si consideramos que cada uno de ellos fue formado por un solo evento como se propone en la Figura 43, entonces podemos observar que el evento Q6 es el de mayor magnitud, este pudo ser de $M_w \sim 7.6$ si consideramos el desplazamiento cosísmico máximo de 17 m del segmento 4 (Tabla 3). De acuerdo con la Figura MB, un sismo de $M_w \sim 7.6$ produciría una longitud de ruptura en superficie de ~ 149 km (Figura 46). Esto implicaría una longitud tres veces mayor a la de la traza de la falla CDD y una longitud mayor que el frente montañoso occidental definido por las Sierras El Mayor-Cucapah (~ 100 km).

El evento Q5 es estimado en $M_w 7.41$ y longitud de ruptura en superficie de 102 km (Figuras 45 y 46) al tomar como referencia un desplazamiento cosísmico máximo de 9.4 m pero su desplazamiento promedio es de 7 m. Este evento es ligeramente mayor en magnitud y longitud de ruptura que el evento Q4 (Figura 45). Sin embargo, no se descarta la posibilidad que la magnitud del evento sísmico Q5 pudo haber sido de mayor magnitud que Q4 debido a que se infiere que Q5 presenta una cubierta sedimentaria más potente que Q4 en el bloque de techo de los segmentos 1 y 2. Otra posibilidad es que Q5 haya acumulado la deformación de múltiples eventos y de esta manera también podría explicar la ausencia de gradiente en desplazamiento de Q5. La superficie Q5 muestra un comportamiento más planar y uniforme a lo largo de los cuatro segmentos (Tablas 3).

La magnitud estimada para el evento Q4 es $M_w 7.39$ y una longitud de ruptura de 98 km (Figuras 45 y 46). Para estimar estos parámetros se consideró un desplazamiento máximo de 9 m, sin embargo, el desplazamiento promedio del marcador Q4 es de 5 m. La principal característica de este marcador geomorfológico es la presencia de un gradiente de desplazamiento que disminuye de norte a sur. Esta característica es resaltada por los datos obtenidos en los marcadores Q2-Q3.

El evento 1892 representa el desplazamiento máximo de los marcadores geomorfológicos Q2-Q3. De acuerdo con la Figura 45, el desplazamiento máximo sugiere una magnitud similar a 7.3 la cual, se considera consistente con lo documentado por Rockwell et al., (2015) para el sismo de 1892 quienes proponen una magnitud entre 7.1 y 7.3. Además, un sismo con rango de $M 7.1$ a 7.3 produciría una ruptura entre 55 y 82 km de longitud (Figuras 45 y 46). Por lo tanto, nuestras mediciones de desplazamiento y mapeo en superficie, apoyan la idea que sugiere la activación los cuatro segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-chupamirtos y una sección de la falla Detachment Cañada David (CDD) durante el sismo de 1892.

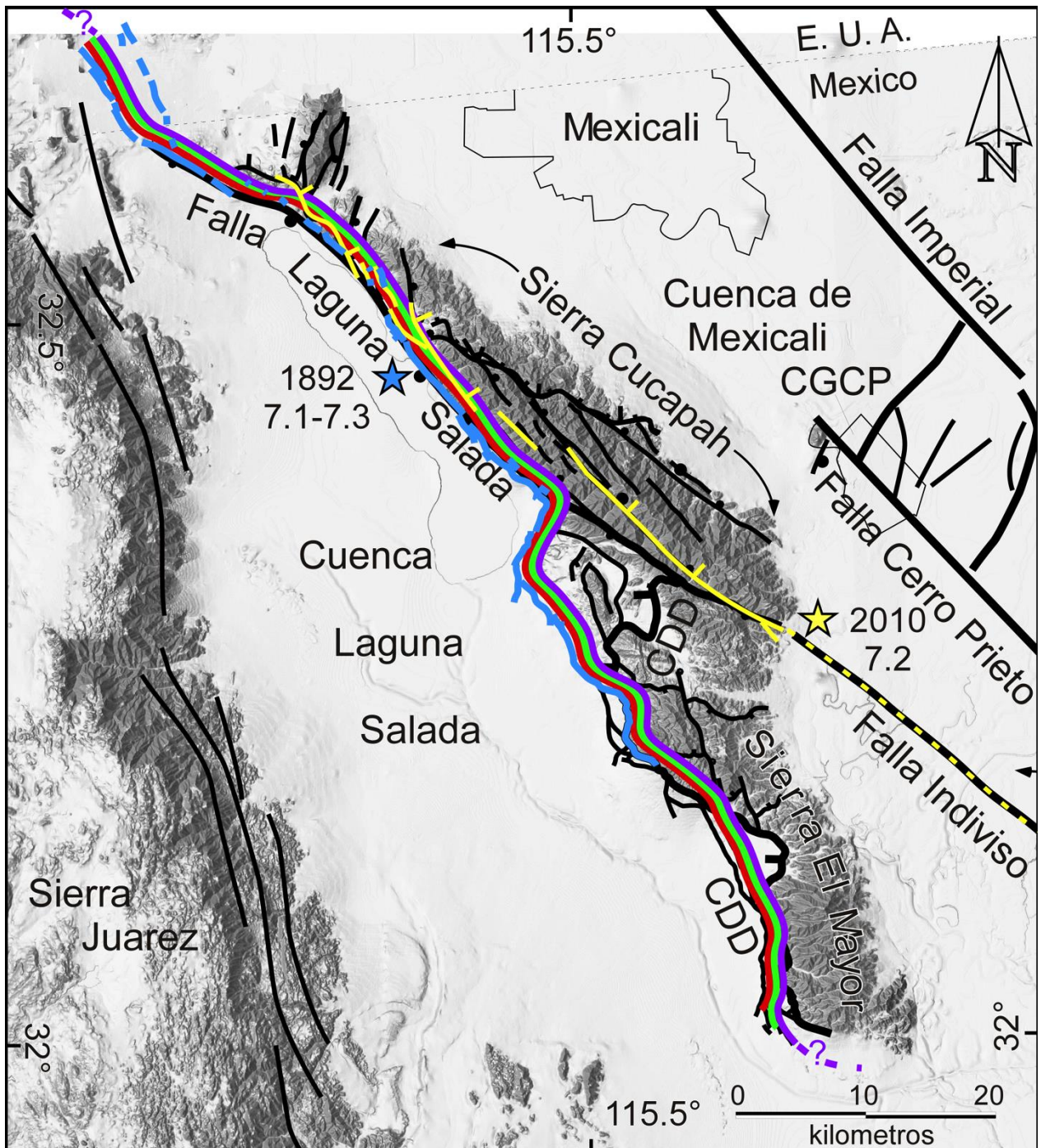


Figura 46. Rupturas estimadas para cada evento con base en su desplazamiento máximo. La línea azul representa la ruptura del sismo de 1892 (Mw 7.1-7.3, ~79 km de longitud). La línea roja simboliza la ruptura del evento Q4 (Mw 7.39, ~98 km de longitud). La línea verde muestra la ruptura del evento Q5 (Mw 7.41, ~102 km de longitud). La línea morada indica la ruptura asociada al evento Q6 (Mw 7.6, ~149 km de longitud), la cual rebasa los límites del frente montañoso definido por las Sierras El Mayor-Cucapah. La línea amarilla corresponde a la ruptura del sismo de 2010 (Mw 7.2, ~110 km de longitud). La imagen de fondo fue tomada del CEM3.0, INEGI, 2017.

5.2.4 Edades relativas de paleosismos

Mueller y Rockwell (1995), a lo largo de la margen oeste de la Sierra Cucapah, determinaron la edad relativa de las superficies aluviales que han sido cortadas y desplazadas por la actividad de la falla normal de alto ángulo Laguna Salada. La edad relativa de cada superficie aluvial está basada en el grado de desarrollo de los suelos y en el grado de intemperismo de los clastos superficiales. La descripción de 26 perfiles de suelo permitió establecer la presencia de al menos cinco unidades aluviales con edades distintas. La cronosecuencia de suelos fue utilizada por Mueller y Rockwell (1995) para delimitar eventos del Cuaternario tardío, el promedio del intervalo de recurrencia y la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla Laguna Salada. Las edades relativas obtenidas en su estudio son plasmadas en la Tabla 4.

Tabla 4. Nomenclatura de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapah por Mueller y Rockwell (1995). La edad relativa se asignó mediante la comparación de superficies aluviales datadas en Valle Imperial, por Goodmacher y Rockwell (1991) y en el Desierto de Mojave, por Reheis et al. (1989) debido a que se considera que fueron desarrolladas bajo condiciones climáticas similares (Modificada de Mueller y Rockwell, 1995).

Nomenclatura	Clasificación	Edad (Ka)	Edad inferida (ka)	Intervalo de recurrencia
Q1	Aluvión puro	< 0.05		
Q2	Torrifluente	< 0.2		
Q3	Camborthid	0.2-1		1 a 2 ka
Q4	Haplargid	4-8	5 ± 3	4 eventos, ~0.5 en 2 ka
Q4+	Haplargid	6-11	10 ± 2	5 eventos, ~1.6 en 2.4 ka
Q5	Haplargid	15-50		
Q6	-	~125 (Spelz et al, 2008)		

Mueller y Rockwell (1995) sugieren que la superficie Q3 ha experimentado al menos 2 eventos sísmicos, siendo el de 1892 el último suceso y el evento Q3 el penúltimo de ellos, estimado entre 1 a 2 ka. Sin embargo, los desplazamientos observados en Q2 y Q3 a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos son muy semejantes en los segmentos 1, 2 y 4. No obstante, en el segmento 3 las unidades Q2 y Q3 muestran diferentes levantamientos relativos.

Mueller y Rockwell (1995) sugieren que las superficies Q4 y Q4+ son unidades independientes y cada una de ellas registra diferentes intervalos de recurrencia (Tabla 4). Como se mencionó anteriormente, en este estudio se propone que el desplazamiento acumulado por los marcadores Q4, Q5 y Q6 ha sido producto de un solo evento, basado en la ausencia de marcadores intermedios entre estos y el modelo que propone el abandono de secuencias telescópicas debido a procesos tectónicos (Figura 39). Al considerar la hipótesis de un solo evento, podemos deducir que: el evento Q4 pudo haber ocurrido entre 1 y 2 ka, antes de la formación de la superficie Q3. El evento Q5 ocurrió en un intervalo de tiempo de 11 a 15 ka, previo a la formación de la superficie Q4 y en el límite Pleistoceno-Holoceno. El evento Q6 es el más antiguo y pudo haber sucedido hace más de 50 ka, sin embargo, es más factible que Q6 haya acumulado la deformación de múltiples eventos y un estudio de mayor detalle es necesario para discernir la historia paleosísmica de Q6.

Capítulo 6. Conclusiones

Con base en el análisis de relaciones cortantes, unidades litológicas levantadas y escarpes cosísmicos, fue posible caracterizar y definir cuatro generaciones que muestran la evolución de deformación relacionada a la falla Detachment Cañada David. Las fallas de generaciones viejas fueron abandonadas y reemplazadas por fallas de generaciones más jóvenes.

La migración de fallamiento hacia el oeste coincide con la dirección del transporte tectónico del sistema de fallas Laguna Salada-Detachment Cañada David. Esto puede ser causado por la presencia de pliegues perpendiculares y paralelos a la dirección de movimiento, los cuales podrían afectar la propagación de desplazamiento cosísmico.

La disminución del área superficial de los planos de cizalla de cada generación es mecánicamente favorable para transmitir desplazamiento cosísmico.

Las irregularidades en el plano de falla Detachment Cañada David (CDD) afectan la propagación de rupturas cosísmicas y cada generación nueva refleja desprendimientos de nuevos planos de cizalla que surgen de la falla maestra (CDD) debido a la dificultad que representa romper a través de las irregularidades de la falla maestra.

El cambio en la configuración geomorfológica de sinforme a antiforme en el segmento norte de la falla Detachment Cañada David podría ser producto de irregularidades en el plano de la falla Detachment Cañada David a profundidad que propagaron hasta la superficie.

La falla Detachment Cañada David es una estructura mal orientada, forma un ángulo de 70 a 80° con respecto a σ_1 donde debe ser vertical en este lugar. No obstante, nuestras observaciones indican que las fallas nuevas de cada generación adoptan orientaciones más favorables comparadas a la falla maestra, es decir, disminuyen el ángulo entre σ_1 y el plano de falla. Se interpreta que esto favorece la transferencia de desplazamiento cosísmico a través de la falla Detachment Cañada David.

Las mediciones obtenidas a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m), permitieron determinar el desplazamiento cosísmico vertical que ha acumulado cada una de las superficies aluviales cartografiadas.

La compilación de estas mediciones demuestra que en general los desplazamientos verticales en los segmentos 1 y 2 son sistemáticamente mucho más grandes que los observados en los segmentos 3 y 4 debido a diferencias cinemáticas.

Los marcadores geomorfológicos más jóvenes Q2-Q3 y Q4 muestran gradientes de desplazamiento vertical que disminuyen hacia el sur. En contraste, las curvas que definen el desplazamiento diferencial de los marcadores geomorfológicos Q5 y Q6 no muestran gradiente y son subparalelos entre sí.

En cualquier sección de cualquier segmento de falla se observa que las superficies más viejas son sistemáticamente más desplazadas que las superficies más jóvenes.

Nuestros datos favorecen la hipótesis que explica el abandono de superficies aluviales debido a procesos tectónicos. Se interpreta que los factores climáticos tuvieron un papel menos importante en la génesis de la configuración telescópica de las superficies abandonadas.

Se infiere que todos los segmentos de fallas del sistema Cañón Rojo-Chupamirtos han experimentado la misma historia de levantamientos tectónicos, pero no todos los eventos fueron grabados por la formación de superficies aluviales en todos los drenajes.

En esta tesis, se observaron escarpes en las unidades Q2 y Q3 dentro del segmento 3, así como escarpes reactivado en superficies aluviales Q6, se infiere que estos fueron reactivados por un evento moderno, particularmente por el sismo de 1892.

Se asume que los escarpes modernos en los contenidos en los cuatro segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos y un segmento de 7 km de la falla CDD están relacionados con el sismo de 1892. Esto implicaría que la ruptura de 1892 pudo tener una longitud de ~80 km, lo cual es similar a lo previsto por Wells y Coppersmith (1994) para un sismo Mw 7.3.

Las mediciones obtenidas en este estudio de manera digital son muy semejantes a las mediciones obtenidas en campo y documentados en estudios previos. Además, nuestros datos de desplazamiento vertical son consistentes y muestran continuidad con lo documentado por Rockwell (2015).

No se descarta la posibilidad que los grandes intervalos de desplazamiento diferencial entre las curvas Q4-Q5 y Q5-Q6 fueron acumulados en múltiples eventos. Sin embargo, estos no dejaron ninguna evidencia en la formación de abanicos aluviales abandonados.

Si consideramos que cada superficie aluvial fue abandonada en un solo evento sísmico, los eventos Q4 y Q5 debieron tener una magnitud de ~ 7.4 y una longitud de ruptura en superficie de ~ 100 km. Sin embargo, el evento Q6 fue estimado con $M_w \sim 7.6$ y una ruptura ~ 145 km, lo que sugiere una ruptura más allá de los límites establecidos por las Sierras El Mayor y Cucapah. Es más factible que el desplazamiento del marcador geomorfológico Q6 fue acumulado en múltiples eventos con magnitudes superiores a 7.2.

Literatura citada

- Abers, G.A., 1991. Possible seismogenic shallow-dipping normal faults in the Woodlark-D'Entrecasteaux extensional province, Papua New Guinea. *Geology* 19, p. 1205-1208.
- Allen, C.R., Silver, L.T., Stehli, F.G. 1960. Agua Blanca Fault-A Major Transverse Structure of Northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 71, p. 467-482.
- Al-Farraj, A., y Harvey, A.M., 2005. Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi A1-Bih, northern UAE and Oman. En: Harvey, A. M., Mather, A. E. & Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, p. 70-85.
- Axen, G. J., and Fletcher, J. M., 1998. Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California: *International Geology Review*, vol. 40, p. 217-244.
- Axen, G., Fletcher, J.M., Martin-Barajas, A., 1998. Late Miocene-Pleistocene detachment faulting in the northern gulf of California and its role in evolution of the Pacific-North American plate boundary. In: Behl, R.J. (Editor), *Field Trip Program, 94th annual meeting of the Cordilleran Section, Geological Society of America*. California State University Long Beach, Department of Geological Sciences, Long Beach, p. 6-1 6-29.
- Axen, G. J., Fletcher, J. M., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., Ramos-Velázquez, E. y Aranda-Gómez, J., 1999. Range-from fault scarps of the Sierra El Mayor, Baja California: Formed above an active low-angle normal fault?, *Geology* 27, p. 247-250.
- Axen, G. J., Stockli, D., Grove, M., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K., Abbott, P. L., 2000. Thermal evolution of Monte Blanco dome: low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics* 19, p. 197-212.
- Barnard, F.L., 1968. Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County, California. Ph.D. Thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, p. 157.
- Beanland, S., Berryman, K. R., and Blick, G. H., 1989. Geological investigations of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 32, p. 73-91.
- Beanland, S., Blick, G. H., and Darby, D. J., 1990. Normal faulting in a back arc basin: Geological and geodetic characteristics of the 1987 Edgecumbe earthquake, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 95, p. 4693-4707.
- Bennett, R. A., Rodi, W., and Reilinger, R. E., 1996. Global positioning system constraints on fault slip rates in southern California y northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 101(B10): p. 21943-21960.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J. M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courbouloux, F., Larroque, C., Rigo, A., Mássonnet, D.,

- Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. y Stavrakakis, G., 1997. The MS = 6.2 June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismol.* 1. P. 131-150.
- Bernard, P. and Zollo, A., 1989. The Irpinia (Italy) 1980 Earthquake: Detailed analysis of a complex normal faulting. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B2, p. 1631-1647.
- Birkeland, P.W. and Noller, J.S., 2000. Rock and Mineral Weathering. In: Noller, J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (Editors), *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 293-312.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Editors), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, p. 355-402.
- Blum, M.D. and Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, p. 2-48.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., Burchfiel, B.C., Qidong, D., Jun, L., Molnar, P., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1998. Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans. *GSA Bulletin* 110, p. 377-386.
- Bucknam, R. C., and Anderson, R. E., 1979. Estimation of fault-scarps ages from a scarp-height-slope-angle relationship: *Geology*, vol. 7, p. 11-14.
- Bull, W. B., and Pearthree, P. A., 1988. Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitaycachi fault, northeastern Sonora, Mexico. *Bull. Seis. Soc. Am.* 77, p. 956-978.
- Carter, D.L., 1977. Late Quaternary Erosional and Depositional history of Sierra del Mayor, Baja California, Mexico. Ph.D Thesis, University of Southern California, Los Angeles, California, p. 262.
- Caskey, S.J., Wesnousky, S.G., Zhang, P., and Slemmons D.B., 1996. Surface Faulting of the 1954 Fairview Peak (Ms 7.2) and Dixie Valley (Ms 6.8) Earthquakes, Central Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 3, p. 761-787.
- CENAPRED, 2001. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. En: Zepeda, O. y González, S. (eds.). *Atlas de Riesgos de la República Mexicana*, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, p. 225
- Chiaraluce, L., Chiarabba, C., Collettini, C., Piccinini, D., Cocco, M., 2007. Architecture and mechanics of an active low-angle normal fault: Alto Tiberina fault, northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, p. 112, B10310. doi:10.1029/ 2007JB005015
- Chora-Salvador, J. M., 2003. Análisis cinemático de fallas neogénicas de alto y bajo ángulo en la Sierra Cucapah, Baja California, México, Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.

- Collettini, C. and Sibson, R.H., 2001. Normal faults normal friction? *Geology* 29, p.927–930.
- Collettini, C., 2011. The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions. *Tectonophysics* 510 (2011), p. 253–268.
- Contreras, J., Martín-Barajas, A., and Herguera, J. C., 2005. Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes. *Geofísica Internacional -México-*, 44(1), 103.
- Crone, A. J., 1987. Introduction. In *Directions in Paleoseismology* (A. J. Crone and E. M. Omdahl, Eds.), U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 87–673, pp. 1– 6.
- Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J., Marquez-Azua, B., Miller, M., Sanchez, O., and Umhoefer, P., 2000. New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, II: Evidence for a Baja California shear zone. *Geophysical Research Letters*, 27(23): p. 3961–3964.
- Dorn, R.I., 1994. The role of climatic change in alluvial fan development. In *Geomorphology of Desert Environments* (p. 593-615). Springer Netherlands.
- Dorsey, R. and Martin-Barajas, A., 1999. Sedimentation and deformation in a Pliocene–Pleistocene transtensional supraDetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico. *Basin Research* 11, p. 205–221.
- Dorsey, R.J., 2006. Stratigraphy, tectonics, and basin evolution in the Anza-Borrego Desert region, in: Jefferson, G.T. and Lindsay, L.E. (eds.) *Fossil Treasures of Anza-Borrego Desert*. Sunbelt Publications, San Diego, CA, p. 89-104.
- Doser, D. I., 1994. Contrasts between source parameters of $M \geq 5.5$ earthquakes in northern Baja California and southern California: *Geophysical Journal International*, vol. 116, p. 605-617.
- Eyidogan, H., and Jackson, J., 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alasehir and Gediz earthquakes of 1969–70 in western Turkey: Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust: *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, v. 81, p. 569–607.
- Faulds, J. E. and Henry, C. D., 2008. Tectonic influences on the spatial y temporal evolution of the Walker Lane: An incipient transform fault along the evolving Pacific–North American plate boundary. Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: *Arizona Geological Society Digest*, 22: 437–470.
- Fletcher, J.M., Bartley, J.M., Martin, M.W., Glazner, A.F., Walker, J.D., 1995. Largemagnitude continental extension: An example from the central Mojave metamorphic core complex. *Geological Society of America Bulletin* 107, p. 1468-1483.

- Fletcher, J. and Spelz, R., 2009. Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge? *Geosphere*, vol. 5, No. 4, p. 1–23.
- Fletcher, J. M. et al., 2014. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor– Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere* 10, p. 797–827.
- Fletcher, J. M., Oskin, M. E. and Teran, O.J., 2016. The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor–Cucapah earthquake rupture. *Nature, Geoscience*, DOI: 10.1038/NGEO2660
- Fletcher, J. M., Cambrón, J. F., Rockwell, T. K., Karlsson, K. W., Figueiredo, P. M., Spelz, R. M., Lachan, P. G., Peña-Villa, I., Leon-Loya, A., Hinojosa, A., Prasanajit-Naik, S. and Owen, L. W., 2017. Do low-angle normal faults generate large earthquakes? A case study of the Cañada David Detachment of northern Baja California, Mexico. *SCEC, Annual meeting 2017*. Poster 142.
- Frey Mueller, J. T., Murray, M. H., Segall, P., and Castillo, D., 1999. Kinematics of the Pacific–North America plate boundary zone, northern California. *Journal of Geophysical Research*, 104(B4): 7419–7441.
- Frez, J. C., y Frías-Camacho, V. M., 1998. Mapas anuales de sismicidad para la region fronteriza de ambas californias. *GEOS*. 18(2): p. 112-130.
- García-Abdeslem, J., Espinoza-Cardena J.M., Mungía-Orozco L. and Wong-Ortega V.M., 2001. Crustal structure from 2-D gravity y magnetics modeling, y seismotectonics in the Laguna Salada basin, Northern Baja California, México. *Geofísica Internacional*. 40: p. 67-85.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geol. Soc. Amer. Memoir*, vol. 140. 170.
- Gómez-Villar, A. 1996. Conos Aluviales en Pequeñas Cuencas Torrenciales de Montaña. Logroño: Geoforma Ediciones.
- Goodmacher, J. and Rockwell, T., 1990. Properties y inferred ages of soils developed in alluvial deposits in the southwestern Coyote Mountains, Imperial Valley, California. *Western Salton Trhogut soils y eotectonics: Friends of the Pleistocene Field Trip Guidebook*, 43-104.
- Gutiérrez, A. A., 2017. Estudio geomorfológico paleosísmico del segmento central de la falla Detachment Cañada David, Sierra El Mayor, Baja California, México. *Tesis de Maestría*, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, p. 73.
- Harvey A. M., Wigand, P.E, Wells, S.G., 1999. Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrast between the margins of pluvial lakes Lahontan y Mojave, Nevada y California, USA. *Catena* vol. 36: p. 255-281.
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J. A., and Kanamori, H., 2010. The (2010). Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake sequence, Baja California, Mexico y southernmost California, USA:

- Active seismotectonics along the Mexican Pacific margin. *Pure y Applied Geophysics*, 168(8): p. 1255–1277.
- Hernández-Flores, A. P., 2015. Paleosismología del sistema de fallas imbricado en la Sierra Cucapah, Baja California, México (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, p. 254.
- Hill, M. L. and Dibblee, T. W., 1953. San Andreas, Garlock, and Big Pine faults, California: A study of the character, history, and tectonic significance of their displacements. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4): p. 443–458.
- Hirabayashi C. K., Rockwell T.K., Wesnowsky S.G., 1996. A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos Fault, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 86, p. 1770-1783.
- Hsu, L., Pelletier, J. D., 2004. Correlation and dating of Quaternary alluvial-fan surfaces using scarp diffusion, *Geomorphology* 60, p. 319–335.
- Hutton, K., Woessner, J. and Hauksson, E., 2010, Earthquake Monitoring in Southern California for Seventy-Seven Years (1932–2008), *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 2, p. 423–446, doi: 10.1785/0120090130
- Isaac, S., 1987. Geology y structure of the Yuha Desert between Ocotillo, California, U.S.A., y Laguna Salada, Baja California, Mexico. Máster Thesis, San Diego State University, p. 165.
- Johnson, R.A., Loy, K.L., 1992. Seismic reflection evidence for seismogenic low-angle faulting in southeastern Arizona. *Geology (Boulder)* 20, p. 597-600.
- Leeds, A.L., 1979. Relocation of M>5.0 northern Baja California earthquakes using S-P times. Máster Thesis, University of California, San Diego, p. 101.
- Martín-Atienza, B., 2001. Modelado e inversión en 2-D y 3-D de anomalías gravimétricas producidas por cuerpos cuya geometría y densidad de masa se describen utilizando funciones polinómicas: aplicaciones a datos gravimétricos de Cánada y México. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A.L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., Alvarez-Rosales, J., 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonics control on facies evolution in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology* 144, p. 5-35.
- Martín-Martín, J.M., Braga, J.C. y Gómez-Pugnaire, M.T., 2008. Itinerarios geológicos por Sierra Nevada. Guía de campo por el Parque Nacional y Parque Natural de Sierra Nevada. Consejería de Medio Ambiente Junta de Andalucía, 267 pp.
- McDougall, K.M., Poore, R.Z., Matti, J., 1999. Age and paleoenvironments of the Imperial Formation near San Gorgonio Pass, Southern California. *Journal of Foraminiferal Research* 29, p. 4-25.

- Mueller, K.J., Rockwell, T.K., 1991. Late Quaternary Structural evolution of the western margin of the Sierra Cucupa, Northern Baja California. In: Dauphine, J.P., Simoneit, B.R.T. (Editors). The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, pp. 249-260.
- Mueller, K. J., and Rockwell, T. K., 1995. Late Quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, vol. 107, p. 8–18.
- Myers, W. B., and Hamilton, W., 1964. Deformation accompanying the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 435, p. 55–98.
- Nash, D.B., 1980. Morphologic Dating of Degraded Normal Fault Scarps. *Journal of Geology* 88, p. 353-360.
- Nash, D.B., 1986. Morphologic dating and modeling degradation of fault scarps. In: Wallace, R.E. (Editor), *Active tectonics*. National Academy Press, Washington, D.C., p. 181-194.
- Pantosti, D., and Yeats, R. S., 1993. Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Ann. Geofis.* 36(3–4), p. 237–257.
- Reheis, M. C., Shroba, R. R., Harden, J. W., y McFadden, L. D., 1989. Development rates of late Quaternary soils, Silver Lake playa, California. *Soil Science Society of America Journal*, 53(4), p. 1127-1140. DOI: 10.2136/sssaj1989.03615995005300040024x
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters* 23, 1817-1820.
- Ricketts, J. W., Karlstrom, K. E. and Kelley, S. A., 2015. Embryonic core complexes in narrow continental rifts: The importance of low-angle normal faults in the Rio Grande rift of central New Mexico. *Geosphere*, v. 11, no. 2, p. 425–444, doi:10.1130/GES01109.1
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Kassaras, I., 1996. A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, 126, p.663-688.
- Rockwell, T. K., Fletcher, J. M., Teran, O. J., Hernandez, A. P., Mueller, K. J., Salisbury, J. B., Akciz, S. O., and Štěpančíková, P., 2015. Reassessment of the 1892 Laguna Salada Earthquake: Fault Kinematics and Rupture Patterns. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 105, No. 6, p. 2885–2893.
- Sánchez Hernández, Hilarión, 2002. Metamorfismo y estructura del basamento cretácico en la Sierra El Mayor, Baja California, México Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada Baja California.
- Savage, J. C., Lisowski, M. E., King, N. E., y Gross, W. K., 1994. Strain accumulation along the Laguna Salada fault, Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 99: p. 18109–18116.

- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 27, p. 751-754.
- Siem, M. E., 1992. The structure and petrology of Sierra El Mayor, northeastern Baja California, Mexico. M.S. Thesis, San Diego State University, San Diego, California. 244.
- Siem, M., and Gastil, G., 1994. Mid-Tertiary to Holocene extension association with the development of the Sierra El Mayor Metamorphic Core Complex, northeastern Baja California, Mexico. En: McGill, S.F., and Ross, T.M., (eds.), *Geological investigations of an active margin: Geological Society of America Cordilleran Section Meeting Guidebook: Redlands, California, San Bernardino County Museum Association*, p. 107–119.
- Slemmons, D.B., 1957. Geological effects of the Dixie valley-Fairview peak Nevada, earthquakes of December 16, 1954. *Bulletin of the Seismological Society of America* 47(4), p.353-375.
- Spelz, R. M., 2002. Evolución del sistema de fallas Mioceno-Cuaternarias sobre la margen oriental de la Laguna Salada, Baja California, México (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 172.
- Spelz, R. M., 2008. Geomorfología tectónica de una falla normal de bajo-ángulo en las Sierras Cucapá y El Mayor, Baja California, México (Tesis Doctoral). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 184.
- Spelz, R. M., Fletcher, J. M., Owen, L. A., and Caffee, M. W., 2008. Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 102(3), 578-594. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.001>
- Stock, J. M.; Martín-Barajas A., and Téllez-Duarte, M., 1996. Early ritt sedimentation and structure along the NE margin of Baja California, in: Abbott, P, and Cooper, J., eds.. *American Association of Petroleum Geologists, Field Conference Guide: Pacific Section SEPM*, v. 80, p. 337-372.
- Suárez, F., Sieh, K. E., and Elders, W. E., 1982. A review of geological effects and damage distribution of the June 9, 1980, Mexicali Valley earthquake of June 9, 1980. *Newsletter of the Earthquake Engineering Research Institute*, 16(3): 99–105.
- Suárez, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P., y Gastil, R. G., 1991. Framework of Recent and Active Faulting in Northern Baja California. En: Dauphin, J. P., y Simoneit, B., (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias, AAPG Memoir*, 47, p. 145- 196
- Terán, O. J., 2015. Análisis estructural de una ruptura superficial moderna: El temblor de El Mayor-Cucapá, Baja California, México (Tesis Doctoral). Centro de Investigación científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 120. Vázquez-Hernández, S., 1996. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia al oriente de Laguna Salada, Baja California. Tesis de Maestría: CICESE. Ensenada, Baja California, México. P.148.

- Umhoefer, P. J. and Stone, K. A., 1996. Description and kinematics of the SE Loreto basin fault array, Baja California Sur, Mexico: a positive field test of oblique-rift models. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 5, p. 595-614.
- Vallín, L. V., 2017. Estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento sur de la falla normal de bajo ángulo Cañada David, Baja California, México. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, p. 82.
- Vázquez-Hernández, S., 1996. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia al oriente de Laguna Salada, Baja California. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, p. 148.
- Vázquez-Hernández, S., Carreño, A.L., Martin-Barajas, A., 1996. Stratigraphy and paleoenvironments of the Mio-Pliocene Imperial Formation in the eastern Laguna Salada area, Baja California, Mexico. In: Abbot, P.L., Cooper, J.D. (Editors), *Field Conference Guidebook and Volume for the AAPG Annual Convention, 1996. The Pacific Section American Association of Petroleum Geologists and The Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM)*, San Diego, CA, pp. 373-380.
- Villaverde, V. H., 2017. Estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento norte de la falla Detachment Cañada David. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, p. 85.
- Wei, M., Sandwell, D., Fialko, Y., y Bilham, R., 2011. Slip on faults in the Imperial Valley triggered by the 4 April (2010). Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake revealed by InSAR. *Geophysical Research Letters*, 38(1).
- Wernicke, B., and Axen, G. J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9), p. 848-851. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0848:OTROI>2.3.CO;2
- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20159-20174. DOI: 10.1029/95JB01911.
- Wells D. L. and Coppersmith K. J., 1994. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, y surface displacement. *Bulletin of Seismological Society of America* 84, p. 974-1002.
- Wesnousky S. G., 2006, Predicting the endpoints of earthquake ruptures, *Nature*, Vol. 444, doi:10.1038/nature05275
- Westaway, R. W. C. and Jackson, J., 1987. The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 90, 375-44.
- Withjack, M. O. and Jamison, W. R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126 99-124.

