

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



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

**Acumulación de cizalla cosísmica en el segmento central de la
falla Cañada David durante los últimos 20,000 años, Baja
California, México**

Tesis

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

Presenta:

Mayra Serna Hernández

Ensenada, Baja California, México

2020

Tesis defendida por

Mayra Serna Hernández

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. John Mackrain Fletcher
Codirector de tesis

Dr. Ronald Michael Spelz Madero
Codirector de tesis

Dr. Alejandro Hinojosa Corona

Dr. Víctor Ruiz Cortés



Dr. Javier Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Mayra Serna Hernández ©2020

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta Mayra Serna Hernández como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Acumulación de cizalla cosísmica en el segmento central de la falla Cañada David durante los últimos 20,000 años, Baja California, México.

Resumen aprobado por:

Dr. John Mackrain Fletcher
Codirector de tesis

Dr. Ronald Michael Spelz Madero
Codirector de tesis

La falla Cañada David Detachment (CDD) es una falla normal activa de bajo ángulo (FNBA) la cual, junto con la falla Laguna Salada, controla el levantamiento de las Sierras El Mayor y Cucapah, respectivamente. La falla CDD se extiende ~55-60 km a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor, y su traza curvilínea define dos megamullones antiformes y dos sinformes. La falla presenta buzamientos de 10° - 20° a lo largo de toda su traza, y el sentido del transporte tectónico es hacia el oeste. A lo largo de toda la longitud de falla CDD se extiende un arreglo de escarpes cuaternario, el cual corta una secuencia de ocho abanicos aluviales. En el segmento central de la falla CDD, el arreglo de escarpes es el más amplio y presenta la mayor complejidad estructural, y además se reconocieron tres fajas estructurales con incremento de distancia del frente montañoso: (i) faja interna, (ii) faja intermedia y (iii) faja externa. Sobre la faja interna se realizó una caracterización sistemática del desplazamiento vertical y relaciones cortantes para determinar la historia paleosísmica del segmento central de la falla CDD durante los últimos 20,000 años. Para medir los desplazamientos verticales registrados por los escarpes cuaternarios de la faja interna, se construyeron 83 perfiles topográficos a partir de modelos digitales de elevación (MDE) y ortomosaicos de alta resolución (0.12 m) obtenidos a partir de vuelos dron. A través de la integración de los desplazamientos verticales medidos en los perfiles topográficos, se calculó el desplazamiento cosísmico dip-slip ocurrido sobre el plano de la falla CDD. Los datos revelaron variaciones significantes en la cantidad de deslizamiento cosísmico según el rumbo la falla CDD, el desplazamiento cosísmico incrementa más de dos veces en el megamullón antiforme. Los datos compilados en esta tesis sugieren que el segmento central de la falla CDD ha sido afectado por al menos 5 eventos sísmicos con magnitudes entre $M_w=6.7$ y $M_w= 7.6$. La correlación de las variaciones estructurales del arreglo de escarpes y distribución de los megamullones provee evidencia compleja de que la falla CDD es una FNBA sísmicamente activa.

Palabras clave: Falla Cañada David Detachment, falla normal activa de bajo ángulo, historia paleosísmica, arreglo de escarpes, perfiles topográficos.

Abstract of the thesis presented by Mayra erna Hernández as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth's sciences with orientation in Geology.

Coseismic shear accumulation in the central segment of the Cañada David fault over the last 20,000 years, Baja California, Mexico.

Abstract approved by:

Dr. John Mackrain Fletcher

Codirector de tesis

Dr. Ronald Michael Spelz Madero

Codirector de tesis

The Cañada David Detachment (CDD) fault is a normal active low angle fault which, together with the Laguna Salada fault, controls the uplift of the Sierras El Mayor and Cucapah, respectively. The CDD fault extends ~ 55-60 km along the western margin of the Sierra El Mayor, and its curvilinear trace defines two antiform and two synform megamullions. The fault presents dips of 10° - 20° along its entire trace, and its direction of tectonic transport is towards the west. A Quaternary scarp array, which cuts a sequence of eight alluvial fans, extends along the entire length of the CDD fault. In the central segment of the CDD fault, which is the focus of this study, the scarps array is widest and presents the greatest structural complexity, and here, we recognize three structural bands with increasing distance from the mountain front: (i) internal band, (ii) intermediate band, and (iii) external band. A systematic characterization of vertical offset and cross cutting relationships was made on the internal band to determine the paleoseismic history of the central segment of the CDD fault during the last 20,000 years. In order to the vertical displacements recorded by the Quaternary scarps of the internal band, 83 topographic profiles were built from digital elevation models (DEM) and high-resolution orthomosaics (0.13 m) derived from UAV drone surveys. By integrating the vertical displacements measured in the topographic profiles, the dip-slip coseismic displacement on the CDD master fault plane was calculated. The data reveal significant along strike variations in the amount of coseismic dip slip, which is observed to increase by greater than two fold in the region of antiormal megamullion bulges of the CDD surface. The data compiled in this thesis suggest that the central segment of the CDD has been affected by at least 5 seismic events with magnitudes between $M_w = 6.7$ and $M_w = 7.6$. The correlation of structural variations of the scarp array and distribution of megamullions provide more compelling evidence that the CDD is a seismically active low-angle normal fault.

Keywords: Cañada David Detachment fault, normal active low angle fault, paleoseismic history, scarp array, topographic profiles.

Dedicatoria

Para mi, mis padres y mis hermanos, gracias por su ejemplo y amor.

Agradecimientos

Gracias a los miembros de mi comité: el Maestro Alejandro Hinojosa Corona y el Doctor Dr. Víctor Ruiz Cortes por sus recomendaciones y sugerencias. Además, expreso mi agradecimiento a mi codirector el Doctor Ronald Michael Spelz Madero quien me ayudo enormemente en la estructura y escritura de la presente tesis de maestría, y quien siempre atendió y respondió a todas mis dudas con una actitud amigable y amable. Finalmente, a mi coasesor el Dr. John Mackrain Fletcher quien me oriento y dirigió durante el desarrollo de este proyecto de tesis, por su paciencia y por su disposición de compartir sus conocimientos. Al CICESE y CONACyT por la oportunidad que me brindaron para realizar mis estudios de posgrado, sus becas y financiamiento. No. CVU 913369. Este proyecto de tesis fue financiado económicamente por el proyecto C0C087 Seismogenesis And Mechanics Of A Complex Fault Network, Sierra Cucapah, Baja California, Mexico de CONACyT. Al personal de apoyo técnico/administrativo, en especial a Conchita González. .

Al grupo de trabajo de Geología Estructural. A Iván Peña y Elías Meneses que siempre fueron serviciales y amables. A Jaziel Cambrón por compartir sus atajos e informativas pláticas. A Fer, con quien siempre compartí las mismas preocupaciones. A todos ellos que son buenos amigos.

A todos mis compañeros de salón, y es especial a mis amigos Elai, Erick, Manola, Raúl y Yacquesita, que siempre encontraron la forma de animarme y hacer del posgrado una carga más liviana.

A mis compañeritas y amigas del equipo de Básquetbol del CICESE, agradezco mucho haberlas conocido y compartir tan alegres momentos, siempre las voy a recordar. En especial a Naye quien me ayudo con mi proceso de defensa de tesis, pero sobre todo por ser tan buena amiga.

A mis más queridos amigos, Payis y Allan, confiables y amorosos, porque siempre están cuando los necesito.

A mis padres, Carmelita y Leoncito, por alentarme y por su inmenso amor, y a mis hermanos, por siempre apoyarme y aconsejarme, los amo.

Tabla de contenido

Resumen en español	i
Resumen en inglés	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Lista de figuras	vii
Lista de tablas	xxii

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes	3
1.1.1 Sismicidad reciente de la Cuenca Laguna Salada y Valle de Mexicali.....	3
1.1.2 Teoría de fallamiento de Anderson.....	4
1.1.3 Criterios y envolventes de fallamiento.....	8
1.1.4 Ley de Byerlee (Ley de deslizamiento friccionante)	10
1.1.5 Regímenes Extensionales.....	12
1.1.6 Fallas normales de bajo ángulo (FNBA)	15
1.1.7 Marco tectónico del área de estudio	19
1.1.8 Cuenca Laguna Salada.....	34
1.2 Hipótesis.....	39
1.3 Objetivos.....	40
1.3.1 Objetivo general.....	40
1.3.2 Objetivos específicos	40

Capítulo 2. Metodología

2.1 Cartografía geológica fuente.....	41
2.2 Clasificación de abanicos aluviales.....	41
2.3 Perfiles topográficos.....	45
2.3.1 Reconstrucción palinspástica de perfiles topográficos.....	46

Capítulo 3. Resultados

3.1 Fajas estructurales de la porción central de la falla CDD.....	49
3.1.1 Faja Interna.....	51
3.1.2 Faja intermedia.....	52
3.1.3 Faja externa.....	54

3.2 Desplazamiento cosísmico de la faja interna.....	54
3.3 Segmentación de la faja Interna según el desplazamiento cosísmico.....	58
3.3.1 Segmento A.....	60
3.3.2 Segmento B.....	64
3.3.3 Segmento C.....	68
3.3.4 Segmento D.....	72
3.3.5 Segmento E.....	75
3.3.6 Segmento F.....	78

Capítulo 4. Discusiones

4.1 Distribución y geometría del arreglo de escarpes cuaternario.....	81
4.2 Fajas estructurales de la porción central de la falla CDD.....	84
4.2.1 Faja interna.....	85
4.2.2 Faja intermedia.....	86
4.2.3 Faja externa.....	86
4.3 Implicaciones mecánicas de la curvatura del plano de falla CDD.....	88
4.3.1 Dominio de la deformación cosísmica en la faja interna.....	88
4.3.2 Cinemática de los desprendimientos de falla.....	88
4.4 Relaciones estructurales entre la falla CDD y el arreglo de escarpes cuaternarios en la faja interna.....	91
4.5 Comportamiento del desplazamiento cosísmico en la faja interna.....	94
4.5.1 Segmento A-B.....	95
4.5.2 Segmento C.....	98
4.5.3 Segmento D.....	98
4.5.4 Segmento E.....	99
4.5.5 Segmento F.....	99
4.6 Historia paleosísmica de la faja central de la falla CDD.....	99
4.6.1 Edades de los eventos sísmicos.....	105

Capítulo 5. Conclusiones.....107

Literatura citada109

Anexos.....114

Lista de figuras

Figura	Página	
1	Mapa regional del sitio de estudio. El área sombreada de color verde indica el área de estudio de este trabajo, y las líneas de colores representan los diferentes sistemas de fallas: Cañada David (CDD, azul), Laguna Salada (rojo), Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH, amarillo), Cerro Colorado y otras fallas (blanco). Las estrellas de color rojo indican los epicentros de sismos históricos de gran magnitud cercanos al área de estudio. Todos los mapas de este trabajo están georeferidos al sistema coordenadas GSC_WGS_1984, Datum: D_WGS_1984, Esferoide: WGS_1984.	2
2	Mapa sismotectónico con las fallas mayores de la región. La línea de color verde corresponde a la falla Laguna Salada. La línea azul corresponde a la Falla Cañada David Detachment. En color anaranjado se muestra el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Las líneas de color purpura representan las fallas de San Pedro Mártir y Sierra Juárez. De color rojo se indica el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto. Otras fallas son simbolizadas con líneas de color negro. El polígono sombreado de color morado indica la porción norte de la falla CDD, el recuadro verde la porción central de la falla CDD (zona de estudio de este trabajo) y el recuadro azul la porción sur de la falla CDD. 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.....	5
3	Fallamiento predicho por la Teoría de Fallamiento de Anderson. (a) Fallamiento normal, (b) fallamiento inverso y (c) fallamiento strike-slipe (Van Der Pluijm & Marshall, 2004). .	6
4	Variación de la magnitud de los esfuerzos normales y de cizalla actuando sobre un plano. La variación está en función del valor del ángulo α , el cual se encuentre entre el plano y la dirección σ_1 . En el punto 1 ($\alpha = \theta = 45^\circ$), se ubican el esfuerzo máximo de cizalla, pero el esfuerzo normal es muy grande. En el punto 2 ($\theta = 60^\circ$, $\alpha = 30^\circ$), el esfuerzo de cizalla es aún grande, y el esfuerzo normal es mucho más bajo (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).....	7
5	Diagrama de Mohr. El punto P representa el plano de fractura, y define la magnitud de los esfuerzos normales y de cizalla al momento del fracturamiento. El ángulo θ , es el ángulo entre la normal al plano de fractura y σ_1 . En el diagrama de Mohr en el ángulo θ se grafica duplicando su valor (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).	7
6	Envolvente de fallamiento compuesta. a: Envolvente de fallamiento compuesta. (A) Criterio de fallamiento Tensional, (B) Criterio de fallamiento de Mohr (parabólico), (C) Criterio de fallamiento de Coulomb (línea recta), (D) Transición de fallamiento frágil-plástico, y (E) Criterio de “plastic yield” von Mises. b: Geometría de las fracturas durante el fallamiento correspondientes a cada uno de los criterios de la envolvente compuesta de fallamiento (Modificado de Van Der Pluijm & Marshall, 2004).	8

7	Diagrama de Mohr mostrando la envolvente de fallamiento de Coulomb. (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).	9
8	(a) Superficies con asperezas en contacto. (b) Incremento del área real de contacto provocado por el incremento de carga (fuerza normal). (c) Vista en planta de las asperezas en contacto, las áreas más oscuras conforman el área real de contacto. (Modificado de Van Der Pluijm & Marshall, 2004).	11
9	Ley de Byerlee. Gráfica de esfuerzos normales y de cizalla presentes en el inicio del deslizamiento friccionante sobre una fractura preexistente (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).	12
10	Fallas normales extensionales. (a) Fallas normales con buzamiento vertical, (b) fallas normales con buzamientos inclinados y (c) fallas normales horizontales (Foosen, 2010)...	13
11	Fallas normales extensionales. (a) Fallas normales con buzamiento vertical, (b) fallas normales con buzamientos inclinados y (c) fallas normales horizontales (Foosen, 2010)...	14
12	Modelos idealizados de extensión cortical controlada por cizalla pura (a) y cizalla simple (b) (Foosen, 2010).	14
13	Esquema conceptual del modelo Rolling Hinge. a) Fallamiento lístrico, b) pliegue roll over en el bloque de techo, c) problema de espacio compensado por roll over y rebote isostático del bloque de piso y d) abandono y transporte de fallas normales a través del eje del pliegue anticlinal del bloque de piso (Wernicke y Axen, 1988).	17
14	a) Histograma de fallas normales activas con eventos sísmicos con magnitudes $M_L < 5.5$. b) Actividad sísmica sobre FNBA, la M_L varía entre $\sim 0.7-6.76$ (Colletinni, 2011).	18
15	Configuración actual del límite de placa Pacífico-Norteamérica. Modificado de (Bohannon y Parsons, 1995).	19
16	Configuración tectónica del límite de placas Pacífico-Norteamérica. a): Hace ~ 30 Ma, primer acercamiento del borde dispersión y el margen continental de Norteamérica. b): Hace ~ 25 Ma, microplacas derivadas de la placa Farallón. ~ 5 Ma después estas microplacas serían capturadas por la placa del Pacífico. (Modificado de Bohannon & Parsons, 1995). El centro de dispersión continuo creciendo en longitud, hasta que se estanco hace ~ 10 Ma. al sur de la punta sur de la península de BC. Para entonces la placa Farallón había desaparecido y el contacto Pacífico/Norteamérica abarcaba la mayoría de la longitud de las Californias. En continente, el área que corresponde actualmente al GC sufrió una intensa extensión (Atware, 1970; Bohannon & Parson, 1995). Hace 5 Ma el Sistema San Andrés era activo y en toda la franja que va desde el sur de Baja California hasta la zona de fractura Mendocino, la PP y PNA estaban en contacto. El área del GC estuvo sometido a una transición, iniciando con un sistema de rift y finalizando con un sistema de dispersión de piso oceánico. Actualmente el sistema de San Andrés continua activo y el GC es una nueva cuenca oceánica totalmente desarrollada, donde el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamérica es acomodado. La	

	evolución tectónica del periodo comprendido entre 12.5 Ma. a la actualidad será discutido a mayor detalle en la sección Formación y evolución del Golfo de California....	20
17	Mapa tectónico del oeste de Norteamérica con las principales zonas de cizalla (morado) que componen el límite de placas Pacífico-Norteamérica. Los esfuerzos máximos compresivos horizontales se muestran en las líneas verdes, amarillas y blancas. Las líneas verdes indican régimen extensivo, las líneas amarillas transpresión y las líneas blancas transtensión. El margen es dividido en tres dominios principales, Golfo de California, Big Bend y San Andrés (Fletcher et al, 2014).	22
18	Mapa tectónico del Dominio Big Bend que indica la traza de las principales fallas y eventos sísmicos con su respectivo epicentro y ruptura superficial (líneas coloreadas) (Fletcher et al, 2014).	23
19	Evolución tectónica durante el Mioceno medio en las zonas adyacentes a la microplaca de Baja California, que involucra la migración hacia el este de una anomalía termal del manto. A) Acercamiento dorsal- trincheras. B) Subducción y acreción al continente de microplacas provenientes de la Placa de Farallón. C) Captura de microplacas por la placa de Pacífico y concentración de deformación en el proto-golfo de California (Fletcher et al, 2007).	25
20	Evolución tectónica del Golfo de California en los últimos 12.5 Ma. A) Modelo de particional. La deformación es particionada en cizalla derecha al oeste de Baja California y en extensión ortogonal en la PEG. B) Modelo de transtensión distribuida. Un solo estadio de transtensión que migró del oeste de Baja California hacia el interior de la GEP desde hace 12 Ma. C) Modelo de Localización progresiva. Entre 12.5 y 9 Ma la cizalla fue particionada de acuerdo al modelo particional, y posteriormente la cizalla derecha tuvo cambio progresivo de ubicación dentro del proto-Golfo de California durante el Mioceno tardío (~9-6 Ma) (Darin, et al, 2016).	28
21	Delimitación de las 4 provincias estructurales de Baja California: (I) Provincia Extensional del Golfo, (II) Área no deformada del centro y oeste de la Península, (III) Borde continental cizallado del oeste de Baja California y (IV) la Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular (Seiler et al, 2010).	29
22	Configuración tectónica moderna del borde de placa Pacífico-Norteamérica en la parte norte de la Península de Baja California donde se observan las fallas actualmente activas. (Seiler et al, 2010).	31
23	Área de misiones de vuelo del VANT en la zona de estudio. a) La zona se dividió en 4 misiones de vuelo (polígonos color púrpura). Se programaron en total 19 vuelos, abarcando un área total de cobertura de 41.12 km ² sobre las unidades aluviales y escarpes cosísmicos relacionados a la falla CDD en la margen oeste de la Sierra El Mayor, generando un total de 1877 fotografías de alta resolución. b) Ortomosaico (superior) y Modelo Digital de Superficie (inferior) generados durante el procesado de las fotografías capturadas por el VANT mediante el software Pix4D (Gutiérrez-López, 2017)..	42
24	Foto-mosaico que muestra una vista hacia el NNW donde se aprecia la distribución y las alturas relativas entre los principales depósitos y superficies aluviales en el extremo noroeste de la Sierra El Mayor. En esta área, el abanico aluvial más antiguo que preserva superficies geomórficas planas es Q7. La elevación relativa de la superficie aluvial Q7 por	

- encima de los cauces de arroyos modernos (Q1) es de ~20 m. Las superficies más jóvenes que Q7 son sistemáticamente menos elevadas y por lo tanto definen una secuencia aluvial telescópica. Nótese que la superficie aluvial Q3 no es reconocible desde esta perspectiva. Los depósitos del conglomerado gris (Qof) en el plano medio del lado derecho, por detrás de Q6, son los depósitos de abanico-aluvial más antiguos en toda el área de estudio y no preservan superficies geomórficas planas (Spelz et al. 2008). 45
- 25 Imagen 3D de segmento de la faja interna de la falla CDD. Las líneas azules definen la traza de los perfiles topográficos, las cuales se encuentran sobre superficies de los abanicos aluviales menos erosionadas, lo que permite que, en medida de lo posible, que las mediciones estén libres de errores por erosión o debido a que los marcadores superficiales (ver texto para mayor explicación) sean definidos sobre canales. 46
- 26 Reconstrucción palinspástica de perfiles topográficos. a) Vista de sección de perfil topográfico que muestra como las fallas formadoras de escarpes convergen y son controladas a profundidad por una falla maestra de bajo ángulo con sentido normal de desplazamiento. Bajo esta geometría, la deformación horizontal (Σh_i) y vertical (Σv_i) total a través del arreglo de escarpes de falla debe ser igual a las componentes del desplazamiento horizontal (h_d) y vertical (v_d) a través de la falla maestra de bajo ángulo. Esta relación permite calcular el ángulo de buzamiento (D) de la falla maestra que controla el arreglo en profundidad. (b y c) Reconstrucción palinspástica de la deformación horizontal (h) y vertical (v) a través de los escarpes sintéticos y antitéticos. Para la reconstrucción palinspástica de la deformación horizontal (h) y vertical (v) a través de los escarpes de falla se asumió un ángulo de buzamiento de 65° , el cual es el valor promedio del echado de las fallas formadoras de escarpes. α es el ángulo de la pendiente regional la cual fue determinada de manera individual promediando las pendientes de las superficies superior e inferior en las inmediaciones cada escarpe. Modificado de Axen et al. (1999) y Spelz (2008). 48
- 27 Imagen satelital que muestra los dominios estructurales de la falla CDD. La falla CDD está conformada por cuatro dominios, 2 megamuliones antiformes y 2 megamuliones sinformes. Las estrellas de color negro indican el límite norte y sur respectivamente del segmento central de la falla CDD. La distancia en línea recta entre estas es ~16.5 km. El segmento central de la falla CDD es conformado por el megamulión antiforme norte y por el flanco norte del megamulión antiforme sur (Modificado de Seiler et al, 2010). La línea roja indica la traza de la falla Laguna Salada, la línea amarilla corresponde a la traza de la falla Chupamirtos y la línea verde indican la traza de la falla CDD a lo largo de todo el frente montañoso de la Sierra El Mayor. Esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados..... 50
- 28 Imagen satelital que muestra la distribución de las fajas estructurales del segmento central de la falla CDD. Los límites de las fajas (líneas color morado) son definidos por la distribución de los escarpes cosísmicos (líneas delgadas negras) y las unidades de abanicos aluviales (líneas blancas). En el segmento central de la falla CDD se han definido los minimuliones antiformes (líneas color rosa) y los minimuliones sinformes (líneas color azul) que conforman la traza de la falla CDD. Las sombras de color rosa y azul claro adyacentes a los minimuliones indican los segmentos correspondientes al megamulión antiforme y megamulión sinforme respectivamente. El área roja sombreada representa la trayectoria del puente estructural desarrollado en el dominio del megamulión

- sinforme sur (ver texto para mayor explicación). Esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados. 51
- 29 Fotografías aéreas del arreglo de escarpes cosísmicos en la faja interna. a) Faja interna a lo largo del megamulión antiforme norte. Los escarpes cosísmicos se concentran cerca del frente montañoso (~300 m) y la dirección de sus rumbos es controlada por los plegamientos de la traza de la falla CDD definidos por los minimuliones sinformes y antiformes. b) Faja interna a lo largo del megamulión sinforme sur. El arreglo de escarpes se bifurca, generando la concentración de los escarpes en dos áreas, una sobre la traza de la falla CDD y otra sobre el puente estructural (ver texto para mayor explicación). Los escarpes cercanos al frente montañoso presentan rumbos similares a la traza de la falla CDD y los escarpes sobre el puente estructural (línea roja) tienen rumbos paralelos a éste. Las líneas delgadas de color negro representan escarpes cosísmicos los cuales fueron coloreados en la imagen de la derecha según el sentido de cizalla que tengan: rojo cizalla sintética, azul cizalla antitética, esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados. 53
- 30 Imagen área que muestra los subdominios de la faja interna. Los subdominios fueron definidos a partir de la variación del desplazamiento cosísmico, los dominios “Límite norte”, y “Límite sur” presentan desplazamientos cosísmicos bajos, el subdominio “Zona central” desplazamientos medios y los subdominios “Eje de megamulión antiforme norte” y “Megamulión Sinforme sur” presentan desplazamientos cosísmicos altos. Las líneas azul claro definen la traza de los perfiles topográficos, la línea morada es el límite oeste de la faja interna, esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados. 55
- 31 Gráfica de desplazamientos cosísmicos de la faja interna ubicada en la porción central de la falla CDD. El desplazamiento cosísmico sobre el plano de la falla maestra CDD fue calculado a partir del desplazamiento vertical y horizontal medido sobre los perfiles topográficos. Las barras de error indican el error estimado en cada medición. Cuando en ambos bloques del escarpe el marcador superficial corresponden a una misma unidad aluvial, se asume un error de medición de $\pm 5\%$. Cuando en un escarpe, el marcador superficial del bloque de piso corresponde a una unidad más joven que el marcador superficial del bloque de techo, el error de la medición es de 10% superior, ya que en dicho escarpe se mide un desplazamiento vertical mínimo. LN: Límite norte, EMAN: Eje de megamulión antiforme norte, ZN: Zona central, MSS: Megamulión Sinforme y LS: Límite sur. 56
- 32 Gráfica de desplazamientos cosísmicos de los segmentos (A-F) de la faja interna. La faja interna de la falla CDD fue dividida en seis segmentos, A, B, C, D, E y F (ver texto para mayor explicación). Las estrellas negras indican el inicio y fin de cada segmento, y los polígonos rojos y azules son auxiliares para identificar la longitud de cada uno de los segmentos. La simbología ha sido descrita previamente. 59
- 33 Imagen aérea del segmento A. Las estrellas negras indican los límites del segmento A, la distancia en línea recta entre los límites es de ~1800 m. Las líneas de color azul claro representan las trazas de los perfiles topográficos. Las líneas verdes describen la traza de la falla CDD a detalle. La demás simbología ha sido descrita previamente 60
- 34 Patrones estructurales de escarpes cosísmicos. a) Patrón paralelo: escarpes que guardan paralelidad entre sí, nunca se tocan. b) Patrón en echelón (escalonados): grupo de

- escarpes paralelos, localizados entre dos superficies envolventes y que son oblicuos a estas. c) Patrón anastomosado: Escarpes que se unen y divergen formando geometrías trenzadas. d) Patrón de relevo: en vista de planta se observan escarpes paralelos o subparalelos que se traslapan en el inicio o fin de sus trazas, en los cuales la deformación se transfiere de uno a otro. 61
- 35 Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos del segmento A. a): en el segmento A el arreglo de escarpes cosísmicos presenta patrones estructurales paralelos, anastomosados y en echelón. b): perfiles topográficos con grabens tipo keystone delimitados por fallas sintéticas con buzamiento hacia el oeste y fallas antitéticas con buzamientos hacia el este. La simbología ha sido descrita previamente. 62
- 36 Imagen aérea de “graben doblado”. La dirección de los escarpes es controlada por la traza de la falla CDD. En la figura se observa un graben delimitado por dos escarpes, ambos tienen un cambio de dirección de $\sim 50^\circ$ provocado por el minimulión antiforme de la traza de la falla CDD. Este graben se ubica en el recuadro de la etiqueta “Gaben” de la figura 34. Las líneas verdes describen la traza de la falla CDD. Las líneas blancas los límites de los unidades de abanicos aluviales. 62
- 37 Imagen aérea del segmento A. Visualmente se calculó la dirección promedio de los escarpes cosísmicos interceptados por cada perfil topográfico. El polo de las direcciones promedio fueron graficados en la red estereográfica, suponiendo cizalla sintética y echados de 65° . Se pudieron definir dos direcciones preferenciales en el arreglo de escarpes, una con orientación SW y otra con orientación SE. Las líneas amarillas representan el rumbo promedio de los escarpes en cada uno de los perfiles topográficos. La simbología recién descrita es utilizada para todas las figuras del apartado de Resultados. 63
- 38 Imagen aérea del segmento B. Las estrellas negras indican los límites del segmento B, la distancia en línea recta entre los límites es de ~ 1930 m. La simbología ha sido descrita previamente. 64
- 39 Imagen aérea de patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento B. En el arreglo de escarpes del segmento B se observan patrones estructurales de relevo, en echelón y anastomosados. Se observa predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente. 65
- 40 Perfiles topográficos que muestran el desplazamiento vertical sobre los escarpes cosísmicos. Los desplazamientos verticales medidos sobre los perfiles topográficos permiten inferir el número de eventos sísmicos registrados en cada unidad de abanicos aluviales. En los cuatro perfiles se observa un graben tipo keystone delimitado por un escarpe sintético y un escarpe antitético. El desplazamiento vertical sintético registrado en el graben es de 3.0 m (P22), 1.0 m (P20), 1.3 m (P21) y 0.7 m. (P23). El desplazamiento vertical sintético del graben en el perfil anaranjado, localizado sobre la unidad más antigua Q5, duplica el valor en cualquiera de los otros perfiles, así que se puede inferir que la unidad Q5 ha registrado al menos un evento sísmico más que la unidad Q4 y Q3. La simbología ha sido descrita previamente. 66

41	Imágenes áreas que muestran la dirección de los escarpes cosísmicos. Los escarpes cosísmicos en el segmento B presentan direcciones SW. La simbología ha sido descrita previamente.	67
42	Imágenes áreas que muestran patrón de escarpes en echelón. Escarpes cosísmicos con distribución en echelón. Este patrón es originado por el plegamiento de la falla CDD, definido por un minimulión sinforme. En el flanco norte del minimulión los escarpes presentan pasos a la izquierda (cizalla derecha) y en el flanco sur pasos a la derecha (cizalla izquierda). La simbología ha sido descrita previamente.	68
43	Imagen aérea del segmento C. Las estrellas negras indican los límites del segmento C, la distancia en línea recta entre los límites es de ~2500 m. Las líneas anaranjadas muestran la dirección promedio de la traza de la falla CDD. La simbología ha sido descrita previamente.	69
44	Longitud de minimuliones. Para este trabajo el término, “longitud de minimuliones” se refiere a la longitud medida en línea recta entre los puntos de inflexión del minimulión. Un punto de flexión son los puntos de los flancos donde la flexura cambia de dirección, de cóncava a convexa o viceversa. L_m = longitud de minimulión, ρ = ángulo interno entre los flancos y a = amplitud. En la figura se pueden observar minimuliones con diferentes longitudes (líneas amarillas). El área de la figura se localiza en el segmento E. La simbología ha sido descrita previamente.....	70
45	Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento C. En el arreglo de escarpes del segmento C se observan tres patrones estructurales: anastomosado, en echelón y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente.....	71
46	Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. Los escarpes cosísmicos en el segmento C presentan dos orientaciones preferenciales, una hacia el S y otra hacia el S-SE. La simbología ha sido descrita previamente.	72
47	Imagen aérea del segmento D. Las estrellas negras indican los límites del segmento D, la distancia en línea recta entre los límites es de ~4560 m. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores..	73
48	Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento D. En el arreglo de escarpes del segmento D se observan tres patrones estructurales: anastomosado, en echelón y paralelo. Predominan escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente.....	74
49	Imagen aérea que muestra graben en sonrisa. (a): mapa que muestra un “grogen en sonrisa” delimitado por un eskarpe sintético y un eskarpe antitético, los cuales se desprenden de la traza de la falla CDD. Nótese que la geometría de los escarpes cosísmicos que delimitan el grogen es muy similar a la traza de la falla CDD. (b): En vista de sección se dibuja la geometría inferida existente entre los escarpes y la falla CDD a profundidad. La simbología ha sido descrita previamente.	74
50	Imagen área que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. Los escarpes cosísmicos en el segmento D presentan variación de rumbo de 56° , entre $\sim 105^\circ$ y 161° de azimut. La simbología ha sido descrita previamente	75

- 51 Imagen aérea del segmento E. Las estrellas negras indican los límites del segmento E, la distancia en línea recta entre los límites es de ~ 3500 m. La línea punteada anaranjada delimita el área del segmento E dentro de la faja interna. La simbología ha sido descrita previamente 76
- 52 Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento E. En el arreglo de escarpes del segmento E se observan dos patrones estructurales: anastomosado y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente 77
- 53 Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. Nótese que los escarpes cosísmicos en el segmento E presentan orientaciones entre $\sim 71^\circ$ y 178° de azimut. Esta gran variación de orientaciones es debida a la bifurcación que presenta el arreglo de escarpes en el segmento E. La simbología ha sido descrita previamente..... 78
- 54 Imagen aérea del segmento E. Las estrellas negras indican los límites del segmento F, la distancia en línea recta entre los límites es de ~ 2100 m. Las líneas azules representan las trazas de los perfiles topográficos. La línea punteada anaranjada delimita el área del segmento F dentro de la faja interna. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores..... 79
- 55 Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento F. En el arreglo de escarpes del segmento F se observan dos patrones estructurales: anastomosado y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores..... 80
- 56 Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. La mayoría de los escarpes cosísmicos en el segmento F se alinean hacia el SSE, guardando paralelidad con el rumbo del puente estructural. La simbología ha sido descrita previamente. 80
- 57 Imagen aérea que muestra la geometría de los desprendimientos de falla CDD. Las líneas de color morado y azul claro definen la trayectoria de los desprendimientos que se originan en los minimuliones antifformes de la falla CDD. La traza de los desprendimientos es interpretada a partir de la orientación y ubicación de los escarpes de falla, los cuales describen lineamientos con dirección hacia la cuenca. Se infiere que el origen de los desprendimientos orientados NW (azul claro) es un sismo o sismos cuya ruptura se propagó de norte a sur, y los desprendimientos NE (morados) de un sismo o sismos cuya ruptura se propagó desde el norte hacia el sur (ver texto para mayor explicación). Las líneas rosas y azules indican los minimuliones antifformes y sinformes respectivamente. Las líneas negras son escarpes cosísmicos..... 83
- 58 Comparación del dominio sinforme norte y dominio sinforme sur de la falla CDD. En el dominio sinforme norte (a) el evento de 1892 de $M_w = 7.2$, se propagó de N a S, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al norte del domino. Este evento afecto los cuatro segmentos de escarpes (CRCH1, CRCH2, CRCH3 y CRCH4). El dominio sinforme sur (b) presenta cinco segmentos cosísmicos bien alineados. De norte a sur se presentan cuatro segmentos, holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q3, Q4, Q6 y Q7); dos eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7); y cuatro eventos holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q4, Q5, Q6 y Q7). La distancia máxima entre el arreglo de escarpes y el trazo de la falla CDD es

- de ~12 km en el sinforme norte y de ~4.5 km en el sinforme sur. Debido a la geometría del arreglo de escarpes y la distancia entre éste y la traza de la falla CDD se infiere que, en ambos sinformes la deformación está migrando con dirección a la cuenca, pero el domino sinforme norte se encuentra en una etapa más avanzada que el dominio sinforme sur (Vallín, 2017; Villaverde, 2017; Cambrón, 2017). 84
- 59 Esquema que muestra el mecanismo del graben-de-roca-angular 'keystone'. Este mecanismo explica como la propagación del deslizamiento sismogénico hacia los niveles más someros de la cuña sedimentaria produce uno o más grabens de tipo 'keystone'. Las componentes integradas de la cizalla horizontal (Σh_i) y vertical (Σv_i) a través del arreglo de escarpes de falla son iguales a las componentes horizontal (h_o) y vertical (v_o) de la deformación sismogénica a través de la falla maestra de bajo ángulo. En este caso, la deformación integrada de las rupturas superficiales reproduce fielmente el ángulo de buzamiento (D) de la falla maestra (tomado de Spelz, 2008). 85
- 60 Modelo conceptual de la cizalla dominante en cada una de las fajas estructurales de la porción central de la falla CDD. En una falla normal de bajo ángulo, la componente horizontal del desplazamiento cosísmico debe ser mayor que la componente vertical. Debido a que la falla maestra CDD presenta una geometría antilítrica, se observan diferentes relaciones entre las componentes del desplazamiento cosísmico, entre más inclinado es el plano de la falla maestra, mayor es la componente vertical (faja externa), y entre menos inclinado es el plano de falla, la componente vertical es de menor tamaño (faja intermedia y faja interna). Para poder alcanzar la relación entre las componentes vertical y horizontal correspondientes al desplazamiento cosísmico neto sobre el plano de la falla CDD es necesario la existencia de escarpes antitéticos que incrementen la componente horizontal y disminuyan la componente vertical, los cuales se concentran en la faja interna posiblemente debido a que en esta zona la inclinación del plano de la falla CDD disminuye notoriamente. 86
- 61 Modelo de los esfuerzos de cizalla a lo largo del plano de falla CDD. A) El plano de la falla CDD incrementa su inclinación conforme se aleja del frente montañoso, cuanto más inclinado es el plano de falla es más óptimamente orientado y requerirá menor cantidad de esfuerzos de cizalla para fracturarse y deslizarse. Podemos notar que, en las inmediaciones de la faja interna, el plano de la falla CDD presenta la menor inclinación; lo que indica que, para que este segmento se deslice se requieren los más grandes esfuerzos de cizalla. B) El círculo de Mohr representa los esfuerzos necesarios para que rompan las fallas mejor orientadas de la red de fallas conformadas por los escarpes cosísmicos y la falla maestra CDD. En este diagrama se observa que los escarpes son los primeros que fallaran y la falla CDD se mantendrá estable, lo cual no ocurre en la realidad. C) El círculo de Mohr muestra el estado de esfuerzos necesarios para que fallen tanto los escarpes de falla y los diferentes segmentos del plano de falla CDD, todos con diferentes inclinaciones. Los segmentos de la falla CDD se mantienen en estado crítico debido a la liberación paulatina de esfuerzos de cizalla a través de microsismicidad y creep, y sólo se deslizaran cuando la falla Keystone, es decir la falla CDD, alcance los estados de cizalla necesarios para su deslizamiento. Este modelo explica porque los escarpes bien orientados se mantienen estables y la deformación cosísmica se concentra en la faja interna, la cual está sometida a la mayor cantidad de esfuerzos de cizalla. A partir de Fletcher, et al, 2016. 89

- 62 Modelo conceptual que muestra la distribución de la deformación cosísmica controlada por los desprendimientos de falla. De acuerdo con el modelo, en el mulión antiforme convergerán los dos conjuntos de desprendimientos de falla, el originado por el sismo del sur (líneas azules) y el originado por el sismo del norte (líneas anaranjadas). La deformación se concentrará en el eje del antiforme y continuará sobre los desprendimientos de falla. Por su parte, los sinformes serán progresivamente los abandonados. Las líneas negras representan escarpes de falla. 90
- 63 Imagen aérea que muestra los principales rasgos estructurales a lo largo de la faja interna. El desplazamiento cosísmico de la faja interna está controlado por tres estructuras principales: (i) la traza de la falla CDD; (ii) los desprendimientos de falla a lo largo del megamulión antiforme y, (iii) el puente estructural localizado sobre el megamulión sinforme sur. Las líneas rosa y azul oscuro representan los minimuliones antiformes y sinformes respectivamente que conforman la traza de la falla CDD en su porción central. La línea verde indica la traza de la falla CDD fuera del segmento central. La línea amarilla representa la traza de la falla Chupamirtos. La línea morada indica el límite oeste de la faja interna. El recuadro blanco delimita la zona de estudio. 96
- 64 Gráfica de desplazamiento cosísmico de la faja interna. Se grafican los desplazamientos cosísmicos medidos a lo largo de la traza CDD en cada una de las unidades de abanicos aluviales que afloran en la faja interna (ver simbología). La variabilidad de la magnitud del desplazamiento cosísmico dentro de la faja interna depende parcialmente de los cambios de rumbo de la falla CDD y los desprendimientos de falla, incluido el puente estructural, que son quienes determinan la orientación de los escarpes cosísmicos. Simbología mapa: Las líneas anaranjadas representan los desprendimientos de falla, la línea roja representa el puente estructural, los segmento rosas y azules oscuro los minimuliones antiformes y sinformes respectivamente que conforman la traza de la falla CDD, la línea color morada indica el límite oeste de la faja interna y las líneas de color azul claro son las trazas de los perfiles topográficos. 97
- 65 Regresiones para el cálculo de la Magnitud de momento sísmico (M) a partir del desplazamiento máximo y la longitud de las rupturas superficiales (tomado de Wells y Coppersmith, 1994). A) Regresión de la magnitud de momento sísmico (M) y máximo desplazamiento (MD). A partir de los valores de desplazamiento cosísmico máximo definidos en cada unidad de abanicos aluviales se determinó la Magnitud de momento (M_w) de cada uno de los eventos inferidos de la faja interna. B) Regresión de magnitud de momento sísmico (M) y longitud de la ruptura en superficie (SRL). A partir de la Magnitud de momento se definió la longitud de ruptura para cada evento. Nótese que el evento más reciente fue determinado por Rockwell et al., (2015) quienes documentaron una ruptura de 58 km para el evento de 1892 de M_w 7.2. Es impórtate señalar que, Rockwell et al., (2015) calculó la magnitud de momento (M_w) con la ecuación de Hanks y Kanamori (1979), y la longitud de ruptura en superficie a través de mapeo en campo. La cartografía de la ruptura fue basada preliminarmente en imágenes de Google Earth, cuya resolución es menor a la utilizada en este trabajo. Posiblemente, la falta de resolución de las imágenes utilizadas no permitió la revisión de sitios donde están expuestos escarpes asociados al evento de 1892 y causó una subestimación de la ruptura en superficie. Fletcher et al., (2014) documentó una longitud de ruptura de 110 km para el sismo Mayor-Cucapah 2010 el cual tuvo una magnitud de M_w 7.1. Este sismo fue generado en una FNBA, las cuales controlan largos segmentos de rupturas en superficies y juegan un rol importante en la trasferencia del deslizamiento a través de

	una red de falla. La ruptura del sismo Mayor-Cucapah ha sido la ruptura más compleja documentada en el límite de placas Pacífico-Norteamericana.	103
66	Mapa de rupturas superficiales estimadas para cada evento sísmico con base en su desplazamiento máximo. Las longitudes de ruptura calculadas por Cambrón (2017) para los eventos 1892 (Mw 7.1-7.3, LRS: ~80 km, azul), Q4 (Mw 7.4, LRS: ~98 k, rojo), Q5 (Mw 7.41, LRS~102 km, verde) y Q6 (Mw 7.6, LRS:~149 km, morado) son representadas con líneas continuas. Las líneas punteadas representan los segmentos agregados a las rupturas de los eventos 1892 (Mw 7.3, LRS: ~88 km), Q4 (Mw 7.5, LRS: ~112.4 km, rojo) y Q5 (Mw 7.5, LRS: ~ 122.4, verde) con base en lo calculado en el presente trabajo. La línea color anaranjado representa la ruptura del sismo Q7 (Mw 7.4, LRS: ~93.1 km.). La línea amarilla corresponde a la ruptura del sismo de 2010 (Mw 7.2, LRS: ~110 km). La estrella roja indica la ubicación de la trinchera donde Karlsson, 2018 definió seis eventos que afectaron la porción sur de la falla CDD. (Modificado de Cambrón, 2017).....	104
67	Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P01 a P10. Las líneas verde claro y verde oscuro definen la traza de la falla CDD a detalle, la línea amarilla define la traza de la falla Chupamirtos, la línea morada define el limite oeste de la faja interna, las líneas gruesas negras indican la traza de los perfiles topográficos, las líneas delgadas color rojo indican escarpes con cizalla sintética, las líneas azules delgadas indican la escarpes con cizalla antitética, y las líneas negras delgadas son escarpes con cizalla indefinida y las líneas blancas definen los limites de las unidades de abanicos aluviales. Esta simbología es utilizada para todo el apartado de Anexos.....	119
68	Perfil P01.	120
69	Perfil P02.....	121
70	Perfil P03	122
71	Perfil P04	123
72	Perfil P05	124
73	Perfil P06	125
74	Perfil P07	126
75	Perfil P08.	127
76	Perfil P09.	128
77	Perfil P10.	129
78	Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P11 a P21.	130
79	Perfil P11.	131
80	Perfil P12.	132

81	Perfil P13a y P13b.....	133
82	Perfil P14.	134
83	Perfil P15.	135
84	Perfil P16.	136
85	Perfil P17.	137
86	Perfil P18.	138
87	Perfil P19.	139
88	Perfil P20.	140
89	Perfil P21.	141
90	Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P22 a P28.	142
91	Perfil P22.	143
92	Perfil P23.	144
93	Perfil P24.	145
94	Perfil P25.	146
95	Perfil P26.	147
96	Perfil P27.	148
97	Perfil P28.	149
98	Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P22 a P28.	150
99	Perfil P29.	151
100	Perfil P30.	152
101	Perfil P31.	153
102	Perfil P32.	154
103	Perfil P33.	155
104	Perfil P34.	156
105	Perfil P35a y P35b.....	157

106	Perfil P36a y P36b.....	158
107	Perfil P37.....	159
108	Perfil P38.....	160
109	Perfil P39.....	161
110	Perfil P40.....	162
111	Imagen área que muestra la localizacion de los perfiles P41-P50.....	163
112	Perfil P41.....	164
113	Perfil P42.....	165
114	Perfil P43.....	166
115	Perfil P44.....	167
116	Perfil P45.....	168
117	Perfil P46.....	169
118	Perfil P47.....	170
119	Perfil P48.....	171
120	Perfil P49.....	172
121	Perfil P50.....	173
122	Imagen área que muestra la localizacion de los perfiles P51-P58.....	174
123	Perfil P51.....	175
124	Perfil P52.....	176
125	Perfil P53.....	177
126	Perfil P54.....	178
127	Perfil P55.....	179
128	Perfil P56.....	180
129	Perfil P57.....	181
130	Perfil P58.....	182

131	Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P59-P61.	183
132	Perfil P59	184
133	Perfil P60.	185
134	Perfil P61	186
135	Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P62-P65.	187
136	Perfil P62	188
137	Perfil P63.	189
138	Perfil P64	190
139	Perfil P65	191
140	Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P66-P72.	192
141	Perfil P66	193
142	Perfil P67	194
143	Perfil P68.	195
144	Perfil P69.	196
145	Perfil P70a	197
146	Perfil P70b	198
147	Perfil P70c	199
148	Perfil P71	200
149	Perfil P72.	201
150	Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P59-P61.	202
151	Perfil P59	203
152	Perfil P74a	204
153	Perfil P74b	205
154	Perfil P74c	206
155	Perfil P74d.....	207

156	Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P75-P83.	208
157	Perfil P75	209
158	Perfil P76a	210
159	Perfil P76b	211
160	Perfil P76c	212
161	Perfil P77b	213
162	Perfil P77a	214
163	Perfil P77b	215
164	Perfil P78	216
165	Perfil P79a	217
166	Perfil P79b	218
167	Perfil P80a	219
168	Perfil P77b	220
169	Perfil P80c	221
170	Perfil P81	222
171	Perfil P82	223
172	Perfil P83	224

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Edades de las superficies aluviales identificadas en el dominio Sinforme Sur de la falla CDD.....	435
2	Valores mínimos y máximos de desplazamientos cosísmicos por unidad de abanicos aluviales. Además, se indica el subdominio donde se localizan.....	57
3	Patrones estructurales de escarpes en la faja interna. En la tabla se enlistan los patrones estructurales presentes en la faja interna, y los mecanismos encargados de su formación.....	93
4	Desplazamientos cosísmicos máximos de cada unidad de abanico aluvial o marcador superficial.	100
5	Paleosismicidad de la falla CDD	101
6	Edades de eventos sísmicos ocurridos en la Falla Laguna Salada y la Falla CDD.....	105
7	A continuación se enlistan los desplazamientos verticales y horizontales medidos sobre cada uno de los perfiles topográficos, que permitieron definir las componentes verticales y horizontales del desplazamiento cosísmico sobre la traza de la falla CDD y el ángulo de buzamiento de la misma.....	114

Capítulo 1. Introducción

La existencia de fallas normales activas de bajo ángulo ($<30^\circ$ de buzamiento) es muy controversial debido a dos principales razones: la primera está relacionada con la teoría clásica de fallamiento mecánico (e.g., Anderson, 1951), donde se predice que las fallas normales deben formarse con inclinaciones $\geq 60^\circ$; y la segunda, es debida al escaso registro de grandes terremotos ($M>5.5$) asociados con planos de falla con buzamientos someros ($\leq 30^\circ$) en sistemas extensionales (Lecomte et al., 2012). No obstante lo anterior, cada vez son más los estudios que reportan a nivel mundial la presencia de fallas normales activas, con buzamientos $<30^\circ$, las cuales se han formado y deslizado en la corteza superior quebradiza (Johnson & Loy, 1992; Wernicke, 1995; Hayman et al., 2003; Axen, 2007; y Collettini, 2011).

La falla CDD es una FNBA activa, tiene una traza curvilínea que se extiende a lo largo de ~ 55 -60 km al oeste de la Sierra el Mayor y, junto con la falla Laguna Salada controla el límite este de la cuenca Laguna Salada, la cual es definida como un half graben asimétrico (

Figura 1). La falla CDD presenta zonas con buzamientos de 10° - 20° y capas de salvanda entre 1 y 2 m de grosor rodeada por una zona de cataclasitas con espesores que van de los 100 m hasta 200 m. Además, a lo largo de la falla CDD se ha desarrollado un extenso arreglo de escarpes que corta una secuencia de ocho unidades de abanicos aluviales del Cuaternario. Se cree que la actividad de la falla CDD comenzó hace 12 Ma. y ha acomodado entre 5 y 7 km de levantamiento vertical (Fletcher y Spelz, 2009).

Según la teoría de reactivación friccional Anderson-Byerlee, e.i., cuando la corteza en extensión es caracterizada por σ_1 con trayectorias verticales y las fallas normales presentan valores de fricción entre 0.6 - 0.85, será más fácil que se forme una falla normal mejor orientada (e. i. $\sim 60^\circ$ de buzamiento) en vez de reactivar una falla existente con buzamientos menores a 30° (Collettini y Sibson, 2001; Fletcher y Spelz, 2009 y Collettini, 2011). Sin embargo, la falla CDD demuestra que fallas normales de bajo ángulo, en este caso de $\sim 20^\circ$ de buzamiento, pueden ser sísmicamente activas.

Para definir la historia paleosísmica de la porción central de la falla CCD, en específico de la faja interna, en este trabajo se caracteriza la evolución espacio-temporal de los escarpes de falla Cuaternarios adyacentes a la falla CDD. La caracterización espacial es realizada a través de perfiles topográficos sobre modelos digitales de elevación de 0.12 m de resolución, los cuales permiten definir la deformación vertical y horizontal que ha tenido lugar en la faja interna de falla CDD. Para el análisis temporal se utiliza la cartografía de abanicos aluviales y del arreglo de escarpes realizada en trabajos previos (Villaverde, 2017;

Vallín, 2017; Gutiérrez, 2017); además de la datación de unidades abanicos aluviales realizadas por Mueller y Rockwell (1995), Hernández (2015) y Karlsson (2018). Con estos análisis es posible determinar los segmentos que fueron contemporáneamente activos y definir la historia paleosísmica de la faja interna de la falla CDD.

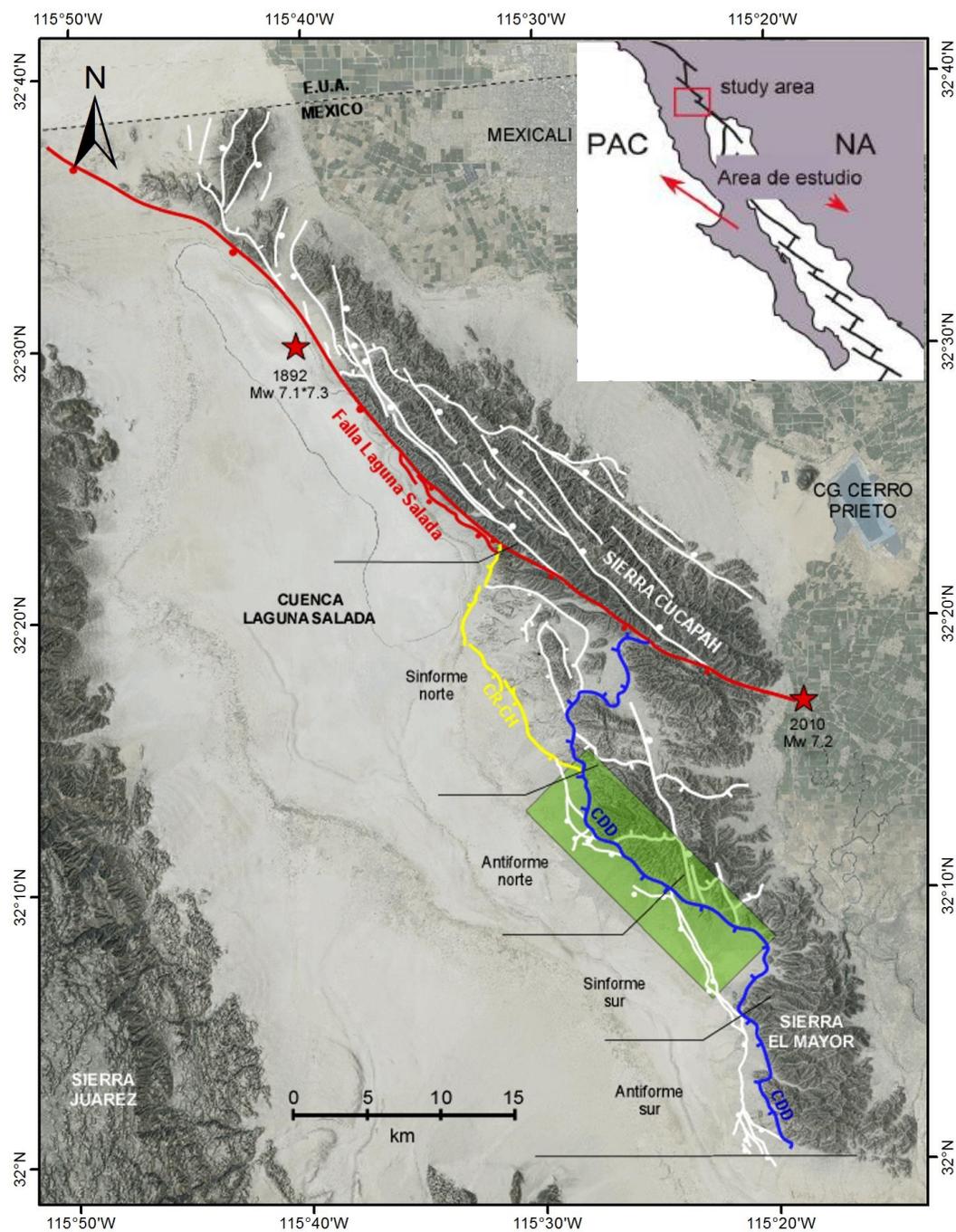


Figura 1. Mapa regional del sitio de estudio. El área sombreada de color verde indica el área de estudio de este trabajo, y las líneas de colores representan los diferentes sistemas de fallas: Cañada David (CDD, azul), Laguna Salada (rojo), Cañón Rojo-Chupamirtos (CR-CH, amarillo), Cerro Colorado y otras fallas (blanco). Las estrellas de color rojo indican los epicentros de sismos históricos de gran magnitud cercanos al área de estudio. Todos los mapas de este trabajo están georeferidos al sistema coordenadas GSC_WGS_1984, Datum: D_WGS_1984, Esferoide: WGS_1984.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Sismicidad reciente de la Cuenca Laguna Salada y Valle de Mexicali

De acuerdo con la regionalización sísmica de México elaborada por la Comisión Federal de Electricidad (2008) y Cenapred (2001), el municipio de Mexicali se sitúa en una región con categoría D. En las zonas con esta categoría han ocurrido con frecuencia grandes temblores (sismos mayores a 7) y las aceleraciones del terreno pueden ser superiores al 70% de gravedad por ello se consideran zonas de muy alto peligro sísmico (Instituto de Investigaciones Sociales AUBC, 2011). Gracias a los registros históricos y los registros sísmicos de la Red Sismológica del Sur de California y la Red Sísmica del Noreste de México (RESNOM) instaladas en 1932 y 1977 respectivamente, se sabe que la región de Mexicali ha sido afectada por grandes temblores.

- **Sismo 23 de febrero 1892**

Reconocido y mapeado por Mueller y Rockwell en 1991 y 1995. Rockwell et al (2015) propone que el epicentro del sismo se localiza en la falla Laguna Salada (Figura 2), donde ocurrió un desplazamiento oblicuo mayor a 5 m y una rotura superficial de 58 km de longitud. La magnitud calculada del evento es 7.1-7.3 M_w (Rockwell, et al 2015; Cambrón, 2017). Cambrón (2017) propone una ruptura superficial de ~80 km con la siguiente distribución: 55 km sobre la falla Laguna Salada, 18 km a lo largo de los cuatro segmentos del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos y 7 km sobre la falla el norte de la falla CDD.

- **Sismo 30 de diciembre de 1934**

Inicialmente Leeds (1979) propuso que el epicentro del sismo del 30 de diciembre de 1934 se localizaba cerca de la Falla Chupamirtos y que su magnitud fue M_L 6.5. El mecanismo focal del sismo, determinado por Doser (1994), indica casi pura cizalla lateral derecha a lo largo de un plano con rumbo NW. A pesar de que, el rumbo de la falla Chupamirtos (Figura 2) es consistente con el mecanismo focal, el sentido de deslizamiento de las estrías no lo son y no existen estructuras (escarpes) certeras relacionadas a la ruptura superficial. A partir de estas observaciones Fletcher y Spelz (2009) proponen que es posible que el sismo de 1934 no produjera ruptura superficial o que el sismo no está asociado con la falla Chupamirtos (Fletcher y Spelz, 2009). En el catálogo de la Southern California Seismic Network (SCSN) (Hutton et al., 2010) los epicentros de los sismos del 30 y 31 de diciembre de 1934 fueron reubicados dentro de la cuenca de

Mexicali (Figura 2) y no en la cuenca Laguna Salada como lo había interpretado Leeds (1979). El evento del 30 de diciembre de 1934 tuvo una magnitud de M_w 6.3 y el sismo del 31 de diciembre una magnitud de M_w 6.4. Con estas nuevas ubicaciones, se invalida la suposición de que estos sismos hayan generado una ruptura a lo largo del sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos (Cambrón, 2017).

- **Sismo El Mayor-Cucapah (SMC), 4 de abril de 2010**

El sismo SMC tuvo una M_w 7.2. y su epicentro se localizó cerca del límite sur de la Sierra Cucapah. La superficie de ruptura tiene un longitud de ~ 120 km, y va de la punta norte del Golfo de California hasta la frontera de México y Estados Unidos, tiene un azimut de $\sim 315^\circ$ y está distribuida en una compleja red de fallas maestras (Fletcher et al., 2014). El sismo reveló la existencia un sistema de fallas compuesto por 7 fallas mayores unidas por numerosas fallas menores, haciendo de esta ruptura una de las más complejas documentadas en el límite de placas Pacífico-Norteamérica (Fletcher, et al 2016).

La superficie de ruptura del SMC en la Sierra Cucapah fue dividida en cuatro secciones principales separadas por una intersección de fallas y dos zonas de acomodamiento. En la zona más cercana al epicentro, en el extremo SE de la Sierra Cucapah el deslizamiento ocurrido en la falla Laguna Salada se extendió por la falla Pescadores. En la parte central de la Sierra Cucapah, la ruptura cosísmica fue observada a lo largo de la falla Borrego a lo largo de ~ 12 km y además, la falla se extendió varios kilómetros dentro de dos las zonas de acomodamiento, la zona Puerta y la zona Paso inferior, donde el deslizamiento cosísmico fue distribuido entre múltiples fallas maestras superpuestas. En el noroeste de la Sierra Cucapah, el deslizamiento cosísmico se concentró dentro de la falla maestra Paso Superior Detachment, en la que se observó un buzamiento somero ($\sim 20^\circ$) (Fletcher et al., 2014).

1.1.2 Teoría de fallamiento de Anderson

Las rocas en la corteza terrestre están sometidas a esfuerzos compresivos. En cualquier punto de la corteza, se pueden encontrar tres planos ortogonales entre sí en los que los esfuerzos de cizalla son nulos; estos planos se denominan planos principales de esfuerzo, y los esfuerzos normales que actúan sobre ellos son esfuerzos principales. El mayor de los tres esfuerzos es: σ_1 , el intermedio σ_2 y el menor es σ_3 . Además existen esfuerzos que son paralelos a los planos principales de esfuerzo, conocidos como esfuerzos de cizalla (σ_s) (González de Vallejo et al., 2002).

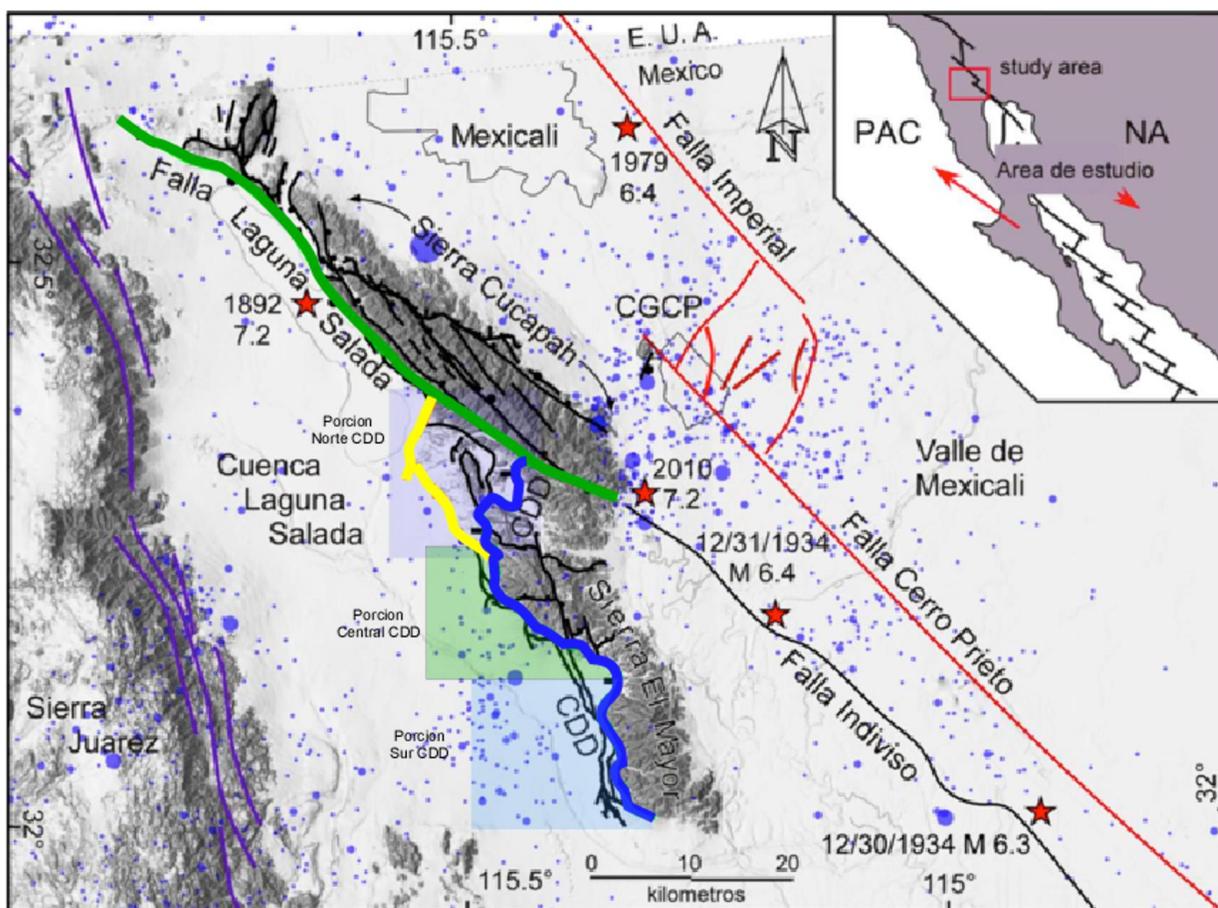


Figura 2. Mapa sismotectónico con las fallas mayores de la región. La línea de color verde corresponde a la falla Laguna Salada. La línea azul corresponde a la Falla Cañada David Detachment. En color anaranjado se muestra el sistema de fallas Cañón Rojo-Chupamirtos. Las líneas de color púrpura representan las fallas de San Pedro Mártir y Sierra Juárez. De color rojo se indica el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto. Otras fallas son simbolizadas con líneas de color negro. El polígono sombreado de color morado indica la porción norte de la falla CDD, el recuadro verde la porción central de la falla CDD (zona de estudio de este trabajo) y el recuadro azul la porción sur de la falla CDD. 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.

El fallamiento es una respuesta de la roca ante los esfuerzos de cizalla, y solo ocurre cuando los esfuerzos diferenciales ($\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3 = 2\sigma_s$) no son iguales a cero. La magnitud de los esfuerzos de cizalla sobre un plano cambia en función de la orientación del plano, así que podemos predecir una relación entre la orientación los planos de fractura y la dirección de los esfuerzos principales durante el fracturamiento (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

La teoría de fallamiento de Anderson desarrollada en 1951 describe la relación entre la orientación de las fracturas y la dirección de los esfuerzos principales durante el fracturamiento. Esta teoría fue formulada a

través de datos adquiridos de ensayos de compresión triaxial en roca, en donde las muestras son sometidas a esfuerzos confinantes, en un intento de simular los estados de esfuerzo compresivos en la corteza terrestre. La teoría de Anderson fue formulada bajo las siguientes suposiciones: (i) la superficie de la Tierra es una “superficie libre” que no puede transmitir esfuerzos de cizalla y (ii) que la fuerza gravitatoria sobre las rocas es el mayor contribuyente al estado de esfuerzos, y actúa verticalmente, permitiendo que las direcciones de los esfuerzos principales se mantengan estables dentro de una corteza homogénea e isotrópica independientemente de la profundidad (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

La teoría de fallamiento de Anderson establece que, las fallas normales ocurren cuando σ_2 y σ_3 son horizontales y σ_1 es vertical, el fallamiento inverso ocurre cuando σ_1 y σ_2 son horizontales y σ_3 es vertical, y el fallamiento strike-slip ocurre cuando σ_1 y σ_3 son horizontales y σ_2 es vertical. Además, el buzamiento de las fallas normales debería ser de $\sim 60^\circ$, el buzamiento de las fallas inversas de $\sim 30^\circ$, y el buzamiento de las fallas strike-slip debe ser casi vertical (Figura 3) (Van Der Pluijm y Marshak, 2004). Las suposiciones anteriores solo se cumple para deformación coaxial, la deformación debe ser isotrópica (Foosen, 2010).

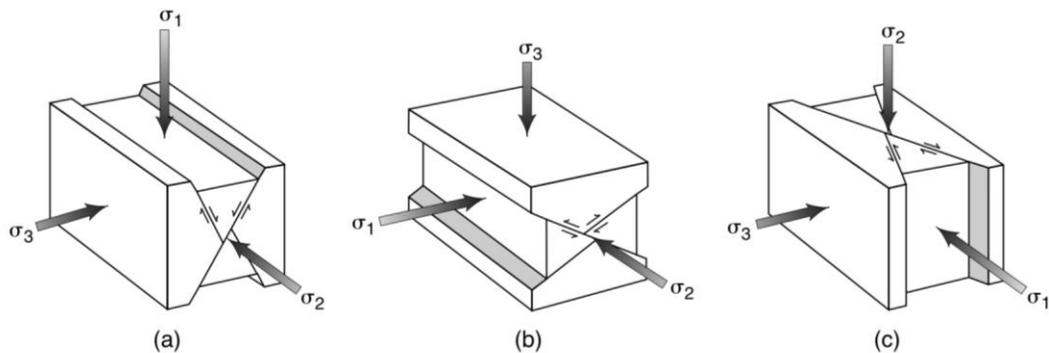


Figura 3. Fallamiento predicho por la Teoría de Fallamiento de Anderson. (a) Fallamiento normal, (b) fallamiento inverso y (c) fallamiento strike-slip (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

Para entender la inclinación del buzamiento de las fracturas cuando σ_1 es vertical, nótese en la Figura 4 que, el esfuerzo máximo normal no ocurre en el mismo plano del máximo esfuerzo de cizalla. El esfuerzo de cizalla tiene su punto más alto a 45° respecto a σ_1 , pero el estrés normal en este punto es aún muy grande para permitir el fracturamiento con esta dirección. El esfuerzo de cizalla es un poco más bajo en el plano orientado a 30° respecto a σ_1 , aunque sigue siendo muy alto, mientras que, los esfuerzos normales son sustancialmente más bajos, lo que permite el fallamiento de cizalla (Van Der Pluijm y Marshak, 2004). La magnitud de σ_s necesaria para desencadenar fallamiento no solo depende del estado de esfuerzos a la que está sometida una roca sino que también, depende de la presión de los fluidos de poro, litología, tasa de deformación, temperatura y la orientación de fallas preexistentes. (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

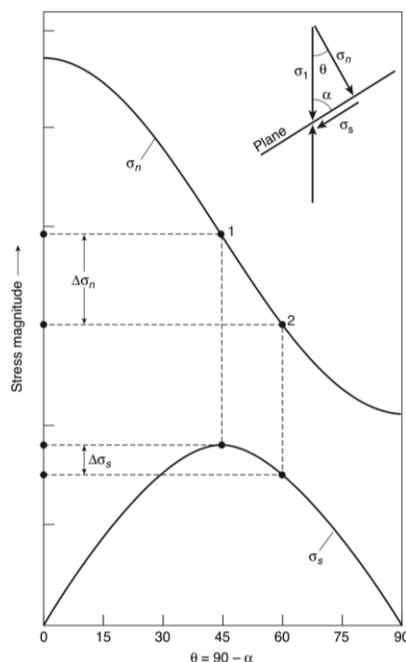


Figura 4. Variación de la magnitud de los esfuerzos normales y de cizalla actuando sobre un plano. La variación está en función del valor del ángulo α , el cual se encuentre entre el plano y la dirección σ_1 . En el punto 1 ($\alpha = \theta = 45^\circ$), se ubican el esfuerzo máximo de cizalla, pero el esfuerzo normal es muy grande. En el punto 2 ($\theta = 60^\circ$, $\alpha = 30^\circ$), el esfuerzo de cizalla es aún grande, y el esfuerzo normal es mucho más bajo (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

Una forma de representar gráficamente el estado de esfuerzos al que está sometida una roca es el diagrama de Mohr (Figura 5). El círculo de Mohr describe los esfuerzos normales y de cizalla que actúan sobre planos de todas las orientaciones posibles a través de un punto en la roca. En el eje X, se grafican los esfuerzos normales σ_1 y σ_3 ; y el eje Y, los esfuerzos de cizalla que actúan sobre un plano. El valor del esfuerzo principal σ_2 es representado por la circunferencia (Foosen, 2010).

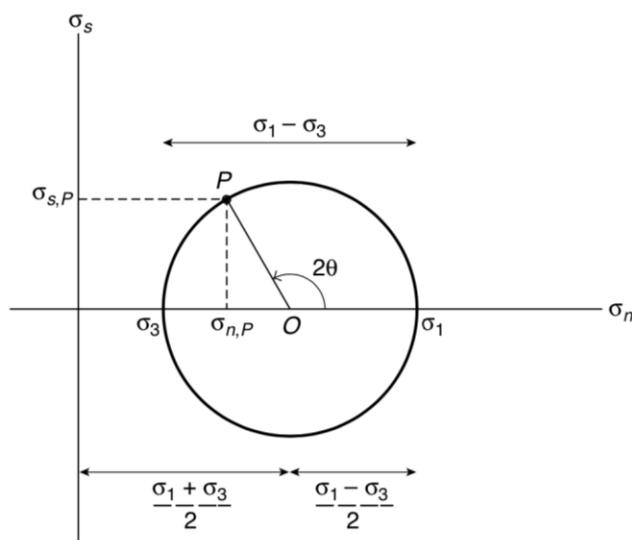


Figura 5. Diagrama de Mohr. El punto P representa el plano de fractura, y define la magnitud de los esfuerzos normales y de cizalla al momento del fracturamiento. El ángulo θ , es el ángulo entre la normal al plano de fractura y σ_1 . En el diagrama de Mohr en el ángulo θ se grafica duplicando su valor (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

1.1.3 Criterios y envolventes de fallamiento

Un criterio de fallamiento es una expresión matemática que describe el estado de esfuerzos en el cual una muestra de roca falla y se separa en dos partes. Los criterios de fallamiento definen una envolvente de fallamiento en el diagrama de Mohr, que separa los estados de esfuerzos en estables e inestables. En un estado de esfuerzos estable la roca no generará fracturas. Un estado de esfuerzos inestable nunca es alcanzado, pues antes de ser alcanzado la roca falla. Cuando un círculo de Mohr es tangente a la envolvente de fallamiento, especifica el estado de esfuerzos en el cual ocurre el fracturamiento (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

Todas las envolventes de fallamiento han sido construidas a partir de ensayos de compresión triaxial. La envolvente compuesta de fallamiento, integra los criterios de fallamiento Tensional, de Mohr, Coulomb y von Mises. Esta envolvente representa el límite entre los estados de esfuerzo estables e inestables, para un amplio rango de presiones confinantes y esfuerzos tensionales (Figura 6). El criterio de von Mises representa la "plastic yield criterio", un criterio de fallamiento plástico. El criterio de Coulomb y de Mohr describe los estados de esfuerzo del fallamiento frágil por cizalla. El fallamiento tensional supone la formación de fracturas tensionales paralelas a σ_3 , aunque la existencia de esas fracturas aún es controversial (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

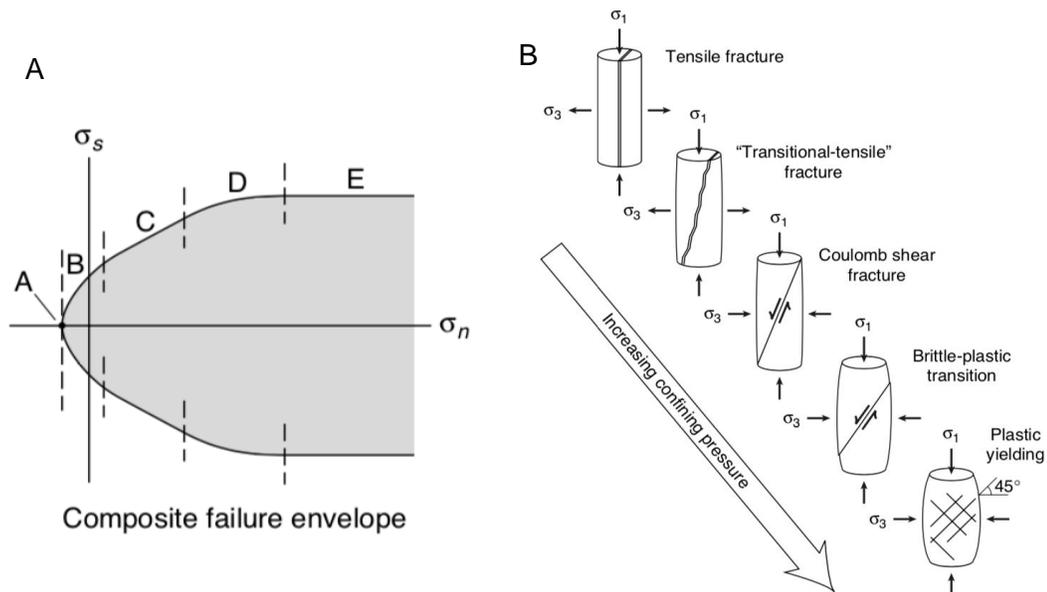


Figura 6. Envolvente de fallamiento compuesta. A: Envolvente de fallamiento compuesta. (A) Criterio de fallamiento Tensional, (B) Criterio de fallamiento de Mohr (parabólico), (C) Criterio de fallamiento de Coulomb (línea recta), (D) Transición de fallamiento frágil-plástico, y (E) Criterio de "plastic yield" von Mises. B: Geometría de las fracturas durante el fallamiento correspondientes a cada uno de los criterios de la envolvente compuesta de fallamiento (Modificado de Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

Los criterios de fallamiento de mayor relevancia para este trabajo son los criterios Coulomb y Mohr. El criterio de Coulomb sugiere que si todos los esfuerzos principales son compresivos, una roca fallará por la formación de una fractura de cizalla y que, el esfuerzo de cizalla paralelo a la superficie de fractura en el instante del fallamiento está relacionado con el esfuerzo normal por la ecuación:

$$\sigma_s = C + \mu\sigma_n \quad (1)$$

σ_s = esfuerzo de cizalla paralelo a la superficie de fractura

C = cohesión de la roca

σ_n = esfuerzo normal a través de fractura de cizalla al momento del fracturamiento.

μ = coeficiente proporcionalidad.

El criterio de Coulomb es graficado en Figura 7. Cada uno de los círculos representa un ensayo de compresión triaxial en una muestra de roca. Cuando se repite el experimento se puede observar que los círculos son tangentes a una línea recta con una pendiente μ ($\tan\phi$), que su intersección con el eje " σ_s " es C, y que esta línea recta representa el criterio de Coulomb. Una línea dibujada del centro de un círculo de Mohr a el punto tangencial al criterio de Coulomb define 2θ , donde θ , es el ángulo entre la normal al plano de fractura y σ_1 (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

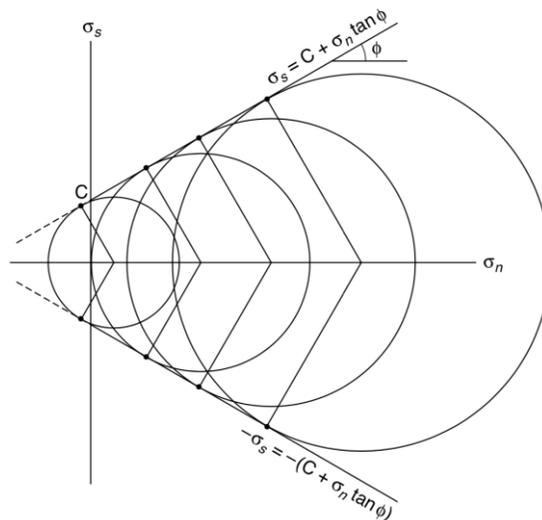


Figura 7. Diagrama de Mohr mostrando la envolvente de fallamiento de Coulomb. (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

El criterio de Coulomb, descrito por una línea recta solo sirve para un limitado rango de presiones. El criterio de fallamiento de Mohr predice que, para presiones bajas de confinamiento la línea que representa los estados de esfuerzo durante el fallamiento es una curva con una pendiente muy inclinada, y que en presiones de confinamiento más altas, la línea se curva con una pendiente más somera (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

Así, el criterio de Mohr-Coulomb es una parábola recostada (Figura 6, a). El cambio de pendiente de la envolvente de fallamiento de Mohr-Coulomb indica que el ángulo entre la fractura de cizalla y σ_1 no depende realmente de los estados de esfuerzos. En presiones de confinamiento bajas, el ángulo entre el plano de cizalla y σ_1 será menor, y en presiones confinantes grandes, el ángulo es más inclinado (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

1.1.4 Ley de Byerlee (Ley de deslizamiento friccionante)

Una fractura representa un plano de debilidad. El deslizamiento sobre fracturas preexistentes requiere un estado de esfuerzos más bajo que el necesario para formar nuevas fracturas. Para que ocurra un deslizamiento, la orientación de las fracturas preexistentes y la fricción existente entre las dos caras de la fractura son los dos parámetros más importantes, además del campo de esfuerzos. La orientación del plano de fractura determina la magnitud de los esfuerzos normales y de cizalla que actúan sobre este. Cuando σ_n es orientada perpendicular a la fractura no habrá esfuerzos de cizalla sobre la superficie, y la fractura será estable. Generalmente, existe un esfuerzo de cizalla sobre el plano de fractura, y la fricción restringe una reactivación potencial del deslizamiento (Foosen, 2010).

Cierto esfuerzo de cizalla deberá ser alcanzado antes de que inicie un deslizamiento friccional sobre una fractura preexistente, esta relación es definida como el criterio de deslizamiento friccionante. Una compilación de datos experimentales, muestra que el criterio de deslizamiento friccionante es casi independiente del tipo de roca, y obedece la siguiente relación:

$$\mu_f = \sigma_s / \sigma_n \quad (2)$$

Para bajas presiones de confinamiento, la rugosidad de la superficie de la fractura es importante pues las asperezas de la superficie pueden resistir el deslizamiento. Cuando dos superficies están en contacto,

solo se tocan en las asperidades (Figura 8). El área acumulada de asperidades que están en contacto entre ambas caras se conoce como área real de contacto. Un incremento de la fuerza normal empuja a las asperidades dentro de la superficie opuesta cada vez más profundo, causando un incremento en el área real de contacto. El esfuerzo necesario para romper una asperidad o causar surcos en la superficie de fractura depende del área real de contacto, así que sí el área de contacto incrementa, la resistencia friccional que permite el deslizamiento incrementa (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

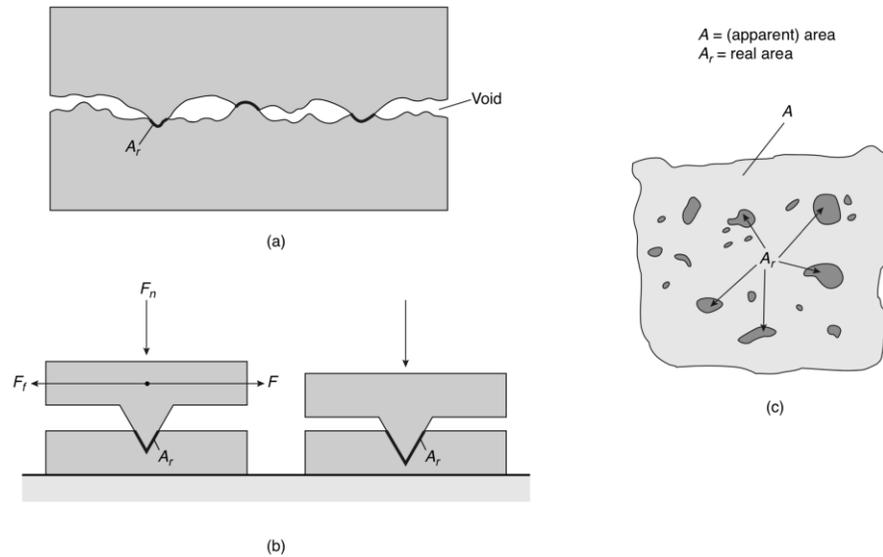


Figura 8. (a) Superficies con asperidades en contacto. (b) Incremento del área real de contacto provocado por el incremento de carga (fuerza normal). (c) Vista en planta de las asperidades en contacto, las áreas más oscuras conforman el área real de contacto. (Modificado de Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

La ley de Byerlee define la relación empírica entre el esfuerzo normal y de cizalla que permite el deslizamiento friccional (Figura 9). Los esfuerzos de cizalla críticos (esfuerzos requeridos para generar deslizamiento) tienen un incremento vertical conforme las presiones confinantes aumentan a través de la corteza superior. La Ley de Byerlee define dos relaciones de esfuerzos de cizalla críticos, una para presiones confinantes bajas ($\sigma_n < 200$ MPa) y otra para presiones confinantes altas ($\sigma_n > 200$ MPa) (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

Presiones confinantes bajas ($\sigma_n < 200$ MPa).

$$\sigma_s = 0.85\sigma_n \quad (3)$$

Presiones c altas ($\sigma_n > 200$ MPa)

$$\sigma_s = 0.50 \text{ MPa} + 0.6 \sigma_n \quad (4)$$

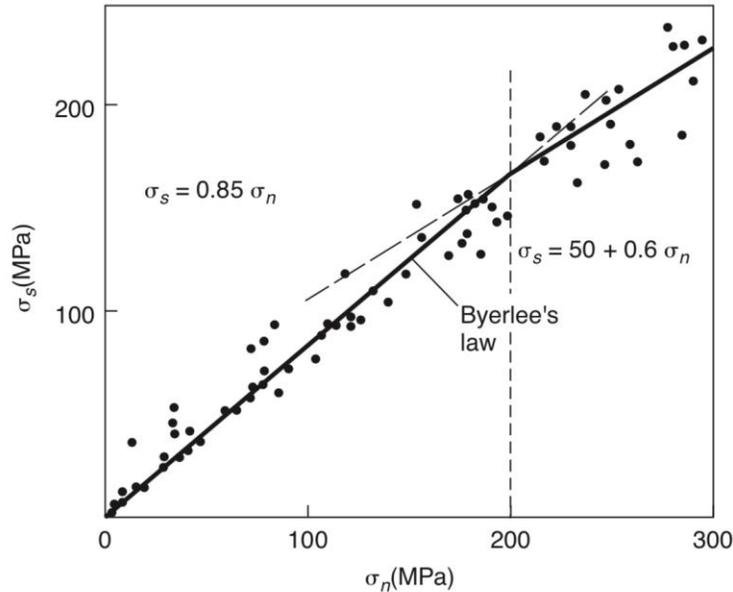


Figura 9. Ley de Byerlee. Gráfica de esfuerzos normales y de cizalla presentes en el inicio del deslizamiento friccionante sobre una fractura preexistente (Van Der Pluijm & Marshall, 2004).

1.1.5 Regímenes Extensionales

Los regímenes extensionales y el fallamiento normal tiene la misma configuración de esfuerzos principales, σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 son horizontales. En los regímenes extensionales de escala cortical se genera fallamiento normal, el cual es responsable del adelgazamiento cortical. Para definir si una falla es extensional debemos evaluar la extensión perpendicular al rumbo de falla y determinar si realmente hay una extensión, es decir un crecimiento de la distancia entre dos puntos, cada uno localizado en cada bloque de la falla. Por lo tanto, en un régimen extensional podemos encontrar fallas normales con echados casi verticales hasta horizontales (Figura 10) (Foosen, 2010).

Un rift es una región de extensión tectónica donde la corteza es adelgazada. La corteza puede ser adelgazada simétricamente o asimétricamente a través de sistemas de fallas normales (Van Der Pluijm & Marshall, 2004; Foosen, 2010). Sí la deformación es simétrica los bordes del rift son definidos por fallas

normales que buzan hacia el interior del rift. Dentro del rift se forma una serie de grabens y horsts, delimitados por fallas normales que mueren a profundidad (Figura 11, a).

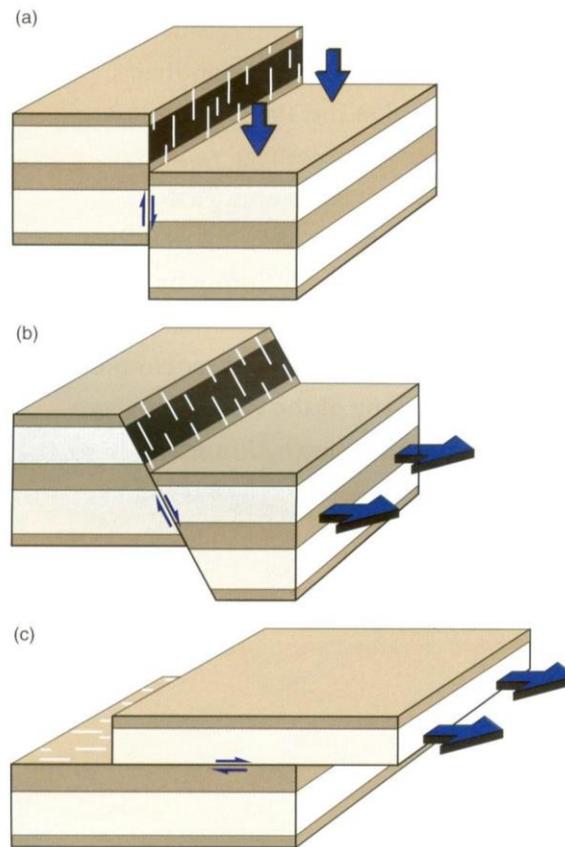


Figura 10. Fallas normales extensionales. (a) Fallas normales con buzamiento vertical, (b) fallas normales con buzamientos inclinados y (c) fallas normales horizontales (Foosen, 2010).

Sí la corteza es adelgazada asimétricamente, la deformación está controlada por una falla maestra detachment o una zona de cizalla que transecta la corteza o posiblemente la litosfera completa. La extensión de la corteza superior es generada por el desplazamiento de arreglos de fallas normales subparalelas, las cuales buzando casi en la misma dirección. Estas fallas se unen en profundidad en la zona basal de la detachment. El límite del rift es la zona “breakaway fault”, la cual es generada por el cambio de dirección de la parte basal de la detachment, que se curva hacia arriba y alcanza la superficie se suelo (Figura 11, b) (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

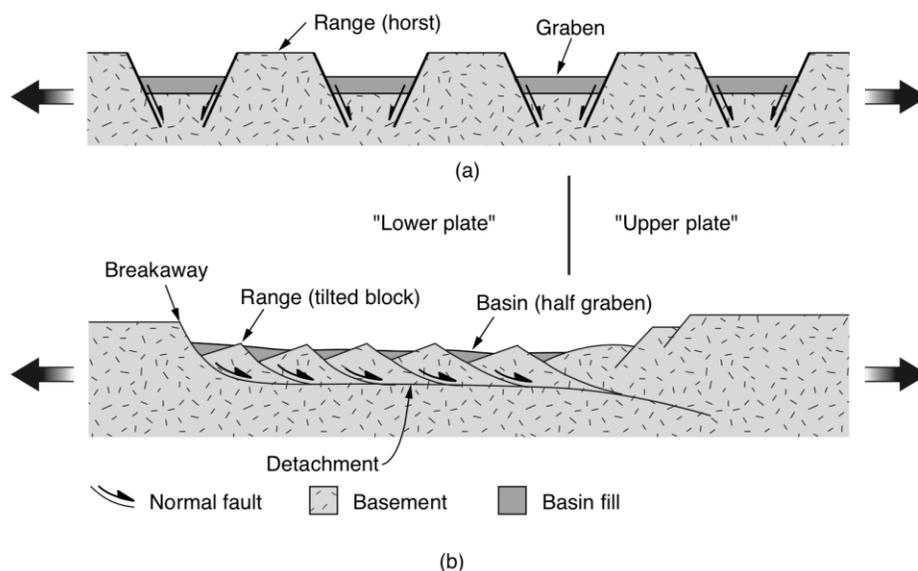


Figura 11. Fallas normales extensionales. (a) Fallas normales con buzamiento vertical, (b) fallas normales con buzamientos inclinados y (c) fallas normales horizontales (Foosen, 2010).

El adelgazamiento cortical en las zonas de rift puede ser abordado por los modelos de cizalla pura y cizalla simple. La primera, también conocida como modelo de McKenzie (1970) explica la deformación observada en rift simétricos, mientras que la deformación por cizalla simple o modelo de Wernicke (1980) explica la deformación observada en rifts asimétricos (Figura 12) (Van Der Pluijm y Marshak, 2004).

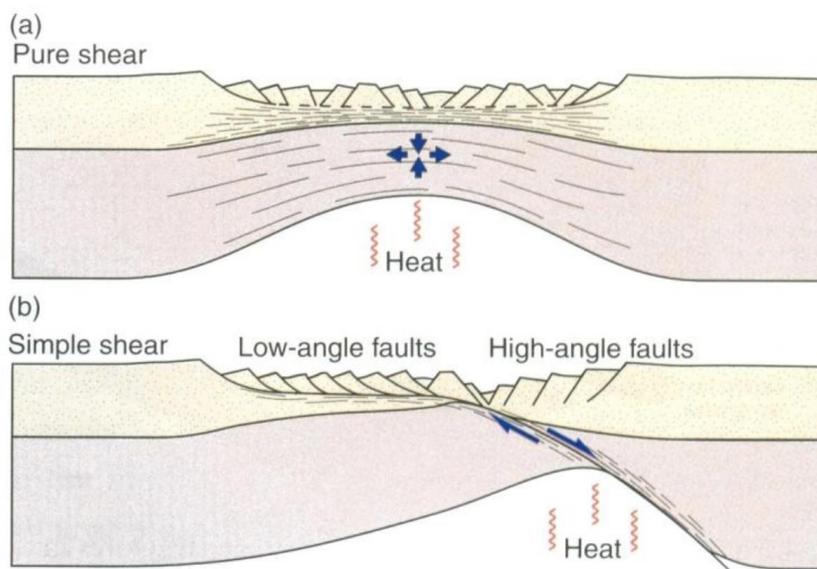


Figura 12. Modelos idealizados de extensión cortical controlada por cizalla pura (a) y cizalla simple (b) (Foosen, 2010).

1.1.6 Fallas normales de bajo ángulo (FNBA)

La existencia de fallas normales activas de bajo ángulo ($<30^\circ$) es muy controversial debido a que (i) la teoría clásica de fallamiento mecánico (e.g., Anderson, 1951) predice que las fallas normales deben formarse con inclinaciones $\geq 60^\circ$, al igual que (ii) la presencia de grandes terremotos ($M > 5.5$) asociados con planos de falla con buzamientos someros ($\leq 30^\circ$) en sistemas extensionales es sumamente escasa (Lecomte et al., 2012). No obstante lo anterior, cada vez son más los estudios que reportan a nivel mundial la presencia de fallas normales activas, con buzamientos $<30^\circ$, las cuales se han formado y deslizado en la corteza superior quebradiza (Johnson & Loy, 1992; Wernicke, 1995; Hayman et al., 2003; Axen, 2007; y Collettini, 2011).

Respecto a la génesis de las FNBA existen tres modelos principales: 1) modelo original de falla de bajo ángulo, 2) modelo rotacional de bloques de domino y 3) modelo rotacional Rolling-Hinge (Fletcher y Spelz, 2009). En el modelo original de fallas de bajo ángulo las fallas parecen ser formadas con bajos ángulos desde el principio, lo cual es un problema mecánico sin solución e involucran importantes preguntas acerca de nuestro inadecuado entendimiento de la geodinámica de extensión (Axen, 2007; Fletcher y Spelz, 2009). El modelo rotacional de bloques de domino y el modelo rotacional Rolling-Hinge describen la evolución de fallas normales de alto ángulo ($\sim 60^\circ$) hacia FNBA.

En el modelo rotacional de bloques de domino, los bloques de roca y las fallas normales de alto ángulo que los delimitan, han sido sistemáticamente rotadas a causa del desplazamiento extensional (Proffett, 1977; Stewart, 1998; Brady et al., 2000). Estos bloques de escala cortical parecen extenderse hasta la base de la zona sismogénica y sobreyacer la región subhorizontal de la corteza media que acomoda la deformación. Ya que las fallas que delimitan los bloques rotan, estas adquieren orientaciones cada vez más someras y menos favorables para que ocurra un deslizamiento. Cuando una falla normal alcanza un buzamiento $<30^\circ$ se inactiva, entonces nuevas fallas normales de ángulos altos se generan, permitiendo la extensión y la rotación de las fallas normales anteriores (Collettini y Sibson, 2001; Fletcher y Spelz, 2009 y Collettini, 2011). Sin embargo, Brady et al (2000) demuestra que en muchos casos las fallas normales jóvenes no cortan a las FNBA antiguas, más bien se unen, evidenciando que las FNBA siguen activas por debajo de echados de 20° .

Spencer (1984) reconoció un mecanismo isostático que inclinaba a las fallas normales hacia echados más someros. Cuando una falla normal se desliza, el bloque de techo es desplazado provocando una disminución del esfuerzo normal sobre el bloque de piso. El bloque de piso rebota progresivamente y se

arquea formando un domo, provocando la rotación de las fallas normales hacia echados más someros, incluso hacia echados opuestos (Figura 13).

Este mecanismo está relacionado con el modelo Rolling-Hinge. Inicialmente se considera un fallamiento normal lístrico y que la litosfera en extensión puede soportar esfuerzos diferenciales, hasta un punto donde el bloque de techo colapsa (Figura 13, a). Cuando ocurre un deslizamiento sobre una falla normal y el bloque de techo se mantiene rígido, se genera una carga negativa sobre el bloque de piso creada por la baja topografía de la cuenca recién formada y la densidad diferencial entre el relleno de cuenca y el basamento rocoso; esta carga negativa es soportada por la resistencia elástica de la litósfera. Conforme el bloque de techo se aleja del bloque de piso, y el bloque de piso se mantiene rígido, el bloque de techo eventualmente se plegará, generando un pliegue “roll over” (Figura 13, b), sucesivamente el bloque de piso se plegará formando un antiforame (rebote isostático), el cual compensará la flexura del plano de falla lístrica inicial y permitirá que la superficie de la Tierra continúe plana y mantenga su equilibrio isostático (Figura 13, c).

Cuando existe un fallamiento lístrico y los dos bloques de falla se mantienen rígidos se genera un espacio entre los dos bloques de la falla. El problema de espacio es resuelto con el colapso del bloque de techo hacia abajo (pliegue roll over) y la flexura del bloque de piso hacia arriba (antiforme) (Wernicke y Axen, 1988). En general se piensa que la mayoría de los desplazamientos tienen lugar en fallas de alto ángulo y conforme el fallamiento pasa a través del eje del antiforame del bloque de piso, estas rotan hacia ángulos más someros y comienzan a ser progresivamente abandonadas (Figura 13, d). El modelo Rolling-Hinge es consistente con muchas características de FNBA de magnitudes grandes, así como, con la teoría de fallamiento de rocas en la que la geometría de ángulos bajos se logra por la rotación de fallas de alto ángulo (Fletcher y Spelz, 2009).

Según la teoría de fallamiento de Anderson y la teoría de deslizamiento friccional (Ley de Byerlee), en una corteza extensional caracterizada por orientaciones verticales de σ_1 y fallas normales con coeficientes de fricción en un rango de 0.6-0.85, es más fácil formar una falla normal óptimamente orientada (buzamiento $\sim 60^\circ$) que reactivar una falla existente que buza a menos de 30° .

La evidencia sismogénica parece reforzar esta teoría ya que los terremotos moderados (5-7 M_L) y grandes ($>7 M_L$) nuclean en fallas de moderado y alto buzamiento, teniendo un pico en 45° (Collettini, 2011). A pesar de las afirmaciones anteriores, se han registrado sismos sobre FNBA y las rocas localizadas en la zona de cizalla (cataclasitas y ultracataclasitas), estructuras típicas de la corteza frágil; sugieren que el

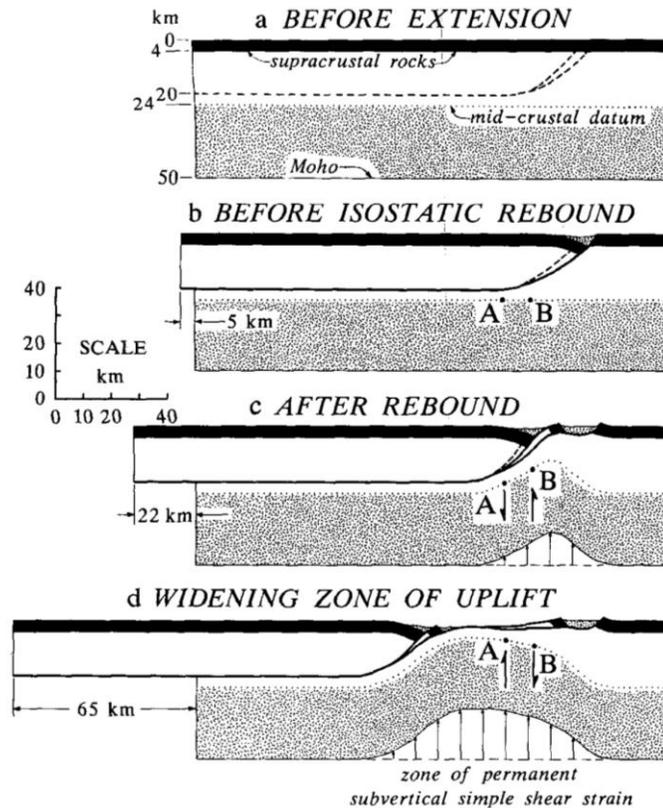


Figura 13. Esquema conceptual del modelo Rolling Hinge. a) Fallamiento lístrico, b) pliegue roll over en el bloque de techo, c) problema de espacio compensado por roll over y rebote isostático del bloque de piso y d) abandono y transporte de fallas normales a través del eje del pliegue anticlinal del bloque de piso (Wernicke y Axen, 1988).

deslizamiento sobre FNBA puede ser sísmico (Collettini, 2011). El registro sísmico predice que la frecuencia de terremotos con mecanismos focales buzando entre 30° a 60° podría exceder a aquellos con planos más someros que 30° por un factor de 10. Sí existen eventos nucleando en planos someros, entonces su baja frecuencia histórica sugiere que los terremotos de las FNBA podrían ser raros pero grandes (Wernicke, 1995). Se debe considerar que los registros sísmicos son pequeños para poder capturar algún evento de este tipo (Axen, 2007). La Figura 14 recolecta los terremotos ocurridos sobre FNBA ($<30^\circ$) y sobre buzamientos gentiles (32°); el evento más antiguo ocurrió en el año de 1970 (Collettini, 2011).

Se ha propuesto que, los fluidos de poro (P_f) a altas presiones y/o el grosor de la zona de salvanda rica en filossilicatos son suficientes para producir un deslizamiento sismogénico sobre las FNBA (Fletcher y Spelz, 2009; Collettini, 2011 y Lecomte et al., 2012). Durante el ciclo sísmico, los fluidos de la corteza pueden ser atrapados dentro de los poros de las zonas maduras de falla, una zona con alta deformación, grano fino, a

menudo con filosilicatos foliados y con baja permeabilidad que actúa como un sello favoreciendo el desarrollo de fluidos de poro sobrepresionados (Collettini et al., 2005).

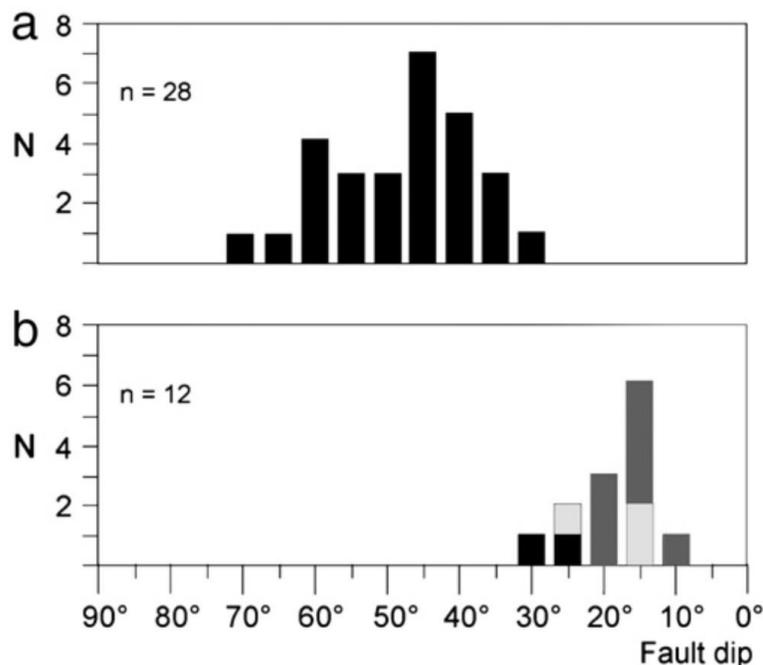


Figura 14. a) Histograma de fallas normales activas con eventos sísmicos con magnitudes $ML < 5.5$. b) Actividad sísmica sobre FNBA, la ML varía entre $\sim 0.7-6.76$ (Collettini, 2011).

La magnitud de la presión de poro (P_p), reduce la presión de confinamiento σ_3 y σ_1 en la misma cantidad. Así que, si la presión de poro incrementa, los esfuerzos confinantes en la corteza decrecen, pero el esfuerzo diferencial se mantienen igual. Este efecto puede ser representado en la ecuación del criterio de fallamiento de Coulomb:

$$\sigma_s = C + \mu(\sigma_n - P_p) \quad (5)$$

Este efecto en el diagrama de Mohr, hace que el círculo de Mohr se mueva hacia la izquierda manteniendo su diámetro, permitiendo el fallamiento dentro de un estado de esfuerzo menor. Por lo tanto, los esfuerzos diferenciales que son insuficientes para romper una roca seca, podrían ser suficientes para romper una roca húmeda, en el caso de que el fluido en la roca tenga la suficiente presión. Así es evidente que, un incremento en la presión de poro debilita una roca (Van Der Pluijm y Marshak, 2004). De manera similar, un incremento en la presión de poro decrece el esfuerzo de cizalla necesario para iniciar el deslizamiento

friccional sobre una fractura preexistente, ya que la presión de poro decrece los esfuerzos normales que actúan sobre la superficie de fractura (Van Der Pluijm y Marshak, 2004), (Foosen, 2010).

La presencia masiva de filosilicatos caracterizados por coeficientes bajos de fricción en la zona de falla reduce la magnitud del esfuerzo de cizalla crítico y, además explica el comportamiento de endurecimiento por velocidad (“velocity strenthening”) que provoca deslizamiento por arrastre (fault creep), lo que podría explicar la ausencia de terremotos moderados a grandes sobre planos de falla buzando gentilmente (Colletini, 2011).

1.1.7 Marco tectónico del área de estudio

1.1.7.1 Evolución tectónica del Margen Occidental de Norteamérica.

Actualmente la placa Norteamericana (PNA) y del Pacífico están en contacto y conservan entre sí un desplazamiento de cizalla lateral derecha. En el límite noroeste de la PNA se ubica el sistema de fallas San Andrés (FSA) y el Golfo de California (GC), ambas zonas de cizalla activas entre la PNA y la placa de Pacífico (PP) (Figura 5) (Bohannon y Parsons, 1995).

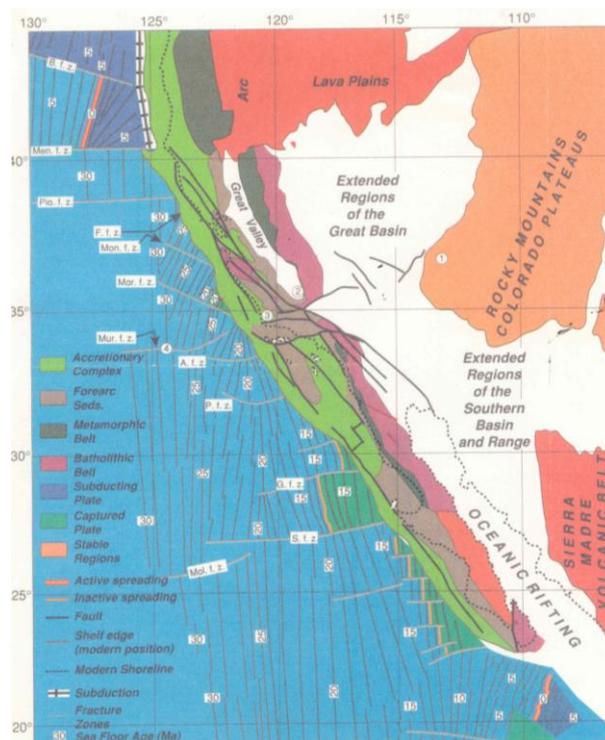


Figura 15. Configuración actual del límite de placa Pacífico-Norteamérica. Modificado de (Bohannon y Parsons, 1995).

Gracias a evidencias geológicas, tales como anomalías magnéticas, configuración y ubicación de provincias extensionales y actividad volcánica se ha podido inferir el proceso que permitió el contacto de las PNA y PP. El oeste de la PNA ha sido controlado por tres procesos, una trinchera, borde de dispersión y un régimen de deslizamiento de rumbo (stike-slip) (Atware, 1970).

Hace ~42 Ma entre la PP y la placa Farallón (PF) existía un centro de dispersión, la placa del PP guardaba un movimiento hacia el oeste y la PF hacia el este respecto a PNA. La rápida migración del centro de dispersión hacia el este provocó que la PF se subdujera en la trinchera ubicada en el límite oeste de la placa NA, permitiendo el contacto entre el centro de dispersión y el borde continental de Norteamérica hace ~29 Ma, al sur de la zona de fractura Pioneer; además, este contacto aisló a la PF de la placa Juan de Fuca (Figura 16 6, A) (Atware, 1970 y (Bohannon y Parsons, 1995). Sincrónicamente, se cree que la parte subducida de la Placa Farallón fue capturada por la placa del Pacífico y adquirió el movimiento relativo de la misma (Bohannon y Parsons, 1995).

Hace ~25 Ma la PF se fracturó en microplacas, las cuales junto con el centro de dispersión mantuvieron la dirección de desplazamiento hacia el este (Figura 16, B). 5 Ma después (hace ~20 Ma) las microplacas fueron capturadas por la placa del Pacífico, y gran parte del borde NA quedó expuesto al movimiento de la PP, provocando extensión en continente (Bohannon y Parsons, 1995).

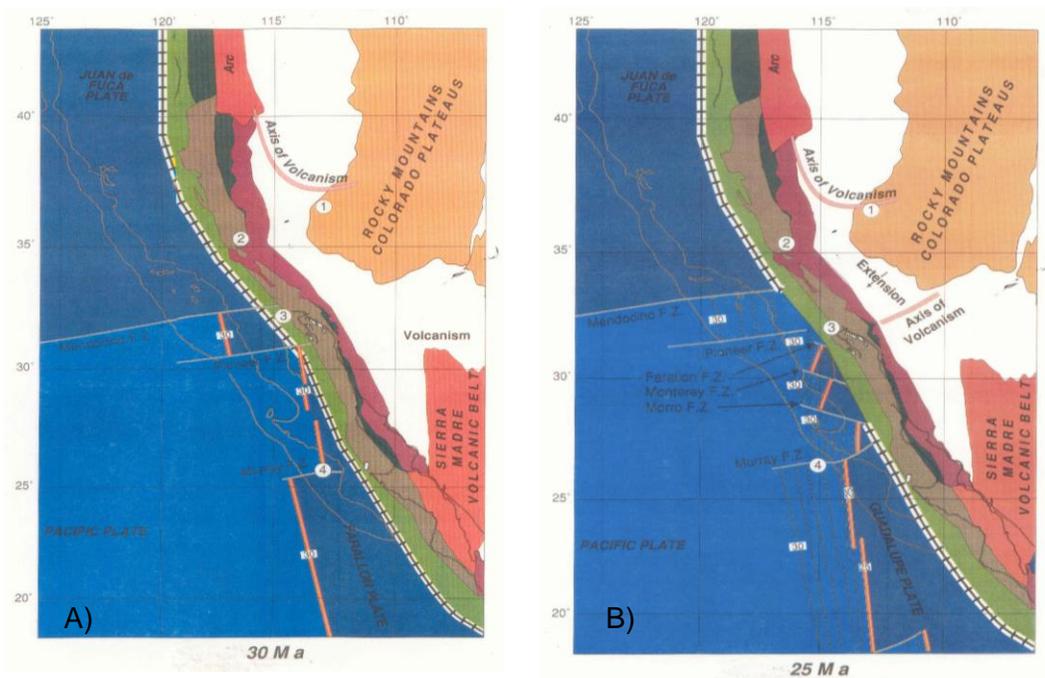


Figura 16. Configuración tectónica del límite de placas Pacífico-Norteamérica. A): Hace ~30 Ma, primer acercamiento del borde dispersión y el margen continental de Norteamérica. B): Hace ~25 Ma, microplacas derivadas de la placa Farallón. ~5 Ma después estas microplacas serían capturadas por la placa del Pacífico. (Modificado de Bohannon & Parsons, 1995).

El centro de dispersión continuo creciendo en longitud, hasta que se estancó hace ~10 Ma. al sur de la punta sur de la península de BC. Para entonces la placa Farallón había desaparecido y el contacto Pacífico/Norteamérica abarcaba la mayoría de la longitud de las Californias. En continente, el área que corresponde actualmente al GC sufrió una intensa extensión (Atware, 1970; Bohannon & Parson, 1995). Hace 5 Ma el Sistema San Andrés era activo y en toda la franja que va desde el sur de Baja California hasta la zona de fractura Mendocino, la PP y PNA estaban en contacto. El área del GC estuvo sometido a una transición, iniciando con un sistema de rift y finalizando con un sistema de dispersión de piso oceánico. Actualmente el sistema de San Andrés continua activo y el GC es una nueva cuenca oceánica totalmente desarrollada, donde el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamérica es acomodado. La evolución tectónica del periodo comprendido entre 12.5 Ma. a la actualidad será discutido a mayor detalle en la sección Formación y evolución del Golfo de California.

1.1.7.2 Dominios del Margen Occidental de Norteamérica

El límite de placa Pacífico-Norteamérica localizado en la parte oeste de Norteamérica es dividido en tres dominios: Golfo de California (zona sur), Big Bend (zona centro) y San Andrés (zona norte) (

Figura 7) (Fletcher et al., 2014).

- Golfo de California: Este dominio acomoda el movimiento transtensional que ocurre en la plataforma continental oeste de Baja California, el cual tiene una velocidad de ~5mm/año.
- Big bend: En este dominio, la cizalla del margen de placas cambia de transtensiva (sur) a transpresiva (norte) y bifurca, hacia la zona de cizalla de California con orientación N-NW, en el este de California, y hacia el oeste en una red de fallas con rumbos NW que incluyen un segmento de la falla de San Andrés.
- San Andrés: En este dominio, el movimiento relativo de placas es distribuido en el sistema de fallas San Andrés, la zona de cizalla Walker y la Great Basin, los cuales están dominados por cizalla transpresiva, cizalla transtensiva y régimen extensivo respectivamente (Fletcher et al., 2014).

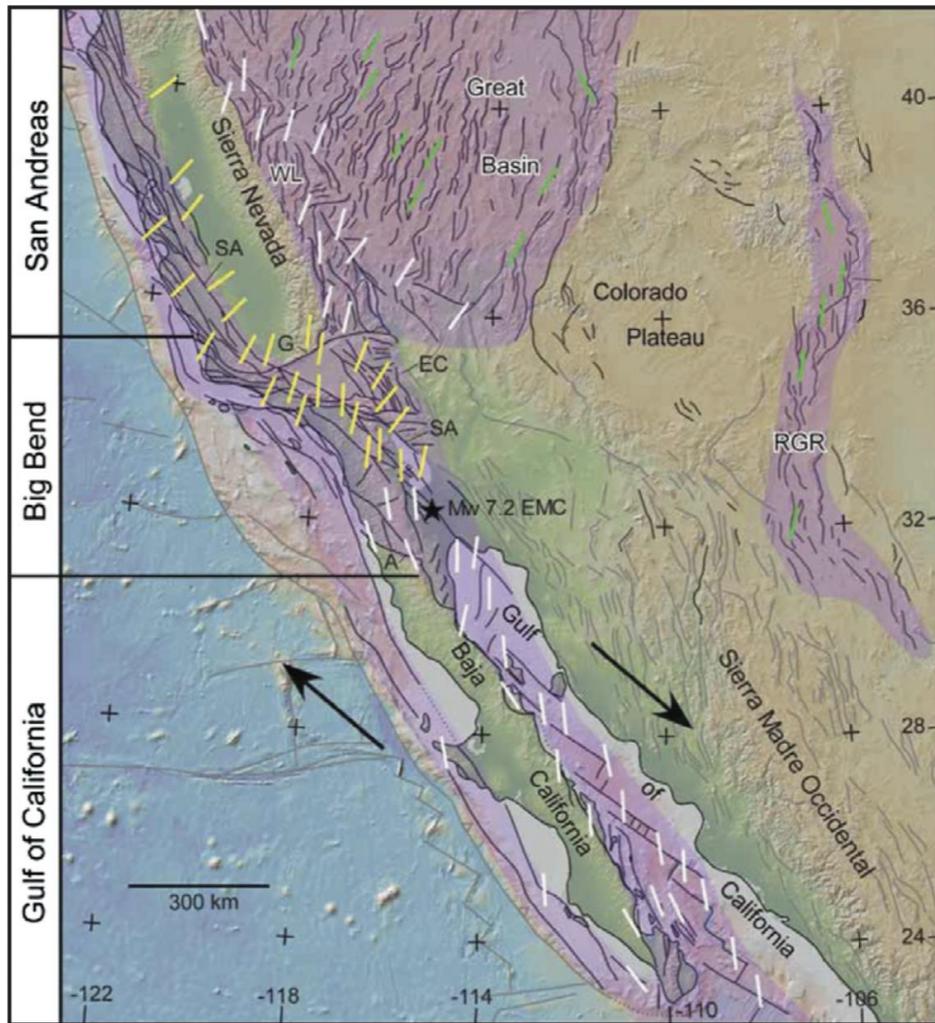


Figura 17. Mapa tectónico del oeste de Norteamérica con las principales zonas de cizalla (morado) que componen el límite de placas Pacífico-Norteamérica. Los esfuerzos máximos compresivos horizontales se muestran en las líneas verdes, amarillas y blancas. Las líneas verdes indican régimen extensivo, las líneas amarillas transpresión y las líneas blancas transtensión. El margen es dividido en tres dominios principales, Golfo de California, Big Bend y San Andrés (Fletcher et al., 2014).

El dominio Big bend es un *restraining bend* con pasos a la izquierda, dominado por grandes esfuerzos normales que han ocasionado grandes terremotos (Figura 18). Se ha propuesto que la formación del Big bend se debe a la unión entre la zona de cizalla del GC y la porción antigua del sistema de fallas San Andrés. La unión de estas dos zonas de cizalla Golfo de California (transtensivo) y San Andrés (transpresivo) con desplazamientos cinemáticos diferentes se logra a través de una compleja red de fallas que se extiende desde la Falla Garlock en el norte hasta la falla Agua Blanca en el sur. Este dominio es afectado por varios procesos geodinámicos, redistribución de la cizalla del margen de placas, gradientes de energía

gravitacional proveniente de la Great Basin, y la deformación derivada de los procesos transtensionales y transpresivos (Fletcher et al., 2014).

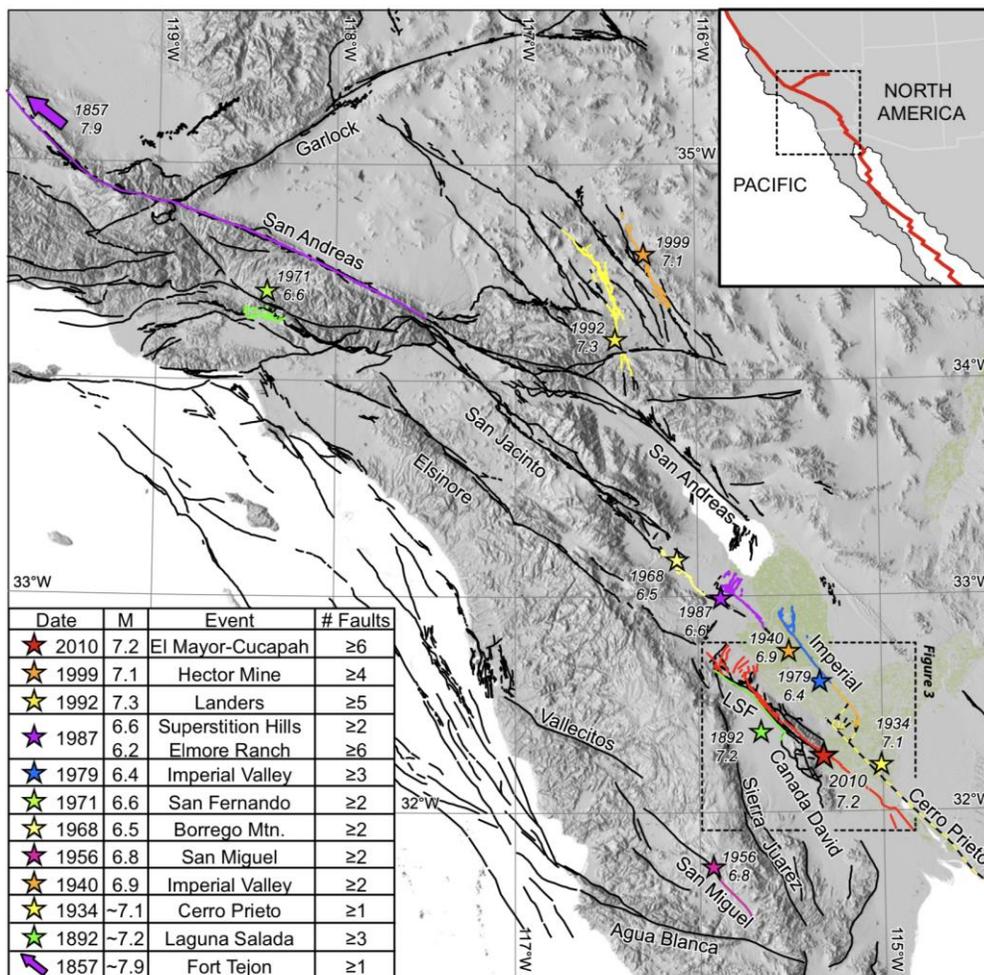


Figura 18. Mapa tectónico del Dominio Big Bend que indica la traza de las principales fallas y eventos sísmicos con su respectivo epicentro y ruptura superficial (líneas coloreadas) (Fletcher et al., 2014).

1.1.7.3 Formación y evolución del Golfo de California.

El Golfo de California es un “proto-oceanic oblique rift basin” joven cuya apertura ocurrió en el contacto de las placas Pacífico y Norteamérica, en la Provincia Extensional del Golfo (PEG). Esta apertura fue rápida y se desarrolló durante el Cenozoico tardío. La mayor etapa de extensión en la PEG comenzó durante el Mioceno medio tardío, tiempo después del cese de la subducción de la placa Farallón en el oeste de Baja California, la cual terminó hace cerca de 12.3 Ma. (Umhoefer, 2011) (Darin et al., 2016).

La ruptura cortical del GC ocurrió en aproximadamente 6-10 Ma., existen tres factores iniciales que pueden explicar la rápida ruptura cortical. 1) La existencia de un arco volcánico sobre un cinturón largo y angosto de corteza frágil y caliente que fue activo hasta antes de la formación del borde divergente oblicuo emplazado entre dos batolitos resistentes, la Sierra Madre Oriental (SMO) al este y la microplaca de Baja California en el oeste, 2) el rápido movimiento relativo entre placas resultado de la alta velocidad de deformación y, 3) un fallamiento strike-slip que generó un sistema de fallas en echelón con pasos a la derecha, oblicuo a la dirección de divergencia, donde posteriormente se desarrollaron cuencas pull-apart (Umhoefer, 2011).

Para la evolución tectónica del GC se pueden definir tres etapas.

- Primera: Subducción de la dorsal del Pacífico (Hace ~15- 12.5 Ma.). En el Mioceno medio la dorsal este de la placa del Pacífico se acercó a la trinchera de Baja California a lo largo de ~1000 km (Figura , A), provocando la subducción del sistema de microplacas derivadas de la placa Farallón. Hace ~15 Ma la dispersión de la dorsal había cesado al oeste de la Baja, y las microplacas parcialmente subducidas y acrecionadas a la base del continente fueron capturadas por la placa del Pacífico, la cual continuó su movimiento hacia el oeste (Figura , B). Hacia el este en continente, había comenzado la formación del arco volcánico Comundú. La cizalla de los bordes de placa Pacífico-Norteamérica, comenzó a afectar la región de Baja California y hace 12.5 Ma la apertura de la slab window por debajo de Norteamérica concentró la deformación en el proto-Golfo de California (Figura 9, C) (Fletcher et al., 2007)
- Segunda: Desarrollo del proto-Golfo de California, (Hace ~12.5- 6 Ma). El rifting transtensional en la región sur del GC comenzó hace 12 +- 2 Ma, como respuesta de la muerte del centro de dispersión en el sistema de fallas del oeste de Baja California. Es probable que hace ~ 8-12 Ma el sistema de dorsales que nunca fue subducido en el oeste de la Baja, continuó su convergencia hacia Norteamérica en el manto inferior (Figura 19, B y C) (Fletcher et al., 2007). Inicialmente el movimiento relativo entre la placa del Pacífico y Norteamericana conservaba una oblicuidad moderada respecto el límite de placa. La transtensión derecha fue ampliamente acomodada sobre estructuras entre el margen oeste de la Sierra Madre Occidental y en los bordes de dispersión el oeste de Baja California. Alrededor de hace ~8 Ma. el azimut del movimiento relativo de placas rotó ~12° en sentido de las manecillas del reloj, lo que provocó un mayor grado de oblicuidad del rift. Para el fin de la fase del protogolfo, al menos ~90% del movimiento relativo de las placas del Pacífico y Norteamérica había sido albergado en la zona de cizalla del Golfo de California (ZCGC),

un cinturón de más de 1000 km de longitud y ~50-100 km de ancho, de mayor adelgazamiento cortical y subsidencia, que concentró la deformación transtensional y donde se hospedó la incursión marina del Golfo hace 6.3 Ma. (Darin et al., 2016).

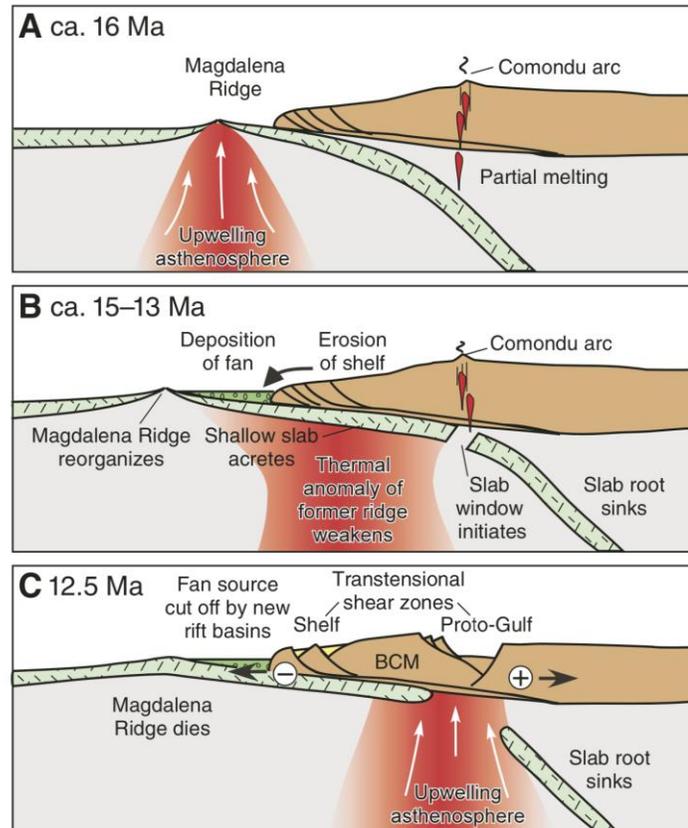


Figura 19. Evolución tectónica durante el Mioceno medio en las zonas adyacentes a la microplaca de Baja California, que involucra la migración hacia el este de una anomalía termal del manto. A) Acercamiento dorsal- trinchera. B) Subducción y acreción al continente de microplacas provenientes de la Placa de Farallón. C) Captura de microplacas por la placa de Pacífico y concentración de deformación en el proto-golfo de California (Fletcher et al., 2007).

- Tercera: Fase moderna, acomodo de la transtensión oblicua dentro del Golfo de California (hace 6-0 Ma). Durante este lapso una porción del movimiento relativo de placas fue acomodado en estructuras transtensionales en la plataforma continental de Baja California. A través de marcadores geológicos, se han demostrado ~300 km de separación dextral entre el GC y el centro de México durante el Neógeno, y 250 km en la cuenca del Golfo de California. Los ejes de los segmentos iniciales de rift fueron establecidos en cuencas pull-apart, y concentraron la extensión que migró hacia el oeste hace ~3.3-2.0 Ma. El borde moderno de placas presenta gran oblicuidad respecto al rift, con pequeños centros de dispersión ligados por fallas transformantes con rumbos

NW, con pasos a la derecha, que están cinéticamente conectados con el sur del sistema de fallas de San Andrés (Darin et al., 2016). En el norte del GC el límite de placa es más difuso, y es caracterizado por cuencas sedimentarias profundas y generalmente densamente falladas que sobreyacen al basamento. Se infiere que el borde de dispersión oceánico nunca se desarrolló debido a la cobertura gruesa de sedimentos que imposibilita las interacciones basalto-agua de mar, pero sí la ruptura continental existe probablemente ocurrió recientemente, hace menos de 1 Ma (van Wijk et al., 2017).

Según el modelo del circuito de placas de Atware y Stock (1998), se estiman ~650 km de movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica desde hace ~12.5 Ma. Para explicar cómo y en dónde este movimiento relativo de placas ha sido acomodado en el oeste de México se han propuesto dos modelos, (i) el Modelo Particional (Stock y Hodges, 1989) y (ii) el Modelo de Transtensión Distribuida (Fletcher et al., 2007). En ambos modelos se acepta que en los últimos 6 Ma se acumularon ~300 km de movimiento oblicuo dextral, relacionado principalmente al rift transtensional localizado en el Golfo de California moderno. Sin embargo, la distribución de los ~350 km remanentes, ocurridos en etapa del proto-Golfo de California en el este y oeste de la microplaca de Baja California, difiere en cada uno de los modelos. (Darin et al., 2016).

El modelo de deformación particionada (Stock y Hodges, 1989) propone que la deformación del proto-Golfo fue dividida en ~300-350 km de cizalla derecha sobre las fallas transformantes del oeste de Baja California y en extensión ortogonal NE-SW en la Provincia Extensional del Golfo (Figura 19, A) (Darin et al., 2016). La primer fase propone que la apertura del GC comenzó con un rift ortogonal dentro de la PEG y la mayor parte de la cizalla dextral se alojó dentro de las fallas transtensionales del oeste de Baja California. Se piensa que ~300-350 km de desplazamiento fue acomodado en el oeste de Baja California antes de que el desplazamiento disminuyera y el régimen moderno de deformación transtensional comenzara a establecerse en el Golfo de California hace 6 Ma. Adicionalmente Oskin y Stock (2003) documentaron 296 km de desplazamiento a través del norte del Golfo de California, y además infirieron que los 350 km remanentes de desplazamiento debieron haber ocurrido fuera del Golfo de California, lo que es consistente con el movimiento de la placa en el oeste de Baja California (Fletcher et al., 2007).

El Modelo de Transtensión Distribuida propone que durante la formación y evolución del proto-Golfo de California, un máximo de 150 km de cizalla dextral se desarrolló en el oeste de la microplaca de Baja California. Esto implica que los 150-200 km de movimiento relativo entre placas restante fue acomodado

por transtensión derecha en el este de la microplaca de Baja California en la PEG entre ~ 12.5 y 6 Ma (Figura 20, B) (Darin et al., 2016).

Para este segundo modelo, existen tres implicaciones importantes para entender la geodinámica de la cizalla localizada alrededor de la microplaca de Baja California.

- Se imposibilita la partición del rift en fallamiento strike-slip y en rift ortogonal, concentrados en cinturones de deformación en cualquier lado la microplaca de Baja California. Se reconoce que ambos cinturones han tenido pariciones cinemáticas internas, siendo la cizalla transtensional dominante, la cual se ha desviado ligeramente de la dirección del movimiento relativo entre placas, alineándose más hacia el norte hace 8 Ma.
- 2) Es necesario que la PEG sea la zona con mayor cizalla desde hace 12.3 Ma. propiciando que esta zona este conformada por corteza más delgada y/o esté ubicada en la zona donde fueron aplicados la mayor cantidad de esfuerzos. El eje del arco volcánico del Mioceno coincide con el límite este de la PEG, que debió ser una zona débil mecánica y termalmente para permitir la instalación del arco. Además la formación de la slab window por debajo del protogolfo debió debilitar significativamente la corteza. Se propone que después del enfriamiento de la dorsal Magdalena, los esfuerzos tectónicos debieron transmitirse hacia el este de la trinchera.
- 3. El modelo es compatible con los cambios graduales de velocidad de desplazamiento, los cuales incrementaron en la PEG y disminuyeron en la plataforma Magdalena. Por lo tanto, la cizalla progresiva del borde de placa redujo la resistencia, lo que es esperado sí se tuvieron velocidades grandes de desplazamiento desde el comienzo (Fletcher et al., 2007).

Este modelo también relaciona 450 - 500 km de cizalla derecha con orientación NW en el noreste de México, en el área del GC, que ha sido acomodada desde hace ~ 12.5 Ma. Sin embargo, nuevas interpretaciones de datos sísmicos fuera de costa, en la cuenca Alarcón sugiere únicamente ~ 400 km de apertura transtensional con rumbo NW (Darin et al., 2016).

Darin et al., (2016) propone el Modelos de deformación progresiva para el fallamiento norte de la PEG, el cual involucra el cambio progresivo de ubicación de la cizalla destal en el límite de placa dentro del proto-Golfo de California hace 12.6 y 6 Ma. El movimiento oblicuo entre la microplaca de Baja California y la SMO

ocurre como una transtensión dominada por extensión orientada \sim NE-SW en la parte norte y \sim E-W a lo largo de la costa de Sonora.

Hace \sim 8 Ma., la extensión de la Sierra Bacha (Norte de Sonora) había terminado y la deformación evoluciono a un régimen transtensional dominado por cizalla derecha en la zona adyacente a la ZCCG, que hospedo la deformación transtensional durante el Mioceno tardío y que se conectó cinemáticamente en el NNW con el incipiente sistema de fallas de San Andrés y al este con la zona de cizalla de California (Figura 20, C).

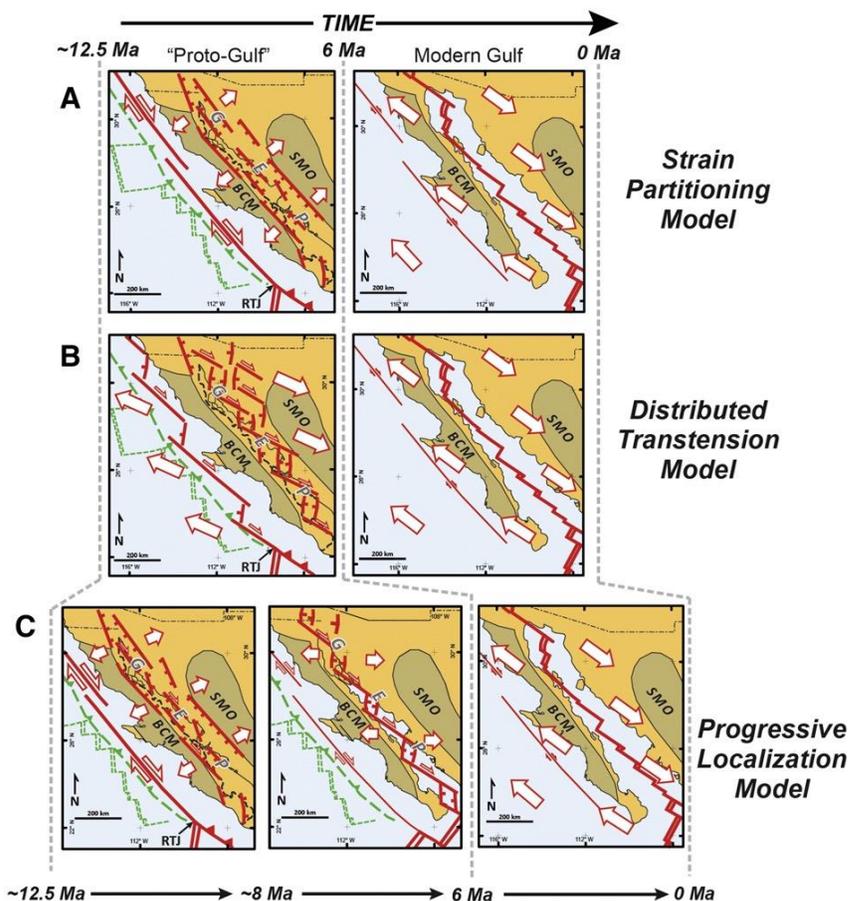


Figura 20. Evolución tectónica del Golfo de California en los últimos 12.5 Ma. A) Modelo de particional. La deformación es particionada en cizalla derecha al oeste de Baja California y en extensión ortogonal en la PEG. B) Modelo de transtensión distribuida. Un solo estadio de transtensión que migró del oeste de Baja California hacia el interior de la GEP desde hace 12 Ma. C) Modelo de Localización progresiva. Entre 12.5 y 9 Ma la cizalla fue particionada de acuerdo al modelo particional, y posteriormente la cizalla derecha tuvo cambio progresivo de ubicación dentro del proto-Golfo de California durante el Mioceno tardío (\sim 9-6 Ma) (Darin et al., 2016).

Hace \sim 7-6 Ma. la cizalla destal de la ZCGC se aceleró enormemente y la dirección del movimiento relativo de placa Pacífico-Norteamérica rotó en sentido de las manecilla del reloj, reduciendo el ángulo de rift de

$\sim 30^\circ$ a $\sim 18^\circ$ hace ~ 6 Ma, lo que incrementó el grado de oblicuidad (Figura 20, C). Este cambio permitió el desarrollo de fallas strike-slip y posiblemente jugó un rol importante en la ubicación del movimiento relativo de placas Pacífico-Norte América en el norte de la PEG. El cambio en la componente destal en el norte del Golfo de California aceleró las velocidades de deformación, concentró el adelgazamiento cortical y la extensión en cuencas pull-apart, lo que permitieron la incursión marina hace 6.3 Ma y eventualmente la ruptura del Golfo de California (Darin et al., 2016).

1.1.7.4 Provincias estructurales del Golfo de California y Península de Baja California

Baja California está comprendido por cuatro provincias estructurales: (i) Provincia Extensional del Golfo, la cual se localiza a lo largo del margen este de Baja California, (ii) Área no deformada del centro y oeste de la Península, que incluye casi toda la península, (iii) Borde continental cizallado al oeste de Baja California y la (iv) Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular, que comprende el noroeste de Baja California (21).

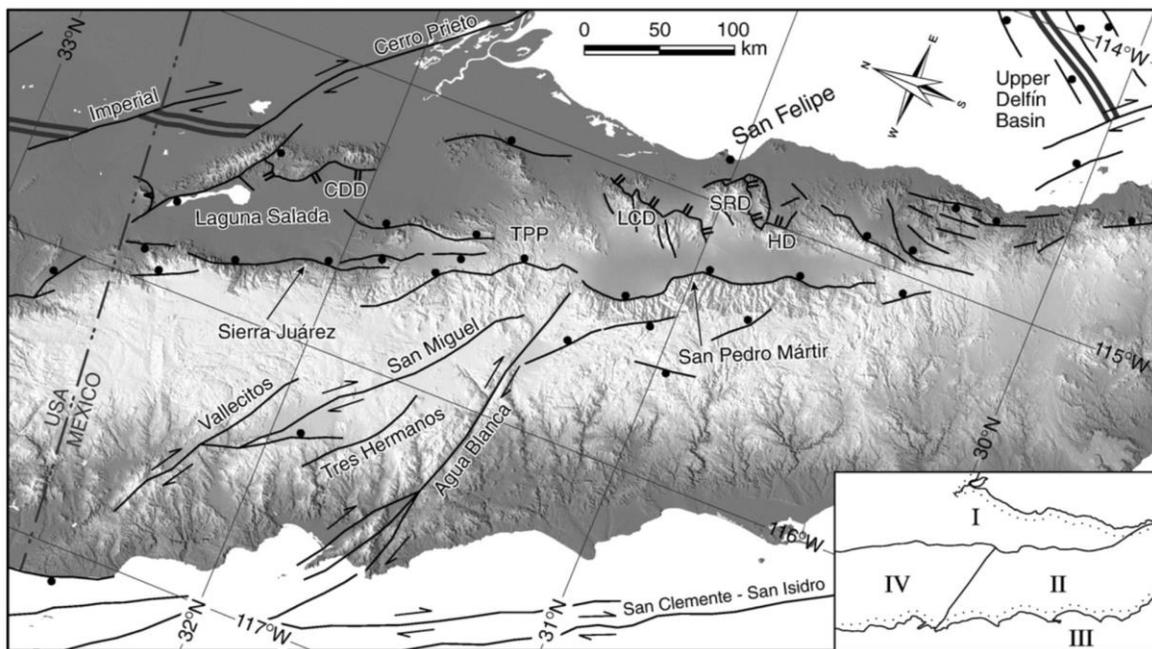


Figura 21. Delimitación de las 4 provincias estructurales de Baja California: (I) Provincia Extensional del Golfo, (II) Área no deformada del centro y oeste de la Península, (III) Borde continental cizallado del oeste de Baja California y (IV) la Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular (Seiler et al., 2010).

Provincia Extensional del Golfo

La etapa de extensión del Protogolfo de California (hace 12.5 Ma.-6.0 Ma) y la apertura del Golfo de California (hace ~6.0 Ma) tuvo lugar en la PEG. La debilidad mecánica y termal de la provincia ha permitido la acumulación cizalla desde hace 12.3 Ma. Dentro de la PEG es acomodado el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamérica a través cizalla transtensional derecha. La acumulación de la deformación ha provocado el adelgazamiento de la corteza y la formación de centros de dispersión jóvenes transformantes con arreglos en echelón con pasos a la derecha a lo largo de toda la provincia (Fletcher et al., 2007).

La Provincia Extensional del Golfo es delimitada al oeste por el Escarpe principal del Golfo, una falla normal con rumbo norte-sur que buza hacia el este y, hacia el oeste por la Sierra Madre Occidental. La PEG es caracterizada por topografía de cuencas y montañas. La provincia es subyugada por granodiorita Cretácica y tonalita del batolito de las Sierras Peninsulares que intruyeron a rocas oceánicas, de arco y del margen continental, paleozoicas y mesozoicas. Las rocas cristalinas superficiales son regionalmente sobreyugadas por sedimentos y rocas volcánicas Cenozoicas (Axen, 1995).

La parte norte del Golfo de California es caracterizado por cuencas sedimentarias densamente falladas, donde se piensa que el centro de dispersión oceánico nunca se desarrolló, o sí se desarrolló ocurrió hace menos de 1 Ma (van Wijk et al., 2017). Algunos de los sistemas de fallas y fallas activas dentro de la zona norte de la PEG son: Sistema Cerro Prieto-Imperial, Sistema Laguna Salada-Cañada David, Falla San Pedro Mártir y Falla Sierra Juárez (Figura 2).

Sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial

El área ubicada entre las fallas Cerro Prieto y Falla Imperial es caracterizada por deformación geodésica rápida, alto flujo de calor, sismicidad activa, vulcanismo y ha sido propuesto como un centro de dispersión. La falla Cerro Prieto e Imperial son fallas transformantes, con orientación NW, que presentan deslizamiento lateral derecho y tiene una tasa de deslizamiento de 40 mm/año. El límite sur de la falla Cerro Prieto se ubica en la punta norte del Golfo de California y el límite norte ha sido inferido más hacia el norte del borde fronterizo México-Estados Unidos. La falla Imperial une a los centros de dispersión Brawley y Cerro Prieto. ((Magistrale, 2002); (Glowacka et al., 2000))

Falla San Pedro Mártir

La falla San Pedro Mártir define parcialmente el Escarpe Principal del Golfo. La falla San Pedro Mártir es una falla normal que buza hacia el este, produce una elevación topográfica de 1000-2500 m. que se extiende ~100 km a lo largo de su rumbo. La falla San Pedro Mártir acomoda ~5 km de desplazamiento vertical en su segmento principal y el deslizamiento decrece sistemáticamente al norte y hacia el sur, donde no excede los 800 m de desplazamiento acumulado. Con base a su morfología y la alta inclinación de sus estratos preextensionales se cree que la falla tienen una geometría lítrica a profundidad (Seiler et al., 2010).

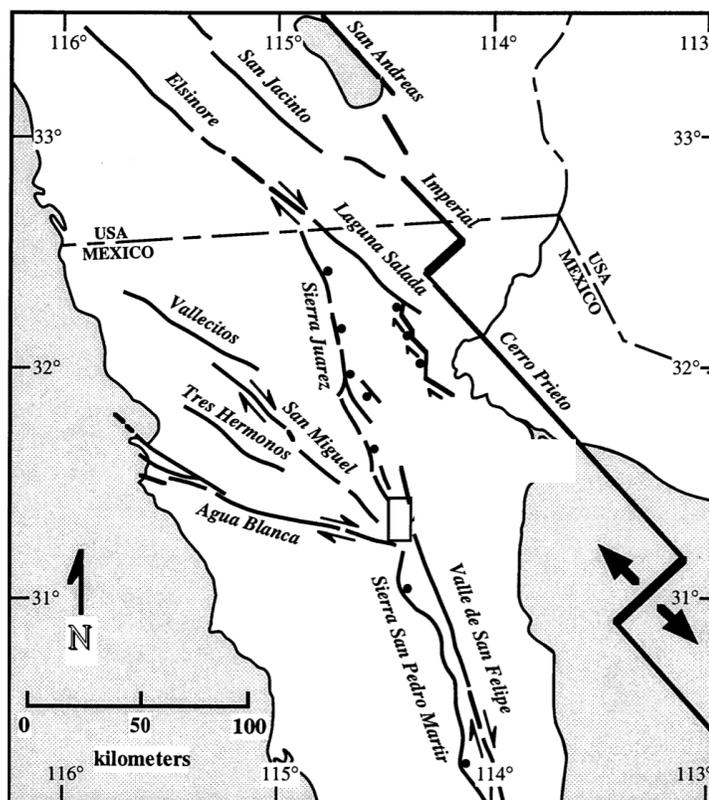


Figura 22. Configuración tectónica moderna del borde de placa Pacífico-Norteamérica en la parte norte de la Península de Baja California donde se observan las fallas actualmente activas. (Seiler et al., 2010).

Falla Sierra Juárez

La falla Sierra Juárez se localiza en el borde oeste de la Sierra Juárez, y al igual que la falla San Pedro Mártir define parcialmente al Escarpe Principal del Golfo. El frente oeste de la Sierra Juárez es una estructura rollover antitética respecto a las fallas detachment que buzan hacia el oeste y a las rampas que son zonas

de acomodamiento. El Escarpe Principal del Golfo a lo largo de la Sierra Juárez no es definido por una única falla continua con buzamiento al este, más bien es definido por pequeñas fallas normales discretas, con orientaciones NNW, que buzaban hacia el este y oeste, y presentan desplazamientos pequeños (<100 m verticales) a moderados (100-500 m verticales) (Axen, 1995).

Sistemas de fallas Laguna Salada-Cañada David

Las fallas Laguna Salada y Cañada David Detachment (CDD) son fallas normales que controlan el margen este de la cuenca Laguna Salada, ambas fallas buzaban hacia el oeste, han acomodado >10 km de deslizamiento desde el Mioceno medio-tardío, y están asociadas con un extensivo arreglo de escarpes Cuaternarios (Fletcher y Spelz, 2009). Las características de las fallas Laguna Salada y CDD son abordadas en el apartado Cuenca Laguna Salada.

Área no deformada del centro y oeste de la Península

El Área no deformada del centro y oeste de la Península es la zona del batolito peninsular que aparentemente no está deformado ni fallado. La falla Agua Blanca y la Sierra San Pedro Mártir marca el límite norte, el límite sur está definido por las fallas Bonfil, Carrizal y San José Cabo y, el borde oeste descansa al este de la Isla Guadalupe. La magnitud del movimiento de Baja California respecto a la placa del Pacífico es ~ 1.8 mm/año. La dirección de movimiento Pacífico-Norteamérica y de la microplaca de Baja California son similares, pero Baja California se mueve significativamente más lento. Esto sugiere la existencia de una zona de cizalla al oeste de Baja California, que es consistente con el desplazamiento lateral derecho observado sobre fallas Cuaternarias y la sismicidad a lo largo del suroeste de Baja California (Plattner et al., 2007).

Borde continental cizallado del oeste de Baja California

El Borde continental cizallado del oeste de Baja California se localiza al sur de California y norte de Baja California, su límite norte está en el Point Arguello y el límite sur es en la Península Vizcaíno y la Isla Cedros. El borde tiene una anchura de 100-250 km y constituye una serie compleja de dorsales y canales que descansan subparalelos a la costa separando la costa del piso abisal del Océano Pacífico, al oeste por el Escarpe Patton y en el sur por la Trinchera Cedros. En este borde continental el suelo oceánico es deformado por varios sistemas de fallas de deslizamiento oblicuo y el movimiento relativo de las placas

Pacífico y Norteamérica es particionado en deslizamiento dextral y deslizamiento oblicuo (Legg et al., 2015).

Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular

La Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular contiene a las dos fallas transformantes que transectan a la península en el norte de Baja California. La falla Agua Blanca (rumbo WNW) ha acomodado alrededor de ~11 y 23 km de deslizamiento lateral derecho. El sistema de fallas San Miguel-Vallecitos (rumbo NW) exhibe un desplazamiento lateral derecho máximo de ~500-600 m. Ambas fallas, son activas y presentan una tasa de deslizamiento combinada de ~4-8 mm/año. Estas dos fallas mueren hacia el este y no cortan al escarpe principal del Golfo. La cizalla lateral derecha parece ser distribuida a través de pequeñas fallas transformantes y oblicuas, que juegan un importante rol en la transferencia de la deformación entre la PEG y la Provincia de deslizamiento de rumbo transpeninsular (Seiler et al., 2010).

1.1.8 Cuenca Laguna Salada

La cuenca Laguna Salada es una cuenca de rift localizada dentro de la zona de cizalla de las placas Pacífico y Norteamérica, descrita estructuralmente como un *half-graben* asimétrico cuyo límite este es controlado por las fallas Laguna Salada y CDD. El límite oeste de la cuenca es definido por la Sierra Juárez, el límite este por la Sierra Cucapah y Sierra Mayor y al sur colinda con el Golfo de California (Fletcher y Spelz, 2009).

Las Sierras Cucapah y El Mayor son cortadas internamente cortadas por un intenso arreglo de fallas de bajo y alto ángulo que generalmente acomodan la deformación. Aunque la mayoría de la sismicidad de la zona de cizalla del margen de placa es localizada en el este de las Sierras El Mayor y Cucapah, las principales fallas de frente de montaña activas en el margen oeste son la falla Laguna Salada y CDD, las cuales han formado un límite estructural abrupto entre las montañas levantadas y la cuenca Laguna Salada de elevación menores al nivel medio del mar. Otras fallas de menor escala dentro de la Laguna Salada son Falla Cañón Rojo, Falla Chupamirtos, Falla Cerro Colorado (Fletcher y Spelz, 2009).

Las fallas Laguna Salada y Cañada David Detachment (CDD) son fallas normales que buzcan hacia el oeste, han acomodado >10 km de deslizamiento desde el Mioceno medio-tardío, y están asociadas con un extensivo arreglo de escarpes Cuaternarios (Fletcher y Spelz, 2009).

1.1.8.1 Falla Laguna Salda

La falla Laguna Salada corre a lo largo del oeste de la Sierra Cucapah, es una falla normal de alto ángulo, con rumbo noroeste y que buza hacia el oeste, presenta cizalla oblicua derecha, ha sido activa desde el Mioceno medio-tardío, y junto con la falla Cerro Prieto han producido los más grandes terremotos registrados en la zona. A lo largo de su traza se ha formado un extenso arreglo de escarpes cosísmicos sobre unidades aluviales cuaternarias (Fletcher y Spelz, 2009).

1.1.8.2 Falla Cañada David Detachment

La falla CDD, es una falla normal de bajo ángulo que controla el sur de la Laguna Salada, tiene una traza curvilínea que se extiende a lo largo de ~55-60 km al oeste de la Sierra el Mayor y contiene dos pares de megamulliones sinforme-antiforme. La falla CDD es una falla normal de bajo ángulo que yuxtapone secuencias sedimentarias sinfrit del Mioceno-Pleistoceno contra basamento cristalino del Mesozoico. La falla comúnmente presenta zonas con buzamientos de 10°-20° y capas de salvanda de 1-2 m de grosor rodeada por una zona de cataclasitas con espesores que van de los 100 m hasta 200 m. Se cree que la actividad de la falla CDD comenzó hace 12 Ma y ha acomodado 5-7 km de levantamiento vertical. El norte de la falla CDD termina contra la falla Laguna Salada, y hacia el sur, la falla CDD y su bloque de piso desaparece abruptamente a lo largo de los sedimentos de cuenca. Un extenso arreglo de escarpes se ha desarrollado a lo largo de toda la longitud de la CDD y corta una secuencia de ocho unidades de abanicos aluviales del Cuaternario (Fletcher y Spelz, 2009).

Las fallas CDD, West Salton, Las Cuevitas, Santa Rosa y Huatamote son fallas normales de bajo ángulo ubicadas en el margen oeste del norte del Golfo de California. Estas fallas acomodan extensión E-W, y a excepción de CDD, todas buzan hacia el este y probablemente comenzaron a deslizarse hace más de 8 Ma (van Wijk et al., 2017).

1.1.8.3 Estratigrafía

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 de la región, el cual se relaciona con la fase divergente de apertura del Golfo de México hace ~12 Ma. Este esquema de clasificación divide a las rocas en dos grupos: 1) unidades pretectónicas (Mesozoico, Terciario medio-tardío) y 2) unidades sin-tectónicas (Spelz, 2008).

1.1.8.3.1 Unidades litológicas pre-tectónicas.

En la Sierra Cucapah afloran rocas metasedimentarias del Pérmico-Jurásico (?), de facies de sillimanita, probablemente producto de metamorfismo regional de alta temperatura y relativa baja presión; las más comunes son gneis cuarzofeldespático de hornblenda-biotita, gneis de sillimanita-almandino y calizas recristalizadas. Menos abundante es la anfibolita y raramente cuarcita (Barnard, 1968). En la porción centro-sur de la Sierra Cucapah está expuesto un intrusivo de tonalita (Tonalita La Puerta). La edad determinada por Plomo-alfa fue de 125-155 Ma (Barnard, 1968); la edad del mismo intrusivo, obtenida por K-Ar fue de 62.6 ± 1.5 Ma (Gastil et al., 1975). En la porción central una granodiorita (Granodiorita Cucapah) intrusión al cuerpo de tonalita, implicando una edad posterior de emplazamiento (Barnard, 1968).

En la Sierra El Mayor afloran rocas metasedimentarias del Paleozoico (?), producto de un metamorfismo de alto grado (facies de anfibolita), principalmente gneis de granate, anfibolita, cuarcita y mármol (Siem, 1992). La Sierra El Mayor también incluye cuerpos intrusivos de tonalita a monzo-granito en forma de diques, mantos y troncos (Siem, 1992).

1.1.8.3.2 Unidades litológicas sin-tectónicas

- Formación Imperial

En Laguna Salada la edad de la Formación Imperial es Plioceno temprano y representa la secuencia sin tectónica más antigua dentro del registro de sedimentación (Spelz, 2008). Basado en el tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido fósil se definen tres miembros. El miembro Tim1 consta de conglomerados derivados de rocas metamórficas de alto grado e intrusiones graníticas, este miembro

tiene un espesor de ~ 70km. El miembro intermedio (Tim2) está compuesto limonitas y lutitas que presentan clivaje penetrativo anastomosado y abundante yeso fibroso en fracturas. Tim3 tiene un espesor de ~140 m. y está compuesto por arenisca subarcosa de tamaño medio con capas prominentes de coquina y lentes de pectínidos y ostras (Martín-Barajas et al., 2001).

- 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 deltaico esencialmente no marino. Se ha sugerido que 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 sinsedimentaria (Cambrón, 2017; Spelz, 2008).

- Unidad de gravas grises (Qof).

Sobreyacen en discordancia angular a la secuencia de lechos rojos de Cañón Rojo (Fm. Palm Spring) Esta unidad consiste en un conglomerado grano soportado, cuyos clastos tienen composición tonalítica principalmente provenientes de la Sierra Cucapah. Se le propuesto una edad del Pleistoceno y es interpretada como depósitos de abanicos aluviales de alto gradiente provenientes de la Sierra Cucapah (Martín-Barajas et al., 2001). La unida ocurren como grandes y aisladas colinas que se elevan por encima de la cuenca, son típicamente redondeados y los clastos están altamente intemperizados y no cuenta con suelos bien desarrollados. La morfología de los conglomerados forman dorsales elevadas cerca del frente de montañoso que permiten reconocer la traza de la falla Cañada David (Spelz, 2008).

1.1.8.3.3 Abanicos aluviales (Q1-Q8).

Las unidades sedimentarias más jóvenes en el área de estudio consisten en depósitos conglomeráticos de flujos de detritos derivados de la Sierra Cucapah y Sierra El Mayor, así como depósitos y superficies de abanicos aluviales. La cartografía a detalle de las superficies aluviales a lo largo de la Sierra El Mayor ha

permitido definir al menos ocho niveles diferentes de abanicos aluviales los cuales han sido tectónicamente levantados a lo largo del Cuaternario (Spelz et al., 2008).

Las superficies geomórficas son designadas, de la más joven a la más antigua, Q1 a Q8 y conforme aumenta su edad las alturas relativas aumentan, es decir, la unidad Q1 es la de menor altura topográfica y la unidad Q8 la de mayor altura. La descripción está basada en el trabajo de Spelz (2008).

- Superficie Aluvial Q1

Edad: 0 años (Karlsson, 2018). Q1 es la unidad más joven de la secuencia e incluye a los abanicos aluviales activos. Los depósitos Q1 se definen como las barras y canales activos asociados con los sistemas modernos de cauces fluviales. En general, los clastos superficiales en Q1 no están intemperizados y carecen de barniz y pavimento del desierto. El desarrollo de suelo en Q1 es prácticamente nulo; sin embargo, cuando llega a estar presente, consiste de una zona extremadamente delgada de material orgánico y/o eólico situado inmediatamente por encima del aluvión no alterado. La densidad de la vegetación es máxima en los abanicos aluviales activos y por lo general se localiza sobre barras cerca de los canales activos.

- Superficie Aluvial Q2

Edad: 126 años (Karlsson, 2018). Q2 está constituido por las superficies aluviales más recientemente abandonadas. La mayoría de las características morfoestratigráficas de Q2 son muy parecidas a las de Q1. La principal diferencia es que Q1 tiene una mayor altura relativa y está formada por barras y canales abandonados.

- Superficie Aluvial Q3

Edad: 2.057 ka (Karlsson, 2018). Los depósitos aluviales Q3 típicamente contienen clastos superficiales que muestran el inicio de la acumulación de barniz del desierto dando a la superficie una tonalidad generalizada de color rosa. Adicionalmente el incipiente intemperismo le proporciona a los clastos de composición granítica una textura superficial rugosa que asemeja azúcar granulada. Con el poco intemperismo de los clastos la morfología original de barras y canales se encuentra completamente preservada y la superficie es muy rugosa. El suelo en Q3 es por lo general inexistente excepto por la formación de un delgado horizonte tipo A cerca de las zonas con crecimiento de vegetación. La densidad

de vegetación es menor que en Q1 y Q2.

- Superficie Aluvial Q4

Edad: 8.4 ka (Karlsson, 2018). Los clastos superficiales sobre Q4 se encuentran plenamente barnizados, y las superficies presentan un color parduzco sin importar la litología de los clastos. La mayoría de los clastos superficiales muestran evidencia de intemperismo; se encuentran fuertemente fracturados y muchos de ellos presentan formas cavernosas denominadas ‘tafoni’. La morfología superficial de Q4 es rugosa con una topografía de barras y canales bien preservada la cual le confiere a la superficie una textura plumosa en vista aérea. El suelo en Q4 es inexistente o pobremente desarrollado. La presencia de vegetación sobre las superficies de Q4 es significativamente menor comparada con la de los depósitos más jóvenes.

- Superficie Aluvial Q5

Edad: 12.8 ka años (Karlsson, 2018). Los depósitos aluviales Q5 contienen clastos superficiales fuertemente intemperizados. El intemperismo ‘tafoni’ es abundante y muchos clastos han sido intemperizados hasta alcanzar formas distintivas que asemejan sombreros. El desarrollo de barniz del desierto es significativamente menor que el que se encuentra en Q4. En general, menos del ~50% de los clastos graníticos sobre Q5 están barnizados. La morfología de barras y canales en las superficies de Q5 se encuentra bien preservada, pero disminuye conforme se reduce el tamaño de los clastos y aumenta la distancia a partir del frente montañoso. El suelo en las superficies de Q5 se encuentra mejor desarrollado y es posible observar los horizontes tipo Av y el horizonte tipo Bw, que en conjunto alcanzan espesores de hasta 20 cm. La vegetación sobre Q5 es principalmente ausente o esporádica.

- Superficie Aluvial Q6

Edad: 29.4 ka años (Karlsson, 2018). Existen pequeños remanentes de la morfología de barras y canales. Los canales tienen por lo general una apariencia más oscura, y sus superficies tienen un incipiente pavimento del desierto formado por pequeños clastos (<4 cm de ancho) que contienen ligeramente más barniz que aquellos que conforman las barras. Los suelos desarrollados en Q6 contienen horizontes tipo Av y Bw que alcanzan hasta 3 y 40 cm de espesor, respectivamente. Las superficies Q6 por lo general carecen de vegetación.

- Superficie Aluvial Q7

Edad: >29.4 ka años (Karlsson, 2018). Las superficies aluviales Q7 contienen clastos graníticos completamente desintegrados mientras que, clastos metamórficos (< 100 cm) de cuarcita y anfibolita se encuentran menos intemperizados y se observan esporádicamente aflorando sobre las superficies de Q7. Estos clastos parecen preservar su forma original y presentan una capa oscura de barniz del desierto. La morfología superficial de barras y canales en estos depósitos antiguos está completamente borrada y sus superficies contienen pavimento del desierto bien desarrollado. Los suelos desarrollados en Q7 son muy similares a los de Q6 en términos de espesor, textura y composición de los horizontes Av y Bw. Las superficies de los depósitos Q7 son yermas y carecen de vegetación.

- Superficie Aluvial Q8

Edad: >29.4 ka años (Karlsson, 2018). Las superficies Q8 están dominadas por clastos metamórficos de cuarcita y anfibolita, fuertemente barnizados, que forman un pavimento del desierto extremadamente bien desarrollado. La morfología de barras y canales ha sido completamente borrada. El desarrollo del suelo en los depósitos Q8 es acentuadamente más avanzado que en los depósitos aluviales más jóvenes. El perfil pedogénico se caracteriza por delgados horizontes Av (2-4 cm de espesor) que sobreyacen a un considerable horizonte Bw y se extiende a profundidades que exceden los 2 metros por debajo de la superficie del depósito. Al igual que Q7, las superficies de los depósitos Q8 son inhóspitas y carecen de vegetación.

1.2 Hipótesis

El comportamiento sismogénico de la falla CDD no es anómalo comparado con otras fallas con orientaciones más óptimas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Definir los eventos sísmicos ocurridos en la faja central de la porción central de la falla CCD en los últimos 2000 años, a través de la medición del desplazamiento cosísmico.

1.3.2. Objetivos específicos

- Redefinir la secuencia de abanicos aluviales según su edad relativa y el arreglo de escarpes cosísmicos cuaternarios en el segmento central de la falla CDD a través de cartografía geológica.
- Caracterizar y clasificar escarpes cosísmicos del segmento central de la falla CDD con base en el desplazamiento cosísmico, relaciones cortantes y edades.
- Identificar escarpes en depósitos modernos para observar la distribución de ruptura en superficie asociada al evento sísmico de 1892 con Mw de 7.2 en el segmento central de la falla CDD.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Cartografía geológica fuente

Diversos estudios han cartografiado y clasificado las superficies aluviales del Cuaternario localizadas en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, y el arreglo de escarpes asociado a las fallas activas de alto y bajo ángulo que controlan las sierras Cucapah y El Mayor, respectivamente (Mueller y Rockwell, 1991; Mueller y Rockwell, 1995; Axen et al., 1999; Spelz, 2008; Hernández, 2015). La última versión disponible de la cartografía de la zona centro de la falla CDD fue procesada en 2017 por Gutiérrez a través de imágenes aéreas de alta resolución (12 cm por pixel) obtenidas mediante vuelos de un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) o dron y, posteriormente procesadas y analizadas a través del método Estructura a partir del movimiento o Structure from Motion (SfM) con ayuda de diversos Sistemas de Información Geográfica tales como Pix 4D, Canvas y ArcGis.

La cobertura fotográfica de la parte central del frente montañoso de la Sierra El Mayor abarca un área de 41.12 km² (figura 23a). Las fotografías aéreas fueron procesadas en el software Pix4D mapper para generar ortomosaicos georeferidos, modelos digitales de superficie (MDS) y nubes de puntos (figura 23b), que permitieron reconocer y definir aspectos relevantes de la geomorfología tectónica de la Sierra El Mayor tales como: (1) la morfología macroscópica del frente montañoso (i.e., sinuosidad, relieve, grado de disección fluvial, etc.); (2) el número, distribución y edad relativa de los depósitos y superficies aluviales Cuaternarias; (3) la distribución del arreglo de escarpes de falla Cuaternarios y su ubicación respecto a la traza de la FNBA Cañada David; (4) la edad relativa de las rupturas superficiales con base en sus relaciones cortantes con los depósitos y superficies aluviales; (5) la longitud de las rupturas superficiales, y (6) la distribución, densidad y tipo de vegetación. (Gutiérrez, 2017, Vallín, 2017; Spelz, 2008). A partir de los MDS de 12 cm por pixel, es posible determinar de forma confiable los atributos geomorfológicos presentes, tales como la altura de las superficies aluviales, una de las principales características utilizada para establecer su edad relativa (Vallín, 2017).

2.2 Clasificación de abanicos aluviales

Los trabajos de Mueller y Rockwell (1995), Spelz (2008) y, Hernández (2015) y Karlsson (2018), que describen las características morfoestratigráficas y la edad de las superficies aluviales a lo largo de la margen oriente de la Cuenca Laguna Salada son la base de la cartografía utilizada en este trabajo.

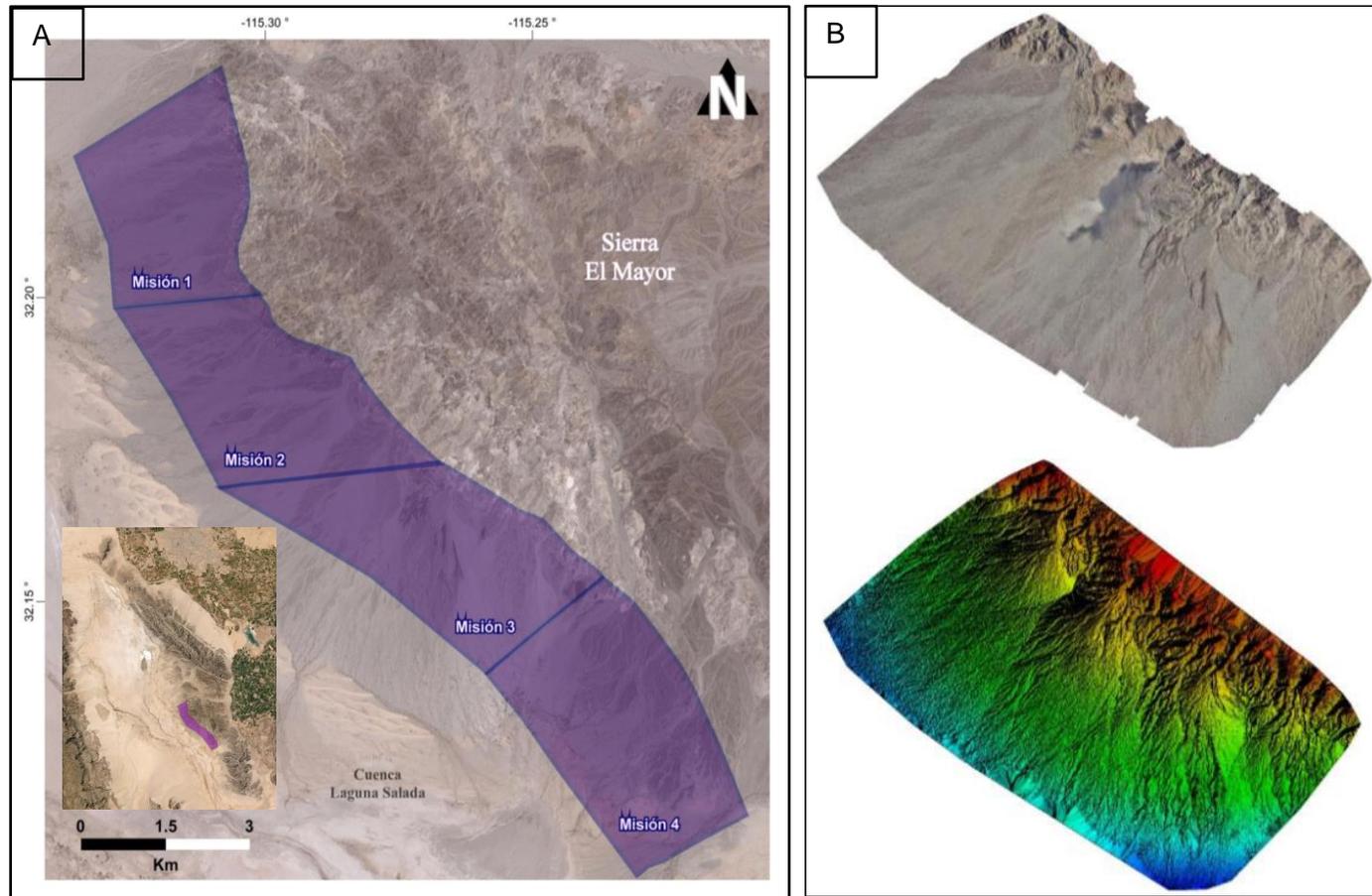


Figura 23: Área de misiones de vuelo del VANT en la zona de estudio. A) La zona se dividió en 4 misiones de vuelo (polígonos color púrpura). Se programaron en total 19 vuelos, abarcando un área total de cobertura de 41.12 km² sobre las unidades aluviales y escarpes cósmicos relacionados a la falla CDD en la margen oeste de la Sierra El Mayor, generando un total de 1877 fotografías de alta resolución. B) Ortomosaico (superior) y Modelo Digital de Superficie (inferior) generados durante el procesamiento de las fotografías capturadas por el VANT mediante el software Pix4D (Gutiérrez, 2017).

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. Las edades relativas fueron establecidas con base en el grado de desarrollo de los suelos y en el grado de intemperismo de los clastos superficiales. En dicho trabajo se pudieron identificar al menos cinco unidades aluviales con edades distintas. En 2015, Hernández realizó datación de sedimentos relacionados a rupturas sísmicas en el margen oeste de la Sierra Cucapah a través del método de luminiscencia ópticamente estimulada (LOE). Karlsson (2018) utilizó dos métodos para determinar la edad de las unidades de abanicos aluviales que afloran en el dominio sinforme sur de la falla CDD. Los métodos utilizados fueron el índice de Desarrollo de Suelos (IDS) y LOE. El método IDS provee una estimación de la edad relativa de los suelos cuantificando y comprando su grado de desarrollo respecto al desarrollo de otros suelos que han datados utilizando una técnica de datación absoluta. En contraste, la datación OSL provee una edad absoluta de un depósito cuantificando la cantidad de tiempo desde que la muestra fue expuesta a la luz solar. Karlsson (2018) comparó sus edades obtenidas con las de Hernández (2015) e intento constreñir las edades de los abanicos aluviales Q1-Q6.

Tabla 1. Edades de las superficies aluviales identificadas en el dominio Sinforme Sur de la falla CDD.

Unidad	Edad	Autor	Método
	ka		
Q1 activo	0	-	Definición
Q2	0.126	Hernández, 2015	Sismo 1892
Q3	2.057	Karlsson, 2018	Ajuste polinomial
Q4	4.3-8.4	Karlsson, 2019	OSL
Q5	7.6-12.8	Karlsson, 2020	OSL
Q6	19.3-29.4	Hernández, 2015	OSL

La primera cartografía a detalle de las unidades de abanicos aluviales fue elaborada por Spelz (2008) a escala 1:7000 e identificó al menos ocho superficies distintas. Las características utilizadas para diferenciar las superficies son: (1) la elevación relativa de la superficie aluvial por encima de los cauces modernos; (2) desarrollo de barniz del desierto; (3) preservación de la morfología original de barras y canales en la superficie; (4) desintegración química y mecánica de los clastos superficiales sobre la superficie; (5) abundancia y tipo de vegetación y, finalmente, (6) el grado de madurez de los suelos. En el área de estudio fueron identificadas 7 de las 8 unidades, las características que son identificables en las fotografías aéreas y MDS son descritas a continuación.



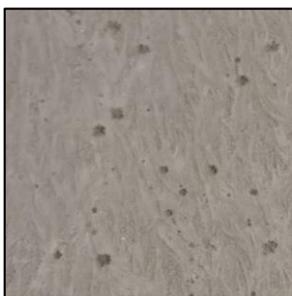
Superficie Aluvial Q1 (edad 50 años).

Los depósitos Q1 se definen como las barras y canales activos asociados con los sistemas modernos de cauces fluviales. Los clastos superficiales en Q1 no están intemperizados y carecen de barniz y pavimento del desierto. La densidad de la vegetación es la máxima de la secuencia.



Superficie Aluvial Q2 (edad 200 años)

La mayoría de las características morfoestratigráficas de Q2 son muy parecidas a las de Q1. La principal diferencia es que Q2 tiene una mayor altura relativa y está formada por barras y canales abandonados.



Superficie Aluvial Q3 (edad: 2000 años).

que en Q1 y Q2.

Los depósitos aluviales Q3 contienen clastos superficiales que muestran el inicio de la acumulación de barniz del desierto dando a la superficie una tonalidad rosada. La morfología original de barras y canales se encuentra completamente preservada y la superficie es muy rugosa. La densidad de vegetación es menor



Superficie Aluvial Q4 (edad: 5000-8000 años)

Los clastos superficiales sobre Q4 se encuentran plenamente barnizados, y las superficies presentan un color parduzco. La morfología superficial de Q4 es rugosa con una topografía de barras y canales bien preservada. La presencia de vegetación sobre las superficies de Q4 es significativamente menor comparada con la de los depósitos más jóvenes.



Superficie Aluvial Q5 (edad: 5000-8000 años).

Los depósitos aluviales Q5 contienen clastos superficiales fuertemente intemperizados y el desarrollo de barniz del desierto es significativamente menor que el que se encuentra en Q4. La morfología de barras y canales en las superficies de Q5 se encuentra bien preservada. La vegetación sobre Q5 es ausente o esporádica.



Superficie Aluvial Q6 (edad: ~18000 años)

Existen pequeños remanentes de la morfología de barras y canales. Los canales tienen por lo general una apariencia más oscura, y sus superficies tienen un incipiente pavimento del desierto. Las superficies Q6 por lo general carecen de vegetación.



Superficie Aluvial Q7 (edad: >18000 años).

La morfología superficial de barras y canales en estos depósitos antiguos está completamente borrada y sus superficies contienen pavimento del desierto bien desarrollado. Las superficies de los depósitos Q7 son yermas y carecen de vegetación. Conforme incrementa la edad de la superficie, su altura relativa también aumenta, entre más antigua sea una superficie tendrá una elevación topográfica mayor (figura 24).

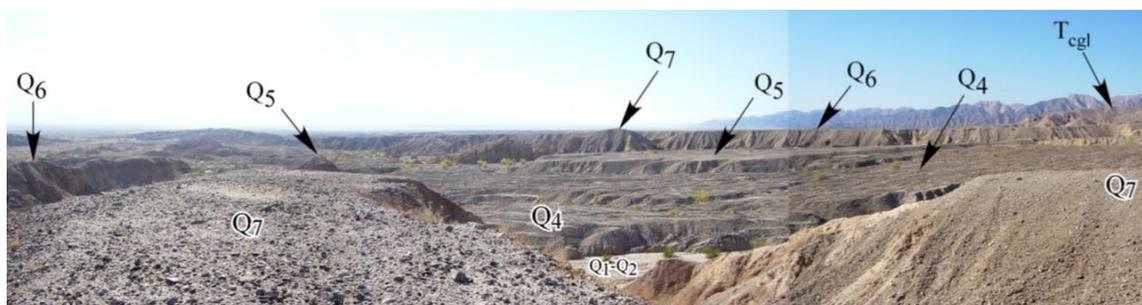


Figura 24. Foto-mosaico que muestra una vista hacia el NNW donde se aprecia la distribución y las alturas relativas entre los principales depósitos y superficies aluviales en el extremo noroeste de la Sierra El Mayor. En esta área, el abanico aluvial más antiguo que preserva superficies geomórficas planas es Q7. La elevación relativa de la superficie aluvial Q7 por encima de los cauces de arroyos modernos (Q1) es de ~20 m. Las superficies más jóvenes que Q7 son sistemáticamente menos elevadas y por lo tanto definen una secuencia aluvial telescópica. Nótese que la superficie aluvial Q3 no es reconocible desde esta perspectiva. Los depósitos del conglomerado gris (Qof) en el plano medio del lado derecho, por detrás de Q6, son los depósitos de abanico-aluvial más antiguos en toda el área de estudio y no preservan superficies geomórficas planas (Spelz et al., 2008).

2.3 Perfiles topográficos.

Los perfiles topográficos permiten caracterizar la evolución espacio-temporal de los escarpes de falla Cuaternarios y evaluar la deformación horizontal y vertical neta a través de los mismos (Spelz-Madero, 2008). La traza de los perfiles topográficos estuvo definida por tres criterios principales: (1) completa exposición de la total amplitud del arreglo de escarpes de falla, (2) modificación mínima por erosión de los

escarpes de falla, y (3) contexto estructural (figura 25). En el último criterio, se intentaron caracterizar todas las variaciones importantes a lo largo del rumbo de los escarpes de falla las cuales pudieran estar relacionadas con variaciones en la geometría y la cinemática tanto del propio arreglo de escarpes como de la Falla de bajo ángulo Cañada David (Spelz, 2008).

La traza y mediciones topográficas de los perfiles fueron realizadas sobre la cartografía y MDS realizado por Gutiérrez (2017). Conforme se analizaron los perfiles, se realizaron modificaciones en la traza del arreglo de escarpes y los límites de las unidades aluviales, que permitieron una interpretación más real del desplazamiento sobre la falla CDD. Se realizaron 83 perfiles topográficos, cuya representación gráfica puede consultarse en el Anexo B.



Figura 25. Imagen 3D de segmento de la faja interna de la falla CDD. Las líneas azules definen la traza de los perfiles topográficos, las cuales se encuentran sobre superficies de los abanicos aluviales menos erosionadas, lo que permite que, en medida de lo posible, que las mediciones estén libres de errores por erosión o debido a que los marcadores superficiales (ver texto para mayor explicación) sean definidos sobre canales.

2.3.1 Reconstrucción palinspástica de perfiles topográficos

La deformación que es acomodada por un complejo arreglo de rupturas superficiales es función de la orientación y la cinemática del desplazamiento a lo largo de una sola falla maestra a profundidad (Axen et

al., 1999). Por lo tanto, si se supone que las rupturas superficiales en Laguna Salada registran fielmente el desplazamiento sismogénico a través de una falla maestra a profundidad (i.e., la falla CDD), entonces la integración de las componentes netas de la deformación horizontal y vertical superficial a través de cada transecto topográfico deberá reflejar el ángulo estimado de buzamiento de la falla maestra que controla los escarpes a lo largo del transecto (Spelz, 2008).

El procedimiento y análisis trigonométrico para la reconstrucción palinspástica de la deformación horizontal y vertical de los perfiles topográficos se explica a continuación y se basa en los procedimientos descritos por Axen et al (1999) y por Spelz (2008).

Las trazas de los perfiles tienen direcciones subparalelas a la dirección regional del transporte de la detachment ($80^{\circ} \pm 2^{\circ}$; Savage et al., 1994) y contienen una mezcla de escarpes sintéticos y antitéticos. Para calcular la deformación horizontal y vertical superficial de cada perfil se trazaron marcadores superficiales sobre la superficie del abanico no fallada. Los marcadores superficiales son líneas rectas que coinciden con la superficie topográfica del abanico aluvial, tanto en el bloque de piso y como en el bloque de techo de cada uno de los escarpes. Comúnmente los perfiles son oblicuos y no radiales a la sección cónica del abanico, lo que propicia que los marcadores superficiales tengan diferente inclinación, comúnmente mayor hacia el oeste (frente montañoso) y menor hacia el oeste (cuenca).

Se asume que los escarpes buzanan a 65° y tienen un deslizamiento normal en el plano del perfil. Posteriormente, las fallas contenidas en cada uno de los perfiles fueron restauradas secuencialmente de este a oeste, es decir, fueron generados los marcadores superficiales intermedios entre cada escarpe.

Con el perfil topográfico reconstruido se calculó el deslizamiento vertical y horizontal de cada uno de los escarpes; el desplazamiento vertical es la distancia vertical entre los marcadores superficiales y el desplazamiento horizontal es calculado según el esquema de la figura 26. Las relaciones altas entre el desplazamiento horizontal y el desplazamiento vertical refleja el hecho de que la presencia de escarpes antitéticos incrementa el desplazamiento horizontal neto y decrece el desplazamiento vertical neto de la falla maestra, y permite una geometría de falla normal de bajo ángulo (e.i. $< 30^{\circ}$ de buzamiento).