- Wong, M. S. and Gans P. B., 2008. Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazata'n core complex, Sonora, Mexico: New insights into metamorphic core complex formation, *Tectonics*, Vol. 27, TC4013, p. 1-31, doi:10.1029/2007TC002173.
- Zoback M. L., Anderson R. E. and Thompson G., 1981. Cenozoic Evolution of the state of stress y style of tectonism of the Basin y Range province of the western United States. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Series A*. 300:407-434

Anexo

Está compuesto por el compendio de los 61 perfiles topográficos obtenidos a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m), en ellos se midieron los desplazamientos cosísmicos verticales de los diferentes conjuntos de paleo escarpes a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. La tabla superior izquierda de cada figura contiene las coordenadas geográficas de los vértices del perfil en superficie (Sistema Coordinado: WGS-84, Proyección: UTM zona 11N). El mapa superior derecho indica la ubicación del perfil, la superficie evaluada y el desplazamiento medido. La sección inferior muestra el perfil topográfico interpretado y la medición obtenida. La nomenclatura de los perfiles inicia en el segmento 4 (CR-CH4) de sur a norte, los cuales son desplegados a continuación.

Segmento 4 (CR-CH4)

Perfil P01

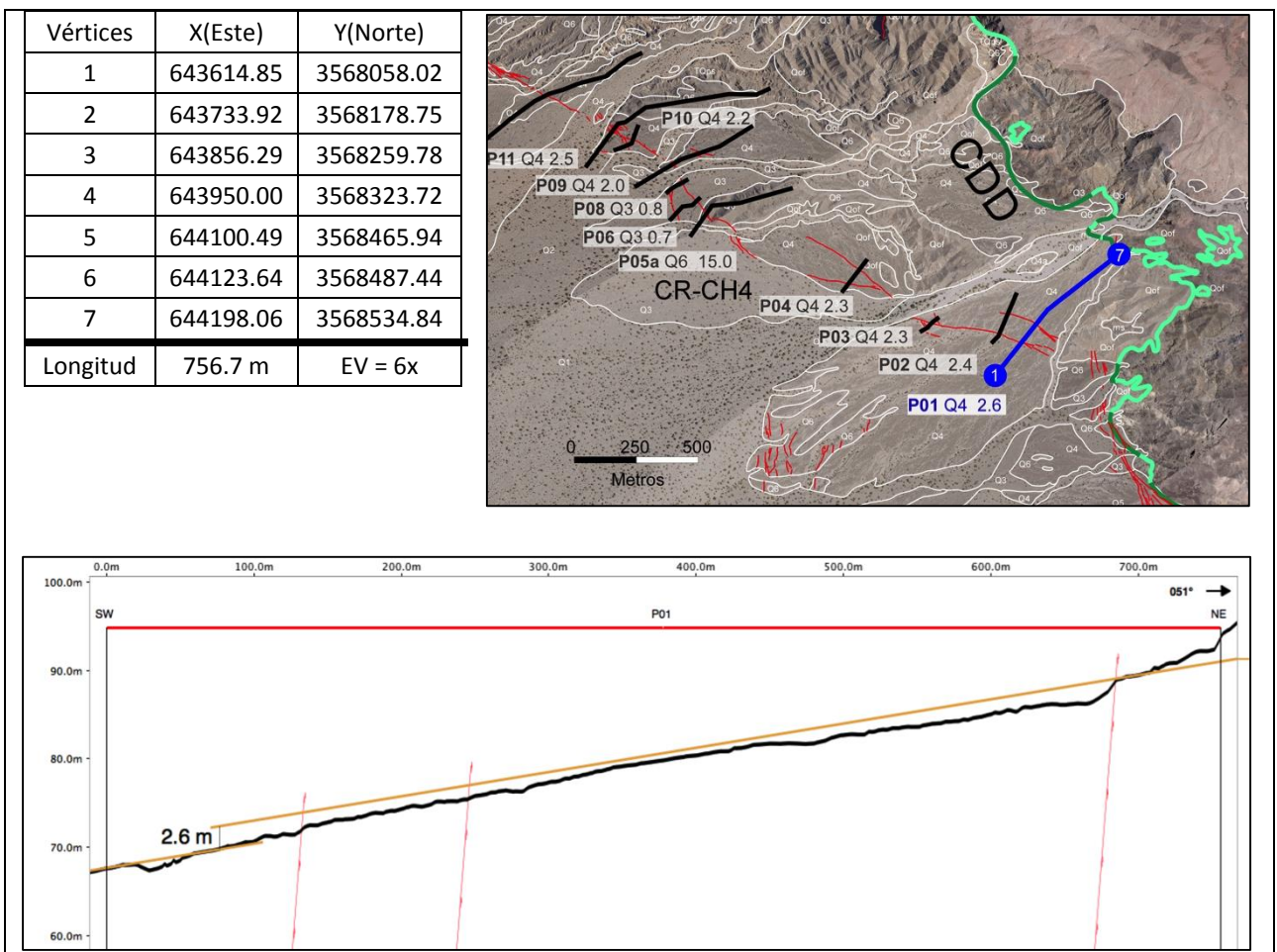


Figura 47. Perfil topográfico P01.

Perfil P02

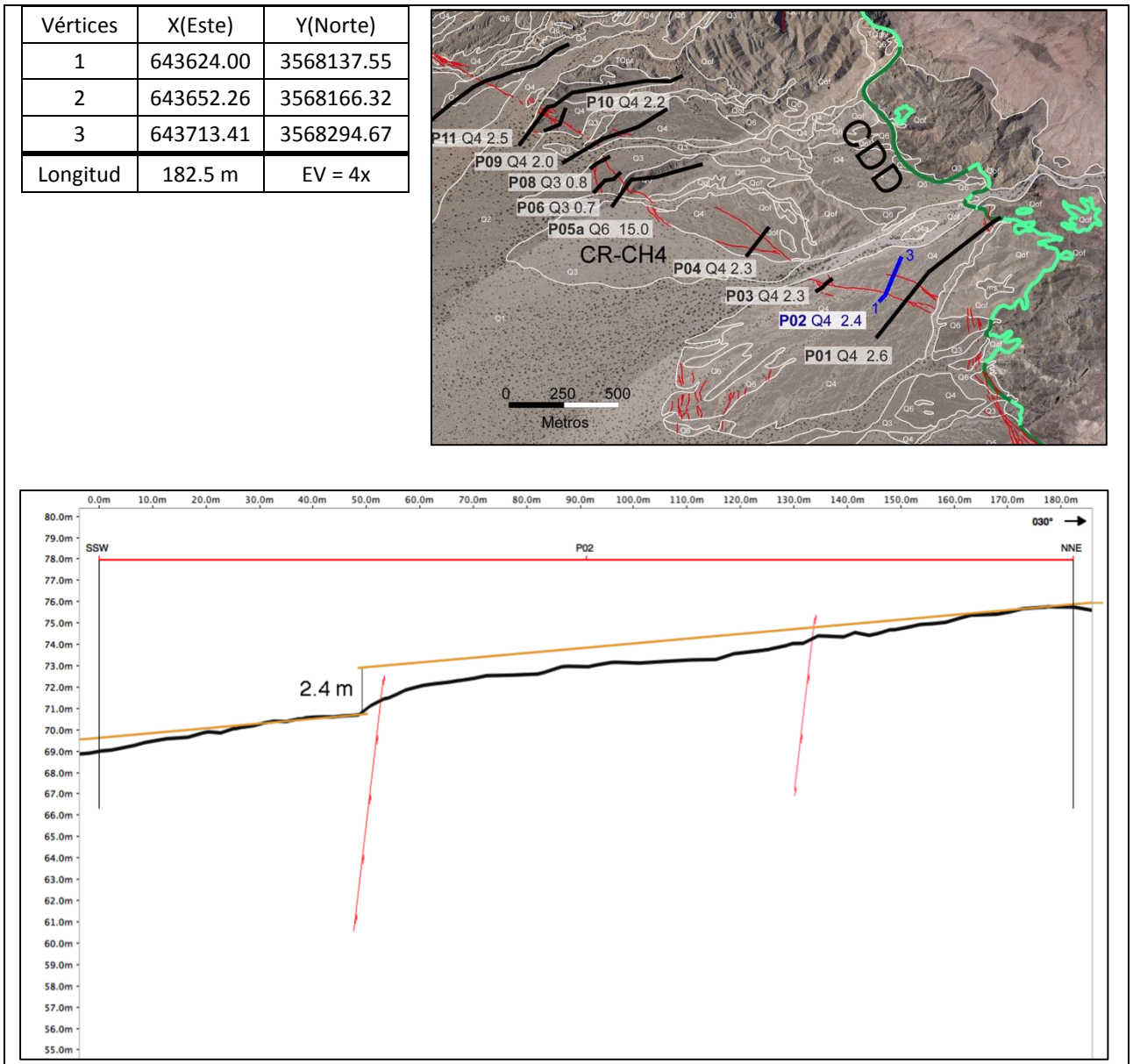


Figura 48. Perfil topográfico P02.

Perfil P03

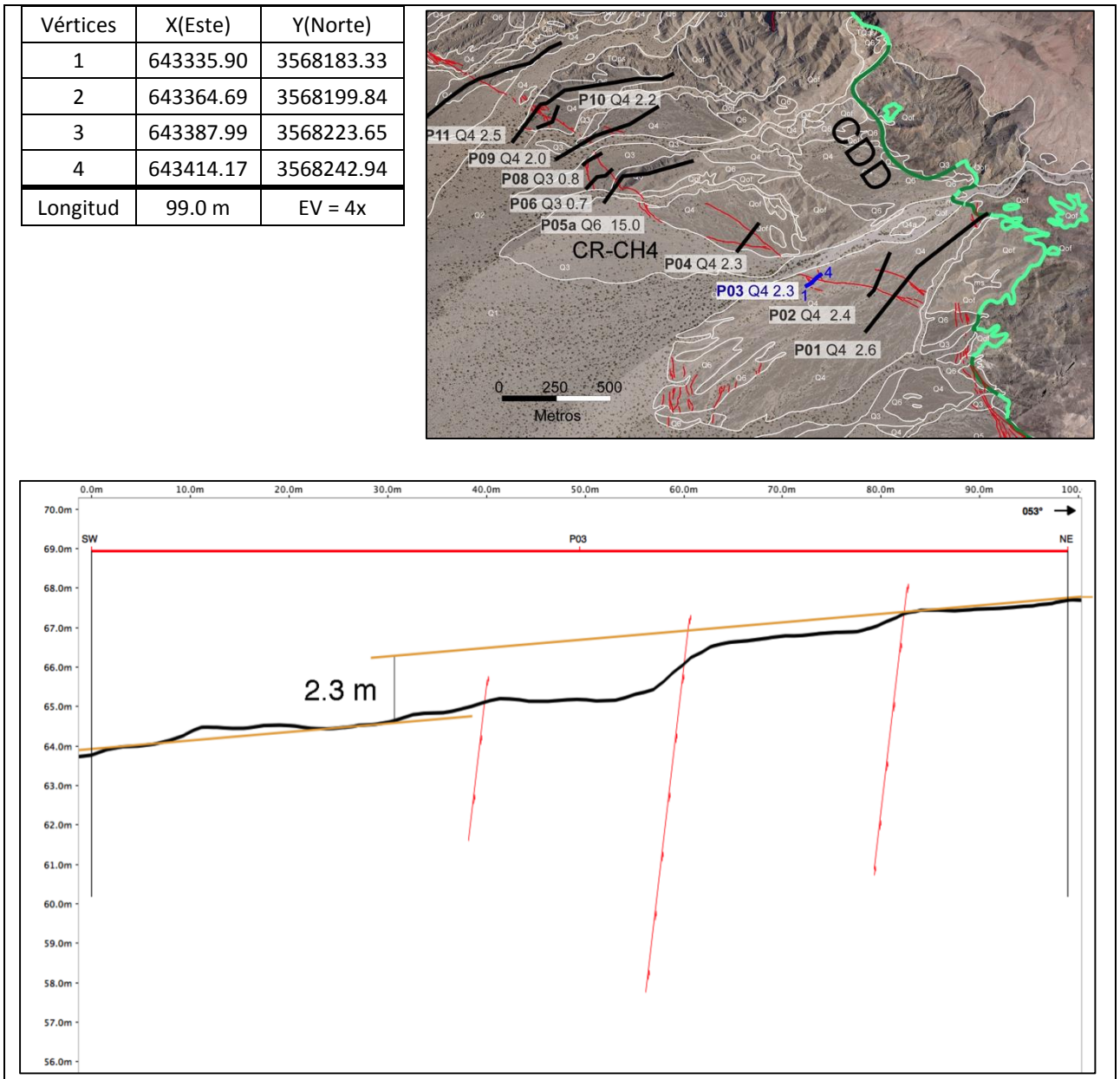


Figura 49. Perfil topográfico P03.

Perfil P04

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	643021.07	3568337.28
2	643122.70	3568473.18
Longitud	169.7 m	EV = 4x

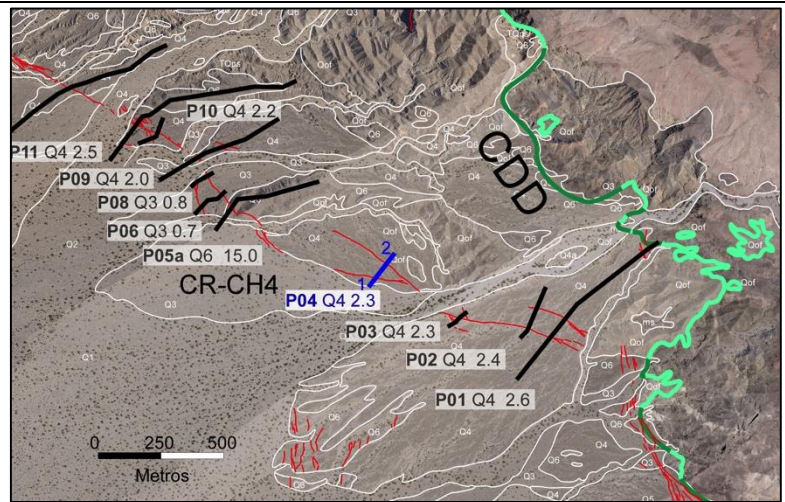


Figura 50. Perfil topográfico P04.

Perfil P05a

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	642409.04	3568566.57
2	642499.44	3568692.89
3	642613.85	3568703.88
4	642824.00	3568763.00
7	644198.06	3568534.84
Longitud	488.6 m	EV = 4x

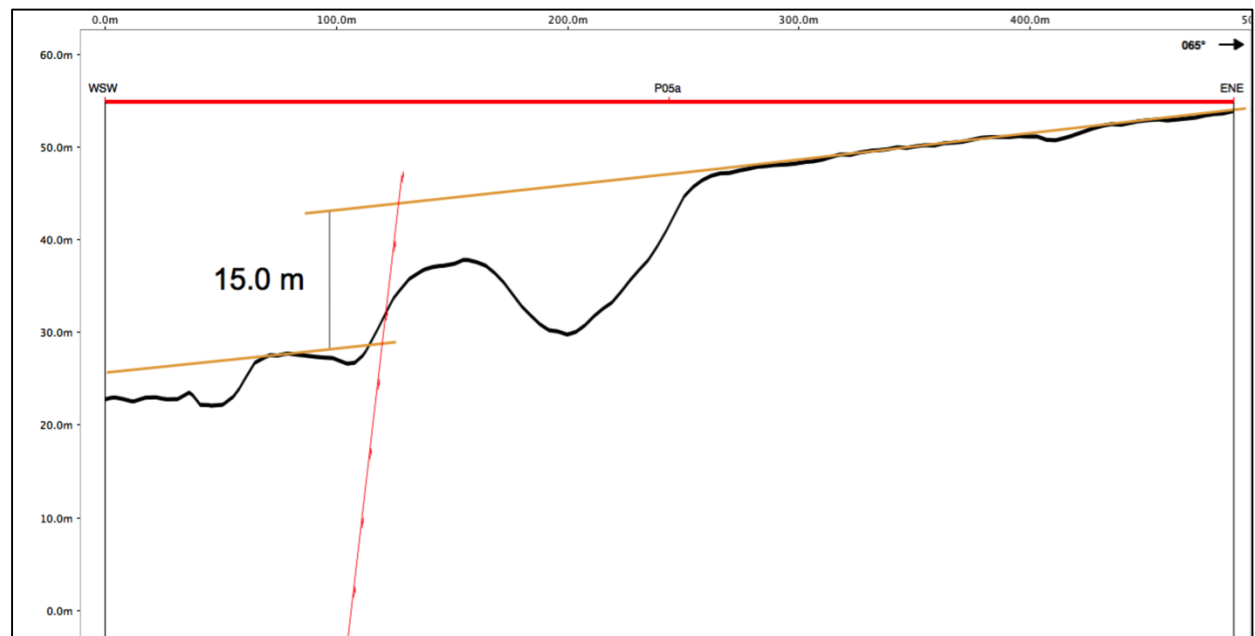
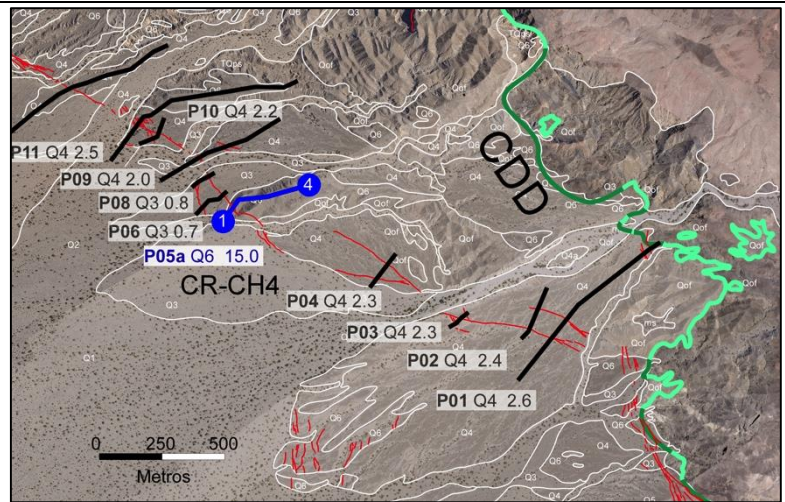


Figura 51. Perfil topográfico P05a.

Perfil P06

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	642326.94	3568631.31
2	642379.59	3568688.37
3	642418.31	3568693.67
4	642452.33	3568725.64
Longitud	163.4 m	EV = 4x

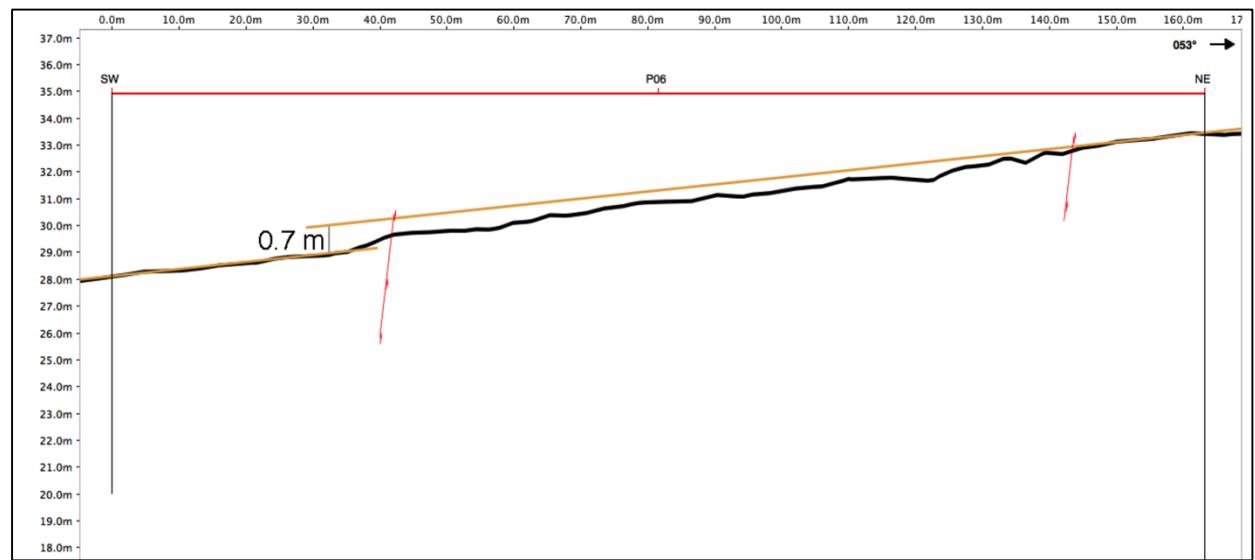
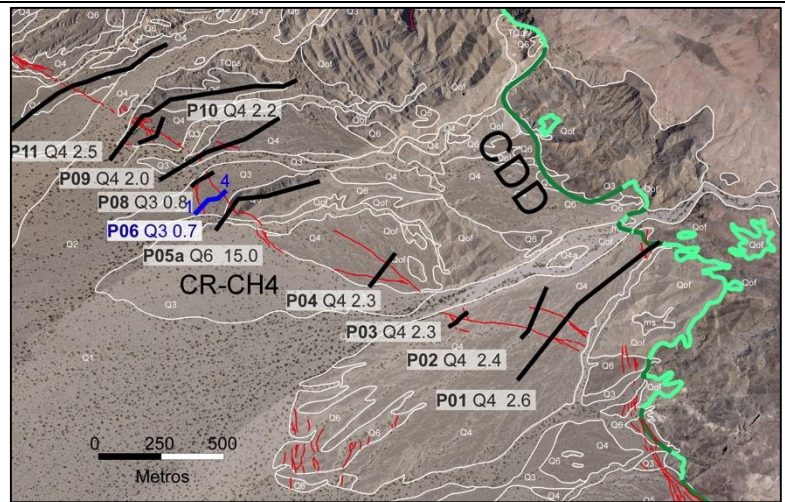
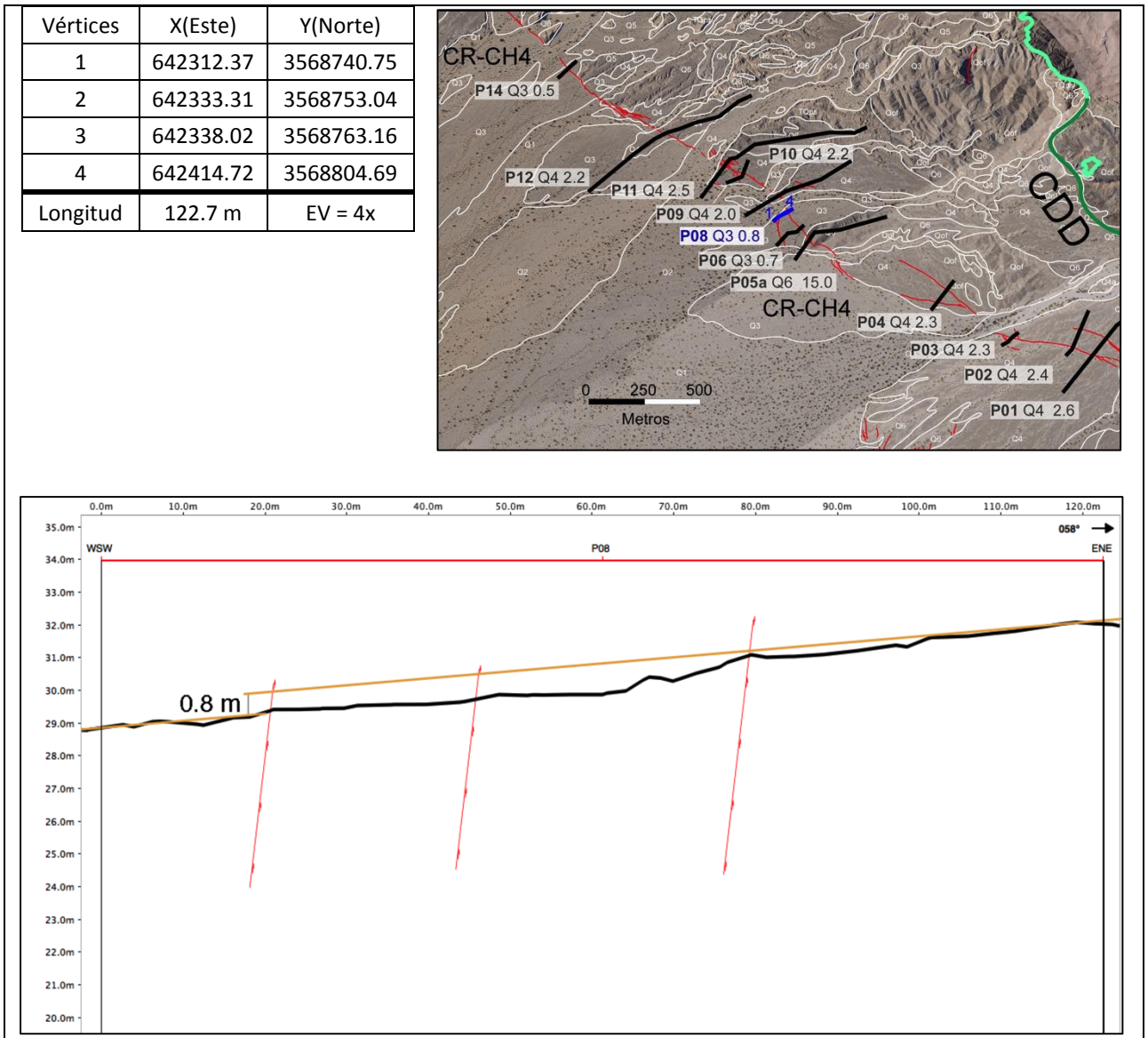


Figura 52. Perfil topográfico P06.

Perfil P08**Figura 53. Perfil topográfico P08.**

Perfil P09

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	642186.21	3568767.12
2	642371.92	3568877.35
3	642527.47	3568930.14
4	642663.80	3569013.87
Longitud	540.2 m	EV = 4x

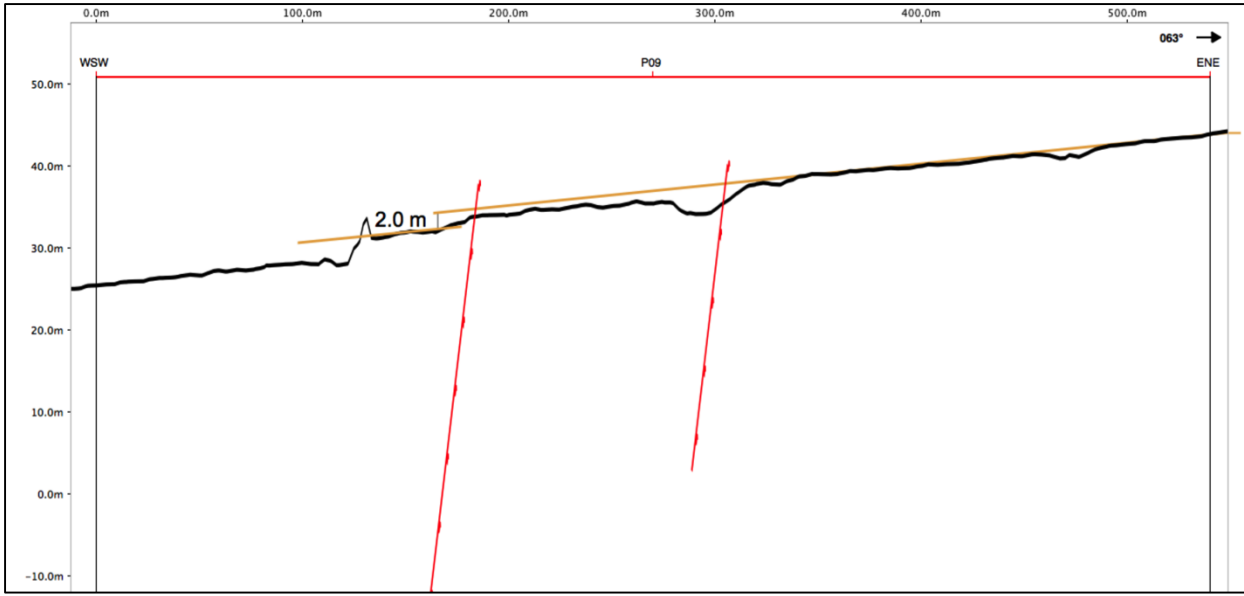
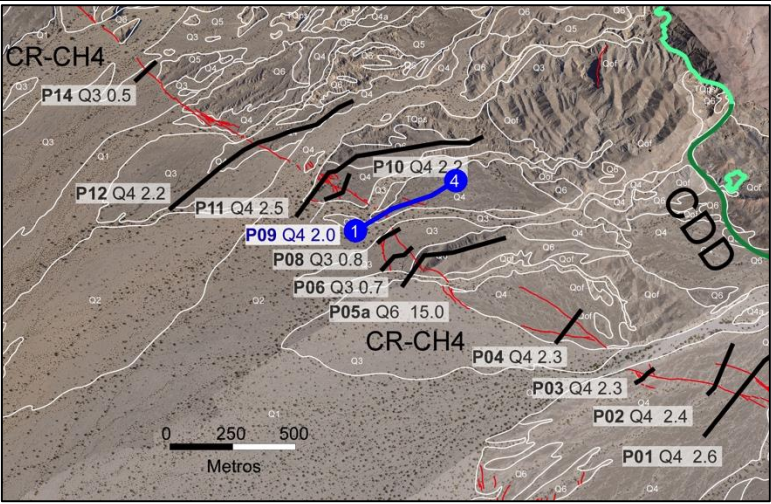


Figura 54. Perfil topográfico P09.

Perfil P10

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	642121.61	3568920.08
2	642174.51	3568942.45
3	642213.00	3569047.33
Longitud	169.2 m	EV = 4x

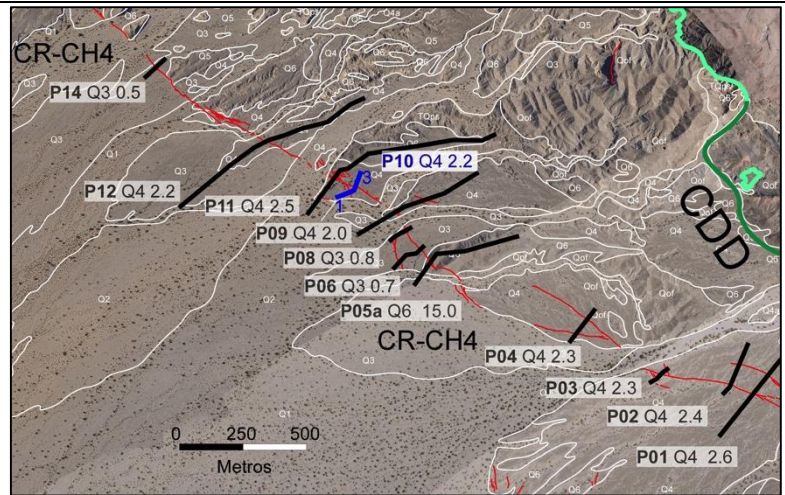


Figura 55. Perfil topográfico P10.