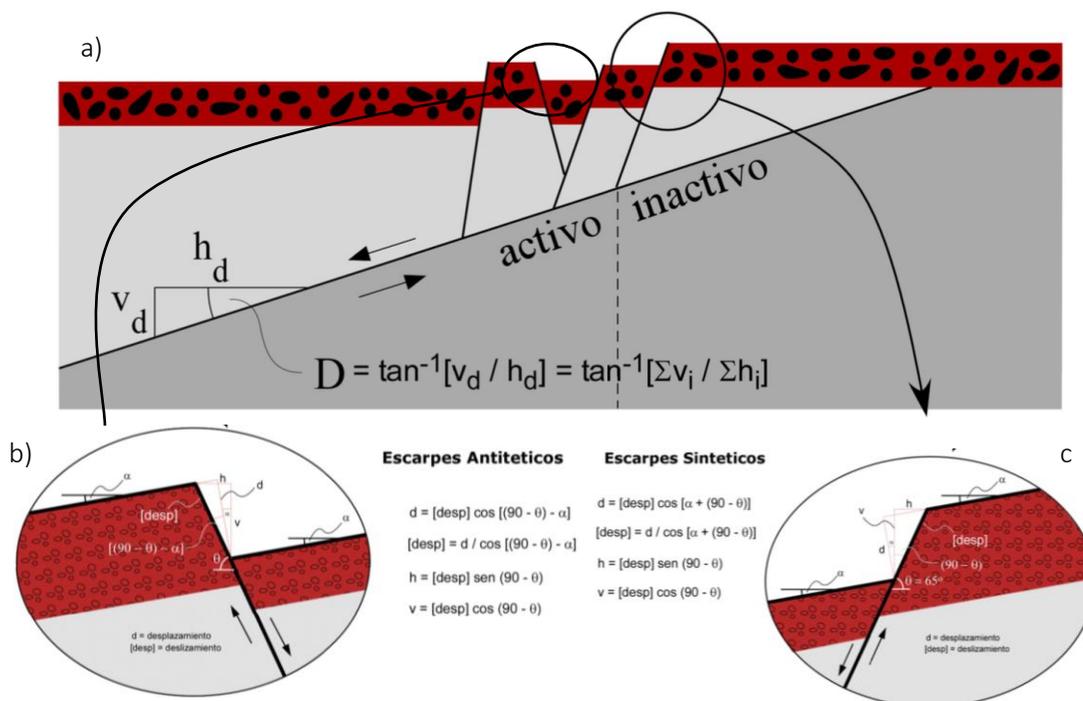


Figura 26. Reconstrucción palinspástica de perfiles topográficos. a) Vista de sección de perfil topográfico que muestra como las fallas formadoras de escarpes convergen y son controladas a profundidad por una falla maestra de bajo ángulo con sentido normal de desplazamiento. Bajo esta geometría, la deformación horizontal (Σh_i) y vertical (Σv_i) total a través del arreglo de escarpes de falla debe ser igual a las componentes del desplazamiento horizontal (h_d) y vertical (v_d) a través de la falla maestra de bajo ángulo. Esta relación permite calcular el ángulo de buzamiento (D) de la falla maestra que controla el arreglo en profundidad. (b y c) Reconstrucción palinspástica de la deformación horizontal (h) y vertical (v) a través de los escarpes sintéticos y antitéticos. Para la reconstrucción palinspástica de la deformación horizontal (h) y vertical (v) a través de los escarpes de falla se asumió un ángulo de buzamiento de 65° , el cual es el valor promedio del echado de las fallas formadoras de escarpes. α es el ángulo de la pendiente regional la cual fue determinada de manera individual promediando las pendientes de las superficies superior e inferior en las inmediaciones cada escarpe. Modificado de Axen et al., (1999) y Spelz (2008).

Capítulo 3. Resultados

3.1 Fajas estructurales de la porción central de la falla CDD.

De toda la traza de la falla CDD, el segmento central es el que presenta mayor complejidad estructural debido a la heterogénea distribución y orientación del arreglo de escarpes cuaternario. Este segmento es definido por el megamulión antiforme norte y el flanco norte del megamulión sinforme sur (figura 27), los cuales a su vez están conformados por decenas de minimuliones sinformes y antiformes. La traza de la falla CDD en el límite norte y sur presentan rumbos similares, orientados hacia el N. La porción central de la traza de la falla CDD presenta un cambio de rumbo abrupto cerca del eje del megamulión antiforme y le confiere una dirección de rumbo S-SE. En el límite norte de la porción central de la falla CDD, la traza de la falla presenta un rumbo de $\sim 170^\circ$ a lo largo de ~ 4.0 km, el cual cambia a 305° cerca del eje del megamulión antiforme. La traza de la falla CDD continua con este rumbo (e.i. 305°) aproximadamente ~ 13.5 km hacia el sur. A lo largo de todo el segmento central de la falla CDD, existen cambios de dirección sutiles que son controlados por minimuliones sinformes y antiformes.

Toda la porción central de la falla CDD es cortado por un arreglo de escarpes cosísmicos del Cuaternario que muestra una distribución y orientación heterogénea lo que genera áreas con arreglos de escarpes penetrativos y otras con arreglos de escarpes discretos, de tal forma que no es posible definir una orientación preferencial de los mismos. La orientación de los escarpes cerca del frente montañoso (~ 300 m) suele estar controlada por los cambios sutiles del rumbo de la traza de la falla CDD y conforme el arreglo se aleja del frente montañoso los escarpes parecen ser controlados por desprendimientos o ramas de falla provenientes de los minimuliones antiformes que conforman la traza de la falla CDD.

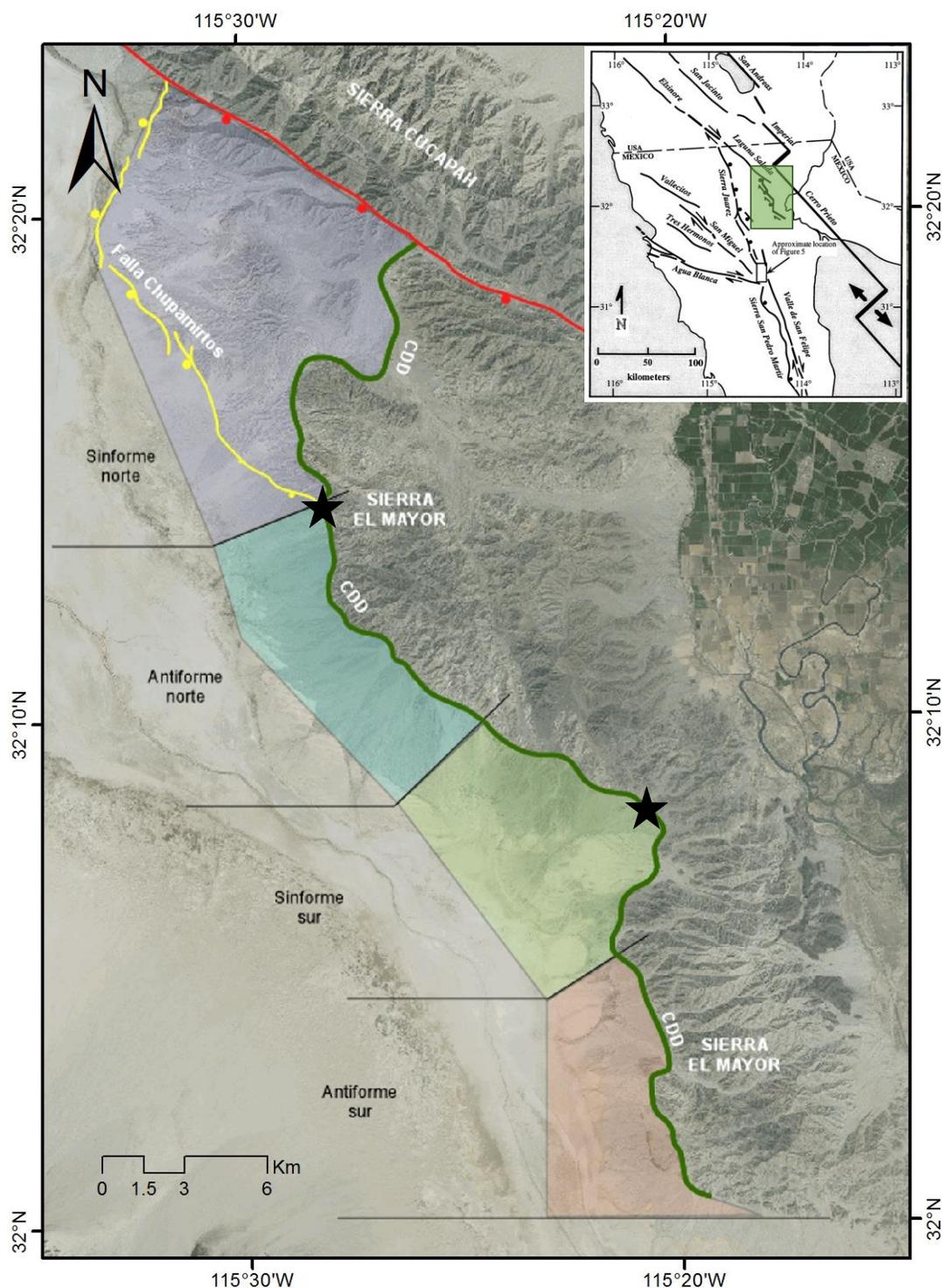


Figura 27. Imagen satelital que muestra los dominios estructurales de la falla CDD. La falla CDD está conformada por cuatro dominios, 2 megamuliones antiformes y 2 megamuliones sinformes. Las estrellas de color negro indican el límite norte y sur respectivamente del segmento central de la falla CDD. La distancia en línea recta entre estas es ~ 16.5 km. El segmento central de la falla CDD es conformado por el megamulión antiforme norte y por el flanco norte del megamulión antiforme sur (Modificado de Seiler et al., 2010). La línea roja indica la traza de la falla Laguna Salada, la línea amarilla corresponde a la traza de la falla Chupamirtos y la línea verde indican la traza de la falla CDD a lo largo de todo el frente montañoso de la Sierra El Mayor. Esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados.

Con base en las características del arreglo de escarpes y la distribución de las unidades de abanicos aluviales, el segmento central de la falla CDD se ha dividido en tres fajas: faja interna, faja intermedia y faja externa (figura 28).

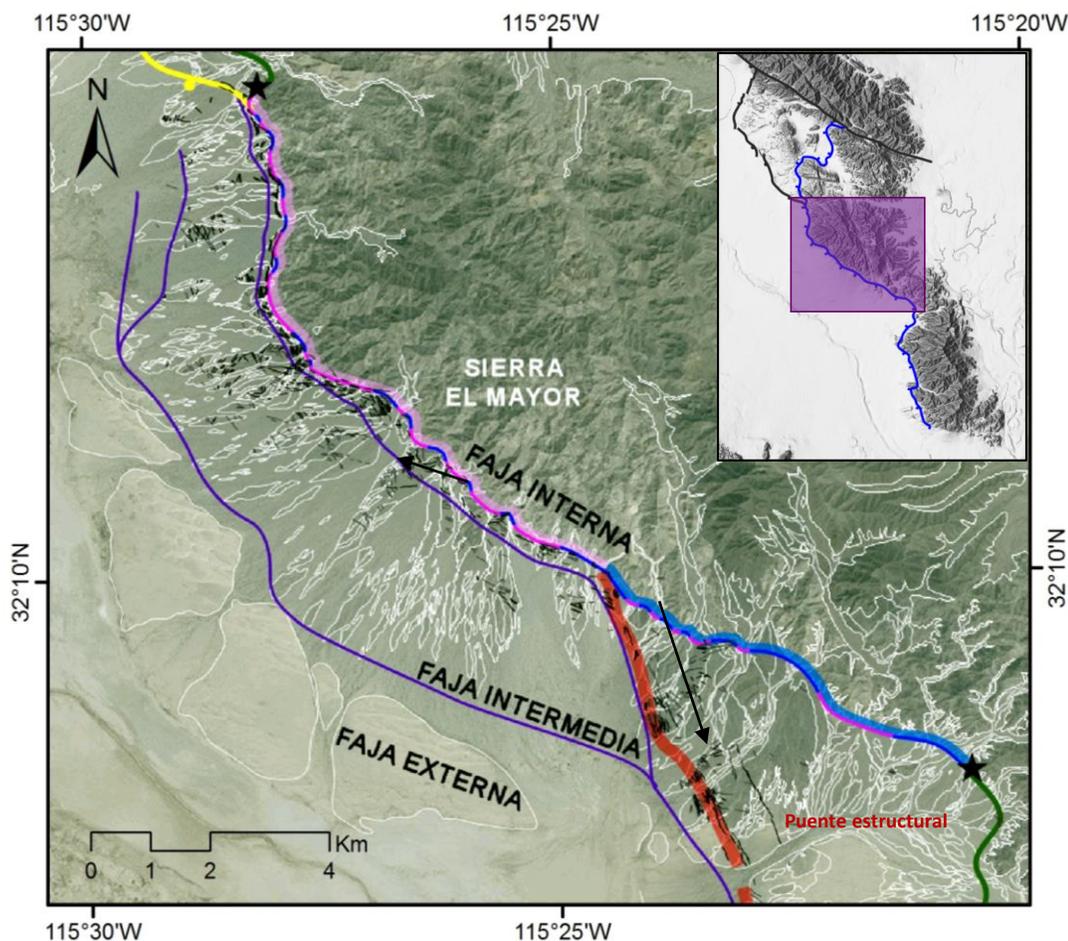


Figura 28. Imagen satelital que muestra la distribución de las fajas estructurales del segmento central de la falla CDD. Los límites de las fajas (líneas color morado) son definidos por la distribución de los escarpes cosísmicos (líneas delgadas negras) y las unidades de abanicos aluviales (líneas blancas). En el segmento central de la falla CDD se han definido los minimuliones antiformes (líneas color rosa) y los minimuliones sinformes (líneas color azul) que conforman la traza de la falla CDD. Las sombras de color rosa y azul claro adyacentes a los minimuliones indican los segmentos correspondientes al megamulión antiforme y megamulión sinforme respectivamente. El área roja sombreada representa la trayectoria del puente estructural desarrollado en el dominio del megamulión sinforme sur (ver texto para mayor explicación). Esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados.

3.1.1 Faja Interna

El principal criterio para delimitar la faja interna es el carácter penetrativo y la distribución del arreglo de escarpes cercano al frente montañoso. El límite este de la faja interna es definido por la traza de la falla

CDD, el límite norte es definido por la traza de la falla Chupamirtos y hacia el sur la faja interna continua sobre el dominio sinforme sur.

A lo largo de todo el megamulión antiforme, el límite oeste de la faja interna asemeja la traza de la falla CDD y tiene una anchura de ~300 m.; el arreglo de escarpes es penetrativo y su distribución es la más homogénea de toda el área de estudio. El rumbo de los de los escarpes es controlado por los cambios de dirección de la traza de la falla CDD definidos por minimuliones (figura 29A).

El megamulión sinforme sur el límite oeste de la faja interna se aleja del frente montañoso y provoca que la faja incremente su anchura aproximadamente 3100 m.; se presenta áreas con arreglos de escarpes discretos y penetrativos, estos últimos se localizan cerca del límite oeste de la faja (figura 29B). En este megamulión, el rumbo de los escarpes es controlado por dos rasgos estructurales: (i) la traza de la falla CDD y (ii) el “puente estructural” ubicado en el límite oeste de la faja interna. Los escarpes controlados por la traza de la falla CDD son los más cercanos al frente montañoso y guardan paralelidad con los minimuliones que conforman la traza de la falla. Los escarpes controlados por el puente estructural asemejan la dirección de rumbo de esta estructura y son los escarpes más alejados del frente montañoso. El puente estructural consiste en dos desprendimientos de falla con trayectorias rectas que unen a los dos a los dos dominios antiformes de la falla CDD (Spelz, 2008).

A pesar de que la faja interna promedia la menor anchura respecto a las demás fajas, ésta concentra aproximadamente el 50% de desplazamiento cosísmico. Debido a que el transporte tectónico de la falla CDD tiene dirección hacia el oeste, los escarpes con orientaciones N-S presentan mayor desplazamiento vertical que los escarpes orientados E-W; estos últimos presentan mayor desplazamiento lateral. Dentro de la faja interna existe una mezcla de escarpes antitéticos y sintéticos, lo que propicia la formación de grabens tipo ‘keystone’, los cuales contribuyen a guardar la relación entre la cizalla sintética y antitética que es compatible con la geometría de una FNBA (e.i. buzamientos $<30^\circ$) (Spelz, 2008).

3.1.2 Faja intermedia

La faja intermedia es adyacente a la faja interna a lo largo de su límite oeste. La frontera oeste de la faja intermedia es definida por la unión de los extremos de las unidades de abanicos aluviales (Q4-Q7) más alejados del frente montañoso. Este límite es interpretado como un arreglo de escarpes o una sola falla que provoca el levantamiento de las unidades aluviales más antiguas (Q4-Q7) respecto a la unidad Q1

(figura 28). El límite norte de la faja intermedia es definido por la traza de la falla Chupamirtos y hacia el sur la faja intermedia converge con la faja interna. La faja intermedia tiene un espesor promedio de 2.5 km.

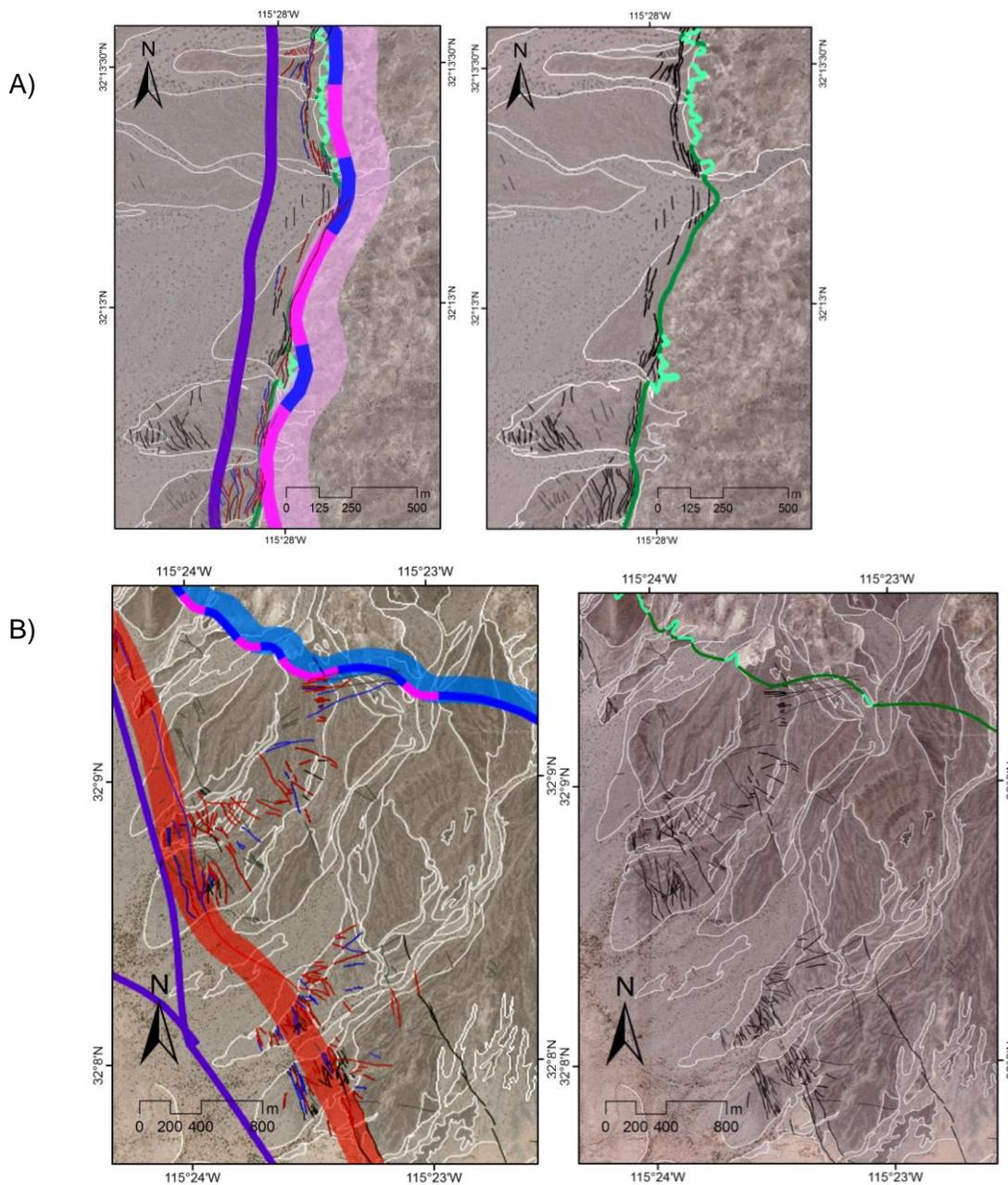


Figura 29. Fotografías aéreas del arreglo de escarpes cósmicos en la faja interna. A) Faja interna a lo largo del megamulchón antiforme norte. Los escarpes cósmicos se concentran cerca del frente montañoso (~300 m) y la dirección de sus rumbos es controlada por los plegamientos de la traza de la falla CDD definidos por los minimulchones sinformes y antifformes. B) Faja interna a lo largo del megamulchón sinforme sur. El arreglo de escarpes se bifurca, generando la concentración de los escarpes en dos áreas, una sobre la traza de la falla CDD y otra sobre el puente estructural (ver texto para mayor explicación). Los escarpes cercanos al frente montañoso presentan rumbos similares a la traza de la falla CDD y los escarpes sobre el puente estructural (línea roja) tienen rumbos paralelos a éste. Las líneas delgadas de color negro representan escarpes cósmicos los cuales fueron coloreados en la imagen de la derecha según el sentido de cizalla que tengan: rojo cizalla sintética, azul cizalla antitética, esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados.

La orientación y distribución de los escarpes cosísmicos a lo largo de la faja intermedia es heterogénea; y se pueden diferenciar tres arreglos de escarpes: (i) arreglo discreto sobre el límite norte de la faja, (ii) arreglo penetrativo cerca del eje del megamulión antiforme y (iii) arreglo discreto en el área correspondiente al sinforme sur. Los escarpes que conforman el arreglo de escarpes penetrativo tienen origen como desprendimientos o ramas de falla que se separan de los minimuliones antiformes que conforman la traza de la falla CDD; estos desprendimientos están dominados por deformación antitética. En la faja intermedia no se realizó un análisis cinemático de la deformación cosísmica, pero si se realizaron centenas de mediciones de desplazamientos verticales sobre los escarpes que permiten inferir que la faja está dominada por cizalla antitética.

3.1.3 Faja externa

La faja externa es el cinturón más alejado del frente montañoso de la Sierra El Mayor. A lo largo del megamulión antiforme norte la faja externa es adyacente a la faja intermedia, mientras que en el área correspondiente al megamulión sinforme sur, es adyacente a la faja interna. El límite este de la faja externa es definido por el levantamiento de las unidades de abanicos aluviales (Q4-Q7) y por el cambio del relleno sedimentario de la superficie, el cual consiste de abanicos aluviales en el este y por dunas y sedimentos lacustres al oeste (Figura 28).

La evidencia de la existencia de un arreglo de escarpes o una única falla dentro de la faja externa es el levantamiento de los abanicos aluviales más antiguos (e.i. Q4-Q7). La distribución del arreglo de escarpes podría tener un espesor de ~100 m. Con base en los cambios del relleno sedimentario sobre la superficie y el hecho de que las unidades de abanicos aluviales más antiguas presentan levantamientos respecto a la unidad Q1, el movimiento vertical de esta faja está dominado por cizalla sintética con caída hacia la cuenca.

3.2 Desplazamiento cosísmico de la faja interna.

Para este trabajo de tesis solo se realizó el análisis cinemático de la faja interna. Éste análisis incluyó la elaboración de 83 perfiles topográficos distribuidos a lo largo de toda la faja interna (figura 30), de los cuales se obtuvieron 91 mediciones del desplazamiento cosísmico (figura 31), distribuidos sobre las

unidades aluviales de la siguiente forma: 1 en la unidad Q7, 23 en la unidad Q6, 18 en la unidad Q5, 31 en la unidad Q4 y 18 entre las unidades Q3 y Q2.

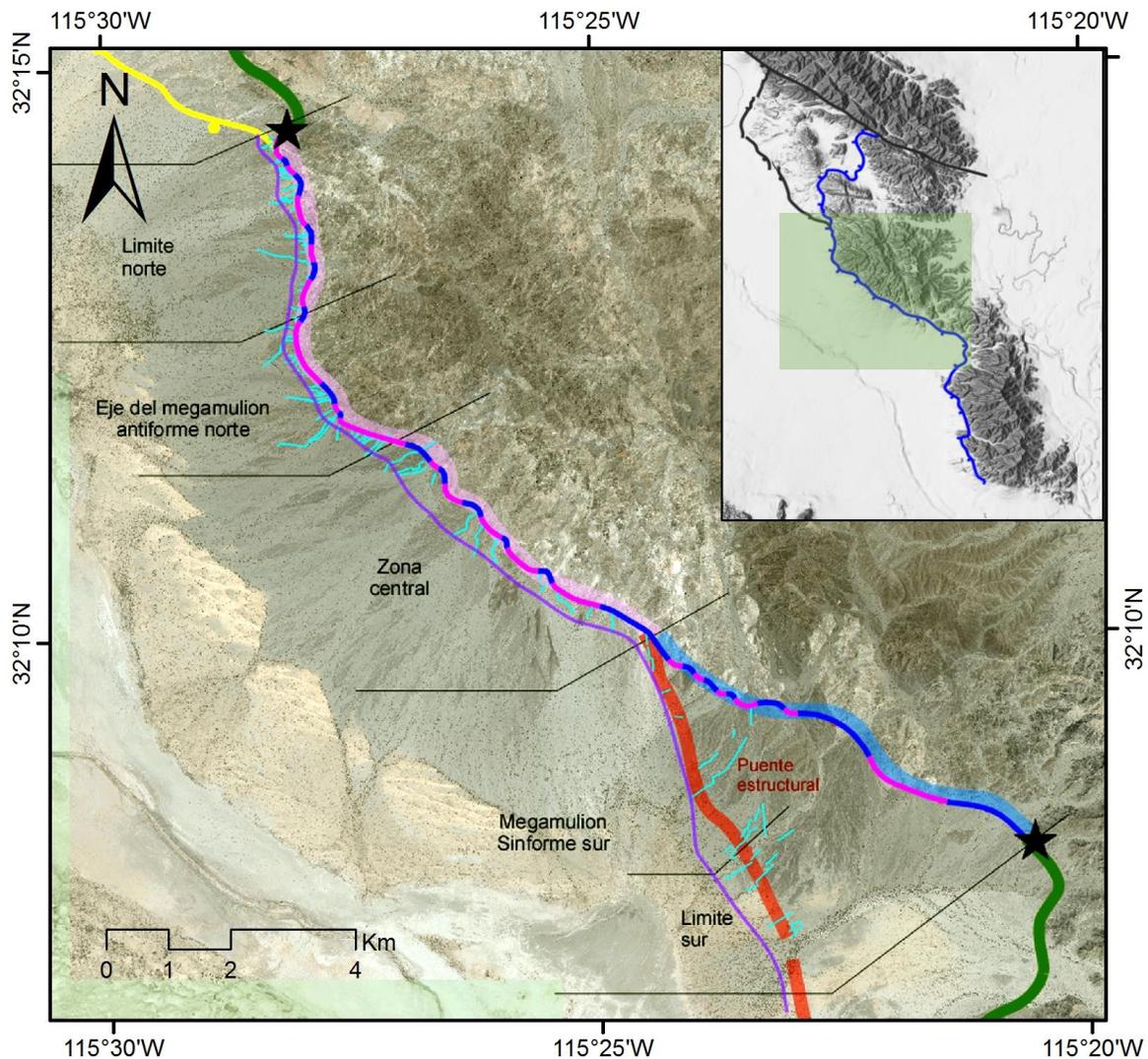


Figura 30. Imagen área que muestra los subdominios de la faja interna. Los subdominios fueron definidos a partir de la variación del desplazamiento cosísmico, los dominios “Límite norte”, y “Límite sur” presentan desplazamientos cosísmicos bajos, el subdominio “Zona central” desplazamientos medios y los subdominios “Eje de megamulión antiforme norte” y “Megamulión Sinforme sur” presentan desplazamientos cosísmicos altos. Las líneas azul claro definen la traza de los perfiles topográficos, la línea morada es el límite oeste de la faja interna, esta simbología es utilizada a lo largo de toda la sección de Resultados.

Desplazamiento cosísmico de la Faja Interna de la falla CDD

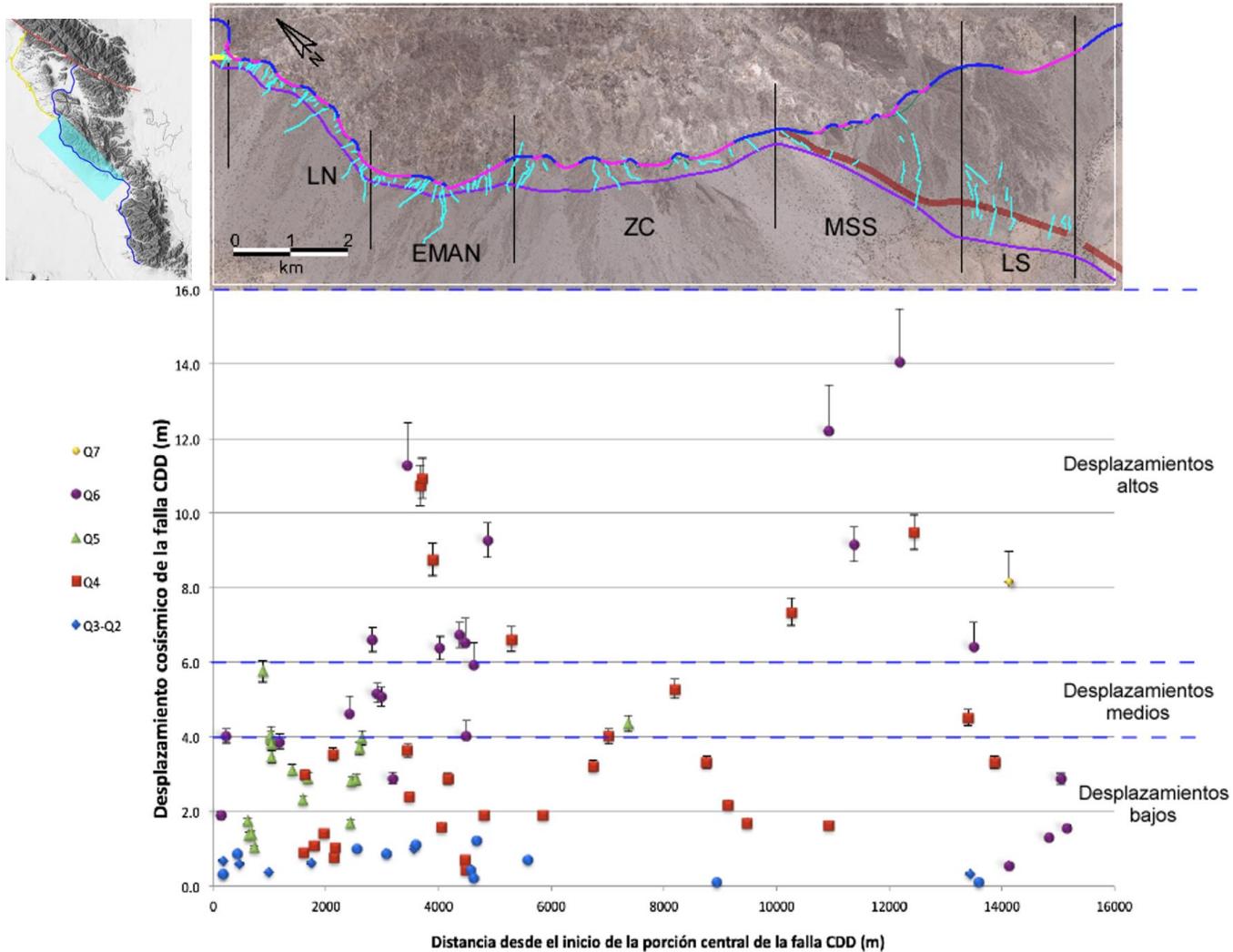


Figura 31. Gráfica de desplazamientos cosísmicos de la faja interna ubicada en la porción central de la falla CDD. El desplazamiento cosísmico sobre el plano de la falla maestra CDD fue calculado a partir del desplazamiento vertical y horizontal medido sobre los perfiles topográficos. Las barras de error indican el error estimado en cada medición. Cuando en ambos bloques del escarpe el marcador superficial corresponden a una misma unidad aluvial, se asume un error de medición de +5%. Cuando en un escarpe, el marcador superficial del bloque de piso corresponde a una unidad más joven que el marcador superficial del bloque de techo, el error de la medición es de 10% superior, ya que en dicho escarpe se mide un desplazamiento vertical mínimo. LN: Límite norte, EMAN: Eje de megamulión antiforme norte, ZN: Zona central, MSS: Megamulión Sinforme y LS: Límite sur.

El desplazamiento cosísmico más grande tiene un valor 14.1 m y fue calculado sobre la unidad Q6, en el perfil P73. Los desplazamientos más bajos son de 0.1 m, medidos sobre los perfiles P67 y P78 ambos ubicados sobre la unidad Q3. Los valores mínimos y máximos de cada unidad se enlistan en la tabla 2. El cálculo del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla de la falla CDD se muestra en la tabla 7 en el anexo A y los perfiles topográficos son enlistados en el Anexo B.

Tabla 2. Valores mínimos y máximos de desplazamientos cosísmicos por unidad de abanicos aluviales. Además, se indica el subdominio donde se localizan.

Unidad	Mínimo	Subdominio	Máximo	Subdominio
	m		m	
Q7	8.2	Límite sur	-	-
Q6	0.6	Megamulión Sinforme sur	14.1	Megamulión Sinforme sur
Q5	1.0	Límite norte	5.8	Límite norte
Q4	0.4	Megamulión Antiforme norte	10.9	Megamulión Antiforme norte
Q3-Q2	0.1	Megamulión Sinforme sur	1.2	Megamulión Antiforme norte

La magnitud del desplazamiento cosísmico a lo largo de la faja interna es variada, mostrando cinco conjuntos de datos, dos con valores bajos (< 4.0 m.), uno con valores medios (4.0 m. - 6.0 m.) y dos con valores altos (> 6.0 m.). La figura 30 describe subdominios dentro de la faja interna que ayudan a ubicar donde se localizan los cambios de magnitud del desplazamiento cosísmico.

En el subdominio “límite norte” en general se registraron desplazamientos cosísmicos bajos (e.i. < 4.0 m.). Los desplazamientos fueron medidos sobre las unidades Q6, Q5, Q3 y Q2, siendo las unidades Q5, Q3 y Q2 las más abundantes. Los polígonos de los abanicos aluviales en donde se midió el desplazamiento suelen estar en contacto con la traza de la falla CDD.

En el subdominio “Eje de megamulión antiforme norte” se realizaron mediciones en las unidades Q6, Q4, Q3 y Q2. Este subdominio concentra los segundos valores más altos de desplazamiento cosísmico de la unidad Q6 y los más altos de Q4 y Q3 y Q2, lo que permite identificarlo como uno de los subdominios con valores altos de desplazamiento cosísmico (>6.0 m.). Los abanicos aluviales cortados por escarpes cosísmicos suelen estar en contacto con la traza de la falla CDD.

En el subdominio “Zona central” se realizaron mediciones sobre las unidades Q5, Q4 y Q2. El desplazamiento cosísmico de este subdominio puede considerarse de magnitud intermedia (4.0 m.- 6.0

m.). Sobre la unidad Q5 solo se calculó un desplazamiento, cuya magnitud fue de 4.3 m. La unidad Q4 es la más abundante en este subdominio y suele estar en contacto con la traza de la falla CDD. Los desplazamientos sobre la unidad Q3 y Q2 son menores a 1.0 m.

En el subdominio “Sinforme sur” se concentran los valores de desplazamiento más altos de toda la faja interna, las mediciones se hicieron sobre las unidades Q6 y Q4. En éste subdominio la unidad Q6 registró sus valores de desplazamiento más grandes, la unidad Q4 los segundos más grandes, y las unidades Q3 y Q2 desplazamientos menores a 0.5 m. Los abanicos aluviales sobre los cuales se midió el desplazamiento cosísmico se distribuyen lejos del frente montañoso (~1500 m) y se disponen sobre el puente estructural, el cual es una estructura con dirección N-S, que se localiza cerca del límite oeste de la faja interna.

En el “límite sur” se realizaron mediciones sobre las unidades Q7, Q6 y Q4, y se definen como desplazamientos bajos (< 4.0 m). Sobre la unidad Q7 solo se pudo calcular un desplazamiento cosísmico a lo largo de toda la faja interna, la magnitud de este desplazamiento es de 8.2 m. Los desplazamientos en Q6 son menores a 3.0 m y los desplazamientos de la unidad Q4 son menores a 4.0 m. Los abanicos sobre los que se realizaron las mediciones se localizan sobre el puente estructural.

3.3 Segmentación de la faja Interna según el desplazamiento cosísmico

A partir del comportamiento del desplazamiento cosísmico identificado en la gráfica de la figura 31, se definieron 6 segmentos etiquetados con las letras A, B, C, D, E y F de norte a sur (figura 32). La segmentación de la faja interna intenta explicar la relación existente entre la morfología de la traza CDD, el arreglo de escarpes y la magnitud del desplazamiento cosísmico.

Desplazamiento cosísmico de la Faja Interna de la falla CDD

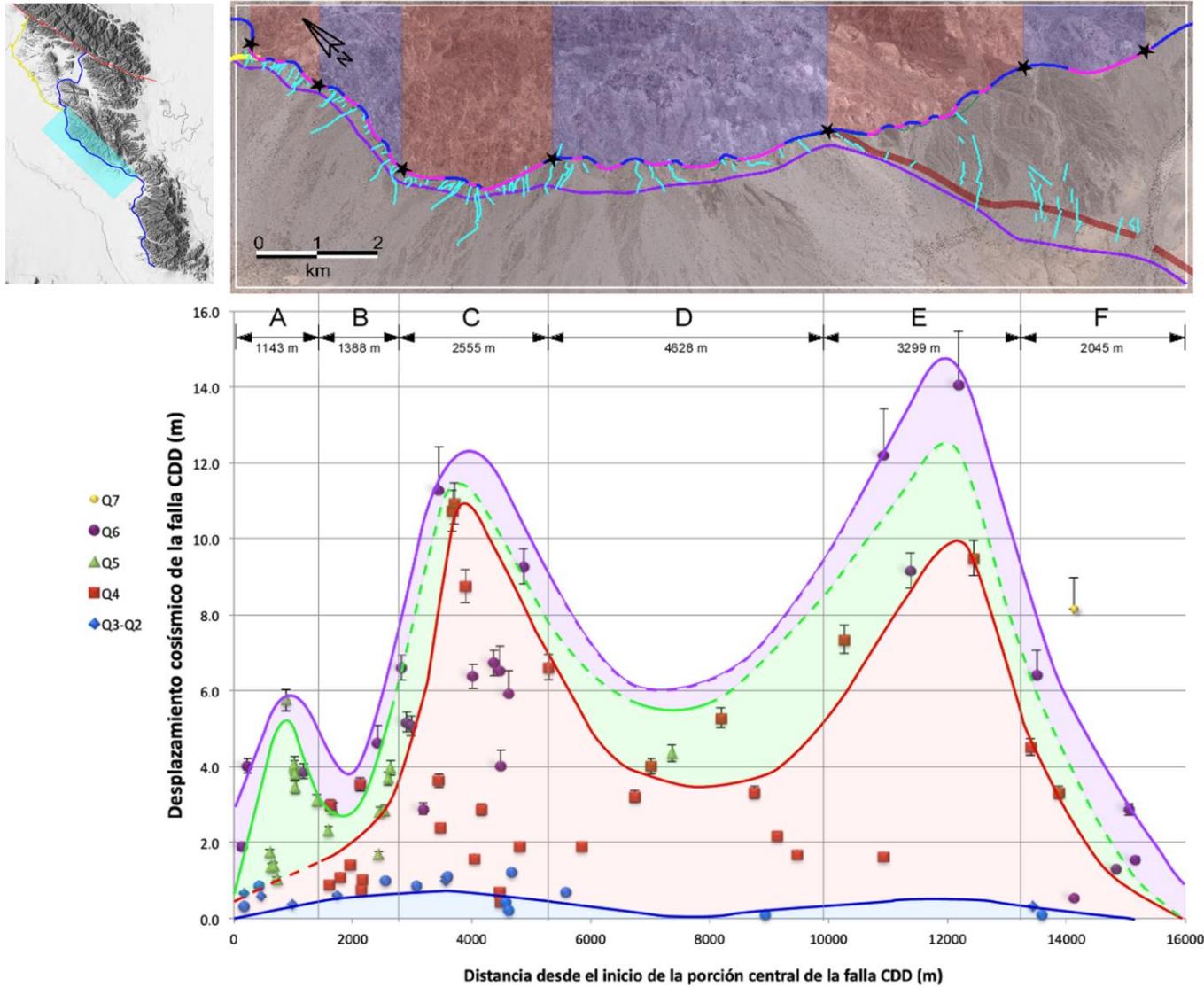


Figura 32. Gráfica de desplazamientos cosísmicos de los segmentos (A-F) de la faja interna. La faja interna de la falla CDD fue dividida en seis segmentos, A, B, C, D, E y F (ver texto para mayor explicación). Las estrellas negras indican el inicio y fin de cada segmento, y los polígonos rojos y azules son auxiliares para identificar la longitud de cada uno de los segmentos. La simbología ha sido descrita previamente.

3.3.1 Segmento A

En el segmento A la traza de la falla CDD está conformada por cinco minimuliones, dos sinformes y tres antiformes. La existencia de estos muliones permite que la falla tenga variaciones locales de rumbo, que van de los $\sim 137^\circ$ a $\sim 213^\circ$ de azimut (Figura 33). El límite norte del segmento A se encuentra sobre el flanco norte del primer minimulión antiforme, en este punto la traza de la falla CDD pone en contacto al basamento cristalino y la unidad Qof. El límite sur del segmento A, se ubica sobre el flanco sur del tercer minimulión antiforme y casi sobre el contacto de las unidades Q5 y Q6. La traza de la CDD continua hacia el sur en el segmento B.

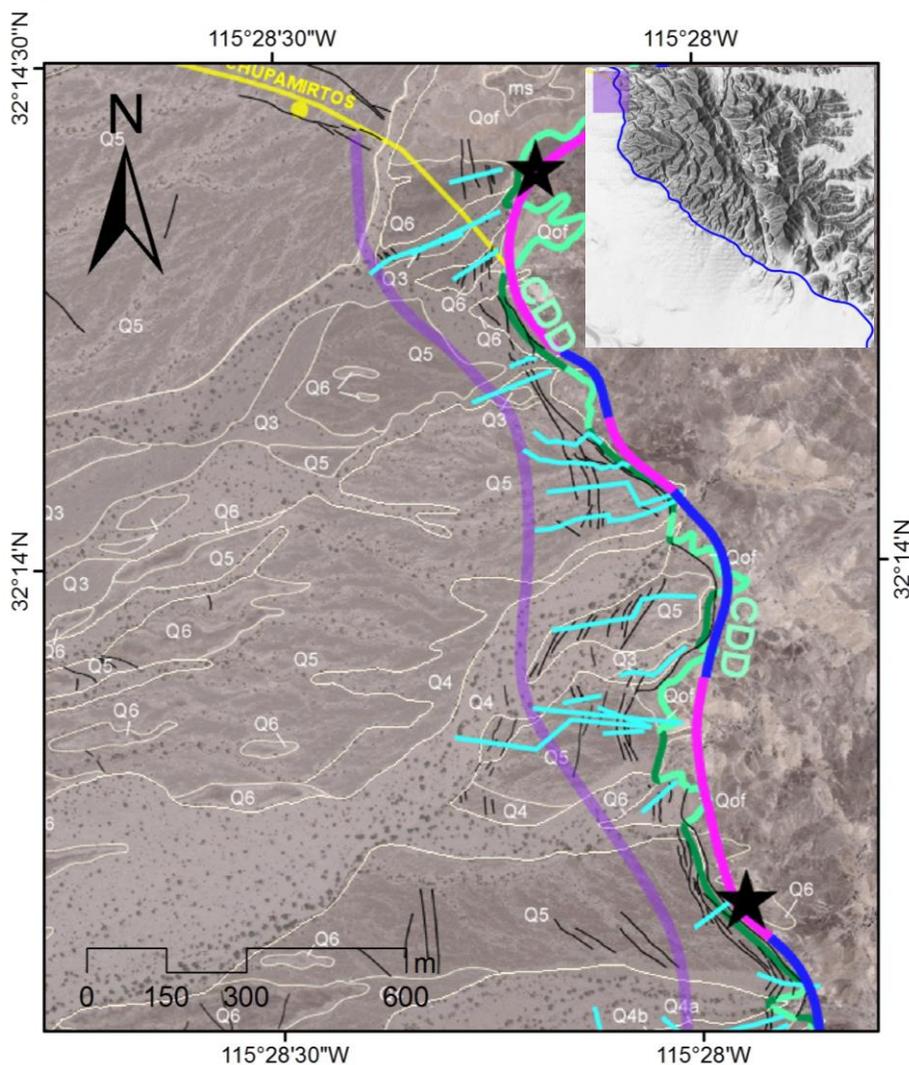


Figura 33. Imagen aérea del segmento A. Las estrellas negras indican los límites del segmento A, la distancia en línea recta entre los límites es de ~ 1800 m. Las líneas de color azul claro representan las trazas de los perfiles topográficos. Las líneas verdes describen la traza de la falla CDD a detalle. La demás simbología ha sido descrita previamente.

En el segmento A afloran las unidades Qof, Q6, Q5, Q4, Q3, Q2 y Q1; siendo Qof y Q5 las unidades más abundantes. Todas las unidades de abanicos son cortadas por escarpes y el mayor desplazamiento cosísmico se registró en la unidad Q5, en el perfil P11, el cual tuvo un valor de 5.8 m. En este segmento fueron realizados dieciocho perfiles sobre las unidades Q6, Q5 y Q3-Q2. A excepción del desplazamiento cosísmico del perfil P11, los demás desplazamientos fueron menores o iguales a 4.0 m. El desplazamiento cosísmico de los perfiles ubicados sobre la unidad Q5 y Q6 son menores a 4.0 m, pero mayores a ~1.0 m. y; los desplazamientos de las unidades Q2 y Q3 son menores a 1.0 m.

A lo largo de la faja interna, los escarpes de falla forman patrones estructurales paralelos, en echelón, anastomosados y de relevo (figura 34). En vista de planta, a lo largo del segmento A se puede observar que los escarpes forman patrones estructurales de echelón (e.i. escalonados), anastomosado (e.i. trenzados) y paralelo (figura 35a). En vista de sección se observan grabens tipo keystone, en donde son predominantes los escarpes sintéticos (figura 35b). En el segmento A, los escarpes cambian de orientación para coincidir con los cambios de orientación de la falla CDD a lo largo de las flexuras de los minimuliones (figura 36). Adicionalmente, los arreglos de escarpes son más anchos a lo largo de las secciones de la falla CDD con rumbos N y NW. La falla Chupamirtos proyecta hacia la falla CDD en alto ángulo, pero no la corta, lo que demuestra que esta es un desprendimiento que emana de la falla CDD. Todas estas relaciones estructurales sugieren una relación genética entre el arreglo de escarpes cuaternarios y la larga vida del detachment.

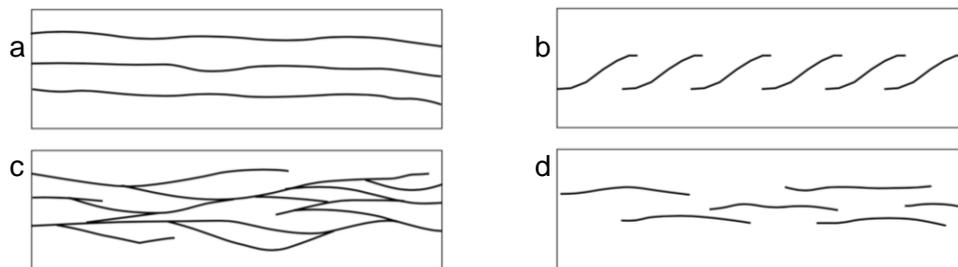


Figura 34. Patrones estructurales de escarpes cosísmicos. a) Patrón paralelo: escarpes que guardan paralelidad entre sí, nunca se tocan. b) Patrón en echelón (escalonados): grupo de escarpes paralelos, localizados entre dos superficies envolventes y que son oblicuos a estas. c) Patrón anastomosado: Escarpes que se unen y divergen formando geometrías trenzadas. d) Patrón de relevo: en vista de planta se observan escarpes paralelos o subparalelos que se traslapan en el inicio o fin de sus trazas, en los cuales la deformación se transfiere de uno a otro.

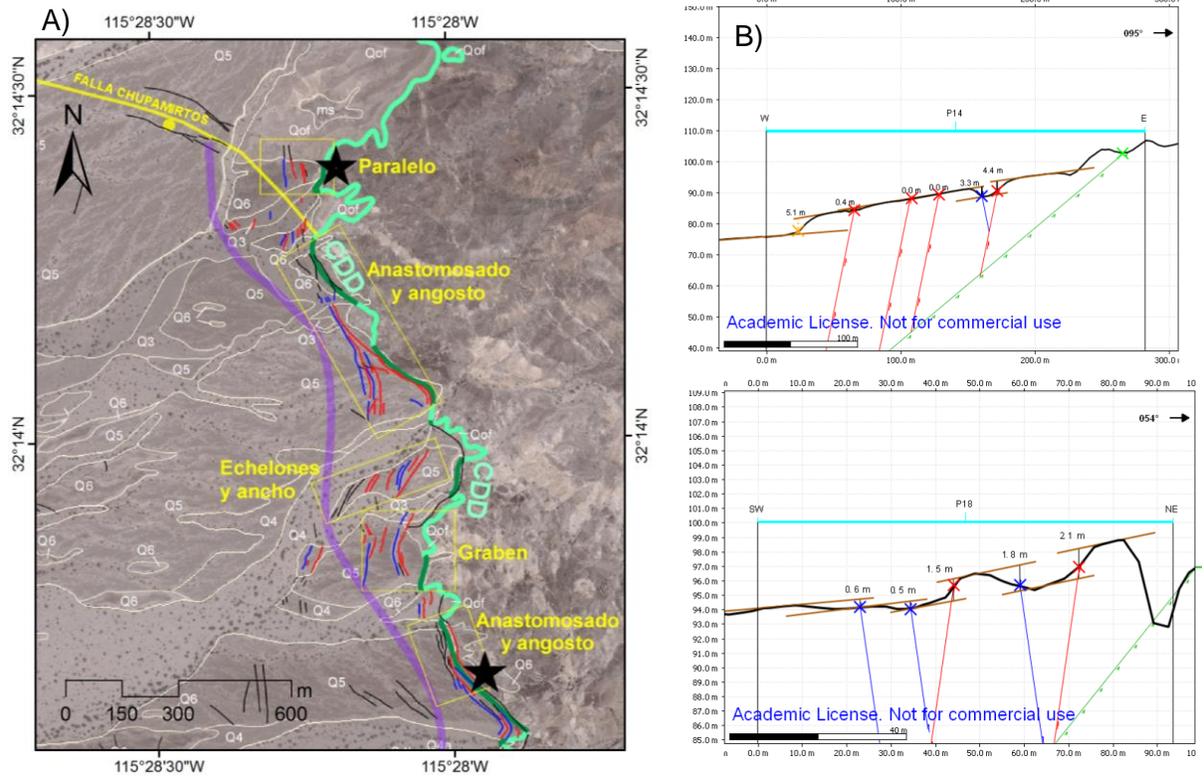


Figura 35. Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cósmicos del segmento A. A): en el segmento A el arreglo de escarpes cósmicos presenta patrones estructurales paralelos, anastomosados y en echelón. B): perfiles topográficos con grabens tipo keystone delimitados por fallas sintéticas con buzamiento hacia el oeste y fallas antitéticas con buzamientos hacia el este. La simbología ha sido descrita previamente.

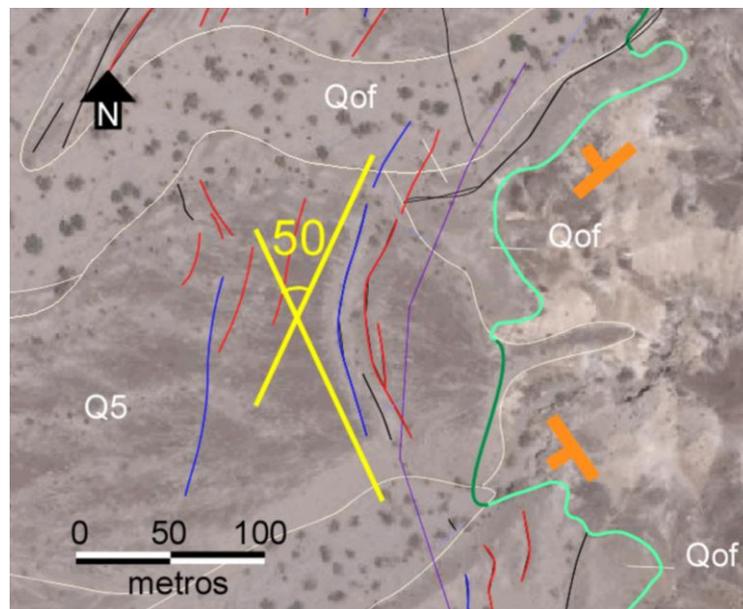


Figura 36. Imagen aérea de “graben doblado”. La dirección de los escarpes es controlada por la traza de la falla CDD. En la figura se observa un graben delimitado por dos escarpes, ambos tienen un cambio de dirección de $\sim 50^\circ$ provocado por el minimulión antiforme de la traza de la falla CDD. Este graben se ubica en el recuadro de la etiqueta “Graben” de la figura 34. Las líneas verdes describen la traza de la falla CDD. Las líneas blancas los límites de los unidades de abanicos aluviales.

Como se mencionó anteriormente, en el segmento A la traza de la falla maestra CDD es conformada por seis minimuliones, los cuales controlan el rumbo de los escarpes cosísmicos. Considerando lo anterior y que la traza de los perfiles de toda la faja interna suelen ser perpendicular a los flancos y/o ejes de los minimuliones, se promedió visualmente la dirección de la traza de los escarpes intersectados por cada perfil, sin diferenciar su sentido de cizalla, sintética o antitética. A partir de este procedimiento, se obtuvo una dirección promedio del arreglo de escarpes intersectado por cada perfil (figura 36). Este procedimiento tiene la intención de poder observar de manera general los cambios de dirección del arreglo de escarpes y comprobar si existe o no, una relación y/o dependencia con los minimuliones contenidos en la traza de la falla CDD. Este procedimiento se realizó en todos los segmentos de la faja interna.

En el segmento A se pueden diferenciar dos direcciones preferenciales en el arreglo de escarpes; la primera dirección tiene orientaciones SE, que varían entre 142° y 179° de azimut. La segunda dirección presenta orientaciones SW, en la cual la dirección de los escarpes oscila entre los 204° y 210° de azimut (figura 37).

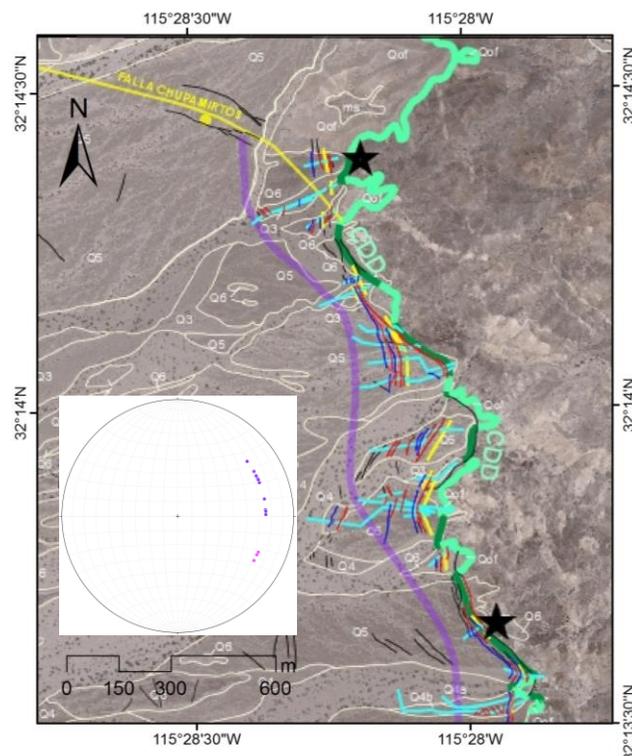


Figura 37. Imagen aérea del segmento A. Visualmente se calculó la dirección promedio de los escarpes cosísmicos interceptados por cada perfil topográfico. El polo de las direcciones promedio fueron graficados en la red estereográfica, suponiendo cizalla sintética y echados de 65° . Se pudieron definir dos direcciones preferenciales en el arreglo de escarpes, una con orientación SW y otra con orientación SE. Las líneas amarillas representan el rumbo promedio de los escarpes en cada uno de los perfiles topográficos. La simbología recién descrita es utilizada para todas las figuras del apartado de Resultados.

3.3.2 Segmento B

Dentro del segmento B la traza de la falla CDD continua teniendo un rumbo promedio hacia el norte, y su traza es definida por tres minimuliones siniformes y dos minimuliones antiformes (figura 38). En la parte norte del segmento, la traza de la falla CDD está orientada hacia el norte, y justo en el segundo minimulión siniforme la traza de la falla cambia ligeramente de rumbo hacia en W. El cambio de dirección provoca que la traza de la falla CDD se oriente más hacia el S-SW a lo largo de la parte central y sur del segmento B. El límite norte del segmento se localiza sobre la unidad Q6 y en el inicio del primer siniforme. El límite sur coincide con el eje del tercer antiforme y es adyacente a la unidad Q5.

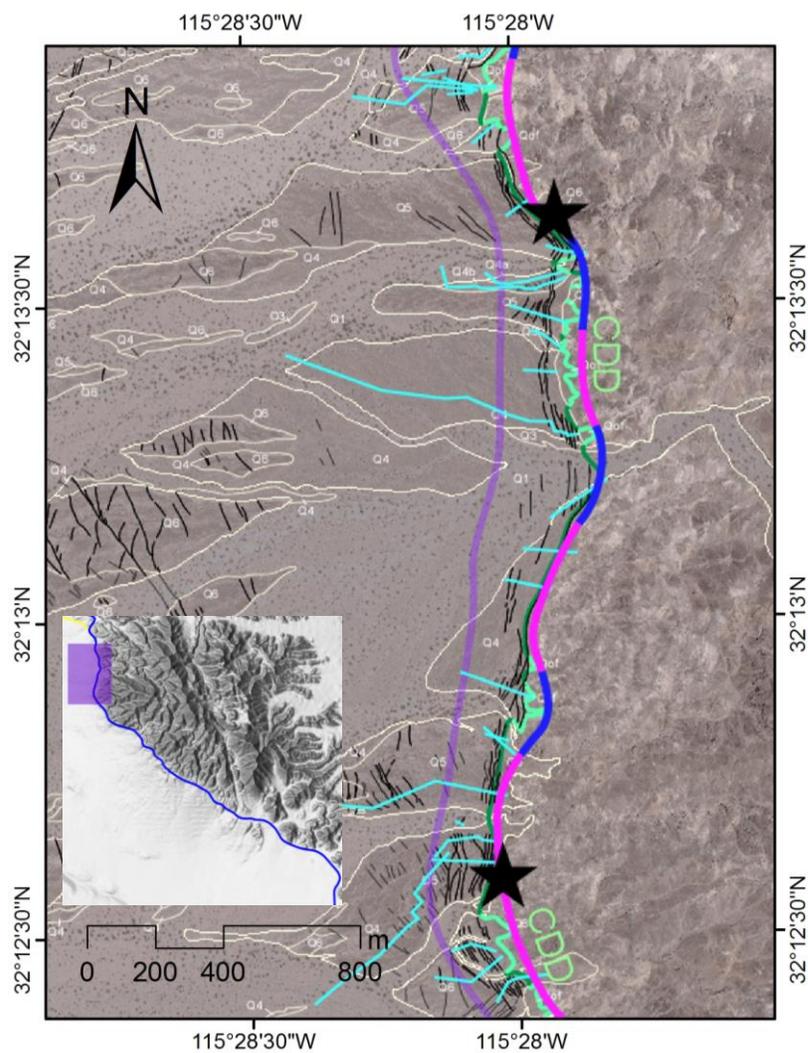


Figura 38. Imagen aérea del segmento B. Las estrellas negras indican los límites del segmento B, la distancia en línea recta entre los límites es de ~1930 m. La simbología ha sido descrita previamente.

En el segmento B afloran las unidades Qof, Q6, Q5, Q4, Q3, Q2 y Q1, siendo las unidades Q5 y Q4 las más abundantes. El mayor desplazamiento fue de 4.6 m, calculado en el perfil P29 trazado sobre la unidad Q6. En este segmento fueron realizados catorce perfiles topográficos sobre las unidades Q6, Q5, Q4 y Q2. Ningún desplazamiento superó los 4 m., a excepción del desplazamiento registrado en el perfil P29. Con relación con los demás segmentos, el segmento B es el segmento que presenta los desplazamientos más bajos (4.0 m.) de toda la faja interna.

El arreglo de escarpes del segmento B presenta patrones estructurales de relevo, echelón y anastomosados (Figura 39). En vista de sección se continúan viendo grabens tipo keystone delimitados por fallas sintéticas y fallas antitéticas. Además, a través del análisis por medio de perfiles topográficos, es posible observar la variación en las magnitudes de los desplazamientos verticales registrados en las diferentes unidades de abanicos aluviales, y comprobar que las unidades más antiguas han registrado mayores desplazamientos a lo largo del tiempo (figura 40).

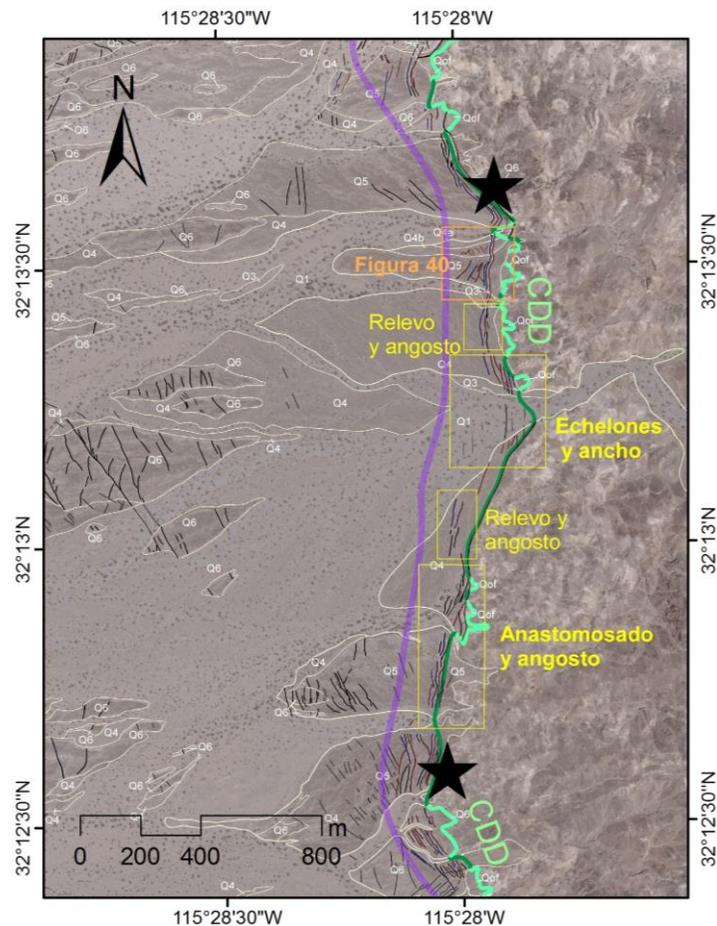


Figura 39. Imagen aérea de patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento B. En el arreglo de escarpes del segmento B se observan patrones estructurales de relevo, en echelón y anastomosados. Se observa predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente

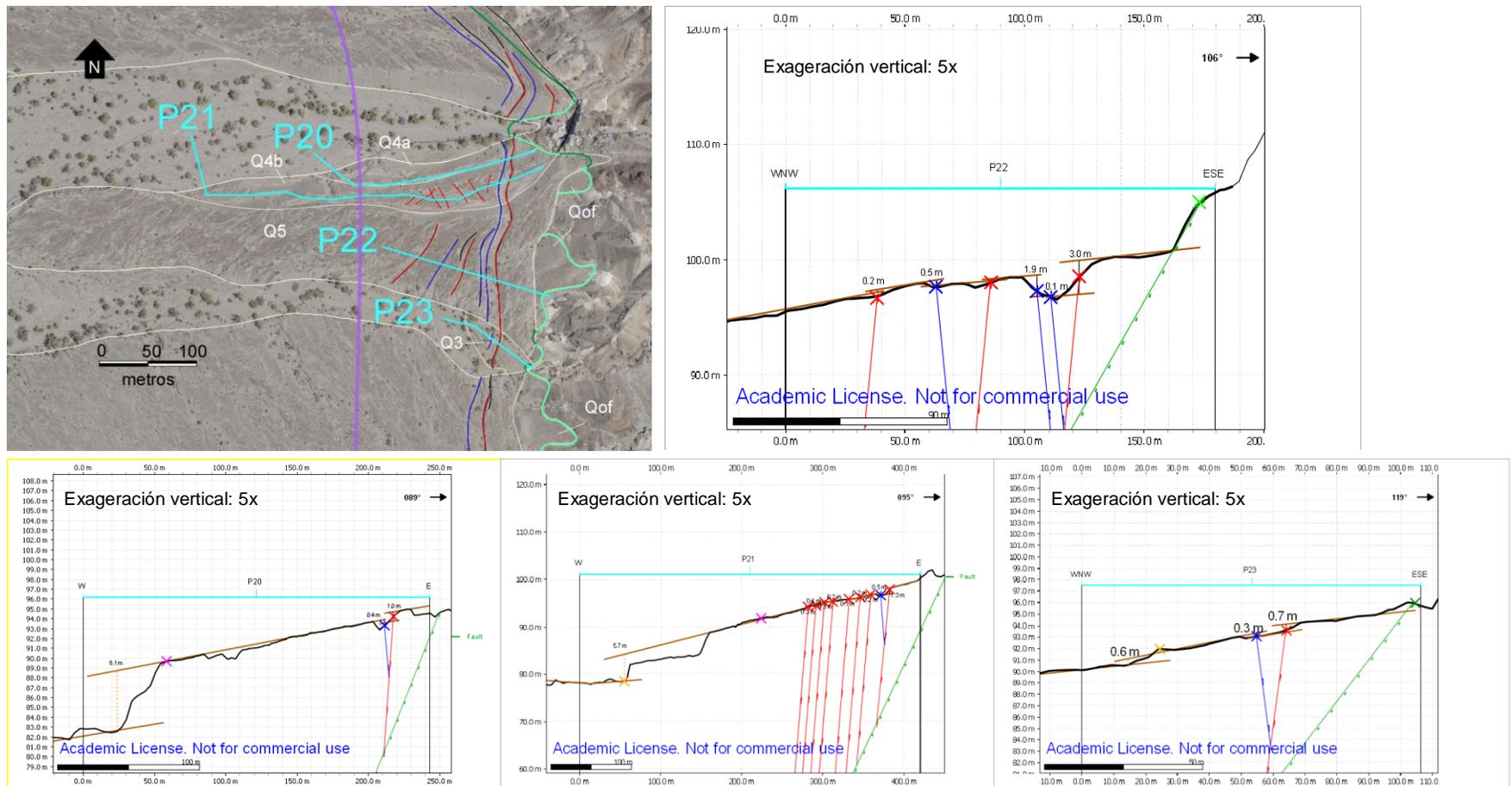


Figura 40. Perfiles topográficos que muestran el desplazamiento vertical sobre los escarpes cósmicos. Los desplazamientos verticales medidos sobre los perfiles topográficos permiten inferir el número de eventos sísmicos registrados en cada unidad de abanicos aluviales. En los cuatro perfiles se observa un graben tipo keystone delimitado por un escarpe sintético y un escarpe antitético. El desplazamiento vertical sintético registrado en el graben es de 3.0 m (P22), 1.0 m (P20), 1.3 m (P21) y 0.7 m. (P23). El desplazamiento vertical sintético del graben en el perfil anaranjado, localizado sobre la unidad más antigua Q5, duplica el valor en cualquiera de los otros perfiles, así que se puede inferir que la unidad Q5 ha registrado al menos un evento sísmico más que la unidad Q4 y Q3. La simbología ha sido descrita previamente.

Como ya se mencionó, a pesar de que la falla maestra presenta plegamientos a lo largo de su traza, los cambios de rumbo son sutiles, y esto se ve reflejado la dirección de los escarpes, los cuales presentan orientaciones SW a lo largo de todo el segmento B (figura 41). El único cambio de dirección notorio, se da en el segundo minimulión sinforme, donde la traza de la falla CDD cambia de rumbo hacia el SW y provoca que en este minimulión los escarpes se dispongan en echelón (figura 42), lo cual evidencia la gran influencia de la falla CDD sobre la orientación, distribución y organización de los escarpes cosísmicos.

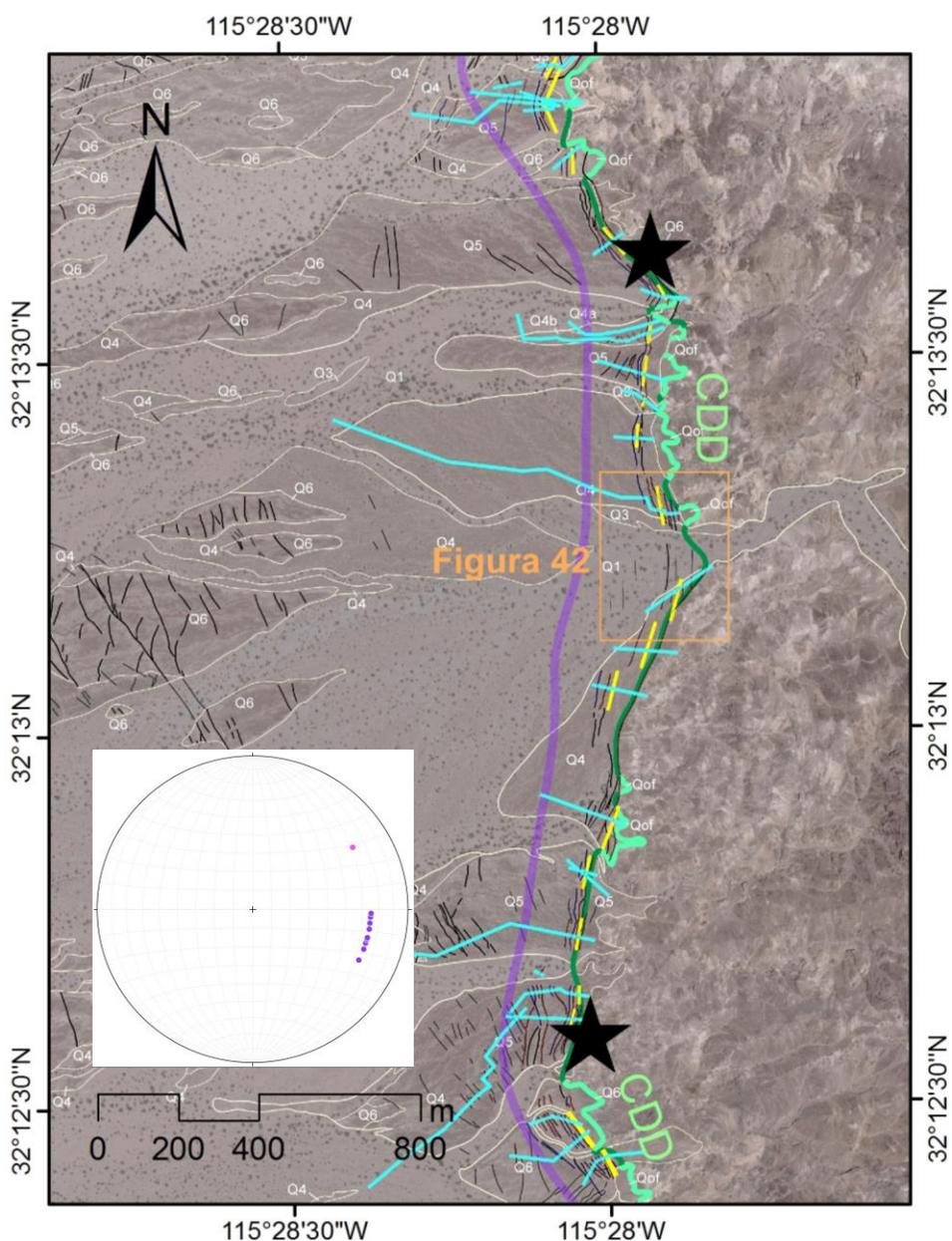


Figura 41. Imágenes áreas que muestran la dirección de los escarpes cosísmicos. Los escarpes cosísmicos en el segmento B presentan direcciones SW. La simbología ha sido descrita previamente.

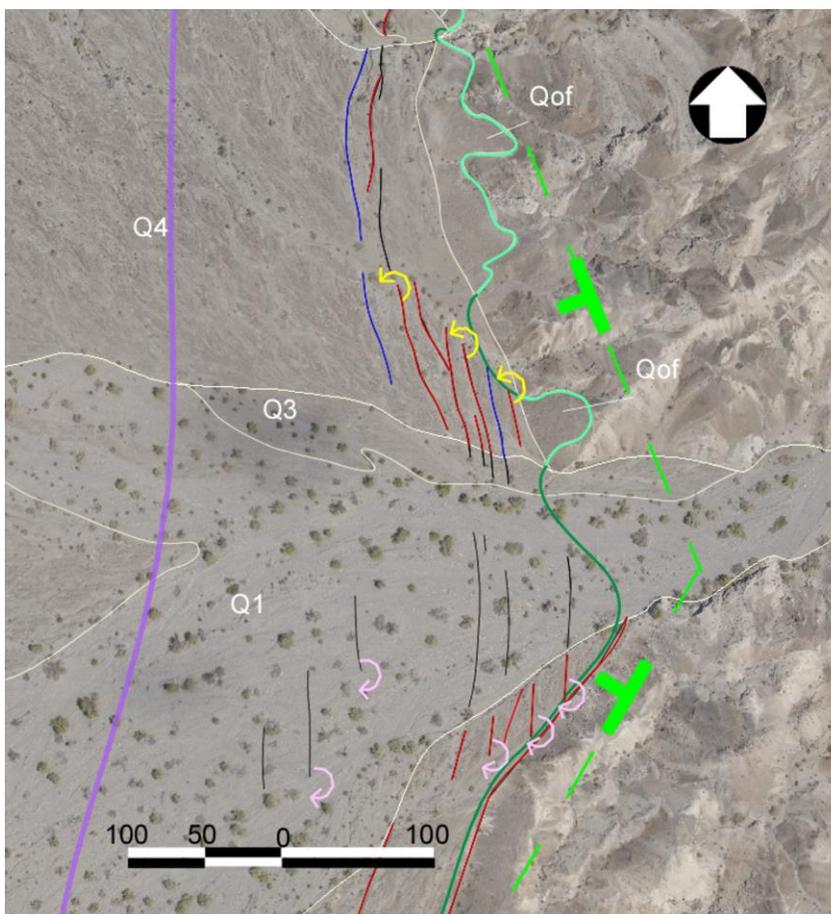


Figura 42. Imágenes áreas que muestran patrón de escarpes en echelón. Escarpes cosísmicos con distribución en echelón. Este patrón es originado por el plegamiento de la falla CDD, definido por un minimulión sinforme. En el flanco norte del minimulión los escarpes presentan pasos a la izquierda (cizalla derecha) y en el flanco sur pasos a la derecha (cizalla izquierda). La simbología ha sido descrita previamente.

3.3.3 Segmento C

En el segmento C la traza de la falla CDD tiene dos cambios de dirección que propician que el rumbo de la falla gire aproximadamente 75° hacia el este. El segmento C puede describirse como la parte central del megamulión antiforme norte de falla CDD, cuyo flanco norte tiene dirección N, y el flanco sur dirección \sim S-SE. La traza de la falla maestra dentro del segmento C está conformada por dos minimuliones sinformes y tres minimuliones antifformes. El límite norte del segmento se ubica sobre la unidad Q5 y sobre el eje del primer minimulión antiforme, mientras que el límite sur está sobre la unidad Q6 y coincide con límite sur del tercer minimulión antiforme (Figura 43).

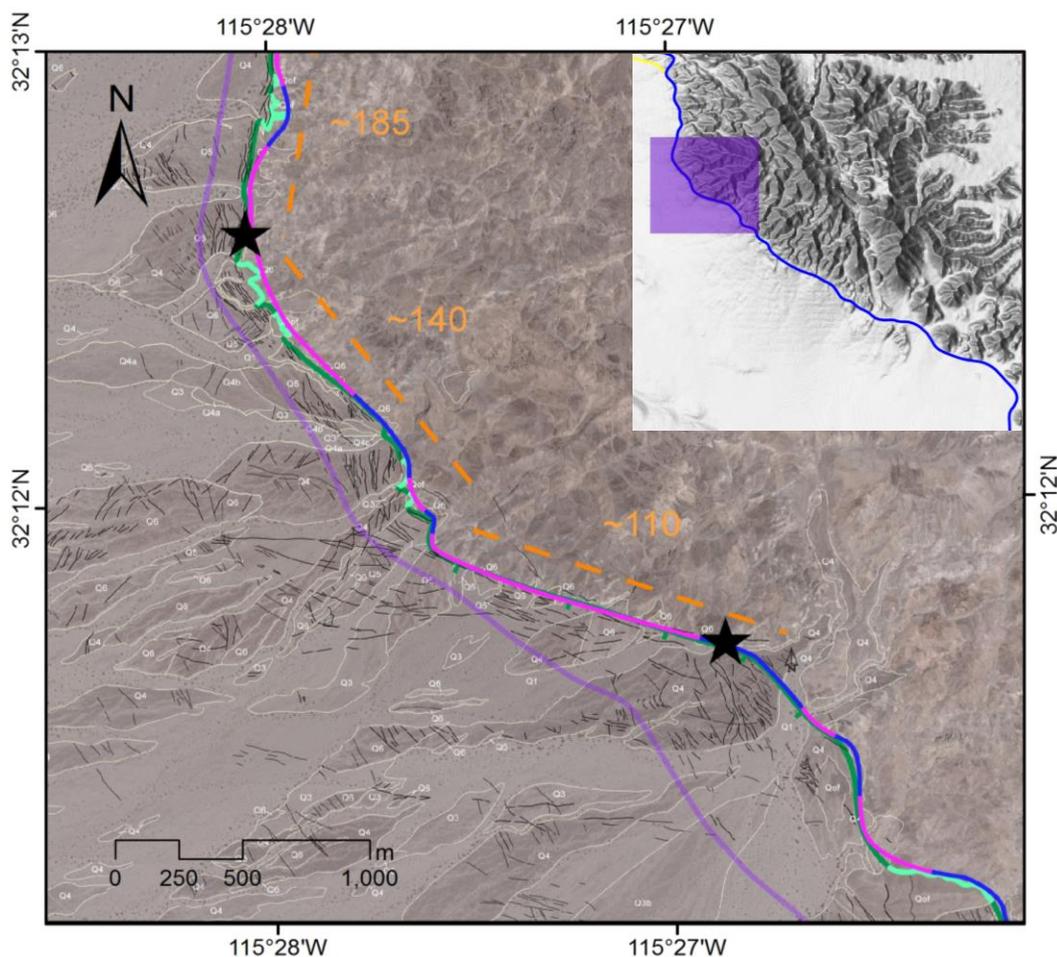


Figura 43. Imagen aérea del segmento C. Las estrellas negras indican los límites del segmento C, la distancia en línea recta entre los límites es de ~2500 m. Las líneas anaranjadas muestran la dirección promedio de la traza de la falla CDD. La simbología ha sido descrita previamente.

De los seis segmentos que conforman la faja interna, el segmento C registra el mayor cambio de rumbo de la traza de la falla CDD. En el límite norte del segmento C, la traza de la falla presenta un cambio de rumbo de $\sim 45^\circ$ hacia el este, provocando que el rumbo cambie de $\sim 185^\circ$ de azimut a $\sim 140^\circ$; este nuevo rumbo continúa hasta la parte central del segmento en donde el rumbo cambia nuevamente y se orienta aún más hacia el este. Este último cambio de rumbo se desarrolla en la parte central del segmento C, sobre el eje del megamulión antiforme norte y justo en donde se localizan los minimuliones de menor longitud del segmento (ver figura 44). La parte central del segmento C exhibe un fuerte plegamiento, con la siguiente configuración: sinforme-antiforme-sinforme-antiforme. El cambio de dirección en la parte central del segmento C, permite que hacia el sur la traza de la falla CDD tenga un rumbo orientado hacia el SW ($\sim 110^\circ$). En la parte sur del segmento la traza de la falla CDD es más regular y es casi definida por el flanco sur del tercer minimulión antiforme.

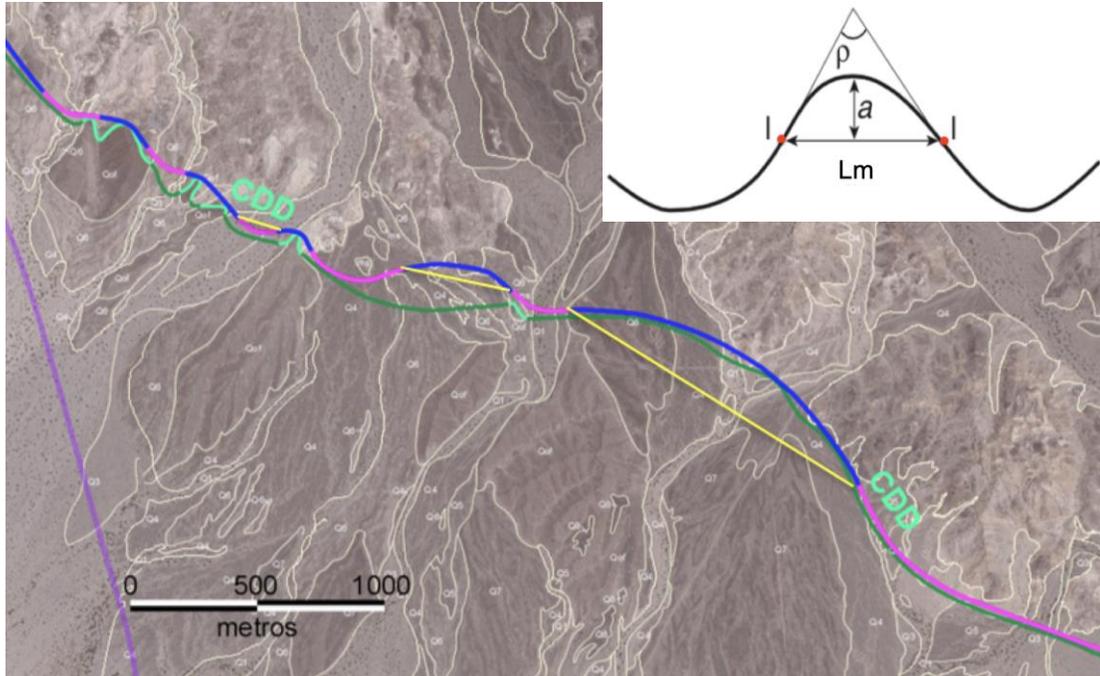


Figura 44. Longitud de minimuliones. Para este trabajo el término, “longitud de minimuliones” se refiere a la longitud medida en línea recta entre los puntos de inflexión del minimulión. Un punto de flexión son los puntos de los flancos donde la flexura cambia de dirección, de cóncava a convexa o viceversa. L_m = longitud de minimulión, ρ = ángulo interno entre los flancos y a = amplitud. En la figura se pueden observar minimuliones con diferentes longitudes (líneas amarillas). El área de la figura se localiza en el segmento E. La simbología ha sido descrita previamente.

Las unidades aluviales más abundantes son la Q4 y Q6, en las cuales se realizaron la mayoría de las mediciones de desplazamiento cosísmico. En la unidad Q6 se registró el mayor desplazamiento, el cual fue de 11.3 m. La unidad Q6, presenta los desplazamientos cosísmicos más altos, los cuales varían entre 2.9 m y 11.3 m. Los desplazamientos cosísmicos sobre la unidad Q4 registra una variación entre 0.4 m. y 10.7 m. El desplazamiento cosísmico registrado sobre las unidades en Q3 y Q2 es menor o igual a 1.1 m en todos los perfiles. El segmento C representa el segmento con los segundos desplazamientos cosísmicos más grandes de la faja interna de la falla CDD.

La geometría del arreglo de escarpes cosísmicos a lo largo del segmento C es variada, tanto en los patrones estructurales que conforman, así como en el área de distribución (figura 45). El límite norte del segmento C, coincide con el eje del minimulión antiforme que permite un cambio de rumbo en la traza de la falla CDD de 45° hacia el este. En este minimulión se observa que los escarpes cosísmicos conforman un patrón estructural en echelón, de amplitud ancha. El patrón en echelón confirma la existencia del minimulión antiforme y como éste controla la distribución y configuración de los escarpes cosísmicos. En la parte

central del segmento C, la traza de la falla CDD vuelve a girar hacia el este, este cambio de rumbo se da a través de tres minimuliones, dos sinformes y un antiforme. Los minimuliones generan patrones estructurales en echelón, los cuales están orientados según el rumbo de los flancos de los minimuliones. En esta zona del segmento C, donde existe la mayor cantidad de minimuliones, se pueden observar al menos cuatro patrones en echelón. En las zonas donde la traza de la falla CDD es más regular, es decir, no presenta minimuliones, los escarpes desarrollan patrones paralelos y angostos.

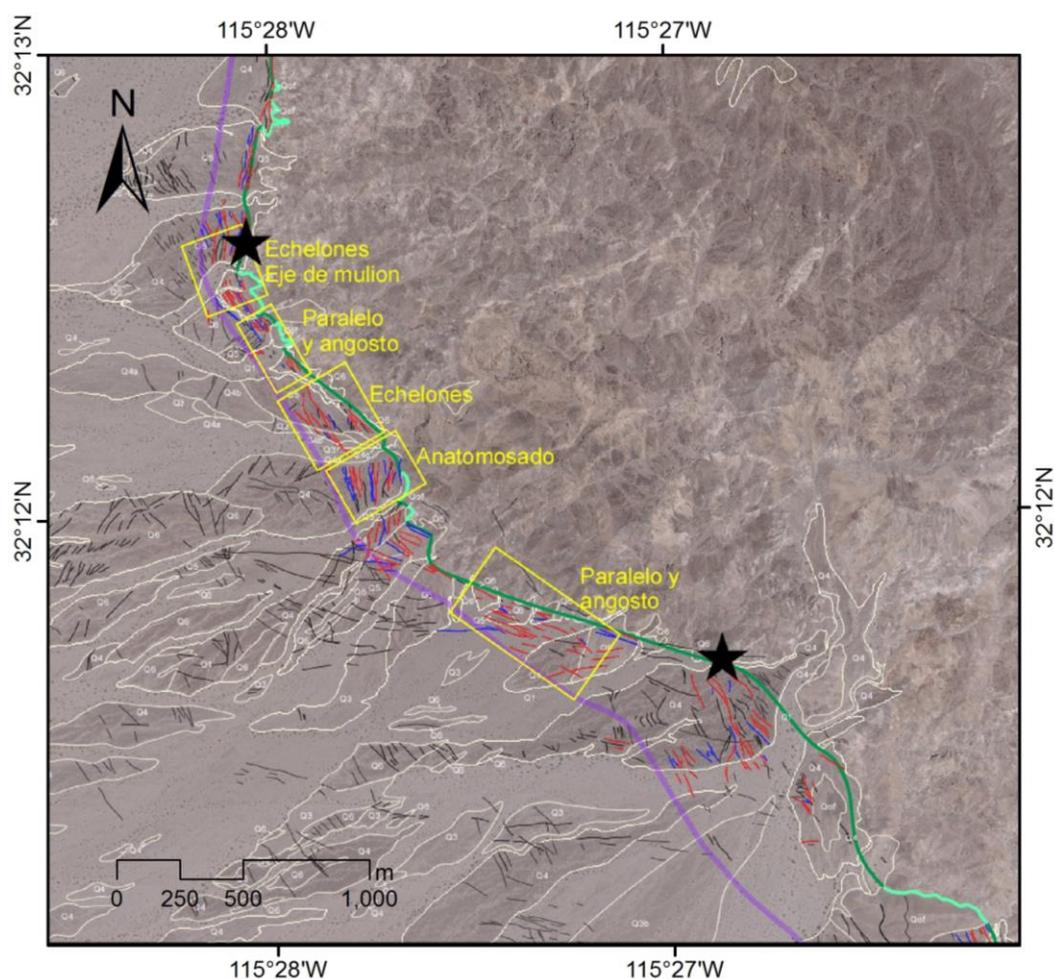


Figura 45. Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento C. En el arreglo de escarpes del segmento C se observan tres patrones estructurales: anastomosado, en echelón y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente.

La geometría de los escarpes muestran dos orientaciones preferenciales, una hacia el \sim N, y otra hacia el SE. Estas dos orientaciones, confirman que el rumbo de los escarpes está en función de los cambio de rumbo de la falla maestra, pues como se ha venido diciendo, en el segmento C la traza de la falla CDD tiene un cambio de orientación de $\sim 75^\circ$ (figura 46).