Perfil P11

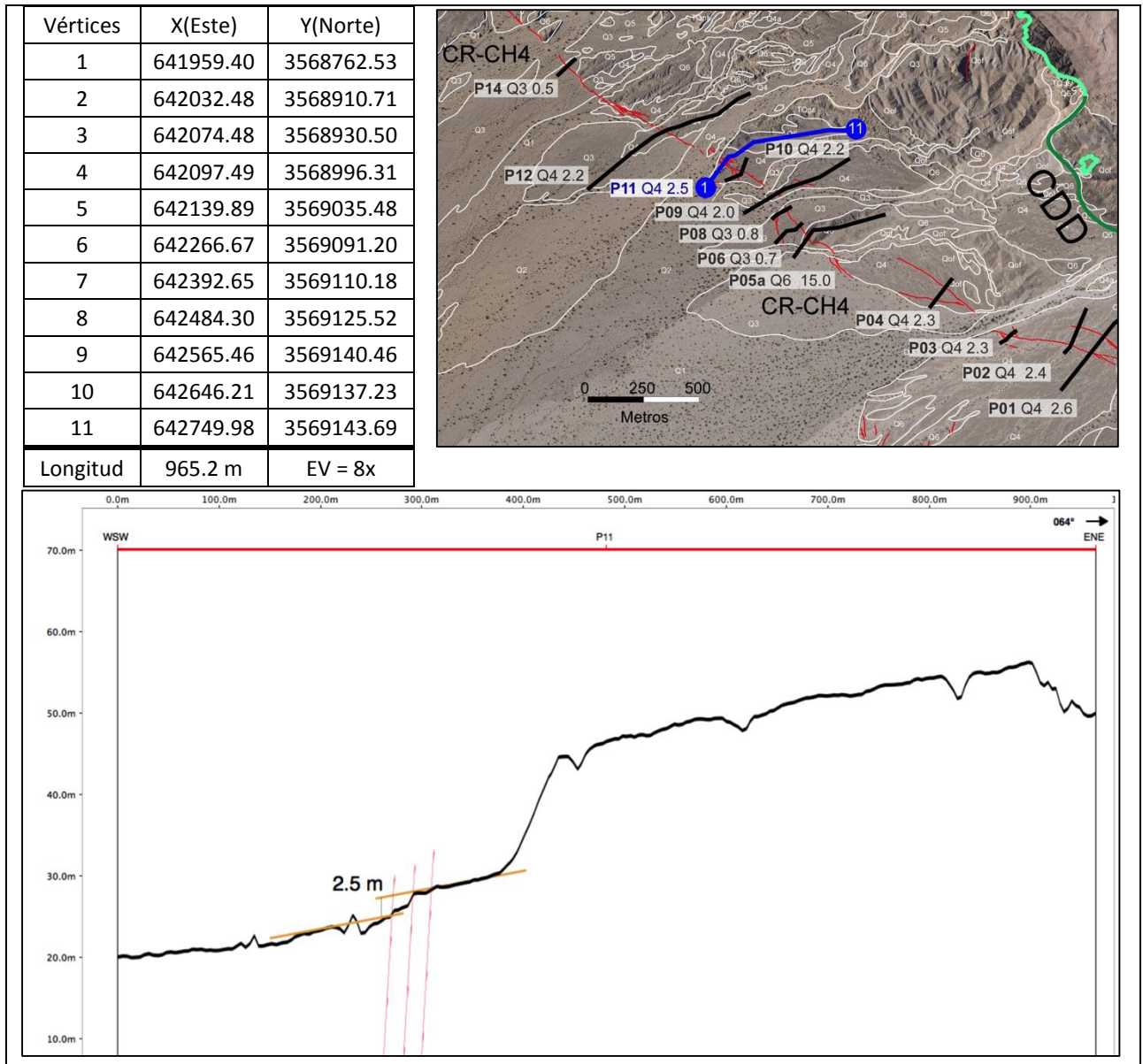


Figura 56. Perfil topográfico P11.

Perfil P12

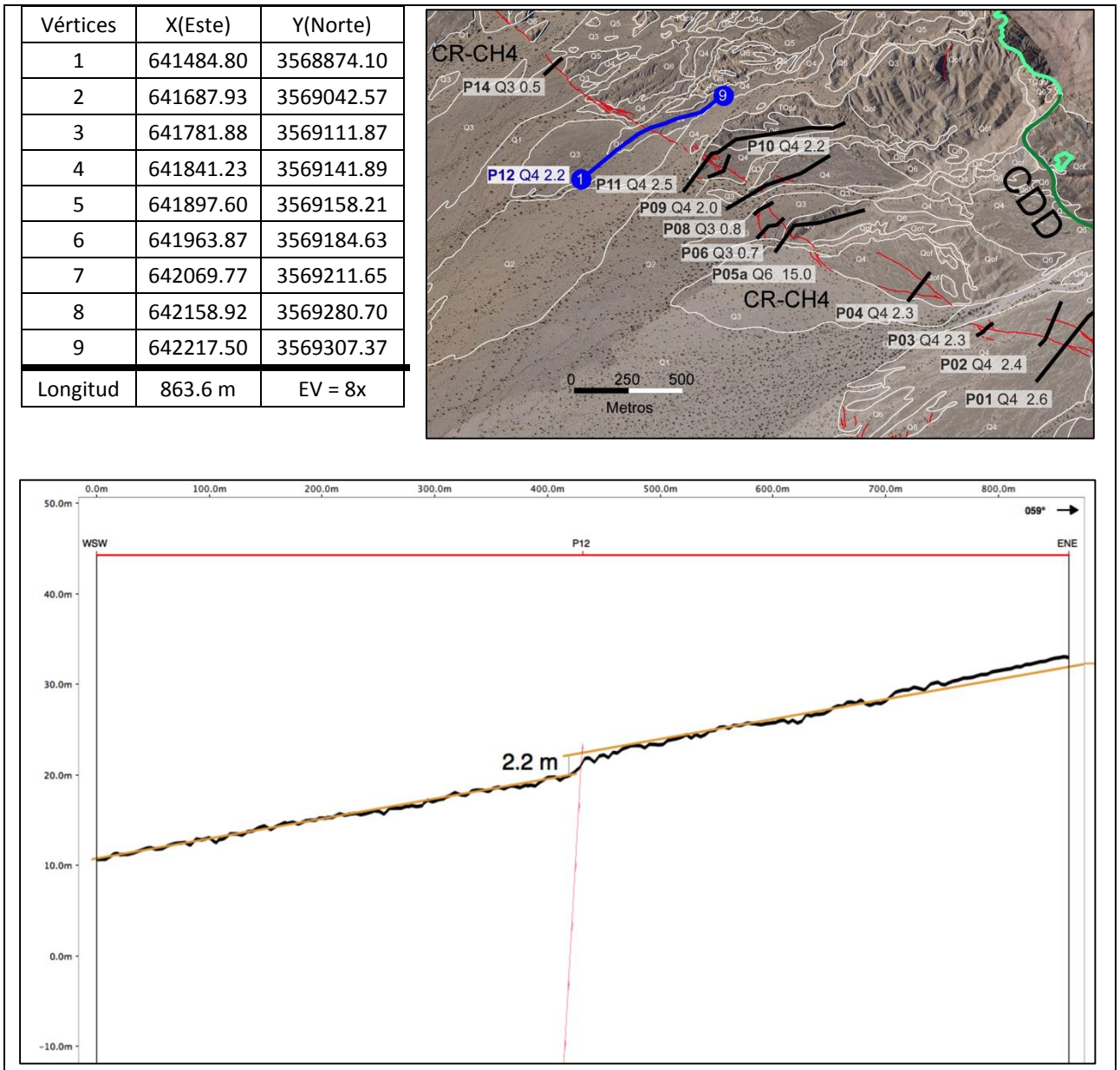


Figura 57. Perfil topográfico P12.

Perfil P14

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	641383.17	3569414.61
2	641418.78	3569448.15
Longitud	48.9 m	EV = 4x

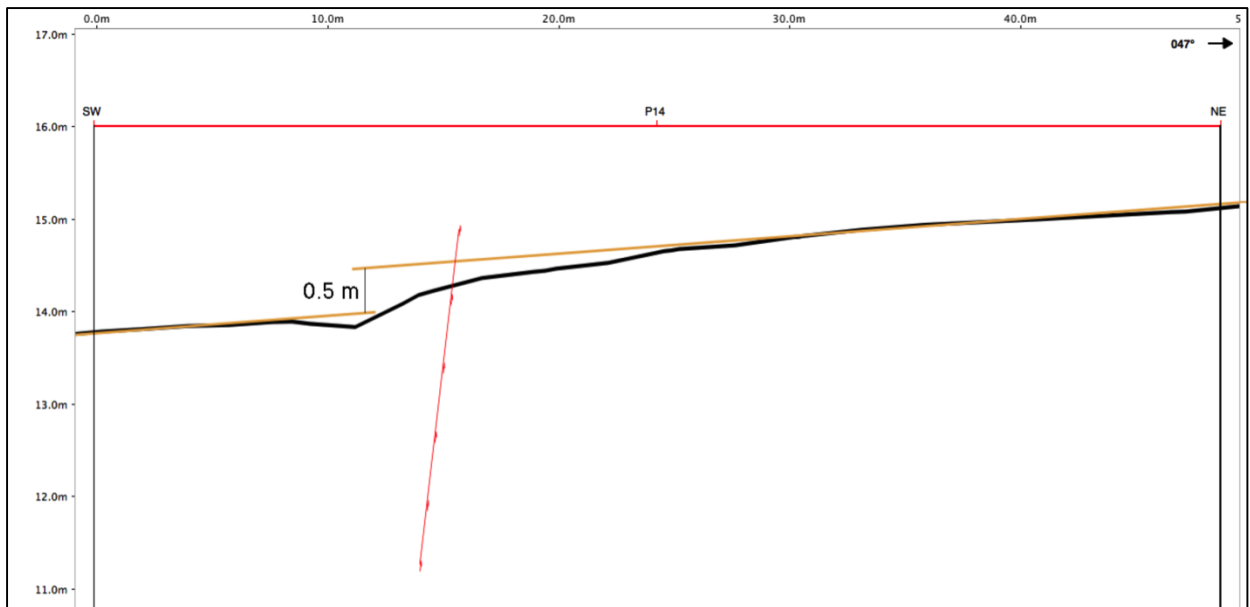
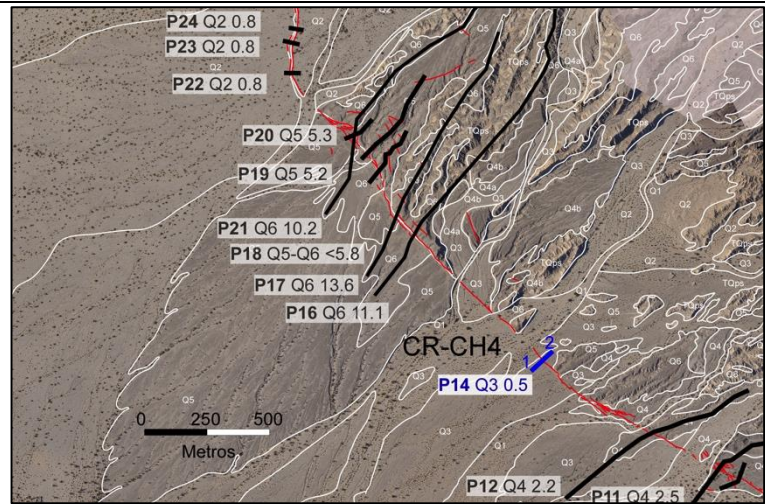


Figura 58. Perfil topográfico P14.

Perfil P16

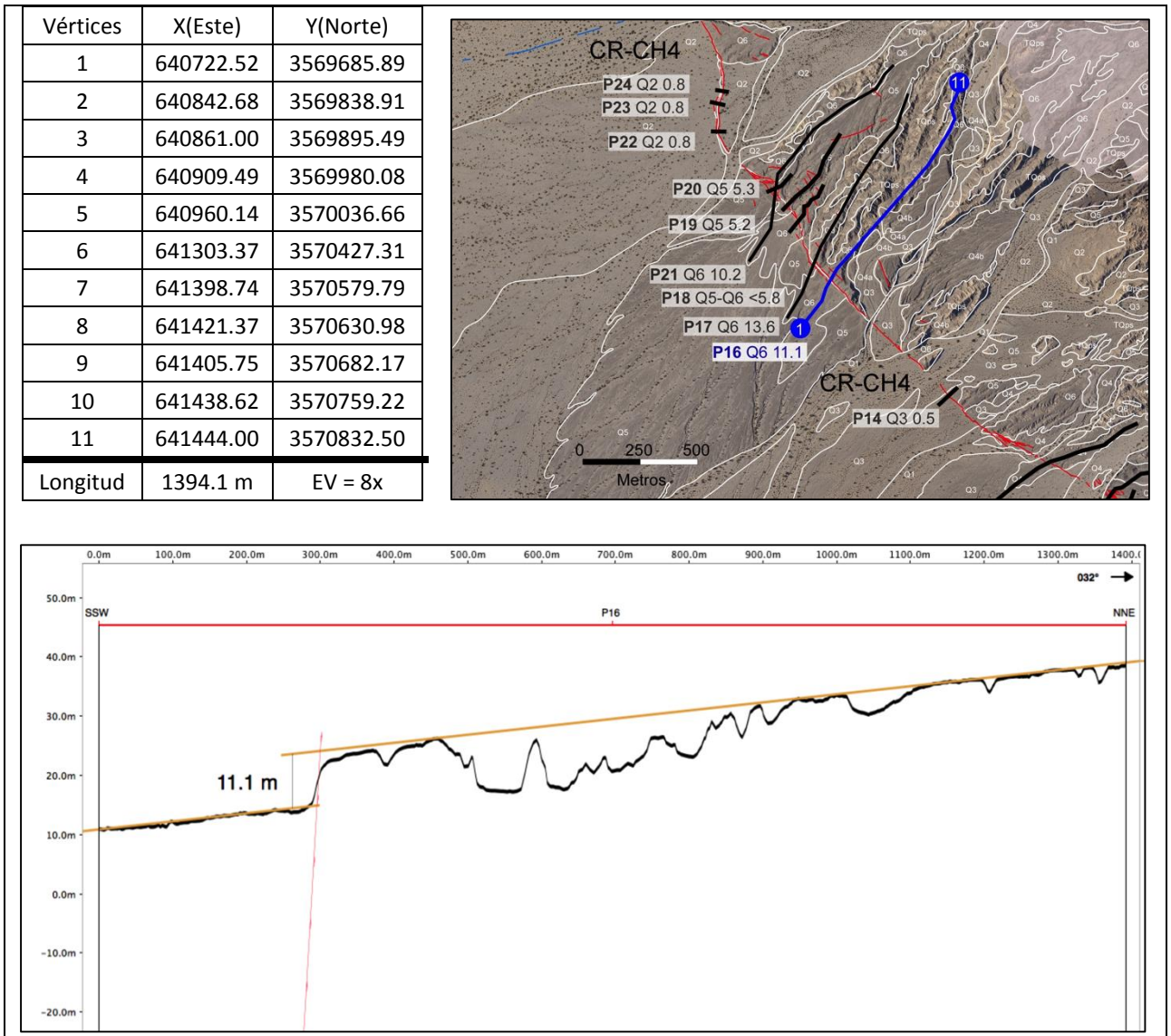


Figura 59. Perfil topográfico P16.

Perfil P17

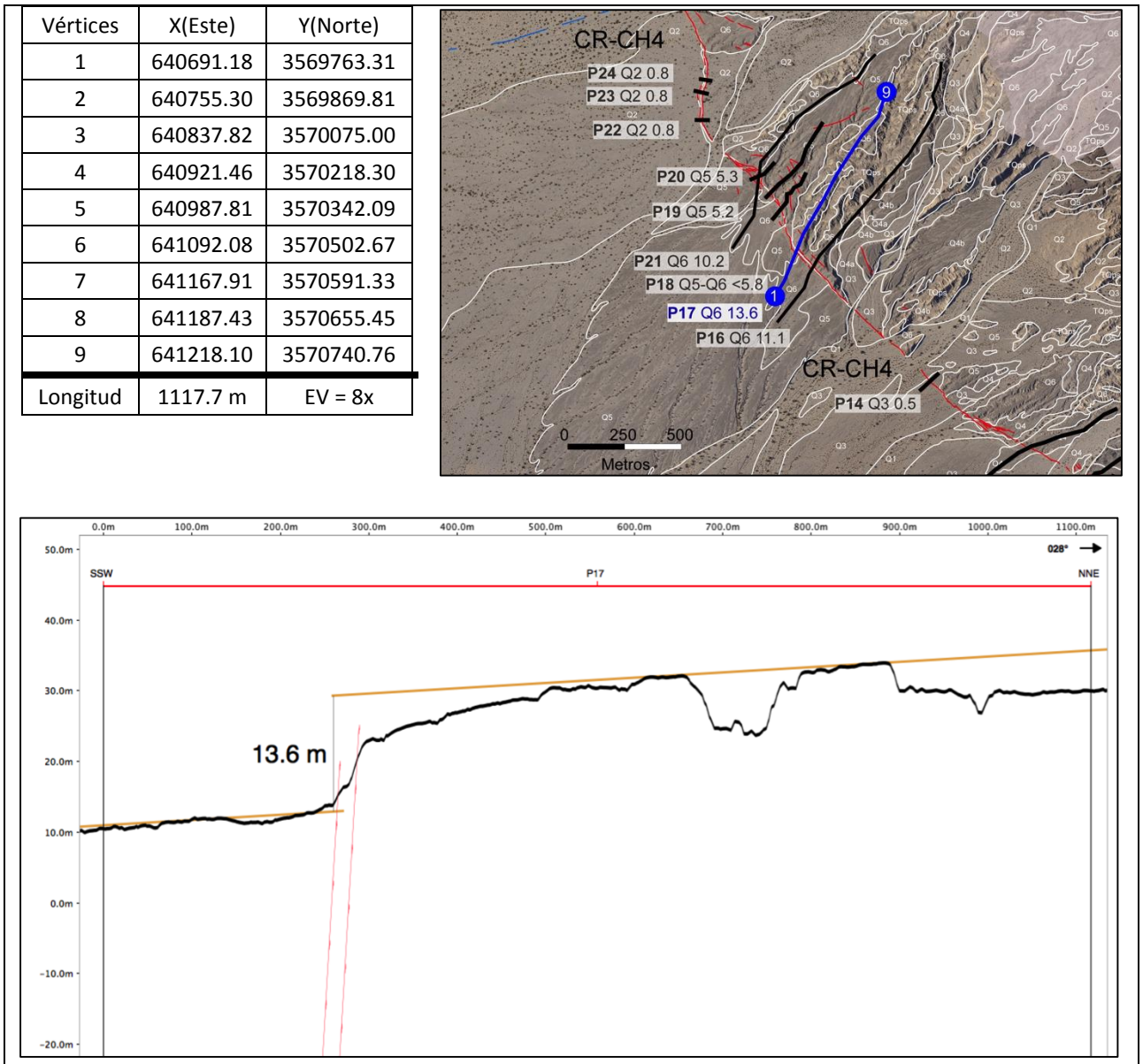


Figura 60. Perfil topográfico P17.

Perfil P18

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	640699.80	3570135.56
2	640765.17	3570216.49
3	640766.21	3570250.63
4	640783.11	3570255.40
5	640796.91	3570278.52
6	640825.83	3570293.67
7	640850.09	3570345.52
Longitud	272.6 m	EV = 4x

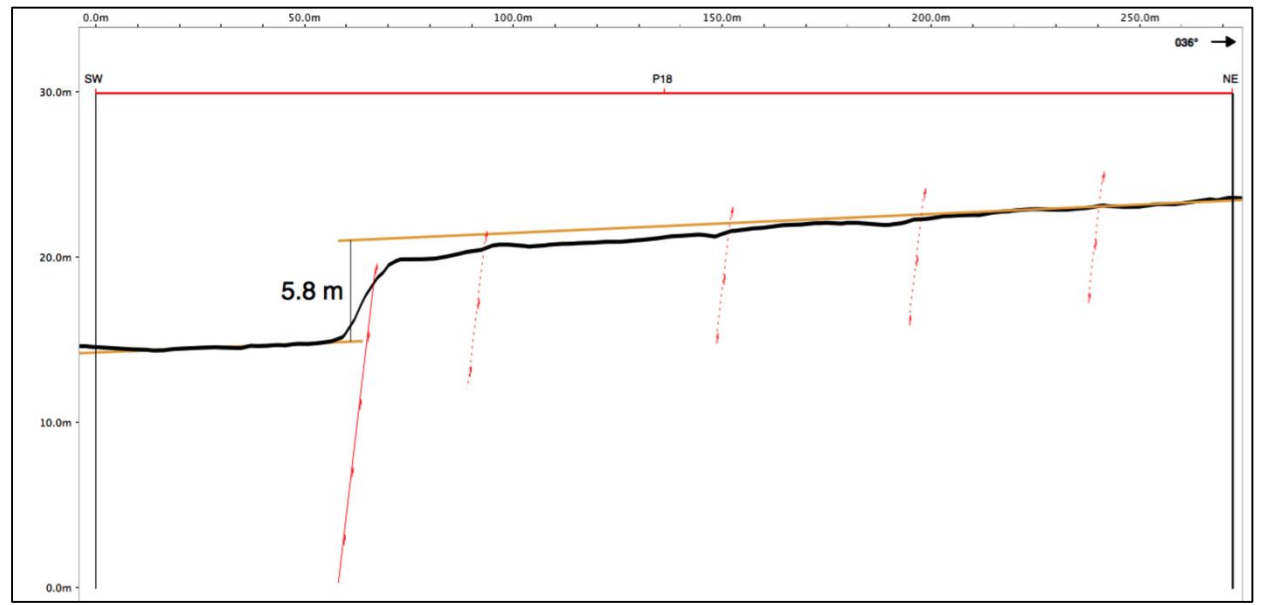
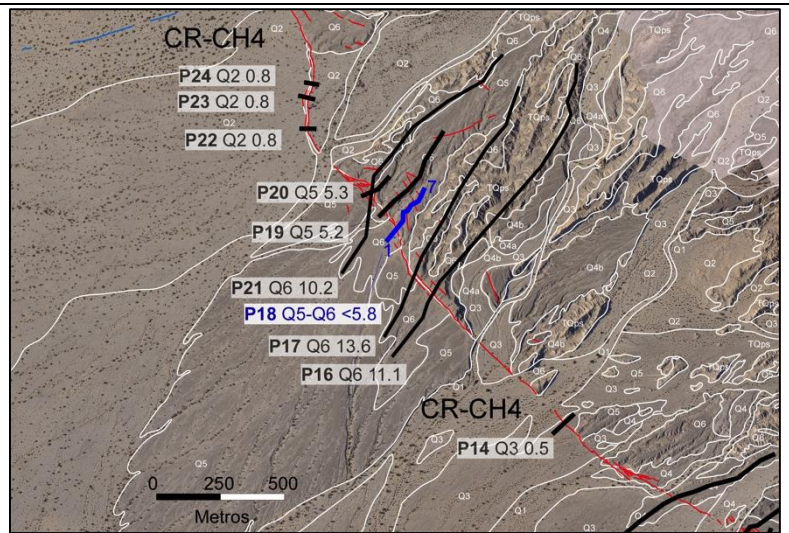


Figura 61. Perfil topográfico P18.

Perfil P19

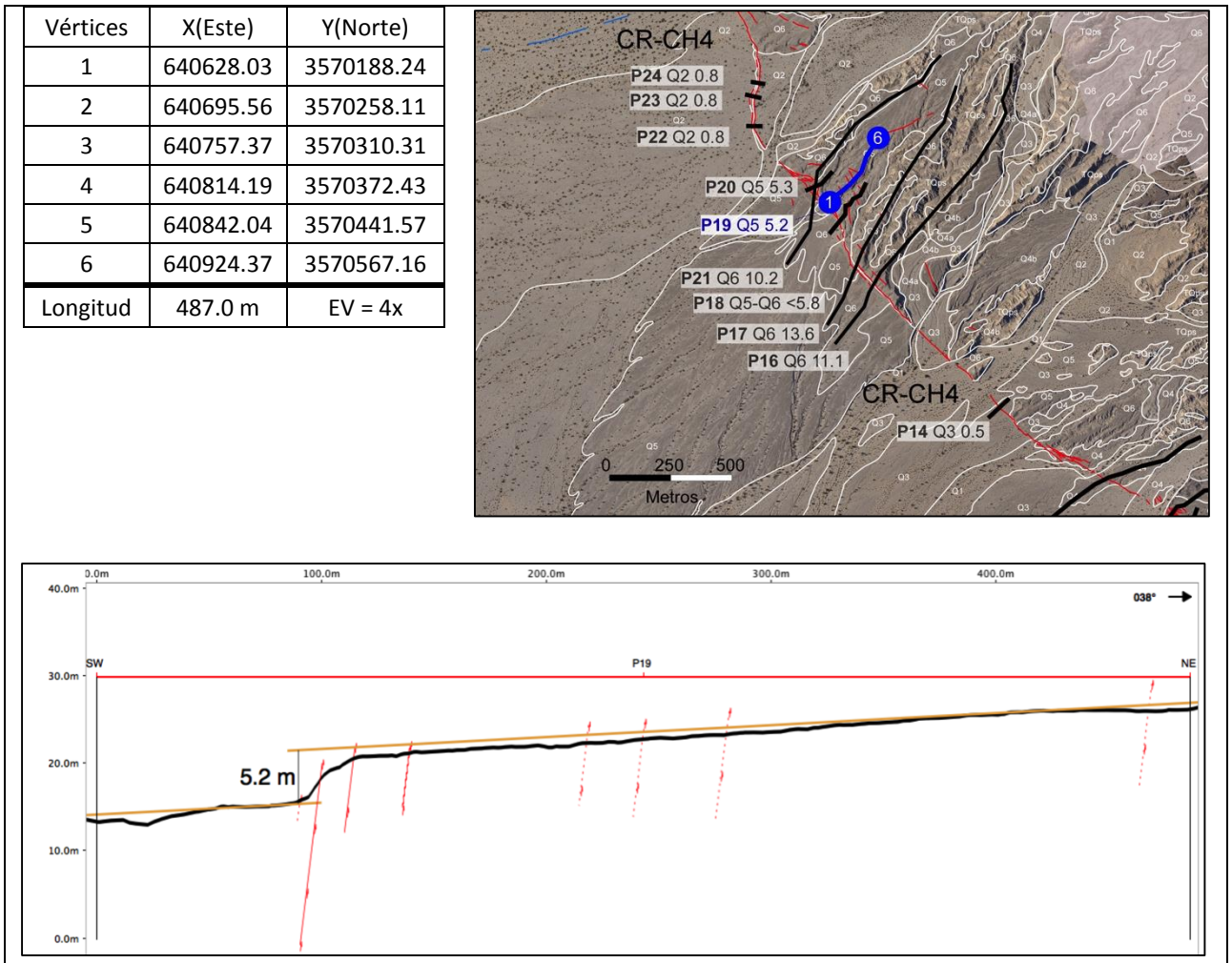


Figura 62. Perfil topográfico P19.

Perfil P20

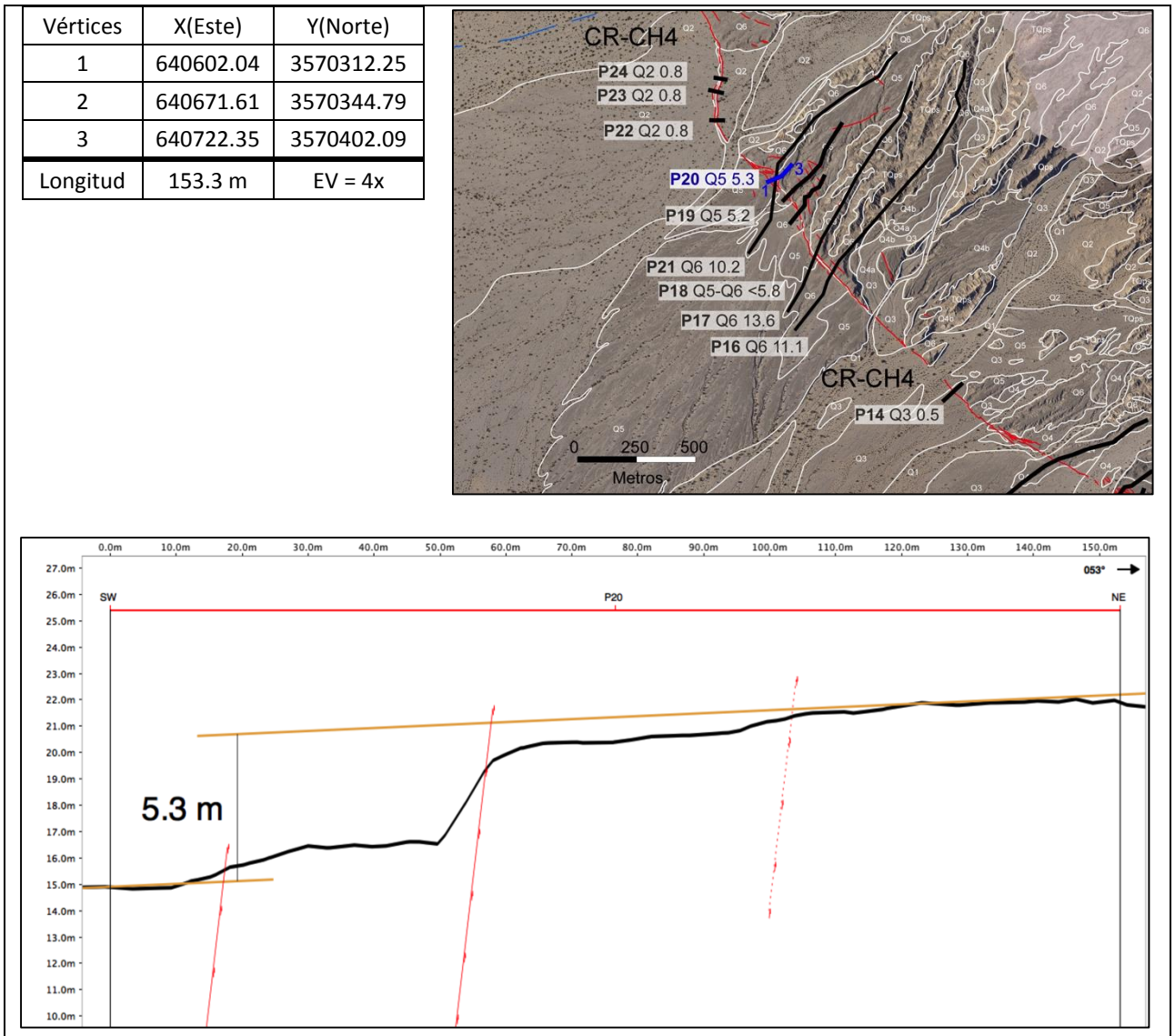


Figura 63. Perfil topográfico P20.

Perfil P21

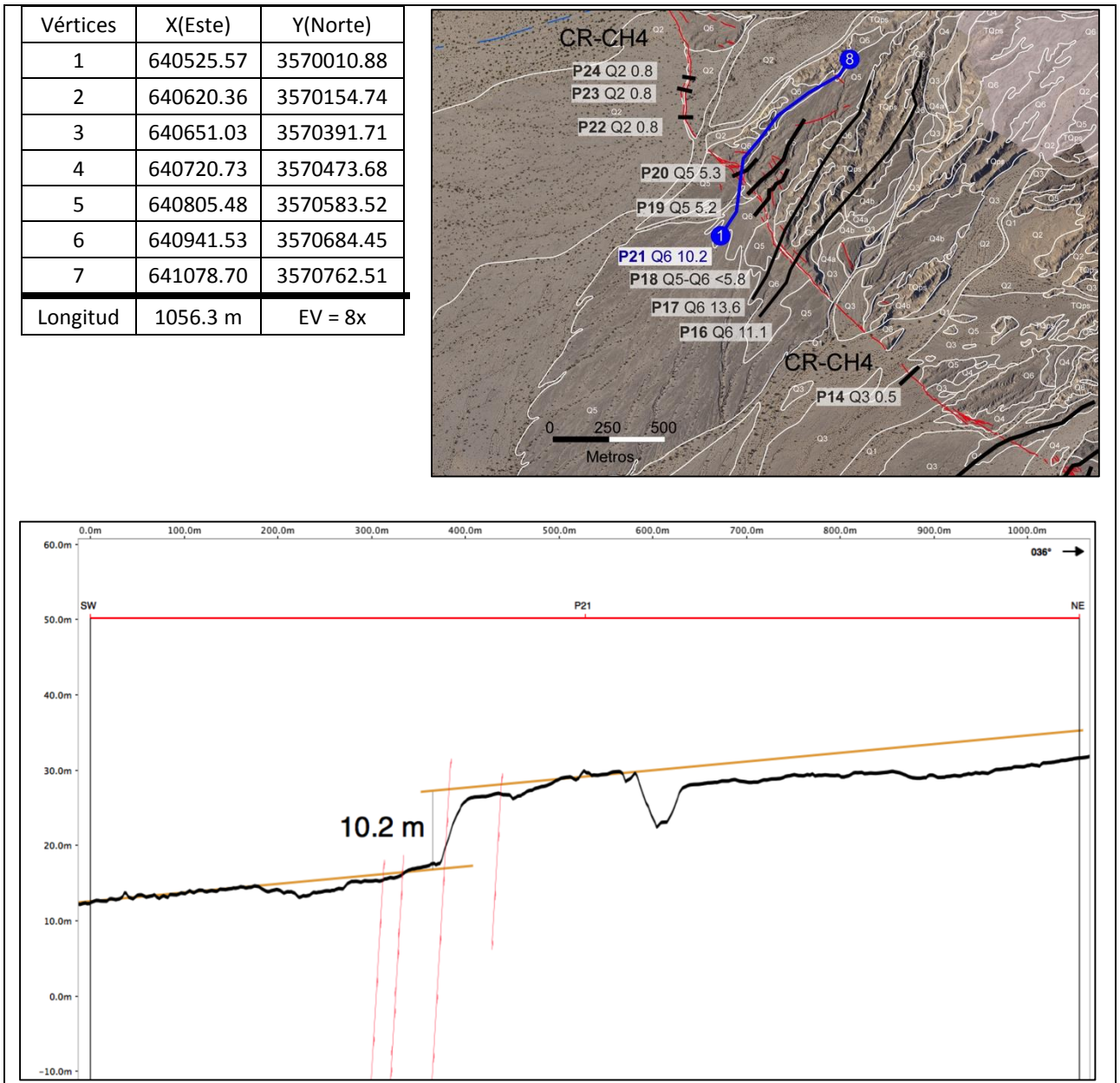


Figura 64. Perfil topográfico P21.

Perfil P22

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	640360.32	3570576.30
2	640427.12	3570575.51
Longitud	66.8 m	EV = 4x

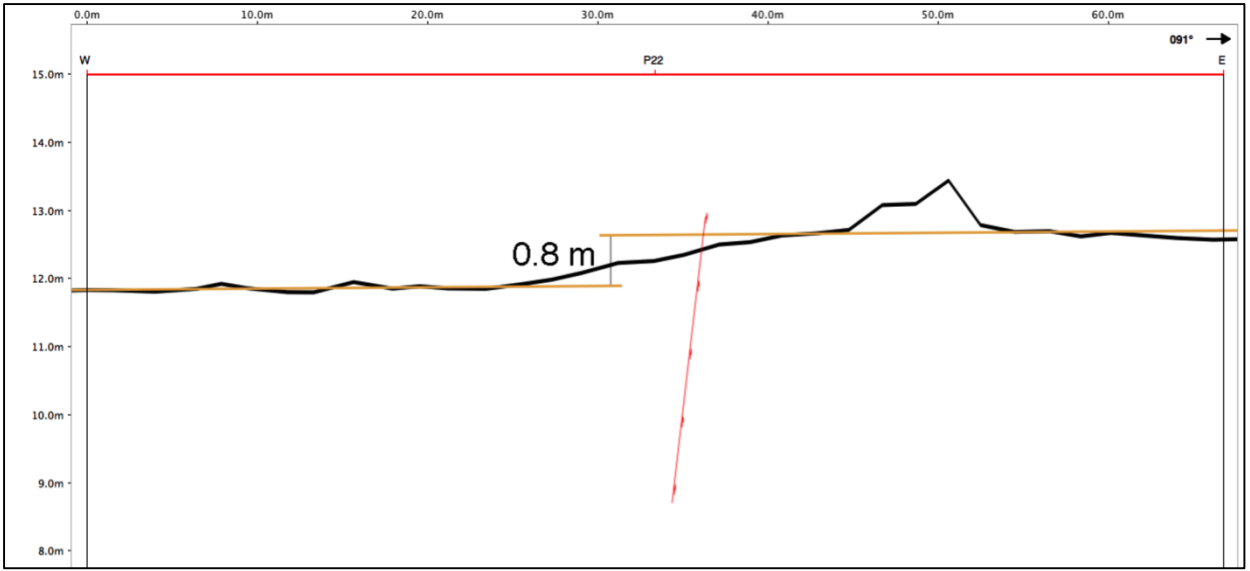
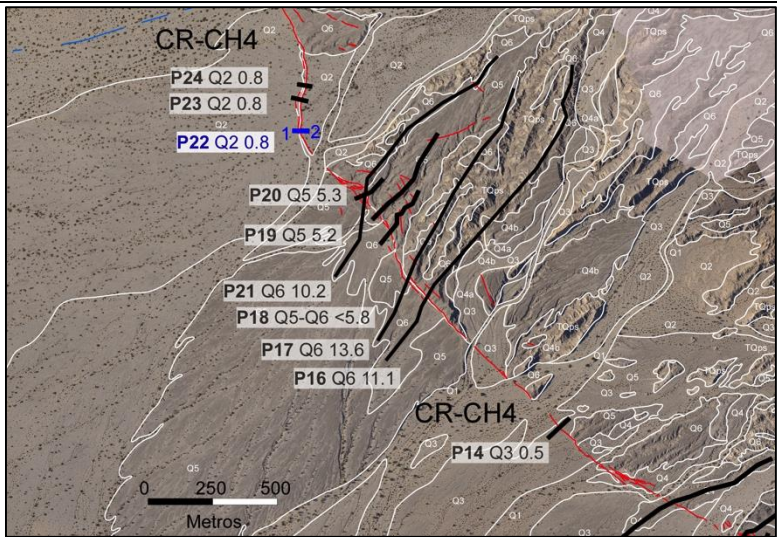


Figura 65. Perfil topográfico P22.

Perfil P23

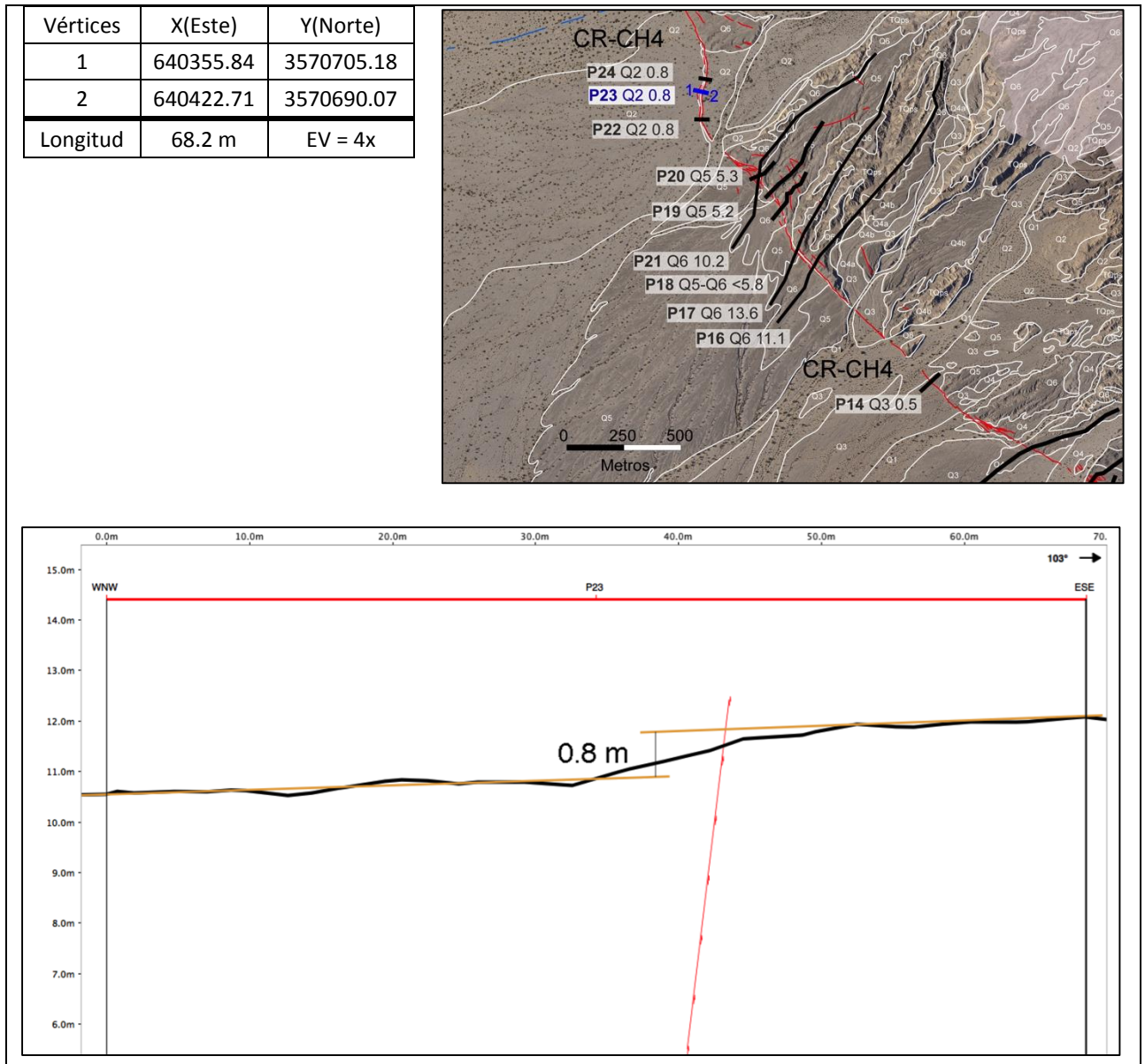


Figura 66. Perfil topográfico P23.

Perfil P24

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	640379.28	3570756.79
2	640437.98	3570747.35
Longitud	59.5 m	EV = 4x

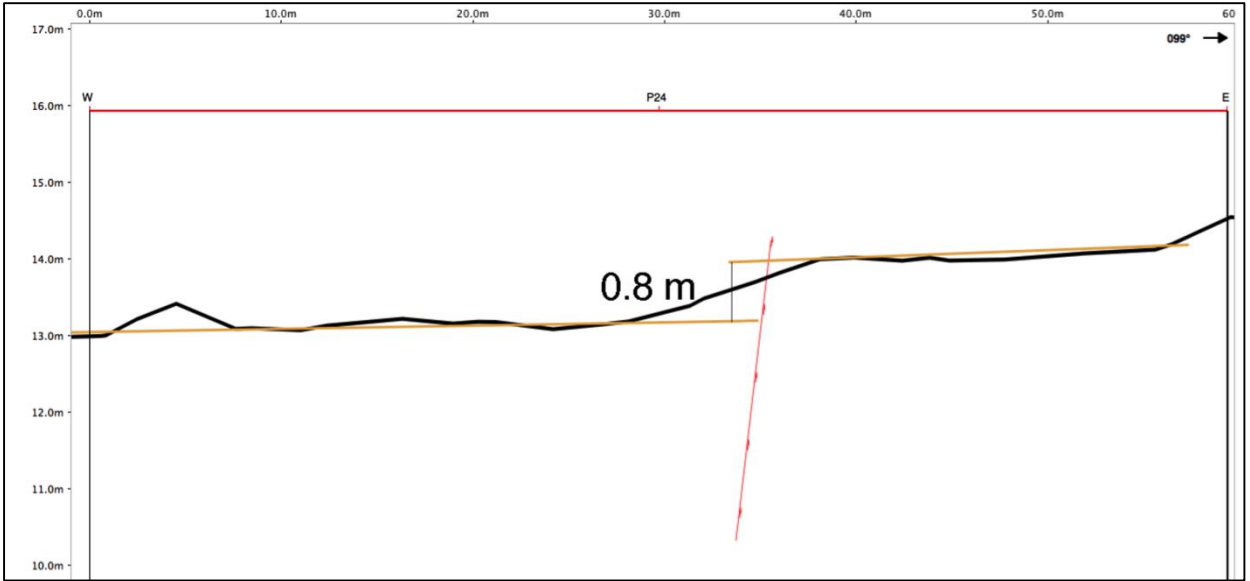
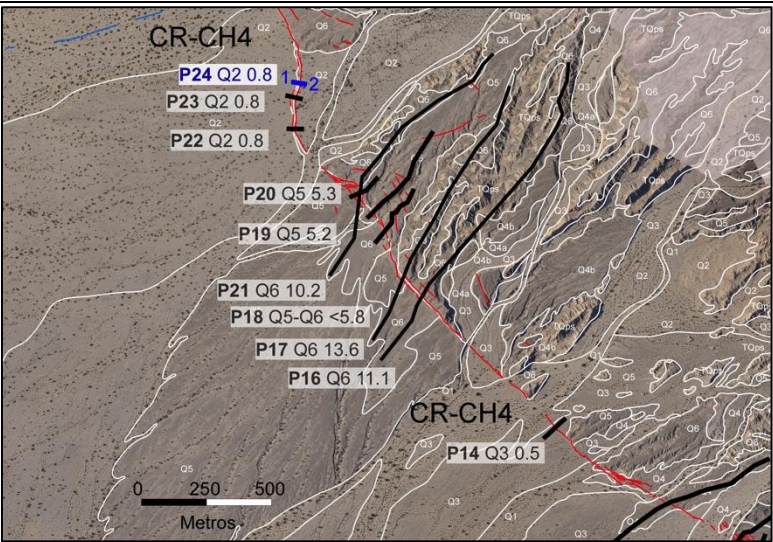


Figura 67. Perfil topográfico P24.

Perfil P27

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	640132.39	3571707.92
2	640155.51	3571722.33
Longitud	27.2 m	EV = 4x

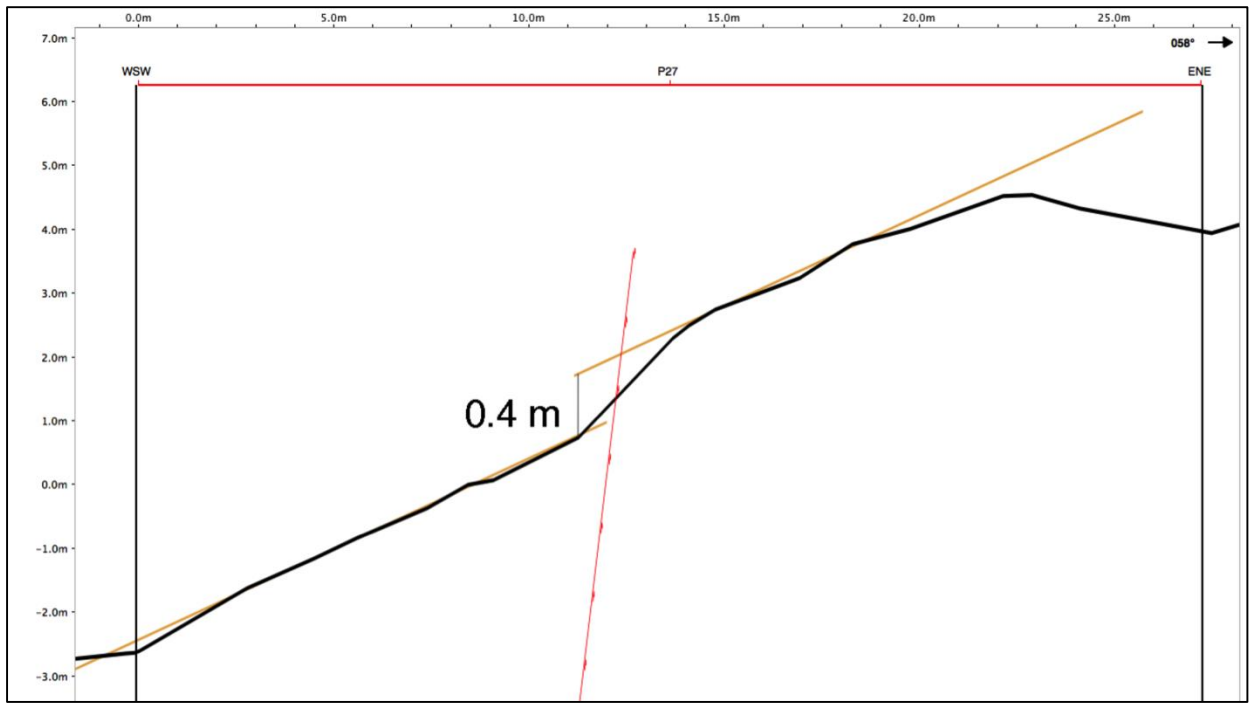
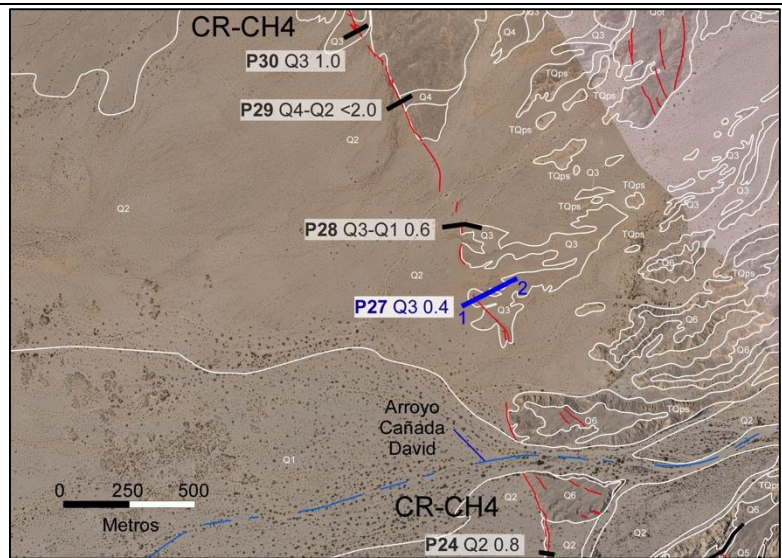


Figura 68. Perfil topográfico P27.

Perfil P28

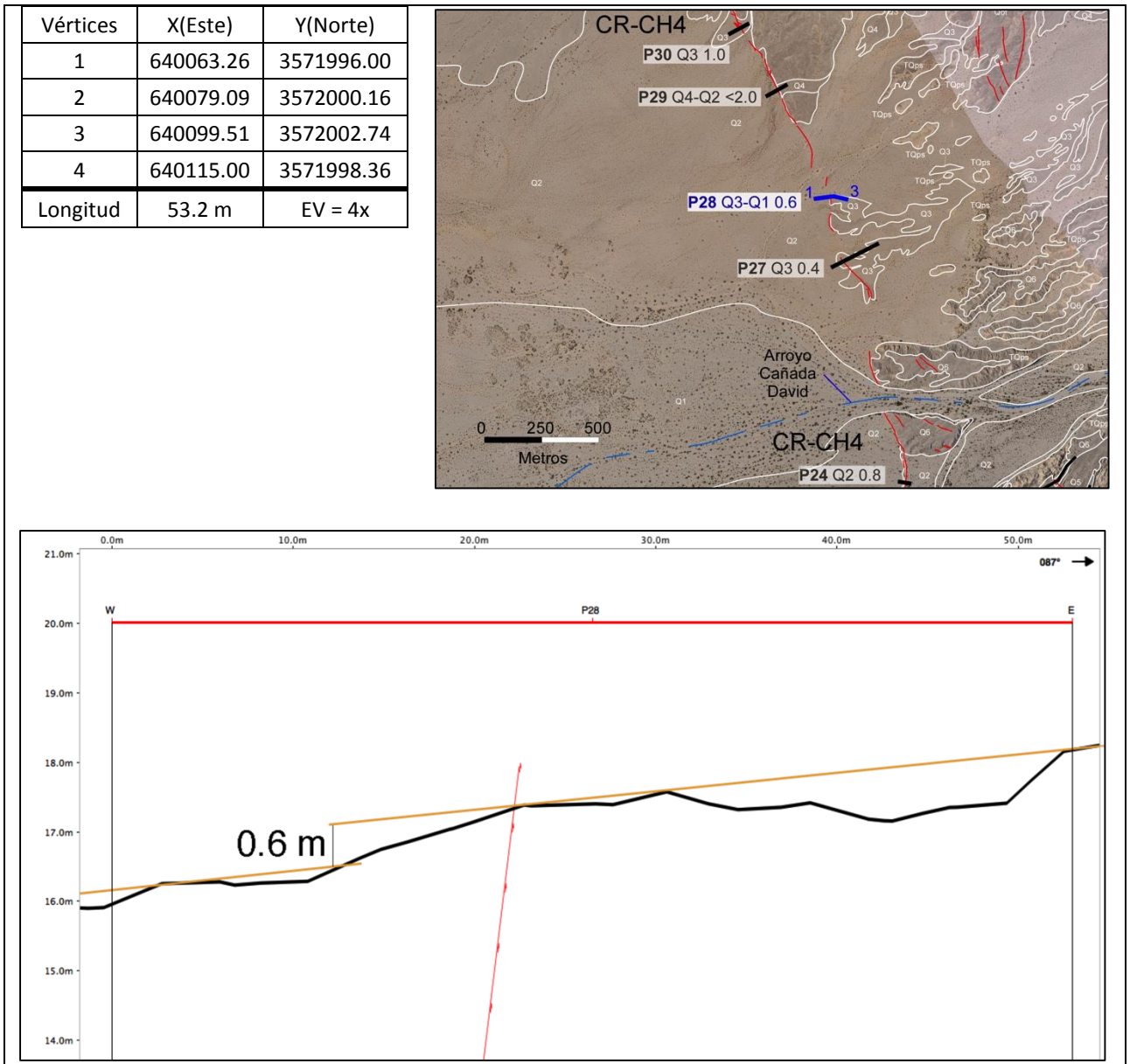


Figura 69. Perfil topográfico P28.

Perfil P29

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	639833.98	3572453.61
2	639876.15	3572480.50
Longitud	50.0 m	EV = 4x

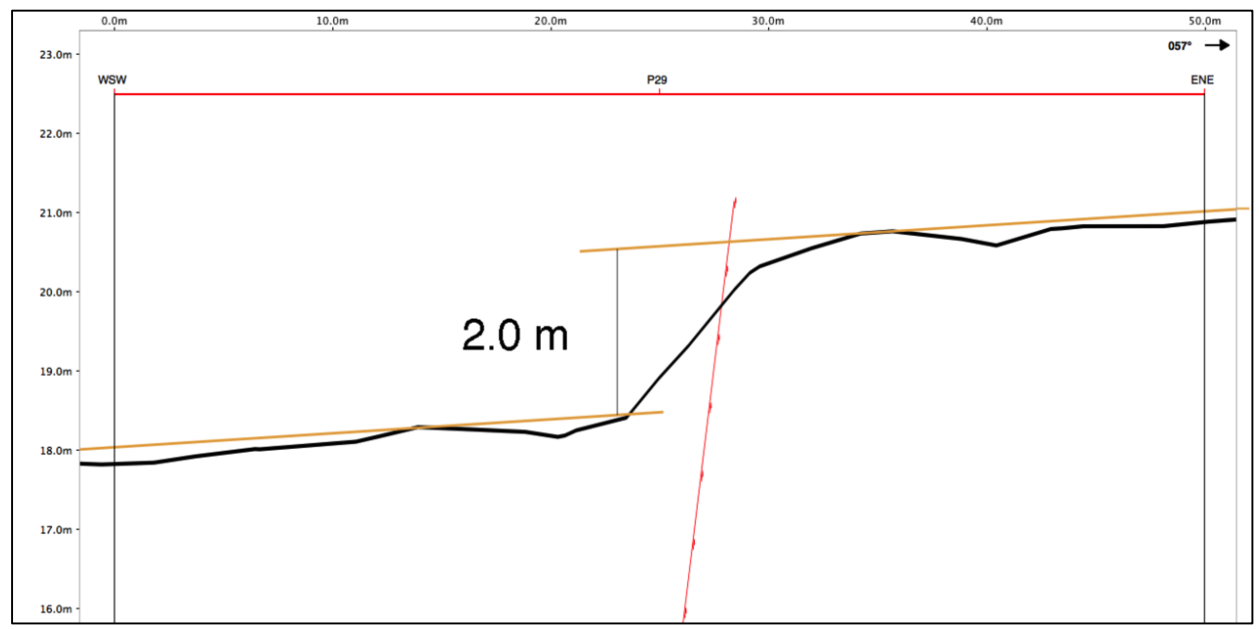
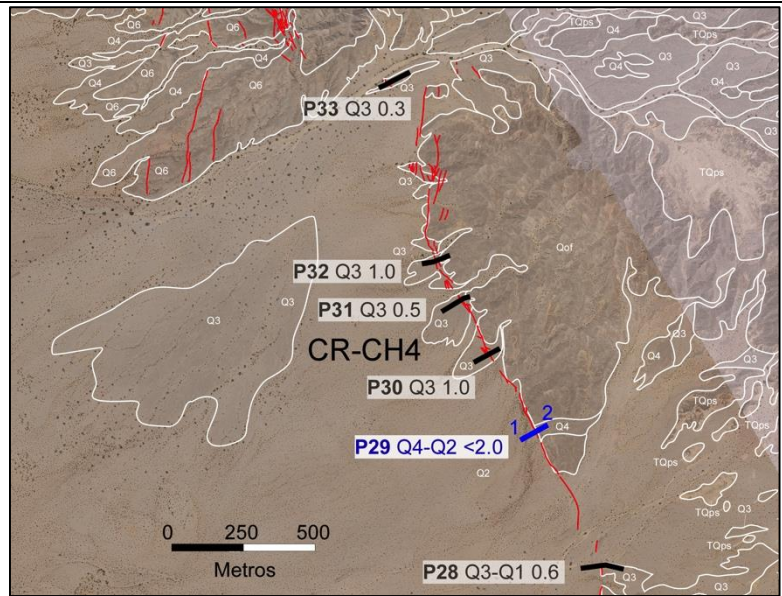


Figura 70. Perfil topográfico P29.

Perfil P30

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	639674.82	3572726.18
2	639714.88	3572748.79
Longitud	46.0 m	EV = 4x

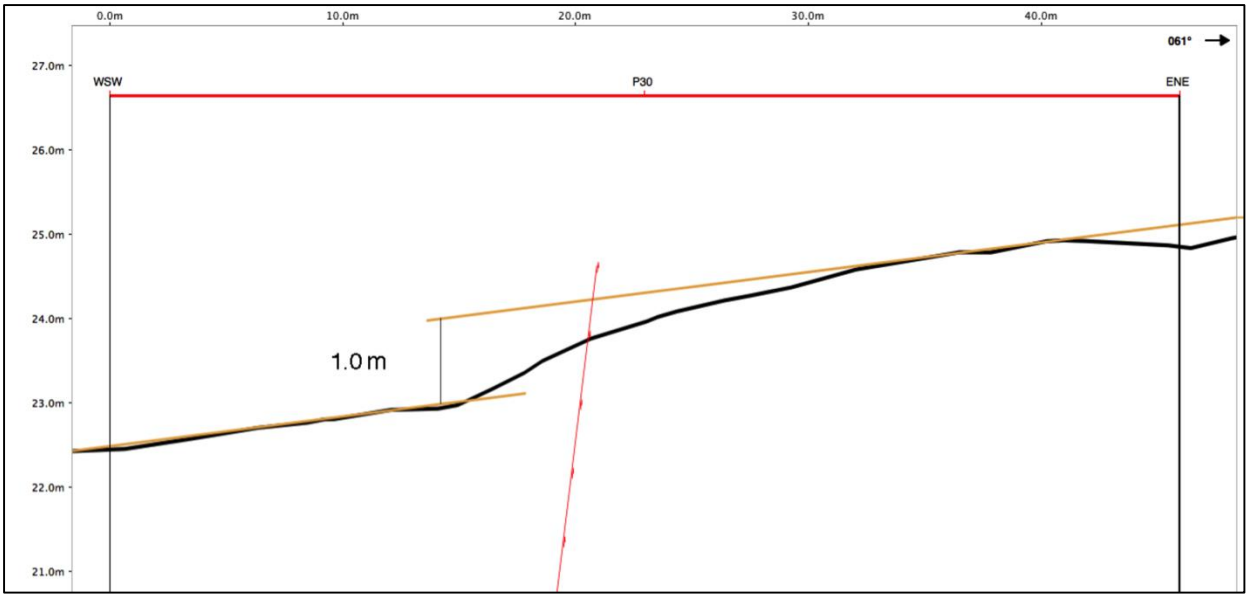
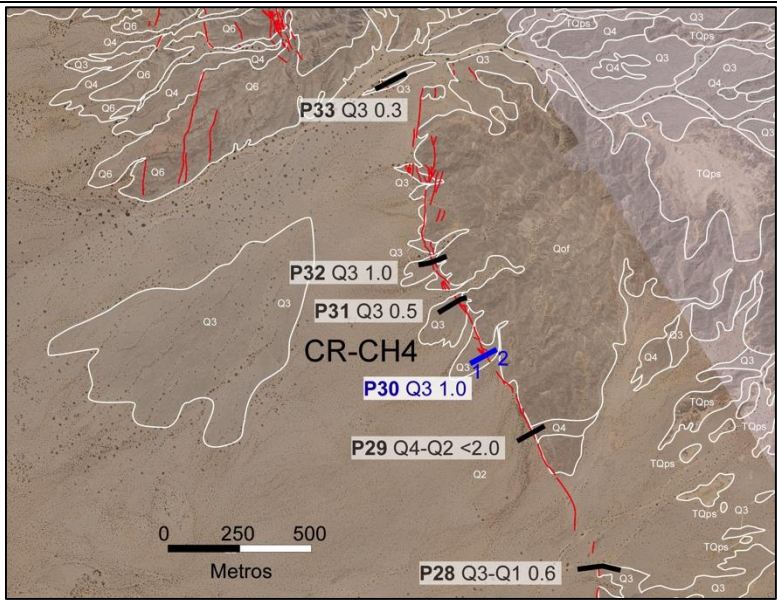


Figura 71. Perfil topográfico P30.

Perfil P31

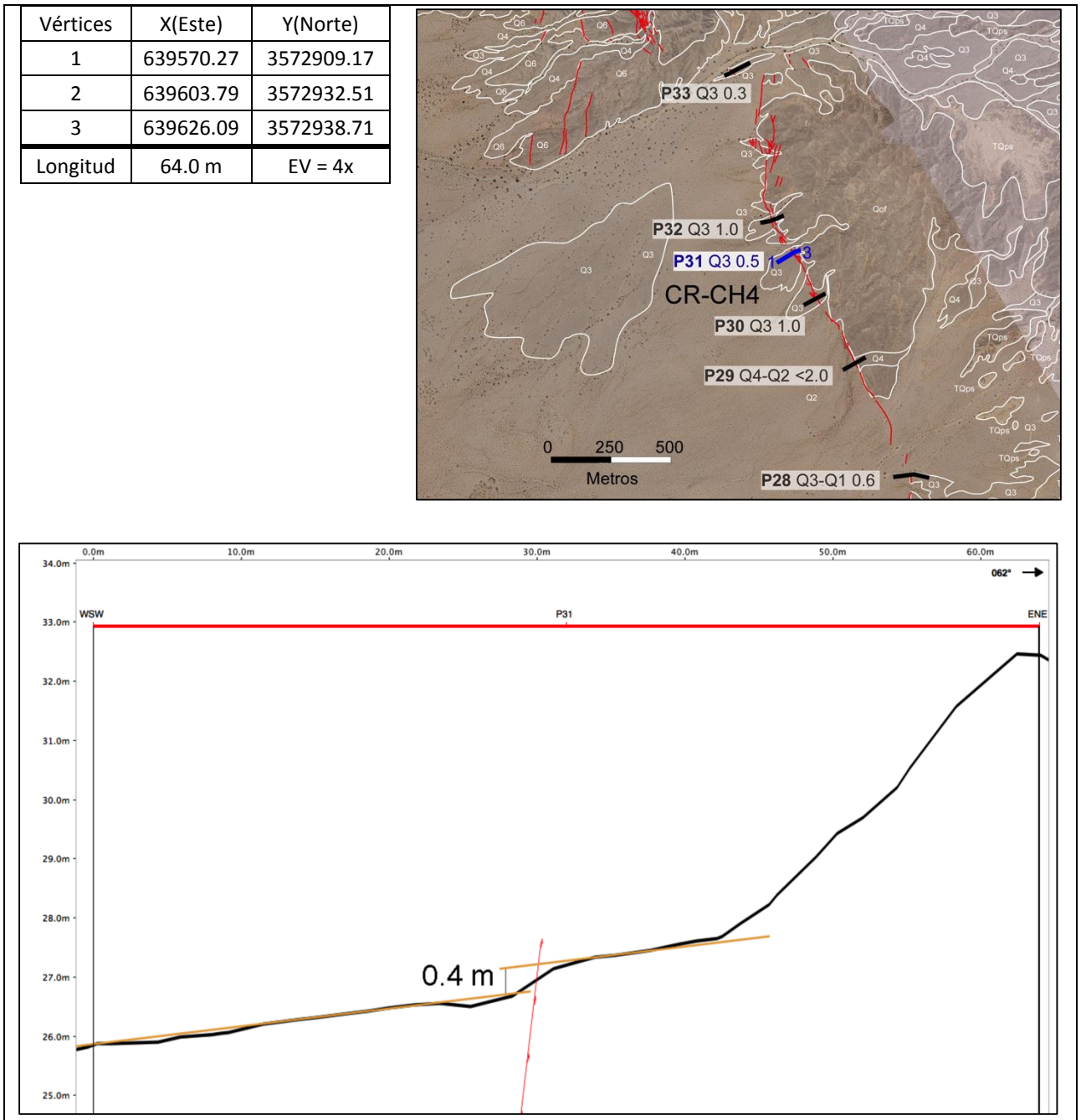


Figura 72. Perfil topográfico P31.