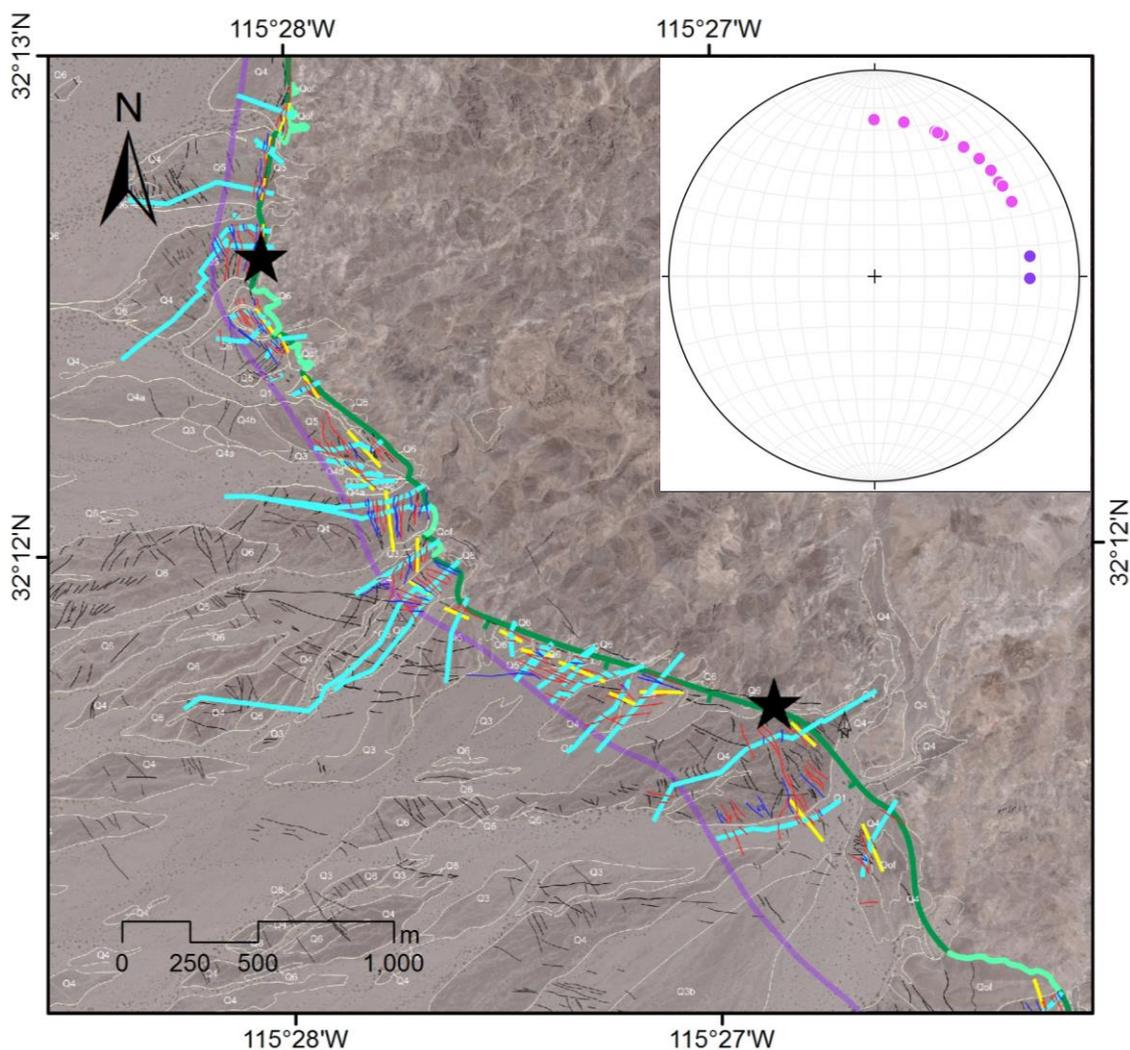


Figura 46. Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. Los escarpes cosísmicos en el segmento C presentan dos orientaciones preferenciales, una hacia el S y otra hacia el S-SE. La simbología ha sido descrita previamente.

3.3.4 Segmento D

A lo largo del segmento D, la traza de la falla CDD tiene una orientación SE ($\sim 135^\circ$ de azimuth). Esta orientación es debida al cambio de rumbo en el límite norte del segmento, en donde el primer minimulión sinforme permite que la traza de la falla CDD gire $\sim 25^\circ$ hacia el sur. La traza de la CDD en este segmento contiene seis minimuliones sinformes y cinco minimuliones antiformes (figura 47). Los minimuliones presentan longitudes similares a excepción del minimulión sinforme del extremo sur, que al menos duplica la longitud de cualquier otro minimulión. El límite norte se localiza en el flanco norte del primer minimulión sinforme y sobre la unidad Q4. El límite sur se localiza en el eje del sexto minimulión sinforme, sobre la unidad Q4.

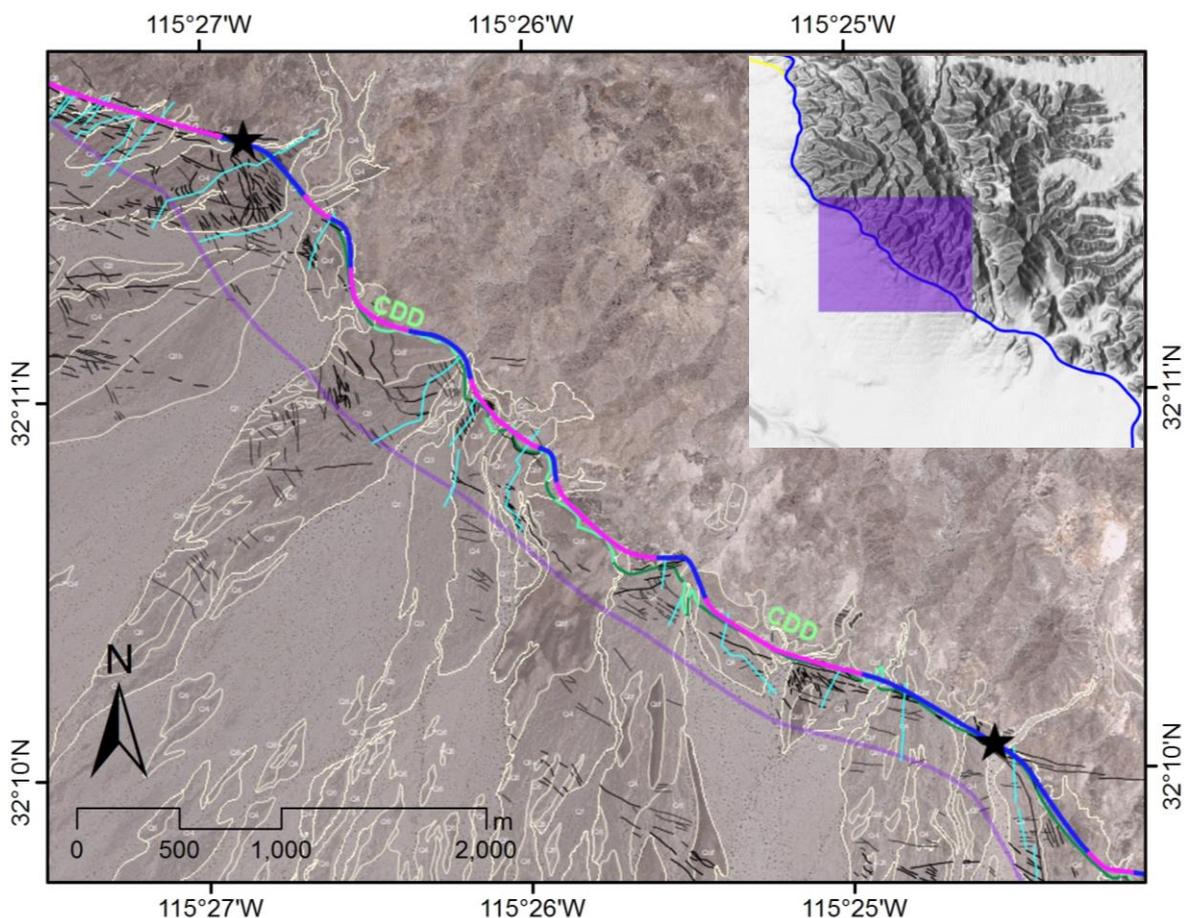


Figura 47. Imagen aérea del segmento D. Las estrellas negras indican los límites del segmento D, la distancia en línea recta entre los límites es de ~ 4560 m. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores.

Con base en el desplazamiento cosísmico, el segmento D puede ser interpretado como un segmento con desplazamientos medios (4.0 m – 6.0 m). El segmento D se ubica entre el segmento C y E, los cuales registran desplazamientos cosísmicos altos (>6.0 m), con valores de 11.3 m. y 14.1 m. respectivamente. El desplazamiento máximo de segmento D es de 5.3 m, menos de la mitad del desplazamiento máximo registrado en el segmento C o E. En el segmento D afloran las unidades Qof, Q6, Q5, Q4, Q3, Q2 y Q1, siendo la más abundante la unidad Q4 en donde se realizaron la mayor cantidad de mediciones de desplazamiento cosísmico. El mayor desplazamiento registrado en la unidad Q4 fue de 5.3 m y el menor fue de 1.7 m. La única medición de desplazamiento realizada sobre la unidad Q5 tiene un valor de 4.3 m. mientras que, los desplazamientos registrados en la unidad Q2 son menores o iguales 0.7 m. En las demás unidades de abanicos aluviales que afloran en el segmento D no fue posible calcular desplazamientos.

El arreglo de escarpes en la parte norte del segmento D tiene una anchura aproximada de 780 m y conforme se extiende hacia el sur, el arreglo se hace más angosto, hasta tener una anchura de ~ 400 m.

En el límite norte, donde la traza de la falla CDD cambia de orientación, y los escarpes conforman un patrón estructural anastomosado y ancho que continúa casi hasta la parte central, en donde el arreglo cambia y los escarpes comienzan a guardar paralelidad entre sí (figura 48). En la parte central, se presentan escarpes en echelón con pasos a la derecha; además, es visible un graben en sonrisa que expone la relación entre los escarpes cosísmicos y la falla CDD a profundidad (Figura 49).

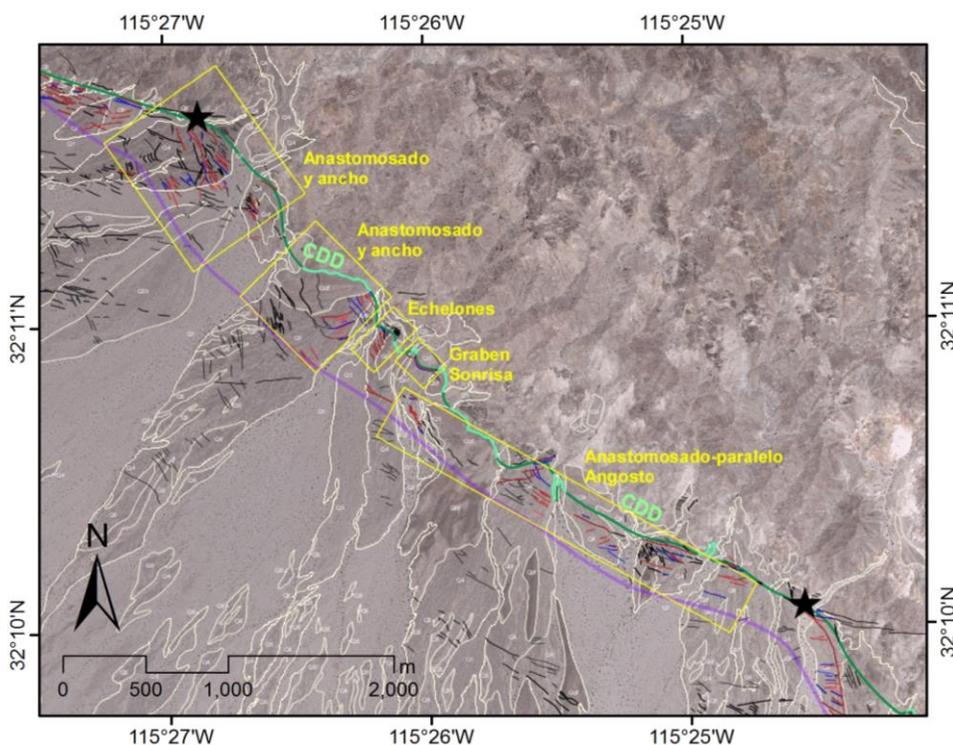


Figura 48. Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento D. En el arreglo de escarpes del segmento D se observan tres patrones estructurales: anastomosado, en echelón y paralelo. Predominan escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente.

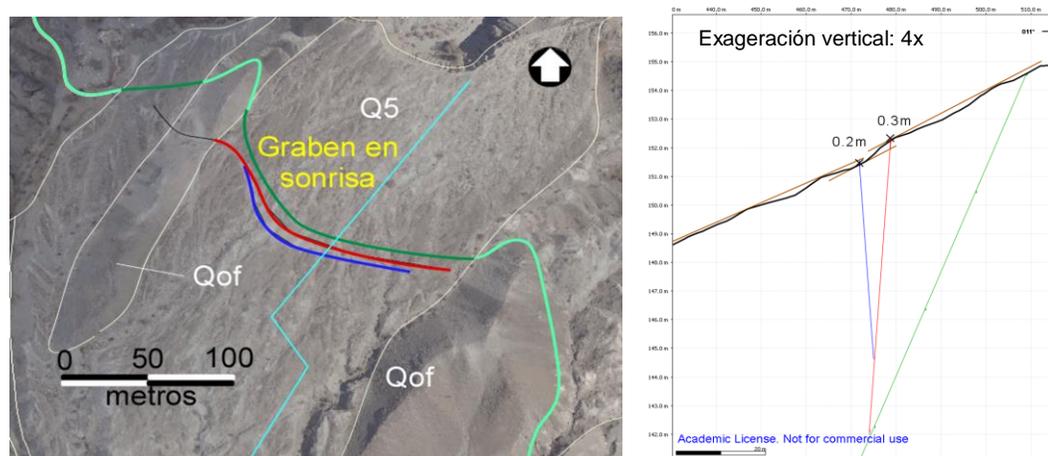


Figura 49. Imagen aérea que muestra graben en sonrisa. (a): mapa que muestra un “gaben en sonrisa” delimitado por un escarpe sintético y un escarpe antitético, los cuales se desprenden de la traza de la falla CDD. Nótese que la geometría de los escarpes cosísmicos que delimitan el graben es muy similar a la traza de la falla CDD. (b): En vista de sección se dibuja la geometría inferida existente entre los escarpes y la falla CDD a profundidad. La simbología ha sido descrita previamente.

De manera general, los escarpes presentan direcciones SE, al igual que la traza de la falla CDD. La dirección de los escarpes tienen una variación de $\sim 56^\circ$, entre $\sim 105^\circ$ a 161° de azimut (figura 50). Se puede diferenciar dos familias de escarpes con base en su dirección, la primera con orientación SE y la segunda, con orientaciones hacia el SE.

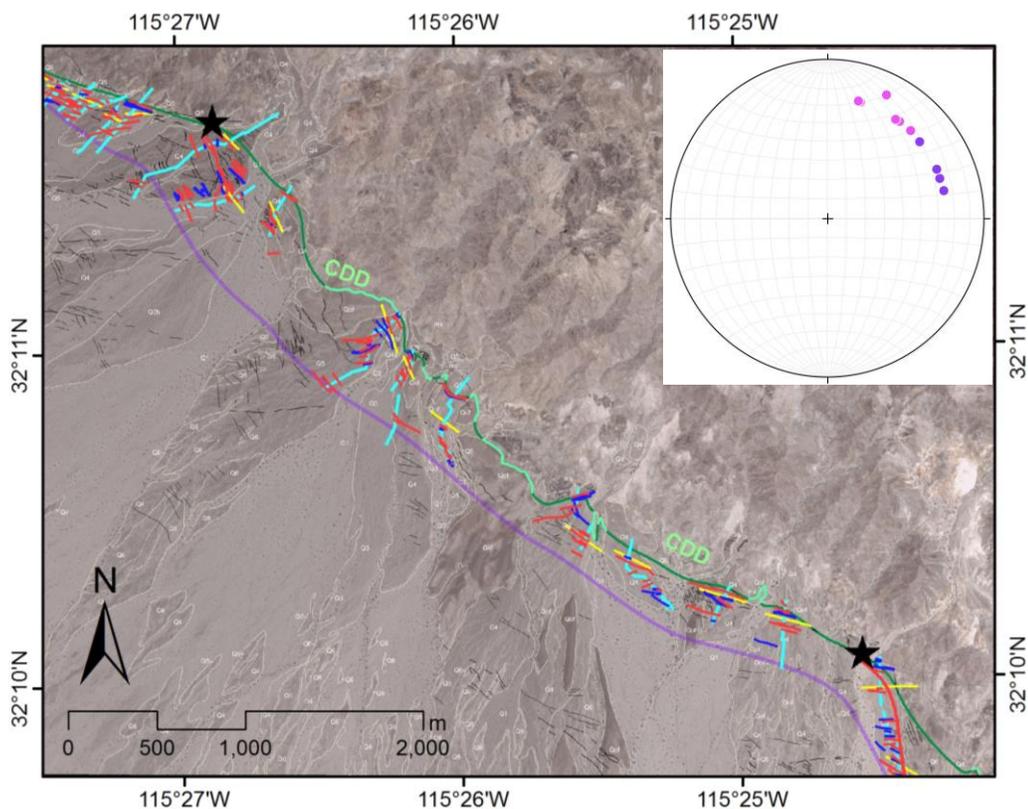


Figura 50. Imagen área que muestran los rumbos promedio de los escarpes cósmicos. Los escarpes cósmicos en el segmento D presentan variación de rumbo de 56° , entre $\sim 105^\circ$ y 161° de azimut. La simbología ha sido descrita previamente.

3.3.5 Segmento E

La traza de la falla CDD en el segmento E tiene un rumbo de $\sim 115^\circ$ de azimut, lo que indica que en la transición del segmento D al segmento E, el rumbo de la traza cambió $\sim 20^\circ$ hacia el este. La traza de la falla está definida por 5 minimuliones antiformes y por 5 minimuliones sinformes (figura 51). La longitud de los minimuliones es similar en la parte central del segmento, mientras que en el límite norte y sur los minimuliones sinformes presentan longitudes que triplican la longitud de cualquier otro minimulión del segmento E. El límite norte del segmento se localiza en el eje del primer sinforme ubicado en la unidad Q4. El límite sur se localiza en el eje del último sinforme, también ubicado sobre la unidad Q4.

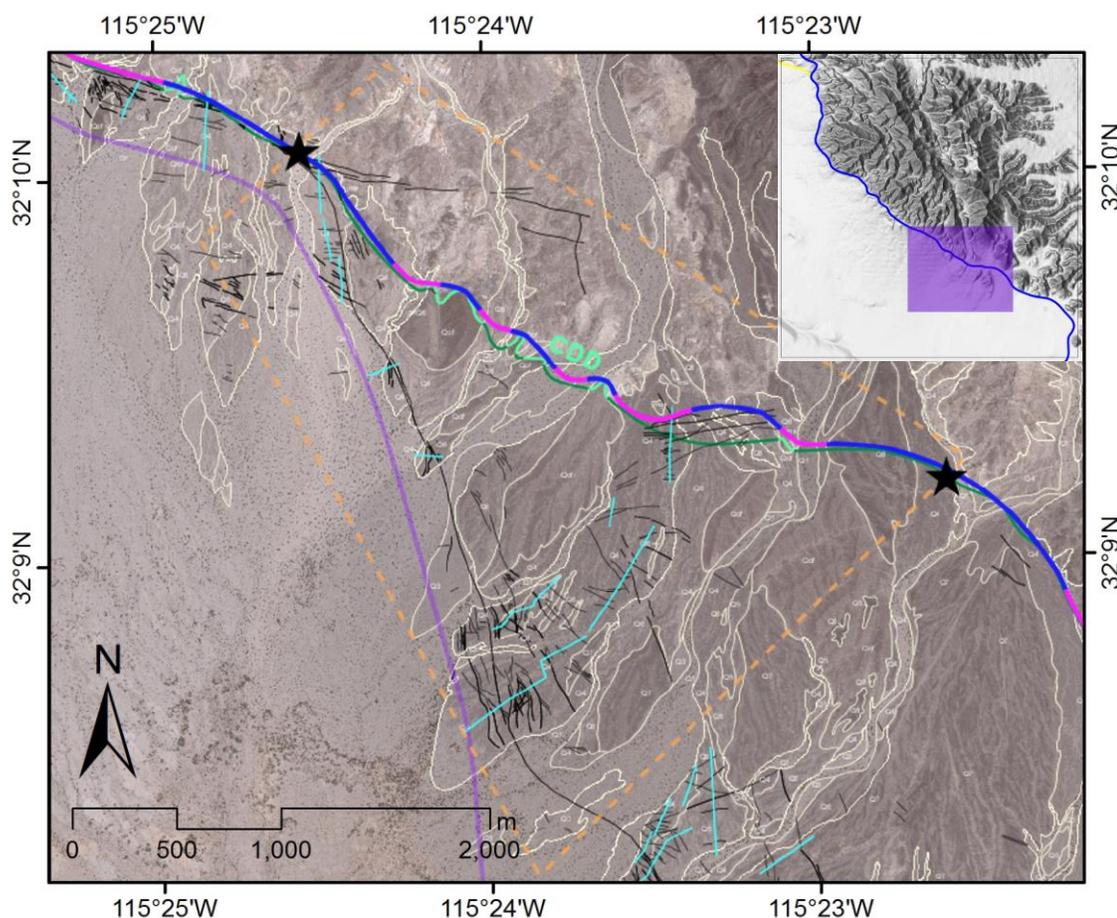


Figura 51. Imagen aérea del segmento E. Las estrellas negras indican los límites del segmento E, la distancia en línea recta entre los límites es de ~3500 m. La línea punteada anaranjada delimita el área del segmento E dentro de la faja interna. La simbología ha sido descrita previamente.

El segmento E es el segmento que presenta los mayores desplazamientos cosísmicos de toda la faja interna. En este segmento afloran las unidades Qof, Q7, Q6, Q4, Q3, Q2 y Q1. Las unidades más abundantes son la unidad Q6 y Q4 y sobre éstas se realizaron las mediciones del desplazamiento cosísmico. El valor máximo de desplazamiento fue de 14.1 m, y fue medido sobre la unidad Q6. En la unidad Q4 el máximo desplazamiento calculado fue de 9.5 m.

El arreglo de escarpes dentro del segmento E exhibe una bifurcación y ensanchamiento conforme se extiende hacia el SE. En el límite norte del segmento, cerca del flanco sur del primer minimulón sinforme, los escarpes guardan paralelidad entre sí y están orientados hacia el este. En la parte central del segmento la densidad de escarpes disminuye lo que dificulta identificar algún patrón estructural. En la parte sur del segmento el arreglo de escarpes tienen una anchura de ~2000 m, la más grande observada a lo largo de toda la faja interna. La densidad de escarpes en la zona sur también incrementa y se distinguen fácilmente

patrones anastomosados y paralelos. Los escarpes que conforman los arreglos paralelos se orientan hacia el este y se localizan cerca del trazo de la falla CDD (~300 m) mientras que, los escarpes el arreglo anastomosado se ubican lejos del frente montañoso y tienen orientaciones SE (figura 52).

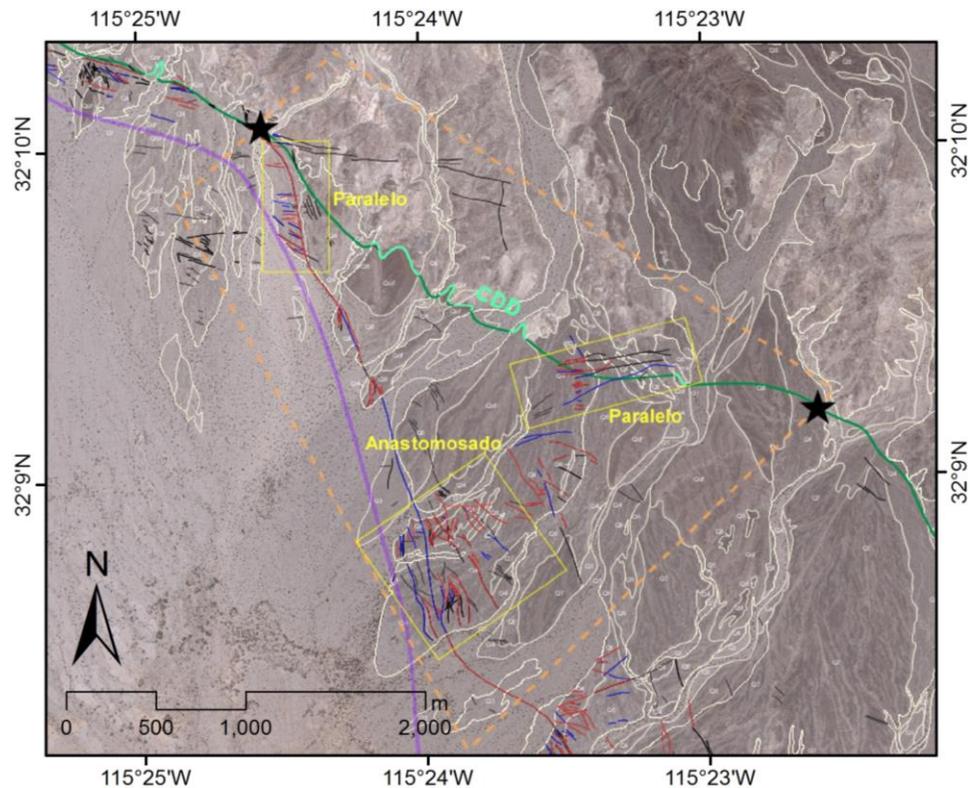


Figura 52. Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento E. En el arreglo de escarpes del segmento E se observan dos patrones estructurales: anastomosado y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita previamente.

El rumbo de los escarpes cosísmicos en el segmento E varía entre 71° y 178° de azimuth (figura 53). Esta variación de 107° es fácilmente observada en los patrones estructurales del segmento, y es debida a la bifurcación que sufre el arreglo de escarpes. Los escarpes que siguen la traza de la falla CDD ubicada cerca del frente montañoso mantienen orientaciones hacia el este, mientras que los escarpes que se alejan del frente montañoso y se localizan sobre o cerca del puente estructural presentan orientaciones hacia el sur.

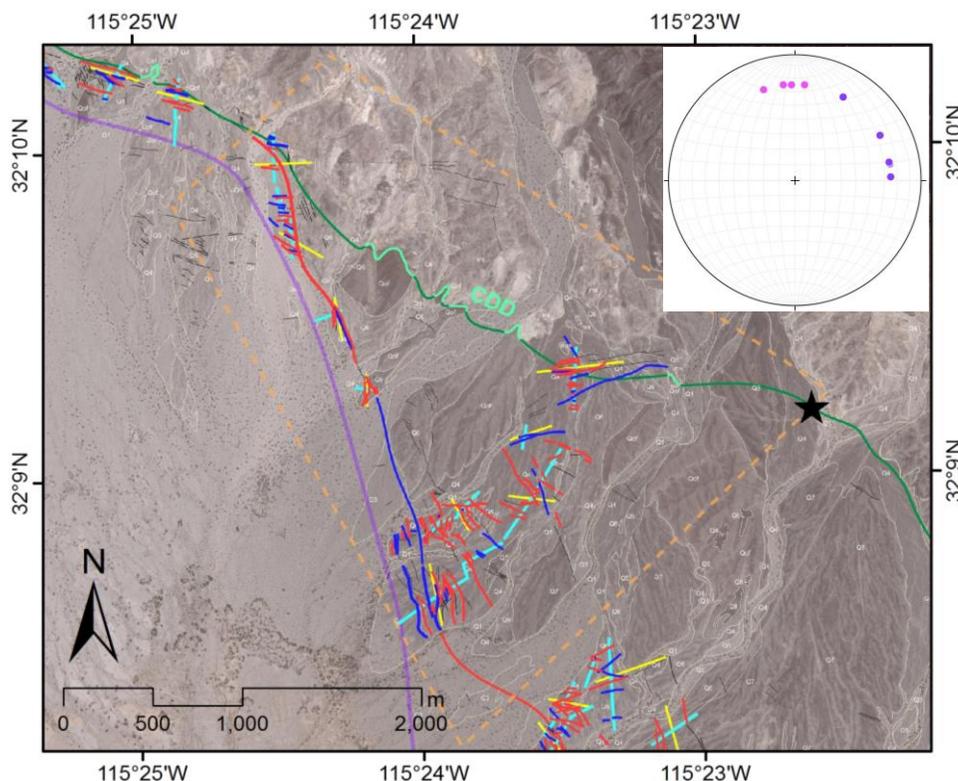


Figura 53. Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. Nótese que los escarpes cosísmicos en el segmento E presentan orientaciones entre $\sim 71^\circ$ y 178° de azimut. Esta gran variación de orientaciones es debida a la bifurcación que presenta el arreglo de escarpes en el segmento E. La simbología ha sido descrita previamente.

3.3.6 Segmento F

El segmento F forma parte del flanco norte del megamulión sinforme sur de la falla CDD. Este segmento es el segmento con menor cantidad de minimuliones ya que está conformado solamente por un minimulión antiforme y un sinforme (figura 54). La traza de la falla CDD tiene un rumbo SE, de $\sim 125^\circ$ de azimut. El límite norte del segmento F se localiza sobre el eje del minimulión sinforme sobre la unidad Q4 y el límite sur se localiza sobre el extremo sur del minimulión antiforme sobre la unidad Q2.

Dentro del segmento F afloran las unidades Q7, Q6, Q5, Q4, Q3, Q2 y Q1, siendo Q7, Q6 y Q4 las más abundantes. El mayor desplazamiento se registra sobre la unidad Q7, el cual es de 8.2 m. Esta fue la única medición realizada en la unidad Q7 a lo largo de toda la faja interna. Los desplazamientos medidos en la unidad Q6 varían entre 0.6 m y 6.4 m., y los desplazamientos sobre la unidad Q4 varían entre 3.3 m y 4.5

m. Este segmento es considerado como un segmento con desplazamientos cosísmicos bajos (<4.0 m), lo que sugiere un fuerte decremento en el gradiente de desplazamiento sobre el plano de falla de la CDD.

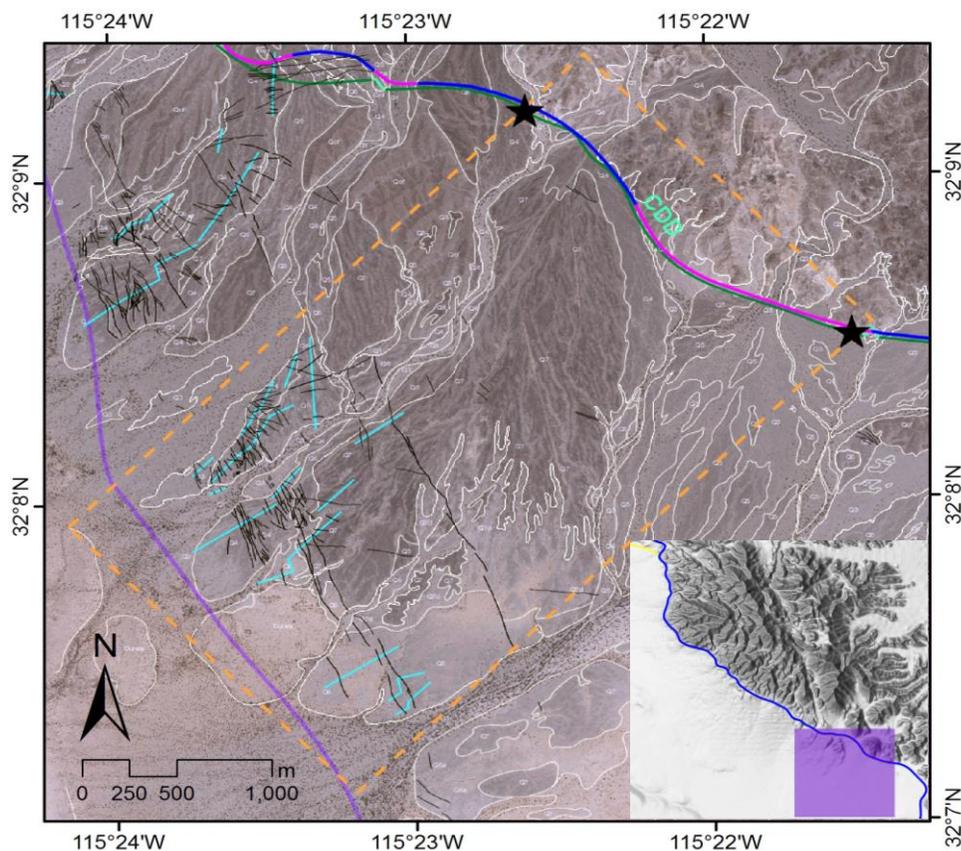


Figura 54. Imagen aérea del segmento E. Las estrellas negras indican los límites del segmento F, la distancia en línea recta entre los límites es de ~2100 m. Las líneas azules representan las trazas de los perfiles topográficos. La línea punteada anaranjada delimita el área del segmento F dentro de la faja interna. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores.

En el segmento F la distribución y abundancia de los escarpes cosísmicos se reduce en comparación al segmento E. Sobre la traza de la falla CDD, cerca del frente montañoso los escarpes cosísmicos casi desaparecen y más bien, se concentran sobre el puente estructural, ubicado lejos del frente montañoso (> 1500 m). Los escarpes conforman patrones estructurales anastomosados y paralelos. La diferencia de densidad de escarpes cosísmicos en el patrón anastomosado y paralelo es evidente; el patrón anastomosado tiene varias decenas de escarpes, mientras que el patrón paralelo difícilmente alcanza las dos decenas de escarpes (figura 55).

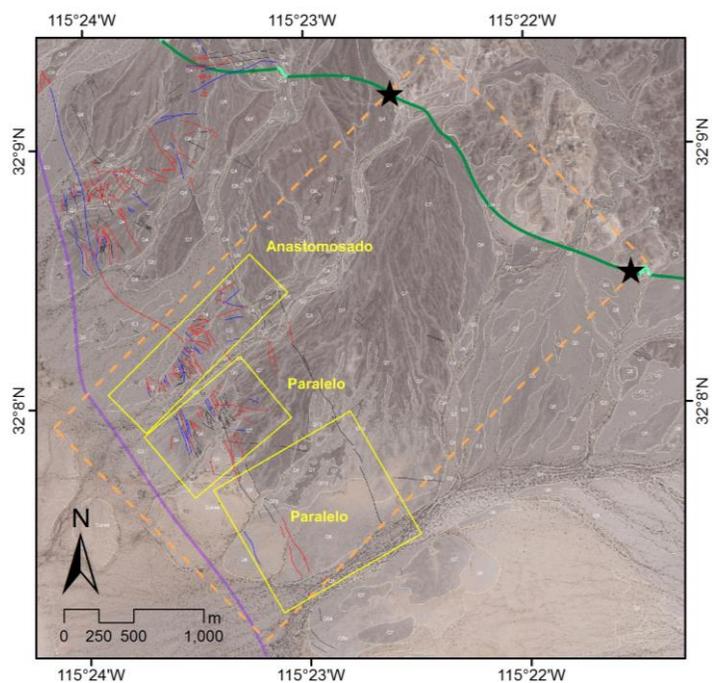


Figura 55. Imagen aérea que muestra los patrones estructurales en el arreglo de escarpes cosísmicos en el segmento F. En el arreglo de escarpes del segmento F se observan dos patrones estructurales: anastomosado y paralelo. Existe predominancia de escarpes sintéticos. La simbología ha sido descrita en figuras anteriores.

En el segmento F, con base en la dirección de la traza de los escarpes, se pueden diferenciar dos familias de escarpes, una con orientaciones SSE y otra con direcciones N-NE, siendo la familia SSE la predominante. Los pocos escarpes orientados hacia el E se distribuyen dentro del patrón anastomosado (figura 56).

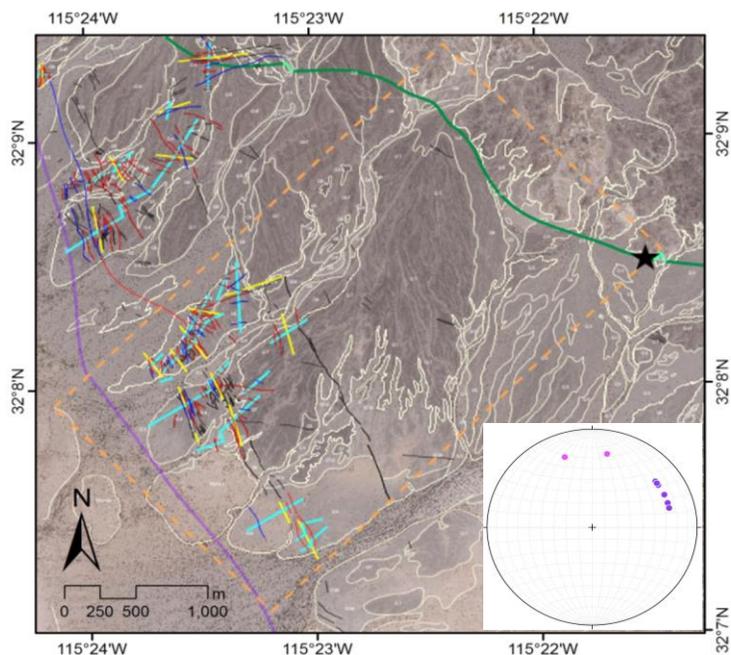


Figura 56. Imágenes áreas que muestran los rumbos promedio de los escarpes cosísmicos. La mayoría de los escarpes cosísmicos en el segmento F se alinean hacia el SSE, guardando paralelidad con el rumbo del puente estructural. La simbología ha sido descrita previamente.

Capítulo 4. Discusión

4.1 Distribución y geometría del arreglo de escarpes cuaternario

La porción central de la falla CDD está caracterizada por el megamulión antiforme norte y por el flanco norte del megamulión antiforme sur. El antiforme norte constituye una prominente protuberancia convexa orientada hacia el oeste, mientras que el sinforme sur es un plegamiento cóncavo orientado hacia el oeste. Ambos megamuliones controlan los cambios regionales del rumbo de la traza de la falla CDD. Los megamuliones a su vez están integrados por decenas de minimuliones que permiten cambios de rumbo a nivel local.

La falla Cañada David está asociada a un arreglo de escarpes cuaternarios los cuales cortan una extensa secuencia de depósitos y superficies aluviales Cuaternarias depositadas a lo largo de toda la longitud del frente montañoso de la Sierra el Mayor (Spelz, 2008). El arreglo de escarpes en la porción central de la falla CDD es el más ancho (~2.2 km) y el más complejo a lo largo de los ~55 km de longitud que comprende la traza de la falla CDD. La distribución de los escarpes dentro de la porción central de la falla maestra CDD es heterogénea y sus orientaciones pueden guardar o no paralelidad con su traza. Los cambios de rumbo de la falla maestra están definidos por minimuliones que controlan la orientación y los patrones estructurales de los escarpes más cercanos (~300 m) al frente montañoso de la Sierra El Mayor. El rumbo de los escarpes define de manera directa el desplazamiento vertical que acomodan. Esto es, cuando el rumbo de los escarpes es perpendicular a la dirección de transporte tectónico de la falla maestra, estos acomodarán una mayor componente de la deformación vertical en comparación con aquellos que se encuentran orientados de manera oblicua. Por lo tanto, los escarpes con orientación N-S registran una mayor componente de desplazamiento vertical que los escarpes con orientación E-O, en los cuales la componente lateral es dominante (Axen et al., 1999).

El arreglo de escarpes dentro del dominio antiforme se divide en dos grupos con base a su distancia con respecto del frente montañoso. El rumbo de los escarpes más cercanos al frente montañoso (< 300 m) es definido por la traza de los minimuliones, propiciando que los escarpes guarden paralelidad con la traza de la falla CDD. Esta relación sugiere una estrecha relación entre las rupturas superficiales y la falla CDD. Conforme el arreglo de escarpes se aleja del frente de montaña (>300 m), la orientación de los escarpes no presenta paralelidad con la traza de la falla CDD y comienzan a tener orientaciones que parecen ser controladas por desprendimientos o ramales secundarios de falla provenientes de los minimuliones antiformes.

Los desprendimientos de falla son alineaciones de escarpes orientados hacia a la cuenca Laguna Salada, los cuales inician a partir de los puntos de inflexión de los minimuliones antiformes. A pesar de que se ha documentado que los cambios de rumbo de la traza de las fallas no limita la propagación de una ruptura cosísmica (e.g., Fletcher et al., 2014; Rockwell et al., 2015), los desprendimientos de falla de la porción centro de la falla CDD se pudieron originar cuando una o varias rupturas cosísmicas no pudieron continuar totalmente sobre el trazo curvilíneo de la falla CDD y más bien, la energía de la ruptura fue distribuida en dos direcciones: una hacia cuenca donde los escarpes describen una trayectoria semirecta, y otra sobre la traza de la falla CDD (Gutiérrez, 2017). Gutiérrez (2017) sugirió que los desprendimientos con dirección NE-SW pudieron haber sido generados durante el sismo de 1934, el cual había sido interpretado como uno de los eventos más recientes ocurridos sobre la margen oriental de la cuenca Laguna Salada Leeds (1979). No obstante, y a partir de que Hutton y colaboradores (2010) reubicaron los epicentros de los sismos de 1934 en la cuenca de Mexicali, los desprendimientos de falla sobre la margen oeste de la Sierra El Mayor deben entonces haberse formado durante otro u otros eventos sísmicos ocurridos en el pasado.

La cartografía de los escarpes de falla indica que los escarpes definen dos patrones de desprendimientos, unos con orientación NE y otros con orientación NW, todos ubicados en el área adyacente al eje del megamulión antiforme norte (figura 57). Existen al menos tres desprendimientos con orientación NE que provienen de la falla CDD y continúan con dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos tienen una longitud promedio de 1.6 km y están separados ~400 m uno del otro. Además, existen al menos cuatro desprendimientos con orientación NW con una longitud promedio de 2.7 km y que guardan una separación de ~400 m. Los escarpes con orientación NW pueden estar vinculados a sismos que se propagaron desde el sur, mientras que los escarpes con orientación NE podrían estar asociados con sismos que se propagaron desde el norte (Gutiérrez, 2017).

En contraste con el dominio antiforme norte, en el dominio del sinforme sur la distribución y el control de los escarpes es totalmente diferente, ya que en éste último la mayoría de los escarpes parecen alejarse de la traza de la falla CDD. En el límite norte del dominio sinforme sur, el arreglo de escarpes se bifurca, generando un conjunto de escarpes cercano a la traza de la falla CDD y otro alejado de la misma, el cual se extiende hacia el sur. La distribución de los escarpes en el sur es controlada por una singular estructura la cual fue definida por Spelz (2008) como un 'puente estructural'. Esta estructura conecta a los dos megamuliones antiformes a través de un arreglo de escarpes de falla que pasa de largo al megamulión del sinforme sur. Estos escarpes son análogos a los escarpes más cercanos al frente montañoso del dominio antiforme norte, pero en vez de estar controlados por la traza de la falla CDD están controlados por el puente estructural (Vallín, 2017).

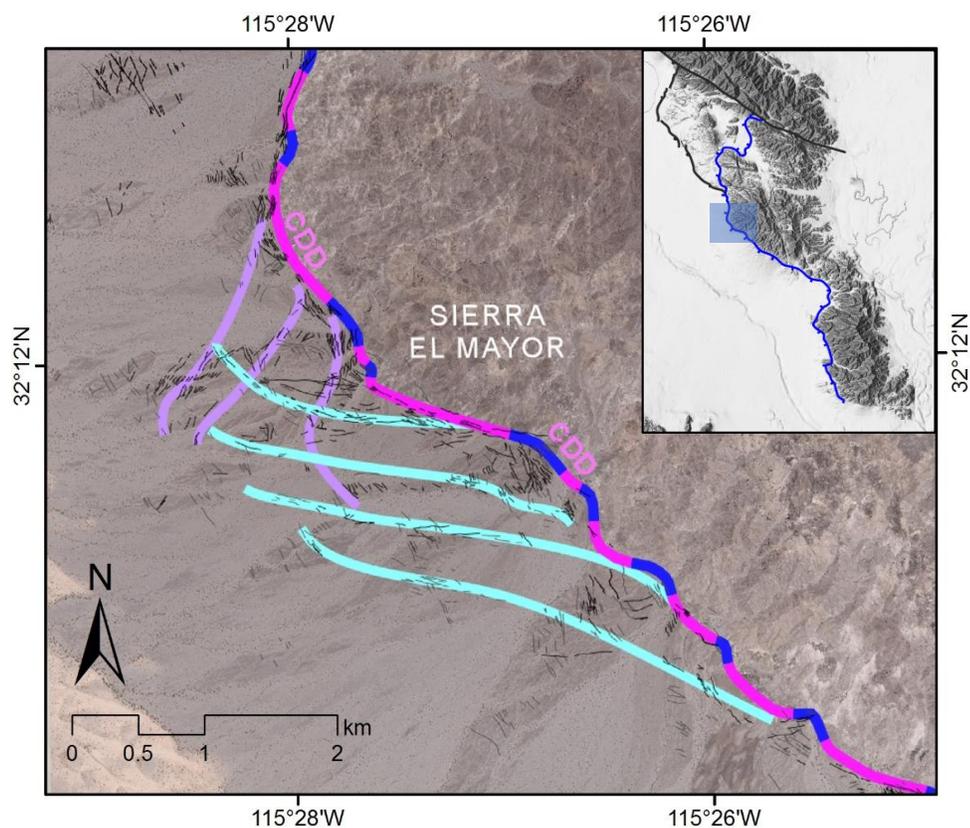


Figura 57: Imagen aérea que muestra la geometría de los desprendimientos de falla CDD. Las líneas de color morado y azul claro definen la trayectoria de los desprendimientos que se originan en los minimuliones antiformes de la falla CDD. La traza de los desprendimientos es interpretada a partir de la orientación y ubicación de los escarpes de falla, los cuales describen lineamientos con dirección hacia la cuenca. Se infiere que el origen de los desprendimientos orientados NW (azul claro) es un sismo o sismos cuya ruptura se propagó de norte a sur, y los desprendimientos NE (morados) de un sismo o sismos cuya ruptura se propagó desde el norte hacia el sur (ver texto para mayor explicación). Las líneas rosas y azules indican los minimuliones antiformes y sinformes respectivamente. Las líneas negras son escarpes cosísmicos.

Los puentes estructurales se generan debido a la migración de la deformación en dirección a la cuenca Laguna Salada, y ocurren principalmente en los dominios sinformes en donde grandes segmentos de la Falla CDD han sido abandonados y bloques tectónicos con formas romboidales han sido transferidos desde la placa superior a la placa inferior (Spelz, 2008). La presencia de una falla relictas en el centro del dominio sinforme norte (i.e., segmentos CC1–CC2–CC3 en la figura 58) sugiere este proceso de migración de la deformación en dirección a la cuenca (Vallín, 2017; Villaverde, 2017). De manera similar, se infiere que este mismo proceso podría estar ocurriendo, aunque en una etapa más temprana, en el dominio sinforme sur donde actualmente el puente estructural está uniendo los dos dominios antiformes de la falla CDD (Vallín, 2017). Con deformación progresiva, el dominio sinforme sur podría invertir su sentido de plegamiento y convertirse en un mulión antiforme, tal y como se observa en el dominio sinforme norte,

donde la cuenca Cañón Rojo ha sido transferida a la placa inferior y la deformación moderna ocurre hacia el oeste de los segmentos CRCH-1, CRCH-2, CRCH-3 y CRCH-1, los cuales debido a su geometría son interpretados como un antiforame incipiente Cambrón, 2017).

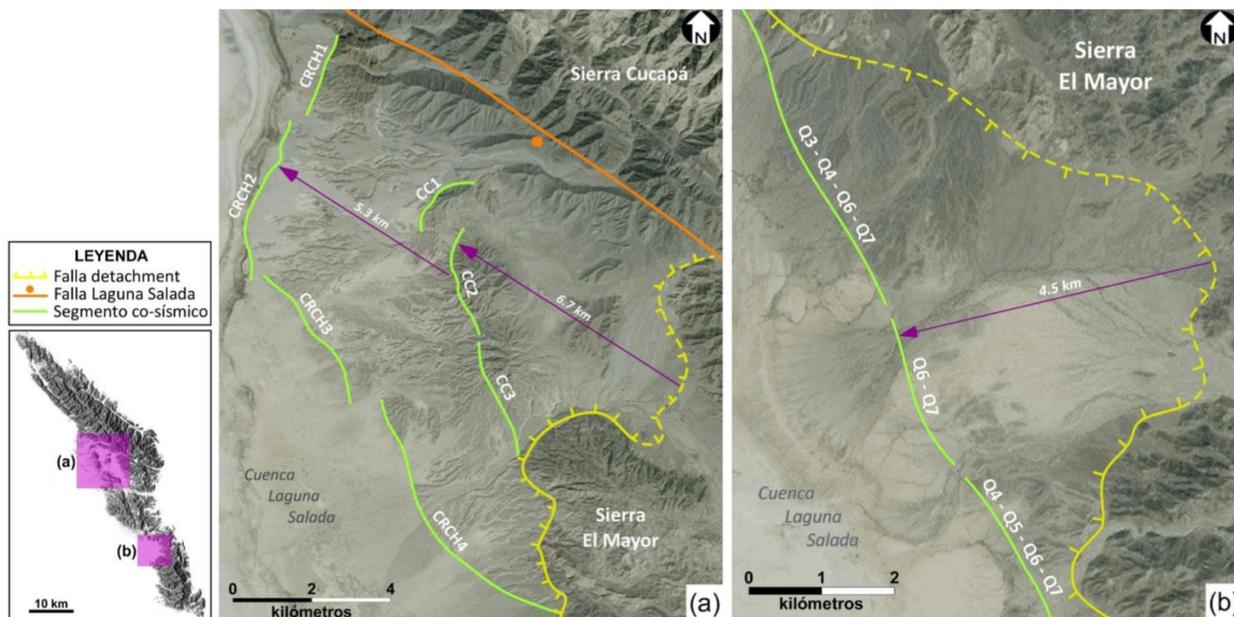


Figura 58. Comparación del dominio sinforme norte y dominio sinforme sur de la falla CDD. En el dominio sinforme norte (a) el evento de 1892 de $M_w = 7.2$, se propagó de N a S, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al norte del dominio. Este evento afectó los cuatro segmentos de escarpes (CRCH1, CRCH2, CRCH3 y CRCH4). El dominio sinforme sur (b) presenta cinco segmentos cosísmicos bien alineados. De norte a sur se presentan cuatro segmentos, holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q3, Q4, Q6 y Q7); dos eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7); y cuatro eventos holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q4, Q5, Q6 y Q7). La distancia máxima entre el arreglo de escarpes y el trazo de la falla CDD es de ~ 12 km en el sinforme norte y de ~ 4.5 km en el sinforme sur. Debido a la geometría del arreglo de escarpes y la distancia entre éste y la traza de la falla CDD se infiere que, en ambos sinformes la deformación está migrando con dirección a la cuenca, pero el dominio sinforme norte se encuentra en una etapa más avanzada que el dominio sinforme sur (Vallín, 2017; Villaverde, 2017; Cambrón, 2017).

4.2 Fajas estructurales de la porción central de la falla CDD.

La distribución y geometría de los escarpes de falla, así como de las unidades de abanicos aluviales cuaternarios, permitieron definir tres fajas estructurales en la zona de ruptura sobre el bloque de techo de la falla CDD en su porción central.

4.2.1 Faja interna.

La faja interna es la más próxima a la traza de la falla CDD y, a pesar de ser la franja más angosta (~300 m), concentra aproximadamente el 50% de deformación sísmica. Los escarpes cosísmicos muestran una relación íntima con la falla CDD y su geometría obedece a los cambios de orientación definidos por los minimuliones. Cinemáticamente, los escarpes con orientaciones N-S tienen mayor desplazamiento vertical que los escarpes orientados E-W. En esta faja existe una mezcla de escarpes antitéticos y sintéticos, que permiten la formación de grabens tipo 'Keystone', el cual se define como un arreglo de dos o más fallas normales con al menos una falla antitética (Spelz, 2008) (Figura 59).

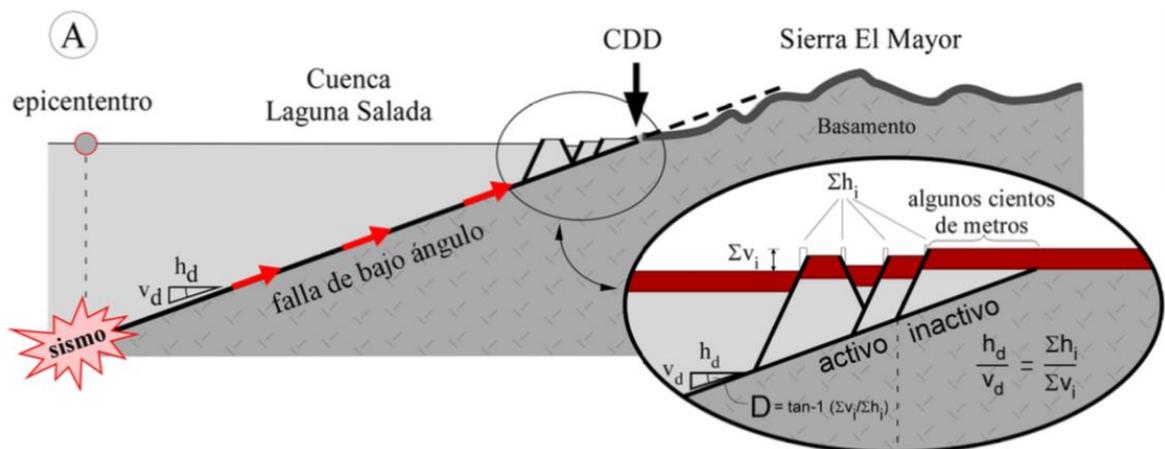


Figura 59: Esquema que muestra el mecanismo del graben-de-roca-angular 'keystone'. Este mecanismo explica como la propagación del deslizamiento sísmogénico hacia los niveles más someros de la cuña sedimentaria produce uno o más grabens de tipo 'keystone'. Las componentes integradas de la cizalla horizontal (Σh_i) y vertical (Σv_i) a través del arreglo de escarpes de falla son iguales a las componentes horizontal (h_d) y vertical (v_d) de la deformación sísmogénica a través de la falla maestra de bajo ángulo. En este caso, la deformación integrada de las rupturas superficiales reproduce fielmente el ángulo de buzamiento (D) de la falla maestra (tomado de Spelz, 2008).

El papel de las fallas antitéticas en el arreglo de escarpes es el de incrementar la componente neta del desplazamiento horizontal y simultáneamente disminuir la componente neta del desplazamiento vertical, relación que es de esperarse a lo largo de una falla normal de bajo ángulo (Fletcher y Spelz, 2009). Por lo tanto, conforme disminuye el ángulo de la falla maestra, las fallas antitéticas deben incrementarse tanto en número como en desplazamiento con respecto a las fallas sintéticas. El bajo ángulo de buzamiento de la falla maestra fue pronosticado cuando el arreglo de escarpes cuaternarios se localiza muy cerca del frente montañoso, lo que indica que es más probable que se formen grabens tipo 'Keystone' (Fletcher y Spelz, 2009).

4.2.2 Faja intermedia

La faja intermedia tiene un ancho de ~ 2.5 km y está caracterizada por escarpes de falla cuya orientación es variada, pudiendo estar controlados por desprendimientos de falla los cuales están dominados por deformación antitética.

Si bien el análisis cinemático de los escarpes de falla presentes en esta faja no se realizó detalladamente, se pudo comprobar, a través de la medición de cientos de desplazamientos verticales, que la deformación de la faja intermedia está dominada por cizalla antitética. La cizalla antitética de la faja intermedia podría atribuirse a la forma convexa del plano de la falla CDD, cuya curvatura incrementa conforme se aleja del frente montañoso (Figura 60).

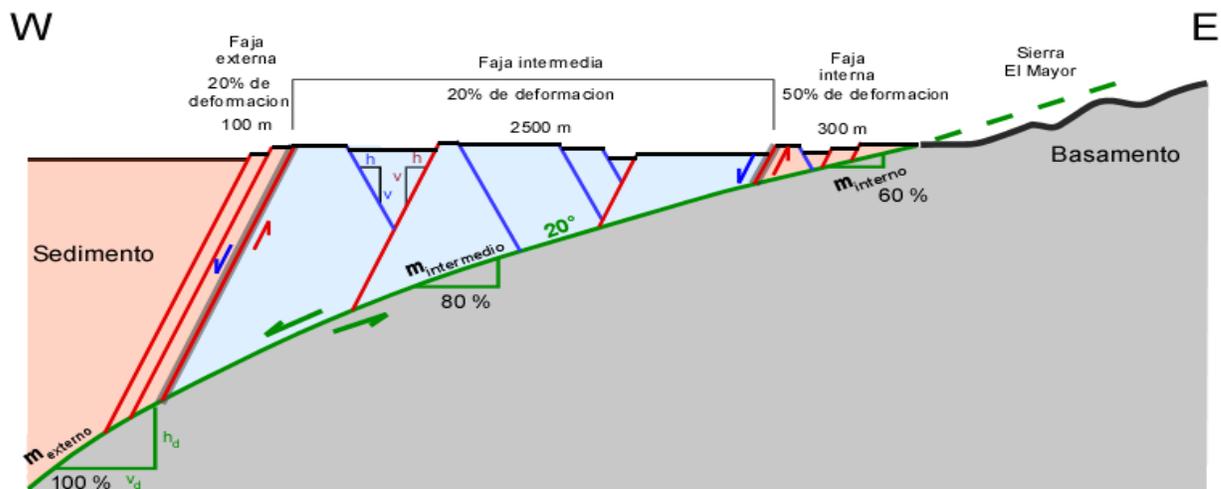


Figura 60. Modelo conceptual de la cizalla dominante en cada una de las fajas estructurales de la porción central de la falla CDD. En una falla normal de bajo ángulo, la componente horizontal del desplazamiento cosísmico debe ser mayor que la componente vertical. Debido a que la falla maestra CDD presenta una geometría antilítrica, se observan diferentes relaciones entre las componentes del desplazamiento cosísmico, entre más inclinado es el plano de la falla maestra, mayor es la componente vertical (faja externa), y entre menos inclinado es el plano de falla, la componente vertical es de menor tamaño (faja intermedia y faja interna). Para poder alcanzar la relación entre las componentes vertical y horizontal correspondientes al desplazamiento cosísmico neto sobre el plano de la falla CDD es necesario la existencia de escarpes antitéticos que incrementen la componente horizontal y disminuyan la componente vertical, los cuales se concentran en la faja interna posiblemente debido a que en esta zona la inclinación del plano de la falla CDD disminuye notoriamente.

4.2.3 Faja externa

La faja externa es la más alejada del frente montañoso y por ende la más cercana al depocentro de la Cuenca Laguna Salada. El límite oriental de esta faja está definido por el levantamiento de las unidades de

abanicos aluviales más antiguas (Q4-Q7) y por el cambio del relleno sedimentario, el cual hacia el este está conformado por abanicos aluviales mientras que al oeste por dunas y sedimentos lacustres. El límite oriental de la faja externa asemeja la geometría de la traza de la falla CDD a lo largo del frente montañoso del megamulión antiforme norte. Los escarpes dentro de esta faja no están claramente expuestos, posiblemente por encontrarse sepultados por los sedimentos eólicos que conforman los campos de dunas, de tal forma que no pudieron ser cartografiados detalladamente. La evidencia de la existencia de este escarpe de falla, o arreglo de escarpes, es la presencia de los abanicos aluviales más antiguos que han sido levantados. Con base en el análisis de la geología a partir de las imágenes aéreas, se puede inferir que la distribución de este arreglo de escarpes podría alcanzar un ancho de hasta 100 m y una longitud de ~18.0 km. Asimismo, con base en los cambios en el relleno sedimentarios sobre la superficie, y el levantamiento de superficies aluviales más antiguas con respecto a la unidad Q1, el movimiento vertical de esta faja estaría dominado por cizalla sintética con caída hacia la cuenca.

En la faja externa no existe a la fecha una cartografía detallada ni modelos de superficie de alta resolución que ayuden a caracterizar las relaciones cortantes y el desplazamiento vertical a lo largo de este segmento de la Sierra. Por esta razón, se sugiere que en trabajos futuros se elabore una cartografía de alta resolución que permita procesar perfiles topográficos y/o realizar mediciones de alturas relativas entre las superficies aluviales más antiguas (Q4-Q7) y Q1, para estimar el desplazamiento mínimo vertical y poder inferir el desplazamiento cosísmico en este segmento de la falla CDD.

La forma convexa del plano de la falla CDD tiene implicaciones en cada una de las fajas. En la faja externa, donde el plano de la falla maestra presenta mayor inclinación, la cizalla es sintética, existe dominancia de escarpes sintéticos, y la componente vertical de desplazamiento cosísmico es mayor que la componente horizontal. En la faja intermedia, donde el plano de falla maestra es menos inclinado la cizalla tienen sentido antitético y hay dominancia de escarpes antitéticos. La presencia de escarpes antitéticos permite incrementar la componente horizontal y disminuir la componente vertical del desplazamiento cosísmico neto. Los escarpes antitéticos serán necesarios hasta el punto en que las componentes verticales y horizontales del desplazamiento cosísmico de las fajas intermedia y externa guarden cierta relación que sea compatible con la geometría de la falla maestra CDD (e.i. buzamiento de ~20°). Suponiendo que en la faja intermedia haya sido alcanzada dicha relación, la faja interna presentará cizalla sintética, típica en una falla normal.

4.3 Implicaciones mecánicas de la curvatura del plano de falla CDD.

4.3.1 Dominio de la deformación cosísmica en la faja interna.

El dominio de la deformación cosísmica a lo largo de la faja interna puede ser explicado a través de la teoría de falla Keystone propuesta por Fletcher y colaboradores (2016). Esta teoría propone que en una red de fallas, la falla 'Keystone' será aquella que sea la menos óptimamente orientada, es decir, aquella que requiera la mayor magnitud de esfuerzo de cizalla para fallar y deslizarse. Debido a la curvatura convexa del plano de la falla CDD (Figura 61A), los esfuerzos de cizalla necesarios para que ocurra un deslizamiento a lo largo de la falla CDD varían, siendo mayores en aquellas secciones donde el plano de falla es menos inclinado (e.g., la faja interna) y menores en las secciones donde el plano de falla es más inclinado (e.g., las fajas intermedia y externa).

Como se explica en la teoría de falla Keystone, aquellas fallas que son controladas por la falla Keystone liberan esfuerzos de cizalla a través de microsismicidad o 'creep slip' lo que permite que éstas fallas se mantengan en estado crítico (Figura 61C). Cuando los esfuerzos regionales son lo suficientemente grandes y superan el esfuerzo crítico de fricción de la falla Keystone, en este caso la falla CDD, todas las fallas que son controladas por ésta fallarán y se deslizarán. Como se ha demostrado a través de las mediciones en de los escarpes cosísmicos, en las secciones de la falla donde el plano de la falla CDD tiene menor inclinación existe mayor deformación; posiblemente debido a que estos segmentos estaban sometidos a mayores esfuerzos de cizalla, lo que provoca mayor deformación; mientras que, los segmentos de mayor inclinación están sometidos a menores esfuerzos de cizalla debido a que éste ha sido liberado paulatinamente a través de creep slip o microsismicidad y, por lo tanto, al estar sometidos a menores esfuerzos de cizalla sufren menos deformación.

4.3.2 Cinemática de los desprendimientos de falla.

La geometría curva del plano de la falla CDD, aunado a la resistencia del material del bloque de techo podrían definir la localización de los desprendimientos de falla y la distribución de la deformación cosísmica. En vista de planta (Vallín, 2017; Gutiérrez, 2017) y de sección se observó que un sismo difícilmente se propaga totalmente alrededor de una curva convexa, y más bien la deformación tiende a distribuirse hacia cuenca, lejos del frente montañoso. En un movimiento circular, la aceleración puede distribuirse en dos componentes, tangencial y normal. La componente tangencial es tangente a la

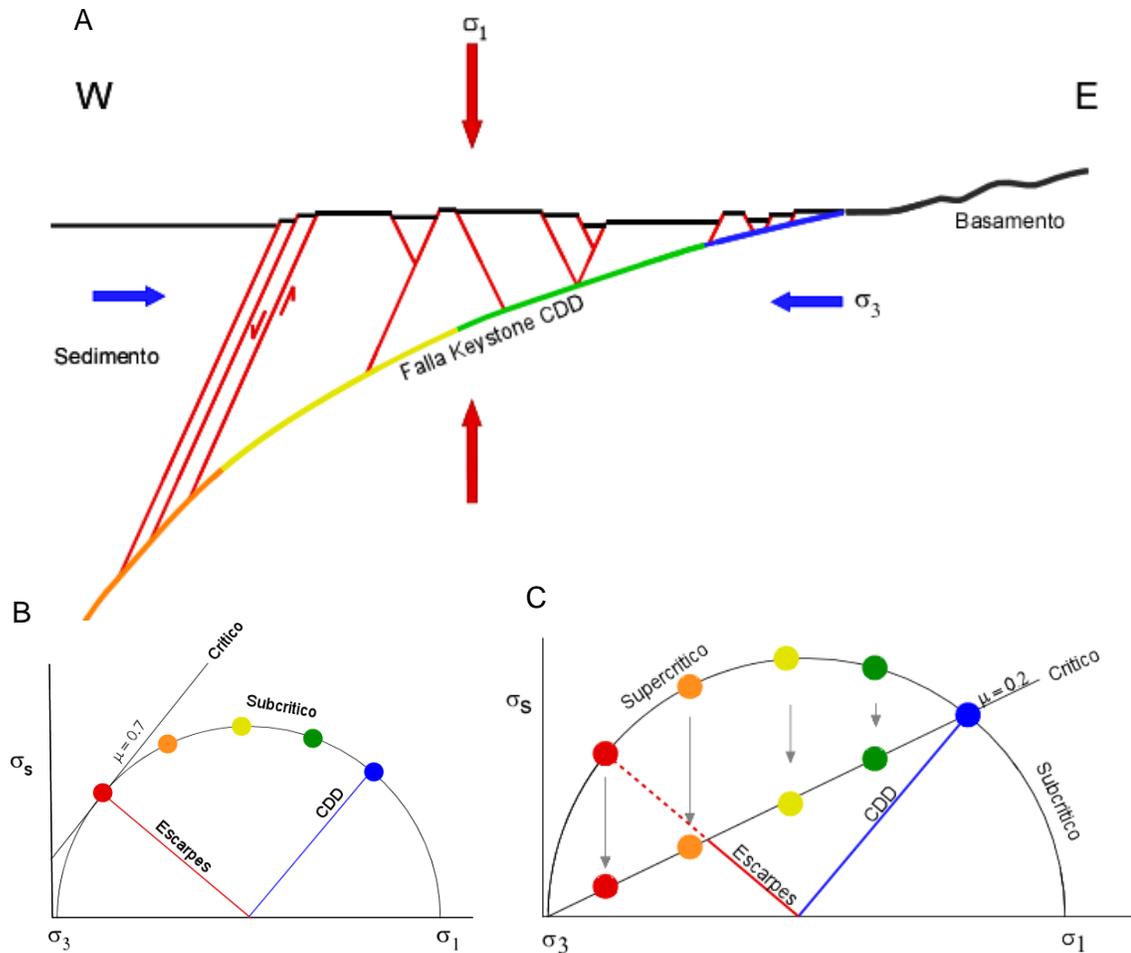


Figura 61. Modelo de los esfuerzos de cizalla a lo largo del plano de falla CDD. A) El plano de la falla CDD incrementa su inclinación conforme se aleja del frente montañoso, cuanto más inclinado es el plano de falla es más óptimamente orientado y requerirá menor cantidad de esfuerzos de cizalla para fracturarse y deslizarse. Podemos notar que, en las inmediaciones de la faja interna, el plano de la falla CDD presenta la menor inclinación; lo que indica que, para que este segmento se deslice se requieren los más grandes esfuerzos de cizalla. B) El círculo de Mohr representa los esfuerzos necesarios para que rompan las fallas mejor orientadas de la red de fallas conformadas por los escarpes cosísmicos y la falla maestra CDD. En este diagrama se observa que los escarpes son los primeros que fallaran y la falla CDD se mantendrá estable, lo cual no ocurre en la realidad. C) El círculo de Mohr muestra el estado de esfuerzos necesarios para que fallen tanto los escarpes de falla y los diferentes segmentos del plano de falla CDD, todos con diferentes inclinaciones. Los segmentos de la falla CDD se mantienen en estado crítico debido a la liberación paulatina de esfuerzos de cizalla a través de microsismicidad y creep, y sólo se deslizaran cuando la falla Keystone, es decir la falla CDD, alcance los estados de cizalla necesarios para su deslizamiento. Este modelo explica porque los escarpes bien orientados se mantienen estables y la deformación cosísmica se concentra en la faja interna, la cual está sometida a la mayor cantidad de esfuerzos de cizalla. A partir de Fletcher et al., 2016.

circunferencia y la componente normal tiene dirección radial, dirigida hacia el centro de la circunferencia (Rubio, 1985). La componente tangencial podría estar ocasionando la formación de los desprendimientos de falla, mientras que, la componente normal, se vería reflejada en las rupturas sísmicas que continúan sobre el trazo de la falla CDD. La resistencia del material del bloque de techo podría estar determinando el sitio donde la componente tangencial es capaz de liberarse. Al igual que los desprendimientos de falla,

los límites de las fajas estructurales podrían interpretarse como desprendimientos de falla que se generaron cuando la deformación escapó hacia la superficie, al no ser capaz de propagarse sobre el plano de falla convexo (Figura 60).

Cuando la traza de la falla CDD presenta curvaturas convexas, provocadas por plegamientos antiformes, la deformación se escapa preferencialmente hacia la cuenca, a través de desprendimientos de falla (figura 62). Dado que la deformación cosísmica no se propaga sobre curvas convexas, eventualmente las curvas cóncavas (i.e., muliones sinformes) serán abandonadas. Este comportamiento mecánico de la deformación cosísmica propicia que, (i) en los dominios antiformes se concentre la deformación, ya que los desprendimientos de falla con direcciones antepuestas se dirigen y concentran en estos y, (ii) que en los dominios sinformes la deformación sea menor, puesto que estos dominios son abandonados paulatinamente (Figura 62).

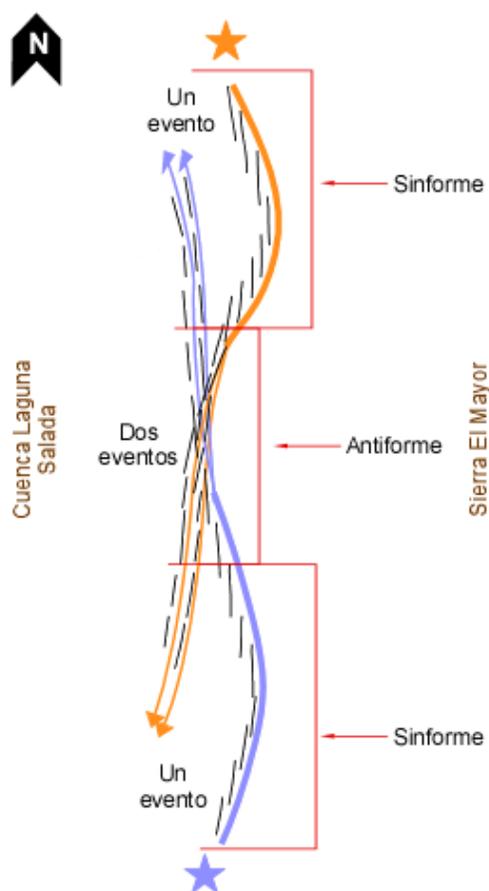


Figura 62. Modelo conceptual que muestra la distribución de la deformación cosísmica controlada por los desprendimientos de falla. De acuerdo con el modelo, en el mulión antiforme convergerán los dos conjuntos de desprendimientos de falla, el originado por el sismo del sur (líneas azules) y el originado por el sismo del norte (líneas anaranjadas). La deformación se concentrará en el eje del antiforme y continuará sobre los desprendimientos de falla. Por su parte, los sinformes serán progresivamente los abandonados. Las líneas negras representan escarpes de falla.

4.4 Relaciones estructurales entre la falla CDD y el arreglo de escarpes cuaternarios en la faja interna.

La traza de la falla CDD está definida por minimuliones sinformes y antiformes. En el dominio antiforme norte existen 13 minimuliones antiformes y 13 minimuliones sinformes, los cuales tienen longitudes máximas de ~1100 m y ~500 m respectivamente. En el flanco norte del dominio sinforme sur la traza de la falla CDD está definida por 6 minimuliones antiformes y 5 minimuliones sinformes, los cuales a su vez alcanzan longitudes de hasta ~1400 m y ~1150 m respectivamente. Los cambios de dirección de la traza de la falla CDD, definidos por los minimuliones y por los desprendimientos de falla, controlan la geometría del arreglo de escarpes Cuaternarios a lo largo de la faja interna, lo cual indica que existe una estrecha relación genética entre ambas estructuras.

Con base en la cartografía, se pueden definir al menos 5 rasgos que demuestran una relación íntima entre los escarpes de falla localizados en la faja interna y la falla CDD: (i) los rumbos de los escarpes cambian con la dirección de la traza CDD, existiendo una paralelidad entre ambas estructuras; (ii) existen grabens en los cuales las fallas que los delimitan cambian de dirección hasta ~50°, en respuesta a los plegamientos de la traza de falla CDD a escala de minimuliones (Figura 36); (iii) la presencia de pares de arreglos de falla en echelón con pasos antepuestos sobre minimuliones sinformes, los cuales permiten que la deformación cosísmica se acumule manteniendo la morfología original de la traza de la falla CCD; (iv) la formación de “graben en sonrisa” (ver Figura 49) en donde los escarpes que lo delimitan se proyectan a profundidad hacia la falla CDD, y su forma en superficie es similar a la de la traza de la falla CDD y, (v) el cambio en la cinemática de los escarpes en función de su rumbo.

Los patrones estructurales que caracterizan al arreglo de escarpes Cuaternarios ubicados sobre el bloque de techo de la falla CDD dentro de la faja interna, son definidos por dos estructuras: 1) la traza de la falla CDD la cual es la estructura dominante, y 2) la serie de desprendimientos de falla que ocurren a macro y meso escala (Figura 63). A lo largo del dominio antiforme norte, la falla CDD presenta una traza conformada por 26 minimuliones sinformes y antiformes, los cuales definen el rumbo de los escarpes cosísmicos de la faja interna, propiciando que los escarpes sean paralelos con la traza de la falla CDD. En las fallas normales las geometrías de relevo y/o paralelo son los patrones morfológicos más comunes que suelen presentar las rupturas superficiales (Van Der Pluijm y Marshak, 2004). A lo largo de la faja interna estos dos patrones se observan en los flancos de los minimuliones de mayor longitud (>1000 m), es decir, donde la traza de la falla es más regular. Sin embargo, además de los patrones paralelos y de relevo, en la faja interna se han desarrollado también patrones geométricos anastomosados y en echelón, los cuales constituyen

morfologías más complejas del arreglo de escarpes (Figuras 39 y 48). Estas dramáticas variaciones y sus implicaciones se explican a continuación.

Cuando sobre la traza de la falla CDD existe un minimulión antiforme del cual emerge un desprendimiento de falla, el arreglo de escarpes es fuertemente influenciado por esta estructura. El arreglo de escarpes se bifurca y se ensancha, generando patrones estructurales anastomosados, cuyos escarpes pueden tener rumbos que sean paralelos a la traza de la falla CDD, o bien paralelos a la trayectoria descrita por los desprendimientos de falla y/o rumbos intermedios entre la traza de la falla CDD y los desprendimientos.

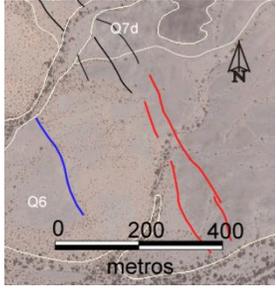
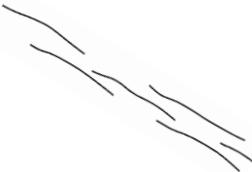
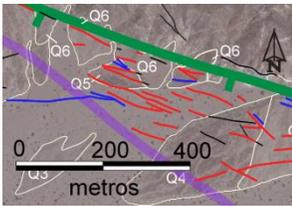
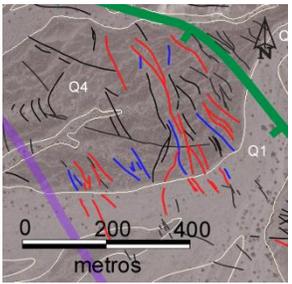
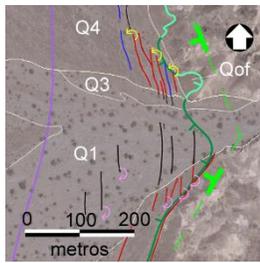
Los patrones en echelón, por su parte, se localizan cerca de los ejes de los minimuliones y se generan debido a la componente de cizalla lateral impuesta por la geometría de los minimuliones sinformes y antifformes que son oblicuos a la dirección de transporte tectónico del bloque de techo de la falla CDD. Es común observar pares de arreglos en echelón con pasos antepuestos y que son paralelos a los flancos de los minimuliones. En algunos minimuliones sinformes (figura 42) los pares de patrones en echelón evidencian la tendencia de los escarpes a unirse. Los escarpes se vuelven menos paralelos a la traza de la falla CDD conforme se alejan de la misma (~150 m), y comienzan a presentar rumbos que definen trayectorias más rectas y menos segmentadas que permiten unir a los ejes de los minimuliones antifformes adyacentes. La Tabla 3 describe los diferentes patrones geométricos de los escarpes Cuaternarios que se forman en la faja central, así como los mecanismos de deformación que los producen.

El puente estructural es un rasgo prominente localizado sobre el megamulión sinforme sur y es interpretado como dos desprendimientos de falla que une a los megamuliones antifformes de la falla CDD. La traza del puente estructural es definida por un lineamiento de escarpes cosísmicos que describen una trayectoria recta y cuyos límites se localizan en los puntos de inflexión que indican el inicio y el fin del megamulión sinforme sur (Figura 63). En el límite norte del puente estructural, cerca del frente montañoso, el arreglo de escarpes cosísmicos se bifurca generando patrones de escarpes anastomosados y paralelos. Conforme el arreglo de escarpes que define el puente estructural se extienden hacia el sur, y se alejan del frente montañoso (~2300 m), su geometría se dispone mayormente en patrones paralelos.

Los escarpes que se localizan en muliones sinformes, ya sea a mega o meso escala, parecieran estar cumpliendo la misma función, es decir, la de unir los ejes de los muliones antifformes, pasando de largo los dominios sinformes intermedios.

La existencia de un determinado patrón de escarpes a lo largo de faja interna, es debida a las estructuras

Tabla 3. Patrones estructurales de escarpes en la faja interna. En la tabla se enlistan los patrones estructurales presentes en la faja interna, y los mecanismos encargados de su formación.

Patrón estructural de escarpes	Diagrama	Mecanismo de formación	Ej. Faja interna
Paralelos		<p>Falla normales. Dirección de extensión perpendicular a la traza de los escarpes (Van der Pluijij y Marshak, 2004).</p>	
De relevo		<p>Falla normales. Dirección de extensión perpendicular a la traza de los escarpes (Van der Pluijij y Marshak, 2004).</p>	
Anastomosados		<p>(i) Combinación de sentidos de cizallas sintética y antitética. (ii) Partición de la cizalla, p. ej. entre la traza de la falla CDD y los desprendimientos de falla (Foosen, 2010).</p>	
En echelón		<p>Falla normal. Oblicuidad entre la traza de la falla y el transporte del bloque de techos (Wilson, R.W et al., 2006).</p>	

que dominan la cizalla (i.e., traza de la falla CDD y/o desprendimientos de falla), así como la migración progresiva de la deformación de la falla CDD hacia el oeste. Por ejemplo, los patrones en echelón se

generan cuando la estructura dominante es la traza de la falla CDD, mientras que los patrones anastomosados se forman cuando la cizalla es particionada sobre la falla CDD y los desprendimientos de falla, lo que genera dos direcciones de cizalla. Por su parte, los patrones paralelos o de relevo, son patrones típicos de fallas normales que se desarrollan cuando la falla sobre la que se forman los escarpes tiene trazas rectas y su rumbo es perpendicular a la dirección de transporte tectónico. Para el caso de la faja interna, las estructuras que presentan trazas rectas corresponden a los flancos de los minimuliones de gran longitud (> 1000 m) y el puente estructural cuya longitud es de ~9.2 km.

Como se observa en la faja interna, los patrones estructurales pueden ser formados contemporáneamente, pero describen cinemáticas diferentes según sea su localización dentro de la traza de la falla CDD. Esto es, inicialmente la deformación de un megamulión es concentrada sobre la traza de la falla maestra y los escarpes se distribuyen en patrones en echelón; conforme avanza la deformación se generaran desprendimientos de falla, en donde la cizalla es particionada a lo largo de la traza de la falla maestra y el desprendiendo de falla, generando patrones anastomosados. Estos desprendimientos de falla podrían evolucionar para formar un puente estructural sobre el cual se concentrará la mayor parte de la deformación. Estos puentes suelen presentar trazas rectas que propician la formación de patrones paralelos y de relevo. Conforme la deformación continua y migra hacia el oeste, los puentes estructurales serán abandonados y nuevamente se formaran pliegues antiformes, tal y como parece estar ocurriendo actualmente en el sinforme norte de la falla CDD. Con base en las observaciones realizadas sobre el arreglo de escarpes y la falla maestra en los megamuliones sinformes norte y sur, es probable que con deformación progresiva a lo largo de la falla CDD, los megamuliones sinformes evolucionen para formar megamuliones antiformes. Este proceso, el cual se observa en una etapa más avanzada en el dominio sinforme norte, podría encontrarse en un estadio incipiente en el dominio del sinforme sur (Vallín, 2017).

4.5 Comportamiento del desplazamiento cosísmico en la faja interna.

El desplazamiento vertical registrado en los escarpes cosísmicos contenidos en la faja interna está controlado principalmente por dos aspectos: (i) la orientación de los escarpes, y (ii) el gradiente de desplazamiento. Dado que el bloque de techo de la falla CDD tiene un desplazamiento hacia el oeste, los escarpes con orientación N-S registrarán mayor desplazamiento vertical que los escarpes con orientación E-W, donde estos últimos registrarán mayor desplazamiento lateral. Las fallas comúnmente exhiben variaciones de desplazamiento que pueden ser paralelas y/o perpendiculares al plano de falla (Morris et al., 2014). Los desplazamientos verticales sobre una sola falla suelen por lo general ser máximos en el centro y nulos en los extremos. Este gradiente produce un perfil de desplazamiento elipsoidal a lo largo

del escarpe de falla (Walsh y Watterson, 1989). Para el caso de la faja interna, si los escarpes cosísmicos fueron generados durante un solo evento sísmico, entonces el desplazamiento vertical a lo largo de los mismos tendería a disminuir conforme el arreglo de escarpes se aleje en ambas direcciones del lugar del epicentro del sismo que los produjo. No obstante, y aunado a los controles estructurales que ya se han discutido con anterioridad, la variabilidad en la geometría del arreglo de escarpes Cuaternario podría también estar controlado por la interacción y el traslape de los escarpes de falla como resultado de la acumulación de la deformación derivada a partir de más de un eventos sísmicos. La acumulación de la deformación resultaría en patrones más complejos tanto geométricos como de desplazamiento.

A continuación se intenta dar explicación a las variaciones del desplazamiento cosísmico en cada uno de los segmentos en los que fue dividida la faja interna, y la relación que tiene con el arreglo de escarpes, la morfología de la traza de la falla CDD y con los puentes estructurales o desprendimientos de falla (figura 63). Es importante destacar que el desplazamiento sismogénico de la falla CDD representado en la figura 64 está "incompleto" en el sentido que para su cálculo solo se consideraron los escarpes contenidos en la faja interna. Por este motivo se recomienda que para futuros trabajos se amplié la compilación de los desplazamientos verticales de los escarpes existentes en las fajas intermedia y externa para poder completar el análisis cinemático de la porción central de la falla CDD. No obstante, y gracias a cientos de mediciones del desplazamiento vertical en escarpes de las faja intermedia, se pudo inferir que en la faja interna se ha registrado aproximadamente el 50% de desplazamiento cosísmico que ha experimentado la parte central de la falla CDD.

4.5.1 Segmento A-B.

A pesar de que la traza de la falla CDD y los escarpes cosísmicos de los segmentos A y B presentan rumbos favorables (N-S) para que se registre desplazamiento vertical, estos dos segmentos presentan valores bajos de desplazamiento cosísmico (<4.0 m). Lo anterior puede deberse a la existencia de un desprendimiento de falla, con dirección N-NW, que emerge desde el eje del megamulión antiforme norte y coincide con el límite sur del segmento B. Sobre éste desprendimiento pudo haberse liberado la mayor parte de la energía sísmica y la fracción restante se propagó sobre la traza de la falla CCD. La energía liberada a través del desprendimiento está representada en los escarpes localizados sobre la faja intermedia, y la fracción de energía sísmica restante, liberada sobre la traza de la falla CDD, sólo permitió que el arreglo de escarpes de la faja interna registrara poco desplazamiento vertical.

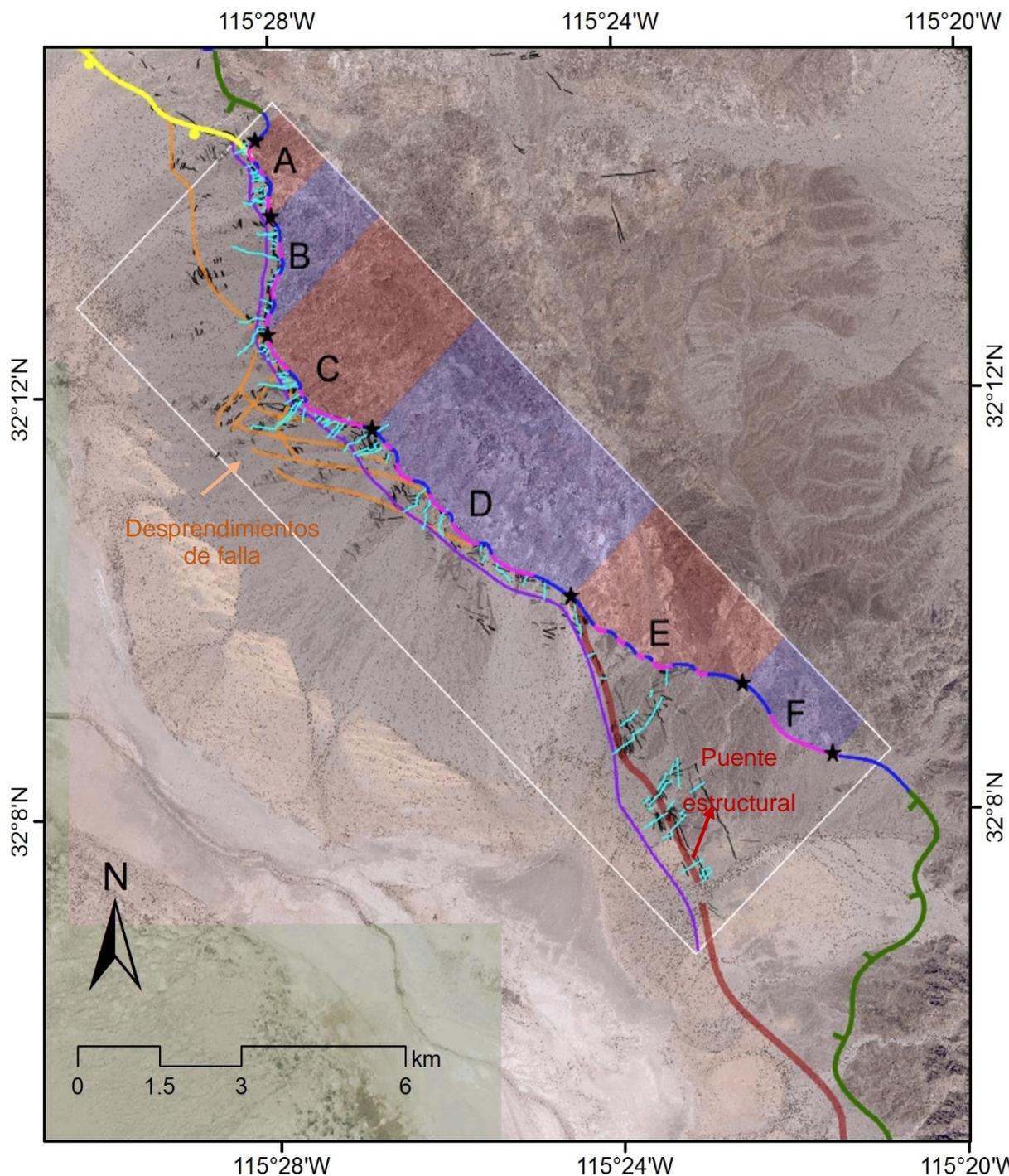
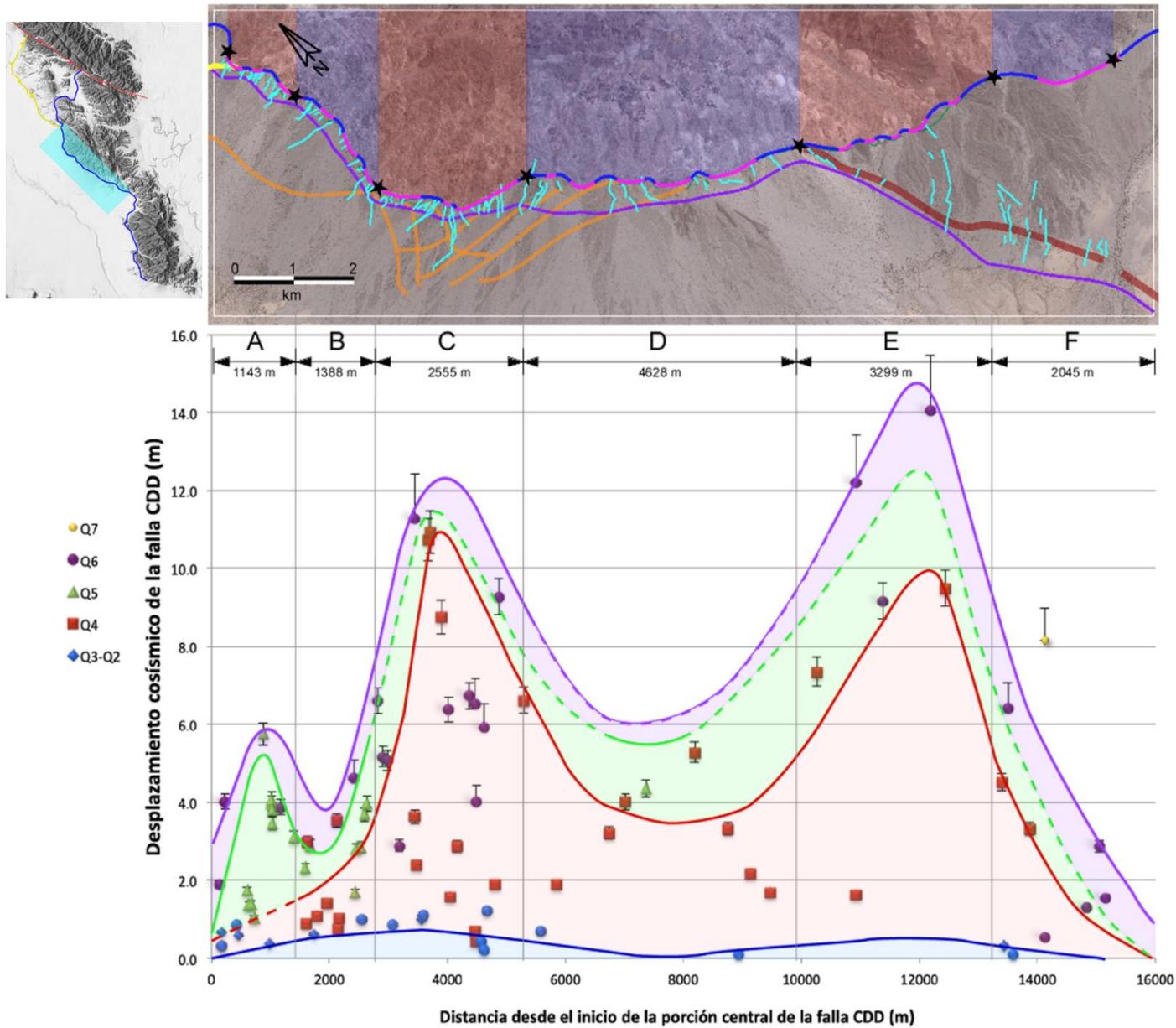


Figura 63. Imagen aérea que muestra los principales rasgos estructurales a lo largo de la faja interna. El desplazamiento cosísmico de la faja interna está controlado por tres estructuras principales: (i) la traza de la falla CDD; (ii) los desprendimientos de falla a lo largo del megamulión antiforme y, (iii) el puente estructural localizado sobre el megamulión sinforme sur. Las líneas rosa y azul oscuro representan los minimuliones antiformes y sinformes respectivamente que conforman la traza de la falla CDD en su porción central. La línea verde indica la traza de la falla CDD fuera del segmento central. La línea amarilla representa la traza de la falla Chupamirtos. La línea morada indica el límite oeste de la faja interna. El recuadro blanco delimita la zona de estudio.