Perfil P33

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	639458.14	3573052.81
2	639498.00	3573059.64
3	639555.94	3573082.84
Longitud	102.8 m	EV = 4x

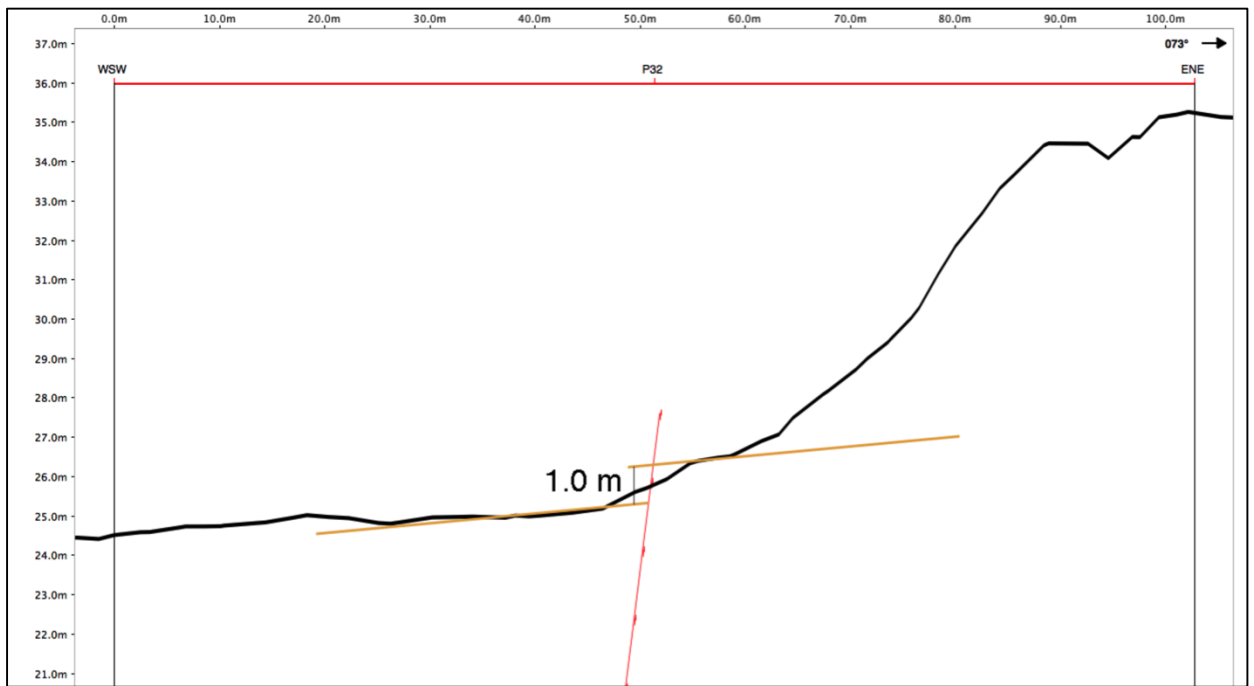
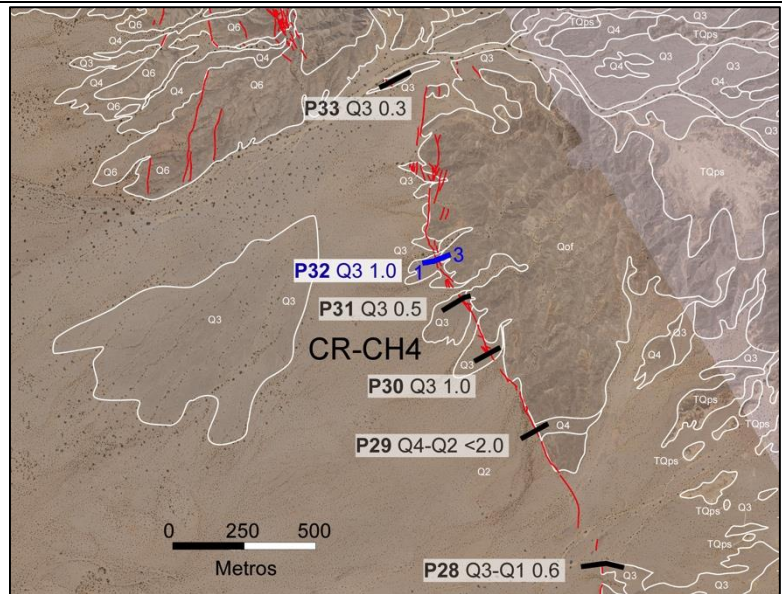


Figura 73. Perfil topográfico P32.

Perfil P33

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	639317.02	3573670.19
2	639370.14	3573697.37
Longitud	59.7 m	EV = 4x

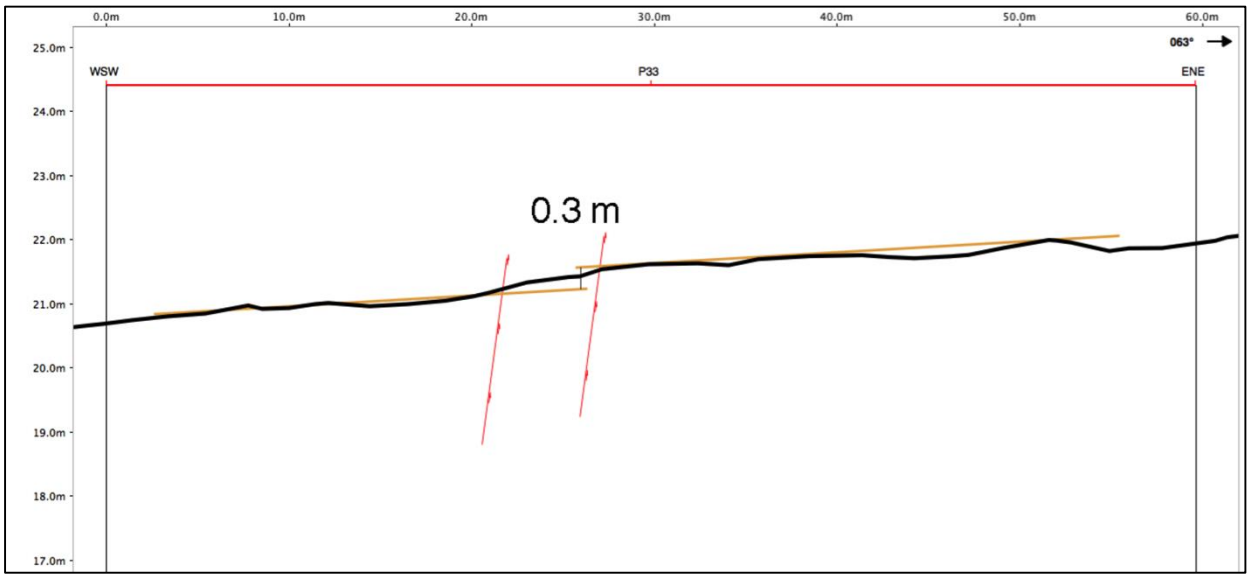
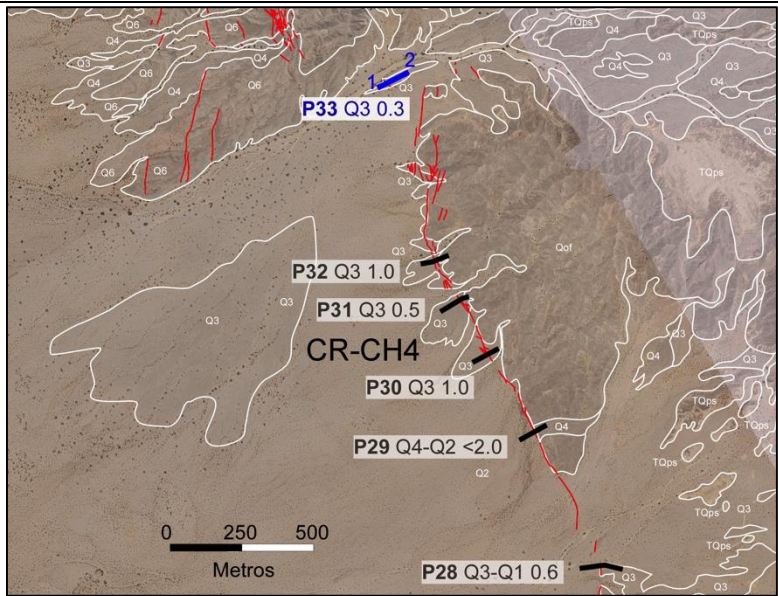


Figura 74. Perfil topográfico P33.

Segmento 3 (CR-CH3)

Perfil P34

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	637342.78	3574208.13
2	637421.64	3574287.49
3	637752.49	3574383.72
4	637883.44	3574430.84
5	638181.55	3574648.59
6	638309.34	3574705.84
7	638481.67	3574762.23
8	638582.10	3574794.65
9	638891.86	3575040.62
10	639016.26	3575115.33
11	639108.94	3575148.81
Longitud	2030.9 m	EV = 8x

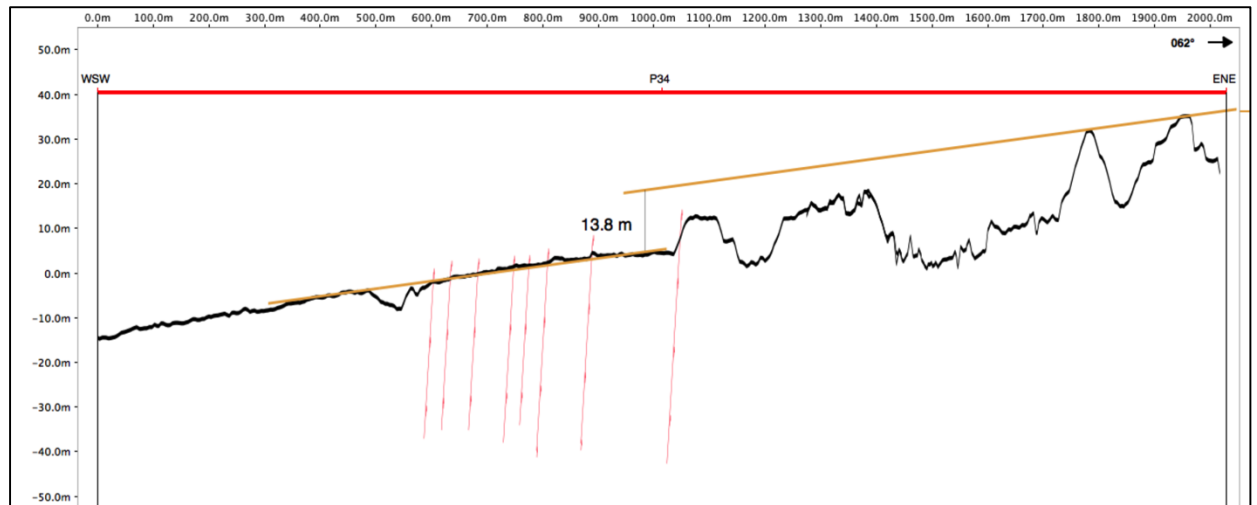
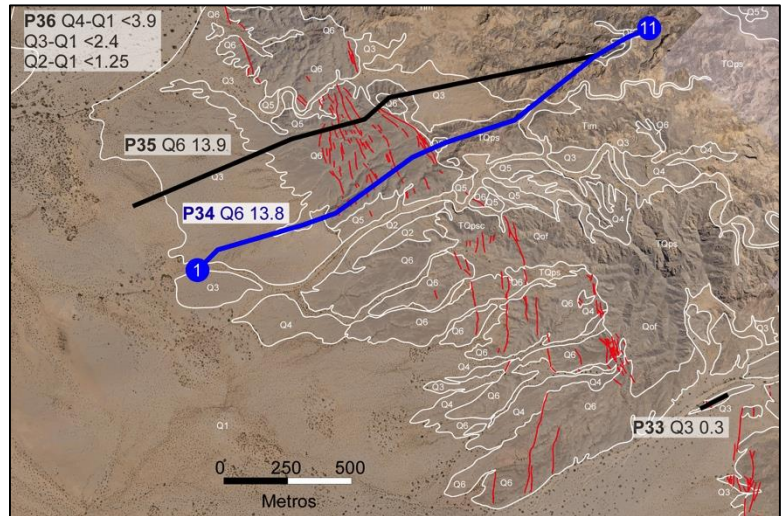


Figura 75. Perfil topográfico P34.

Perfil P35

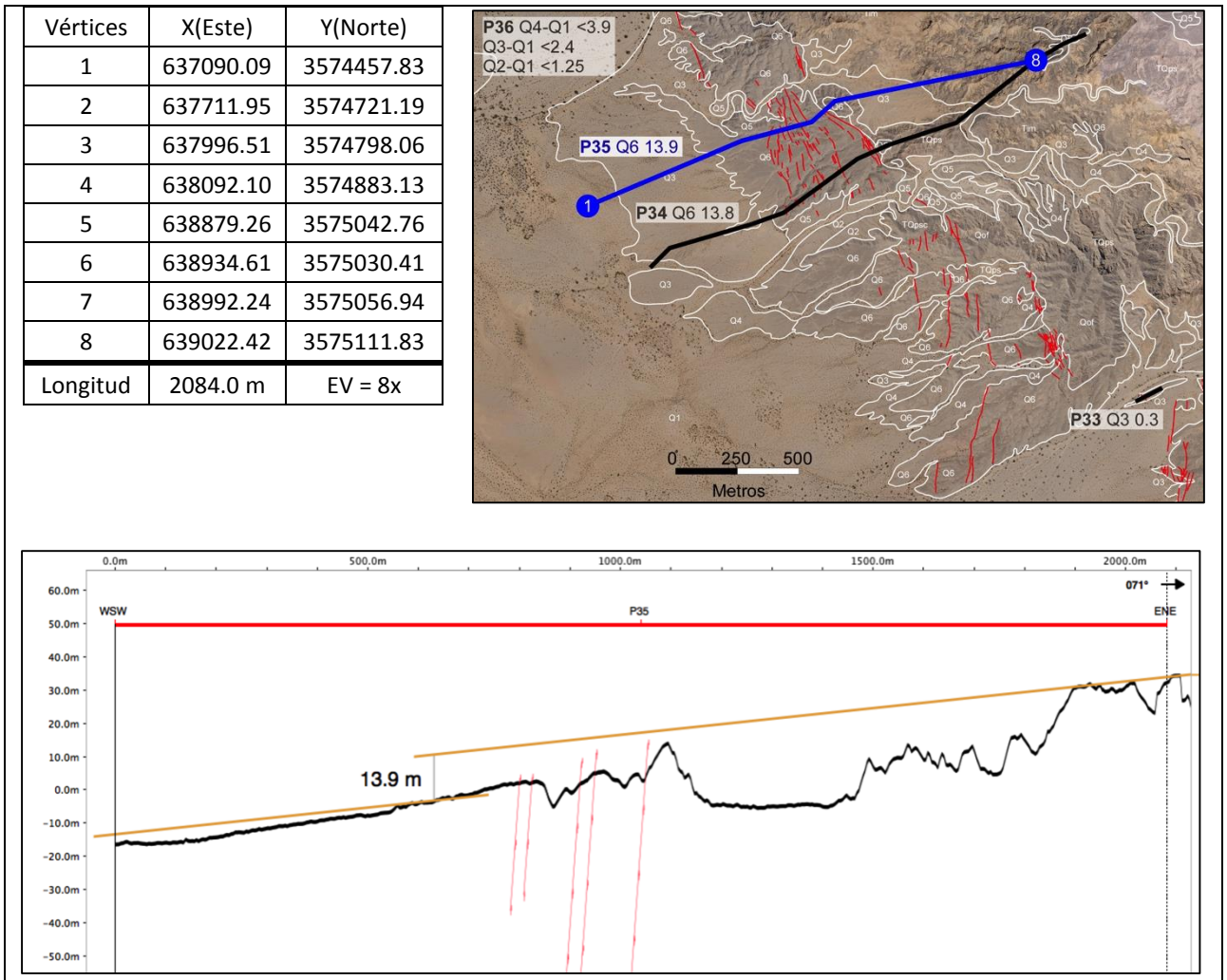


Figura 76. Perfil topográfico P35.

Perfil P36

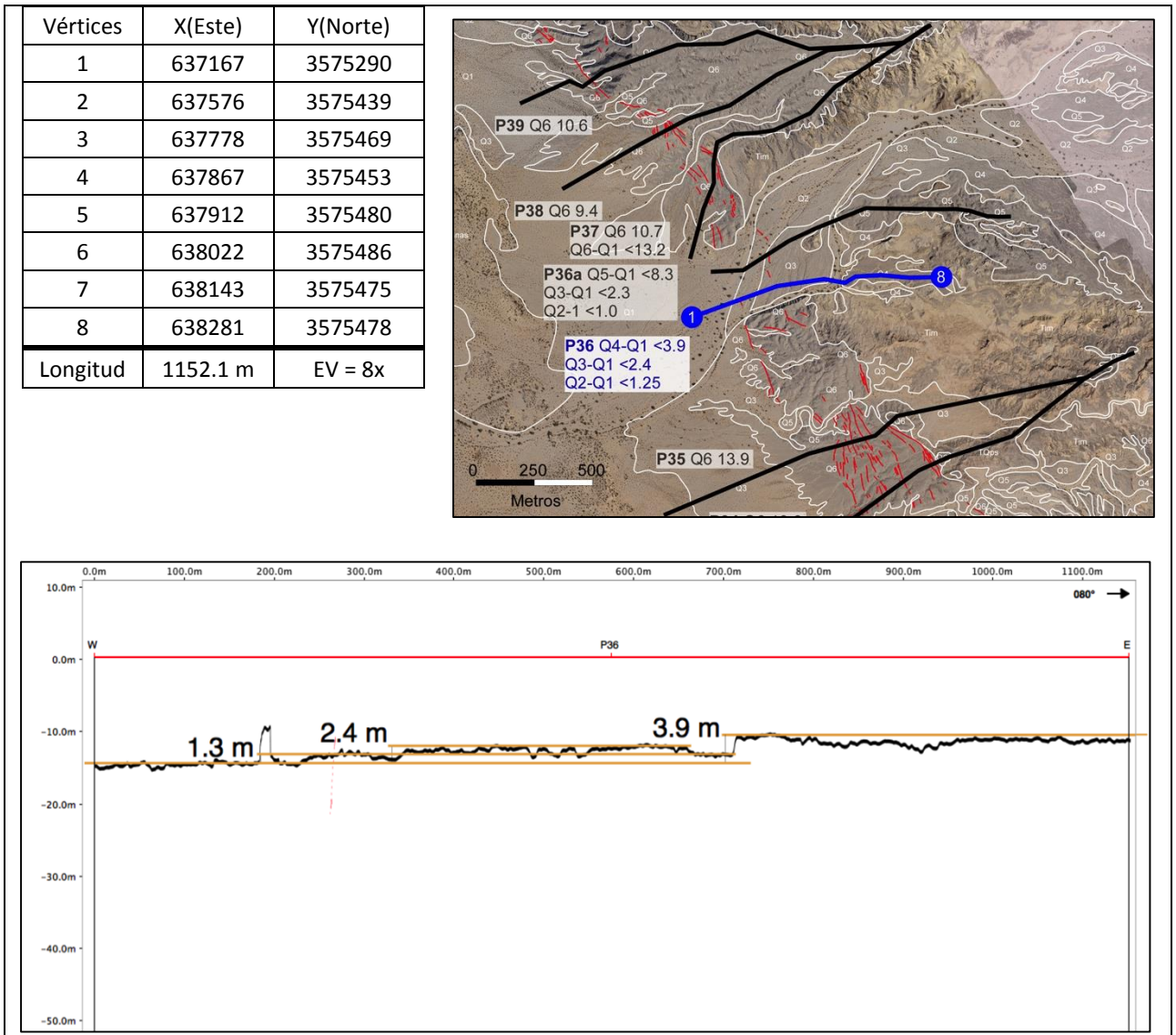


Figura 77. Perfil topográfico P36.

Perfil P36a

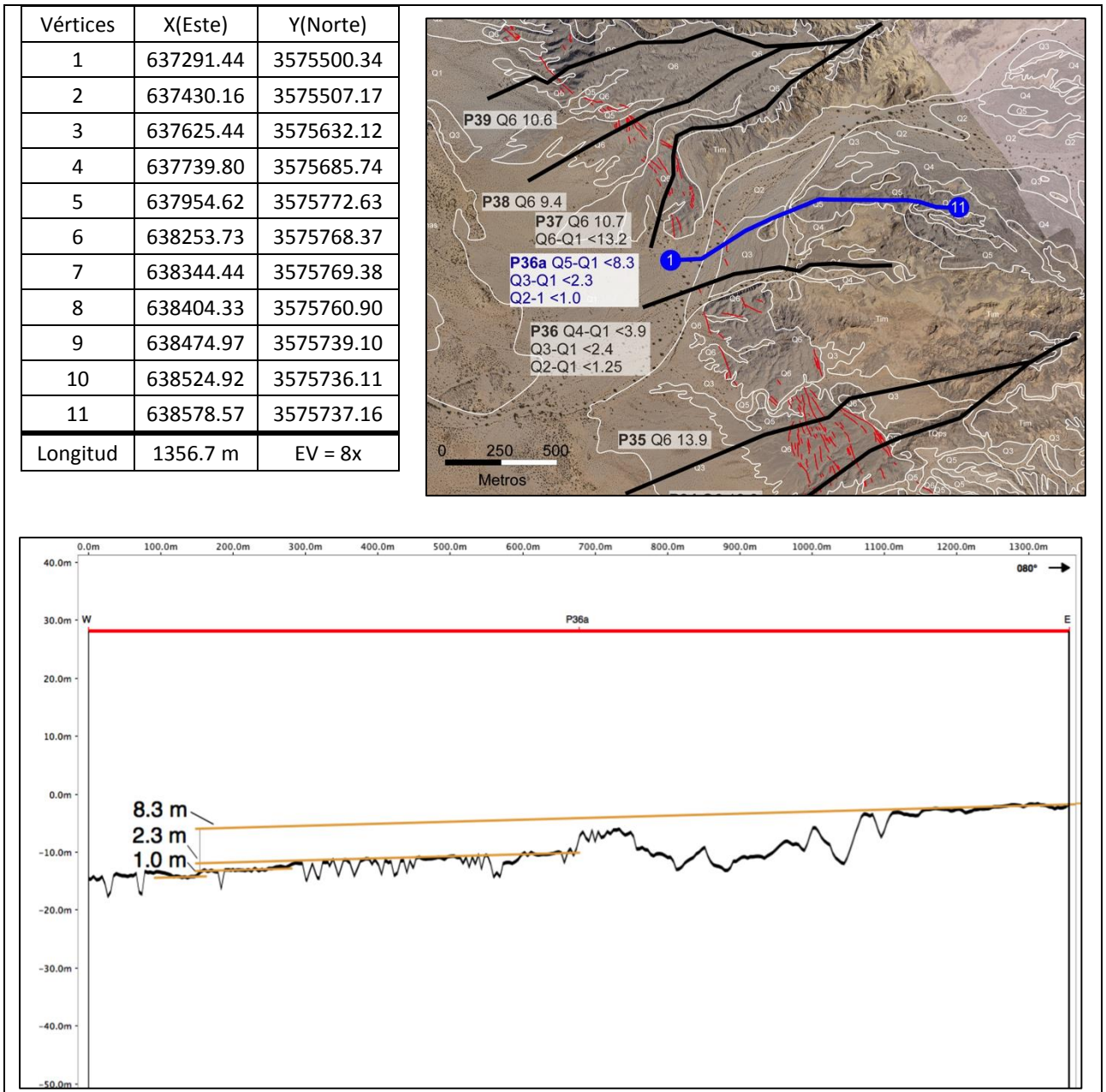


Figura 78. Perfil topográfico P36a.

Perfil P37

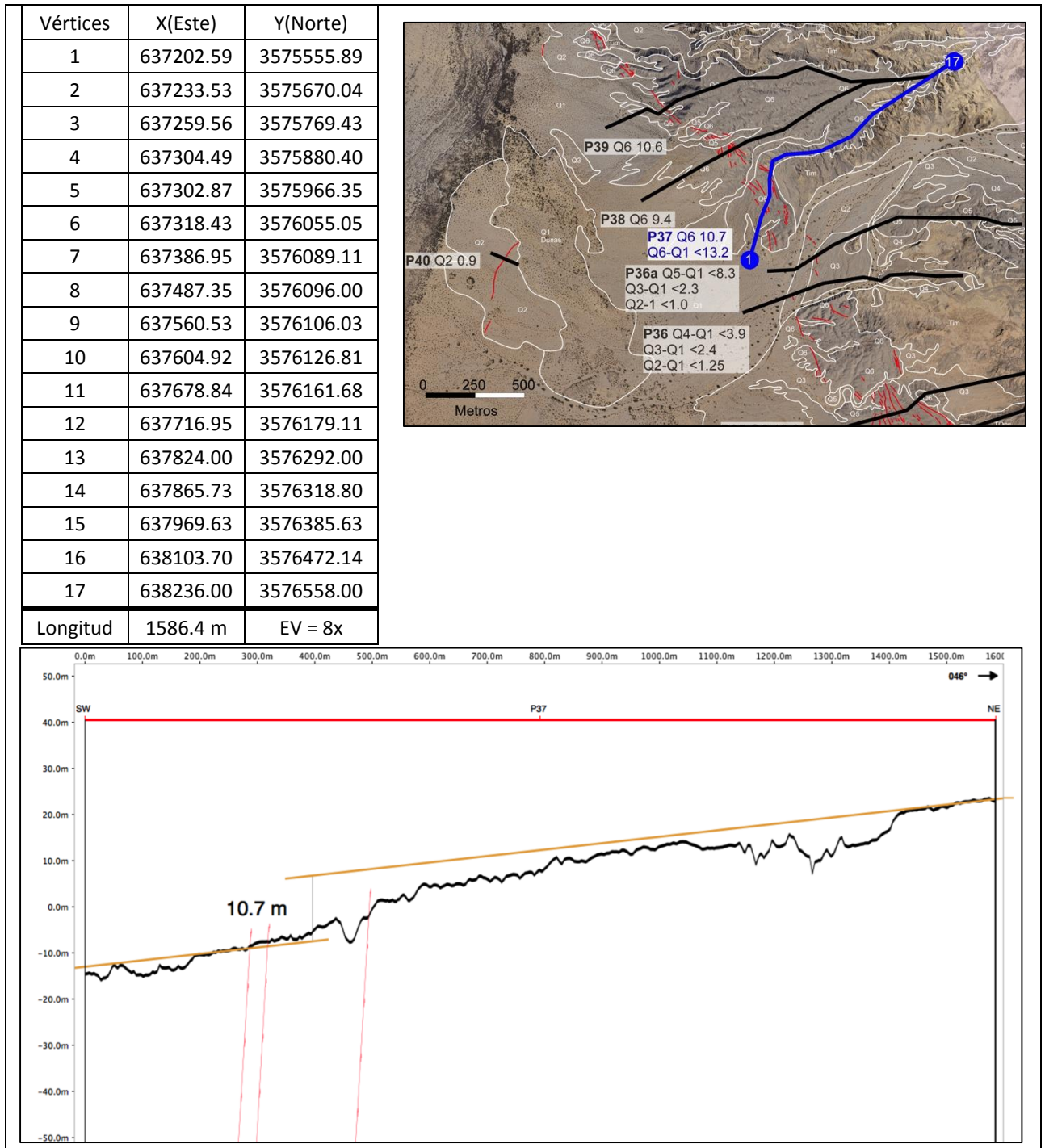


Figura 79. Perfil topográfico P37.

Perfil P38

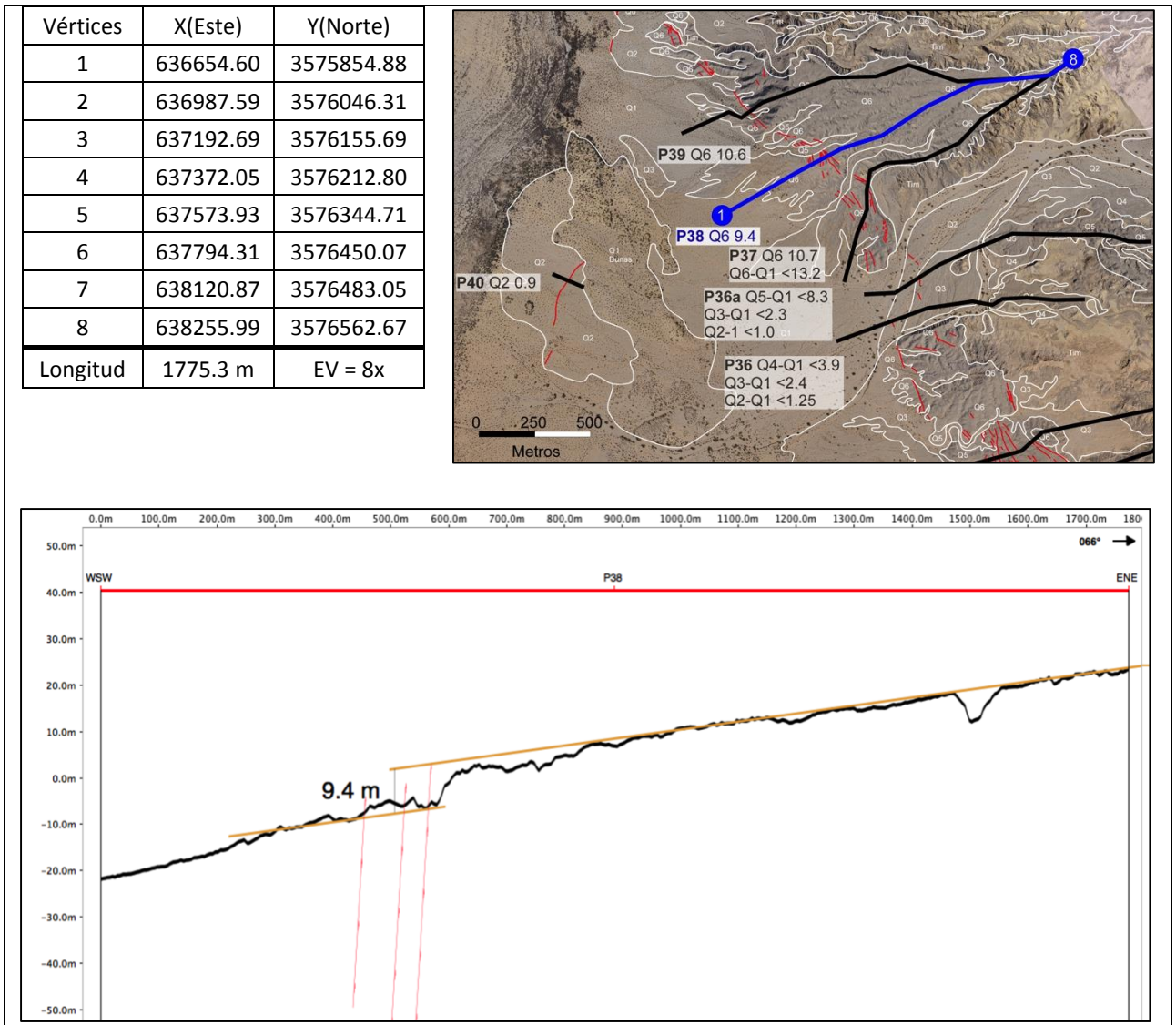


Figura 80. Perfil topográfico P38.

Perfil P39

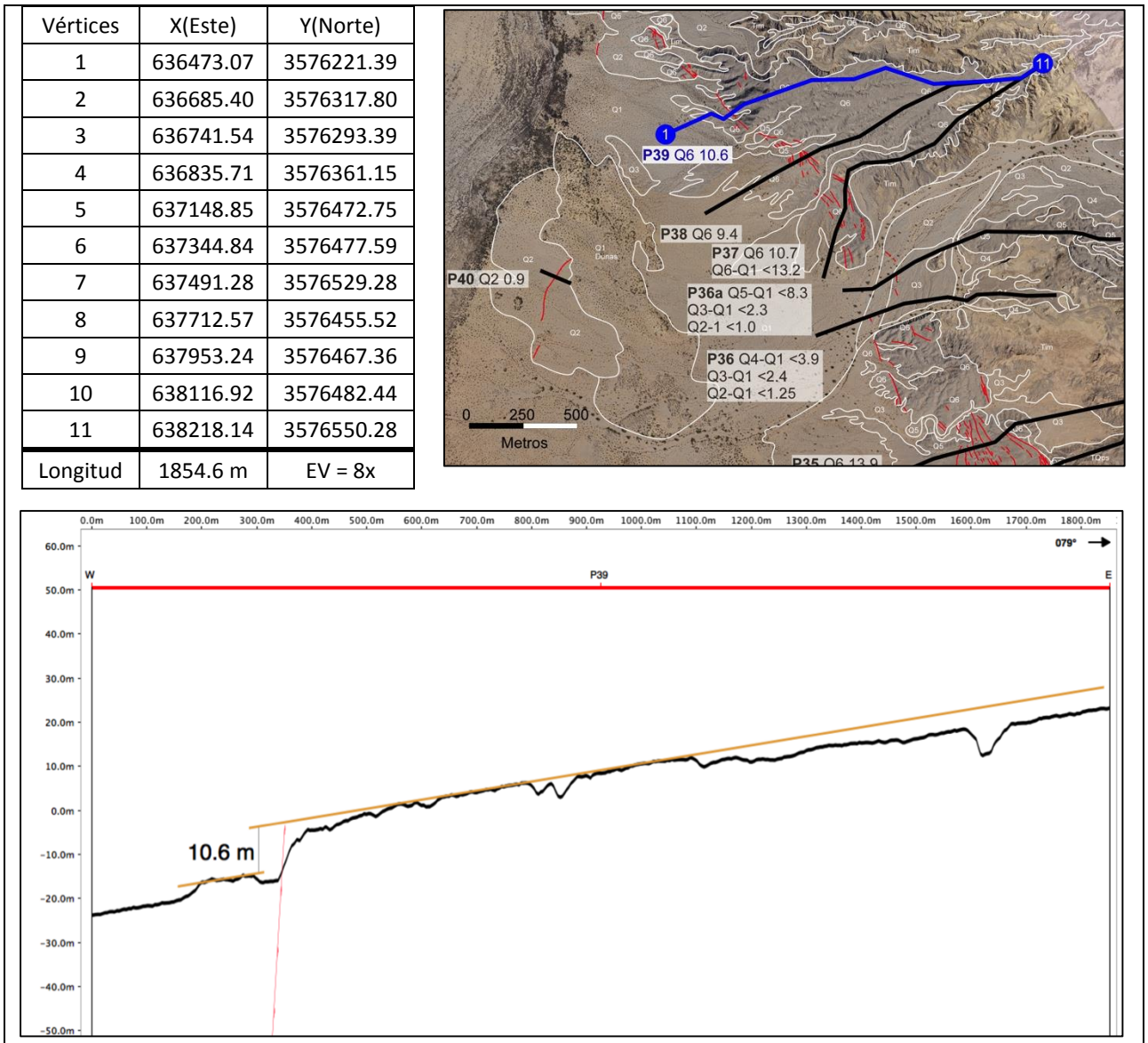


Figura 81. Perfil topográfico P39.

Segmento 2 (CR-CH2)

Perfil P40

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	635911.54	3575589.76
2	636012.61	3575545.02
Longitud	110.5 m	EV = 4x

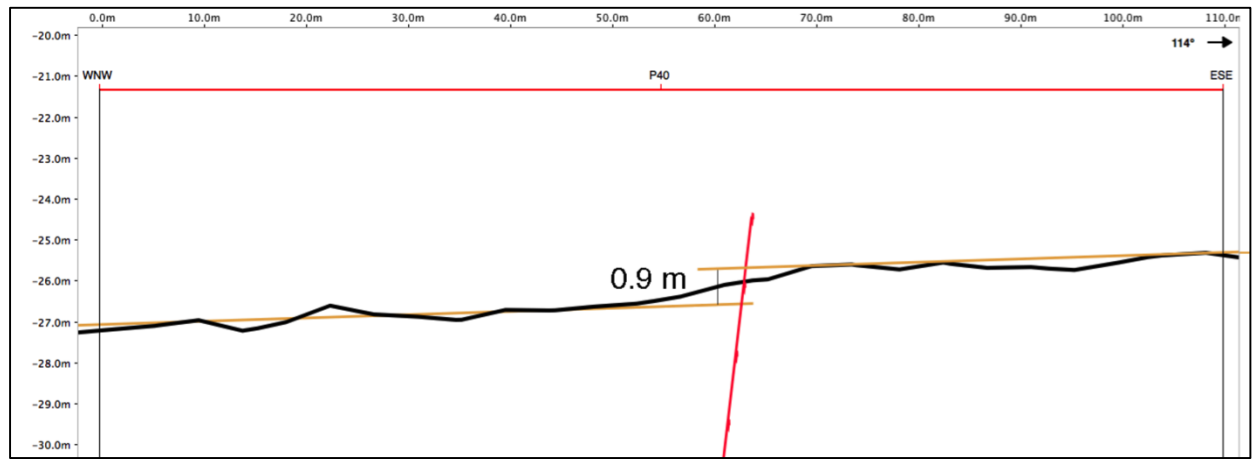
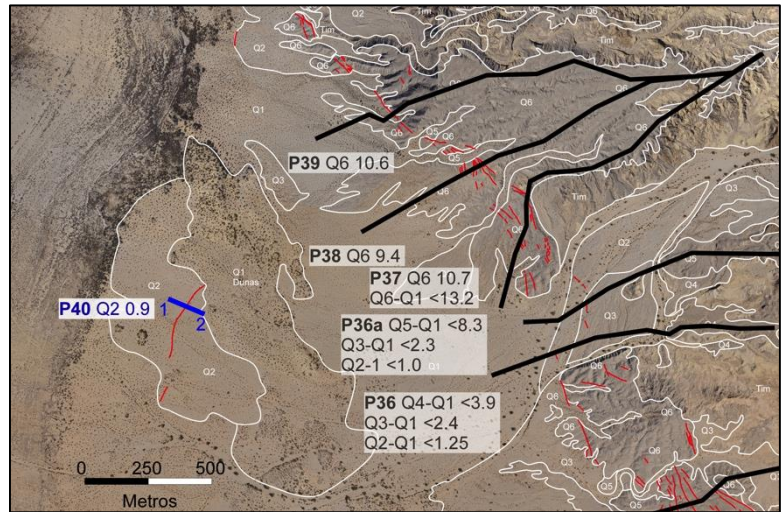
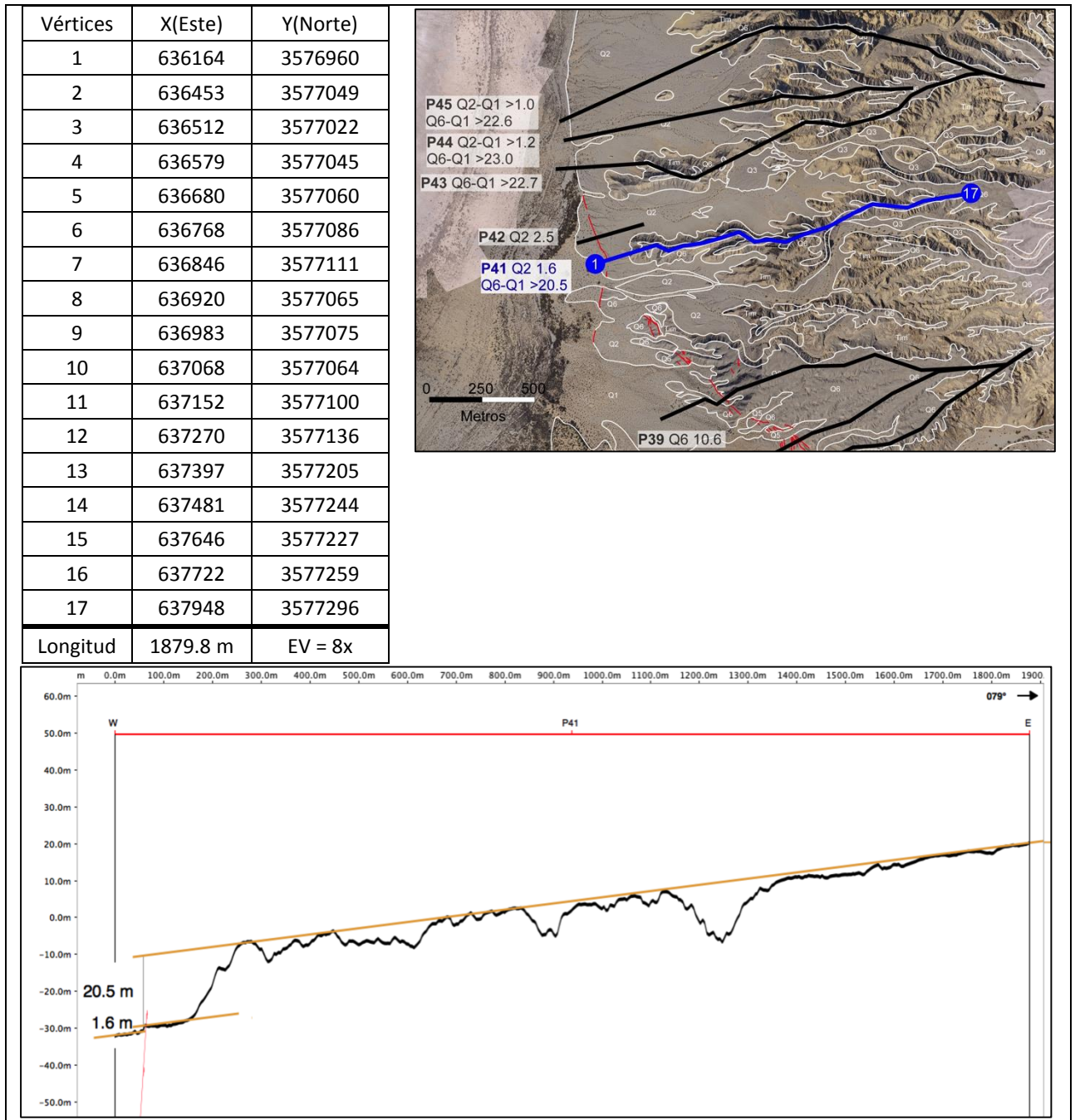


Figura 82. Perfil topográfico P40.

Perfil P41**Figura 83. Perfil topográfico P41.**

Perfil P42

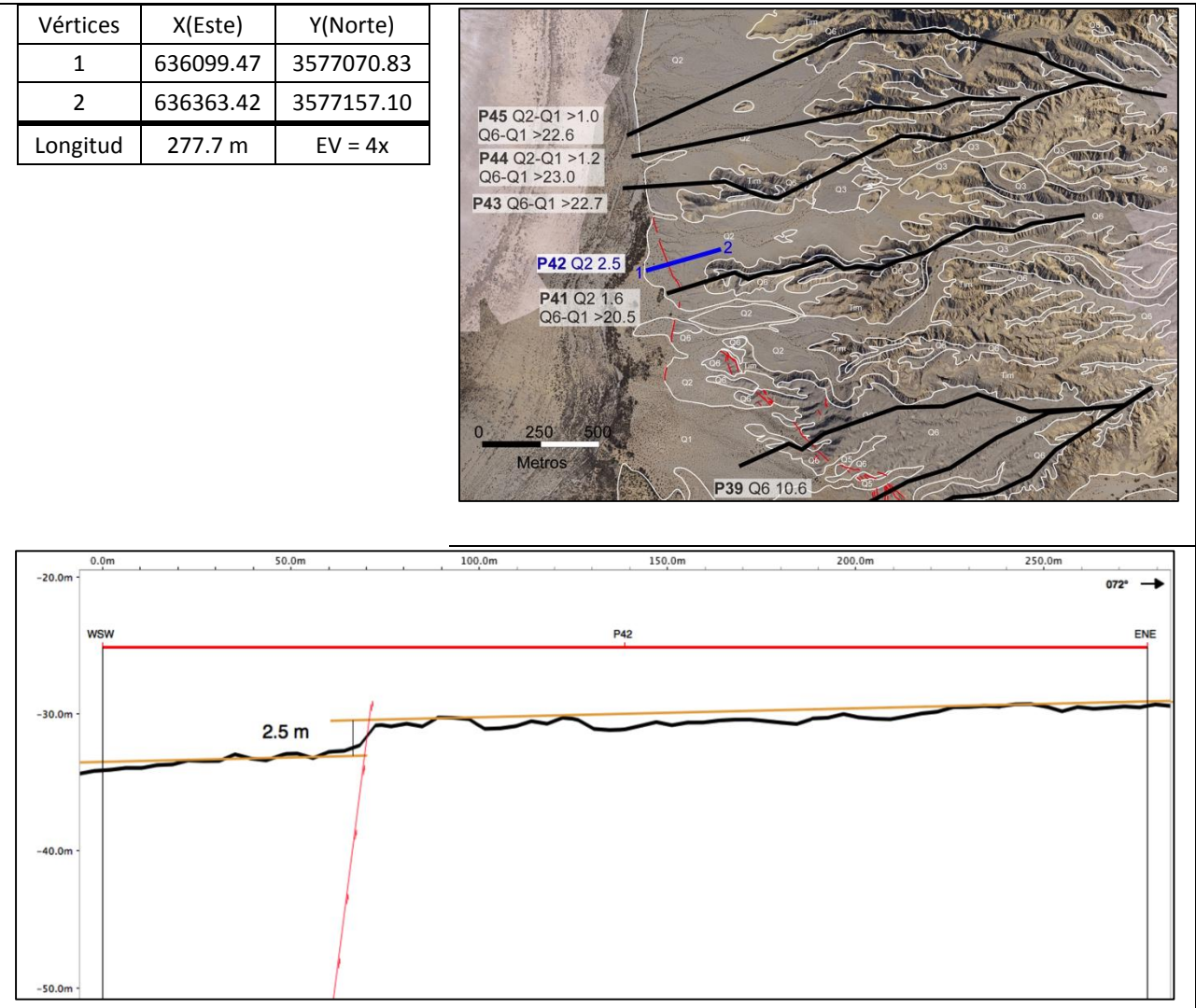
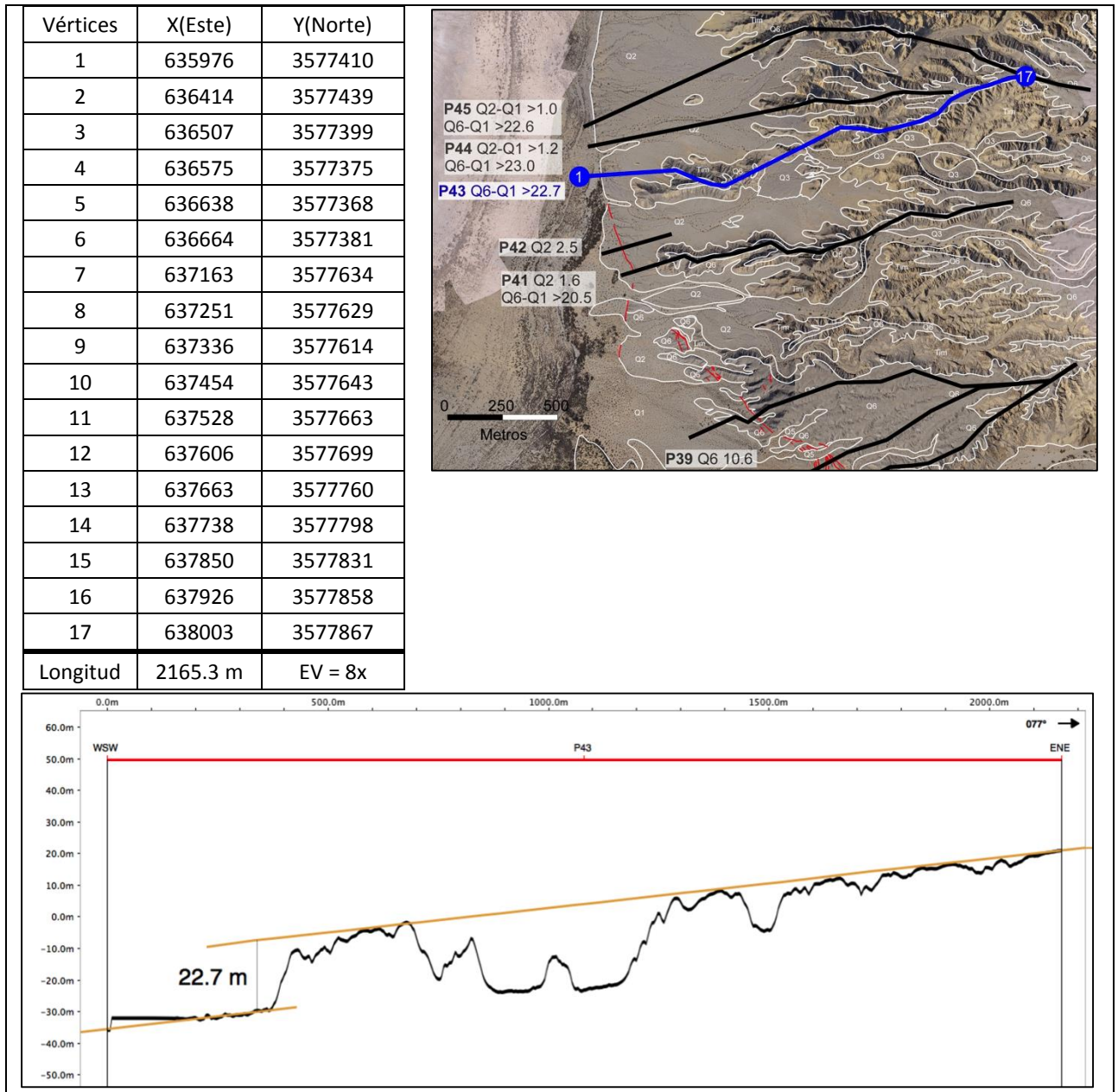


Figura 84. Perfil topográfico P42.

Perfil P43**Figura 85. Perfil topográfico P43.**

Perfil P44

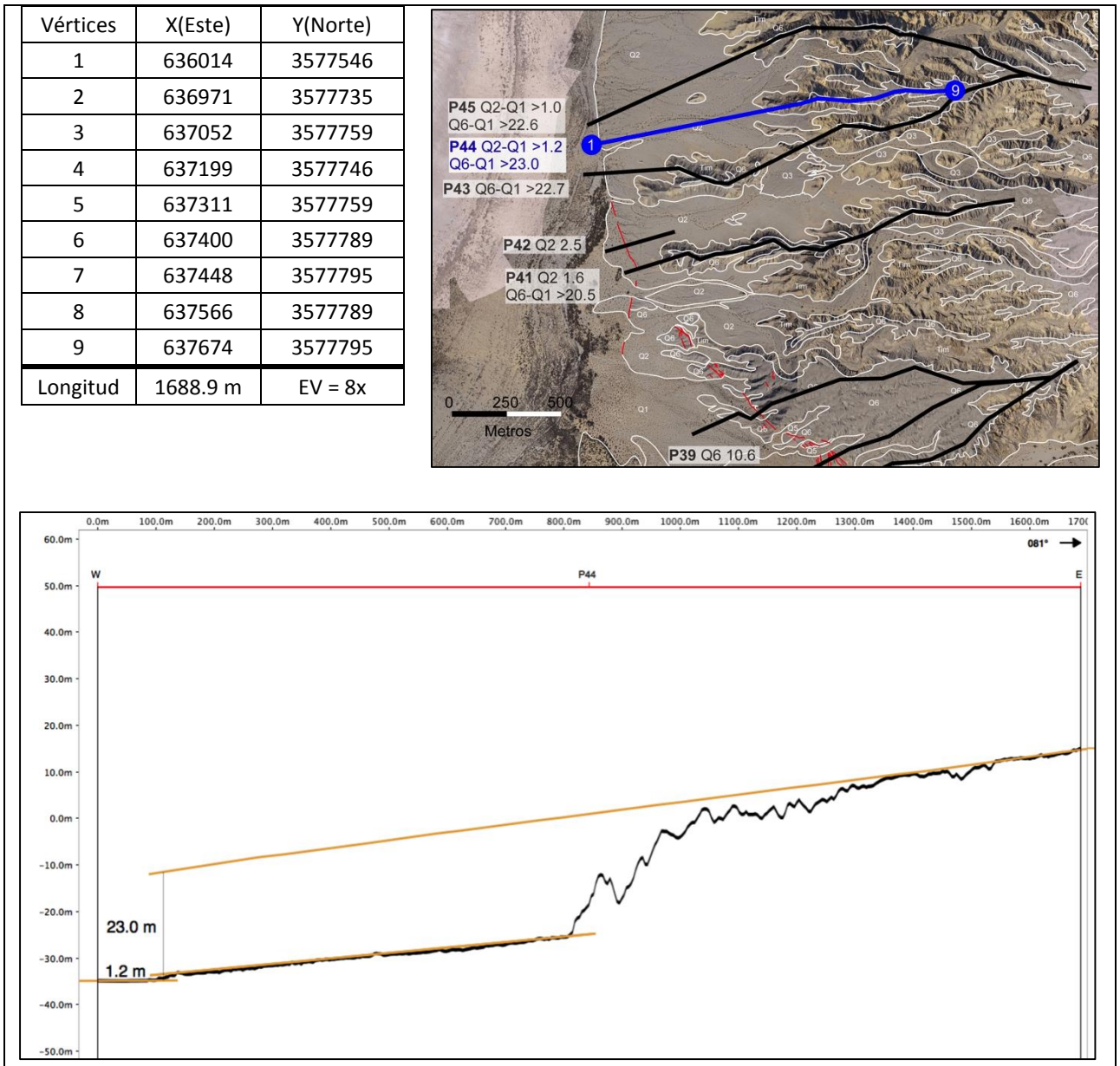


Figura 86. Perfil topográfico P44.

Perfil P45

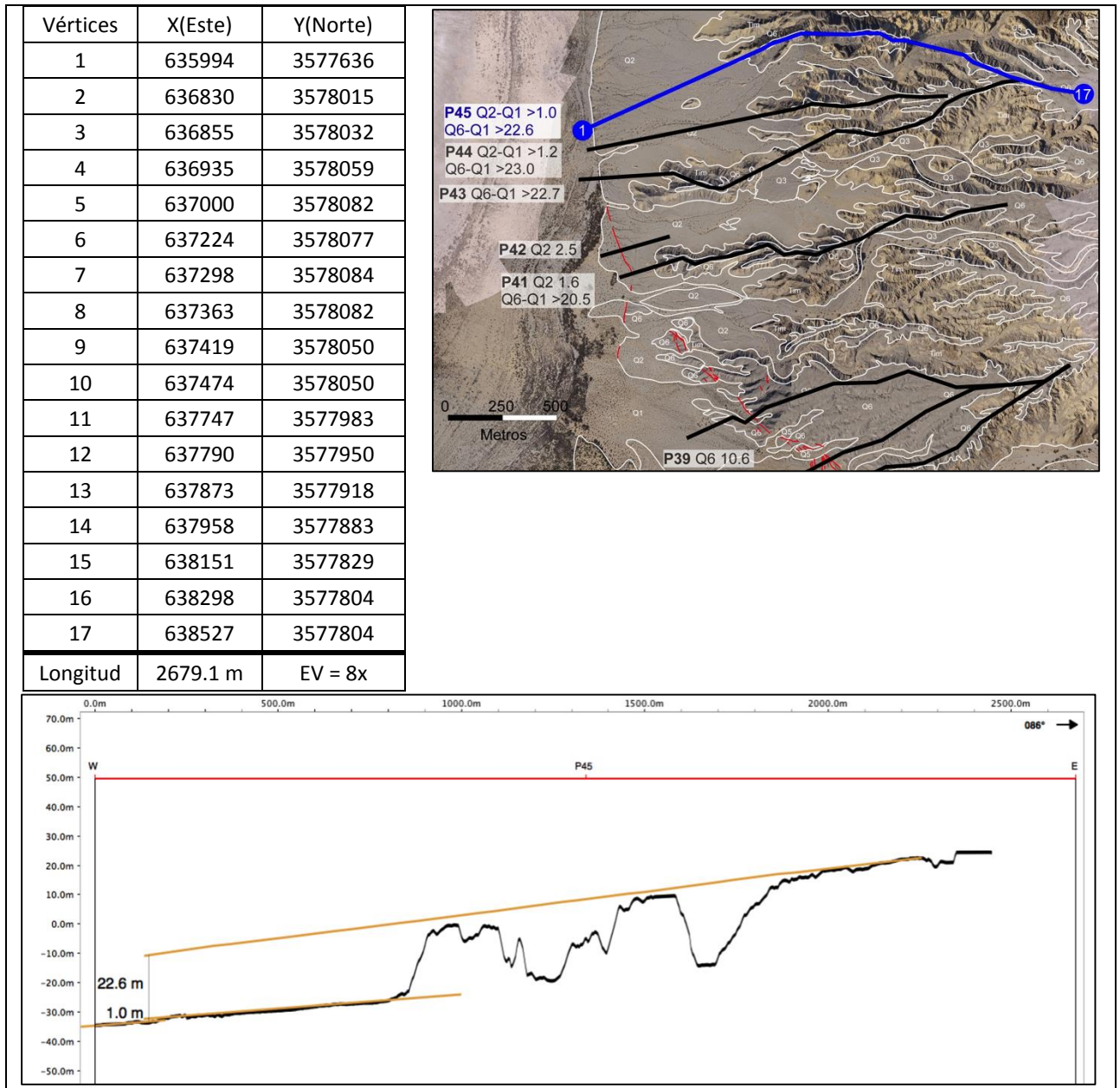


Figura 87. Perfil topográfico P45.

Perfil P46

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	636211.69	3578646.22
2	636256.64	3578619.88
Longitud	52.1 m	EV = 4x

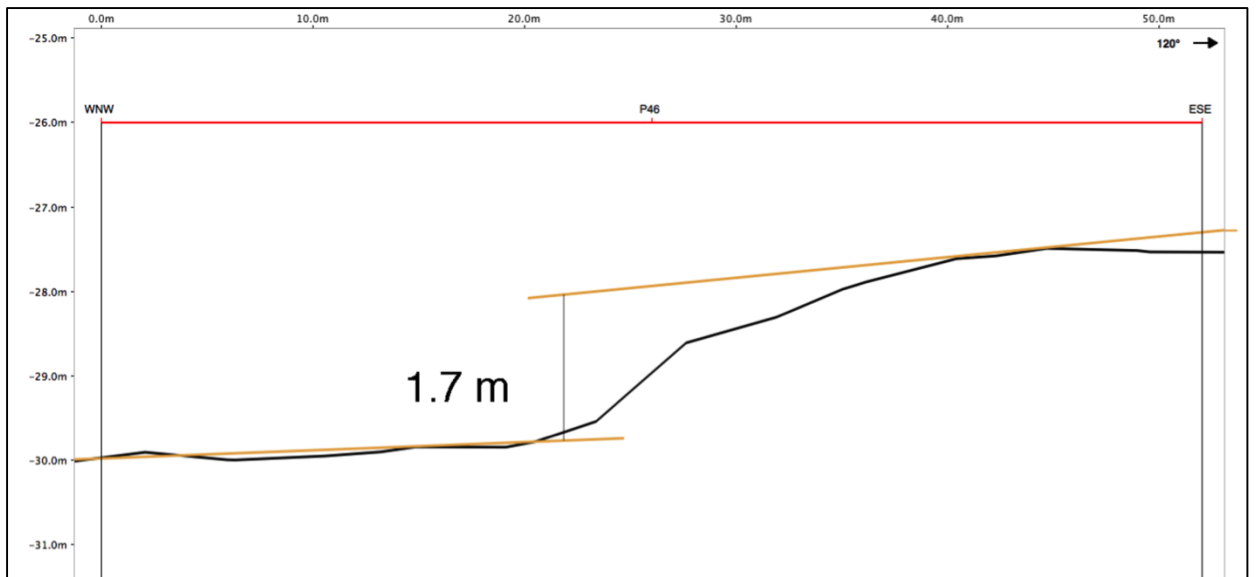
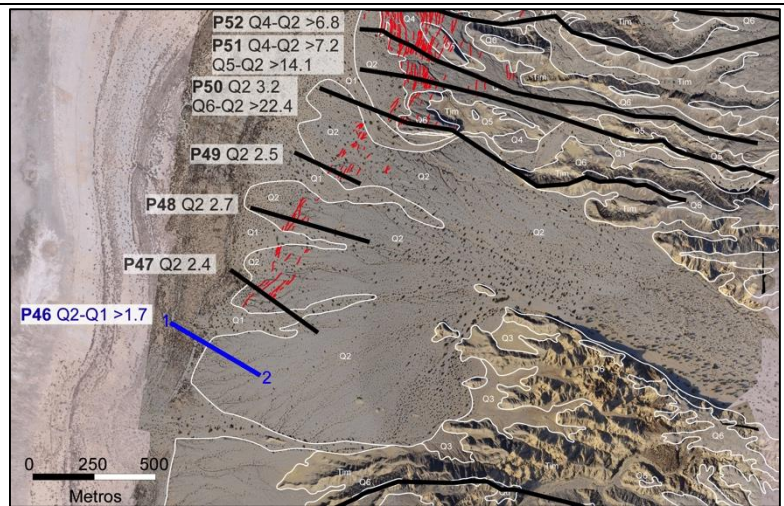


Figura 88. Perfil topográfico P46.

Perfil P47

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	636386.21	3578908.12
2	636430.75	3578867.10
3	636467.60	3578833.16
Longitud	110.6 m	EV = 4x

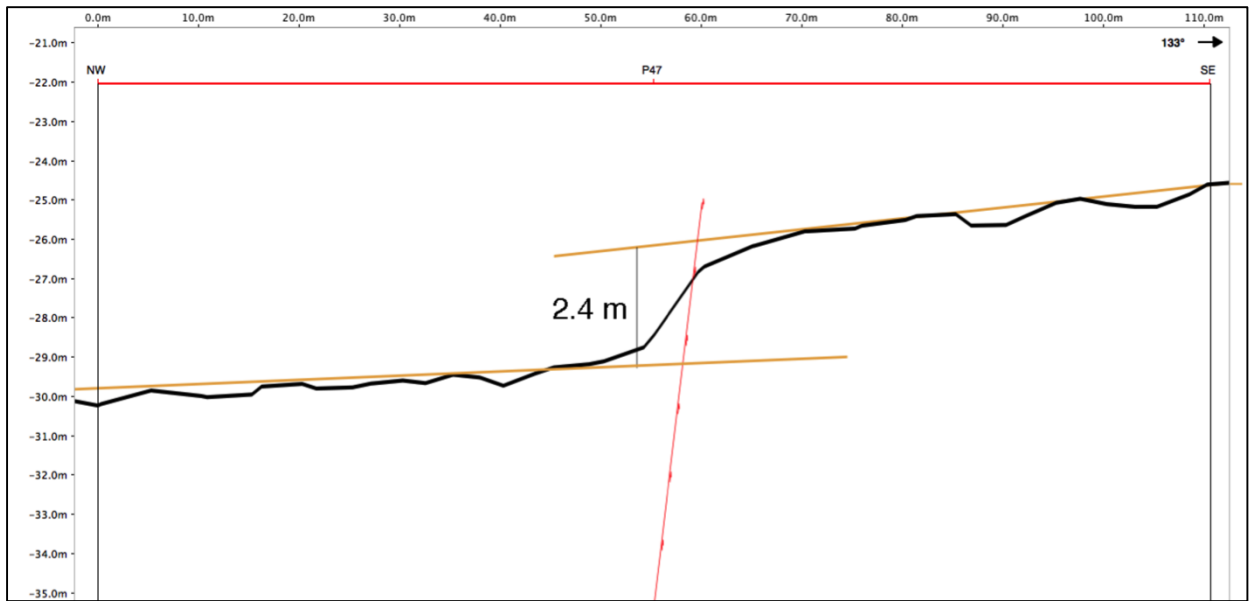
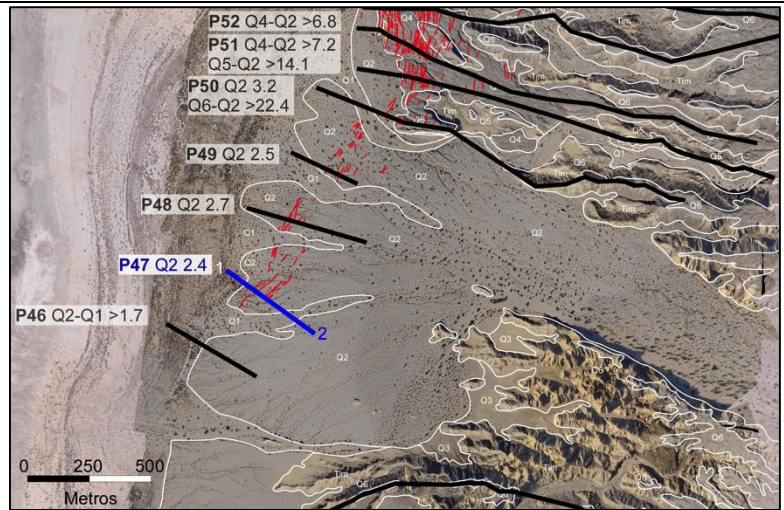


Figura 89. Perfil topográfico P47.

Perfil P48

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	636430.20	3579171.66
2	636601.78	3579106.38
3	636822.45	3579059.01
Longitud	409.3 m	EV = 4x

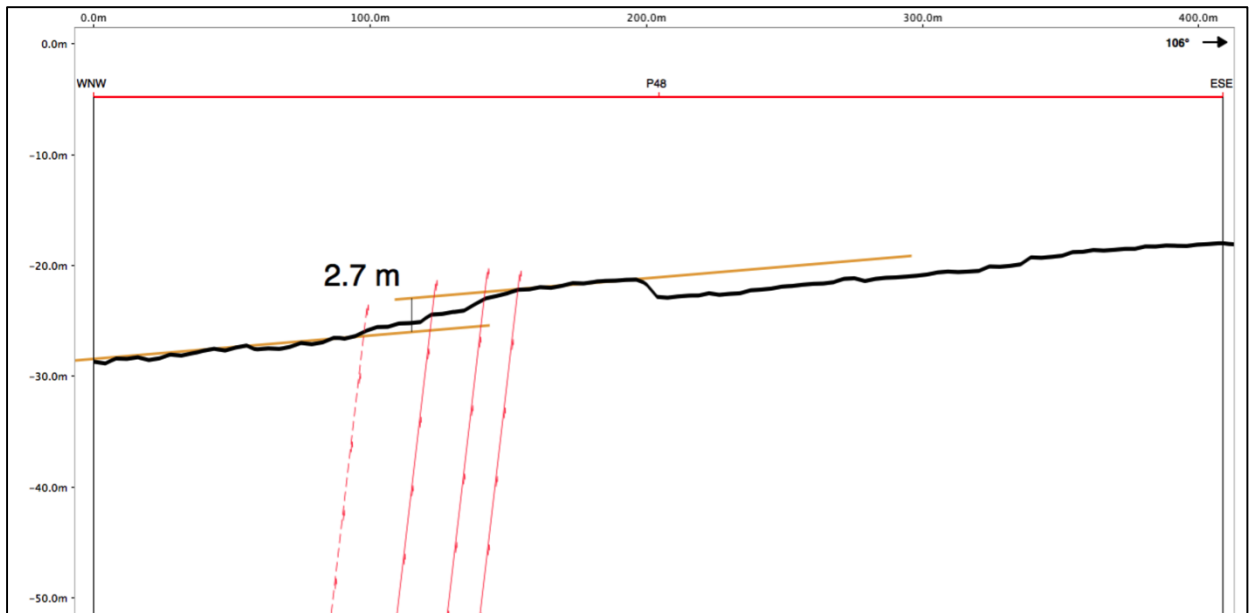
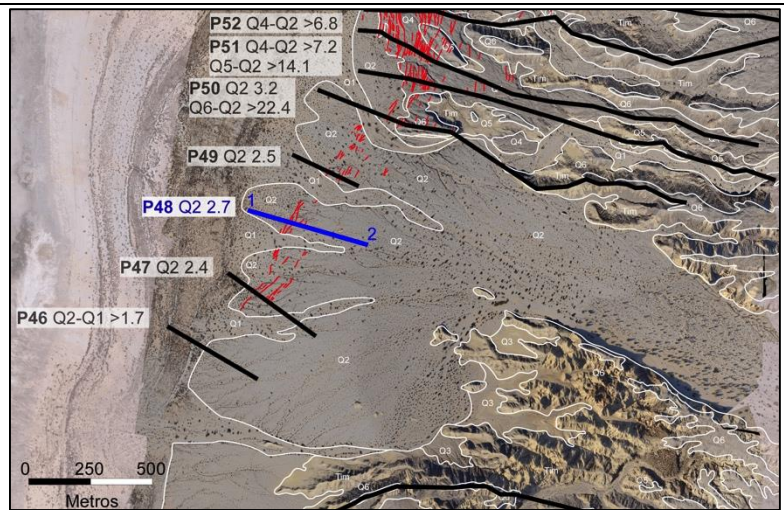


Figura 90. Perfil topográfico P48.