4.5.2 Segmento C

En el segmento C se observa un importante incremento en la magnitud de los desplazamientos cosísmicos en comparación con los desplazamientos de los segmentos A y B. Esto puede deberse a la liberación de la energía sísmica a través de los desprendimientos de falla que permitieron (i) la formación de escarpes con orientaciones favorables para registrar desplazamientos verticales y, (ii) que la deformación sísmica se concentrara en la parte central del megamulión antiforme norte. Como ya se mencionó anteriormente, para la formación de los desprendimientos de falla deben existir fuertes cambios de dirección de rumbo en la traza de la falla maestra. En el segmento C la traza de la falla presenta un cambio de rumbo de $\sim 75^\circ$, el cual es el mayor cambio a lo largo de toda la traza de la falla maestra.

En el flanco norte del megamulión norte se localizan tres desprendimientos de falla con rumbos SW. Dentro de la faja interna, estos desprendimientos tienen rumbos entre $\sim 180^\circ$ y $\sim 190^\circ$, que son casi perpendiculares a la dirección de extensión de la falla CDD, lo que permite que los escarpes contenidos en este arreglo registren grandes desplazamientos verticales (> 10.0 m). En el flanco sur del megamulión antiforme norte se observa una ligera disminución en la magnitud de los desplazamientos cosísmicos. Esta disminución puede ser explicada por la presencia de dos desprendimientos de falla con orientaciones SE, los cuales presentan rumbos de $\sim 275^\circ$ dentro de la faja interna, siendo casi paralelos al transporte tectónico de la falla CDD.

4.5.3 Segmento D

La traza de la falla CDD contenida en el segmento D representa el flanco sur del megamulión antiforme norte y podría decirse que este segmento de la traza presenta una morfología regular, en donde las variaciones de rumbo existentes son sutiles y son definidas por los minimuliones. La traza de la falla CDD en este segmento tiene un rumbo aproximado de 135° y en general se presentan desplazamientos cosísmicos intermedios (4.0 m – 6.0 m). Los mayores desplazamientos fueron registrados en los perfiles P59 (6.6 m), P63a/P63b (4.0 m) y P65a/P65b (5.3 m). Estos desplazamientos pueden estar asociados a desprendimientos de falla que emergen de los minimuliones antiformes y que además, producen el ensanchamiento del arreglo de escarpes a lo largo de la zona norte del segmento D.

4.5.4 Segmento E

El segmento E representa el segmento con los desplazamientos cosísmicos más grandes de toda la faja interna (> 12.0 m). Esto probablemente debido a que los escarpes se localizan sobre el puente estructural y presentan rumbos paralelos a este. El puente estructural presenta una orientación N-S ($\sim 160^\circ$), la cual es casi perpendicular a la dirección del movimiento de bloque de techo de la falla CDD, permitiendo que los escarpes registren desplazamientos verticales altos.

4.4.5 Segmento F

Similar a lo que ocurre en el segmento E, los escarpes cosísmicos del segmento F se localizan sobre el puente estructural y sus rumbos son paralelos al mismo. La orientación del puente estructural sigue teniendo una dirección N-S, pero en este caso, el desplazamiento cosísmico disminuye drásticamente. Esta disminución podría ser deberse (i) al gradiente de desplazamiento, el cual predice que los desplazamientos sobre una sola falla varían de máximos en el centro y nulos en los extremos de la falla; (ii) al dominio de los procesos sedimentarios de depositación los cuales son más marcados en los dominios sinformes y que, podrían provocar que los escarpes sean borrados lo que conllevaría a mediciones incompletas del desplazamiento vertical. Ambos procesos no son mutuamente excluyentes, de tal forma que la drástica disminución del desplazamiento cosísmico en el segmento F podría también deberse a una combinación de ambos. Con base en las mediciones sobre los perfiles topográficos, la tendencia descendente del desplazamiento cosísmico y las características geomorfológicas del segmento F, puede interpretarse que en dicho segmento se localizan el o los límites de las rupturas sísmicas y cuyos escarpes pudieron haber sido sepultados. Para confirmar esta hipótesis sería necesario revisar los desplazamientos cosísmicos registrados sobre las unidades de abanicos aluviales más antiguas (Q4-Q7) a lo largo de toda la porción sur de la falla CDD, a fin de determinar si las rupturas sísmicas continúan en esta dirección.

4.6 Historia paleosísmica de la faja central de la falla CDD

Para calcular el desplazamiento cosísmico total ocurrido sobre el plano de la falla CDD es necesario medir las tres componentes en las que está distribuido, (i) vertical, (ii) horizontal y (iii) de rumbo para aquellos

escarpes que son oblicuos al transporte del bloque de techo. Para esto es necesario definir la oblicuidad entre el rumbo de los escarpes y la dirección de transporte del bloque de techo de la falla CDD. La metodología para medir el desplazamiento cosísmico utilizada en este trabajo (i.e., a través de perfiles topográficos) y la gran variabilidad de rumbos de los escarpes, solo permitió definir las componentes verticales y horizontales. Considerando lo anterior debe tenerse en cuenta que las magnitudes de los eventos sísmicos calculadas en este trabajo son consideradas como mínimas.

En la Tabla 4 se enlistan los valores del desplazamiento cosísmico máximo para cada una de las unidades de abanicos aluviales que son cortadas por el arreglo de escarpes Cuaternarios (i.e. Q2-Q3, Q4, Q5, Q6 y Q7). Todos los valores de desplazamiento cosísmico máximo fueron obtenidos a partir de las mediciones realizadas en los perfiles topográficos, a excepción de unidad Q5. Debido a que el desplazamiento cosísmico máximo de la unidad Q5 (5.8 m) es mucho menor que el desplazamiento máximo de la unidad Q4 (10.9 m) y; con base en el hecho de que, las unidades de abanicos aluviales más antiguas han sido afectadas por más eventos sísmicos que las unidades más jóvenes, el desplazamiento de la unidad Q5 fue definido a partir de los valores máximos de las unidades Q4 y Q6, y representa el valor intermedio de dichos desplazamiento.

Tabla 4. Desplazamientos cosísmicos máximos de cada unidad de abanico aluvial o marcador superficial.

Unidad	Q2-Q3	Q4	Q5	Q6	Q7
Desplazamiento cosísmico máximo (m)	1.2	10.9	12.5	14.1	8.2
Segmento	C	C	E	E	F

Segmento: Segmento donde se localiza el desplazamiento cosísmico máximo.

De acuerdo a la gráfica de la figura 64 y la tabla 4, los desplazamientos cosísmicos de las unidades Q2-Q3, Q4, Q5 y Q6 son sistemáticamente mayores conforme aumenta la edad de los abanicos aluviales, describen tendencias paralelas, y se concentran en los segmentos C y E. Respecto a la unidad Q7, no es posible describir un comportamiento, ya que en esta unidad sólo se pudo realizar una medición. Particularmente, la diferencia del desplazamiento cosísmico entre las unidades Q2-Q3 y Q4 es el más notorio, el desplazamiento incrementa alrededor de 8.0 m. La unidad Q4 (10.9 m) presenta más de cinco veces el desplazamiento registrado en las unidades Q2-Q3 (1.2 m).

Para poder explicar el incremento del desplazamiento cosísmico conforme aumenta la edad de los abanicos aluviales en este trabajo se propone que, en la faja central de la falla CDD han sucedido al menos cinco eventos sísmicos. Para poder calcular la magnitud de momento (M_w) y la longitud de ruptura de cada uno de los sismos que han afectado a la faja central se utilizaron los valores de desplazamiento cosísmico máximo y las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) (Figura 65).

Estudios previos (Axen et al., 1999; Spelz, 2008; Cambrón, 2017) han estimado los eventos sísmicos que han afectado a las unidades de abanicos aluviales ubicadas a lo largo de la falla CDD (Tabla 5).

Tabla 5. Paleosismicidad de la falla CDD

Paleosismicidad de la falla CDD														
Estudio	Cambrón, 2017			Presente trabajo			Spelz-Madero, 2008							
Localización	Porción norte			Porción centro			Sinforme Norte		Antiforme Norte		Sinforme Sur		Antiforme Sur	
	MD	M	LRS	MD	M	LRS	MD	M	MD	M	MD	M	MD	M
Unidad	m	M _w	km	m	M _w	km	m	M _w	m	M _w	m	M _w	m	M _w
Q2-Q3	6.6	7.1-7.3	~80.0	1.2	6.8	27.6	4.5	6.2-6.6	2.0	6.2-6.4	2.1	6.2		
Q4	9.0	7.4	98.0	10.9	7.5	112.4	5.7	6.7-6.8						
Q5	9.4	7.4	102.0	12.5	7.5	122.4								
Q6	17.0	7.6	149.0	14.1	7.5	131.9							6.6	6.4-6.6
Q7				8.2	7.4	93.1								

Es importante considerar a la hora de comparar las magnitudes calculadas para cada evento que, el presente trabajo y el de Cambrón (2017) comparten la misma metodología.

Abreviaciones

MD: Desplazamiento Máximo

M: Magnitud de momento

LRS: Longitud de ruptura en superficie

Dentro de la faja interna, el sismo de la unidad Q7 pudo haber registrado una magnitud de $M_w \sim 7.4$ y una longitud de ruptura de 93.1 km, la cual abarcaría casi todo el frente montañoso occidental definido por las Sierras Mayor-Cucapah (~ 100 km). Las magnitudes de los sismos de las unidades Q6 (norte: M_w 7.6, LRS: 149.0 km; centro: M_w 7.5, LRS: 131.9 km), Q5 (norte: M_w 7.4, LRS: 102.0; centro: M_w 7.5, LRS: 122.4 km) y Q4 (norte: M_w 7.4, LRS: 98.0 km; centro: M_w 7.5; LRS: 112.4 km) calculados en la porción norte (Cambrón, 2017) y la porción central (presente trabajo) de la falla CDD son muy semejantes. Las longitudes de ruptura calculadas en la porción centro suelen ser mayores que las calculadas en la porción norte, y tiene como máximo una diferencia de un par de decenas de kilómetros. El desplazamiento cosísmico máximo de la unidad Q4 en la parte central de la falla CDD, no obedece la tendencia decreciente hacia el sur que

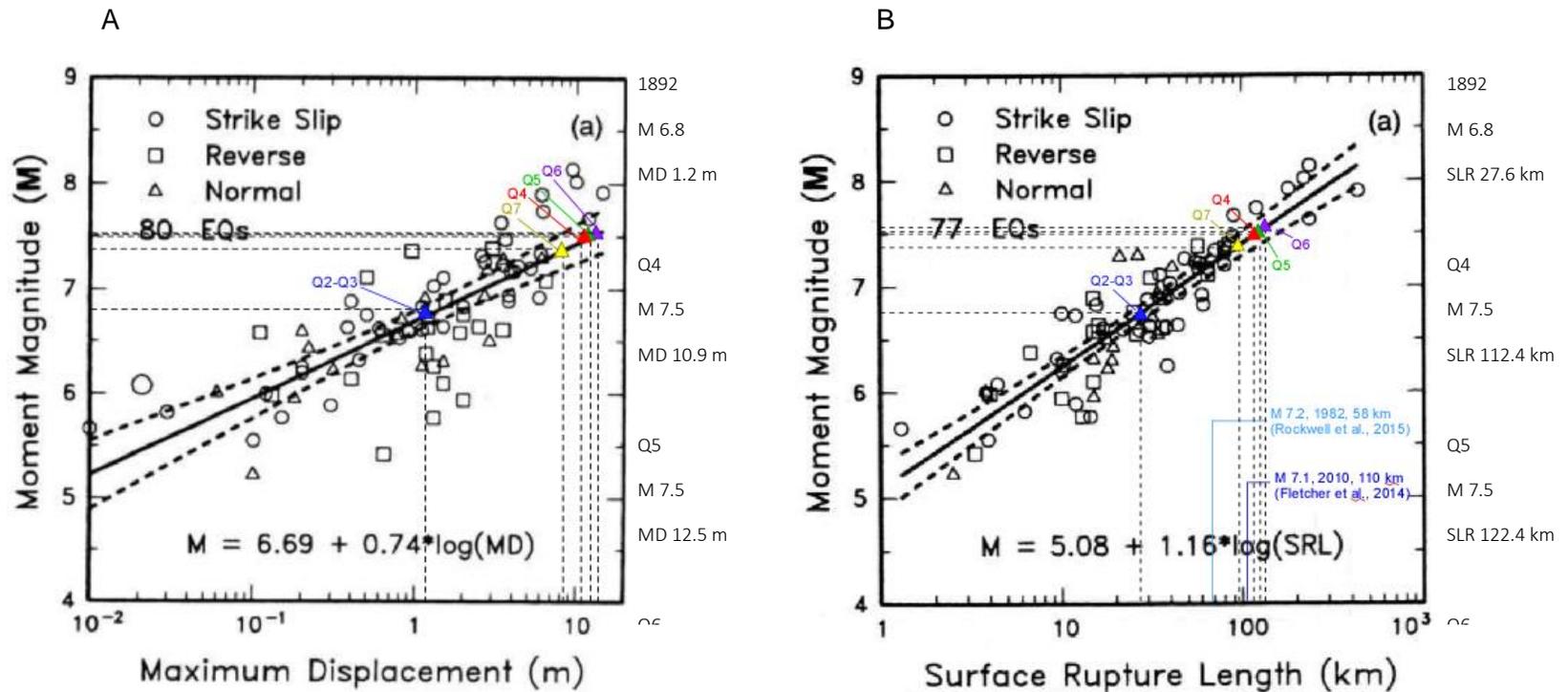


Figura 65. Regresiones para el cálculo de la Magnitud de momento sísmico (M) a partir del desplazamiento máximo y la longitud de las rupturas superficiales (tomado de Wells y Coppersmith, 1994). A) Regresión de la magnitud de momento sísmico (M) y máximo desplazamiento (MD). A partir de los valores de desplazamiento cosísmico máximo definidos en cada unidad de abanicos aluviales se determinó la Magnitud de momento (M_w) de cada uno de los eventos inferidos de la faja interna. B) Regresión de magnitud de momento sísmico (M) y longitud de la ruptura en superficie (SRL). A partir de la Magnitud de momento se definió la longitud de ruptura para cada evento. Nótese que el evento más reciente fue determinado por Rockwell et al., (2015) quienes documentaron una ruptura de 58 km para el evento de 1892 de M_w 7.2. Es importante señalar que, Rockwell et al., (2015) calculó la magnitud de momento (M_w) con la ecuación de Hanks y Kanamori (1979), y la longitud de ruptura en superficie a través de mapeo en campo. La cartografía de la ruptura fue basada preliminarmente en imágenes de Google Earth, cuya resolución es menor a la utilizada en este trabajo. Posiblemente, la falta de resolución de las imágenes utilizadas no permitió la revisión de sitios donde están expuestos escarpes asociados al evento de 1892 y causó una subestimación de la ruptura en superficie. Fletcher et al., (2014) documentó una longitud de ruptura de 110 km para el sismo Mayor-Cucapah 2010 el cual tuvo una magnitud de M_w 7.1. Este sismo fue generado en una FNBA, las cuales controlan largos segmentos de rupturas en superficies y juegan un rol importante en la transferencia del deslizamiento a través de una red de falla. La ruptura del sismo Mayor-Cucapah ha sido la ruptura más compleja documentada en el límite de placas Pacífico-Norteamericana.

describen los desplazamientos calculados por Cambrón (2017) a lo largo de la parte norte de la falla CDD. Posiblemente, el aumento del desplazamiento cosísmico en la parte central de la falla CDD es debido a la ocurrencia de otro evento localizado más hacia el sur, cuyo epicentro sería más cercano a la parte central de la falla CDD que a la parte norte de la misma. Con base en las tendencias de los valores de desplazamiento cosísmicos recién descritas, la unidad Q4 pudo haber registrado dos eventos. Respecto el análisis paleosísmico realizado por Spelz (2008); tanto el desplazamiento y la magnitud estimada para el evento Q4 está por debajo de las magnitudes calculadas en este trabajo y en el de Cambrón (2017). Esta discrepancia puede deberse a una subestimación de la longitud de la ruptura y/o a la cantidad de escarpes utilizados por Spelz Madero (2008) para calcular el desplazamiento cosísmico. Esto muy probablemente debido a la limitada resolución de las imágenes aéreas utilizadas para la cartografía.

Para el evento de 1892 registrado en las unidades Q3 y Q2 localizadas en la faja interna de la falla CDD, se estimó una magnitud de M_w 6.8 y una ruptura superficial de 27.4 km. Estos valores son los más inconsistentes respecto a lo calculado por Rockwell et al., (2015) y Cambrón (2017) en la porción norte de la falla CDD, quienes estimaron una magnitud de M_w 7.1-7.3, la cual provocaría una ruptura en superficie entre 55 y 82 km. Por su parte, Spelz (2008) propone magnitudes entre M_w 6.2 y M_w 6.6 con tendencia descendente hacia el sur. Con base en las tendencias descendientes del desplazamiento cosísmico y de la magnitud de momento hacia el sur, se puede suponer que en el dominio sinforme sur, se localiza el límite de la ruptura en superficie del sismo de 1892. Esta suposición es reforzada por Karlsson et al., (2020), quien propone que, el evento de 1892 no se propagó hacia la porción sur de la falla CDD, la cual corresponde a la zona sur del megamulión sinforme sur y el megamulión antiforme sur.

Respecto a la ruptura en superficie para el evento de 1892, en este trabajo se propone una longitud de ~ 88 km, con base en la cartografía del arreglo de escarpes, en la cual se han observado rupturas sobre las unidades Q2 y Q3 en el área central del megamulión sinforme sur. Apoyados en las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), a una ruptura de 88 km le corresponde una magnitud de M_w de ~ 7.34 . Estos últimos valores de longitud de ruptura en superficie y de magnitud de momento sí son consistentes con lo propuesto por Rockwell et al., (2015) y Cambrón (2017). Las rupturas superficiales de cada evento son graficadas en la Figura 66.

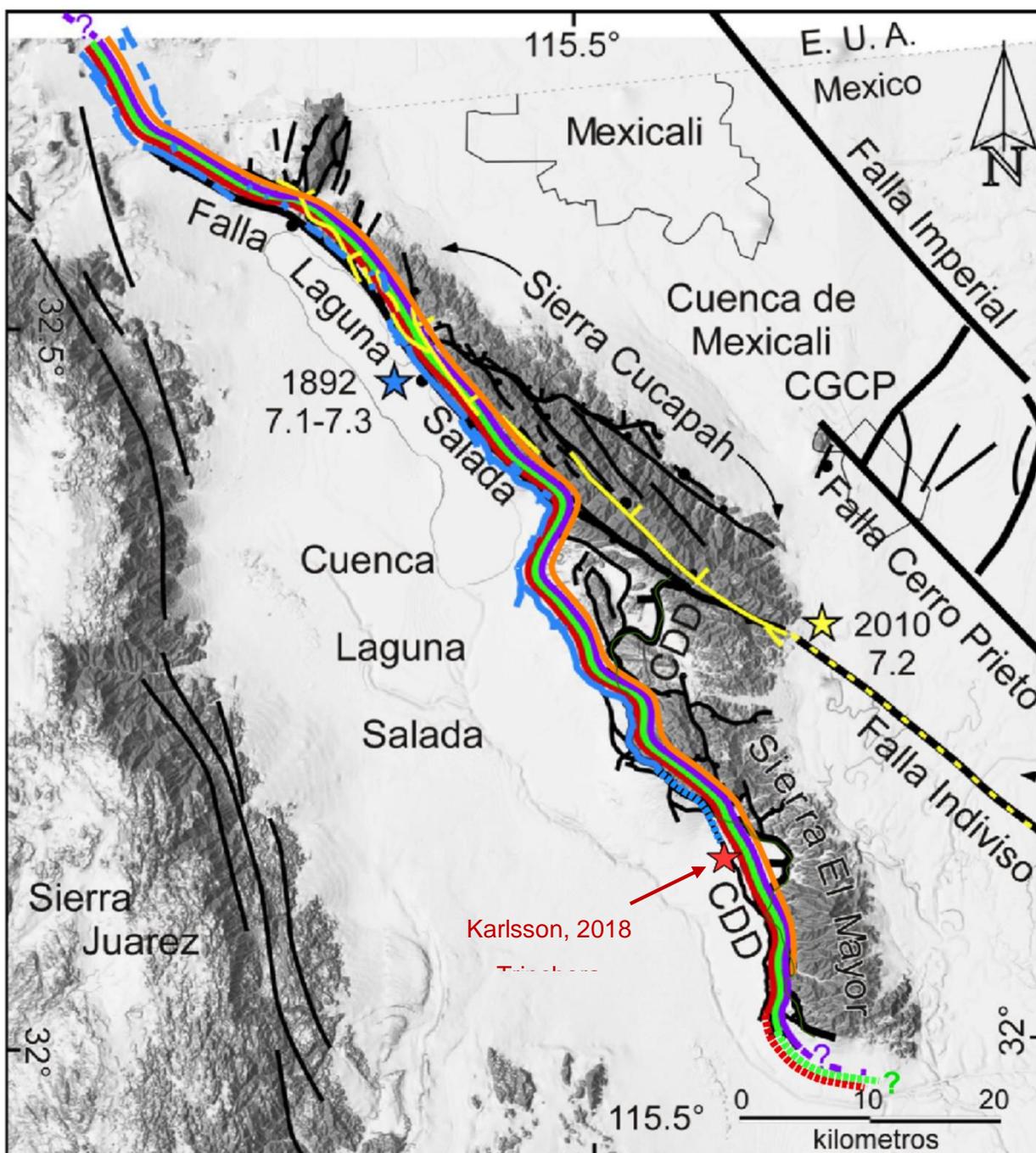


Figura 66. Mapa de rupturas superficiales estimadas para cada evento sísmico con base en su desplazamiento máximo. Las longitudes de ruptura calculadas por Cambrón (2017) para los eventos 1892 (Mw 7.1-7.3, LRS: ~80 km, azul), Q4 (Mw 7.4, LRS: ~98 k, rojo), Q5 (Mw 7.41, LRS ~102 km, verde) y Q6 (Mw 7.6, LRS: ~149 km, morado) son representadas con líneas continuas. Las líneas punteadas representan los segmentos agregados a las rupturas de los eventos 1892 (Mw 7.3, LRS: ~88 km), Q4 (Mw 7.5, LRS: ~112.4 km, rojo) y Q5 (Mw 7.5, LRS: ~ 122.4, verde) con base en lo calculado en el presente trabajo. La línea color anaranjado representa la ruptura del sismo Q7 (Mw 7.4, LRS: ~93.1 km.). La línea amarilla corresponde a la ruptura del sismo de 2010 (Mw 7.2, LRS: ~ 110 km). La estrella roja indica la ubicación de la trinchera donde Karlsson, 2018 definió seis eventos que afectaron la porción sur de la falla CDD. (Modificado de Cambrón, 2017)

4.6.1 Edades de los eventos sísmicos

Para estimar la edad y número de eventos ocurridos en la faja interna de la falla CDD, se ha tomado en cuenta la historia paleosísmica sugerida por Karlsson (2018) y Karlsson et al., (2020), así como las edades de los abanicos aluviales propuestas por Karlsson (2018) (Tabla 6).

Tabla 6: Edades de eventos sísmicos ocurridos en la Falla Laguna Salada y la Falla CDD.

Edad (ka)	Unidad de abanico aluvial	Falla Laguna Salada		Falla Cañada David Detachment		
		Hernández (2015)	Mueller y Rockwell (1995)	Sinforme Norte Cambrón (2017)	Antiforme Norte Presente trabajo	Sinforme Sur Karlsson (2018) Karlsson et al., (2020)
0	Q1	E1: 2010				
0.126	Q2	E2: 1892	E1: 1892	E1: 1892	E1: 1892	
2.057	Q3	E3:1.3-1.6 ka	E2: 1.0-2.0 ka			E1: ~1.7-2.0 ka
8.4	Q4	E4: 1.6-2.8 ka		E Q4	E Q4 centro ~4.0-5.0 ka	E2: ~4.0-5.0 ka
		E5: 3.6 ka				
		E6: 4.8 ka				
12.8	Q5			E Q5	E Q5 centro ~6.8-7.7 ka	E3: ~6.8-7.7 ka
29.4	Q6			E Q6	E Q6 centro	E4: ~8.0-8.4 ka
						E5: ~8.5-12.7 ka
						E6: ~13 ka
						E7: >16 ka
>29.4	Q7				E Q7 centro >29.4 ka	

Karlsson et al., (2020) sugieren que no todos los eventos ocurridos a lo largo de la Falla Laguna Salada afectan a la falla CDD. Esto debido a que el intervalo de recurrencia de la falla CDD (~2.3 ka) es aproximadamente dos veces más grande que el de la falla Laguna Salada (~1.2 ka). El sismo de 1892 es un ejemplo de lo anterior, ya que de acuerdo con Karlsson et al., (2020) éste evento no se propagó hacia la porción sur de la falla CDD, la cual corresponde a la zona sur del megamulión sinforme sur y el megamulión antiforme sur, posiblemente porque esta región no había acumulado la suficiente deformación elástica que permitiera que la ruptura continuara.

A partir del análisis de trincheras, Karlsson (2018) definió 7 eventos sísmicos en la zona central del megamulión sinforme sur (Figura 66) cuyas edades se definieron a partir de análisis LOE. Las edades de

cada uno de los eventos son: 1.7-2.0 ka (E1), 4.0-5.0 ka (E2), 6.8-7.7 ka (E3), 8.0-8.4 (E4), 11.35-14.1 ka (E5), 14-16.8 ka (E6) y > 16 ka (E7) (Karlsson, 2018; Karlsson et al., 2020). Cabe recalcar que, (i) en las trincheras no se encontraron rasgos asociados al evento de 1892; (ii) los eventos E1, E2, E3 y E4 son eventos de gran magnitud ($M_w > 6.0$) y, (iii) que el evento E7 es considerado como especulativo debido a las pocas evidencias en campo.

Como ya se mencionó, para la faja interna se propone un total de 5 eventos sísmicos, tomando únicamente en cuenta los incrementos de los desplazamientos cosísmicos conforme aumenta la edad de los abanicos aluviales. El primero de ellos es el evento de 1892, el cual según Cambrón, 2017 es el único evento que ha afectado a las unidades Q2 y Q3 en la parte norte de la falla CDD. Con base en las edades de los abanicos aluviales y los eventos descritos por Karlsson (2018) y Karlsson et al., (2020), se podría proponer que, la unidad Q3 (2.057-0.126 ka) ha sido afectada por dos sismos, el de 1892 y el evento E1 (1.7-2.0 ka). Para comprobar lo anterior se recomienda revisar la cartografía de escarpes de las unidades Q2 y Q3 en las fajas intermedia y externa, y medir los desplazamientos cosísmicos de dichas unidades. Con esto, se podría comprobar si el desplazamiento cosísmico de la unidad Q3 presenta un incremento considerable respecto al desplazamiento cosísmico de la unidad Q2 y así, reforzar la idea de que la unidad Q3 ha sido afectada por dos sismos.

El sismo Q4 centro propuesto en este trabajo, puede correlacionarse con el evento E6 de la falla Laguna Salada (Hernández, 2015), y con el E2 calculado por Karlsson et al., (2020), y tener una edad entre 4.0 -5.0 ka. El evento Q5 centro es correlacionable con el evento E3 de Karlsson et al., (2020) y tener una edad de ~6.8-7.7 km.

Si consideramos que la unidad Q6 solo ha sido afectada por un solo sismo éste podría correlacionarse con el evento E4 definido por Karlsson et al., (2020) y tener una edad entre 8.0 y 8.4 ka. Sin embargo, con base en la magnitud de los desplazamientos cosísmicos de la unidad Q6 (i.e. 17.0 m y 14.1 m) calculados por Cambrón, 2017 y en este trabajo respectivamente y, aunado a los eventos E4, E5 y E6 propuestos por Karlsson, (2018) y Karlsson et al., (2020), podría pensarse que la unidad Q6 ha registrado más de un evento. Por último, el evento Q7 centro debería tener una edad mayor a ~29.4 ka, pues la edad estimada de la unidad Q7 es superior a 29.4 ka (Karlsson, 2018).

Capítulo 5. Conclusiones

El arreglo de escarpes localizado en la parte central de la falla CDD es el más complejo, debido al aumento del número de escarpes y a la presencia de desprendimientos de falla con direcciones antepuestas en la zona del megamulión antiforme norte que generan una red de escarpes que se cortan entre sí.

Los escarpes que se encuentran cerca del frente montañoso (~300 m) guardan paralelidad con la traza de la falla CDD y conforme los escarpes se aleja del frente montañoso sus orientaciones son controladas por desprendimientos de falla que describen trayectorias rectas que unen a los antiformes contiguos.

Los patrones estructurales definidos por escarpes cuaternarios, pueden ser formados contemporáneamente, pero describen cinemáticas diferentes según sea su localización dentro de la traza de la falla CDD. Cuando la deformación es concentrada sobre minimuliones de longitudes pequeñas, los escarpes se distribuyen en patrones en echelón, cuando la deformación es particionada entre los desprendimientos de falla y la falla CDD se generan patrones anastomosados y, cuando la deformación se localiza sobre trazas regulares de la falla CCD o sobre el puente estructural los escarpes describen arreglos paralelos.

Debido a que el transporte del bloque de techo de la falla CDD tiene dirección hacia el oeste, el rumbo de los escarpes definen de manera directa el desplazamiento vertical que puede ser medido sobre ellos, siendo mayor cuando el escarpe tiene una orientación N-S y menor cuando tienen una orientación E-W, en estos últimos el desplazamiento de rumbo será mayor que el desplazamiento vertical.

Como lo indica Spelz (2008), la deformación en la faja interna es acomodada por un complejo arreglo de rupturas superficiales (e.i. escarpes cosísmicos) en las cuales se registran fielmente el desplazamiento sismogénico a través de una falla maestra a profundidad (i.e., la falla CDD). En la faja interna de la falla CDD existe una mezcla de escarpes antitéticos y sintéticos, que permiten cierta relación entre las componentes horizontal (h_d) y vertical (v_d) de la deformación sismogénica que reflejan el buzamiento de bajo ángulo de la falla CDD.

La faja interna de la falla CDD concentra aproximadamente el 50% de deformación sísmica.

Para explicar las magnitudes y comportamiento de los desplazamientos cosísmicos calculados en cada una de las unidades de abanicos aluviales que afloran en la faja interna de la falla CDD se infiere que son

necesarios al menos 5 eventos sísmicos, cuyas magnitudes y longitudes de ruptura superficial inferidas se enlistan a continuación: (i) sismo Q7: magnitud de $M_w \sim 7.4$ y longitud de ruptura de 96.4 km; (ii) sismo Q6: magnitud de M_w 7.6 y longitud de ruptura de 136.3 km; (iii) sismo Q5: magnitud de M_w 7.5 y longitud de ruptura de 122.4 km; (iv) sismo Q4: magnitud de M_w 7.5; y longitud de ruptura de 112.1 km y, (v) sismo Q2-Q3 (1892): magnitud de M_w 6.7 y ruptura superficial de 27.4 km.

Las edades de los sismos fueron inferidas a partir de la correlación con los eventos estimados por Karlsson, et al (2020) y Karlsson (2018). La edad del evento Q7 podría ser superior a 29.4 ka, el evento Q6 podría tener una edad entre 8.0 y 8.4 ka, el evento Q5 podría haber sucedido hace $\sim 6.8-7.7$ ka, y el evento Q4 podría tener una edad de 4.5-5.0 ka.

Lo observado en la faja interna de la falla CCD (arreglos de escarpes y desplazamientos cosísmicos) coincide con lo expresado por Karlsson, et al (2020): aunque se piensa que la falla CDD es una FNBA severamente mal orientada, su comportamiento mecánico es muy similar a otras fallas óptimamente orientadas, lo cual sugiere que los sismos sobre FNBA podrían ser comunes aunque difíciles de identificar únicamente con observaciones sismológicas.

Literatura citada

- Atware, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North American: Geological Society of America Bulletin, vol. 81, p 3513-3536.
- Atwater, T., Stock, J. 1998. Pacific-north america plate tectonics of the neogene southwestern united states: An update. International Geology Review, 40(5), 375–402. doi:10.1080/00206819809465216
- Axen, G. 1995. Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6), 515–518. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0515:ESOTMG>2.3.CO;2
- Axen, G. J., Fletcher, J. M., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., Ramos-Velázquez, E., Aranda-Gómez, J. 1999. Range-front fault scarps of the Sierra El Mayor, Baja California: Formed above an active low-angle normal fault? *Geology*, 27(3), 247–250. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0247:RFFSOT>2.3.CO;2
- Axen, G. J., 2007. Research Focus: Significance of large-displacement, low-angle normal faults. *Geological Society of America*, 35 (3), p. 287-288.
- 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, 157 pp.
- Bohannon, R. G., Parsons, T. 1995. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*, 107(8), 937–959. doi:10.1130/0016-7606(1995)107<0937:TIO PMP>2.3.CO;2
- Brady, R., Wernicke, B., and Fryxell, J., 2000, Kinematic evolution of a large-offset continental normal fault system, South Virgin Mountains, Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 1375–1397. Buck,
- Cambrón-Rosas, J.F., 2017. Historial de acumulación de cizalla cósmica en el segmento norte de la falla Cañada David durante los últimos 20 000 años. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, 176 pp.
- Carter, N. L., Lallemand, H. G. A. V. E. 1970. Geological Society of America Bulletin HighTemperature Flow of Dunite and Peridotite. *Geological Society Of America Bulletin*, (November 2009). doi:10.1130/0016-7606(1970)81
- 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
- Collettni, C., Sibson, R. H., 2001. Normal faults, normal friction?. *Geological Society of America*. 29 (10), 927-930.
- Collettini, C, Holdsworth, R. E., Spiers, C. J. 2005. Fluid involvement in low-angle normal fault weakening: short- and long-term processes. *Geophysical Research Abstracts*, 7(05288).
- Collettini, C. 2011. The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions. *Tectonophysics*, 510(3–4), 253–268. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.015

- Comisión Nacional de Electricidad. 2008. Manual de diseño de obras civiles diseño por sismo. Consultado el 7 de Agosto de 2020. file:///C:/Users/Christian/Downloads/CFE%20Sismo%2008%20VK.pdf
- Darin, M. H., Bennett, S. E. K., Dorsey, R. J., Oskin, M. E., Iriondo, A. 2016. Late Miocene extensión in coastal Sonora, México: Implications for the evolution of dextral shear in the proto-Gulf of California oblique rift. *Tectonophysics*, 693, 378–408. doi:10.1016/j.tecto.2016.04.038
- 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.
- Ferran Colombo. 2010. Abanicos aluviales: Secuencias y modelos de sedimentación. *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria.*, (November 2010), 131–224.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G. E. 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(11–12), 1313–1336. doi:10.1130/B26067.1
- Fletcher, J. M., Munguia, L. 2000. seafloor spreading in the Gulf of California of Baja California California km in length but lies within a relatively narrow region 2 . *Geologic Evolution of the Gulf of Alarcón. Tectonics*, 19(6), 1107–1123.
- Fletcher, J. M., Spelz, R. M. 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*, 5(4), 385–407. doi:10.1130/GES00206.1
- Fletcher, J. M., Teran, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., Spelz, R. M., Akciz, S. O., Masana, E., Faneros, G., Fielding, E. J., Leprince, S., Morelan, A. E., Stock, J., Lynch, D. K., Elliott, A. J., Gold, P., Liu-Zeng, J., ... González-García, J. 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(4), 797–827. doi:10.1130/GES00933.1
- 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
- Foosen, H. 2010. Structural Geology. En *Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed.)*, Structural Geology (Vol. 1). doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Glowacka, E., Gonzalez, J., Nava, F. A. 2000. Subsidence in Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *World Geothermal Congress 2000*, 6.
- Gomez Villar, A. 1996. Abanicos Aluviales: aportacion teorica a sus aspectos mas significativos. En *Cuaternario y Geomorfología (Vol. 10)*. p. 48.
- González de Vallejo, L. I., Ferre, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. *Ingeniería geológica*. Pearson. Prentice Hall, Madrid
- Gutierrez-López, 2017, Estudio geomorfológico paleosísmico del segmento central de la falla Detachment Cañada David, Sierra El Mayor, Baja California, México. Tesis de maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, 98 pp.

- Hayman N. W., Knott, J. R., Cowan, A.S., Nemser, E., Sarna-Wojcicki, A.M, 2003. Quaternary low-angle slip on detachment faults in Death Valley, California. *Geology*, 31 (4), 343-346.
- Hernández-Flores, A. P., 2015. Paleosismología del sistema de fallas imbricado en la Sierra Cucapah, Baja California, México. Tesis de Maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, 254 pp.
- Hutton, K., Woessner, J., Hauksson, E. 2010. Earthquake monitoring in southern California for seventy-seven years (1932-2008). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2), 423–446. doi:10.1785/0120090130
- Instituto de Investigaciones Sociales AUBC. 2011. Atlas de riesgos del municipio de Mexicali. Consultado el 11 de agosto de 2020, de: <http://www.mexicali.gob.mx/transparencia/administracion/atlas/pdf/0.pdf>
- Johnson, R. A., Keneeth, L. L., 1992. Seismic reflection evidence for seismogenic low-angle faulting in southeastern Arizona. *Geology*. 20, 597-600.
- Karlsson, K.W., 2018. Paleoseismology and neotectonics of the Southern Sierra El Mayor, Baja California, Mexico. Tesis Maestría en ciencias. San Diego State University, San Diego California, 150 pp.
- Karlsson W. K., Rockwell, T. K., Fletcher J. M., Figueiredo P. M. , Cambron-Rosas, J. F.3, Gontz, A. M., Prasanajit-Naik, S., Lacan, P. G., Spelz, R. N. Owen, L. A., Peña- Villa, I. A., 2020. Large Holocene Ruptures on the Cañada David Detachment, Baja California, Mexico; Implications for the Seismogenesis of Low-Angle Normal Faults, pre-print.
- Lecomte, E., Le Pourhiet, L., Lacombe, O. 2012. Mechanical basis for slip along low-angle normal faults. *Geophysical Research Letters*, 39(3), 1–6. doi:10.1029/2011GL050756
- Legg, M. R., Kohler, M.D., Shintaku, N., Weeraratne, D. S.. 2015. High-Resolution mapping of two large-scale transpressional fault zones in the California Continental Borderland: Santa Cruz-Catalina Ridge and Ferrello fault. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 120. 915-942. doi: 10.1002/2014JF003322
- 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.
- Magistrale, H. 2002. The relation of the southern San Jacinto fault zone to the Imperial and Cerro Prieto faults. *Special Paper of the Geological Society of America*, 365, 271–278. doi:10.1130/0-8137-2365-5.271
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., Alvarez-Rosales, J. 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1–2), 5–35. doi:10.1016/S0037-0738(01)00133-6
- Morris, A. P., McGinnis, R. N., Ferrill, D. A. 2014. Fault displacement gradients on normal faults and associated deformation. *AAPG Bulletin*, 98(6), 1161–1184. doi:10.1306/10311312204

- 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.
- Oskin, M., and Stock, J., 2003, Pacific–North America plate motion and opening of the Upper Delfin Basin, north- ern Gulf of California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 1173–1190, doi: 10.1130/ B25154.1.
- Plant, N. G., Flocks, J., Stockdon, H. F., Long, J. W., Guy, K., Thompson, D. M., Cormier, J. M., Smith, C. G., Miselis, J. L. 2014. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 300–316. doi:10.1002/2013JF002871.Received
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., Lafemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., Suarez-Vidal, F. 2007. New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1373–1380. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x
- Proffett, J.M., Jr., 1977, Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 247–266, doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<247:CGOTYD> 2.0.CO;2
- Rockwell, T. K., Fletcher, J. M., Teran, O. J., Hernandez, A. P., Mueller, K. J., Salisbury, J. B., Akciz, S. O., Štěpančíková, P. 2015. Reassessment of the 1892 laguna salada earthquake: Fault kinematics and rupture patterns. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(6), 2885–2893. doi:10.1785/0120140274
- Rubio-Royo, F., 1985. *Física conceptos básicos*. 3ª edición. Editorial Interinsular Canaria S.A., Canarias.
- Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M. C., Gleadow, A. J. W., Kohn, B. P. 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province? *Tectonophysics*, 488(1–4), 87–109. doi:10.1016/j.tecto.2009.09.026
- 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.
- 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, 184 pp.
- Spencer, J.E., 1984, The role of tectonic denudation in the warping and uplift of low-angle normal faults: *Geology*, v. 12, p. 95–98, doi: 10.1130/0091- 7613(1984)12<95:ROTDIW>2.0.CO;2. Spencer,
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the later Cenozoic Basin and Range Province, western North America, in Faulds, J. E., and Stewart, J.H., eds.,

- Accommodation zones and transfer zones; The regional segmentation of the Basin and Range Province: Geological Society of America Special Paper 323, p. 47–74.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics* 8 (1), p. 99–115.
- Tucholke, B. E., Lin, J., Kleinrock, M. C. 1998. Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(5), 9857–9866. doi:10.1029/98jb00167
- Umhoefer, P. J. 2011. Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?-Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA Today*, 21(11), 4–10. doi:10.1130/G133A.1
- Vallín-Aínza, 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 en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.97pp.
- Van Der Pluijm, B. A., Marshak, S. 2004. *Earth Structure* (2a ed.). London.
- Van Wijk, J., Axen, G., Abera, R. 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics*, 719–720, 37–50. doi:10.1016/j.tecto.2017.04.019
- 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, 85 pp.
- Walsh, J. J., Watterson, J. 1989. Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 307–316. doi:10.1016/0191-8141(89)90070-9
- 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.
- 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:OTROII>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.
- 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:OTROII>2.3.CO;2
- Wilson, R. W., McCaffrey, K. J. W., Holdsworth, R. E., Imber, J., Jones, R. R., Welbon, A. I. F., Roberts, D. 2006. Complex fault patterns, transtension and structural segmentation of the Lofoten Ridge, Norwegian margin: Using digital mapping to link onshore and offshore geology. *Tectonics*, 25(4), 1–28. doi:10.1029/2005TC001895

Anexos A

Tabla 7. A continuación se enlistan los desplazamientos verticales y horizontales medidos sobre cada uno de los perfiles topográficos, que permitieron definir las componentes verticales y horizontales del desplazamiento cosísmico sobre la traza de la falla CDD y el ángulo de buzamiento de la misma.

UBICACIÓN	PERFIL	UNIDAD		DESPLAZAMIENTO SISTÉTICO			DESPLAZAMIENTO ANTITÉTICO			DESPLAZAMIENTOS TOTALES			Ángulo	
		UNIDAD	techo	piso	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	D total	
132.6	P01	Q6	Q6	Q6	2.00	0.93	3	0.50	0.23	1	1.50	1.17	1.90	52.1
175.4	P02	Q2	Q2	Q2	0.30	0.14	1	0.00	0.00	0	0.30	0.14	0.33	65.0
175.4	P02	Q3	Q3	Q3	0.30	0.14	1	0.00	0.00	1	0.30	0.14	0.33	65.0
166.6	P03	Q3	Q3	Q3	0.80	0.37	4	0.50	0.23	1	0.30	0.61	0.68	26.3
230.7	P04	Q6	Q6	Q6	4.30	2.01	4	1.20	0.56	2	3.10	2.56	4.02	50.4
427.0	P05	Q2	Q2	Q2	0.00	0.00	0	0.80	0.37	4	-0.80	0.37	0.88	-65.0
464.0	P06	Q3	Q3	Q3	0.60	0.28	1	0.10	0.05	1	0.50	0.33	0.60	56.9
603.9	P07	Q5	Q5	Q5	2.00	0.93	2	0.90	0.42	2	1.10	1.35	1.74	39.1
629.0	P08	Q5	Q5	Q5	1.50	0.70	6	0.50	0.23	2	1.00	0.93	1.37	47.0
676.8	P09	Q5	Q5	Q5	1.60	0.75	4	0.70	0.33	2	0.90	1.07	1.40	40.0
728.2	P10	Q5	Q5	Q5	1.00	0.47	6	1.20	0.56	3	-0.20	1.03	1.05	-11.0
876.2	P11	Q5	Q5	Q5	5.40	2.52	6	0.30	0.14	2	5.10	2.66	5.75	62.5
984.5	P12	Q3	Q3	Q3	0.40	0.19	1	0.40	0.19	1	0.00	0.37	0.37	0.0
1017.7	P13a/P13b	Q5	Q5	Q5	4.60	2.15	4	3.70	1.73	1	0.90	3.87	3.97	13.1
1022.0	P14	Q5	Q5	Q5	4.80	2.24	4	3.30	1.54	1	1.50	3.78	4.06	21.7
1026.0	P15	Q5	Q5	Q5	4.50	2.10	3	3.10	1.45	2	1.40	3.54	3.81	21.6
1033.7	P16	Q5	Q5	Q5	4.10	1.91	1	2.60	1.21	1	1.50	3.12	3.47	25.6
1173.3	P17	Q6	Q6	Q6	4.20	1.96	2	4.10	1.91	1	0.10	3.87	3.87	1.5
1395.7	P18	Q5	Q5	Q5	3.60	1.68	2	2.90	1.35	3	0.70	3.03	3.11	13.0
1588.9	P19	Q5	Q5	Q5	2.70	1.26	2	2.10	0.98	2	0.60	2.24	2.32	15.0
1608.0	P20	Q4	Q4a	Q4a	1.00	0.47	1	0.40	0.19	1	0.60	0.65	0.89	42.6
1622.9	P21	Q4	Q4	Q4	3.00	1.40	8	0.50	0.23	1	2.50	1.63	2.99	56.9
1680.2	P22	Q5	Q5	Q5	3.40	1.59	3	2.50	1.17	3	0.90	2.75	2.89	18.1
1735.7	P23	Q3	Q3	Q3	0.70	0.33	1	0.30	0.14	1	0.40	0.47	0.61	40.6

UBICACIÓN	PERFIL	UNIDAD			DESPLAZAMIENTO SISTÉTICO			DESPLAZAMIENTO ANTITÉTICO			DESPLAZAMIENTOS TOTALES			Ángulo
		UNIDAD	techo	piso	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	D total	
1793.2	P24	Q4	Q4	Q4	1.30	0.61	1	0.90	0.42	1	0.40	1.03	1.10	21.3
1955.0	P25	Q4	Q4	Q4	1.40	0.65	6	1.60	0.75	2	-0.20	1.40	1.41	-8.1
2122.4	P26	Q4	Q4	Q4	3.20	1.49	5	0.00	0.00	0	3.20	1.49	3.53	65.0
2152.3	P27	Q4	Q4	Q4	0.70	0.33	1	0.00	0.00	0	0.70	0.33	0.77	65.0
2159.6	P28	Q4	Q4	Q4	1.10	0.51	1	0.30	0.14	1	0.80	0.65	1.03	50.8
2414.9	P29	Q6	Q6	Q4	4.20	1.96	1	0.00	0.00	0	4.20	1.96	4.63	65.0
2453.0	P30	Q5	Q5	Q5	3.20	1.49	1	1.40	0.65	2	1.80	2.15	2.80	40.0
2436.9	P31	Q5	Q5	Q5	2.00	0.93	1	1.40	0.65	2	0.60	1.59	1.70	20.7
2536.9	P32	Q5	Q5	Q5	3.30	1.54	4	1.60	0.75	2	1.70	2.28	2.85	36.6
2553.9	P33	Q2	Q2	Q2	0.90	0.42	1	0.00	0.00	0	0.90	0.42	0.99	65.0
2594.1	P34	Q5	Q5	Q5	3.60	1.68	5	4.20	1.96	4	-0.60	3.64	3.69	-9.4
2638.1	P35a/ P35b	Q5	Q5	Q5	4.70	2.19	6	3.00	1.40	5	1.70	3.59	3.97	25.3
2825.6	P36a/P36b	Q6	Q6	Q6	7.80	3.64	7	5.30	2.47	2	2.50	6.11	6.60	22.3
2908.3	P37	Q6	Q6	Q6	6.00	2.80	2	4.80	2.24	3	1.20	5.04	5.18	13.4
2987.4	P38	Q6	Q6	Q6	6.00	2.80	4	3.90	1.82	3	2.10	4.62	5.07	24.5
3077.0	P39	Q2	Q2	Q2	0.80	0.37	6	0.00	0.00	0	0.80	0.37	0.88	65.0
3183.0	P40	Q6	Q6	Q6	3.40	1.59	3	2.50	1.17	1	0.90	2.75	2.89	18.1
3449.2	P41	Q6	Q6	Q4d	11.40	5.32	9	2.00	0.93	2	9.40	6.25	11.29	56.4
3449.2	P41	Q4	Q4d	Q4d	4.20	1.96	6	2.00	0.93	2	2.20	2.89	3.63	37.3
3484.1	P42	Q4	Q4b	Q4b	2.50	1.17	3	0.60	0.28	1	1.90	1.45	2.39	52.7
3557.3	P43	Q3	Q3	Q2	0.90	0.42	2	0.00	0.00	0	0.90	0.42	0.99	65.0
3590.4	P44	Q2	Q2	Q2	1.00	0.47	1	0.00	0.00	0	1.00	0.47	1.10	65.0
3672.9	P45	Q4	Q4a	Q4a	12.70	5.92	9	7.90	3.68	4	4.80	9.61	10.74	26.6
3708.5	P46	Q4	Q4	Q4	12.90	6.02	8	9.10	4.24	8	3.80	10.26	10.94	20.3
3892.4	P47	Q4	Q4	Q4	8.00	3.73	7	0.10	0.05	1	7.90	3.78	8.76	64.4
4022.4	P48	Q6	Q6	Q6	7.20	3.36	6	2.90	1.35	3	4.30	4.71	6.38	42.4
4045.7	P49	Q4	Q4	Q4	1.70	0.79	4	0.50	0.23	2	1.20	1.03	1.58	49.5
4164.1	P50	Q4	Q4	Q4	2.60	1.21	4	0.00	0.00	0	2.60	1.21	2.87	65.0
4372.0	P51	Q6	Q6	Q6	6.10	2.84	2	0.00	0.00	0	6.10	2.84	6.73	65.0

UBICACIÓN	PERFIL	UNIDAD			DESPLAZAMIENTO SISTÉTICO			DESPLAZAMIENTO ANTITÉTICO			DESPLAZAMIENTOS TOTALES			Ángulo
		UNIDAD	techo	piso	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	D total	
4471.0	P52	Q6	Q6	Q2	6.40	2.98	4	0.80	0.37	2	5.60	3.36	6.53	59.1
4471.0	P52	Q4	4Qa	Q2	0.70	0.33	3	0.80	0.37	2	-0.10	0.70	0.71	-8.1
4490.3	P53	Q6	Q6	Q2	3.90	1.82	4	0.40	0.19	1	3.50	2.01	4.03	60.2
4490.3	P53	Q4	Q4a	Q2	0.50	0.23	1	0.40	0.19	1	0.10	0.42	0.43	13.4
4580.1	P54	Q2	Q2	Q2	0.40	0.19	3	0.00	0.00	0	0.40	0.19	0.44	65.0
4618.4	P55	Q6	Q6	Q1	6.40	2.98	5	1.90	0.89	1	4.50	3.87	5.94	49.3
4618.4	P55	Q2	Q2	Q2	0.20	0.09	3	0.00	0.00	0	0.20	0.09	0.22	65.0
4664.7	P56	Q2	Q2	Q2	1.10	0.51	5	0.00	0.00	0	1.10	0.51	1.21	65.0
4811.8	P57	Q4	Q4	Q4	1.90	0.89	5	0.30	0.14	1	1.60	1.03	1.90	57.3
4867.0	P58	Q6	Q6	Q6	9.00	4.20	5	1.00	0.47	2	8.00	4.66	9.26	59.8
5288.8	P59	Q4	Q4	Q4	6.70	3.12	5	1.20	0.56	2	5.50	3.68	6.62	56.2
5590.2	P60	Q2	Q2	Q2	0.70	0.33	10	0.10	0.05	1	0.60	0.37	0.71	58.1
5856.8	P61	Q4	Q4	Q4	1.90	0.89	7	0.30	0.14	2	1.60	1.03	1.90	57.3
6741.0	P62	Q4	Q4b	Q4b	3.80	1.77	15	2.60	1.21	7	1.20	2.98	3.22	21.9
7016.9	P63a/P63b	Q4	Q4	Q4	3.70	1.73	9	0.10	0.05	1	3.60	1.77	4.01	63.8
7364.3	P64	Q5	Q5	Q5	4.40	2.05	10	0.80	0.37	4	3.60	2.42	4.34	56.0
8190.1	P65a/ P65b	Q4	Q4	Q4	5.70	2.66	9	1.70	0.79	4	4.00	3.45	5.28	49.2
8941.0	P67	Q2	Q2	Q2	0.10	0.05	1	0.00	0.00	0	0.10	0.05	0.11	65.0
8756.7	P66	Q4	Q4	Q4	3.90	1.82	5	2.10	0.98	3	1.80	2.80	3.33	32.8
9136.3	P68	Q4	Q4	Q4	2.40	1.12	4	0.80	0.37	4	1.60	1.49	2.19	47.0
9480.0	P69	Q4	Q4	Q4	2.00	0.93	6	1.20	0.56	2	0.80	1.49	1.69	28.2
10268.0	P70a/P70b P70c	Q4	Q4	Q4	2.30	1.07	11	7.90	3.68	10	-5.60	4.76	7.35	-49.7
10927.7	P71	Q6	Q6	Q4	11.20	5.22	3	0.20	0.09	1	11.00	5.32	12.22	64.2
10927.7	P71	Q4	Q4	Q4	1.60	0.75	2	0.20	0.09	1	1.40	0.84	1.63	59.1
11373.5	P72	Q6	Q6	Q6	8.30	3.87	5	0.00	0.00	0	8.30	3.87	9.16	65.0

UBICACIÓN	PERFIL	UNIDAD			DESPLAZAMIENTO SISTÉTICO			DESPLAZAMIENTO ANTITÉTICO			DESPLAZAMIENTOS TOTALES			Ángulo
		UNIDAD	techo	piso	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	# Escarpes	D vert T	D hor T	D total	
	P74a				3.00	1.40	13	1.00	0.47	6	2.00	1.87	2.73	47.0
	P74b				0.00	0.00	11	0.70	0.33	2	-0.70	0.33	0.77	-65.0
	P74c				3.80	1.77	12	1.20	0.56	1	2.60	2.33	3.49	48.1
	P74d				4.40	2.05	11	4.90	2.28	8	-0.50	4.34	4.37	-6.6
12435.6	P74	Q4	Q4	Q4	11.20	5.22	47	7.80	3.64	17	3.40	8.86	9.49	21.0
12188.6	P73	Q6	Q6	Q4	13.00	6.06	13	0.40	0.19	1	12.60	6.25	14.06	63.6
13430.8	P75	Q3	Q3	Q3	0.30	0.14	1	0.00	0.00	0	0.30	0.14	0.33	65.0
	P76a				0.20	0.09	3	0.10	0.05	1	0.10	0.14	0.17	35.6
	P76b				1.00	0.47	7	0.00	0.00	0	1.00	0.47	1.10	65.0
	P76c				0.70	0.33	4	1.20	0.56	3	-0.50	0.89	1.02	-29.4
	P77b				3.40	1.59	10	2.60	1.21	5	0.80	2.80	2.91	16.0
13401.5	P77	Q4	Q4	Q4	5.30	2.47	24	3.90	1.82	9	1.40	4.29	4.51	18.1
	P77a				0.00	0.00	2	1.80	0.84	4	-1.80	0.84	1.99	-65.0
	P77b				7.60	3.54	17	3.00	1.40	7	4.60	4.94	6.75	42.9
13498.3	P77	Q6	Q6	Q4	7.60	3.54	19	4.80	2.24	11	2.80	5.78	6.42	25.8
13588.3	P78	Q2	Q2	Q2	0.10	0.05	1	0.00	0.00	0	0.10	0.05	0.11	65.0
13868.6	P79a/ P79b	Q4	Q4	Q4	3.60	1.68	11	1.10	0.51	2	2.50	2.19	3.32	48.8
	P80a				1.80	0.84	3	0.00	0.00	0	1.80	0.84	1.99	65.0
	P80b				0.60	0.28	3	0.10	0.05	1	0.50	0.33	0.60	56.9
	P80c				5.30	2.47	6	0.40	0.19	1	4.90	2.66	5.57	61.5
14123.1	P80	Q7	Q7	Q6	7.70	3.59	12	0.50	0.23	2	7.20	3.82	8.15	62.0
14123.1	P80c	Q6	Q6	Q6	0.50	0.23	1	0.00	0.00	0	0.50	0.23	0.55	65.0
14837.3	P81	Q6	Q6	Q6	1.50	0.70	2	1.20	0.56	1	0.30	1.26	1.29	13.4
15047.7	P82	Q6	Q6	Q6	2.60	1.21	2	0.00	0.00	0	2.60	1.21	2.87	65.0
15157.9	P83	Q6	Q6	Q6	1.40	0.65	2	0.00	0.00	0	1.40	0.65	1.54	65.0

Abreviaciones:

UBICACIÓN: Distancia desde el inicio de la porción central de la falla CDD (m).

PERFIL: Nombre del perfil.

UNIDAD

UNIDAD: unidad a la que corresponde la medición realizada en el perfil.

techo: Unidad sobre la cual se define el marcador superficial del bloque de techo del escarpe.

piso: Unidad sobre la cual se define el marcador superficial del bloque de techo del escarpe.

DESPLAZAMIENTO SISTÉTICO: desplazamientos medidos sobre escarpes sintéticos.

D ver T: Sumatoria de desplazamientos verticales medidos sobre escarpes sintéticos.

D hor T: Sumatoria de desplazamientos horizontales calculados sobre escarpes sintéticos.

Escarpes: número de escarpes sintético en el perfil topográfico.

DESPLAZAMIENTO ANTITÉTICO: desplazamientos medidos sobre escarpes antitéticos.

D ver T: Sumatoria de desplazamientos verticales medidos sobre escarpes antitéticos.

D hor T: Sumatoria de desplazamientos horizontales calculados sobre escarpes antitéticos.

Escarpes: número de escarpes antitéticos en el perfil topográfico.

DESPLAZAMIENTOS TOTALES

D ver T: Sumatoria de desplazamientos verticales medidos sobre escarpes antitéticos y sintéticos.

D hor T: Sumatoria de desplazamientos horizontales calculados sobre escarpes antitéticos y sintéticos.

D total: Desplazamiento cosísmico calculado sobre el plano de la falla CDD.

Ángulo: ángulo de buzamiento de la falla CDD sobre la traza del perfil.

Anexo B

Compendio de 83 perfiles topográficos obtenidos a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución (0.1234 m x 0.1234 m), ubicados en la faja interna de la porción central de la falla CDD. Sobre estos perfiles se midieron los desplazamientos cosísmicos verticales de los escarpes cosísmicos que sirvieron como base para los cálculos realizados en la tabla 7, en la que se infirió el desplazamiento cosísmico y el buzamiento de la falla CDD. 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 sección inferior corresponde al perfil topográfico interpretado y las mediciones verticales obtenidas.

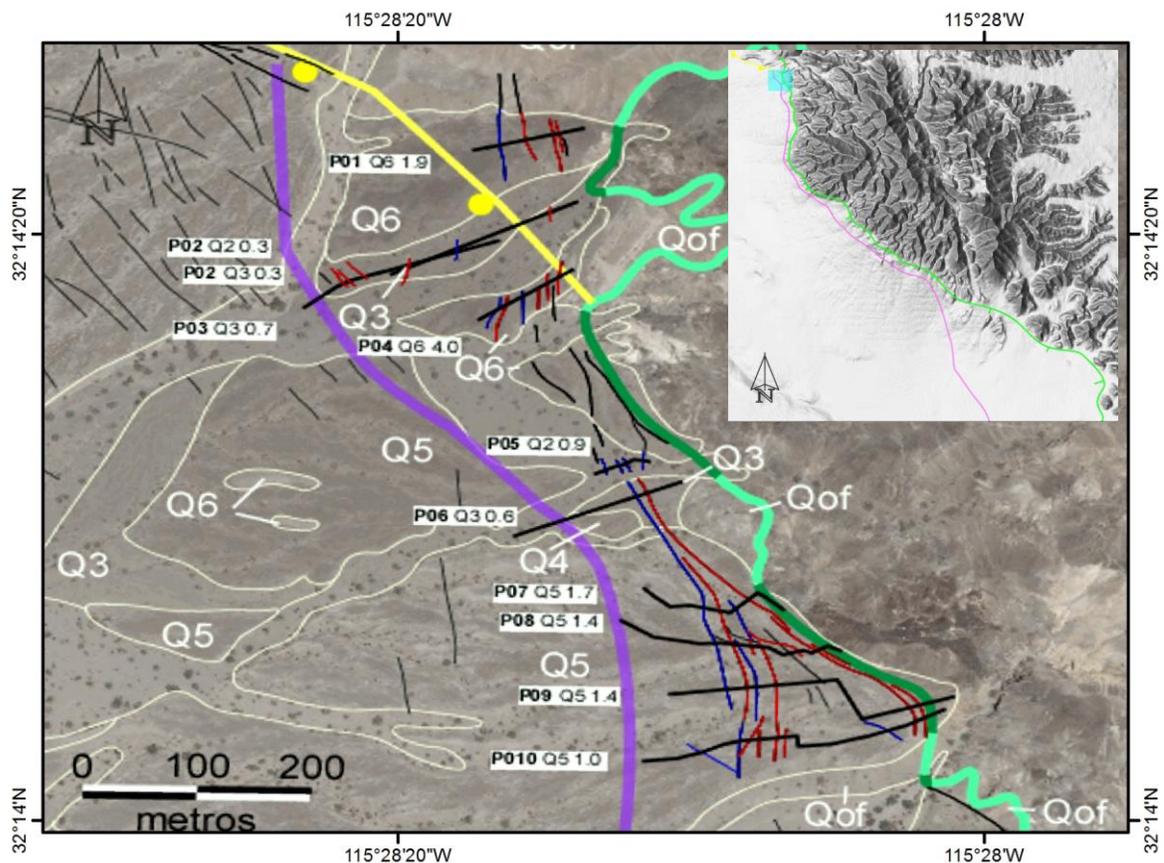


Figura 67. Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P01 a P10. Las líneas verde claro y verde oscuro definen la traza de la falla CDD a detalle, la línea amarilla define la traza de la falla Chupamirtos, la línea morada define el límite oeste de la faja interna, las líneas gruesas negras indican la traza de los perfiles topográficos, las líneas delgadas color rojo indican escarpes con cizalla sintética, las líneas azules delgadas indican la escarpes con cizalla antitética, y las líneas negras delgadas son escarpes con cizalla indefinida y las líneas blancas definen los límites de las unidades de abanicos aluviales. Esta simbología es utilizada para todo el apartado de Anexos.

Perfil P01

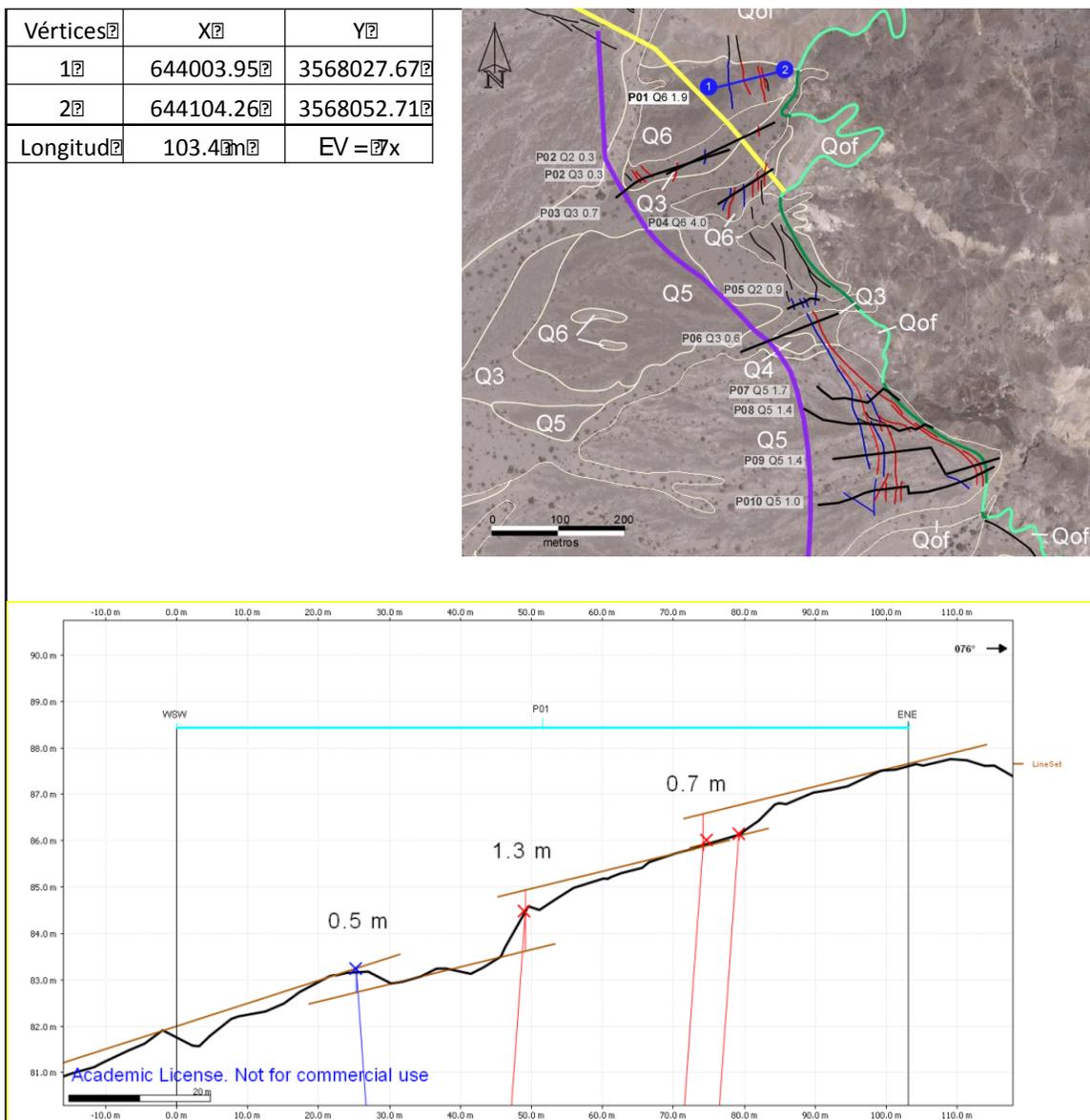


Figura 68. Perfil P01.

Perfil P02

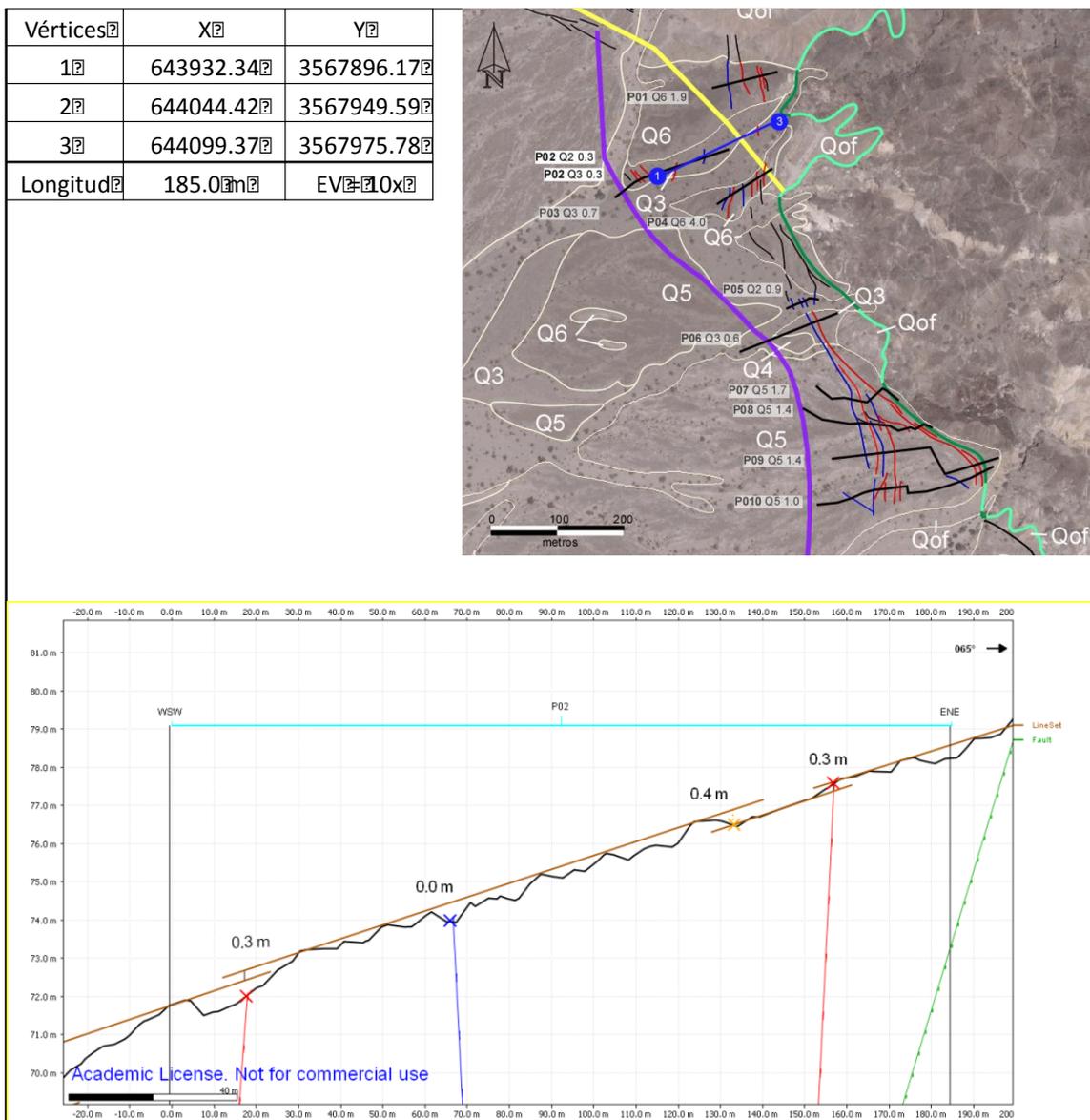


Figura 69. Perfil P02.

Perfil P03

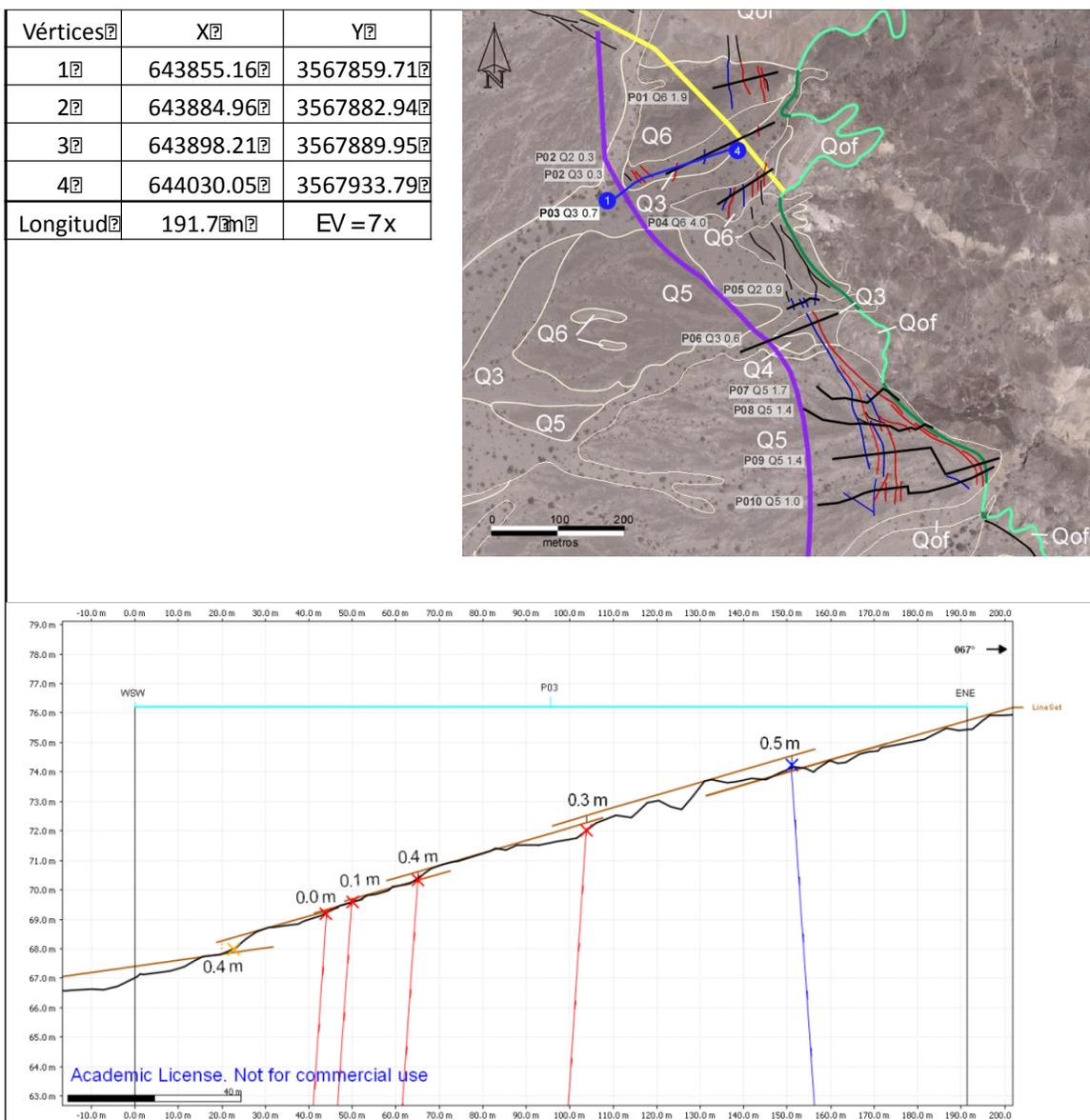


Figura 70. Perfil P03

Perfil P04

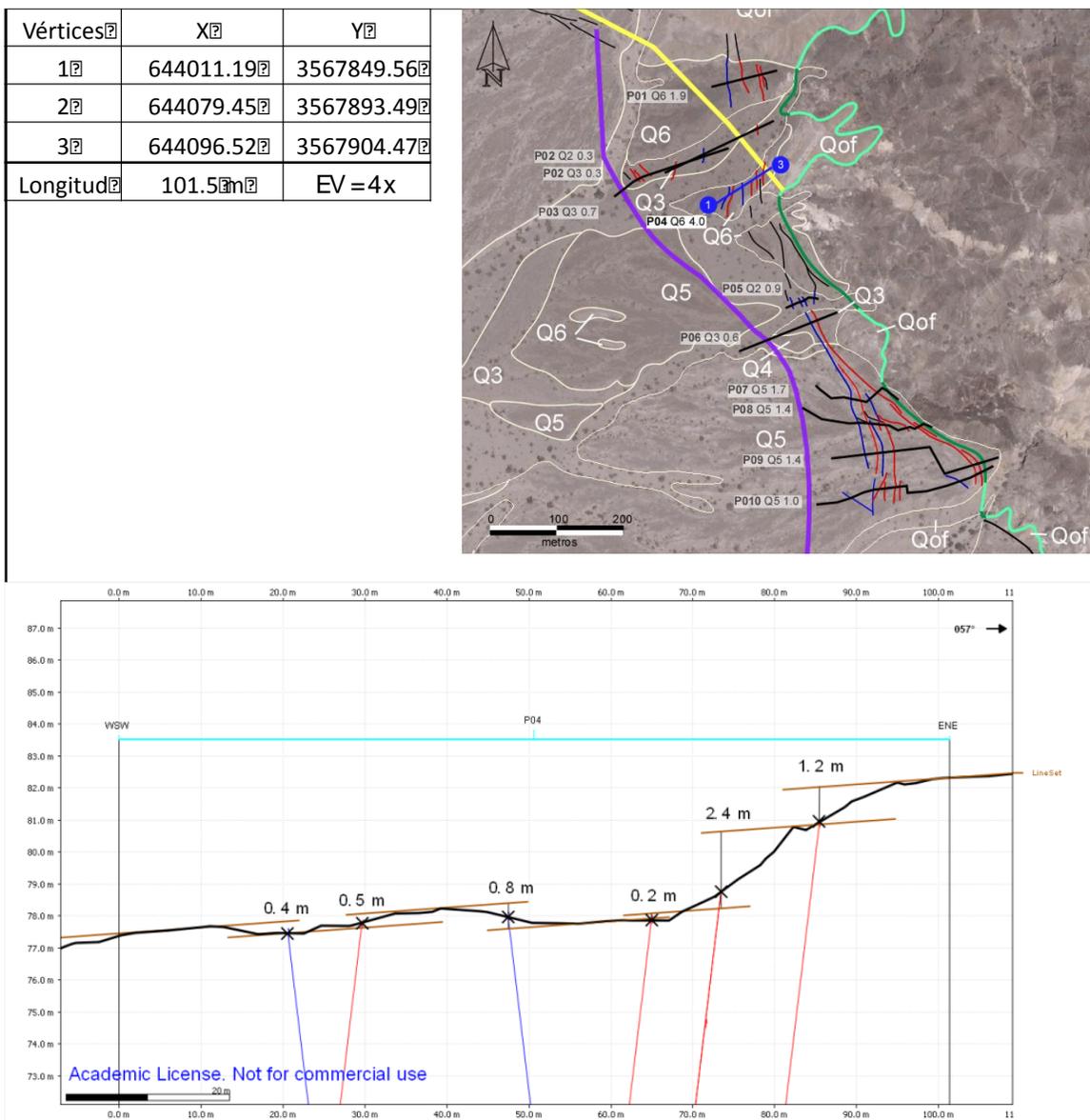


Figura 71. Perfil P04

Perfil P05

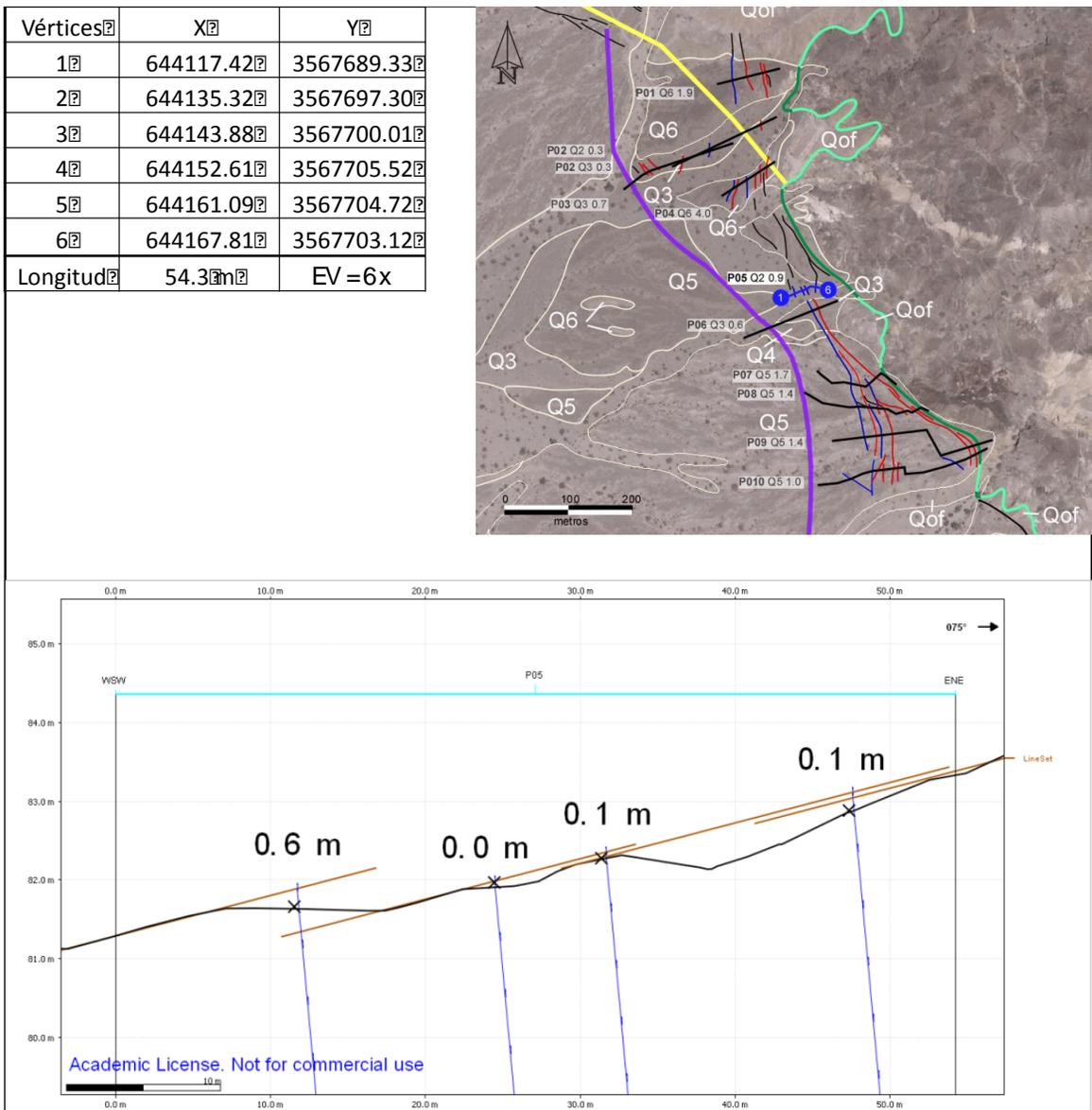


Figura 72. Perfil P05

Perfil P06

Vértices	X	Y
1	644046.34	3567623.30
2	644196.38	3567682.79
Longitud	161.43m	EV = 7x

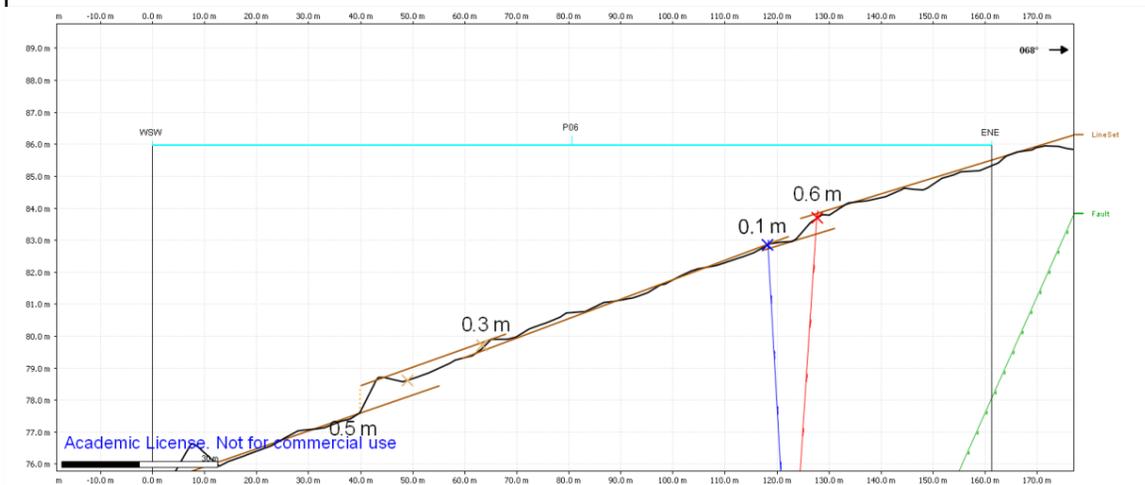
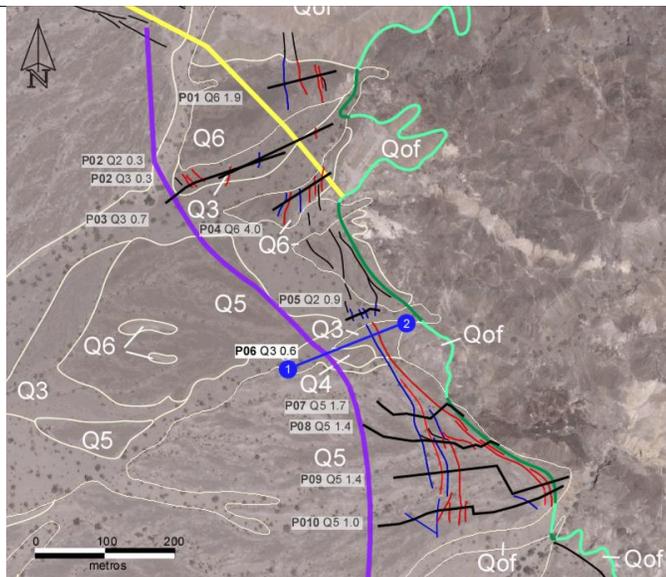


Figura 73. Perfil P06

Perfil P07

Vértices	X	Y
1	644163.01	3567571.15
2	644171.24	3567563.62
3	644187.29	3567551.38
4	644206.49	3567552.93
5	644241.17	3567545.76
6	644265.17	3567567.13
7	644271.63	3567563.50
8	644289.95	3567548.88
Longitud	149.07m	EV = 6x

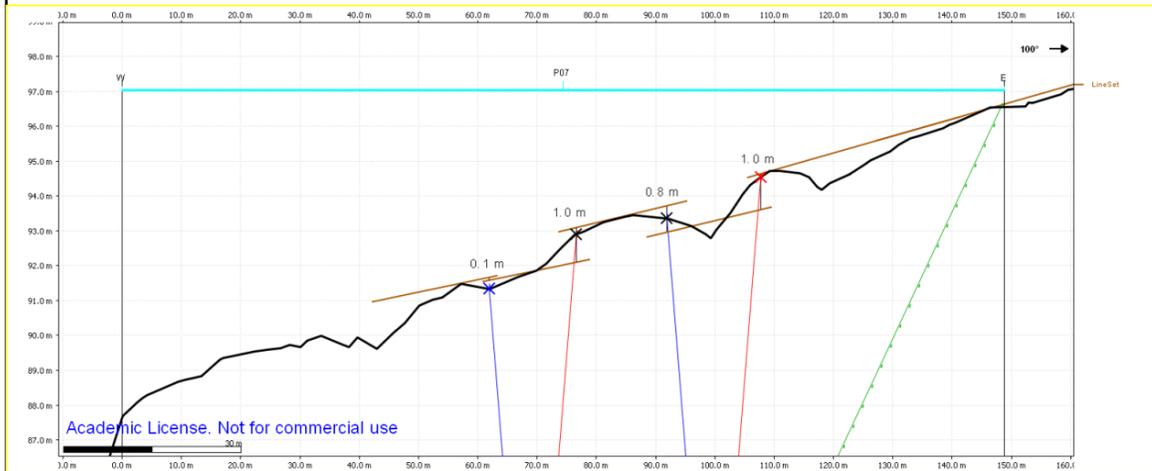
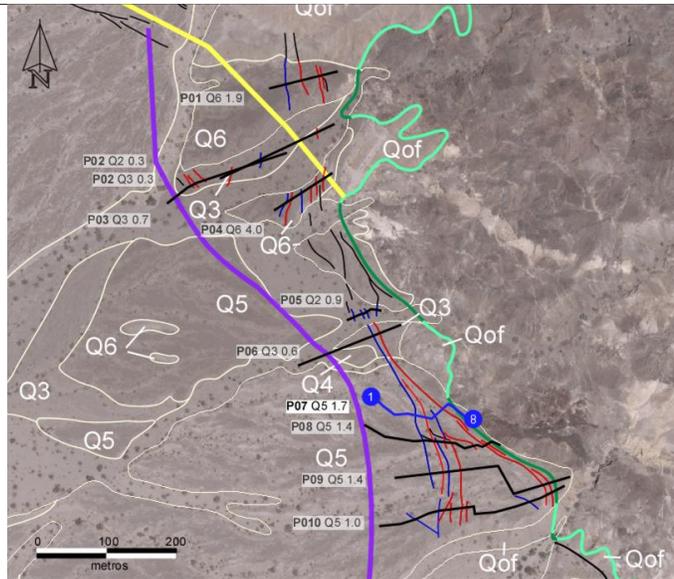


Figura 74. Perfil P07

Perfil P08

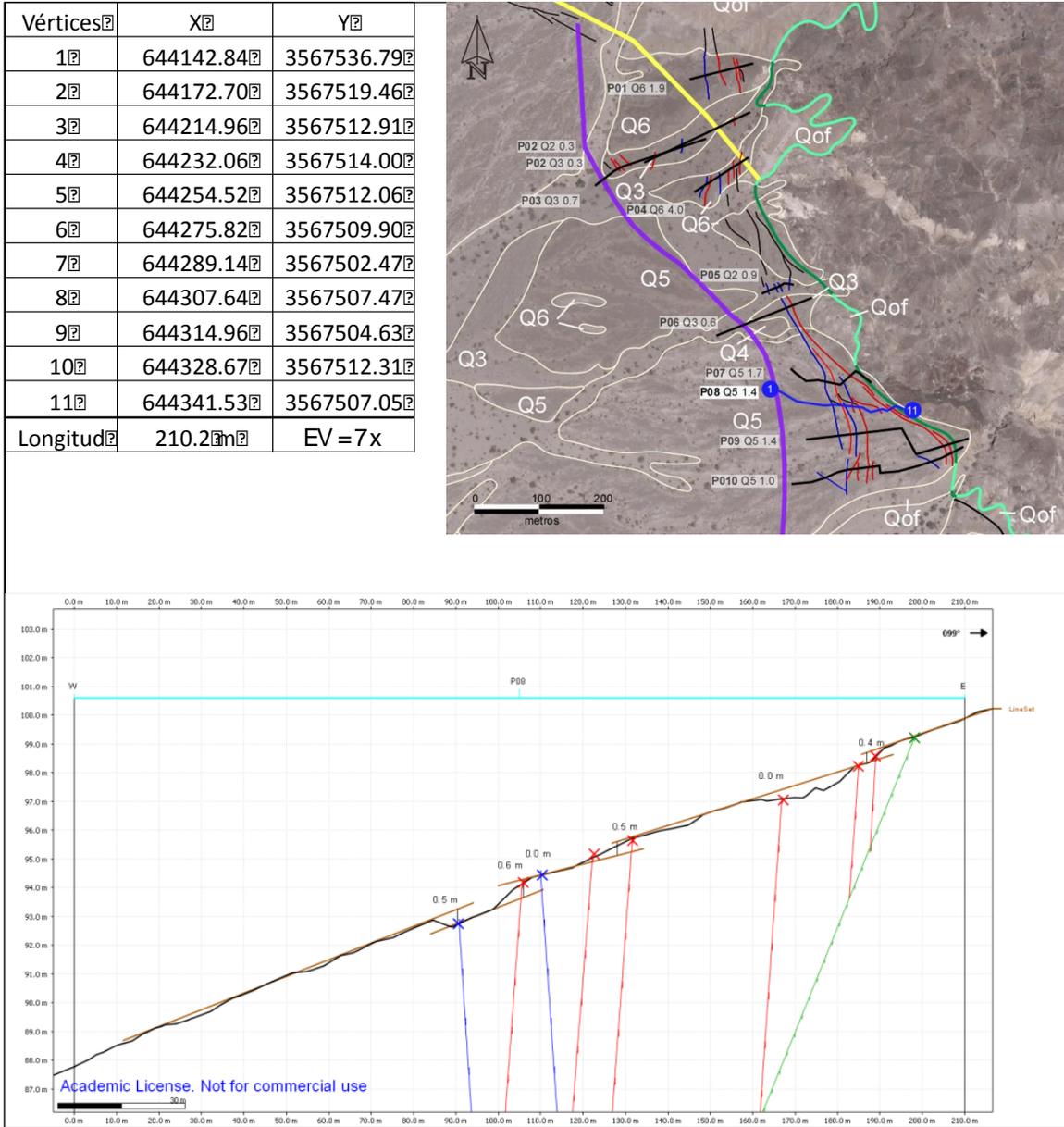


Figura 75. Perfil P08.