Perfil P49

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	636593.75	3579410.45
2	636744.94	3579330.62
3	636900.26	3579292.02
Longitud	331.0 m	EV = 4x

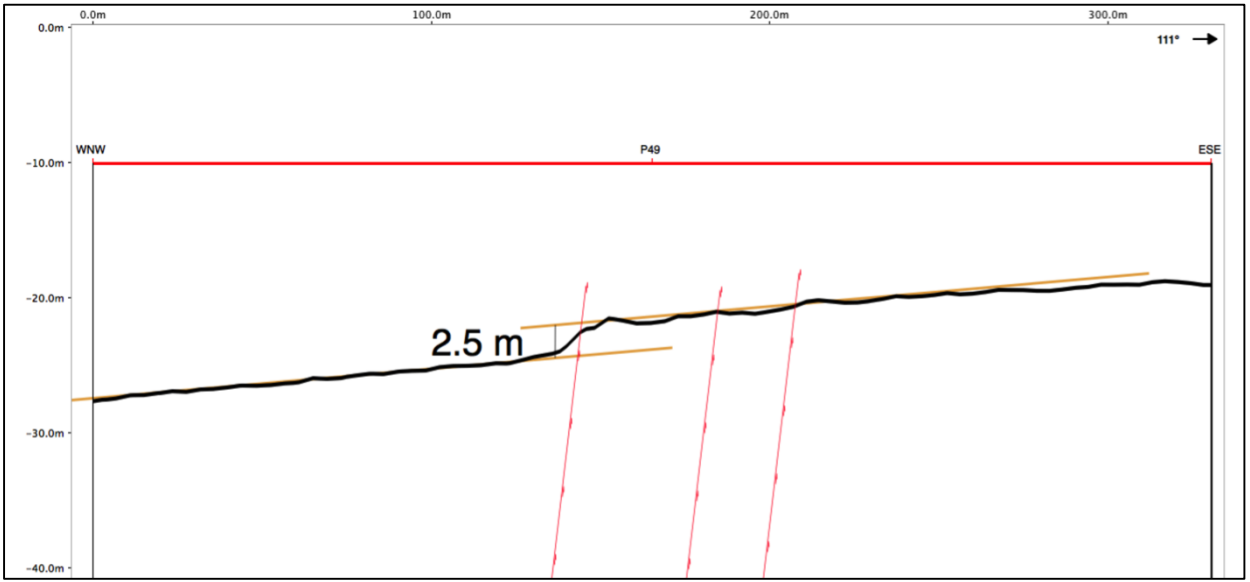
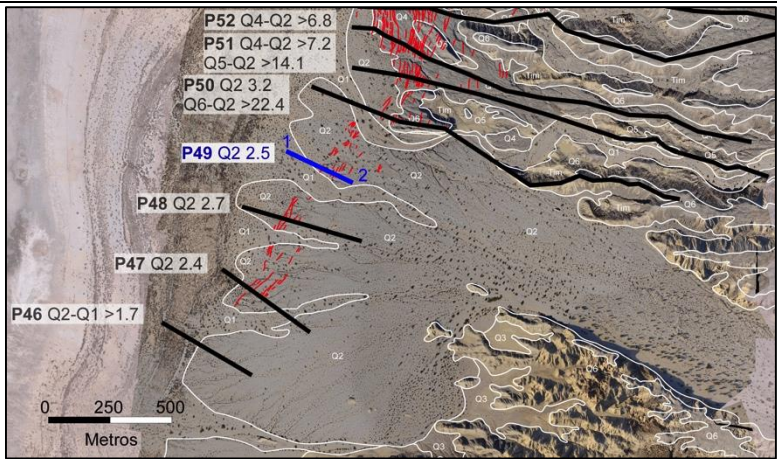


Figura 91. Perfil topográfico P49.

Perfil P50

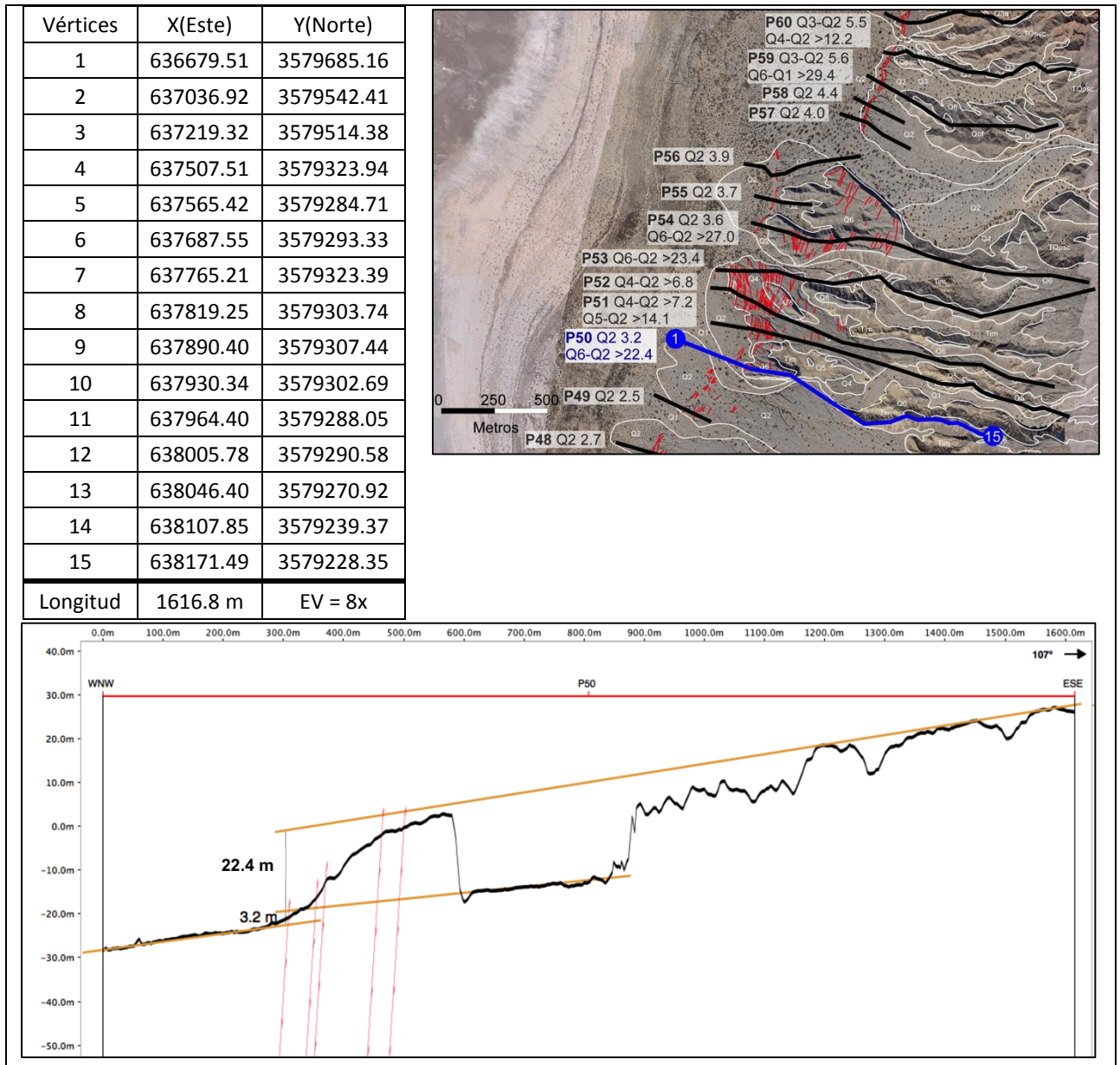


Figura 92. Perfil topográfico P50.

Perfil P51

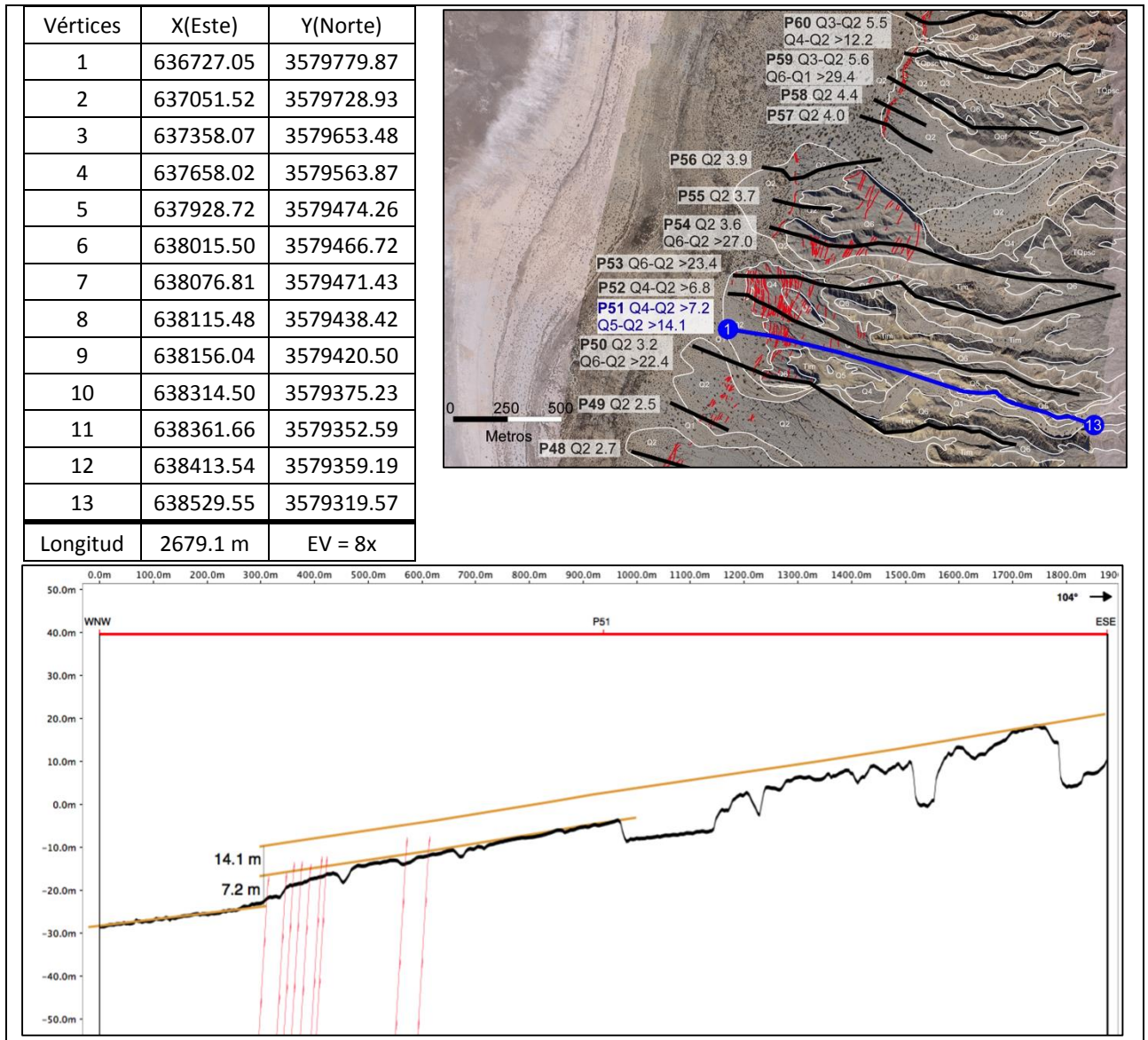


Figura 93. Perfil topográfico P51.

Perfil P52

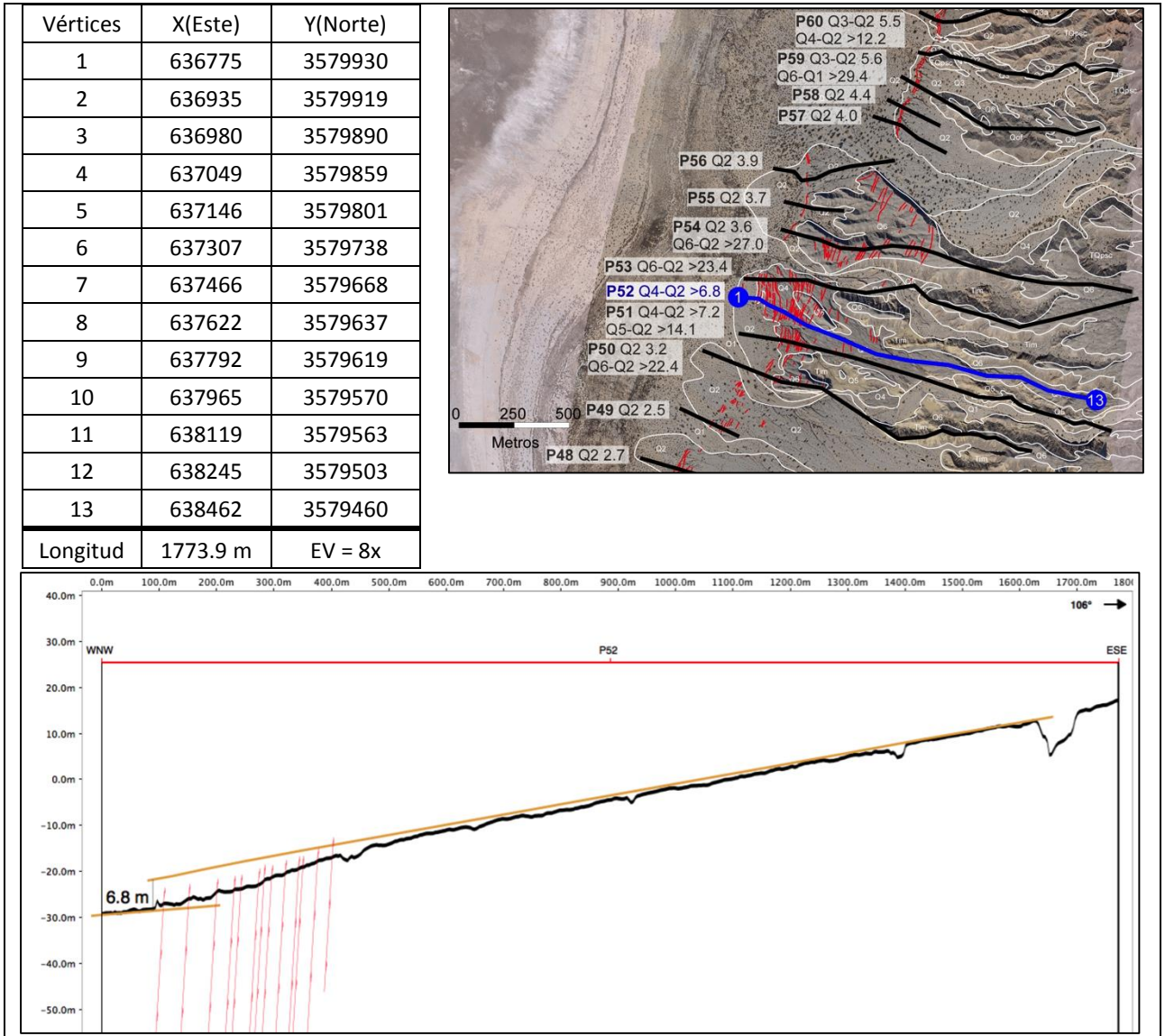


Figura 94. Perfil topográfico P52.

Perfil P53

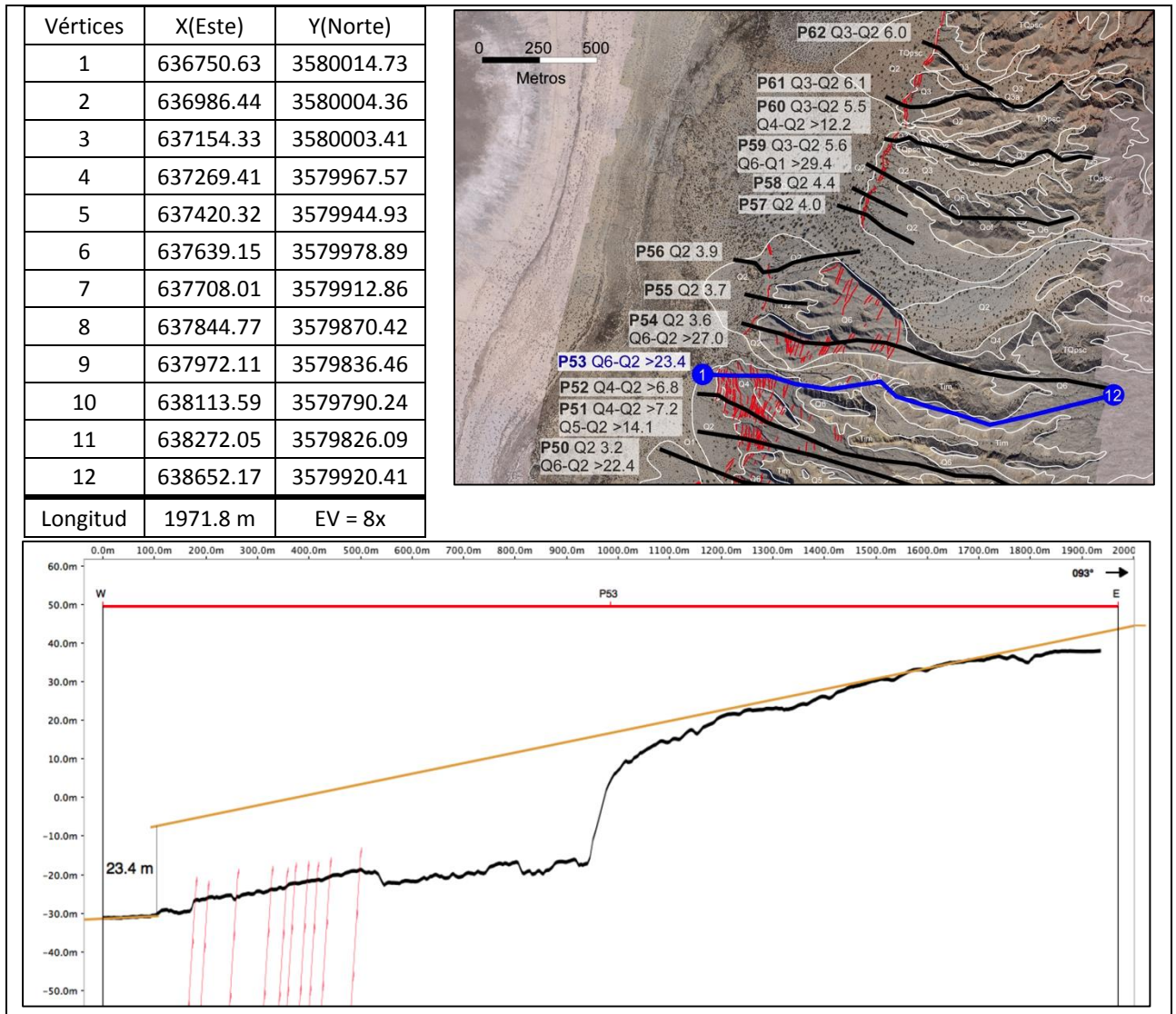


Figura 95. Perfil topográfico P53.

Perfil P54

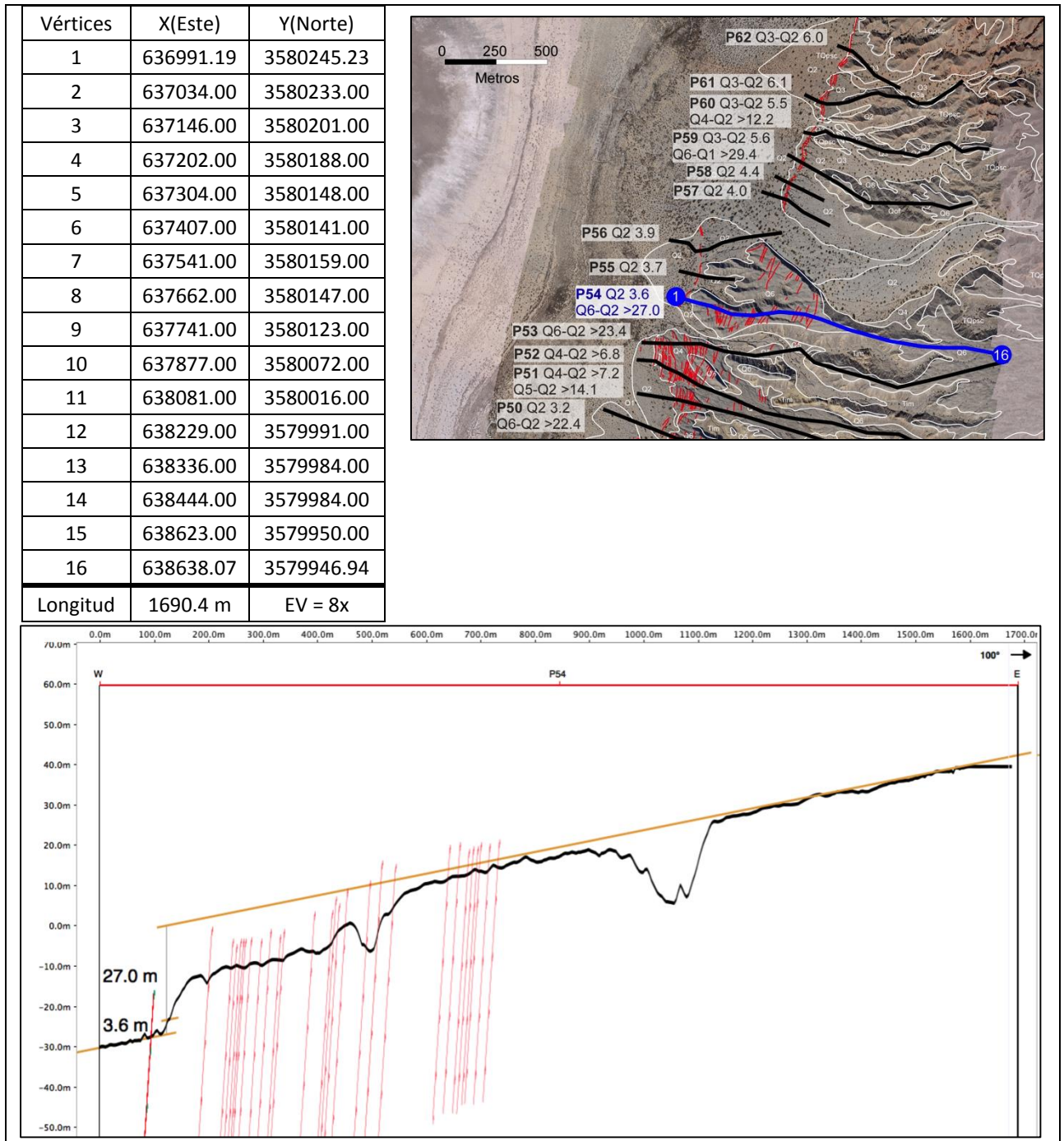


Figura 96. Perfil topográfico P54.

Perfil P55

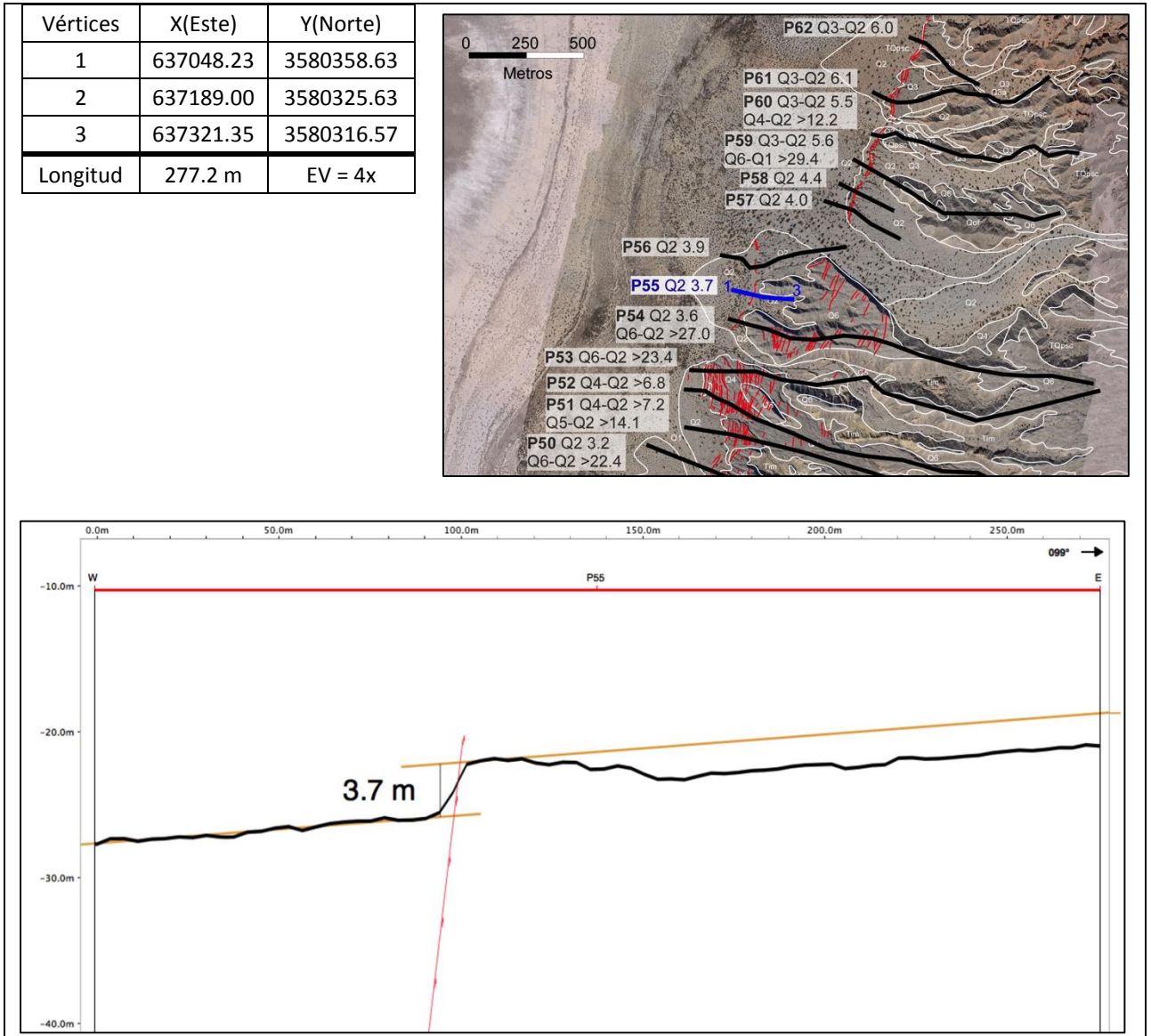


Figura 97. Perfil topográfico P55.

Perfil P56

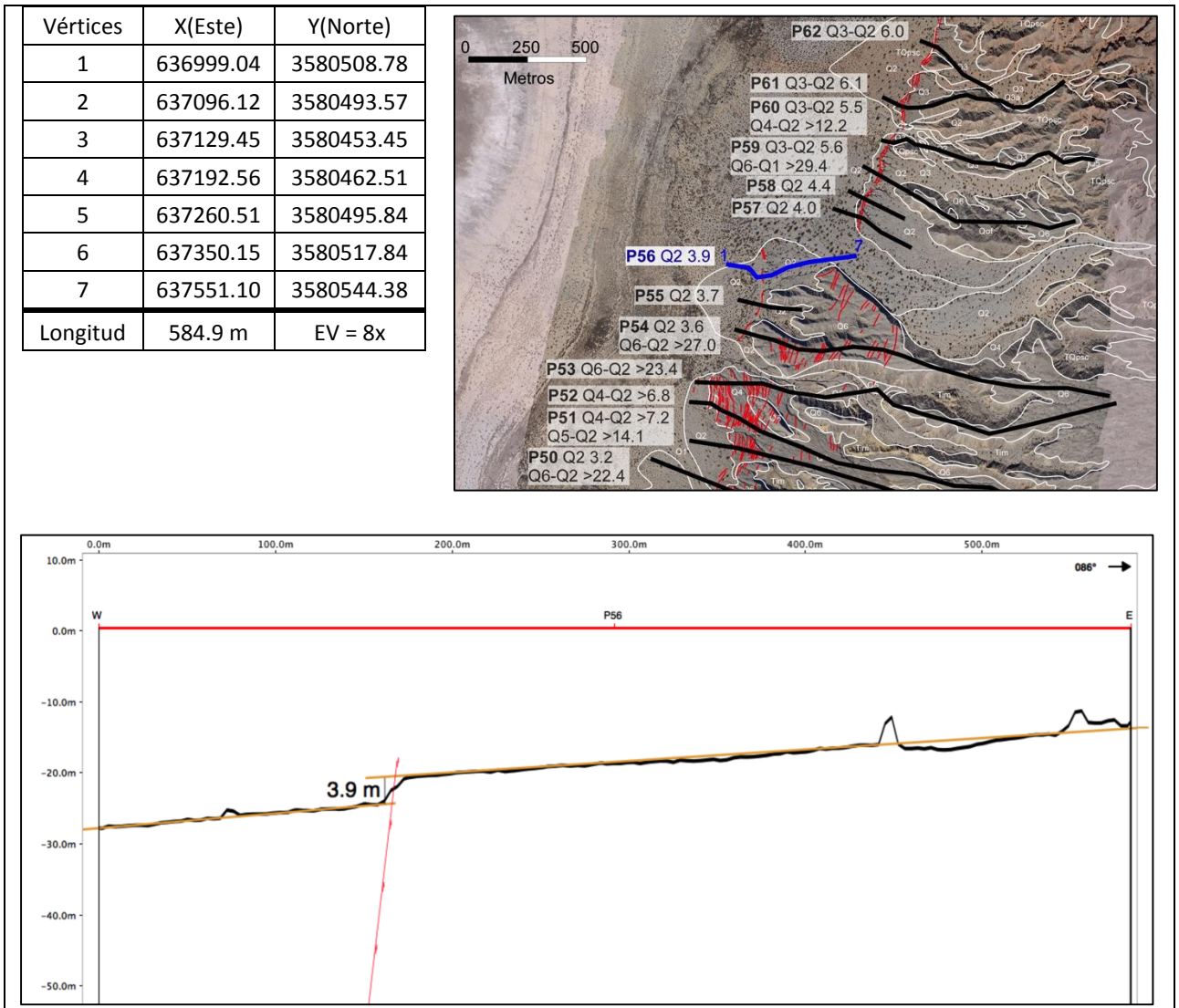


Figura 98. Perfil topográfico P56.

Segmento 1 (CR-CH1)

Perfil P57

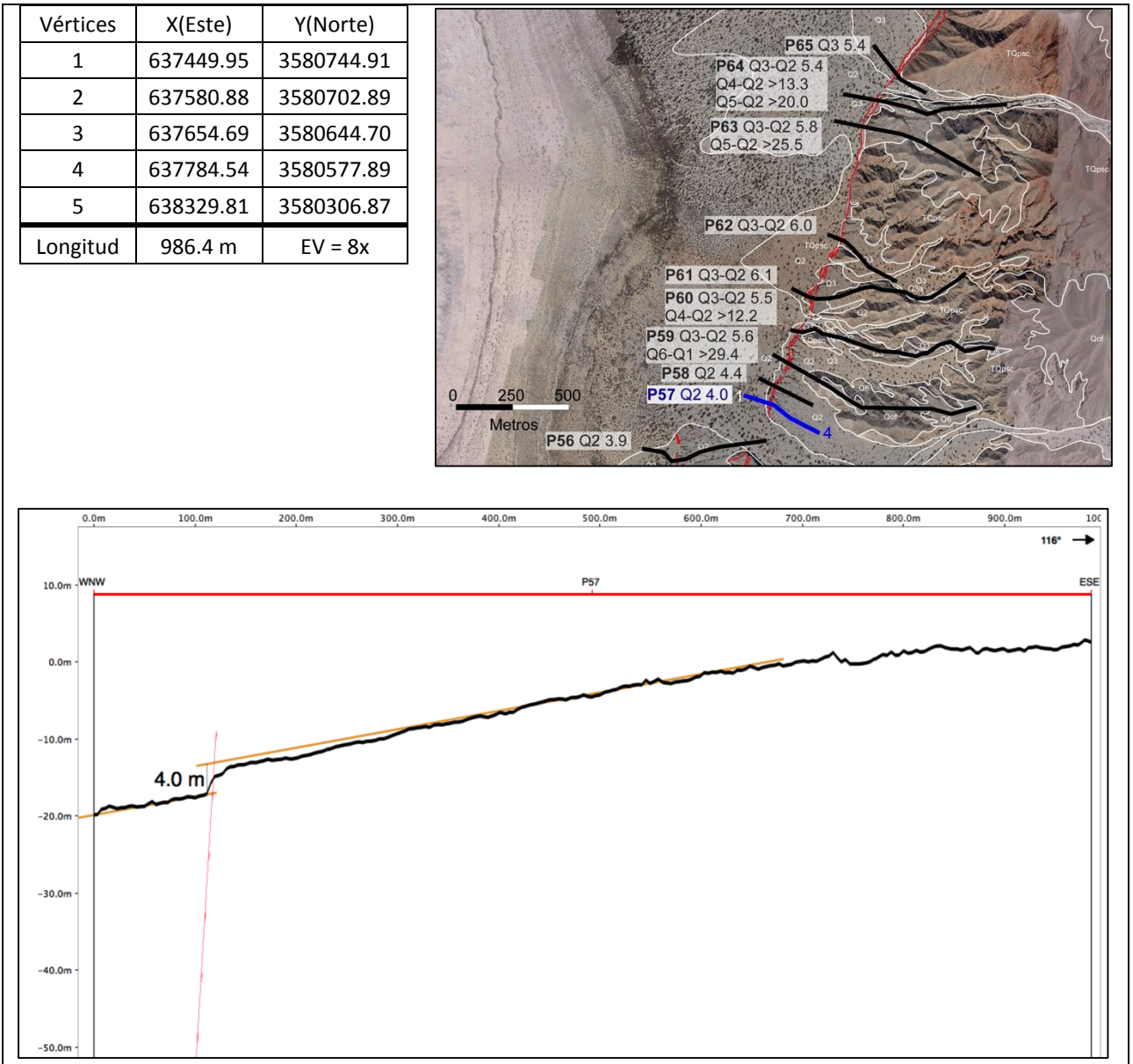


Figura 99. Perfil topográfico P57.

Perfil P58

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	637440.32	3580890.55
2	637773.33	3580663.24
Longitud	403.2 m	EV = 4x

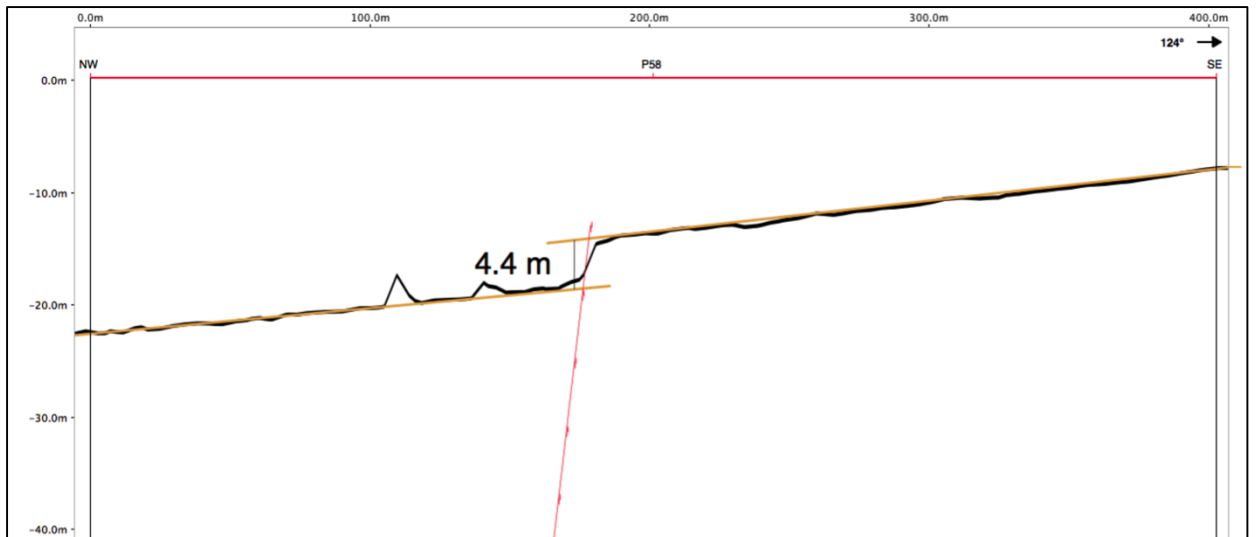
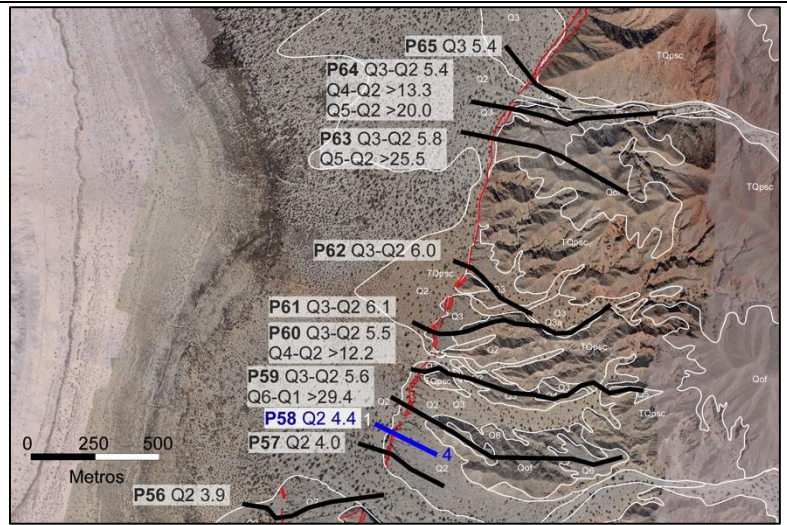


Figura 100. Perfil topográfico P58.

Perfil P59

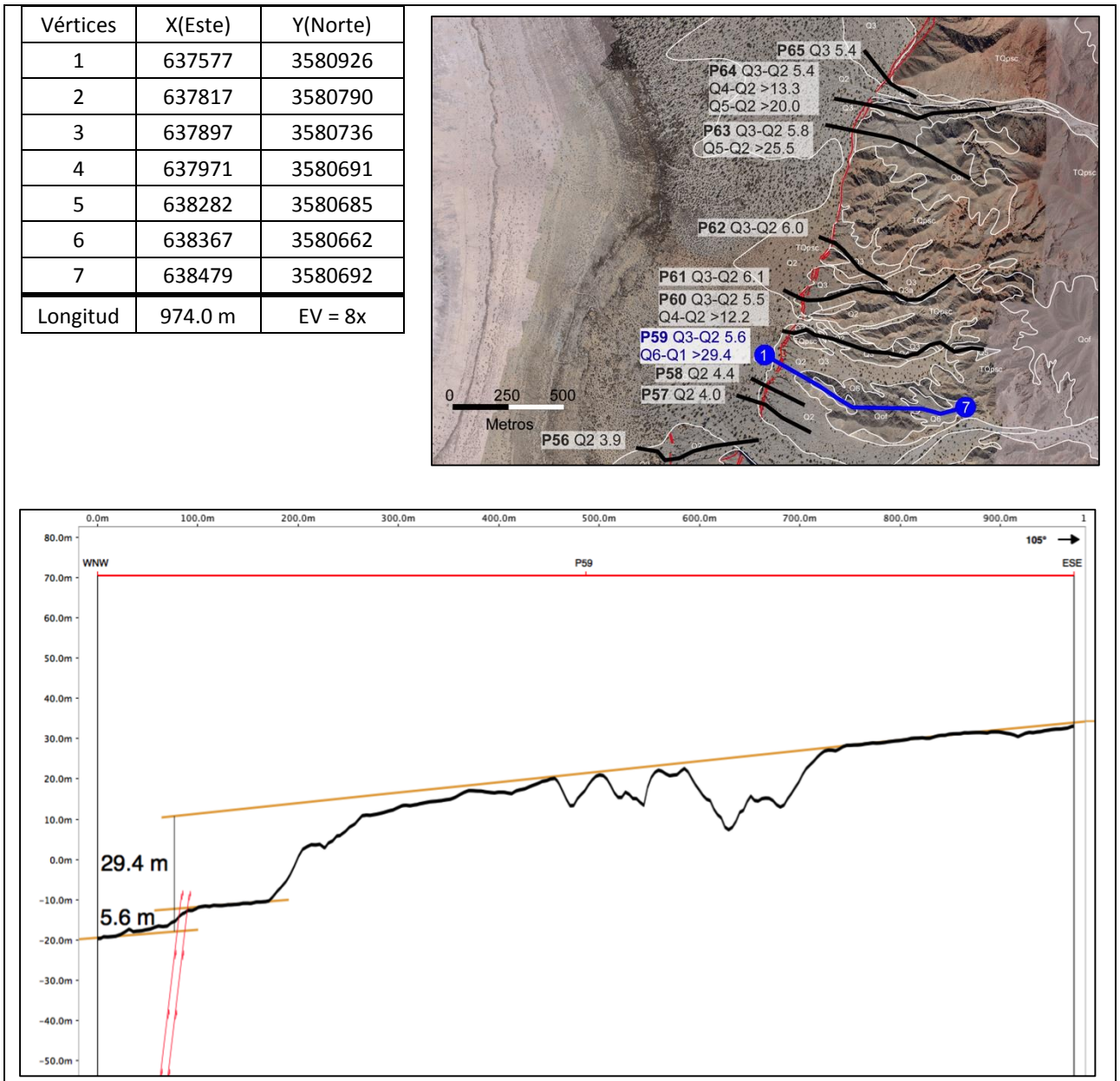


Figura 101. Perfil topográfico P59.

Perfil P60

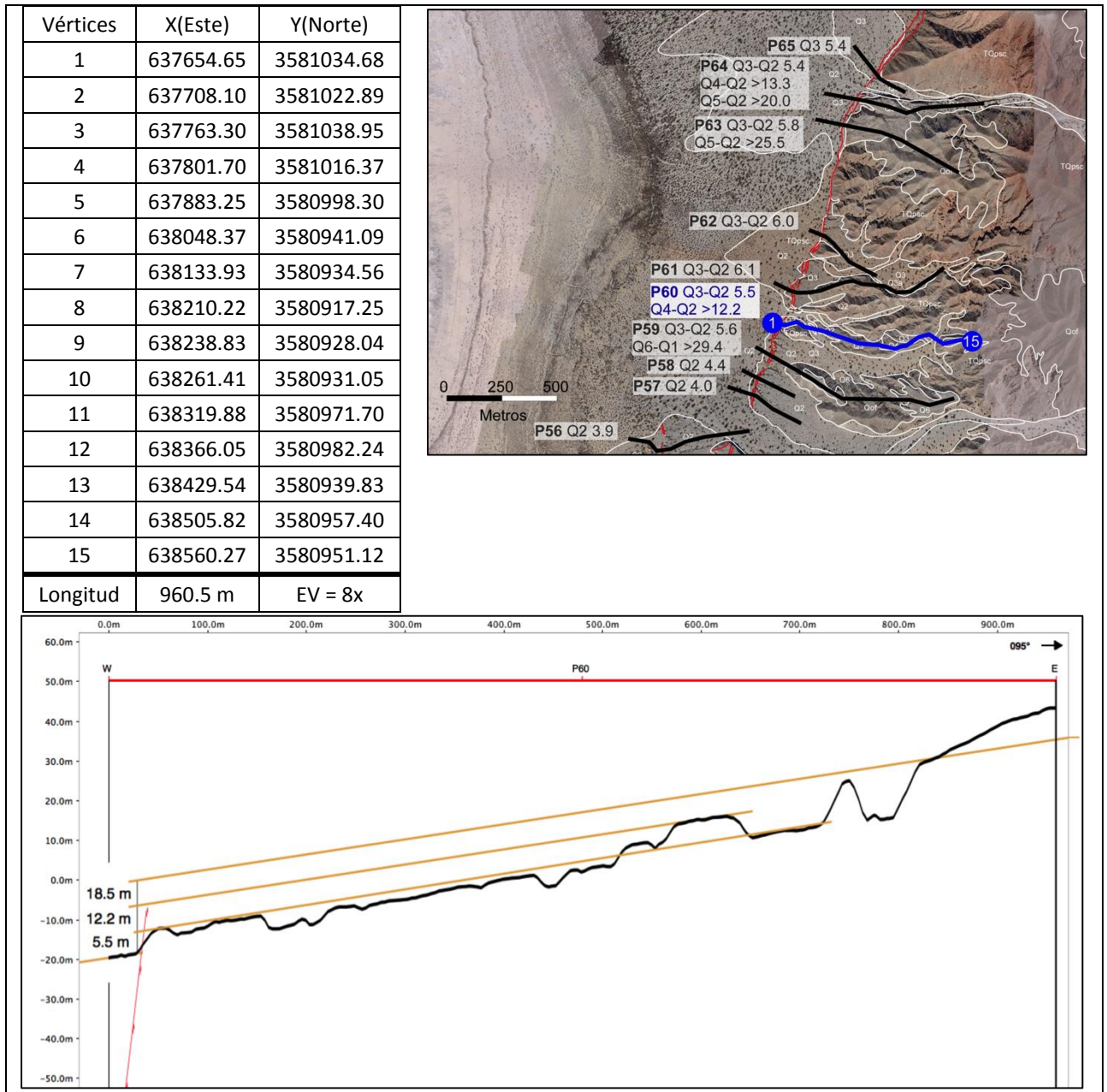


Figura 102. Perfil topográfico P60.

Perfil P61

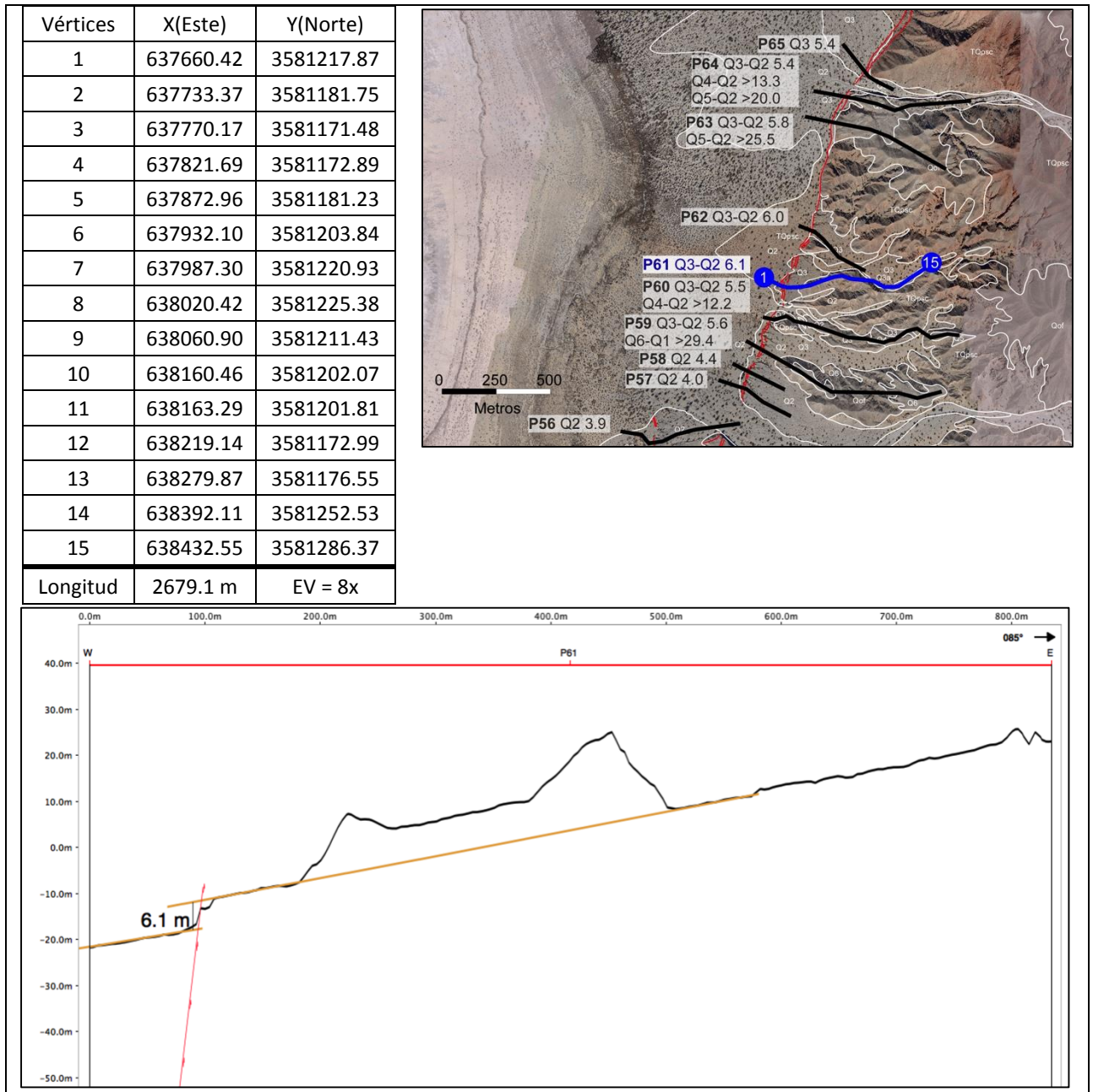


Figura 103. Perfil topográfico P61.

Perfil P62

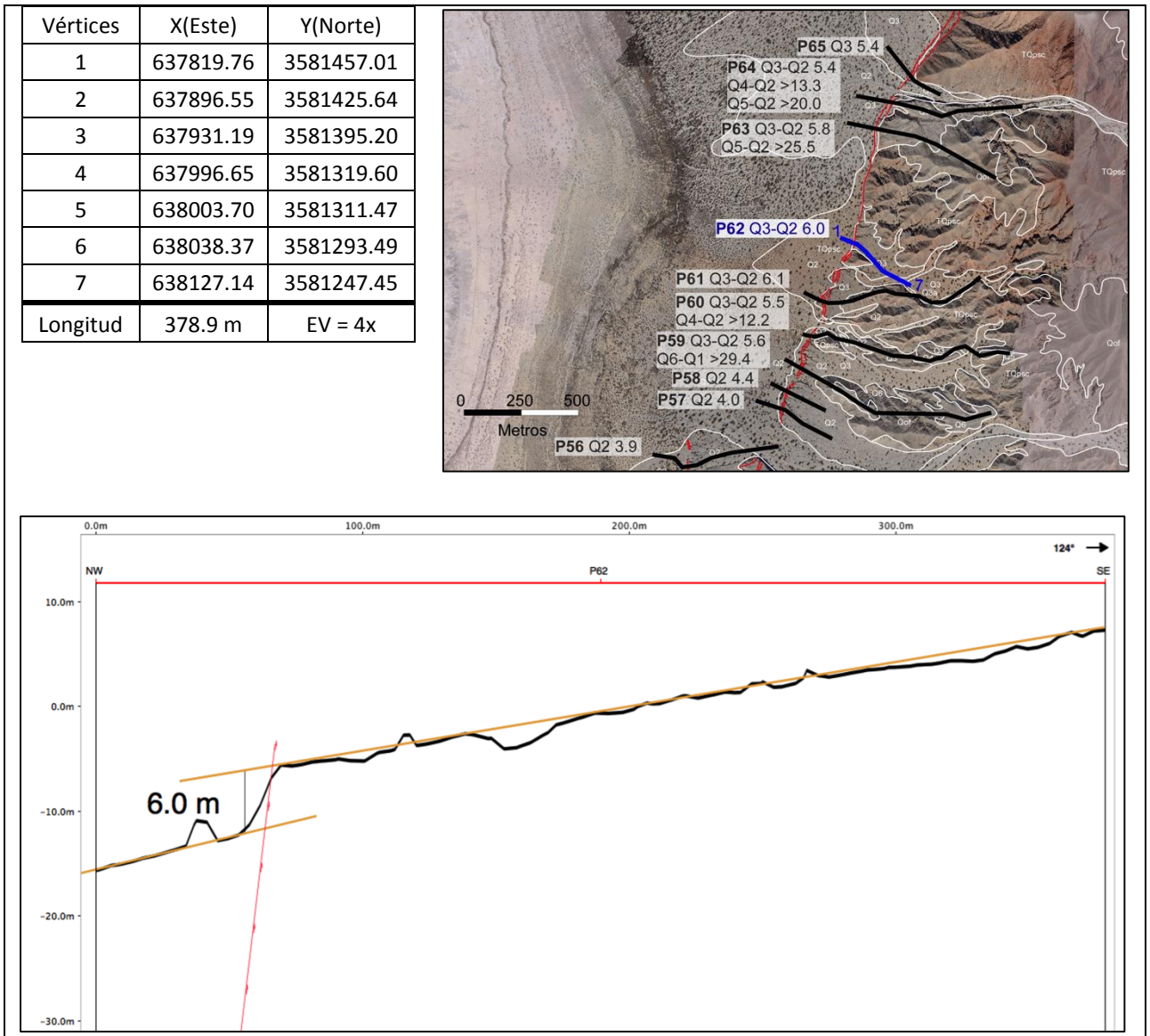


Figura 104. Perfil topográfico P62.

Perfil P63

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	637849.28	3581958.63
2	638015.64	3581925.14
3	638150.66	3581899.21
4	638236.54	3581865.73
5	638499.58	3581716.66
Longitud	741.5 m	EV = 8x

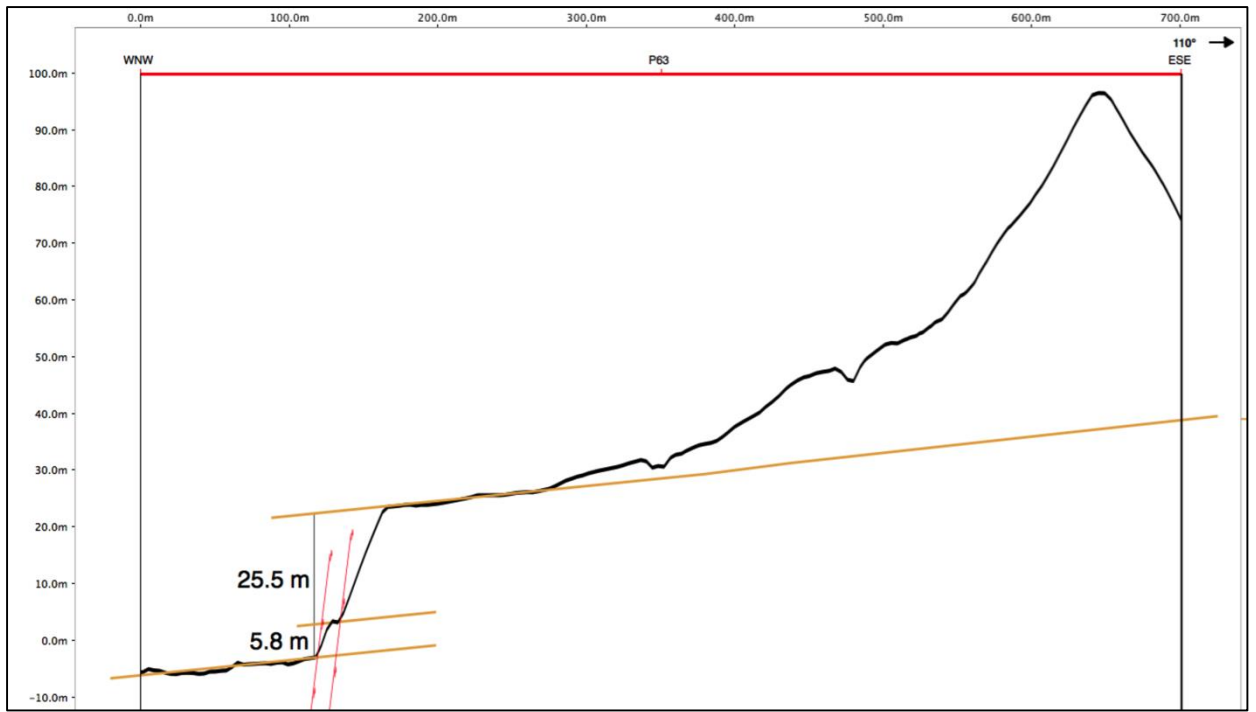
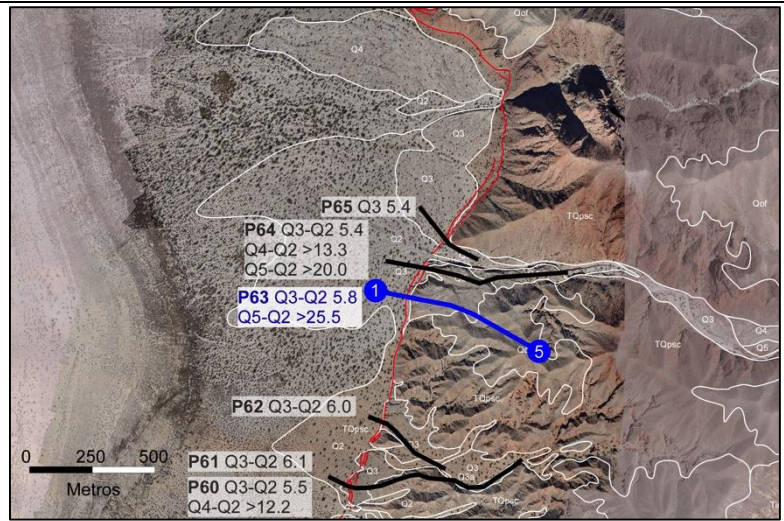
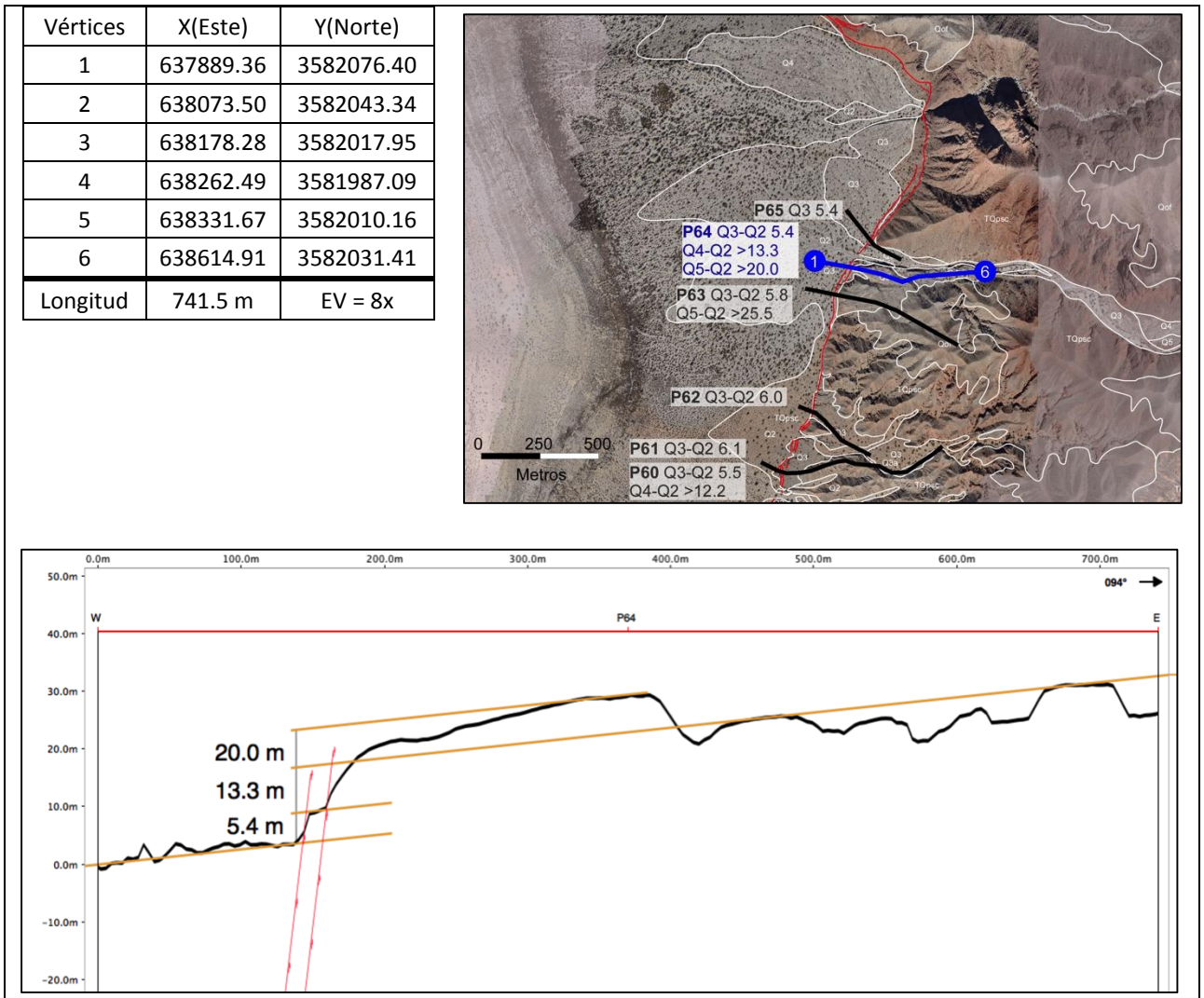


Figura 105. Perfil topográfico P63.

Perfil P64**Figura 106. Perfil topográfico P64.**

Perfil P65

Vértices	X(Este)	Y(Norte)
1	638023.40	3582294.36
2	638143.03	3582143.00
3	638184.53	3582118.09
4	638258.26	3582081.96
Longitud	323.4 m	EV = 4x

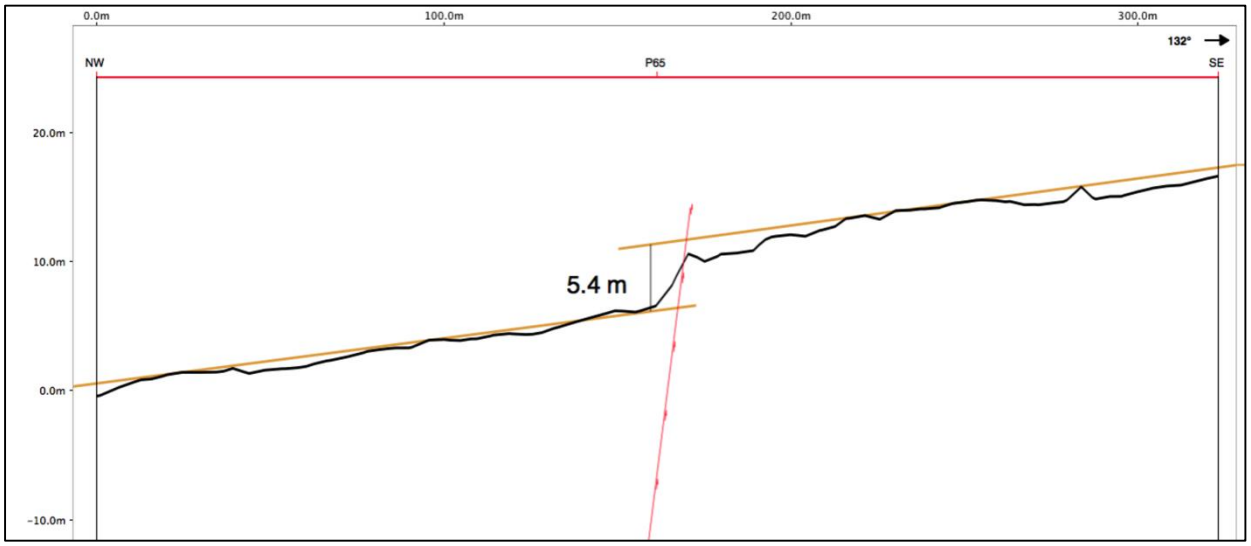
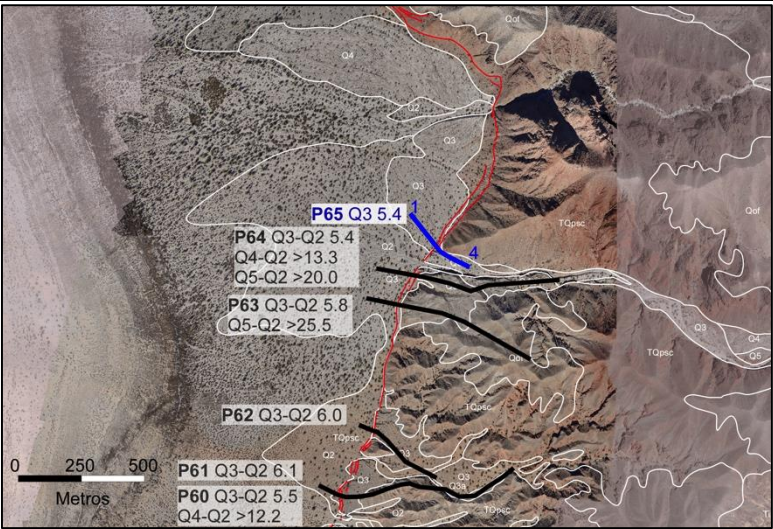


Figura 107. Perfil topográfico P65.