Perfil P09

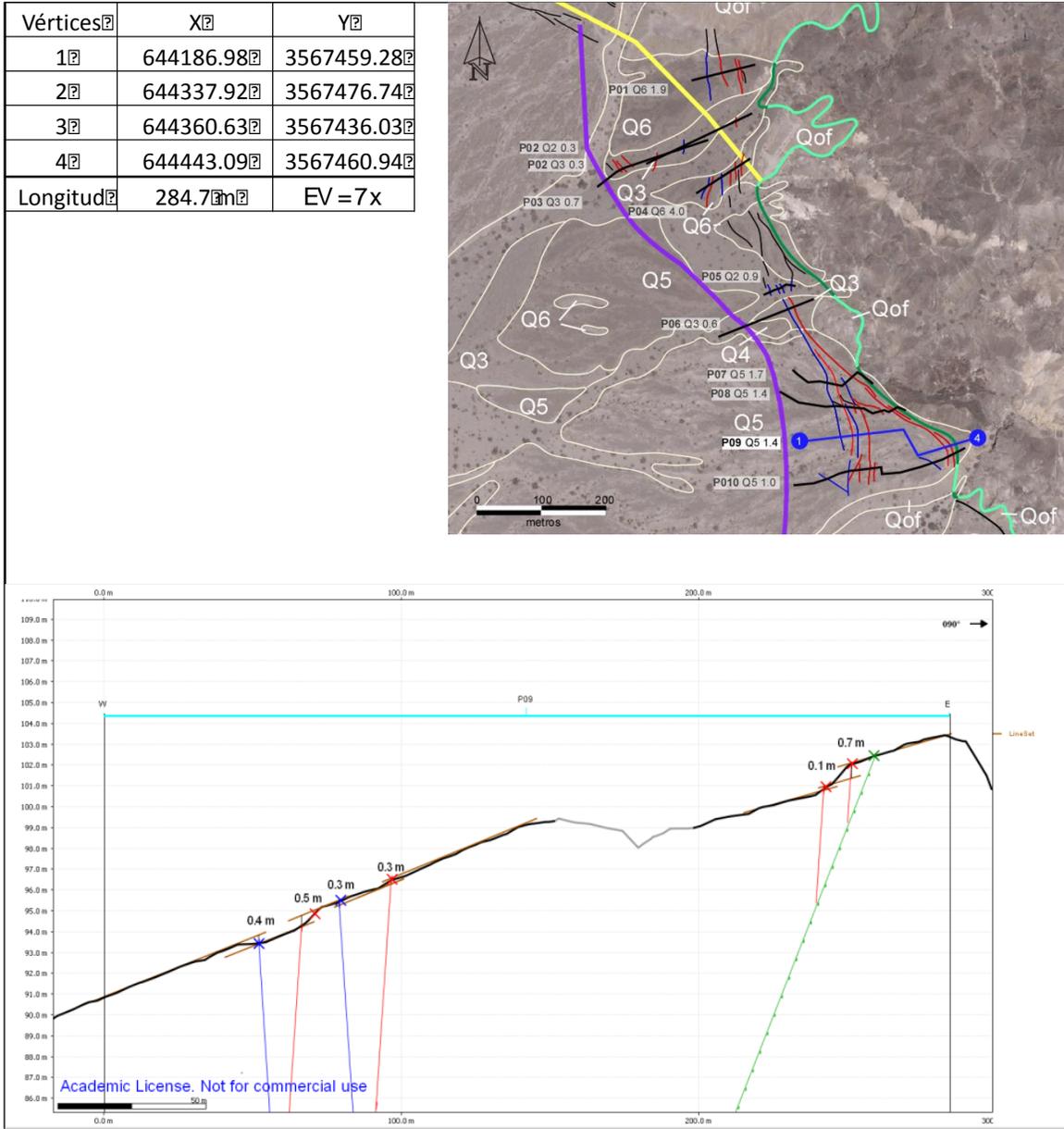


Figura 76. Perfil P09.

Perfil P10

Vértices	X	Y
1	644164.59	3567388.88
2	644196.16	3567392.08
3	644217.32	3567398.78
4	644236.69	3567407.47
5	644253.25	3567411.71
6	644265.17	3567412.87
7	644302.60	3567417.45
8	644304.04	3567406.68
9	644333.04	3567409.15
10	644363.98	3567417.57
11	644399.71	3567429.79
12	644435.14	3567447.73
Longitud	284.7m	EV = 7x

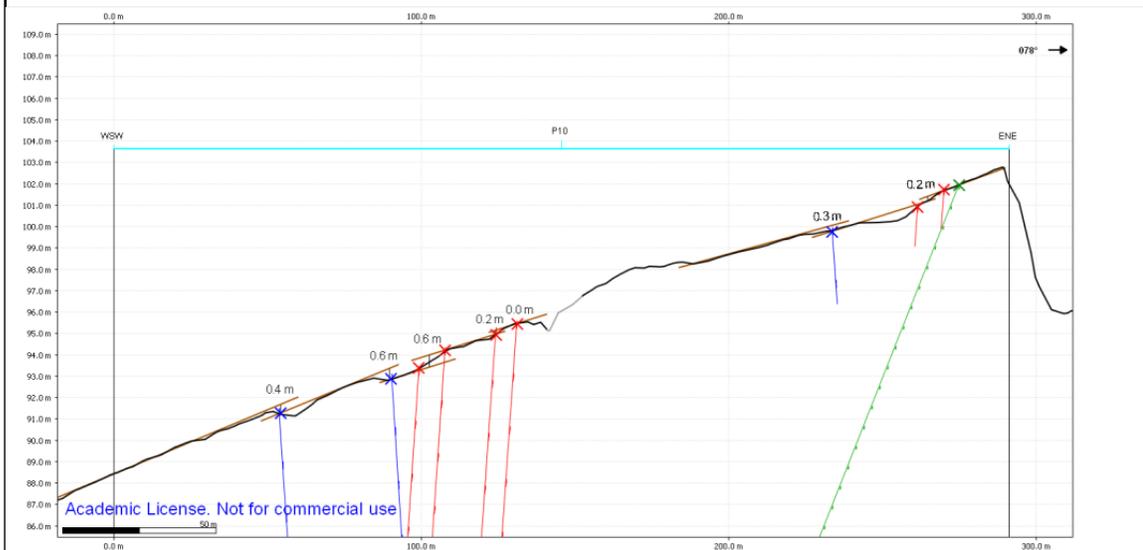
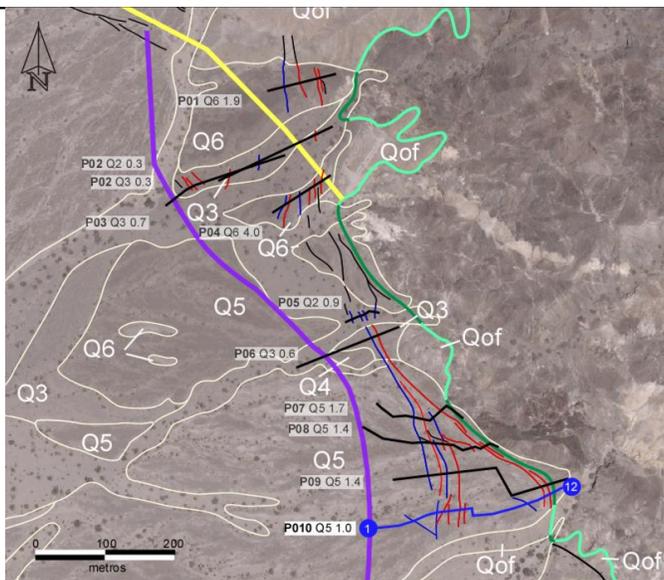


Figura 77. Perfil P10.

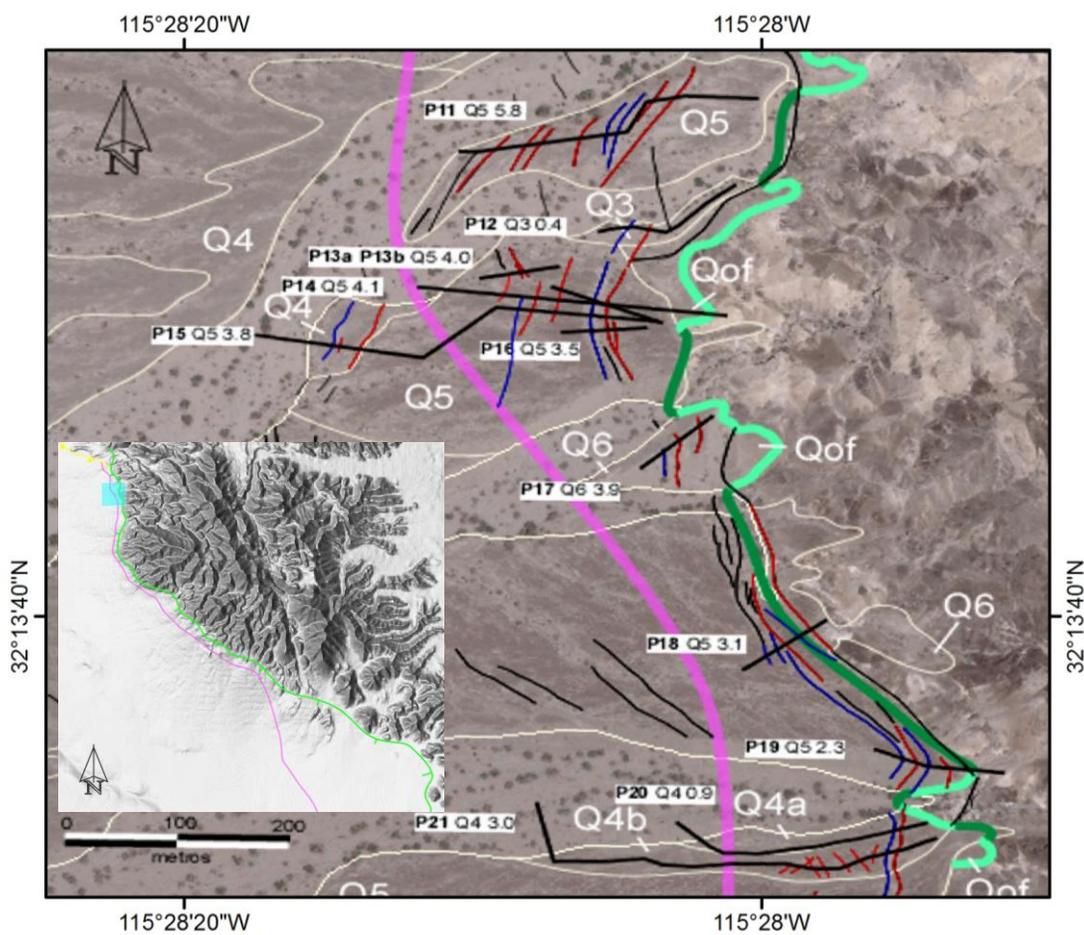


Figura 78. Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P11 a P21.

Perfil P11

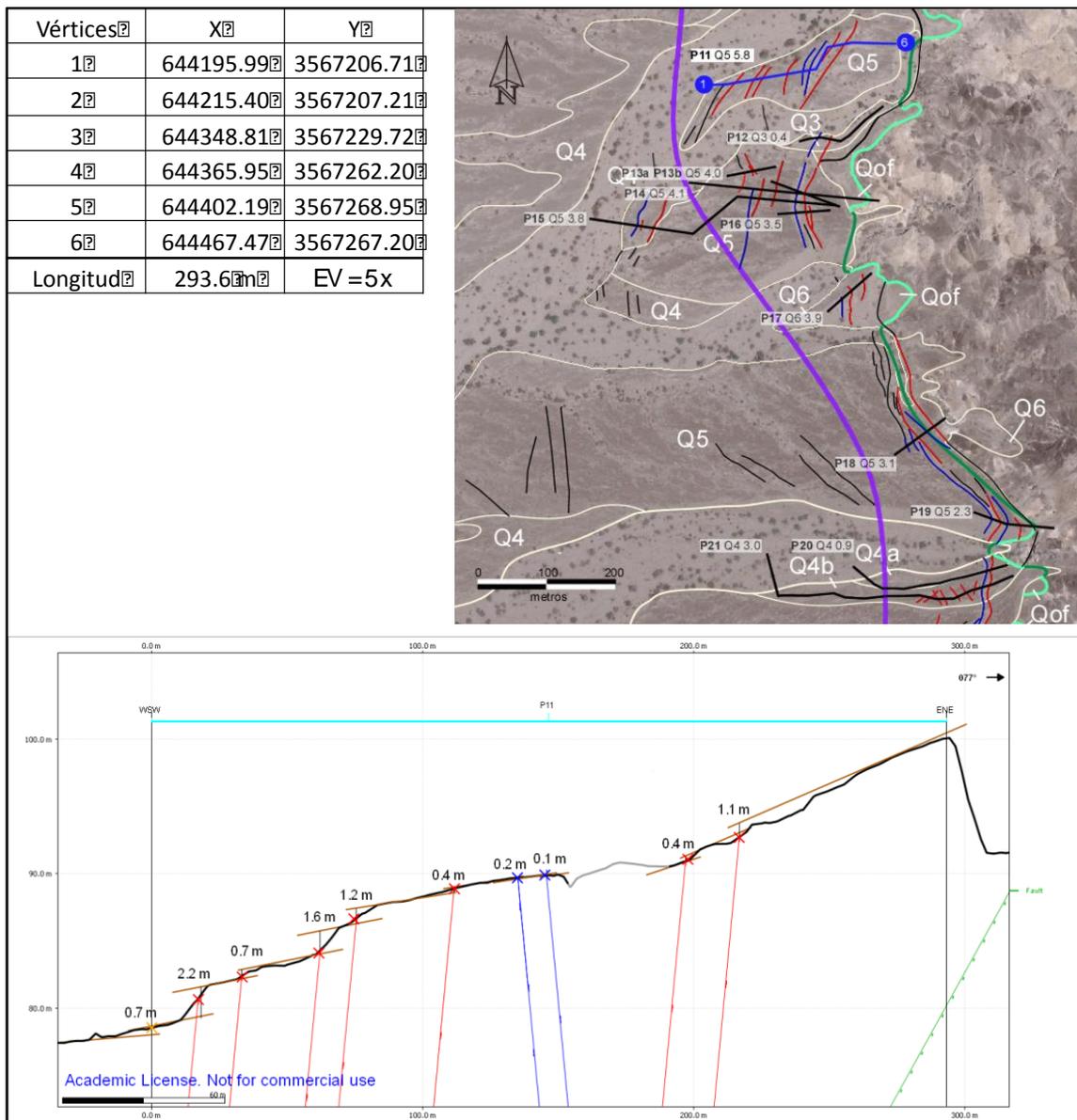


Figura 79. Perfil P11.

Perfil P12

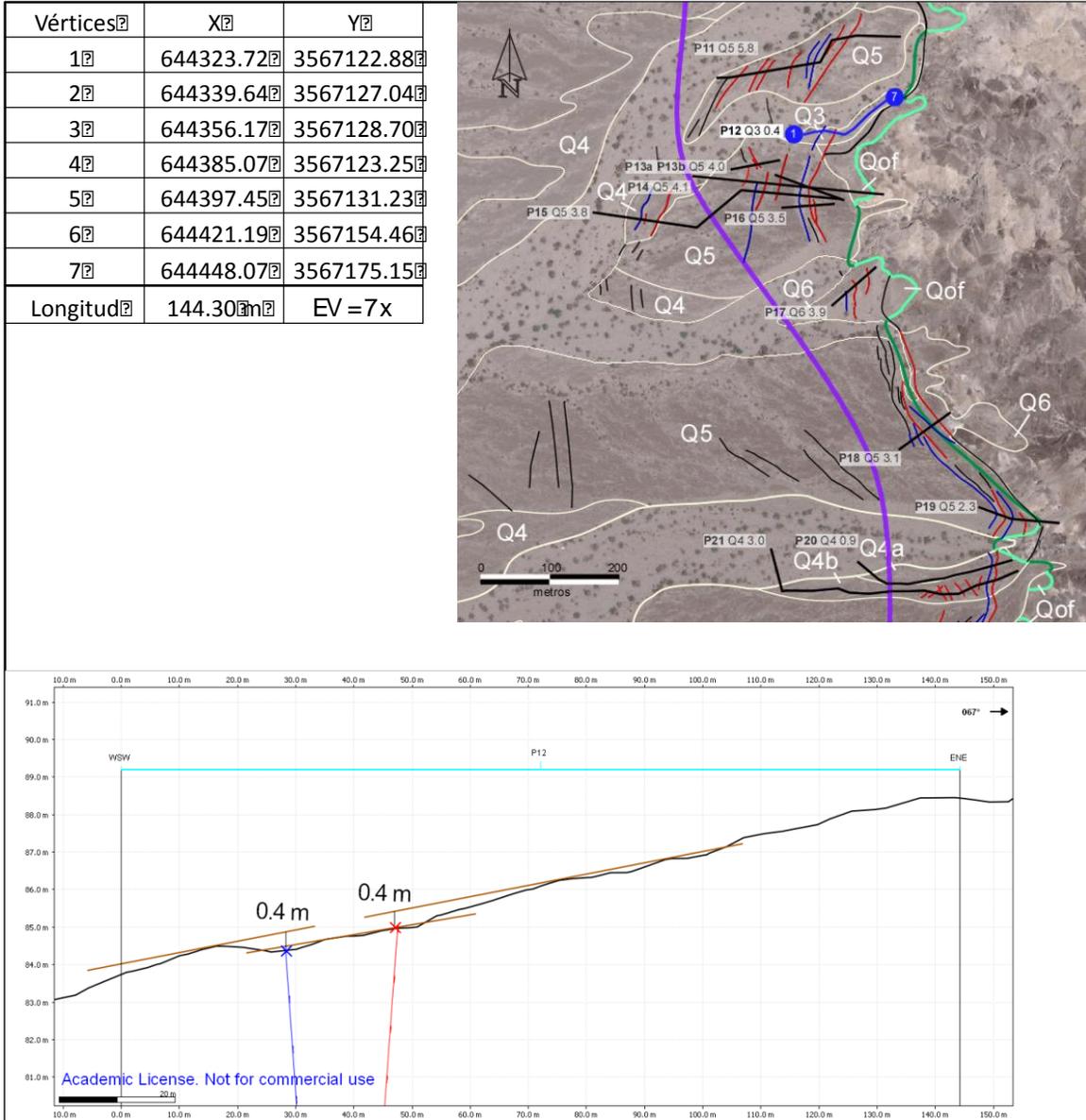


Figura 80. Perfil P12.

Perfil P13a y P13b

Vértices	X	Y
1	644216.80	3567071.71
2	644289.59	3567085.55
3	644281.91	3567064.02
4	644384.00	3567026.43
Longitud	182.93m	EV = 3x

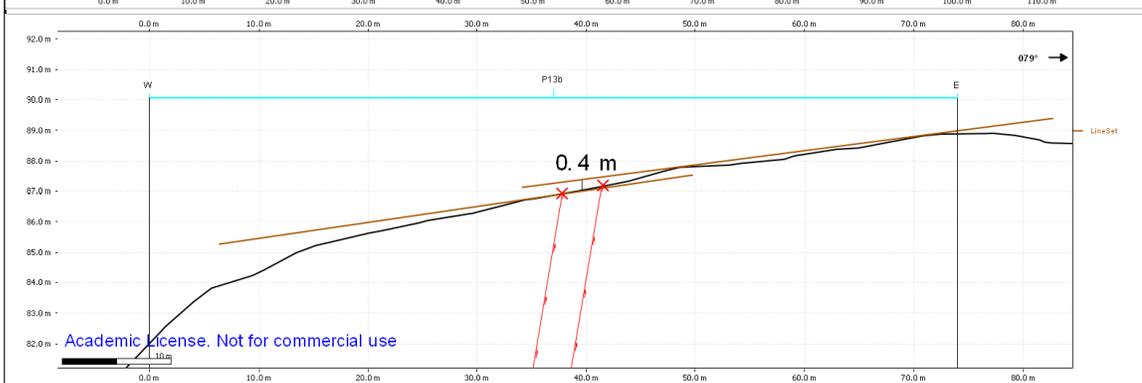
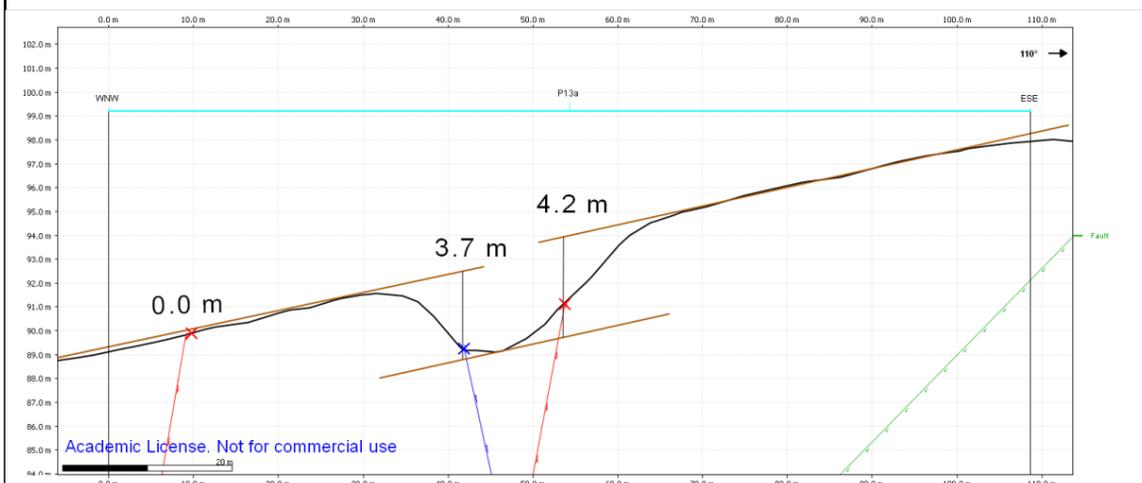
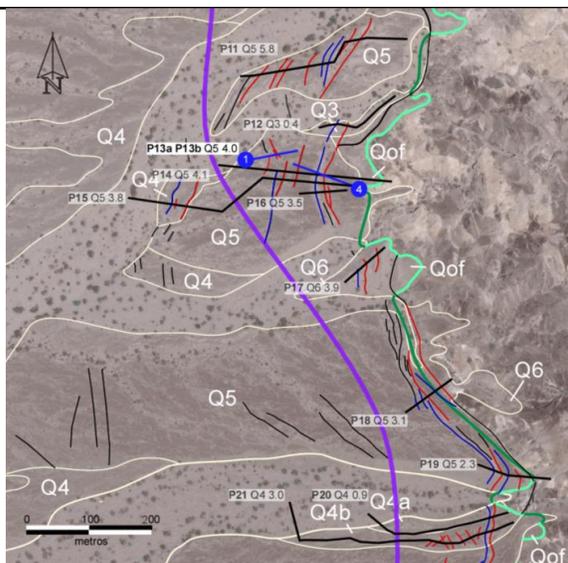


Figura 81. Perfil P13a y P13b.

Perfil P14

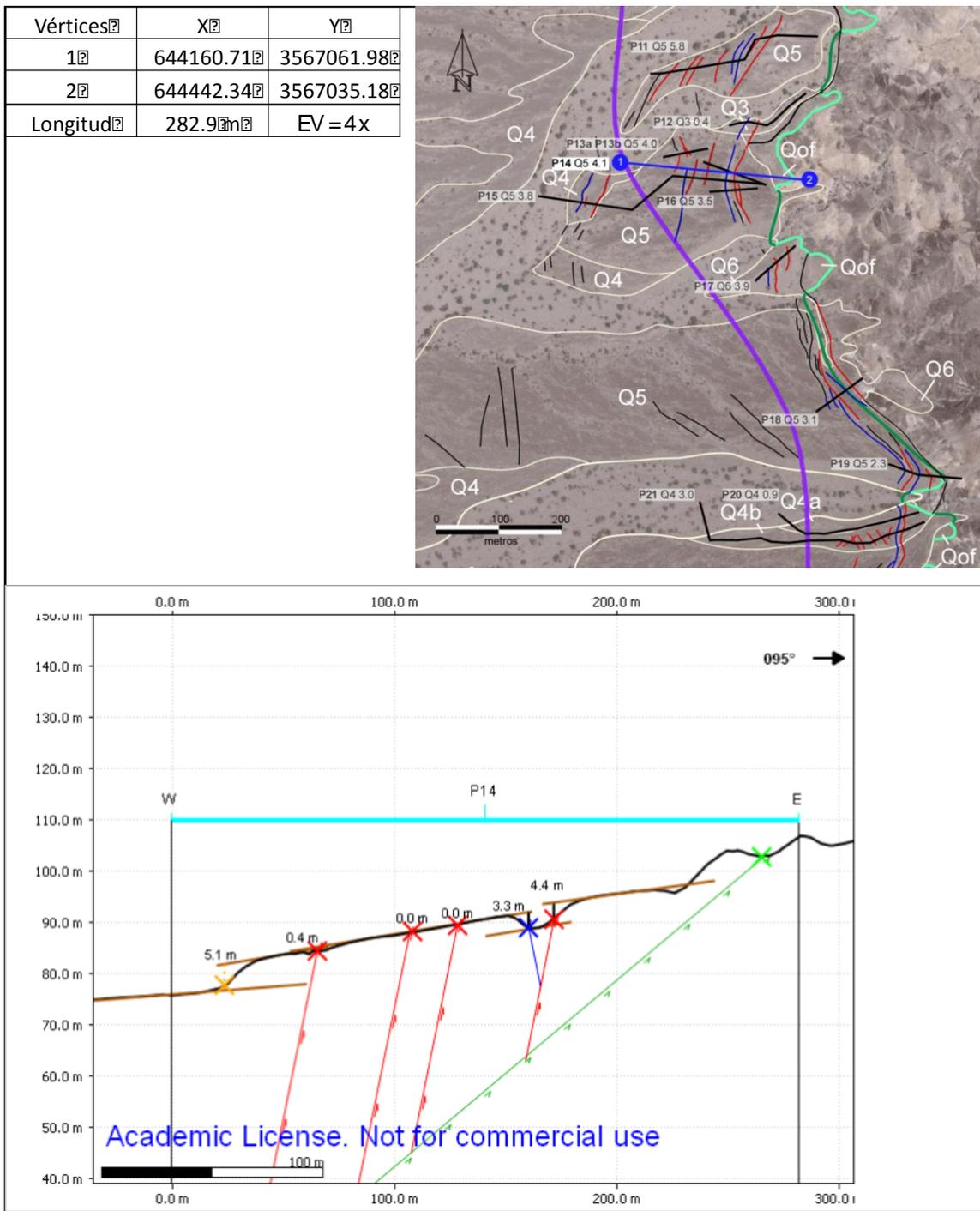


Figura 82. Perfil P14.

Perfil P15

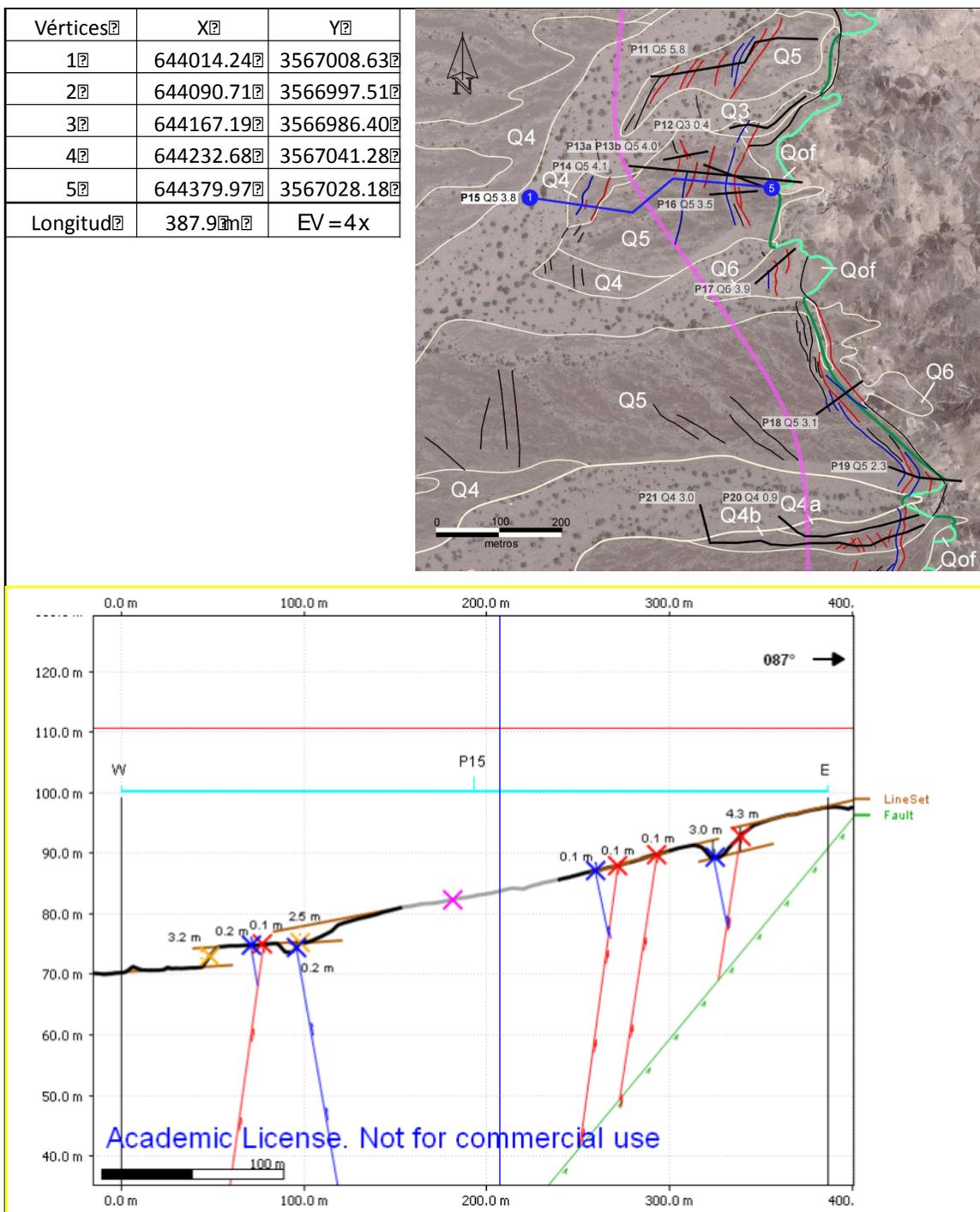


Figura 83. Perfil P15.

Perfil P16

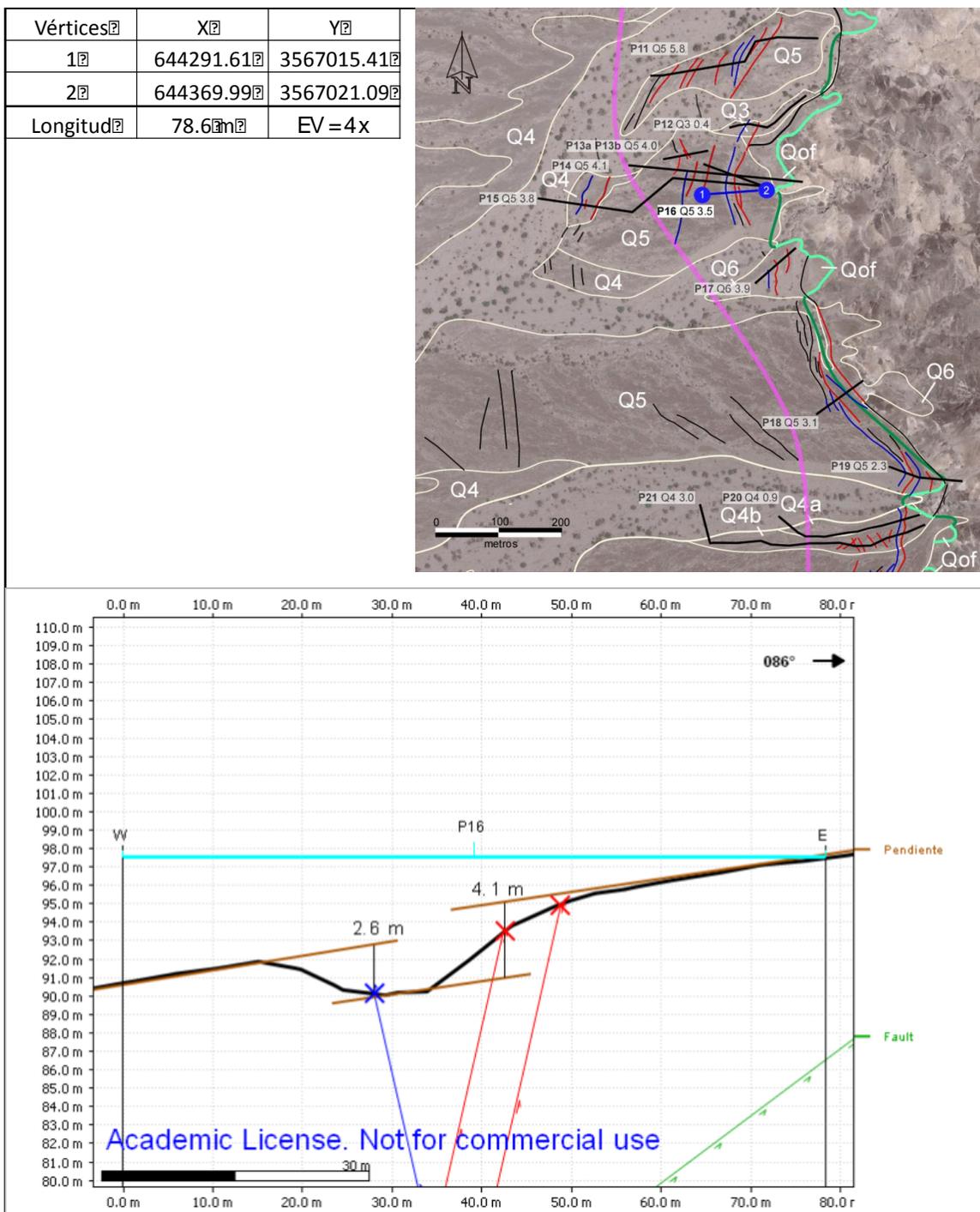


Figura 84. Perfil P16.

Perfil P17

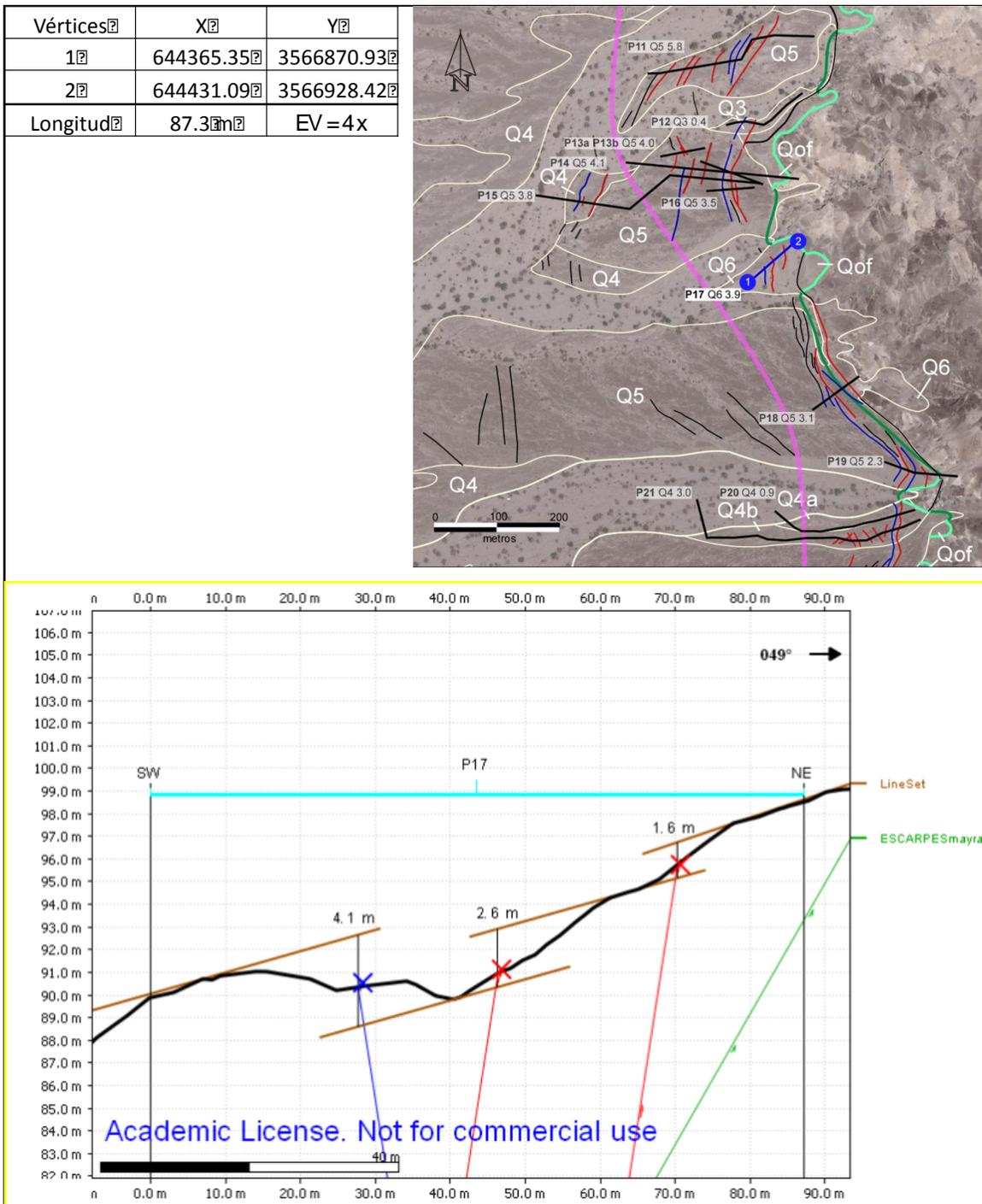


Figura 85. Perfil P17.

Perfil P18

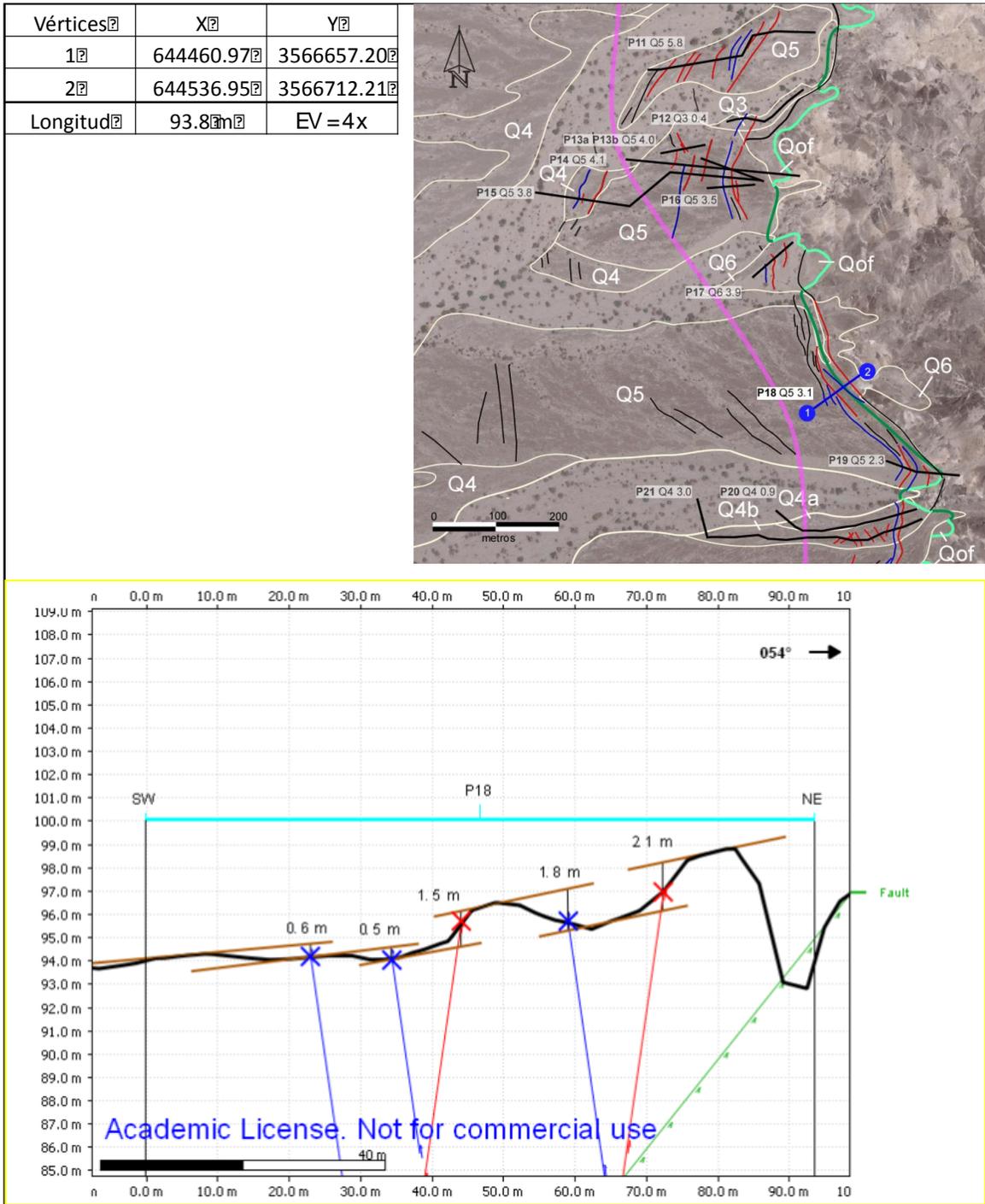


Figura 86. Perfil P18.

Perfil P19

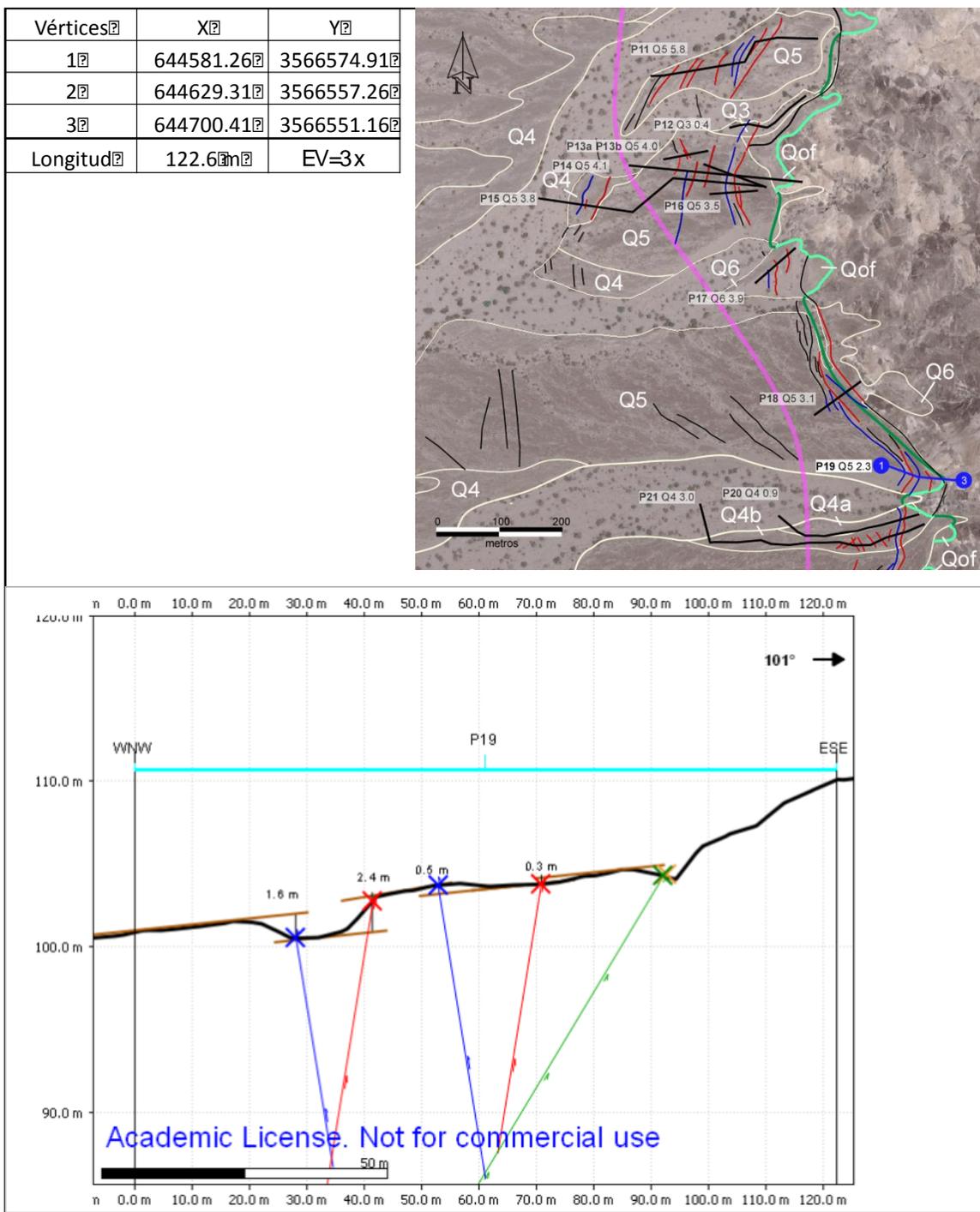


Figura 87. Perfil P19.

Perfil P20

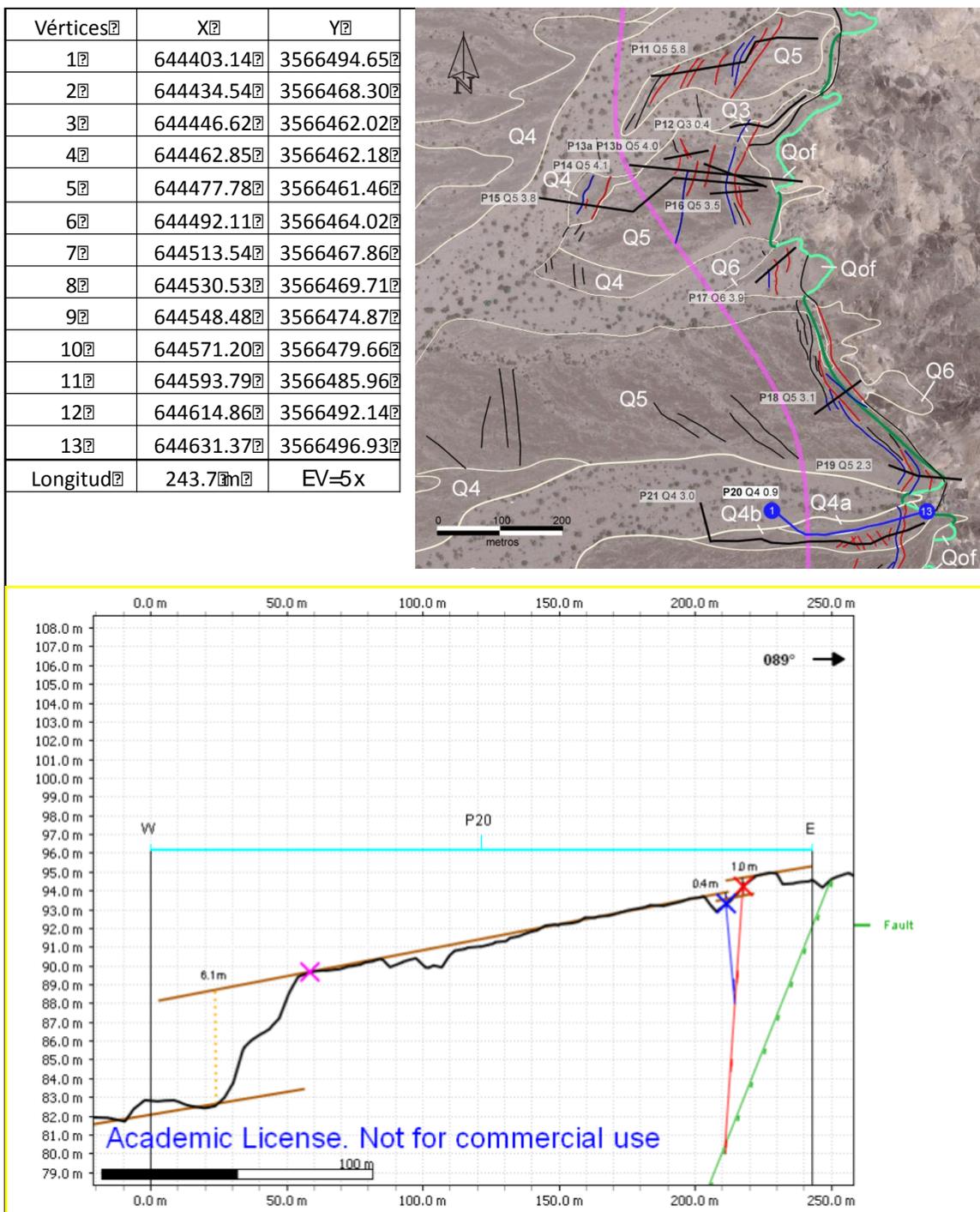


Figura 88. Perfil P20.

Perfil P21

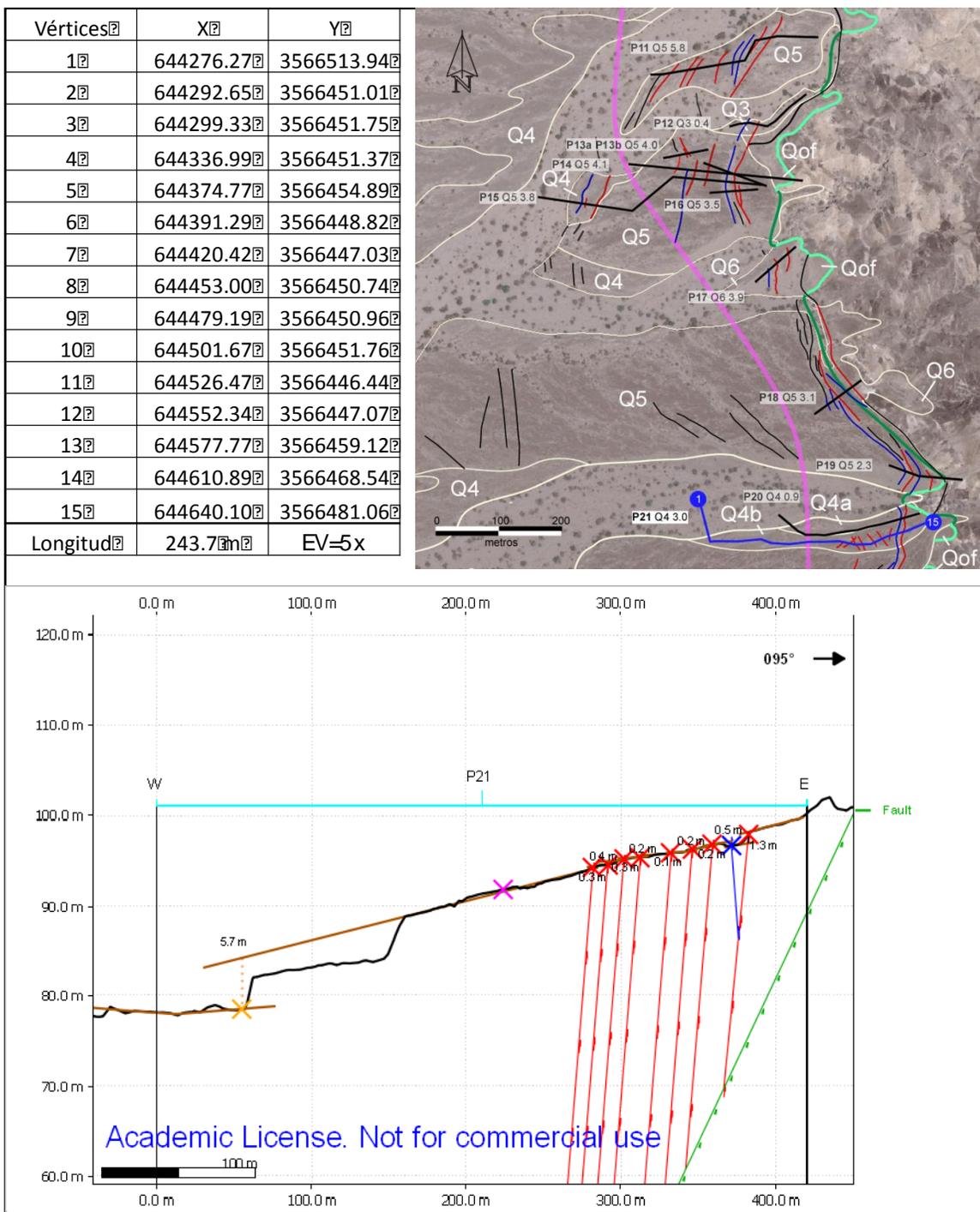


Figura 89. Perfil P21.

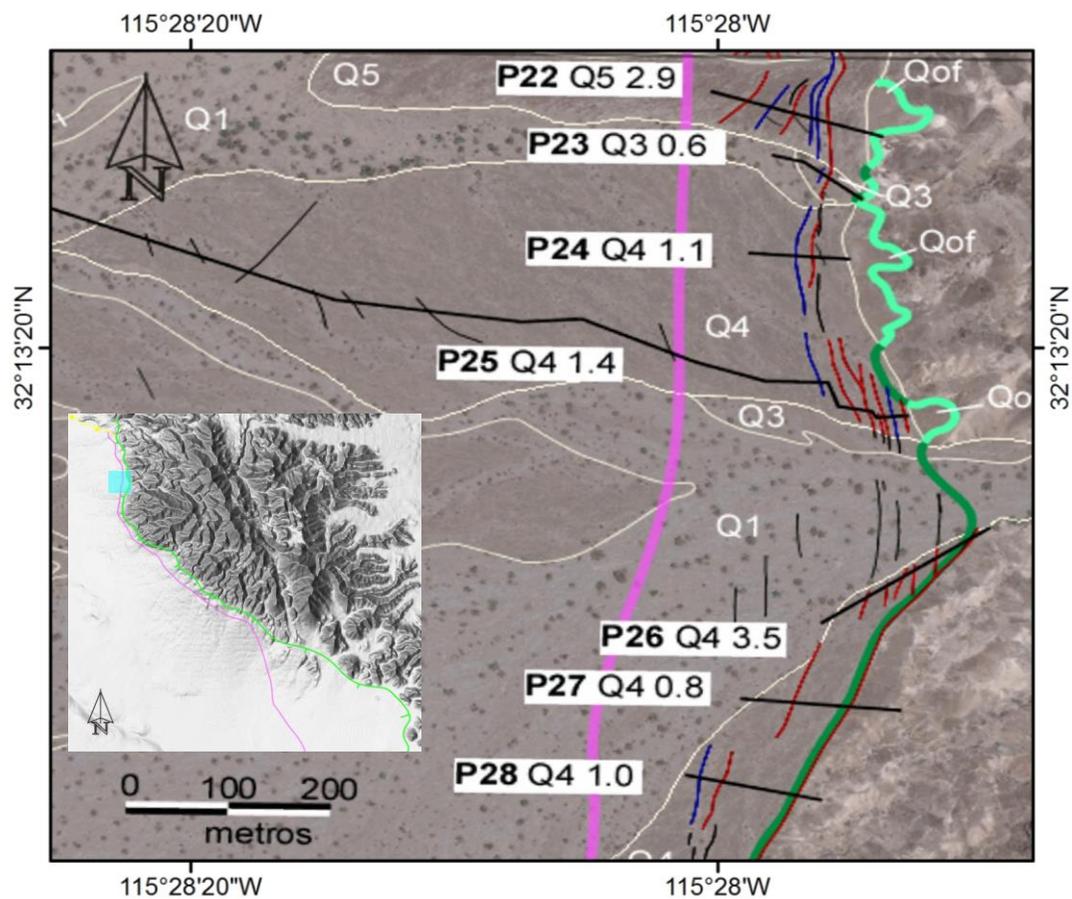


Figura 90. Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P22 a P28.

Perfil P22

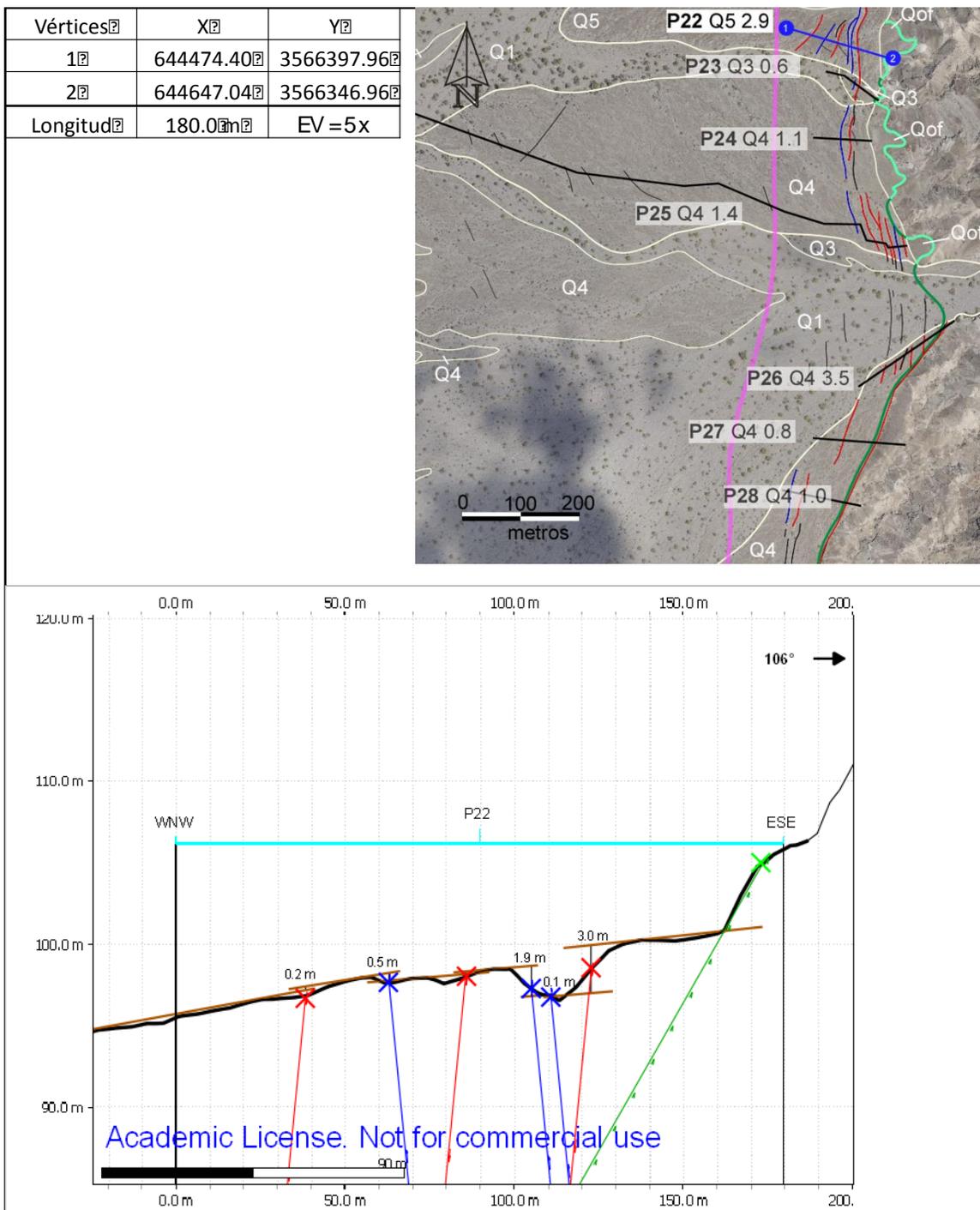


Figura 91. Perfil P22.

Perfil P23

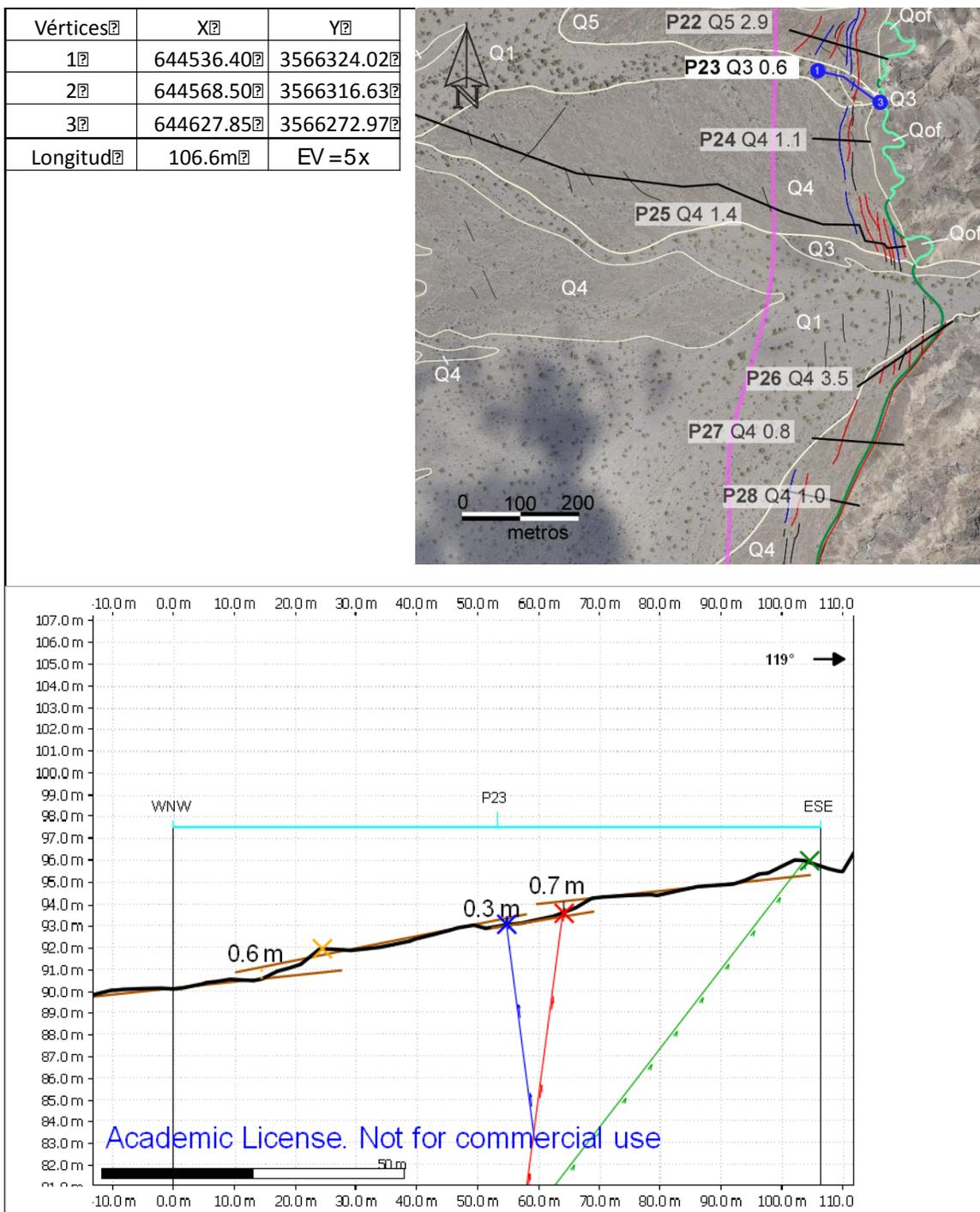


Figura 92. Perfil P23.

Perfil P24

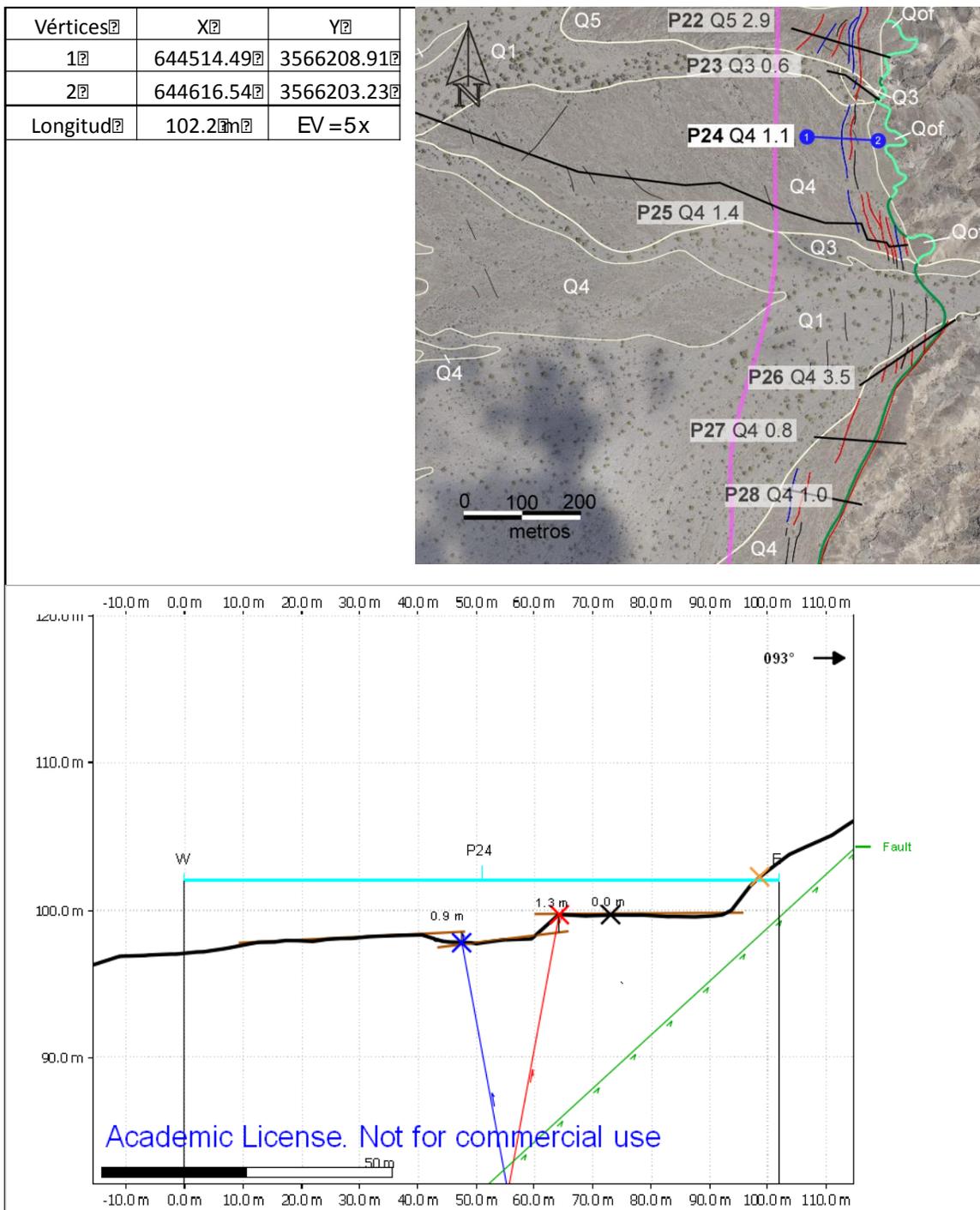


Figura 93. Perfil P24.

Perfil P25

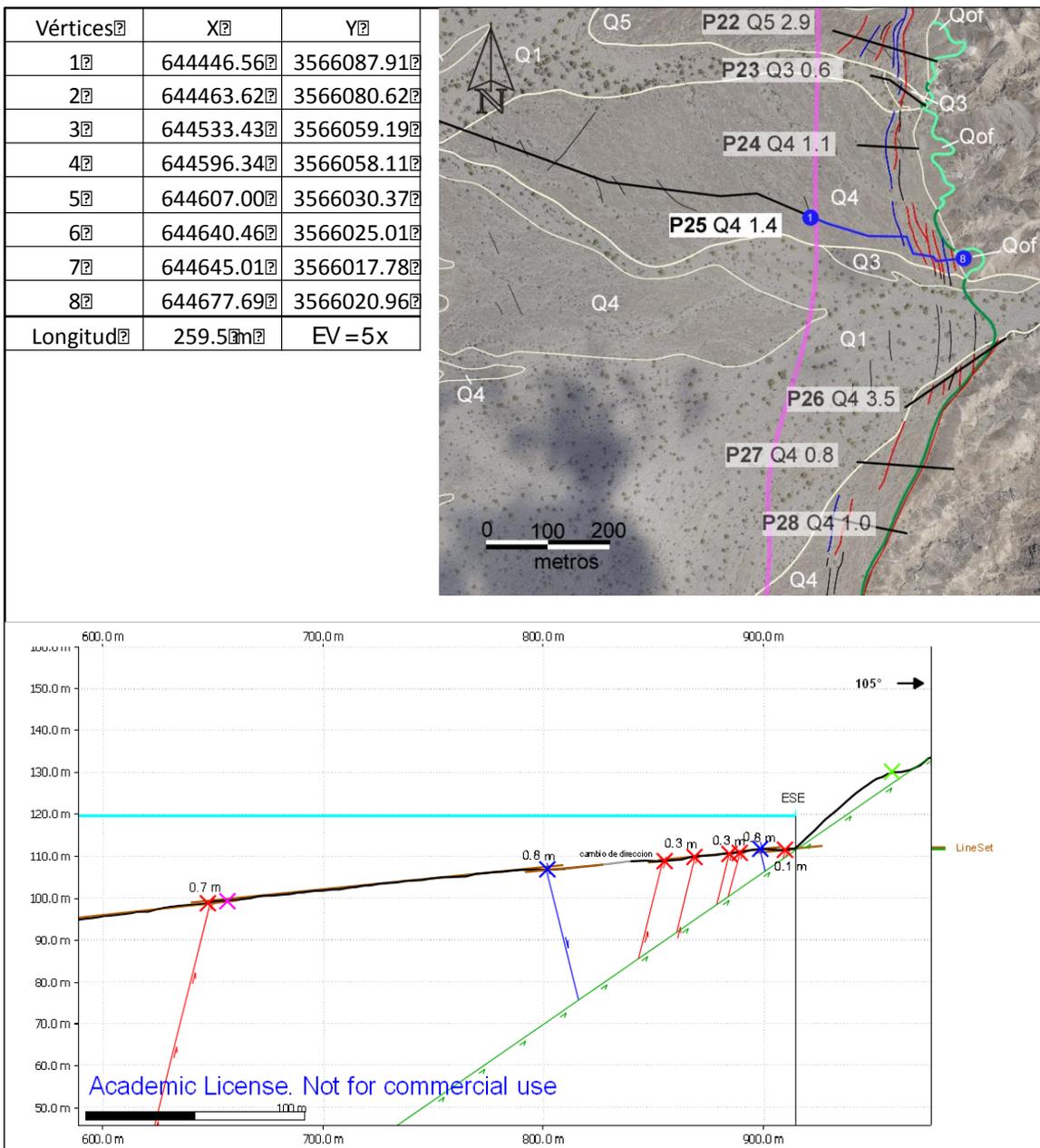


Figura 94. Perfil P25.

Perfil P26

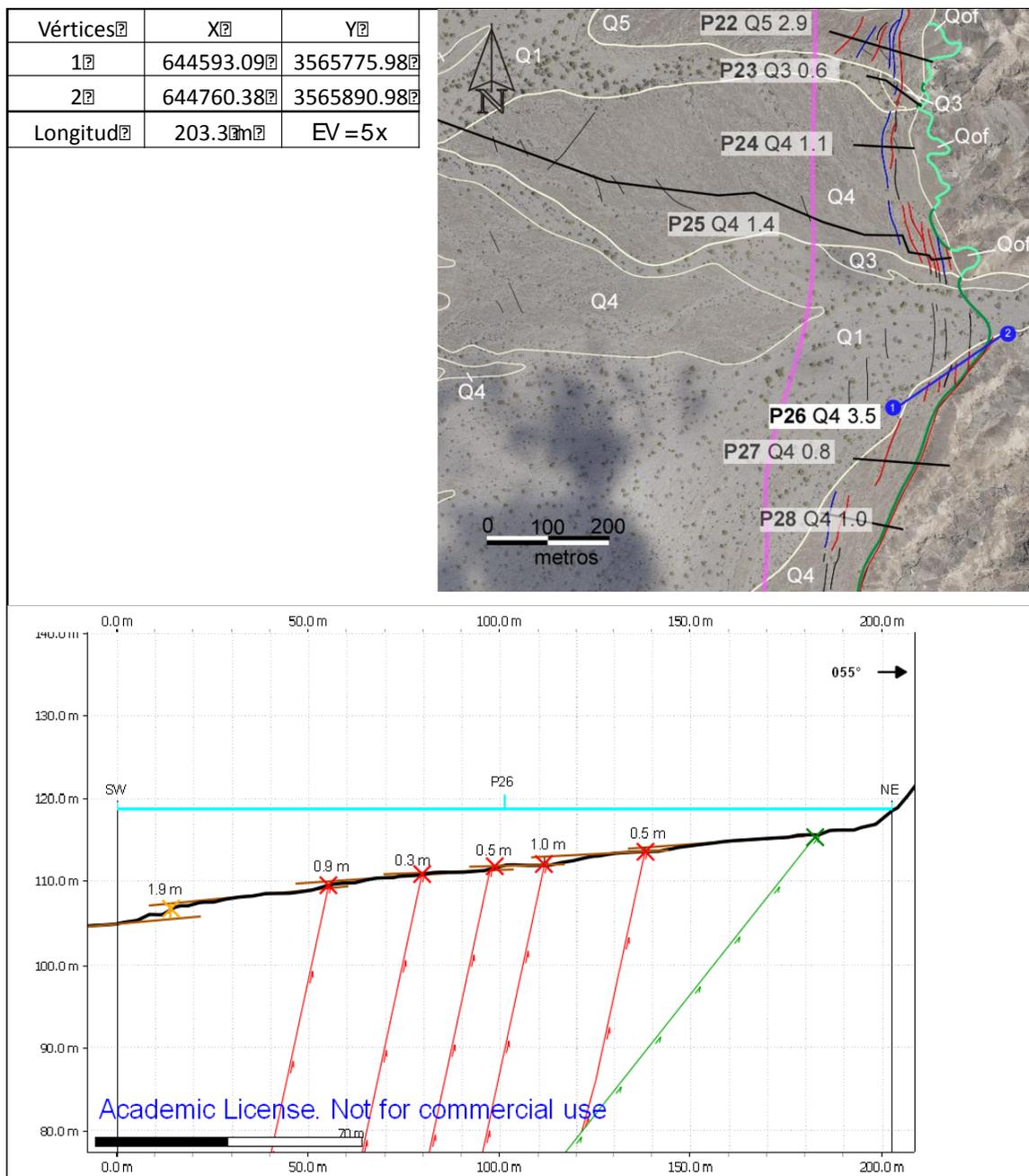


Figura 95. Perfil P26.

Perfil P27

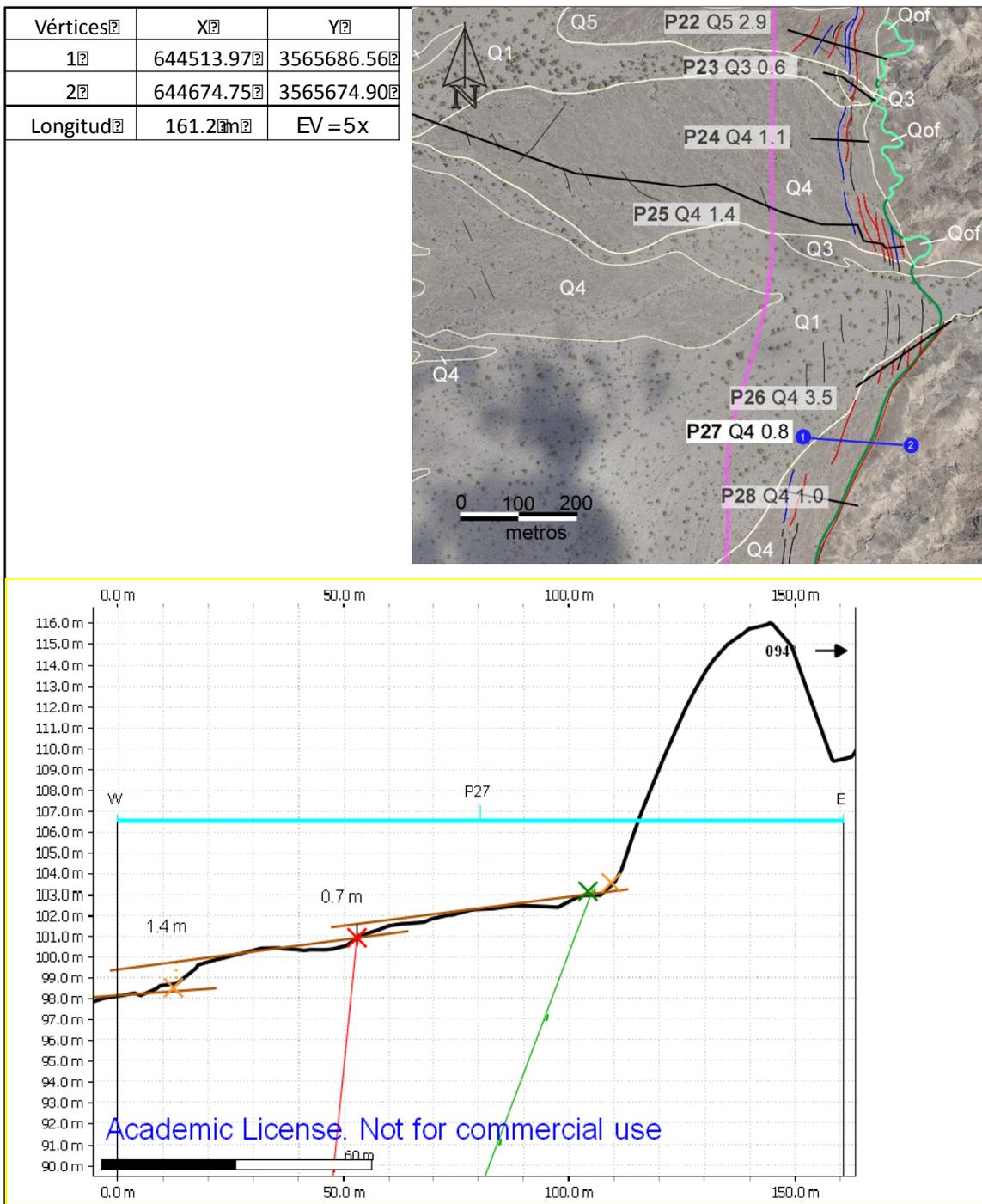


Figura 96. Perfil P27.

Perfil P28

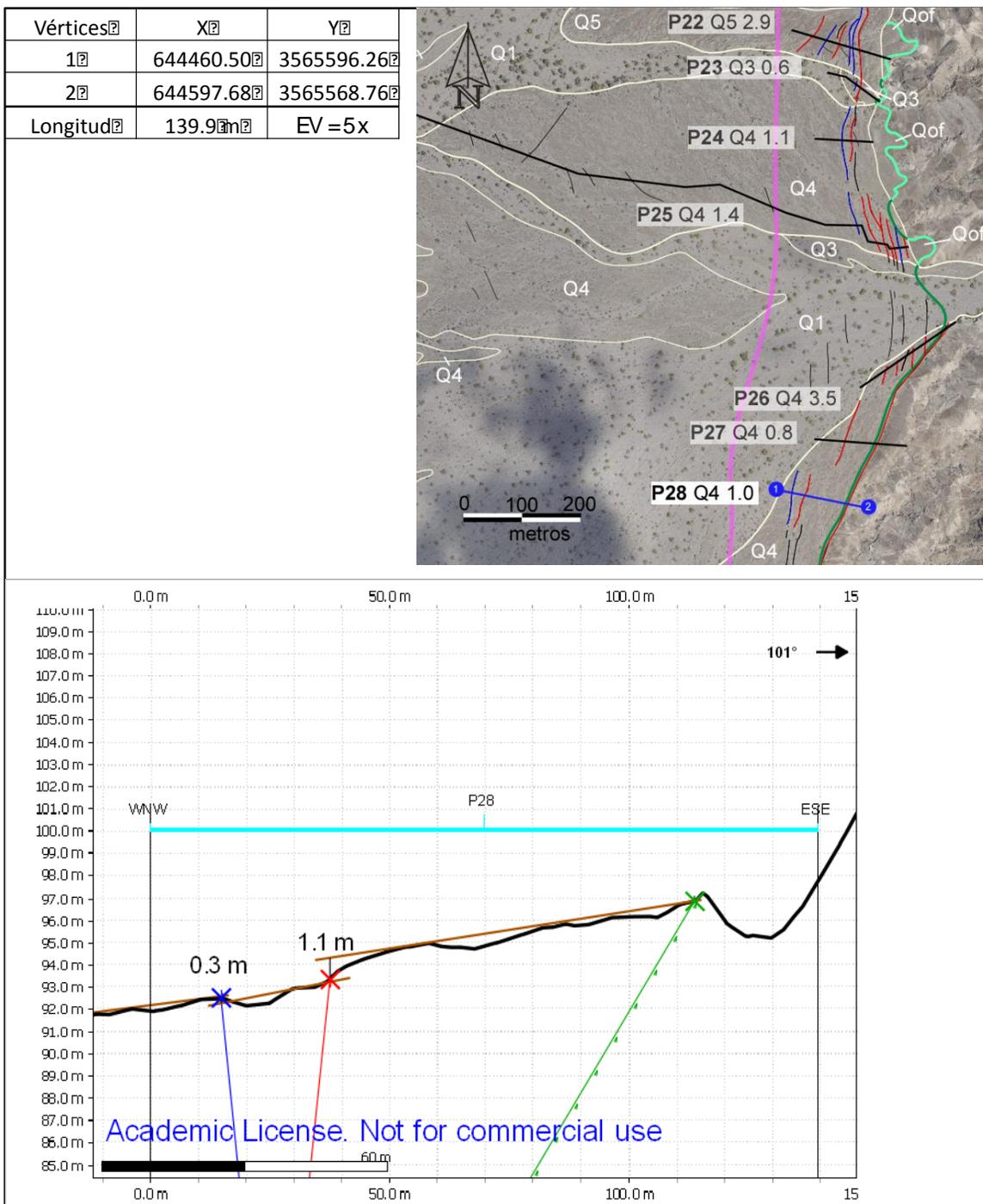


Figura 97. Perfil P28.

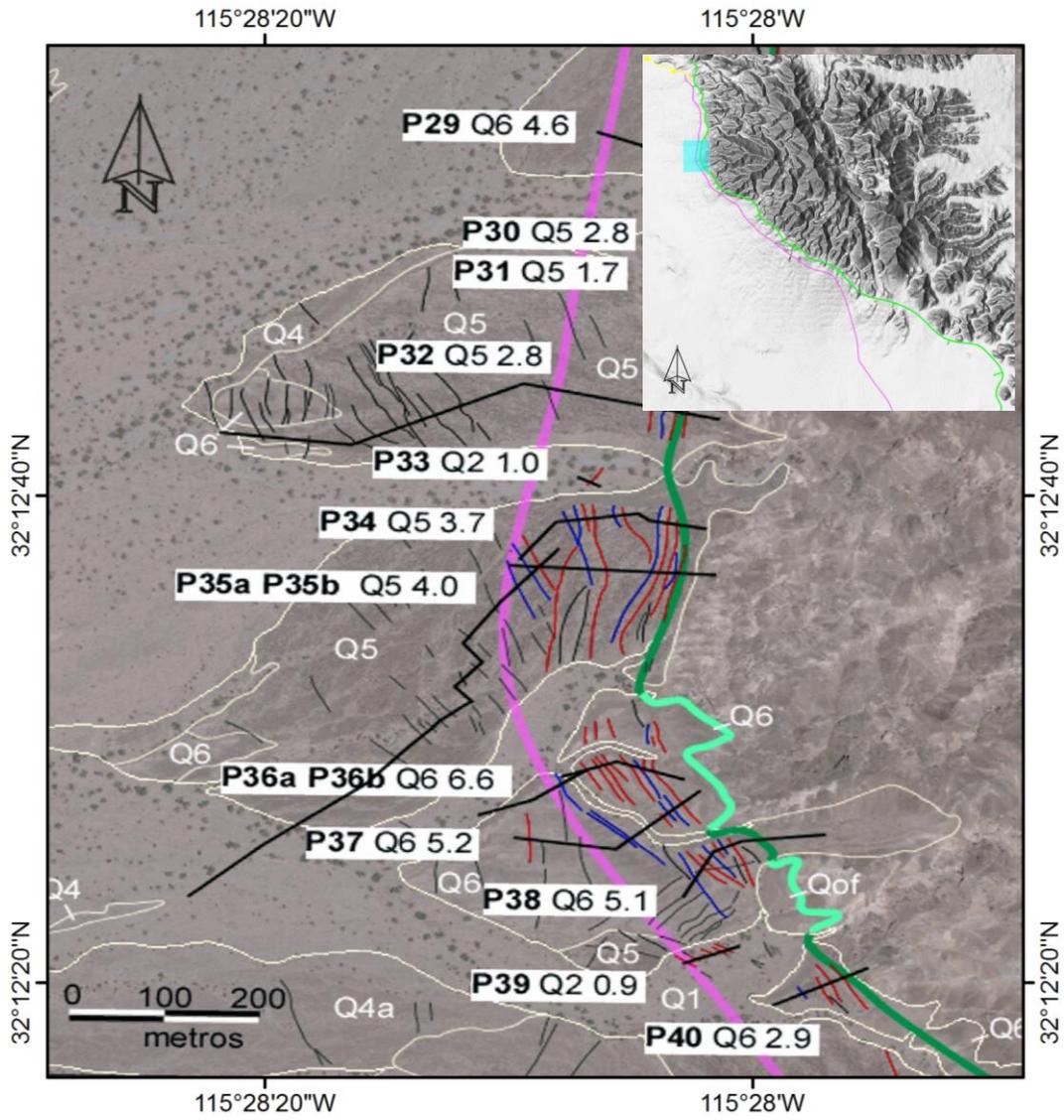


Figura98. Imagen área que muestra la ubicación de los perfiles P22 a P28.

Perfil P29

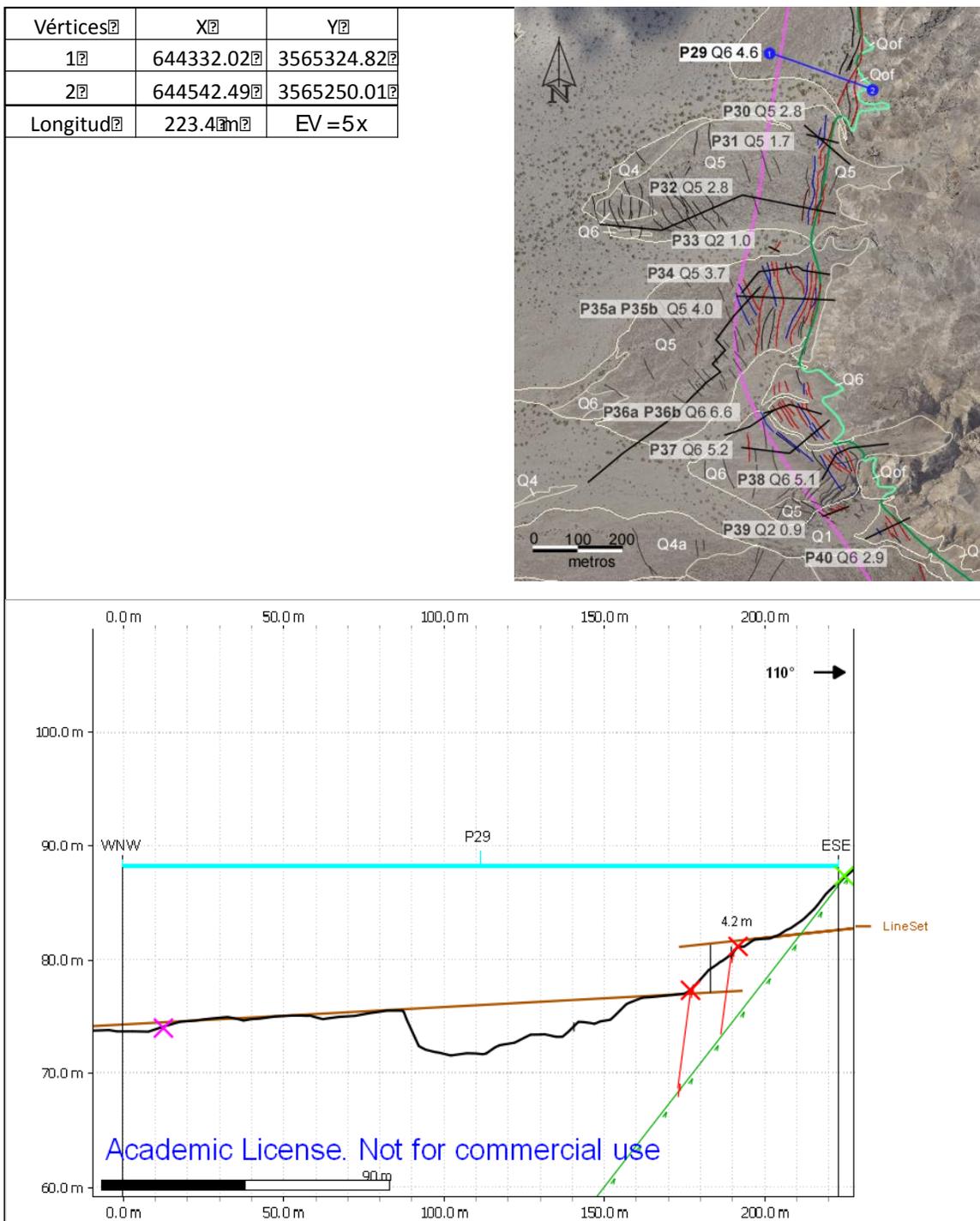


Figura 99. Perfil P29.

Perfil P30

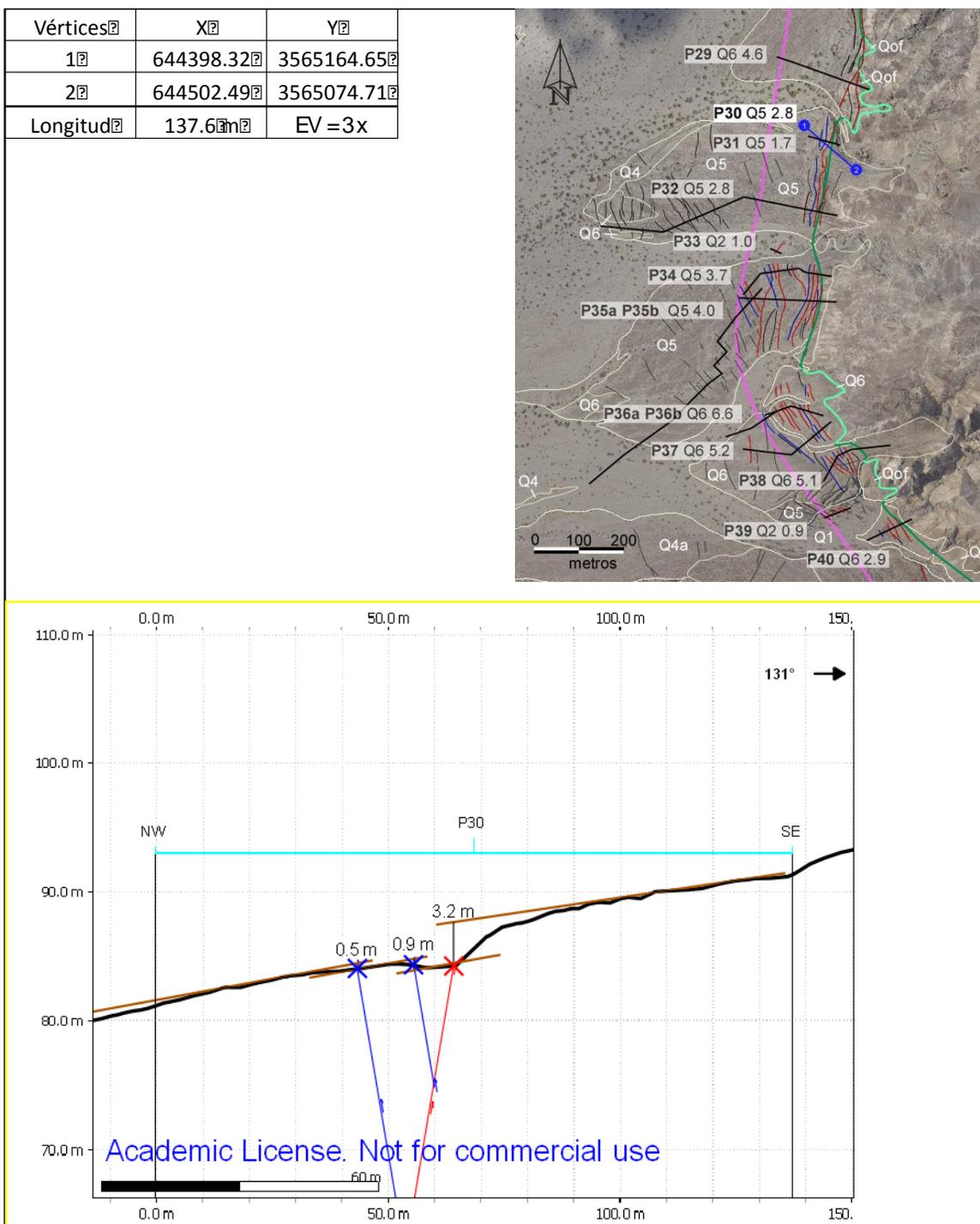


Figura 100. Perfil P30.

Perfil P31

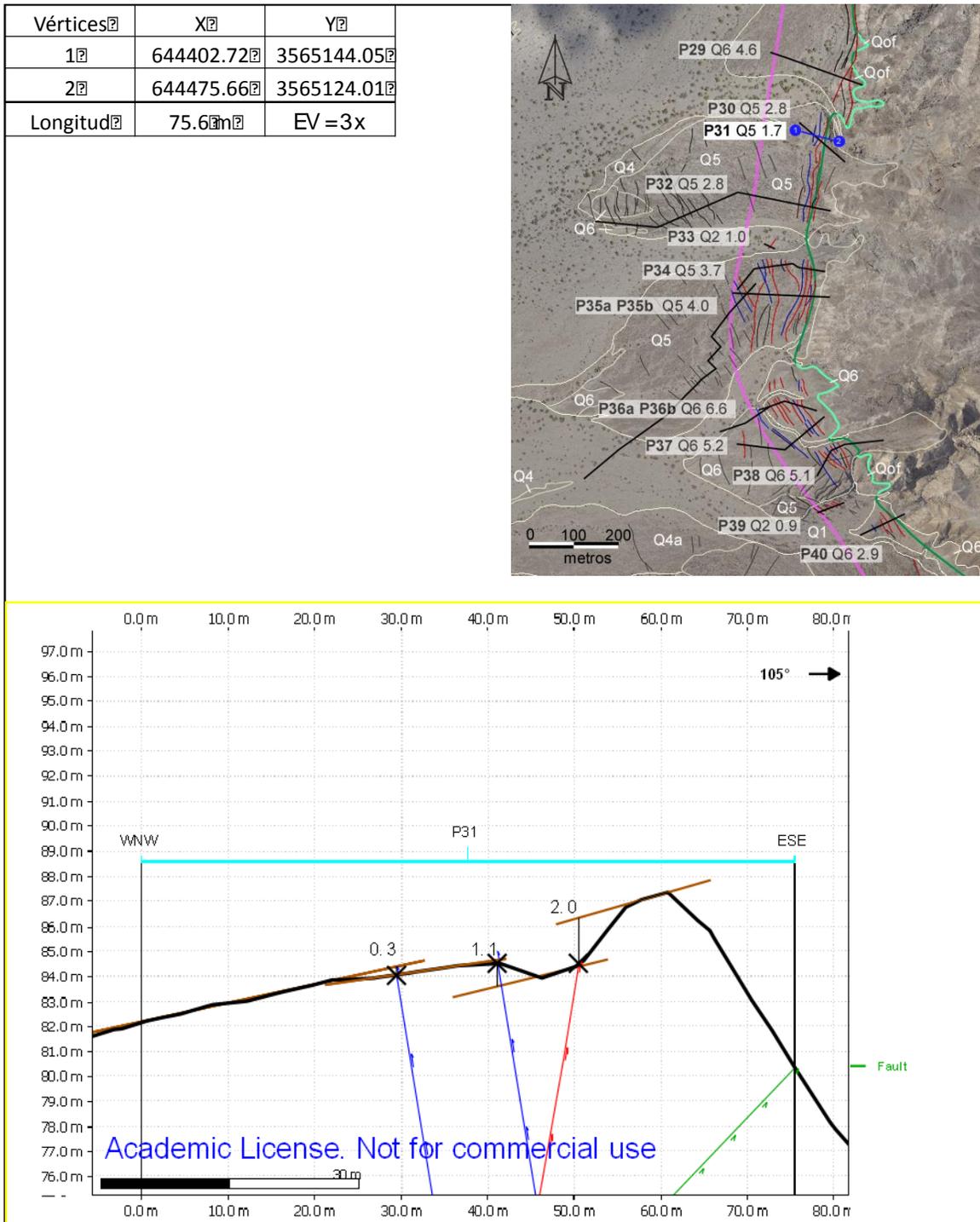


Figura 101. Perfil P31.

Perfil P32

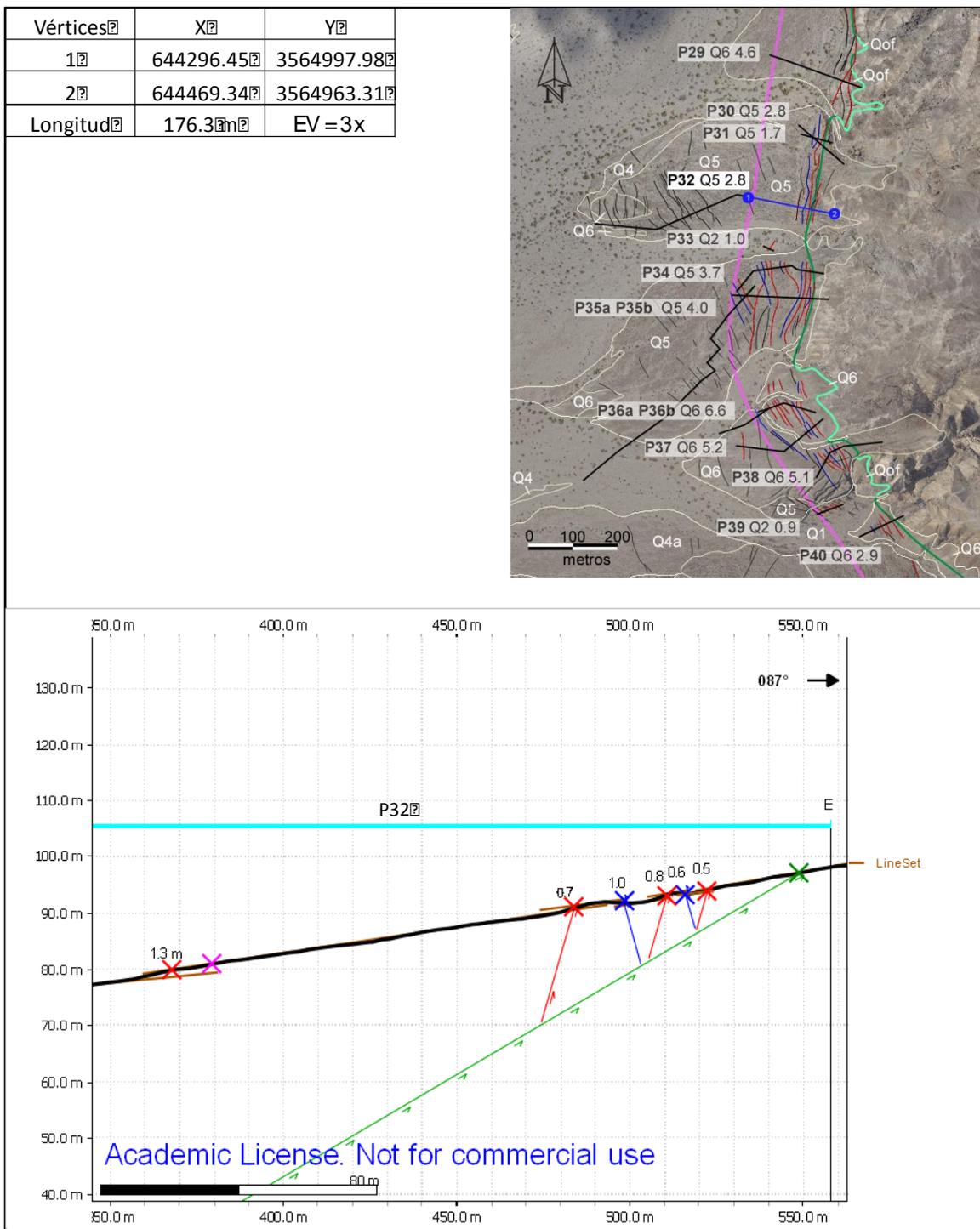


Figura 102. Perfil P32.

Perfil P33

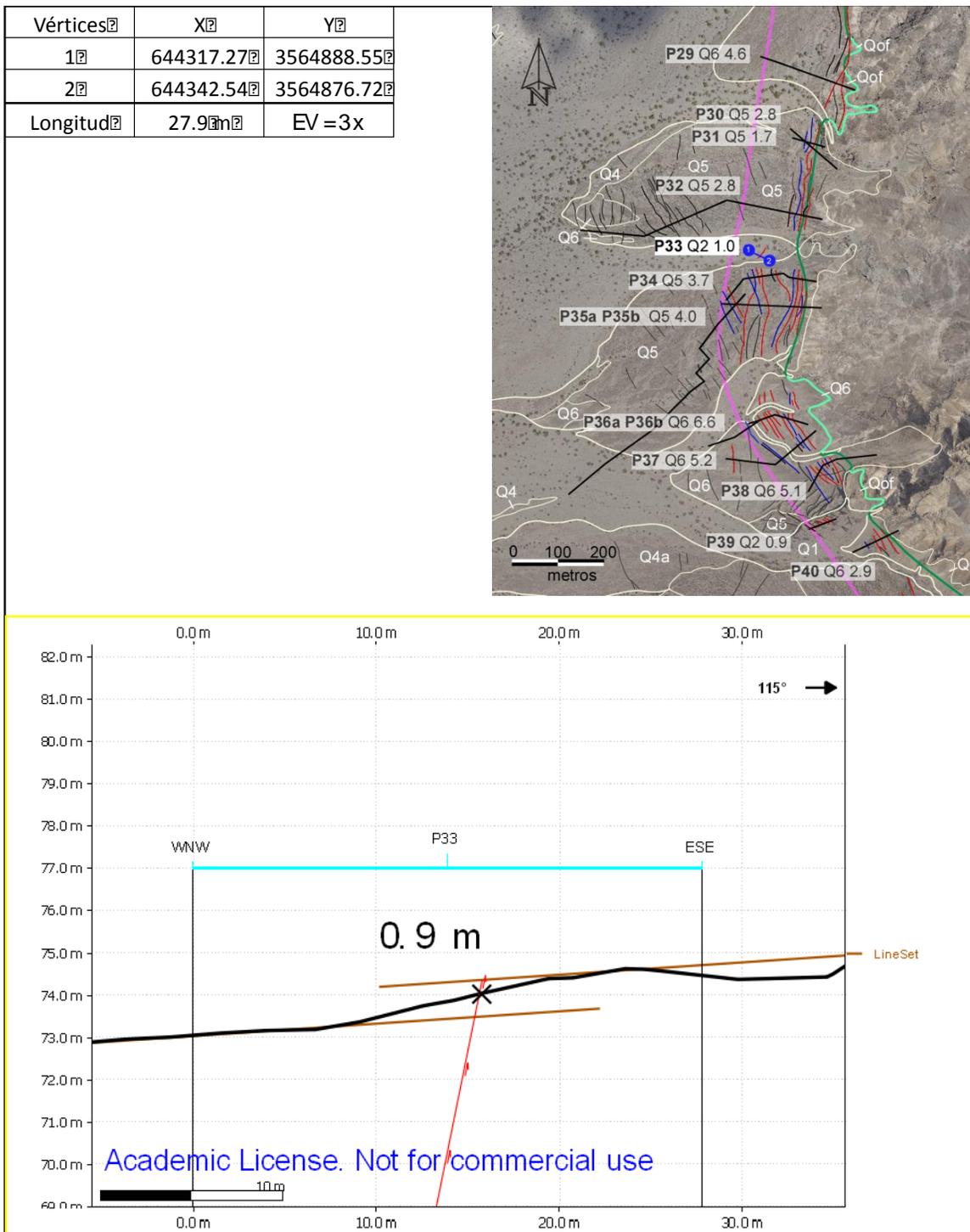


Figura 103. Perfil P33.

Perfil P34

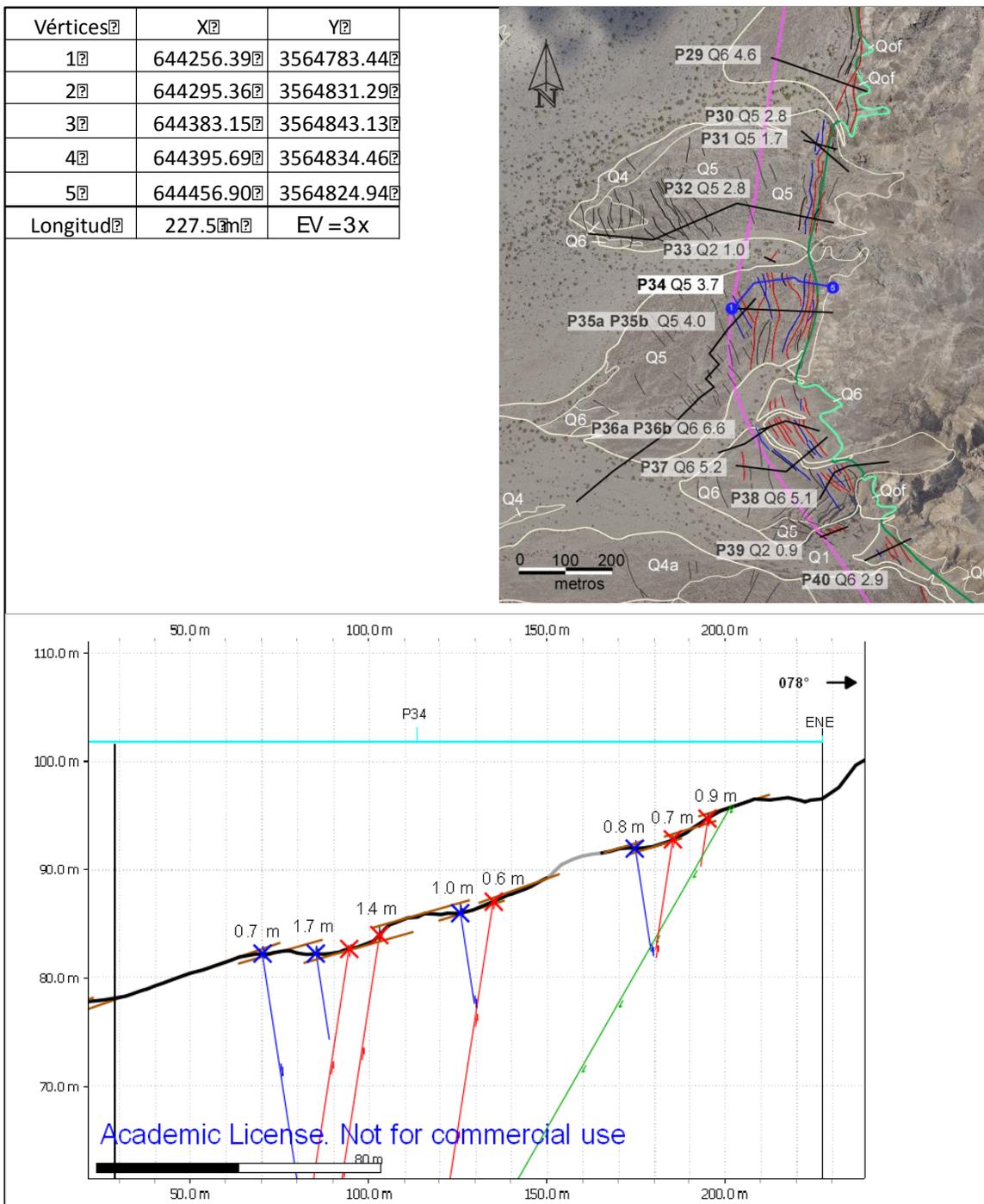


Figura 104. Perfil P34.

Perfil P35a P35b

Vértices	X	Y
1	644243.39	3564736.21
2	644299.29	3564797.92
3	644245.25	3564775.85
4	644468.02	3564766.74
Longitud	306.23m	EV = 4x

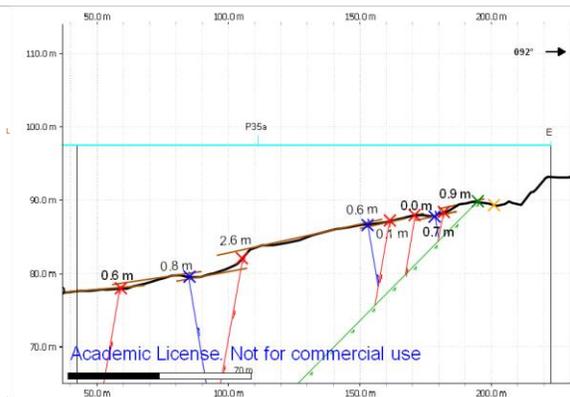
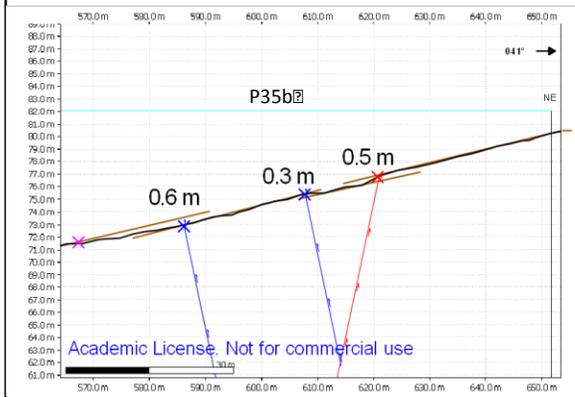
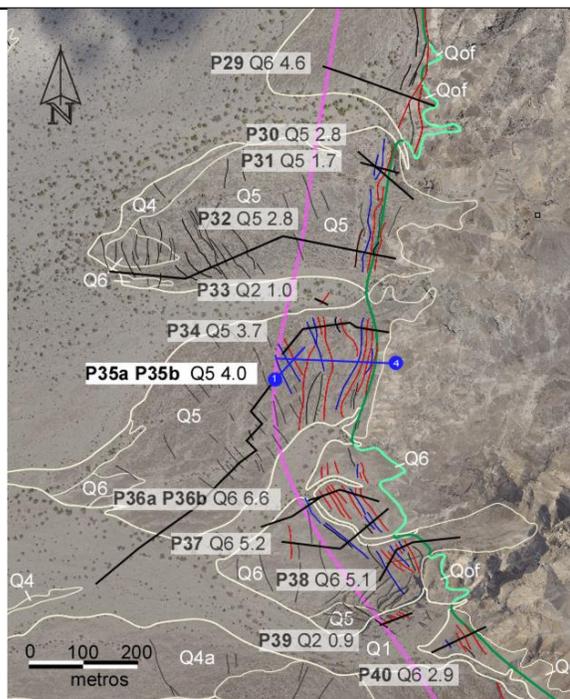


Figura 105. Perfil P35a y P35b.

Perfil P36a P36b

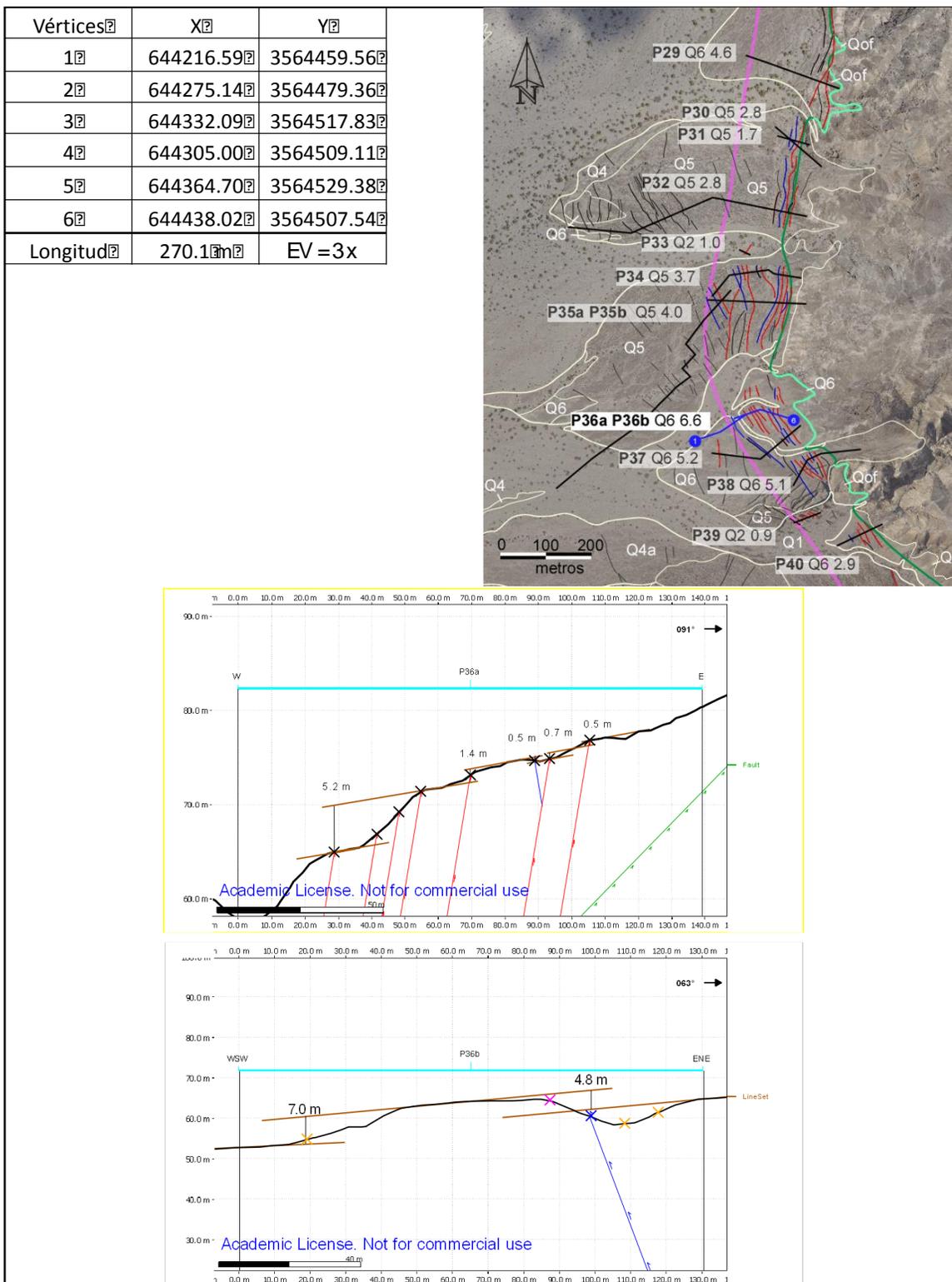


Figura 106. Perfil P36a y P36b.

Perfil P37

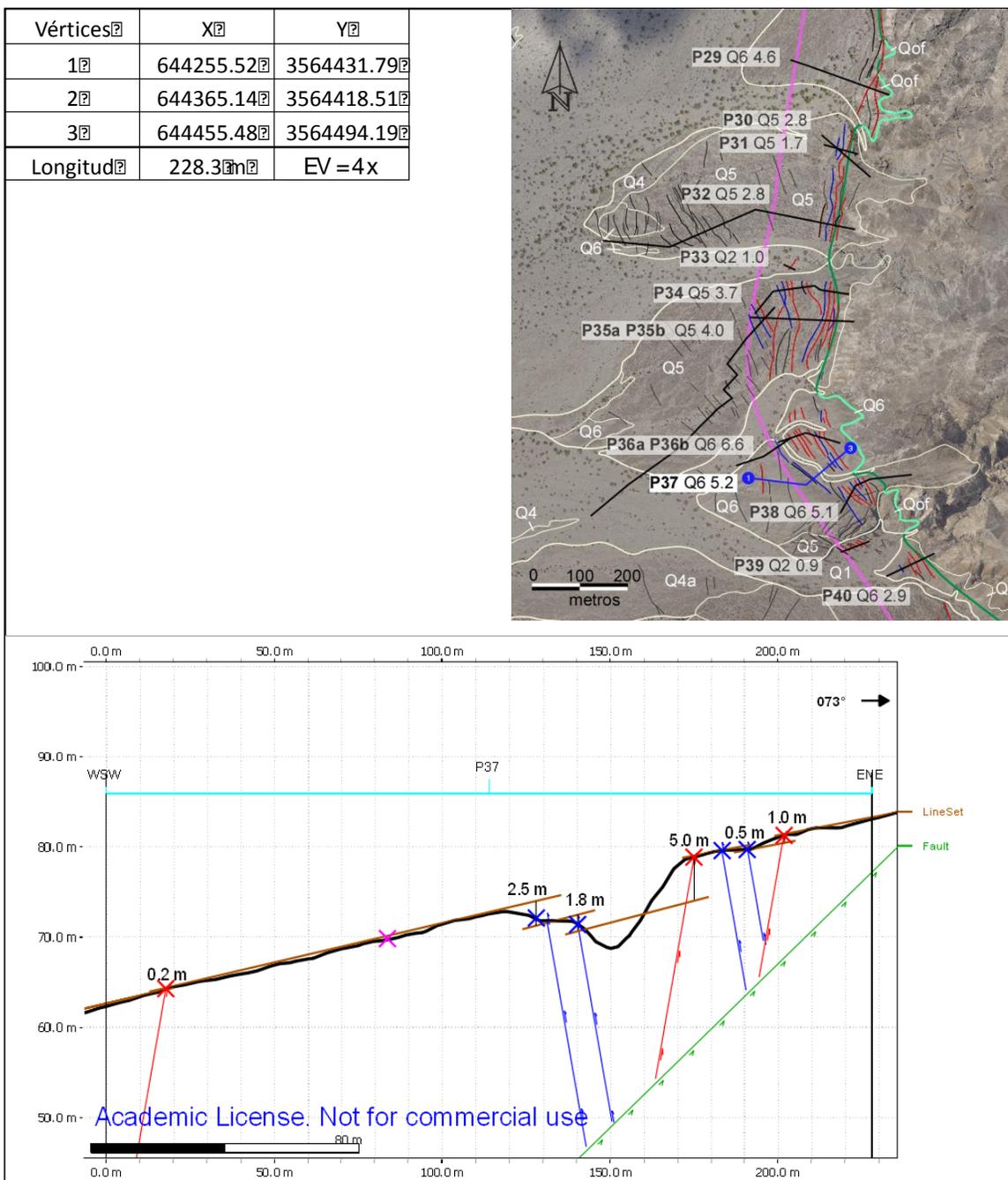


Figura 107. Perfil P37.

Perfil P38

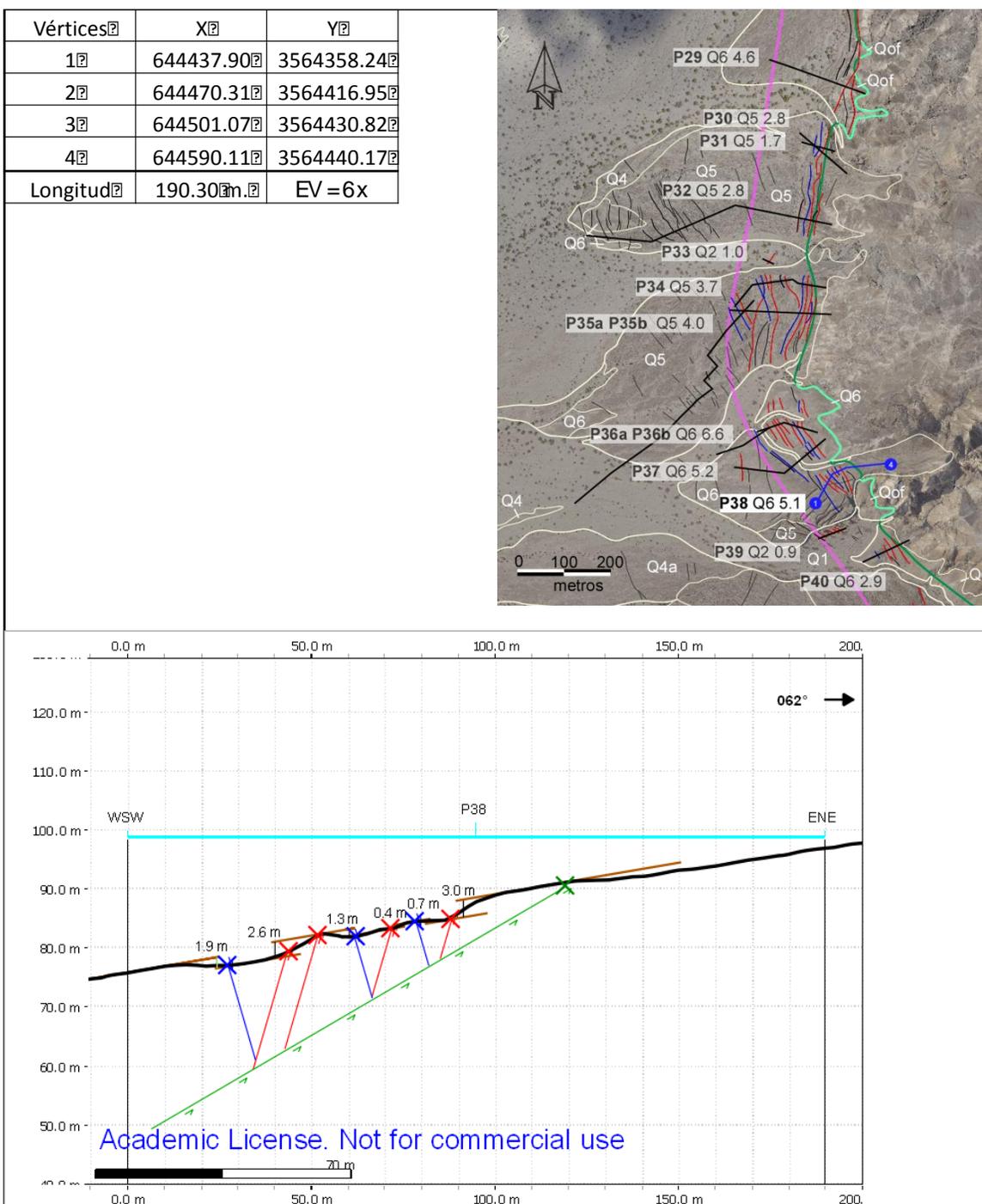


Figura 108. Perfil P38.

Perfil P39

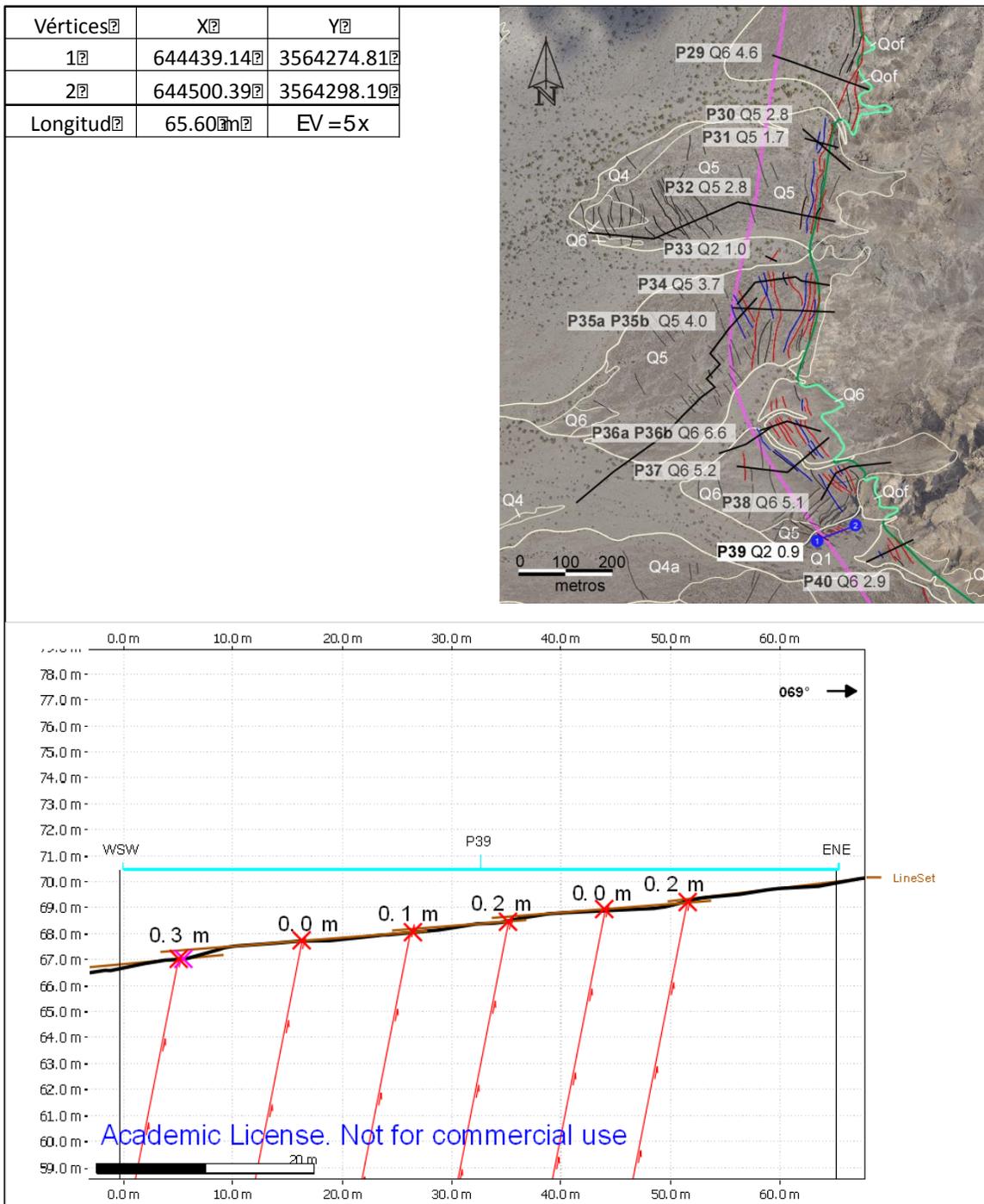


Figura 109. Perfil P39.

Perfil P40

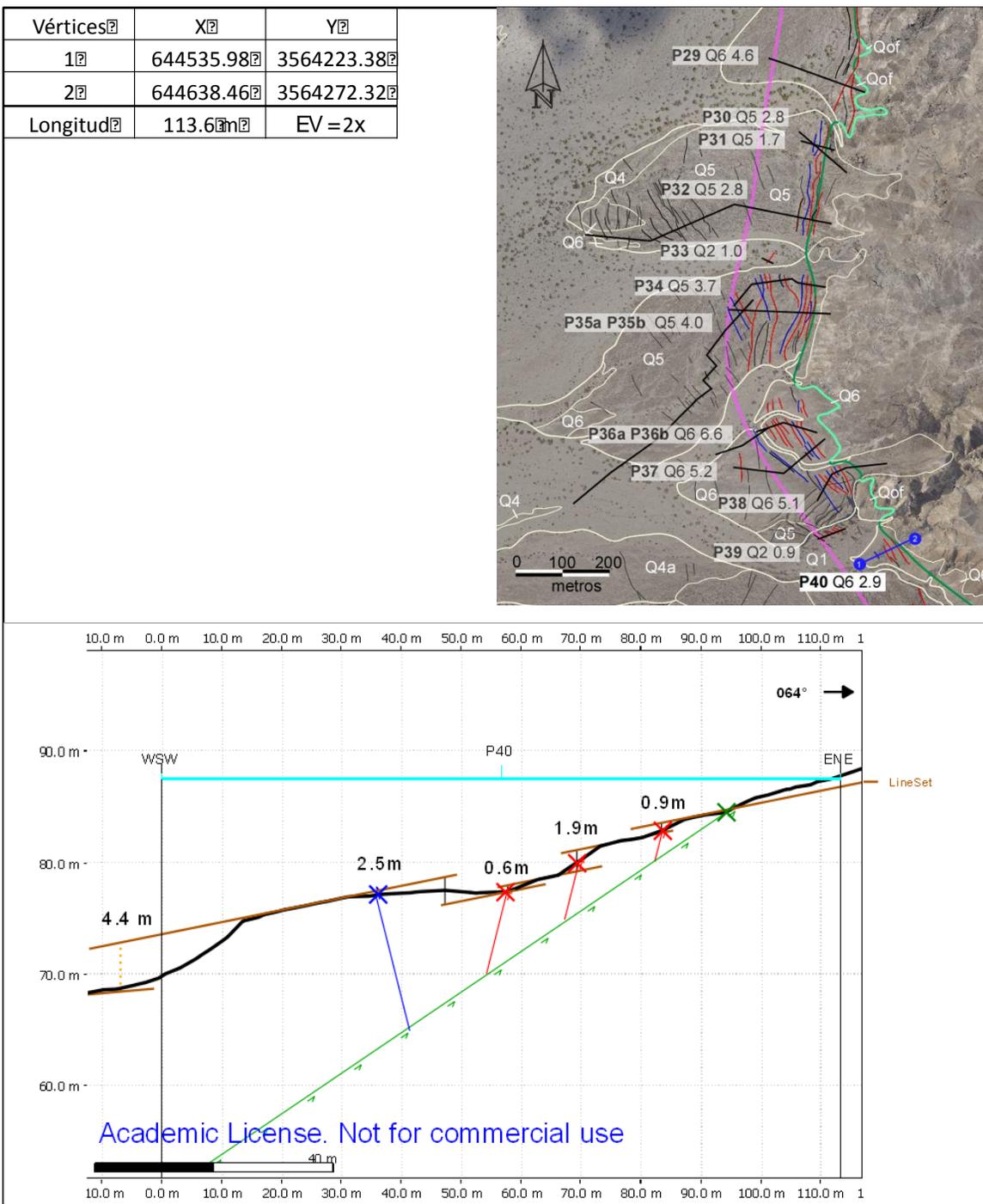


Figura 110. Perfil P40.

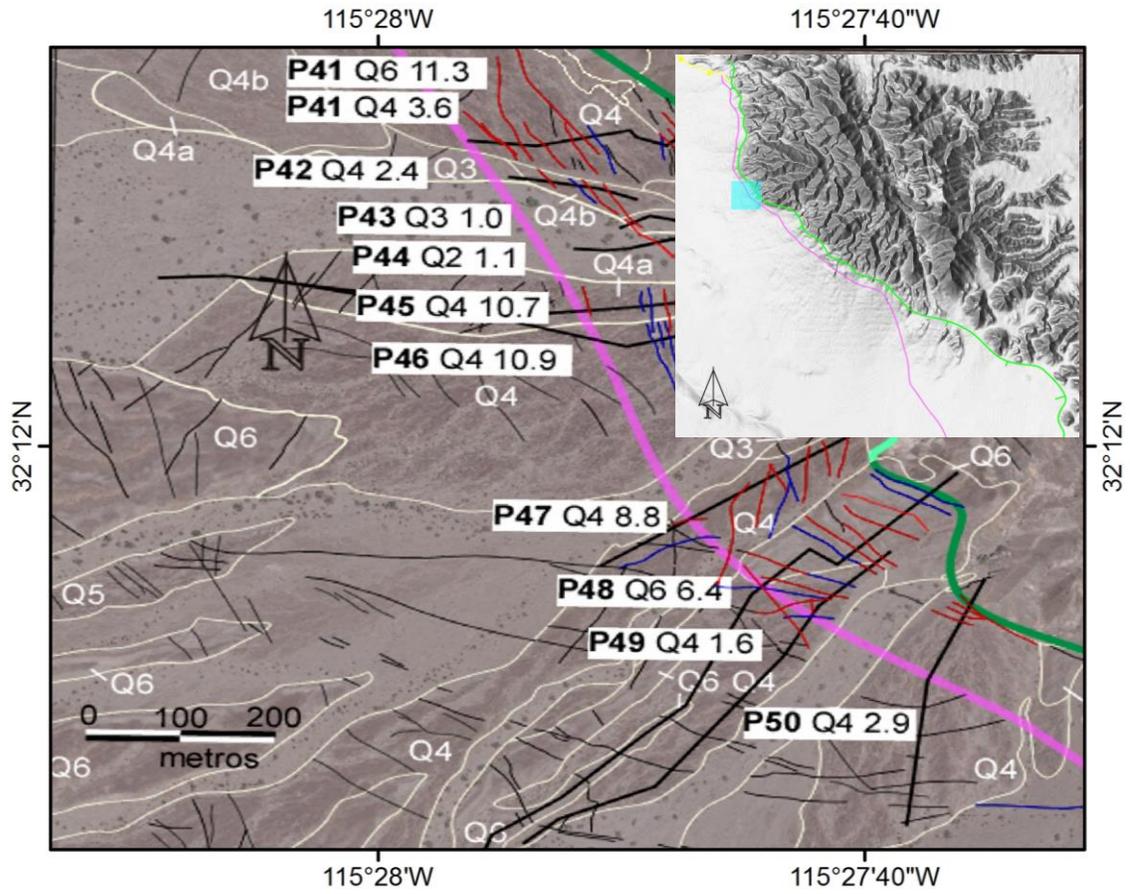


Figura 111. Imagen área que muestra la localización de los perfiles P41-P50.

Perfil P41

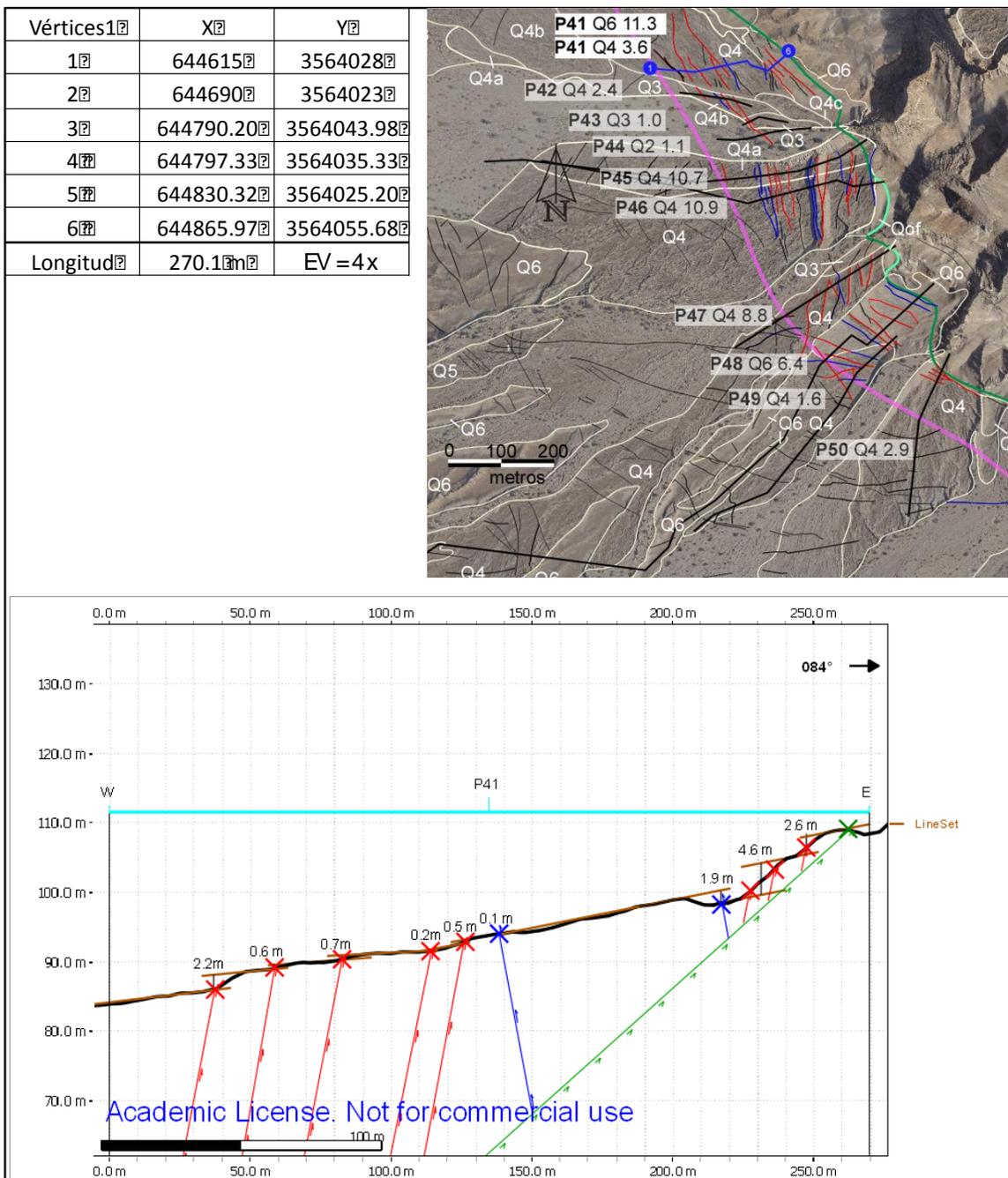


Figura 112. Perfil P41.

Perfil P42

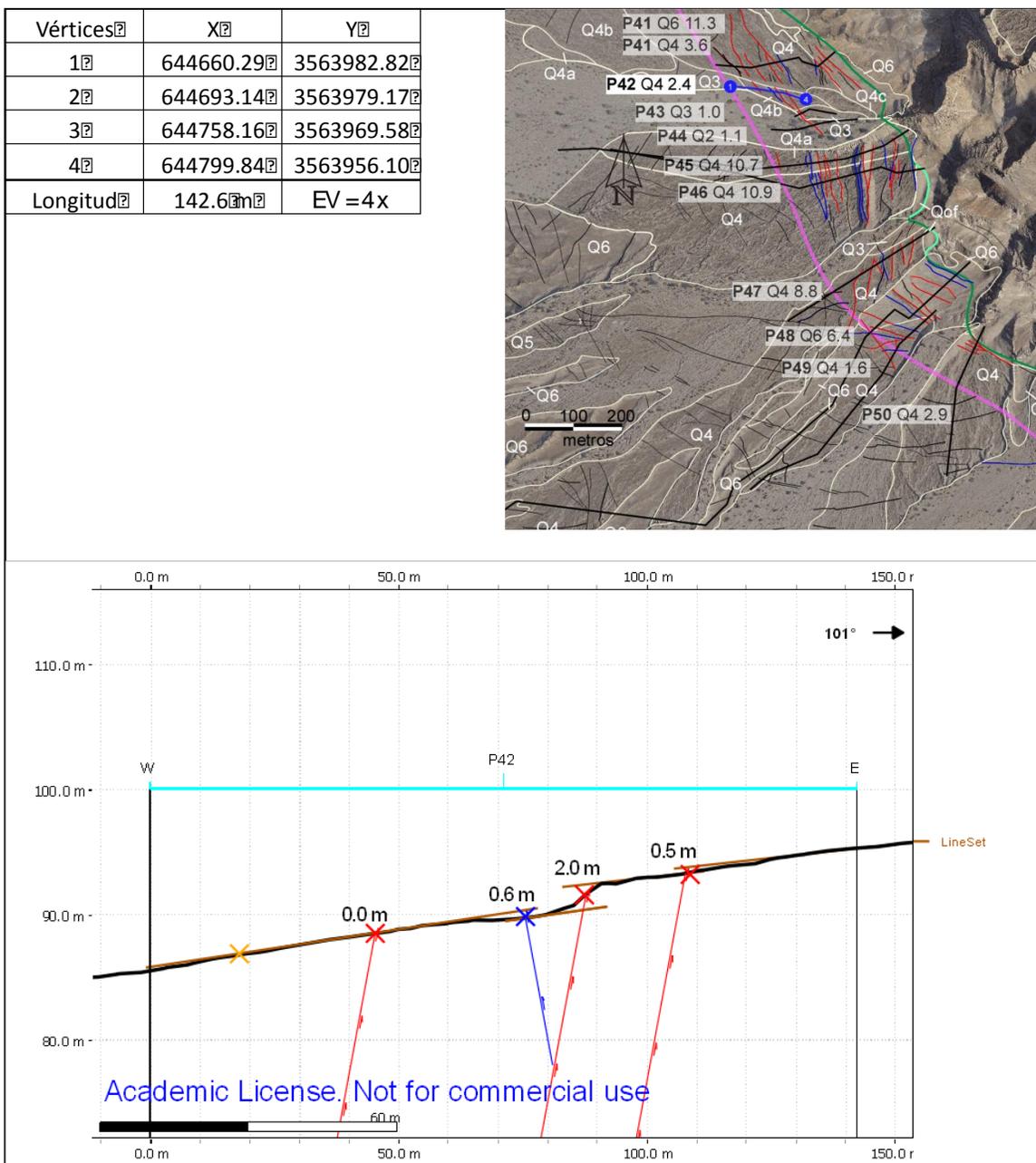


Figura 113. Perfil P42.

Perfil P43

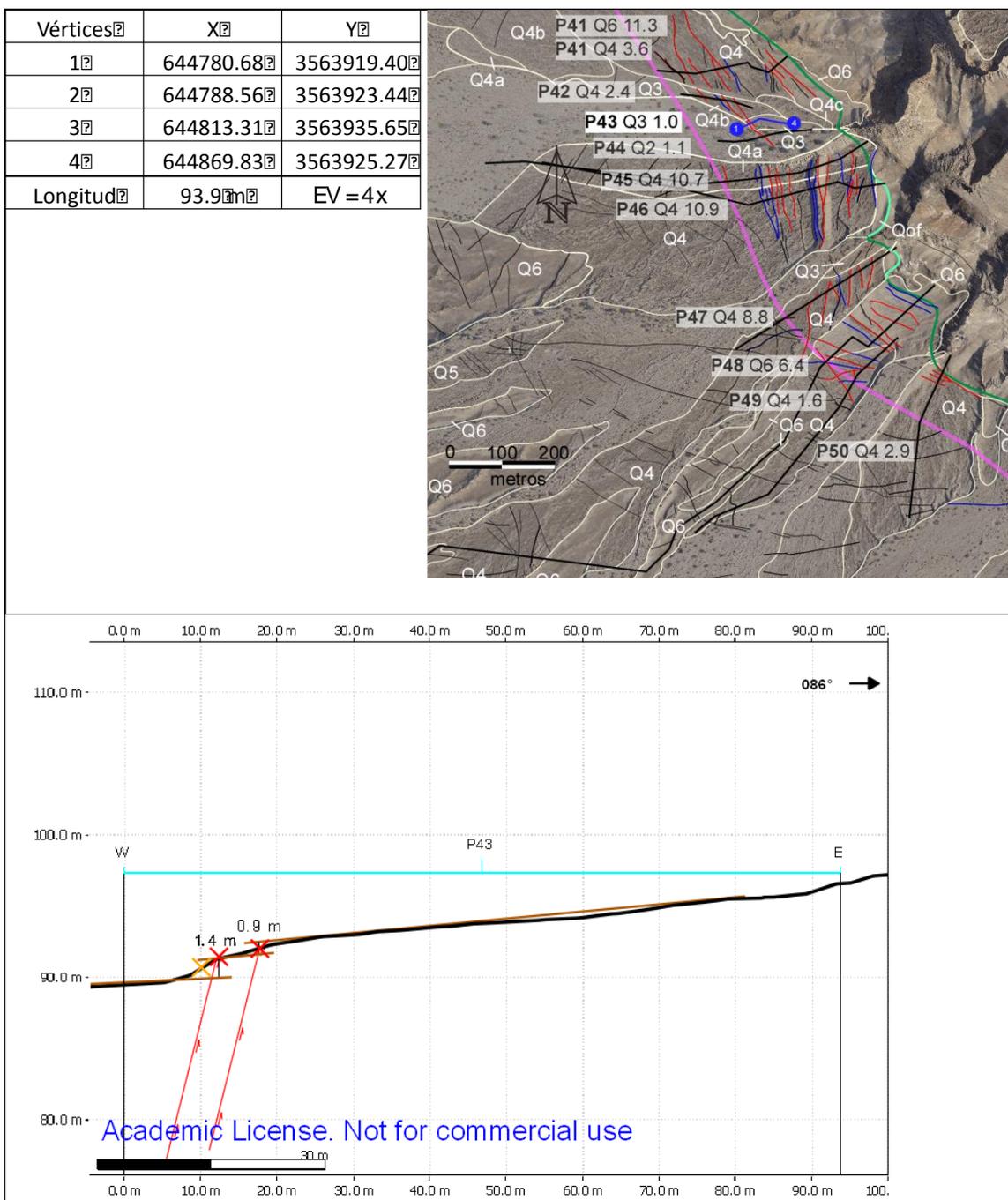


Figura 114. Perfil P43.

Perfil P44

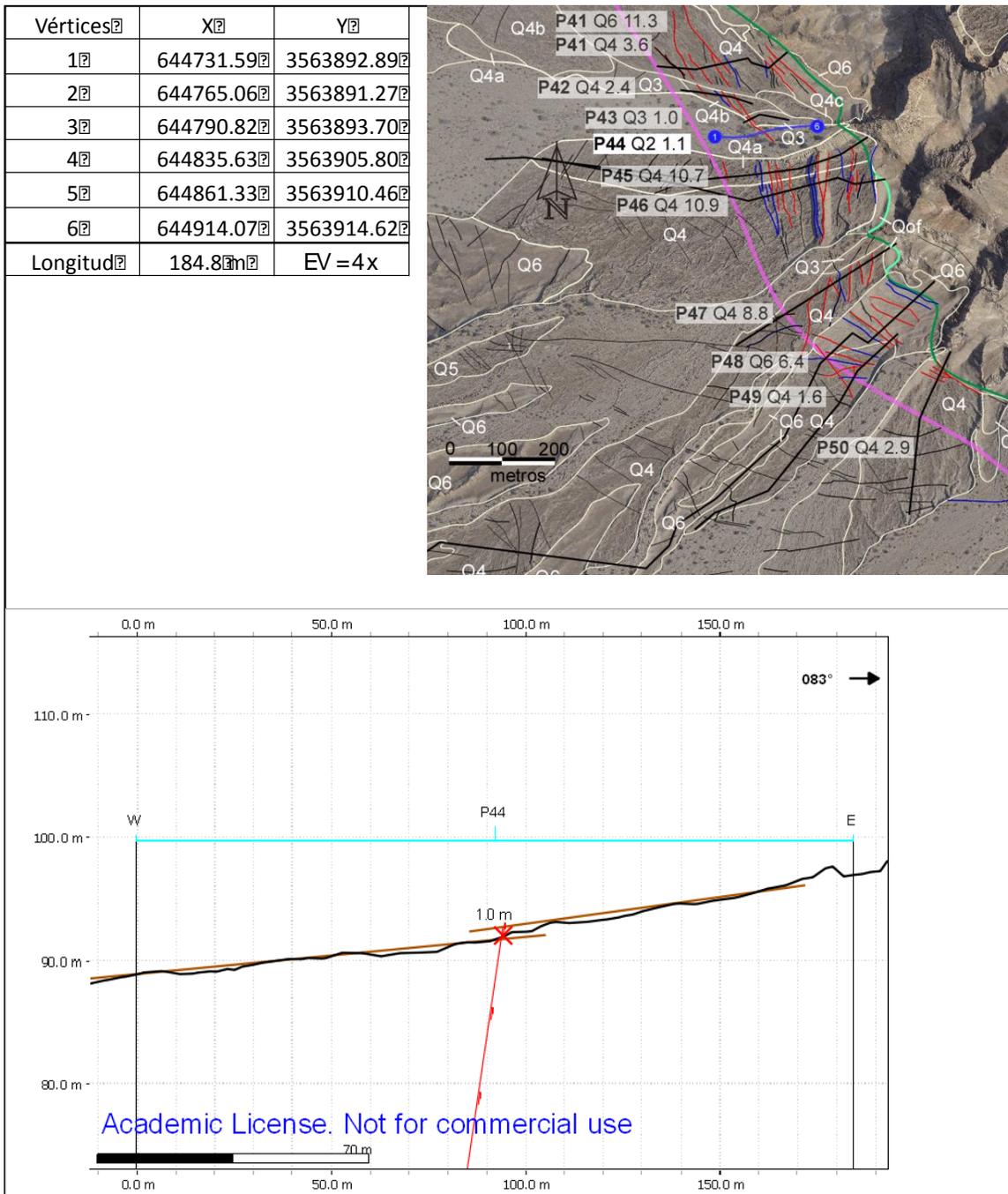


Figura 115. Perfil P44.

Perfil P45

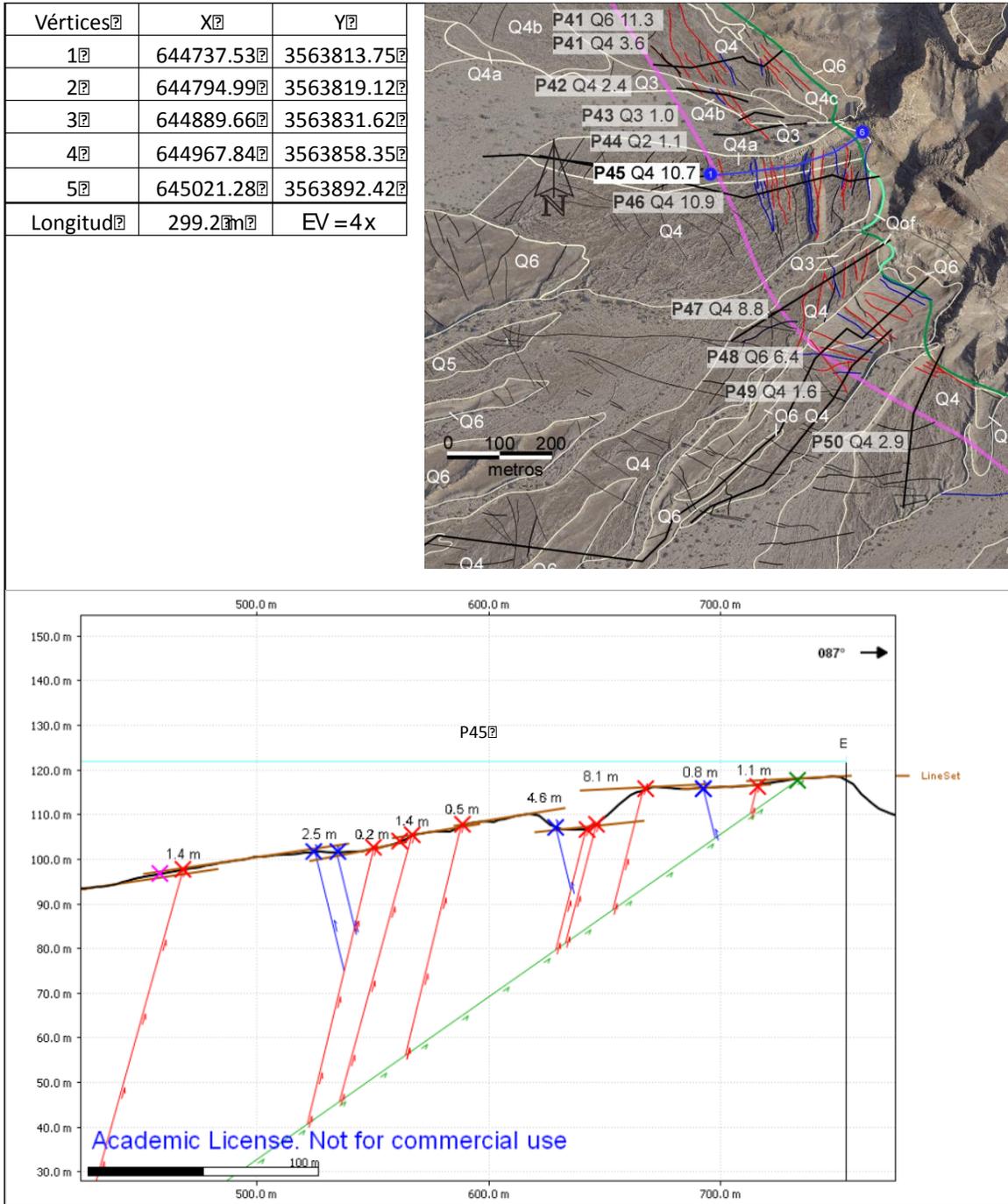


Figura 116. Perfil P45.

Perfil P46

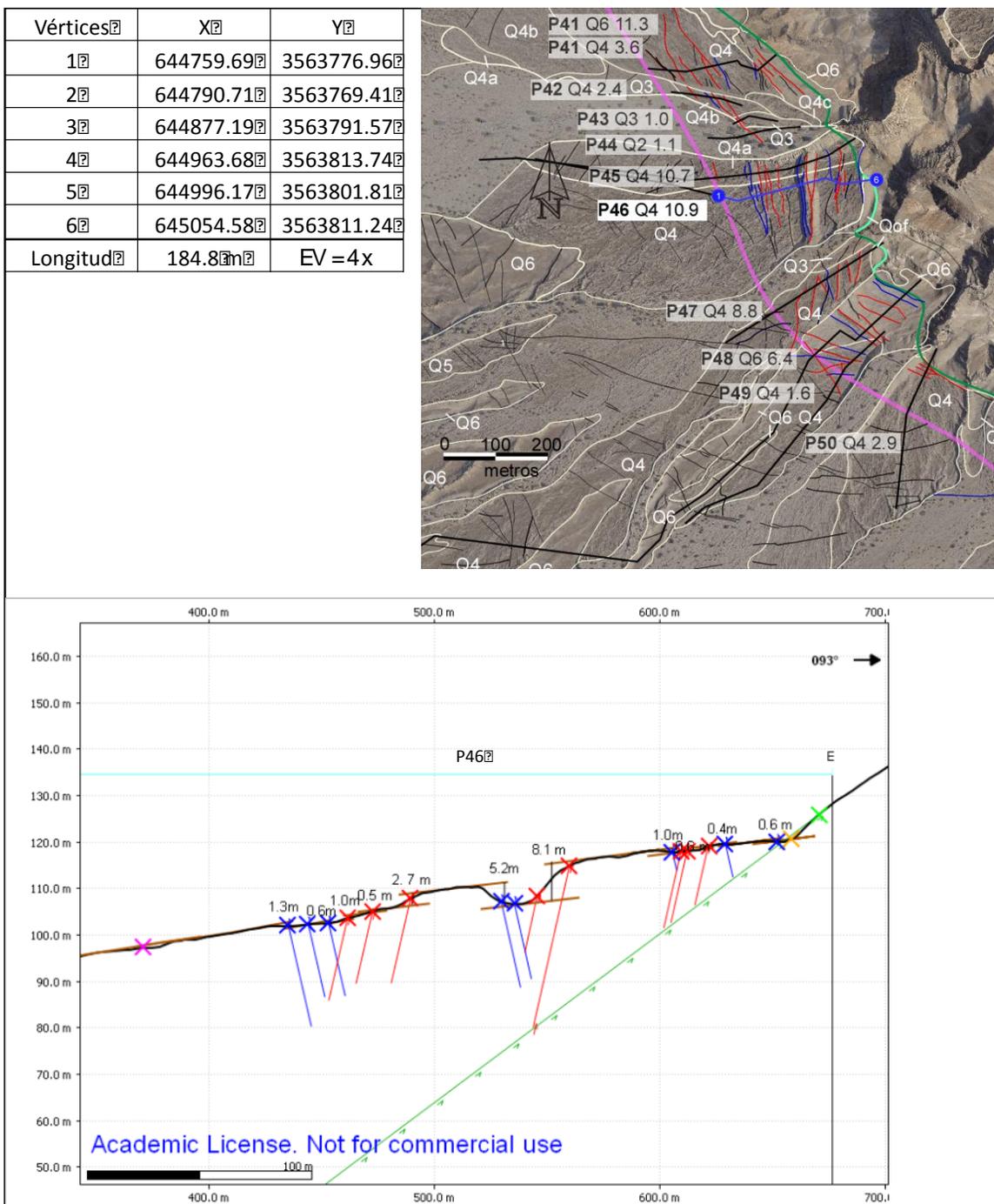


Figura 117. Perfil P46

Perfil P47

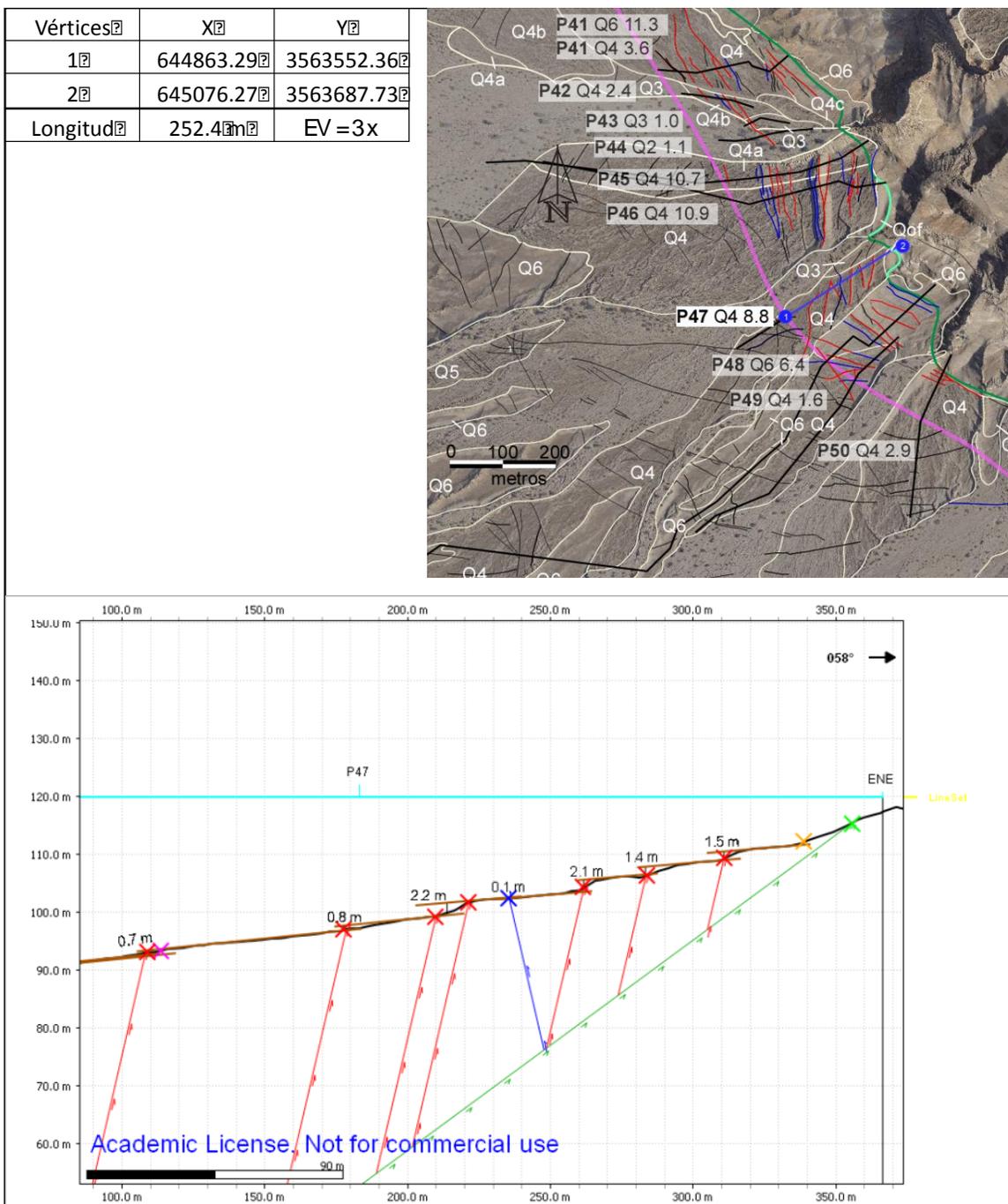


Figura 118. Perfil P47

Perfil P48

Vértices	X	Y
1	644940.53	3563467.05
2	644991.41	3563515.06
3	645021.12	3563496.28
4	645085.42	3563555.65
5	645149.72	3563615.01
Longitud	280.13m	EV = 7x

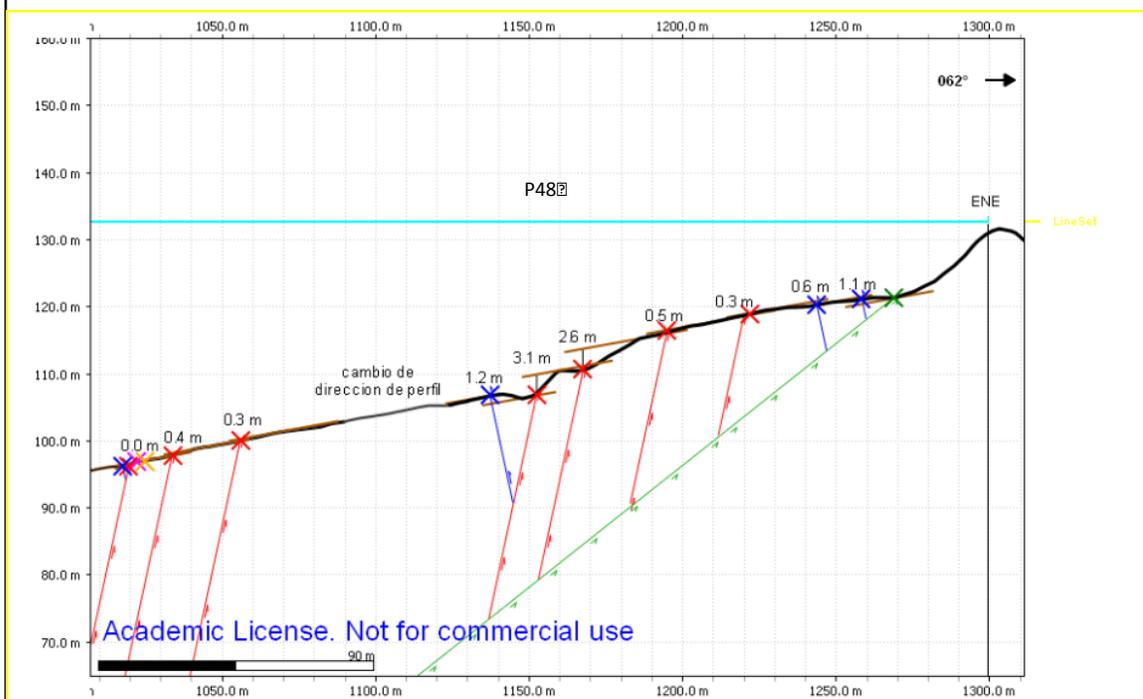
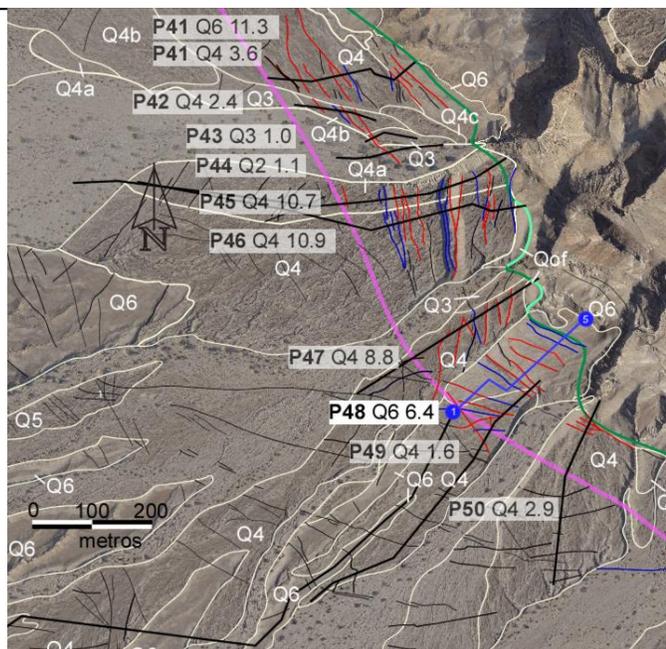


Figura 119. Perfil P48

Perfil P49

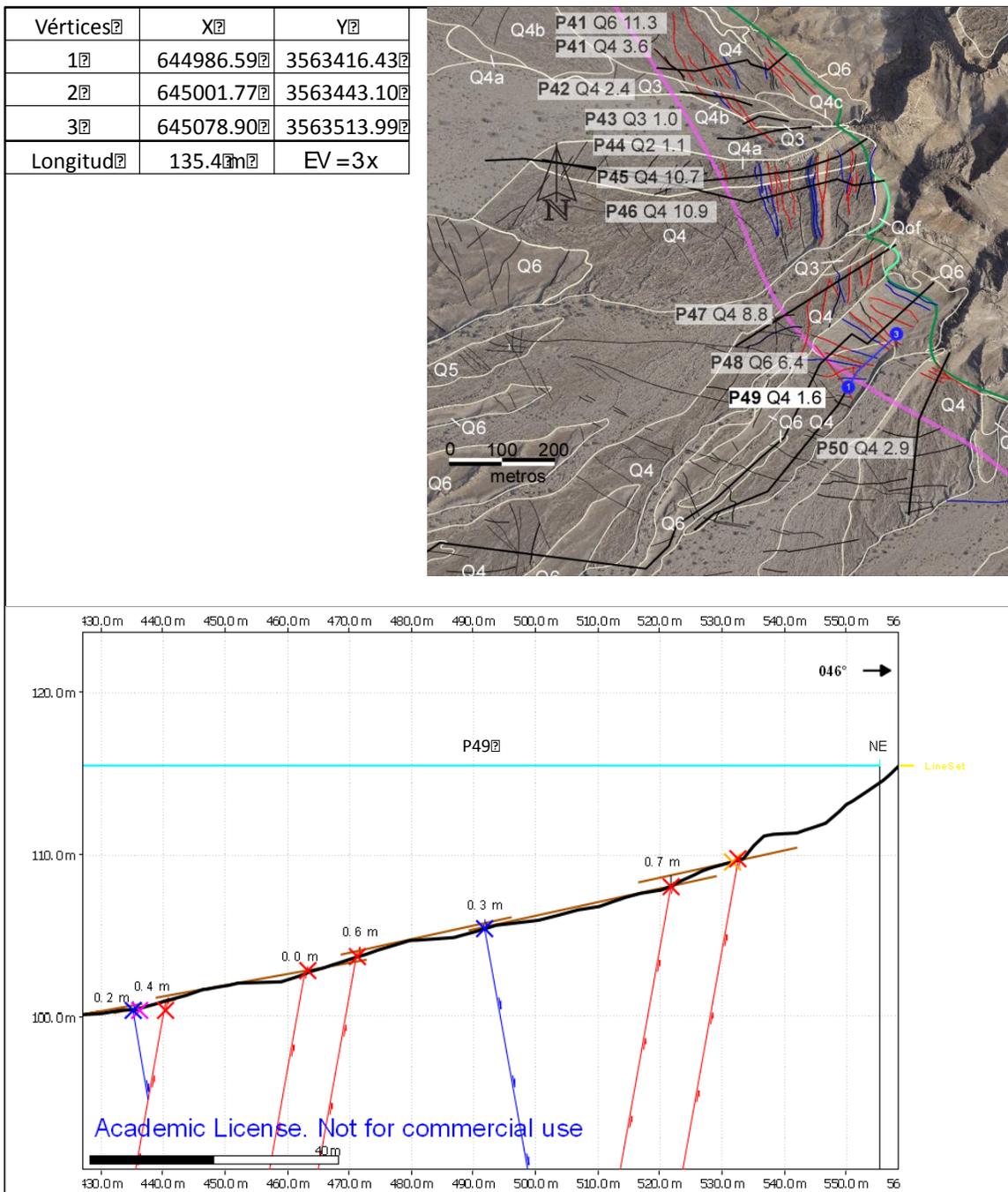


Figura 120. Perfil P49

Perfil P50

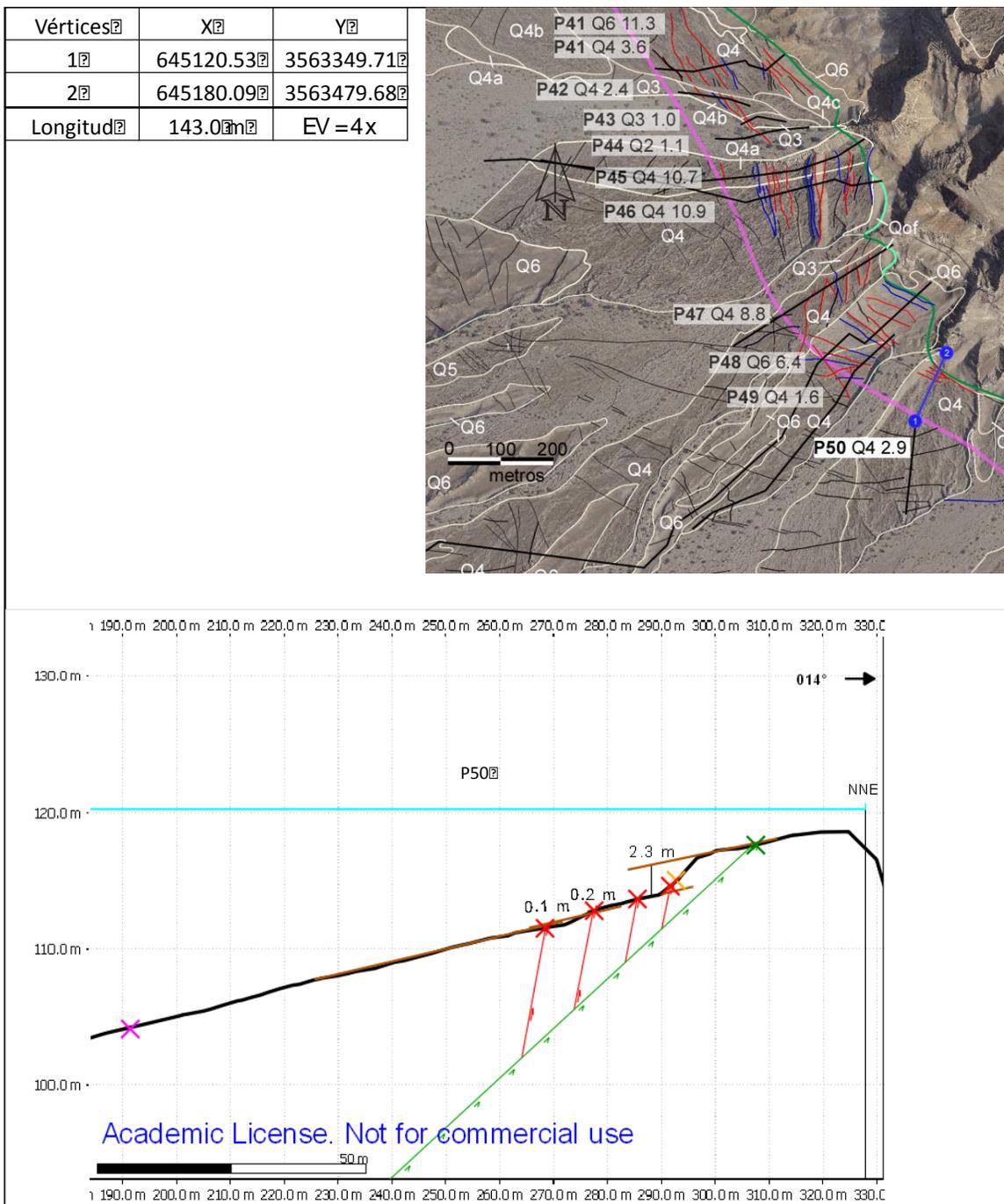


Figura 121. Perfil P50

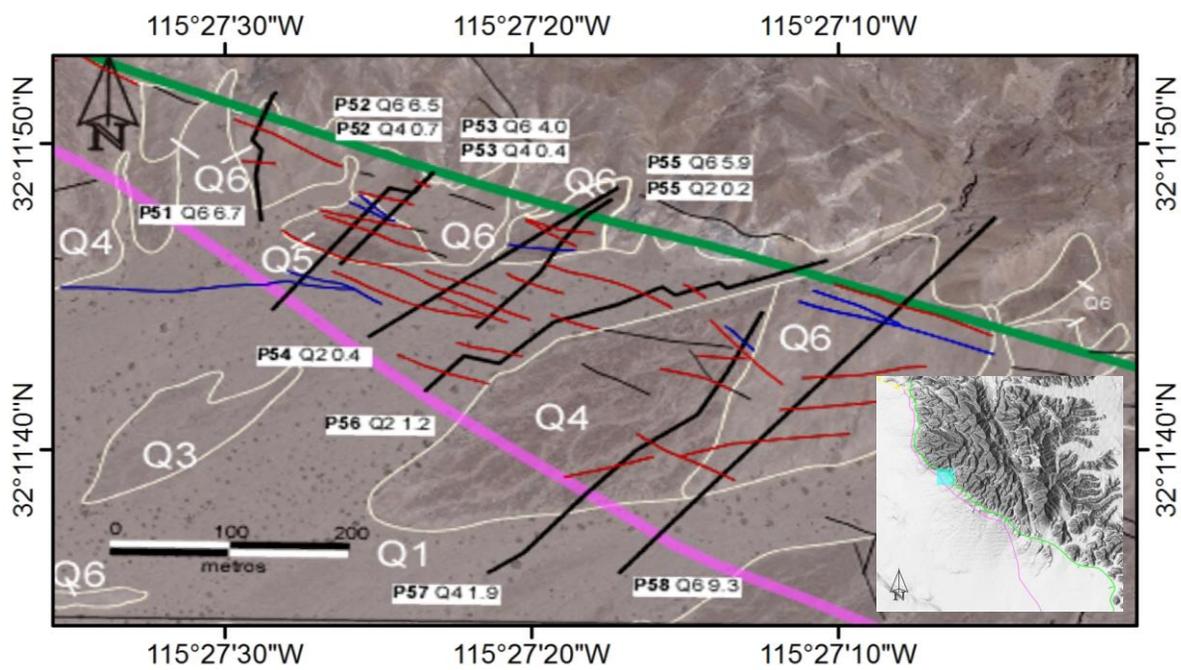


Figura 122. Imagen área que muestra la localización de los perfiles P51-P58.

Perfil P51

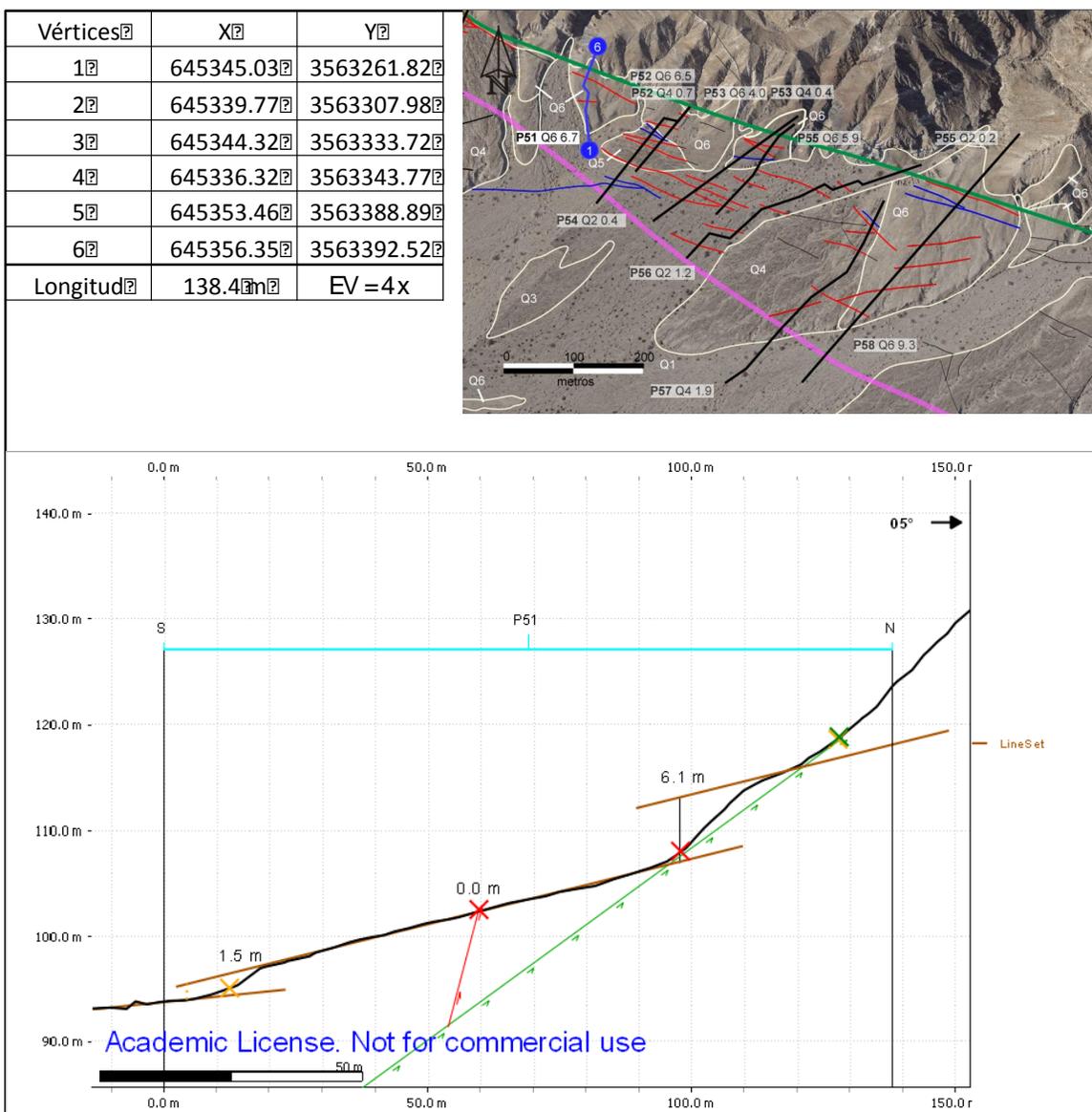


Figura 123. Perfil P51

Perfil P52

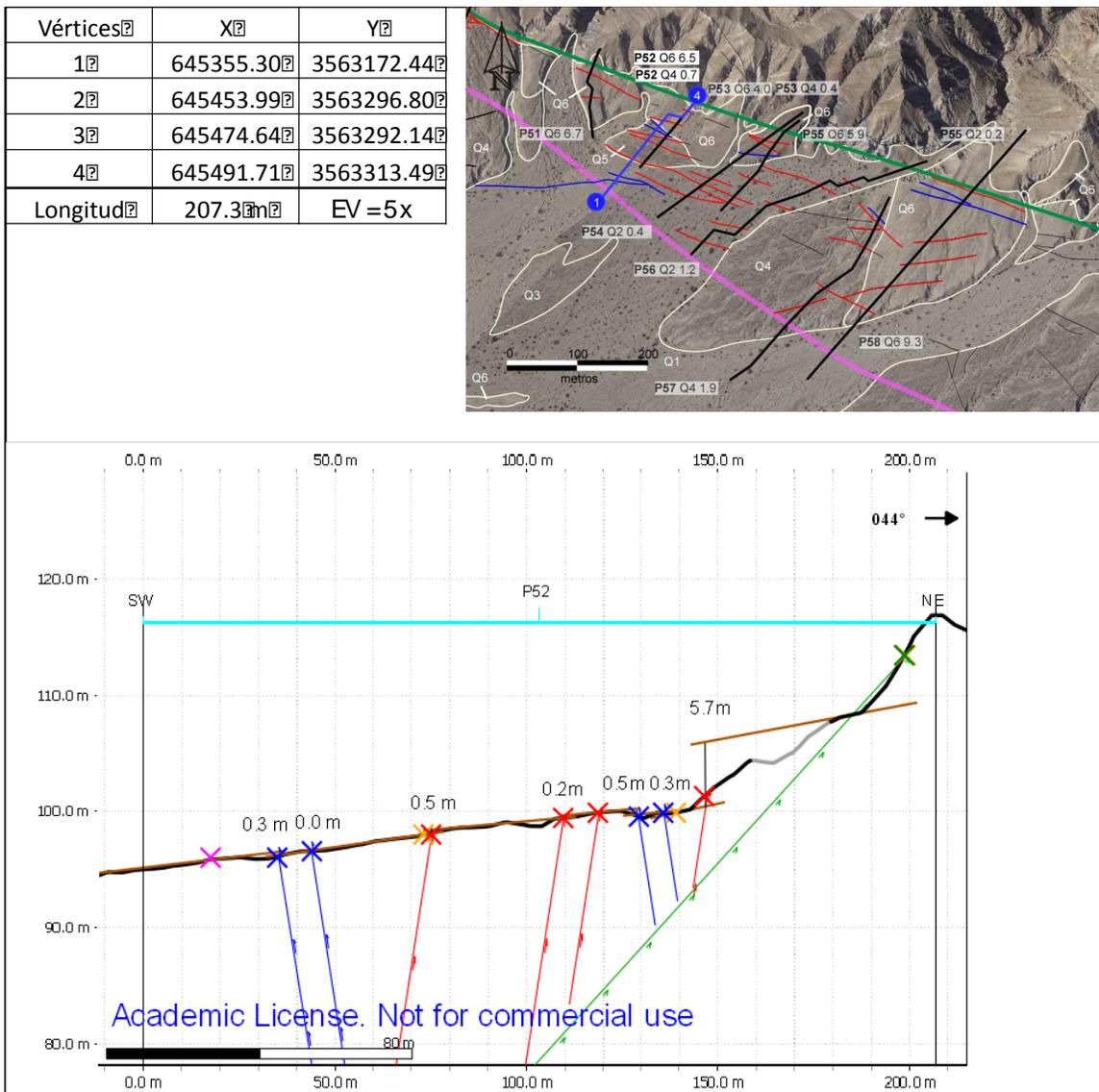


Figura 124. Perfil P52

Perfil P53

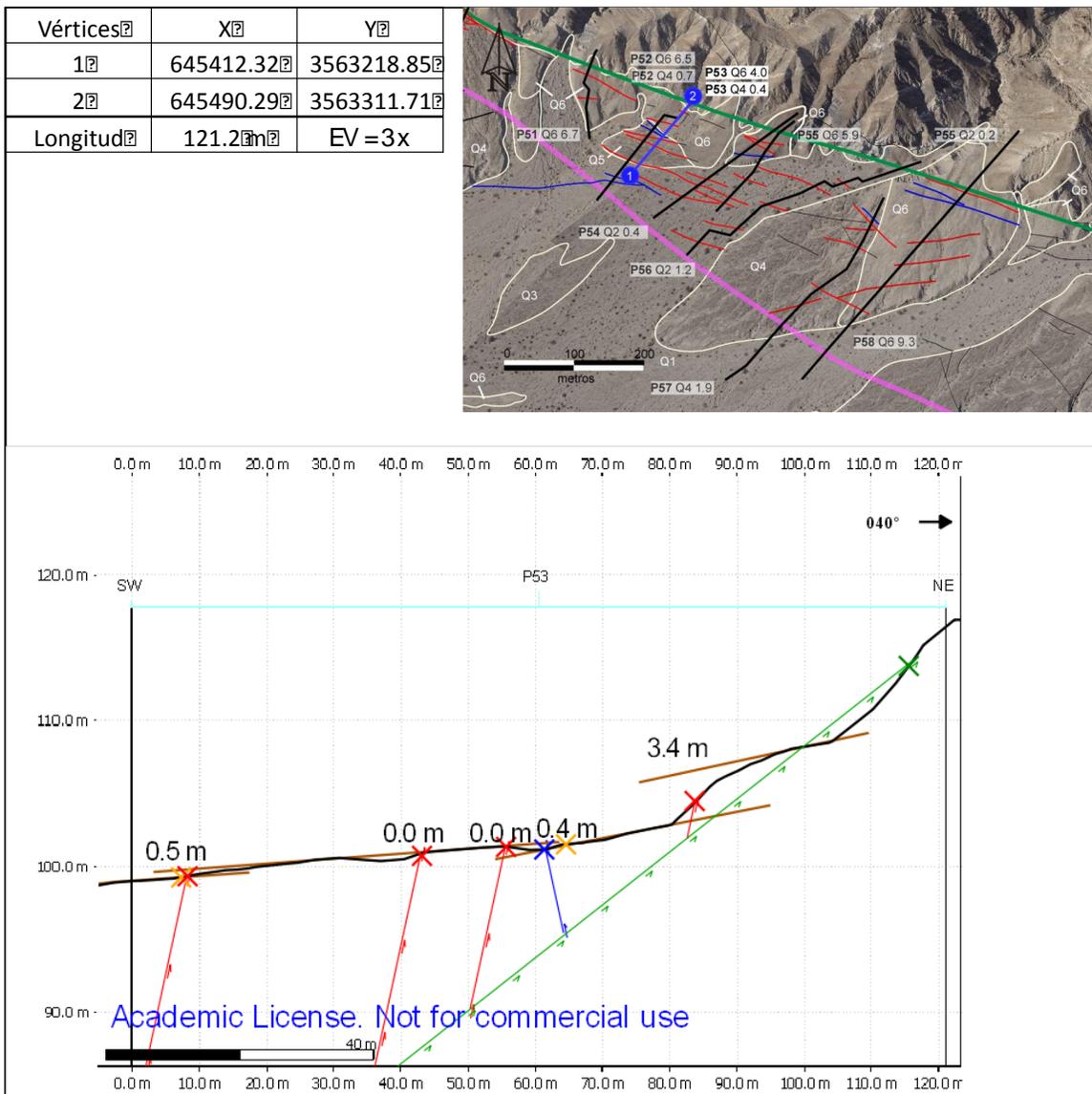


Figura 125. Perfil P53

Perfil P54

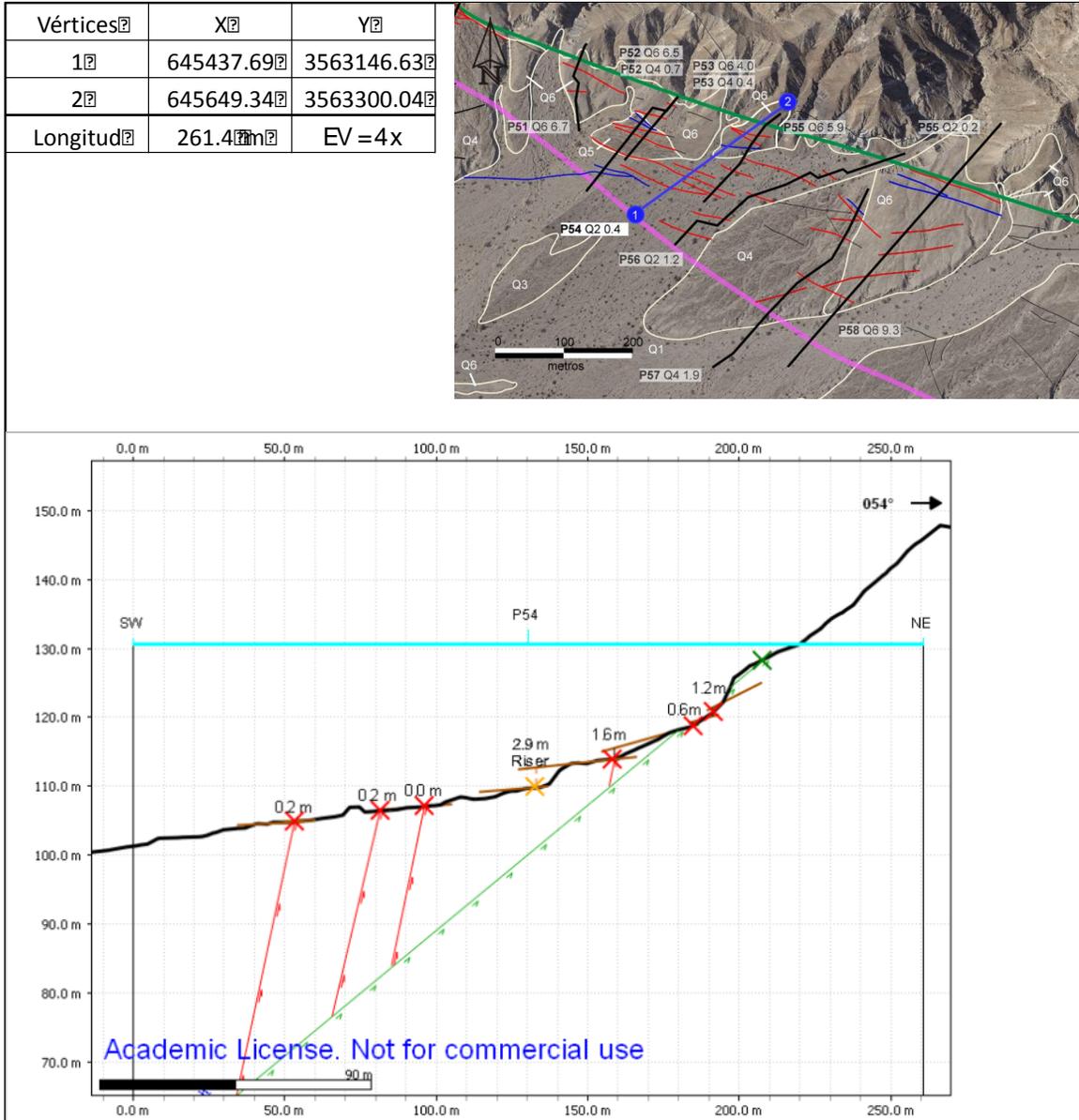


Figura 126. Perfil P54

Perfil P55

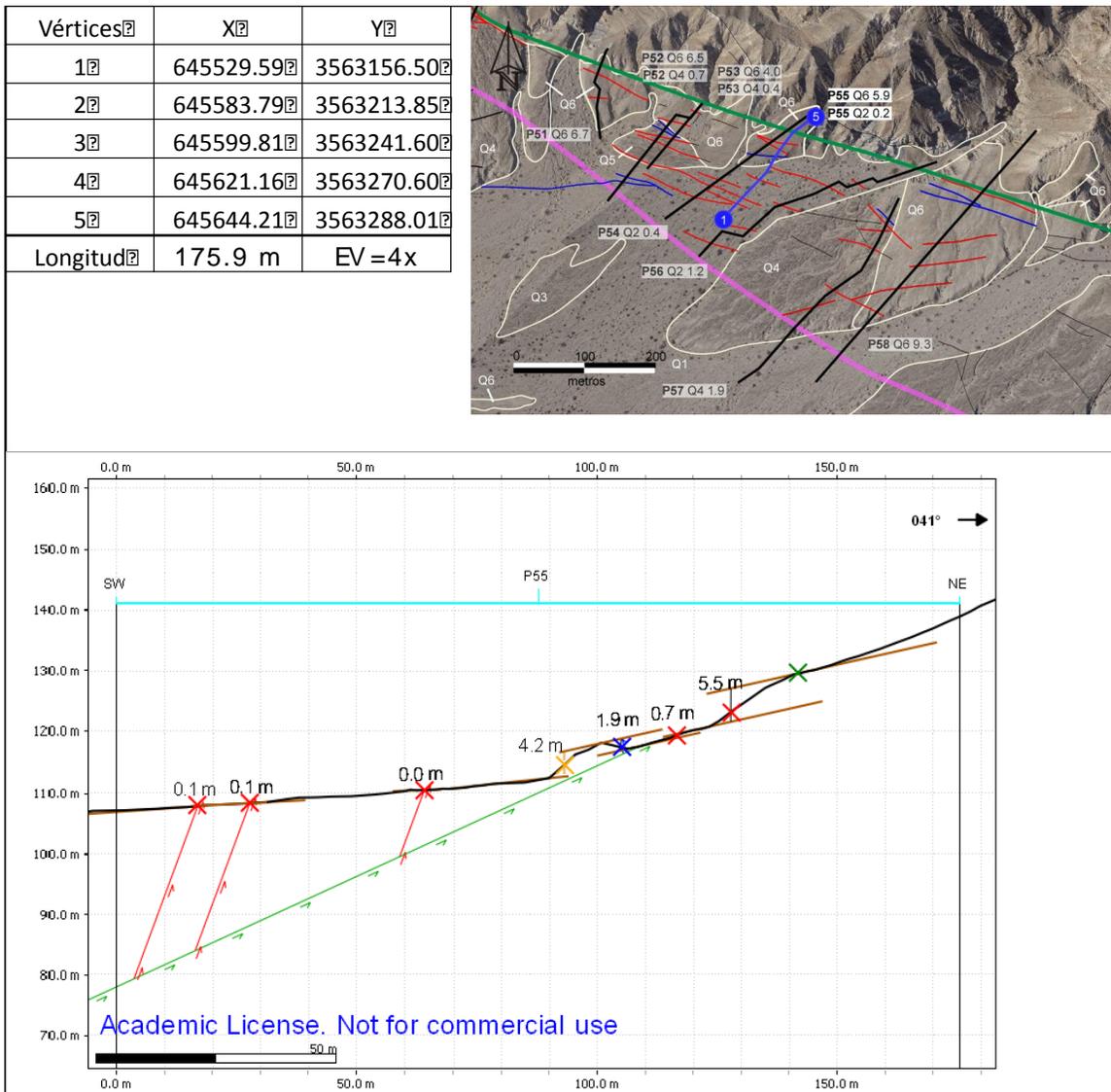


Figura 127. Perfil P55

Perfil P56

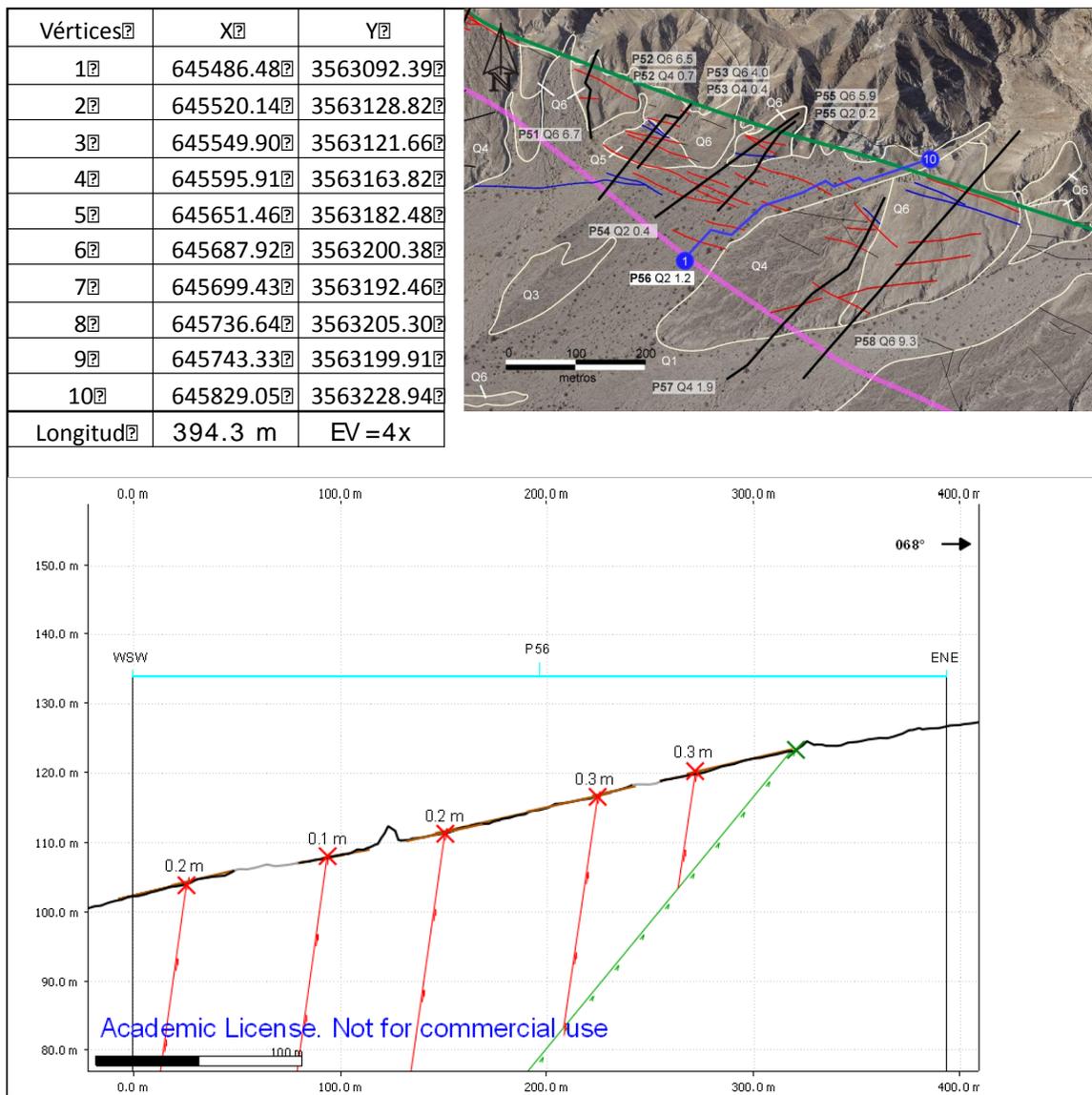


Figura 128. Perfil P56.

Perfil P57

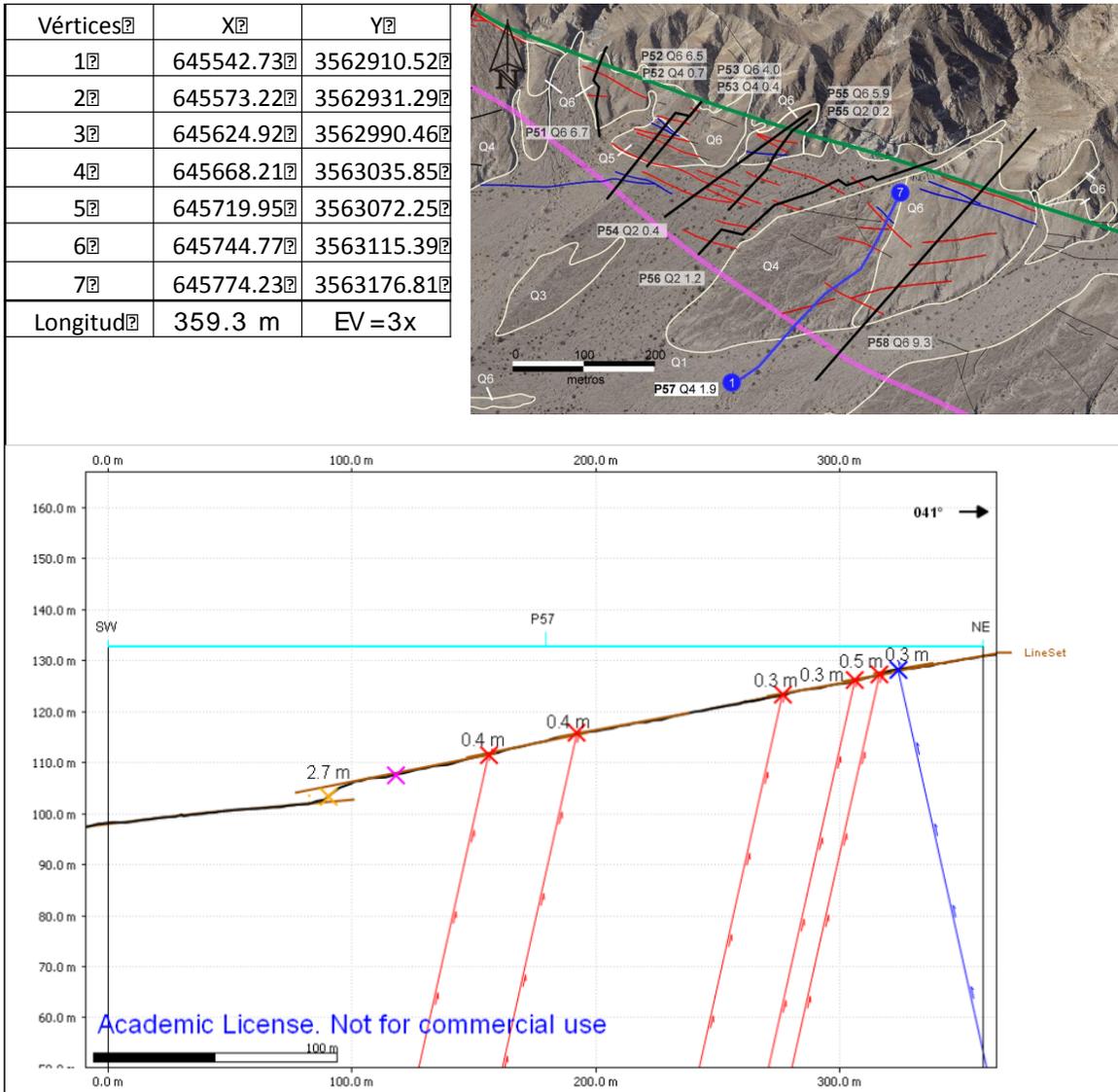


Figura 129. Perfil P57.

Perfil P58

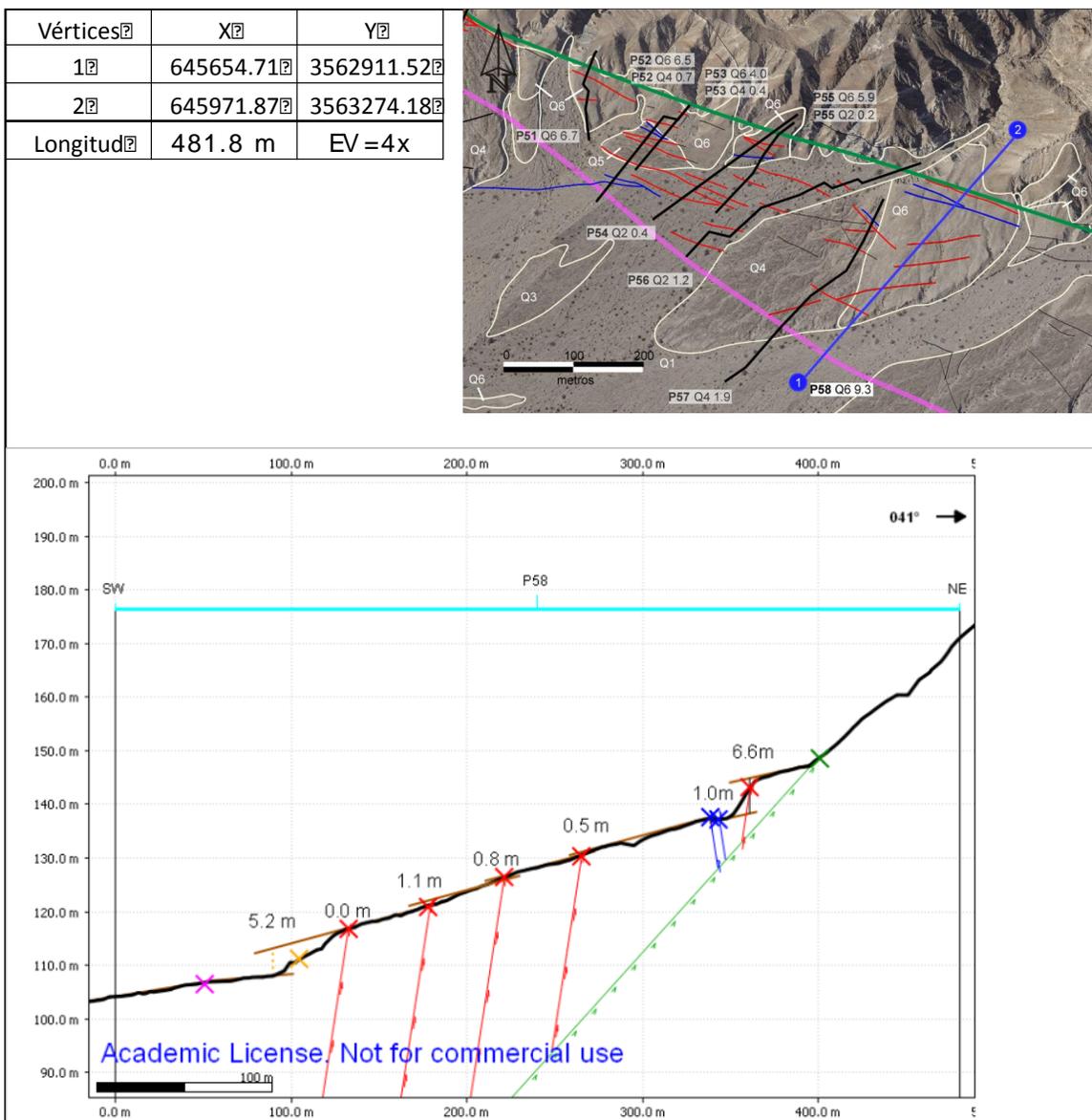


Figura 130. Perfil P58.

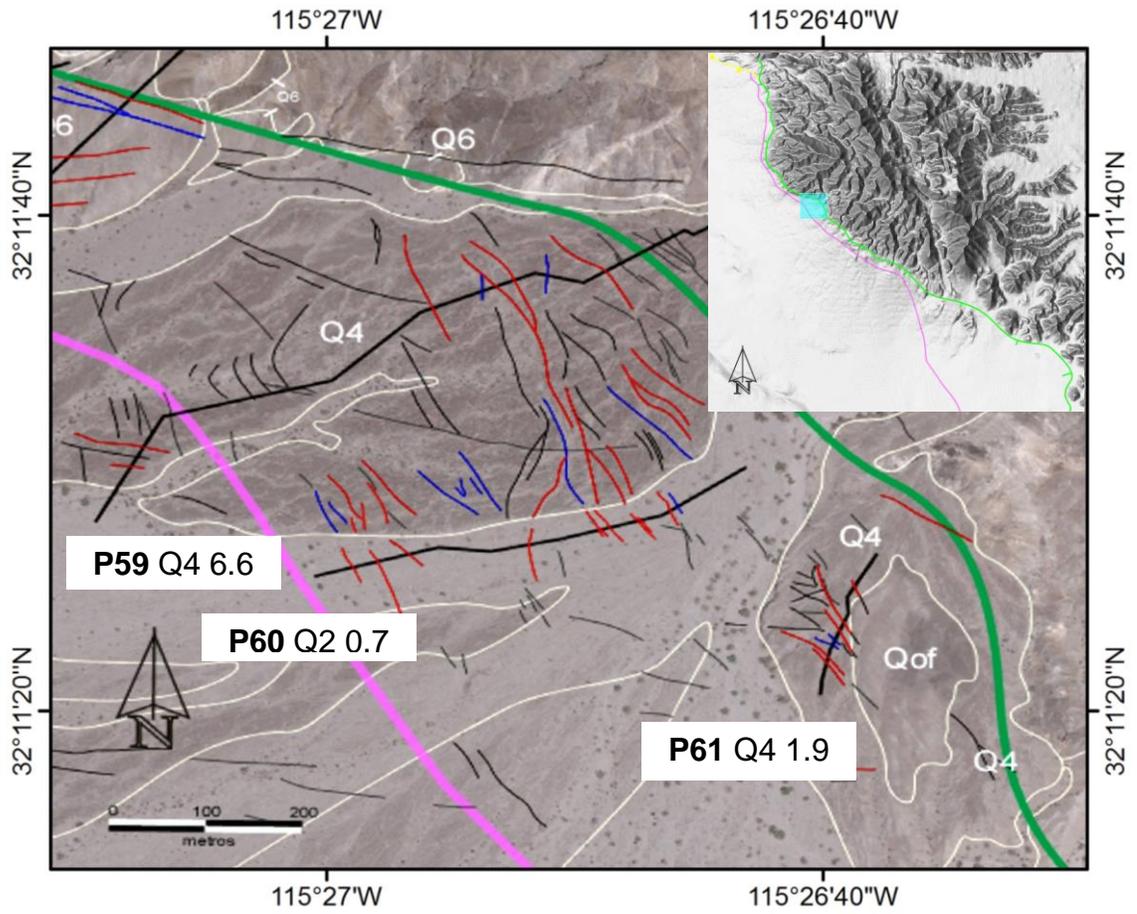


Figura 131. Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P59-P61.

Perfil P59

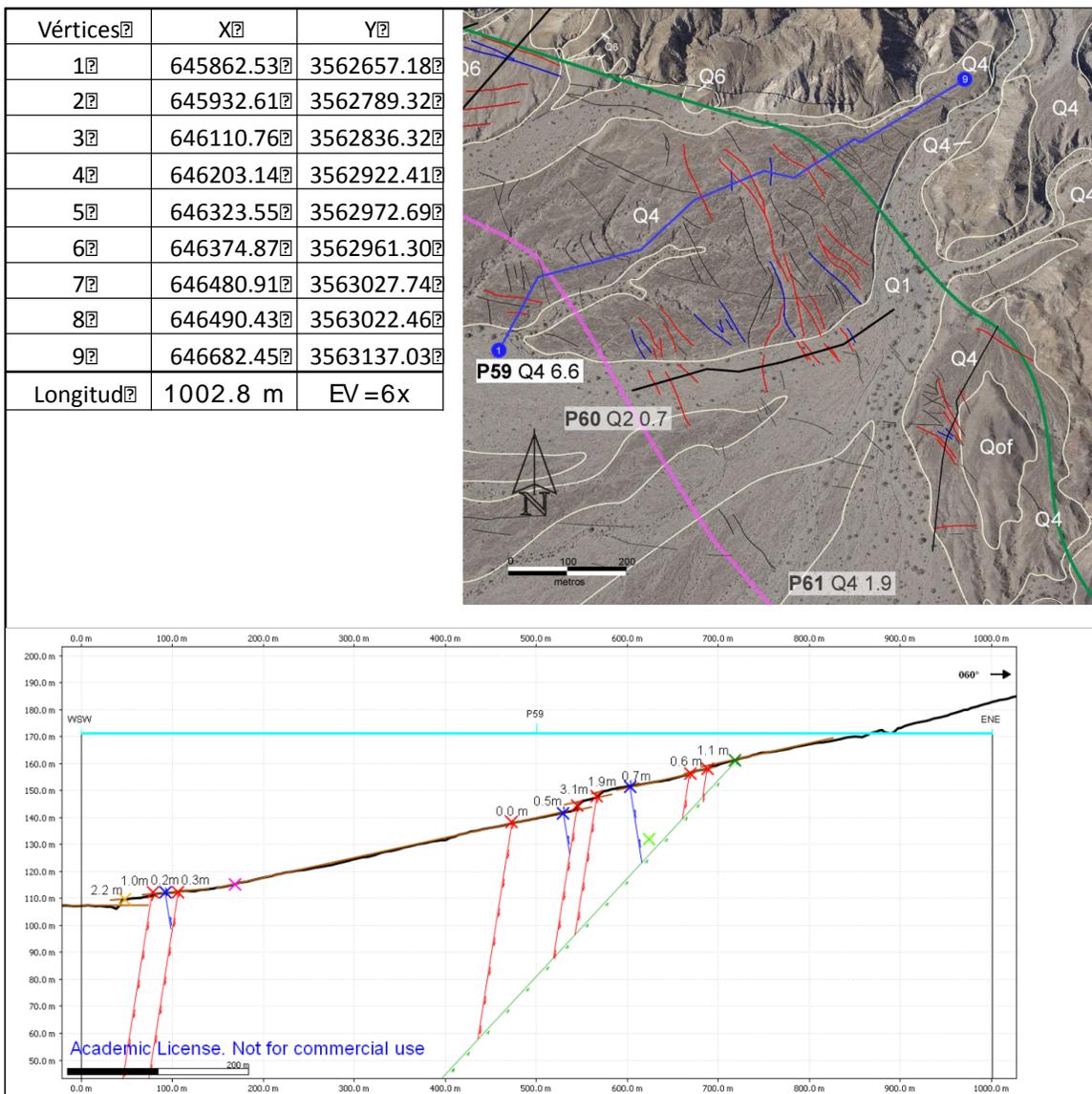


Figura 132. Perfil P59

Perfil P60

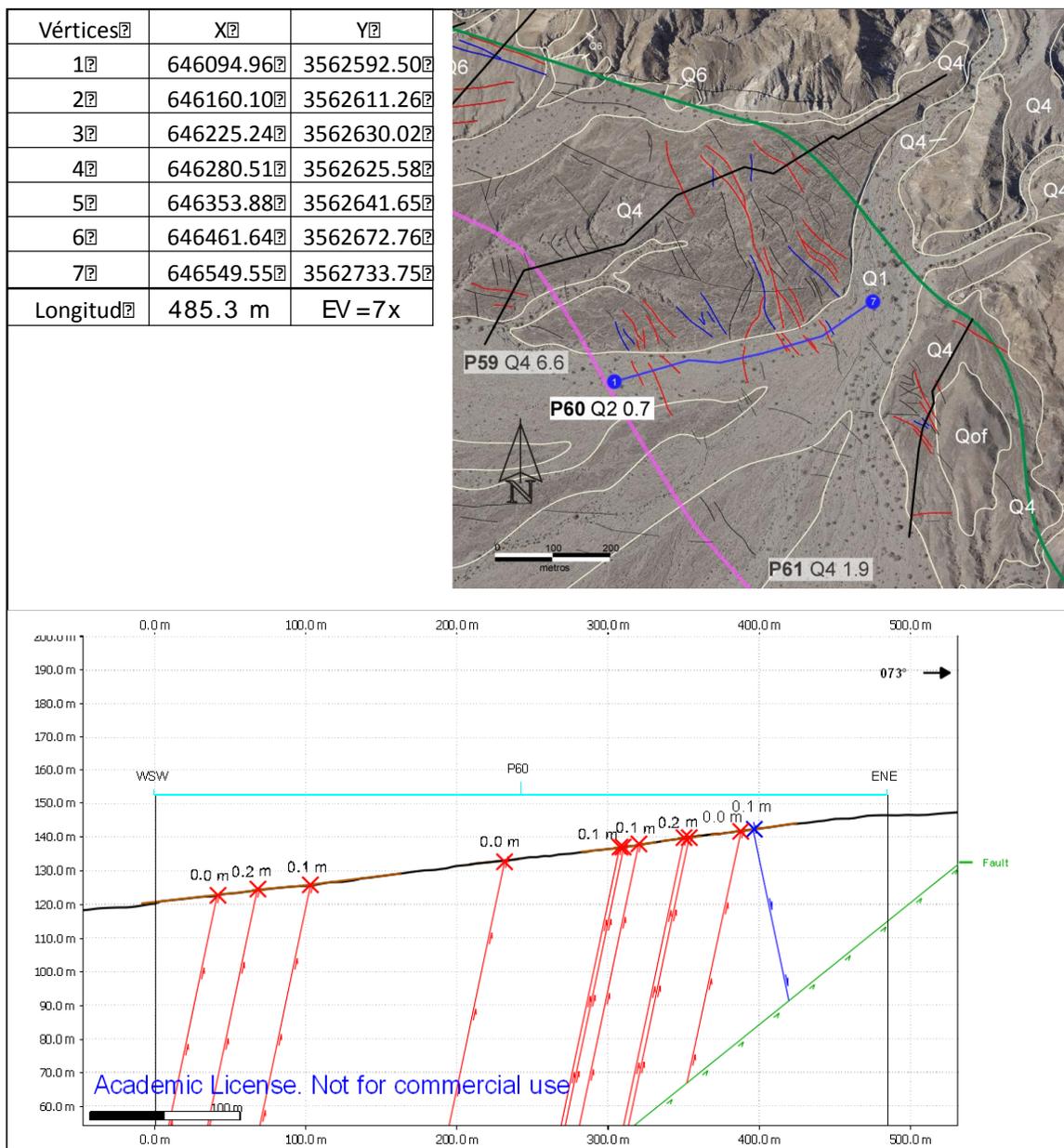


Figura 133. Perfil P60.

Perfil P61

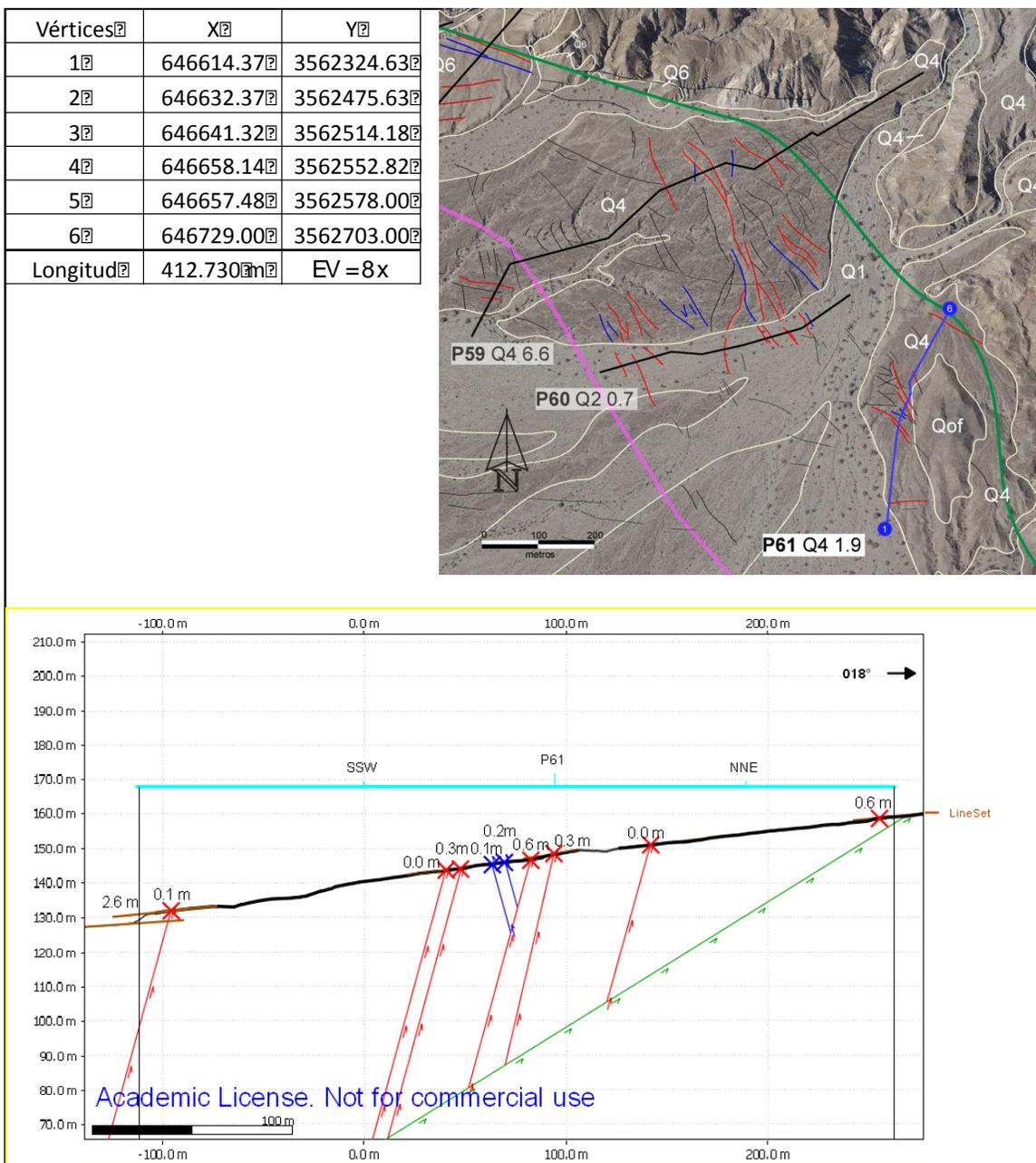


Figura 134. Perfil P61

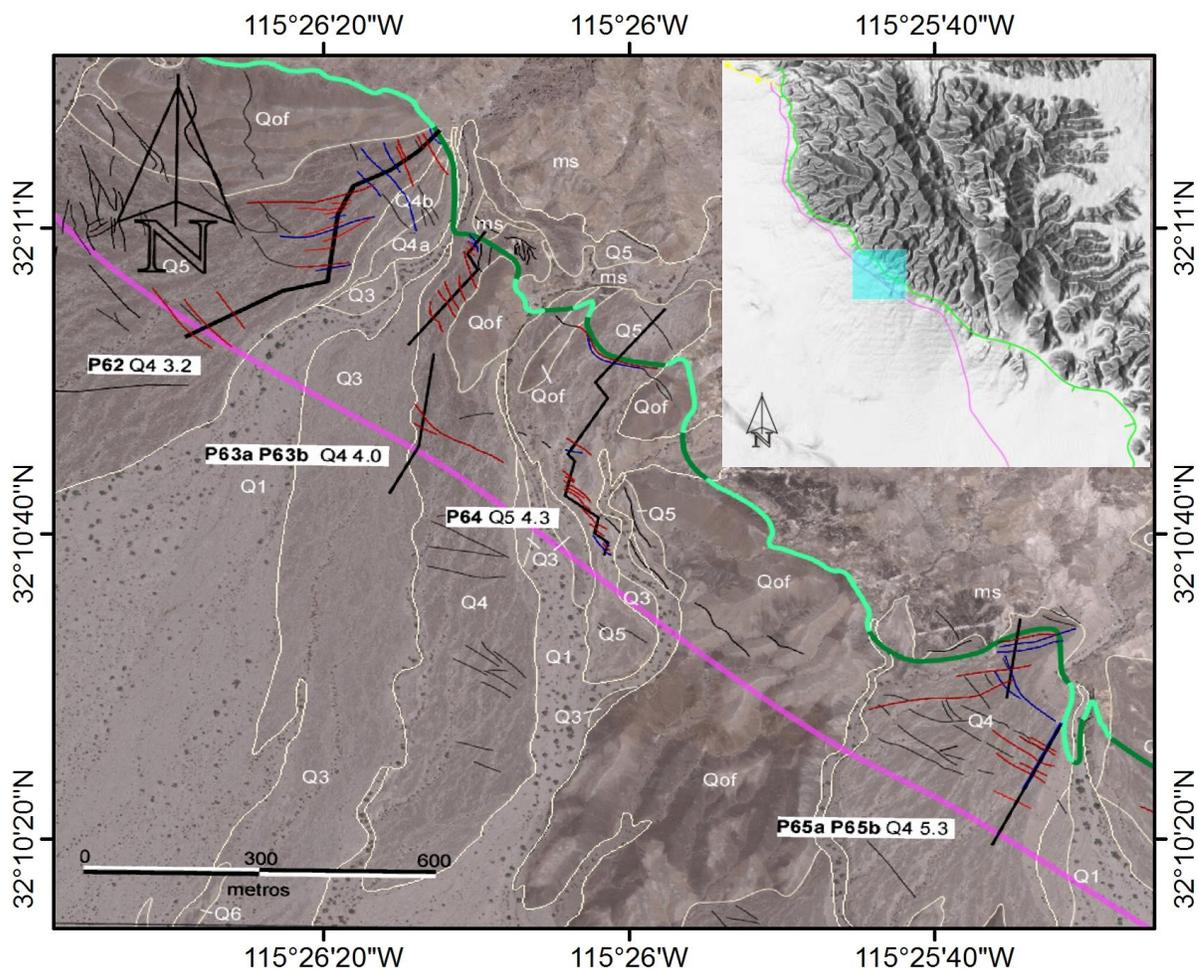


Figura 135. Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P62-P65.

Perfil P62

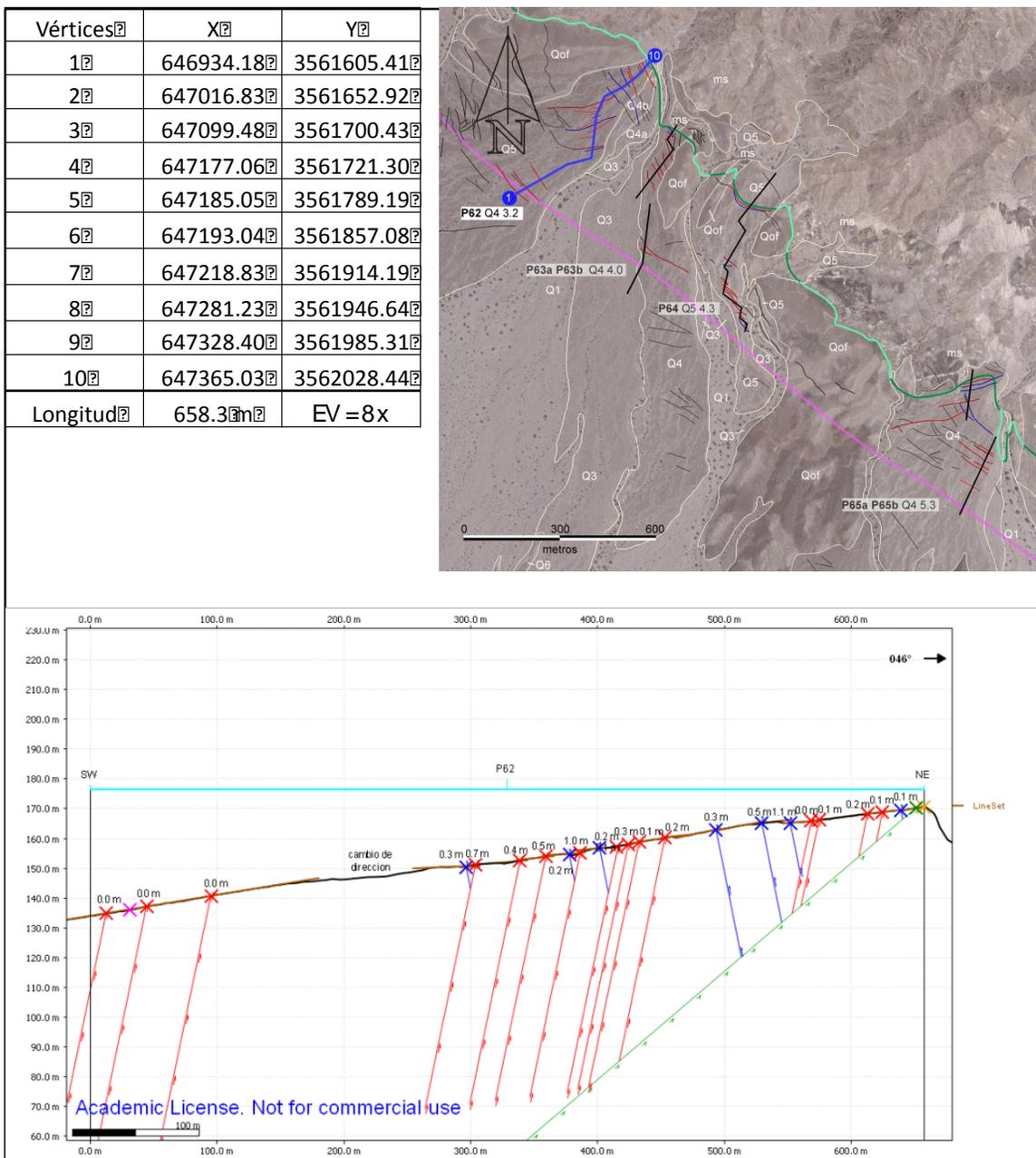


Figura 136. Perfil P62

Perfil P63

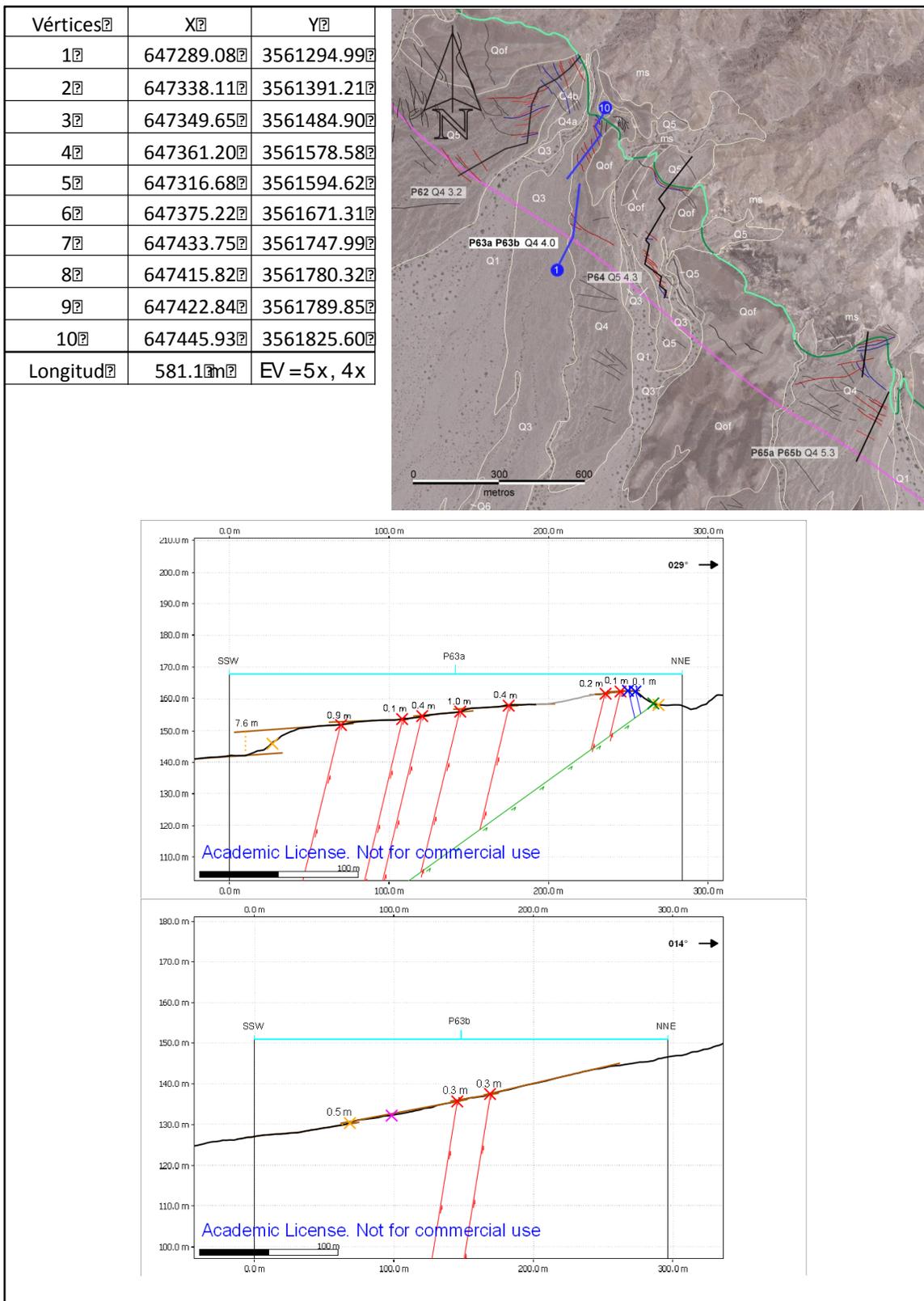


Figura 137. Perfil P63.

Perfil P64

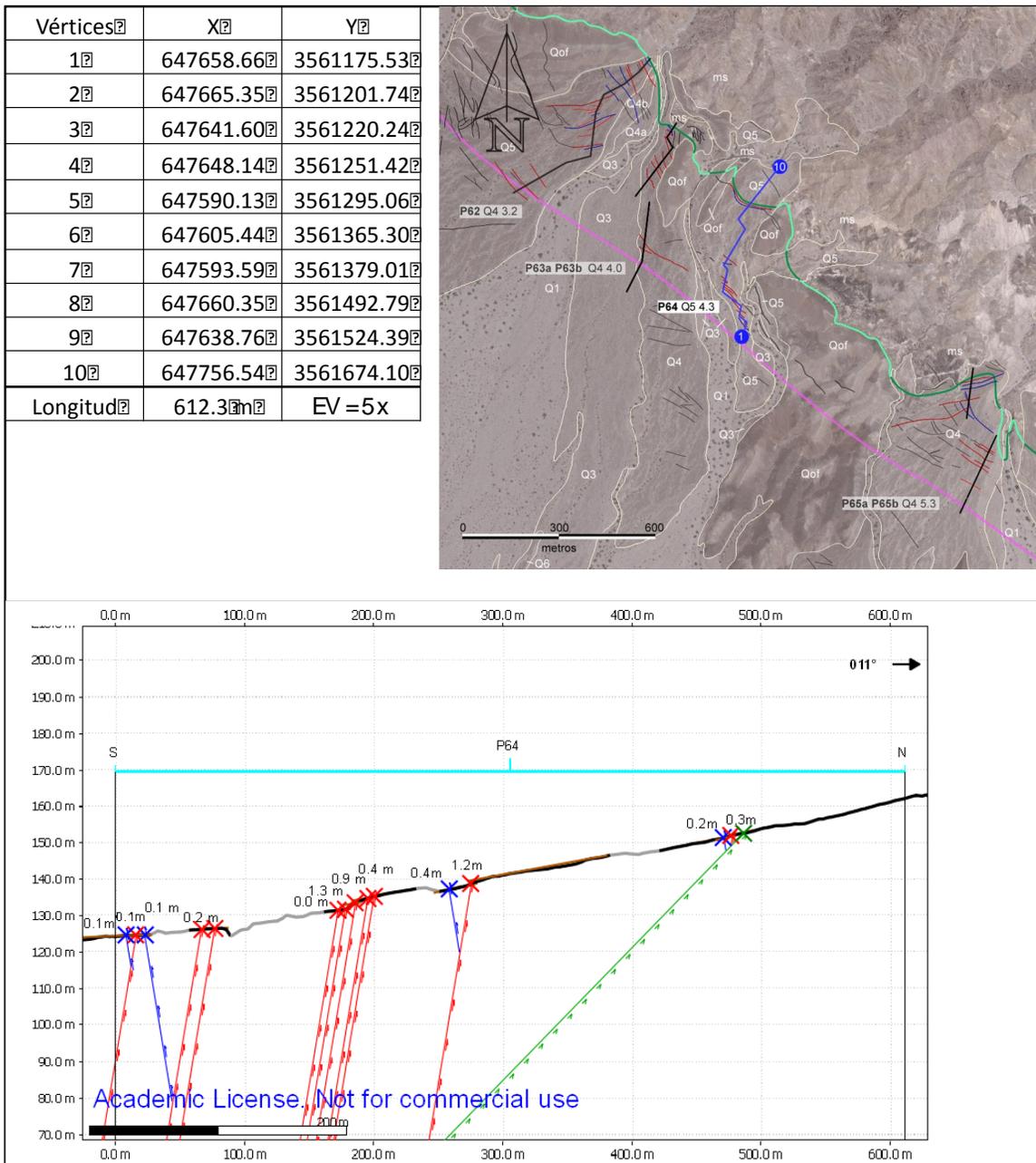


Figura 138. Perfil P64

Perfil P65

Vértices	X	Y
1	648447.00	3560847.00
2	648332.00	3560601.50
3	648352.84	3560897.62
4	648373.68	3561058.47
Longitud	612.3m	EV = 4x

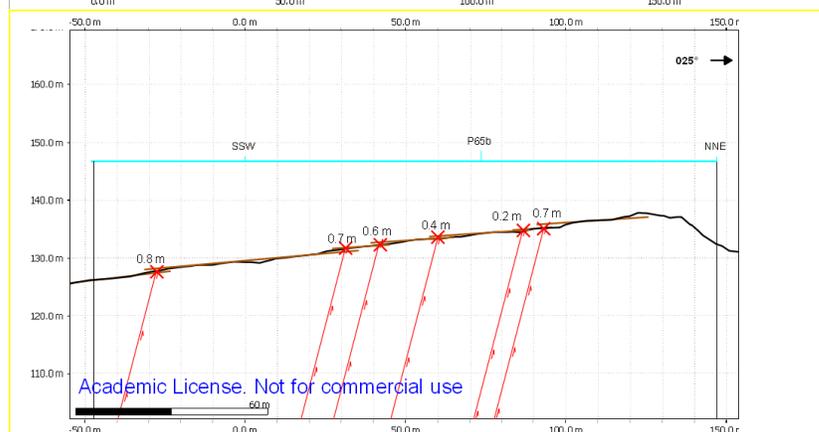
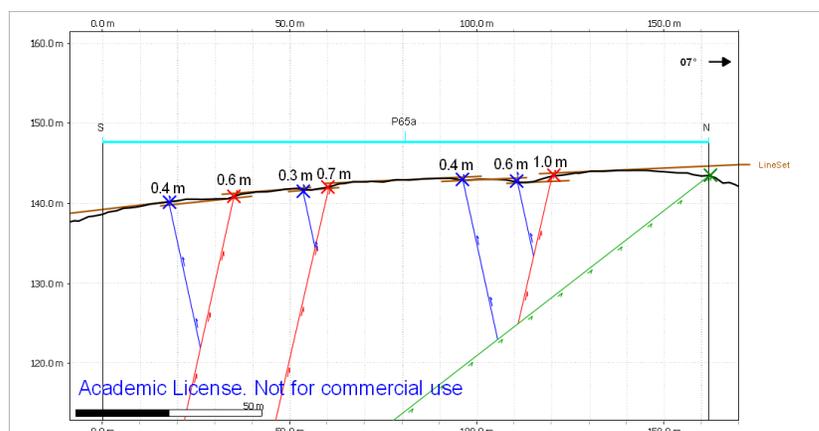
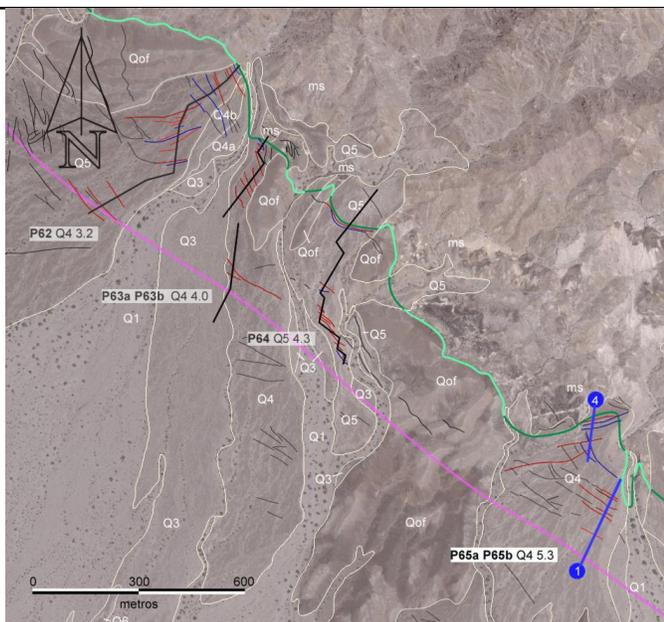


Figura 139. Perfil P65

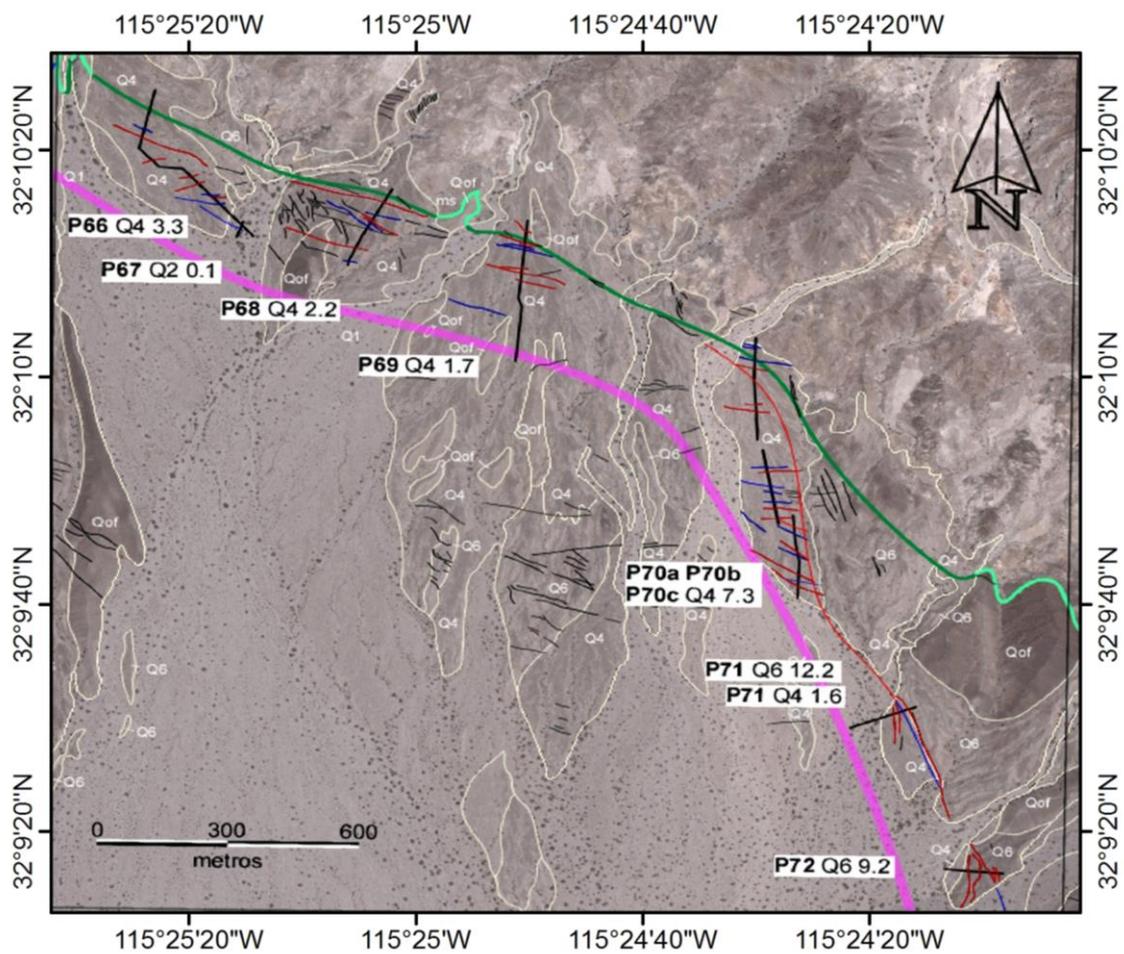


Figura 140. Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P66-P72.

Perfil P66

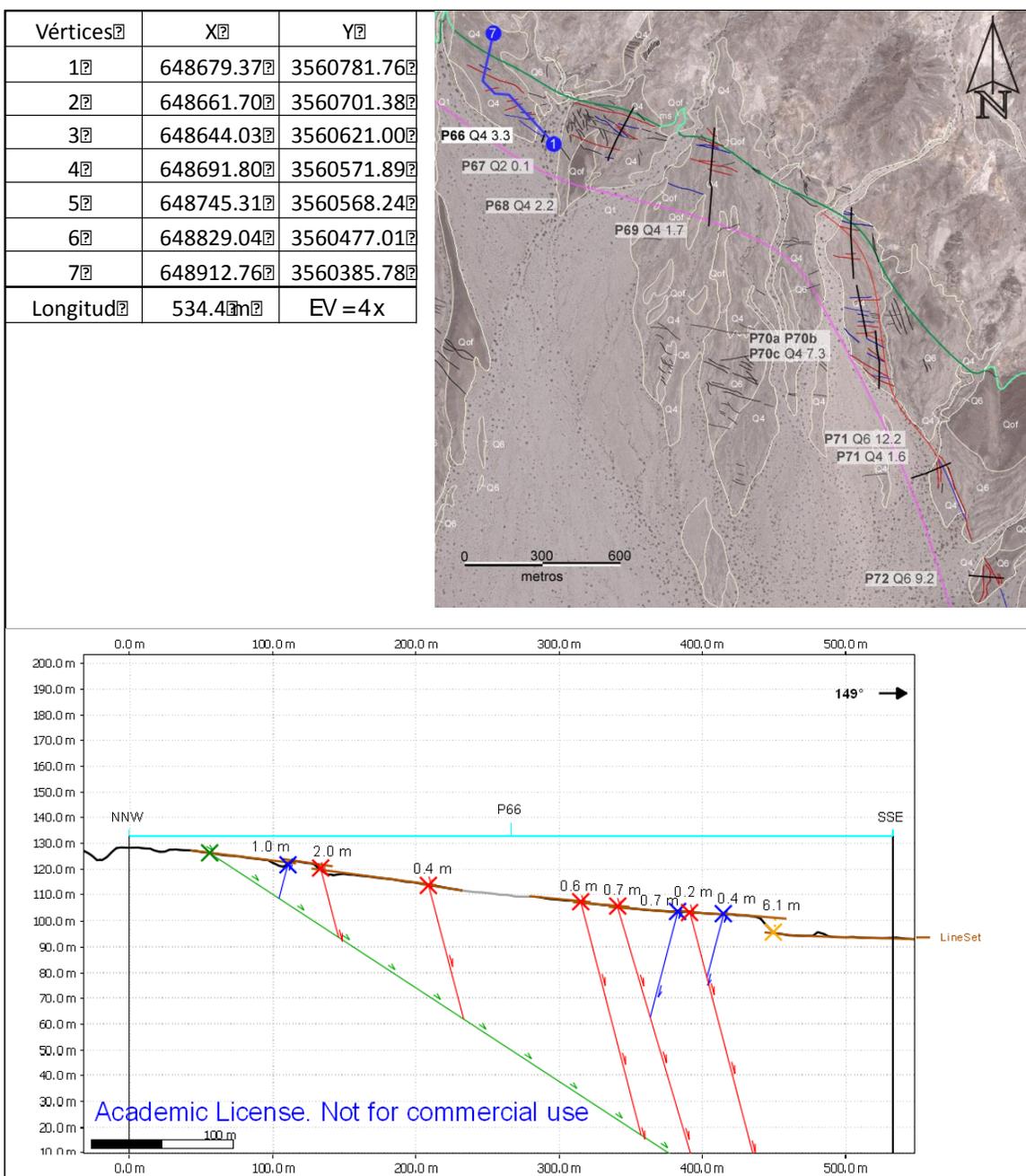


Figura 141. Perfil P66

Perfil P67

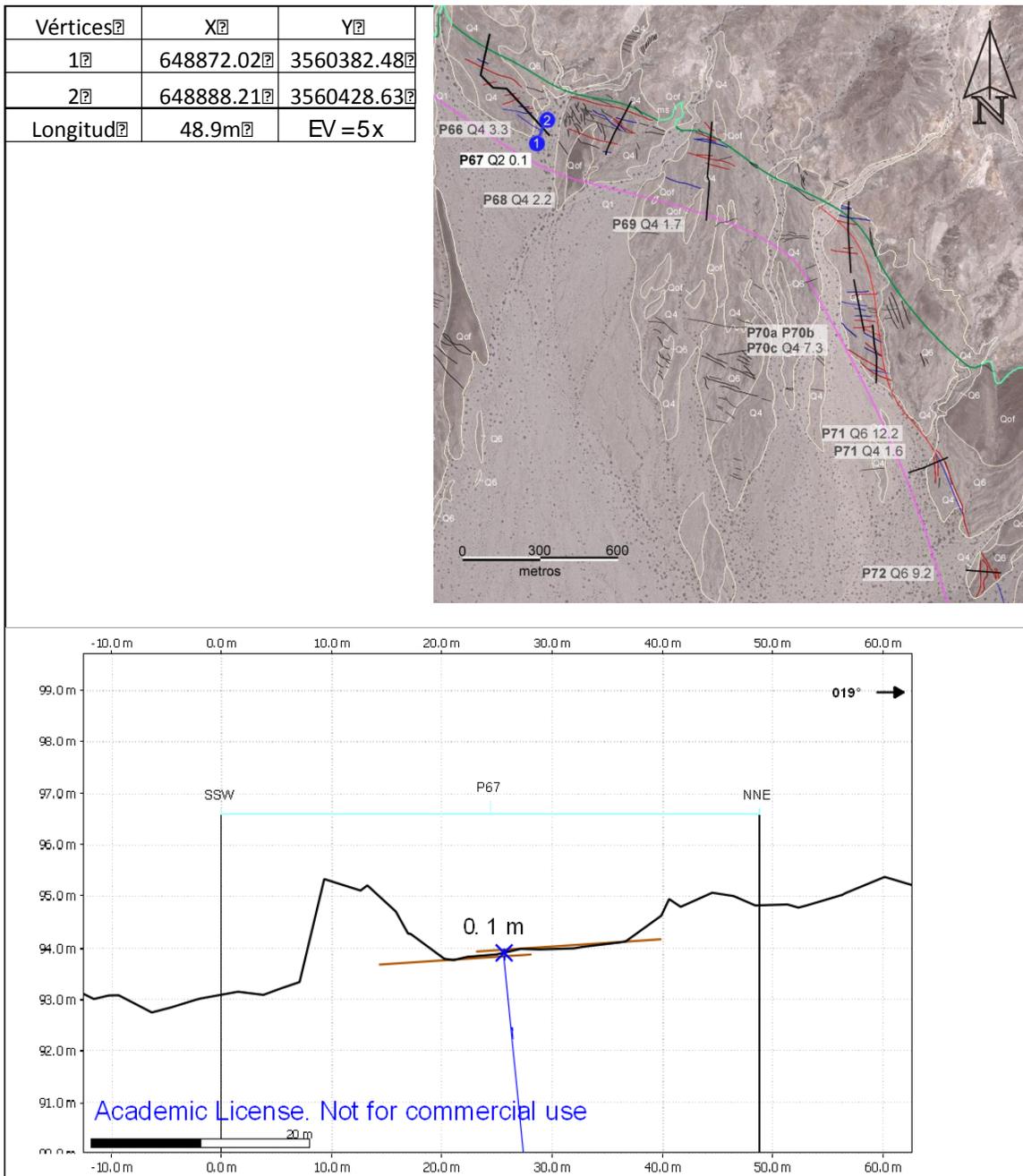


Figura 142. Perfil P67

Perfil 68

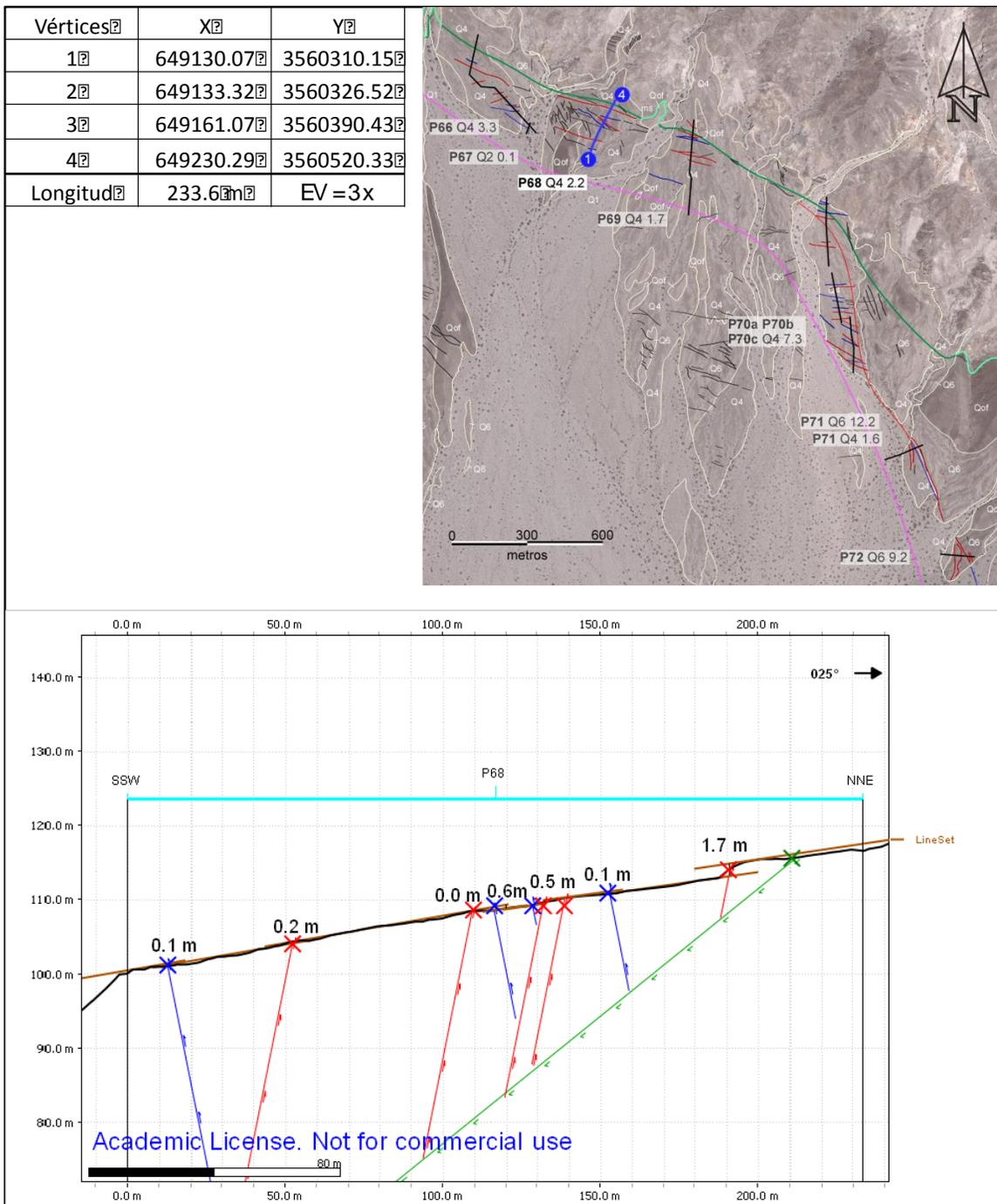


Figura 143. Perfil P68.

Perfil P69

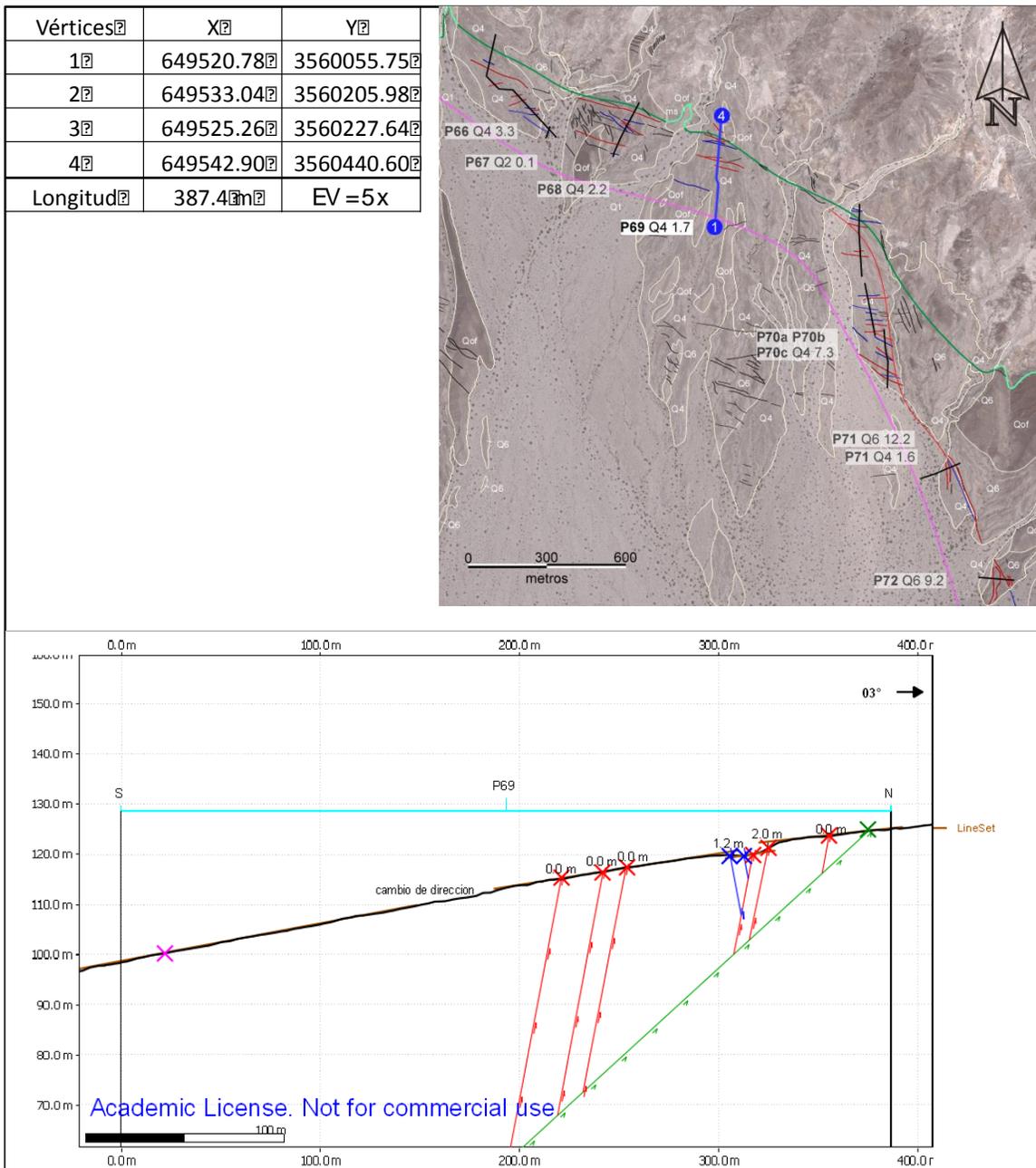


Figura 144. Perfil P69.

Perfil P70a

Vértices	X	Y
1	650167.75	3559650.62
2	650173.36	3559576.98
3	650182.96	3559525.02
4	650181.11	3559422.96
5	650094.32	3559827.60
6	650134.18	3559623.91
7	650074.34	3560130.52
8	650071.93	3560025.26
9	650075.70	3559964.71
10	650082.59	3559851.29
Longitud	715.93 m	EV = 5x

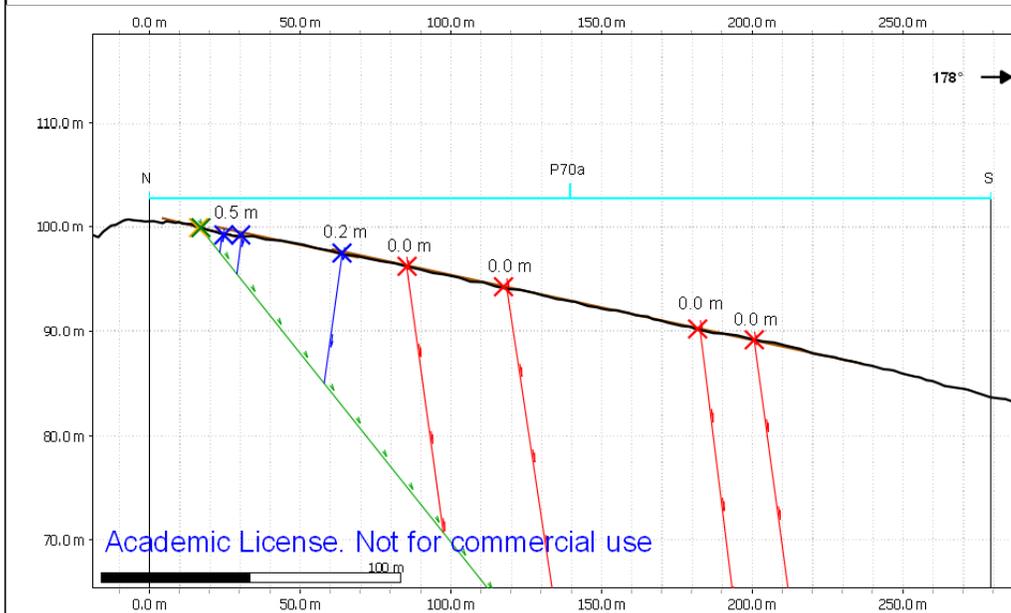
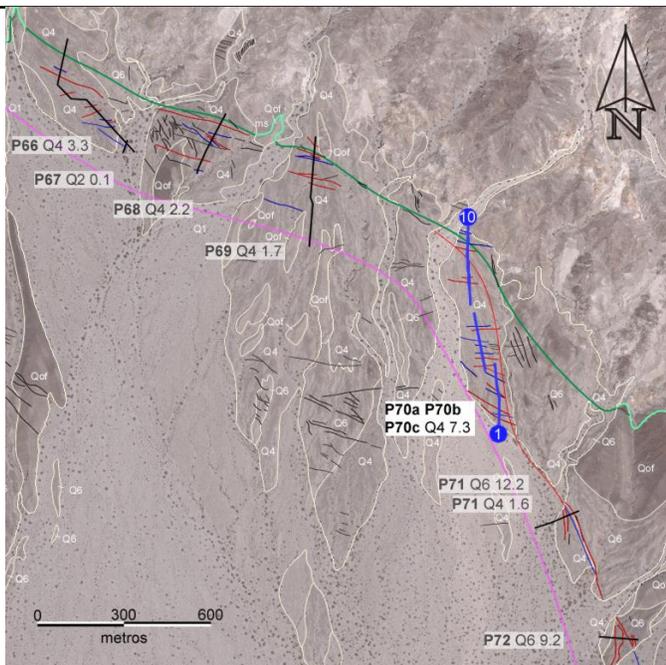


Figura 145. Perfil P70a

Perfil P70b

Vértices	X	Y
1	650167.75	3559650.62
2	650173.36	3559576.98
3	650182.96	3559525.02
4	650181.11	3559422.96
5	650094.32	3559827.60
6	650134.18	3559623.91
7	650074.34	3560130.52
8	650071.93	3560025.26
9	650075.70	3559964.71
10	650082.59	3559851.29
Longitud	715.9m	EV = 5x

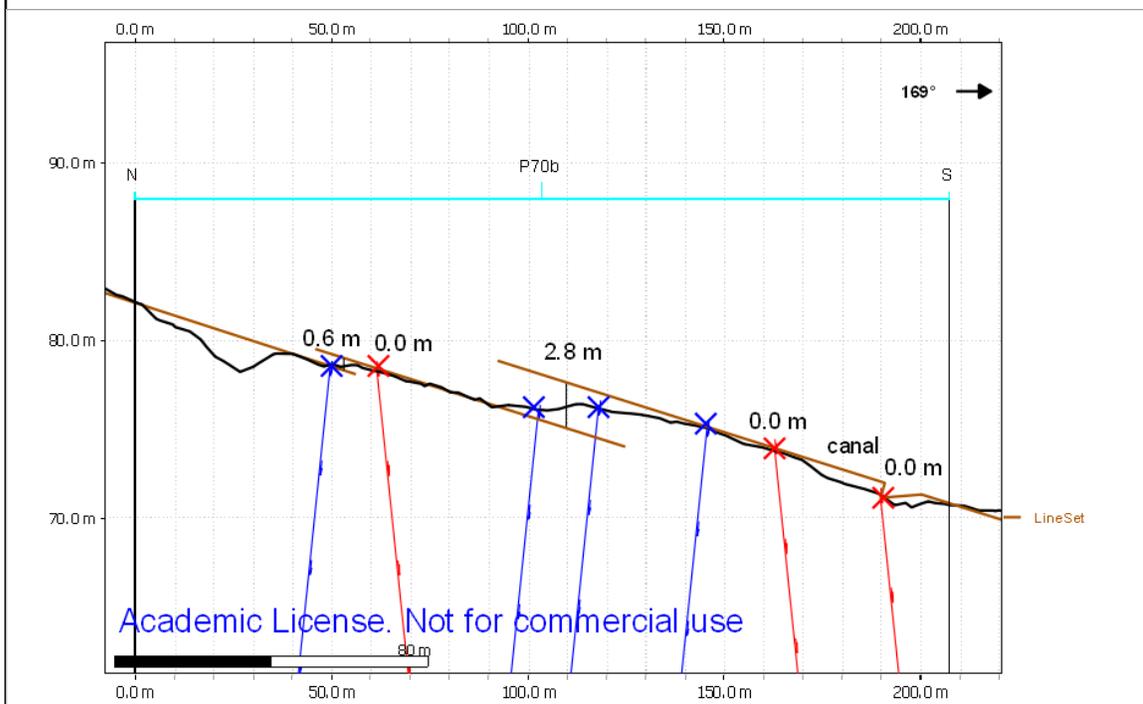
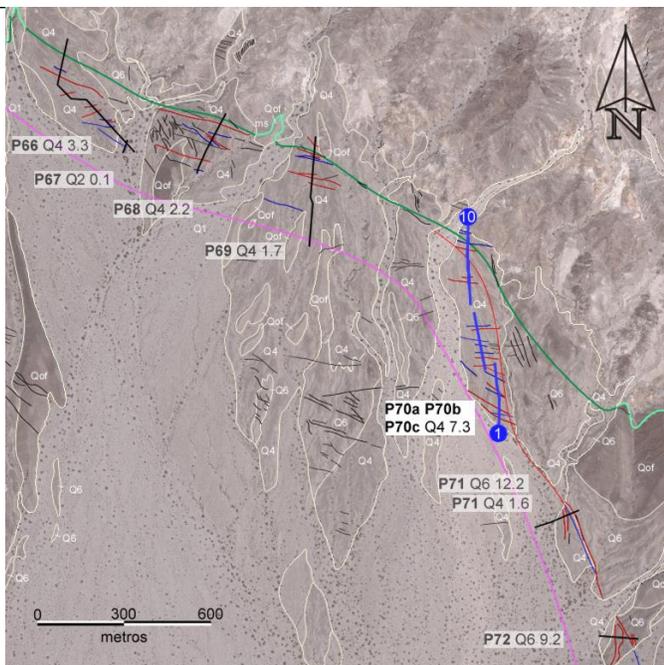


Figura 146. Perfil P70b

Perfil P70c

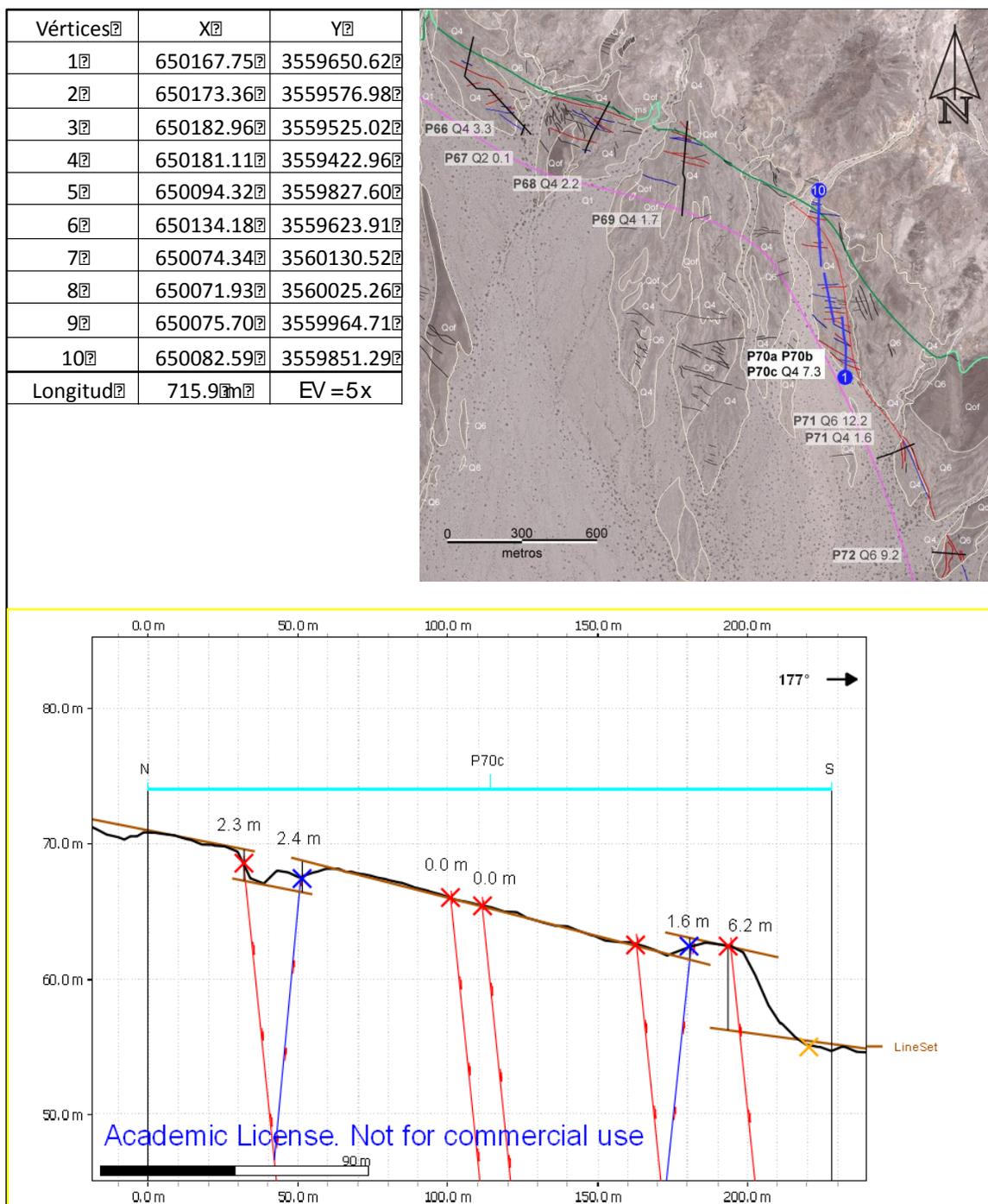


Figura 147. Perfil P70c

Perfil P71

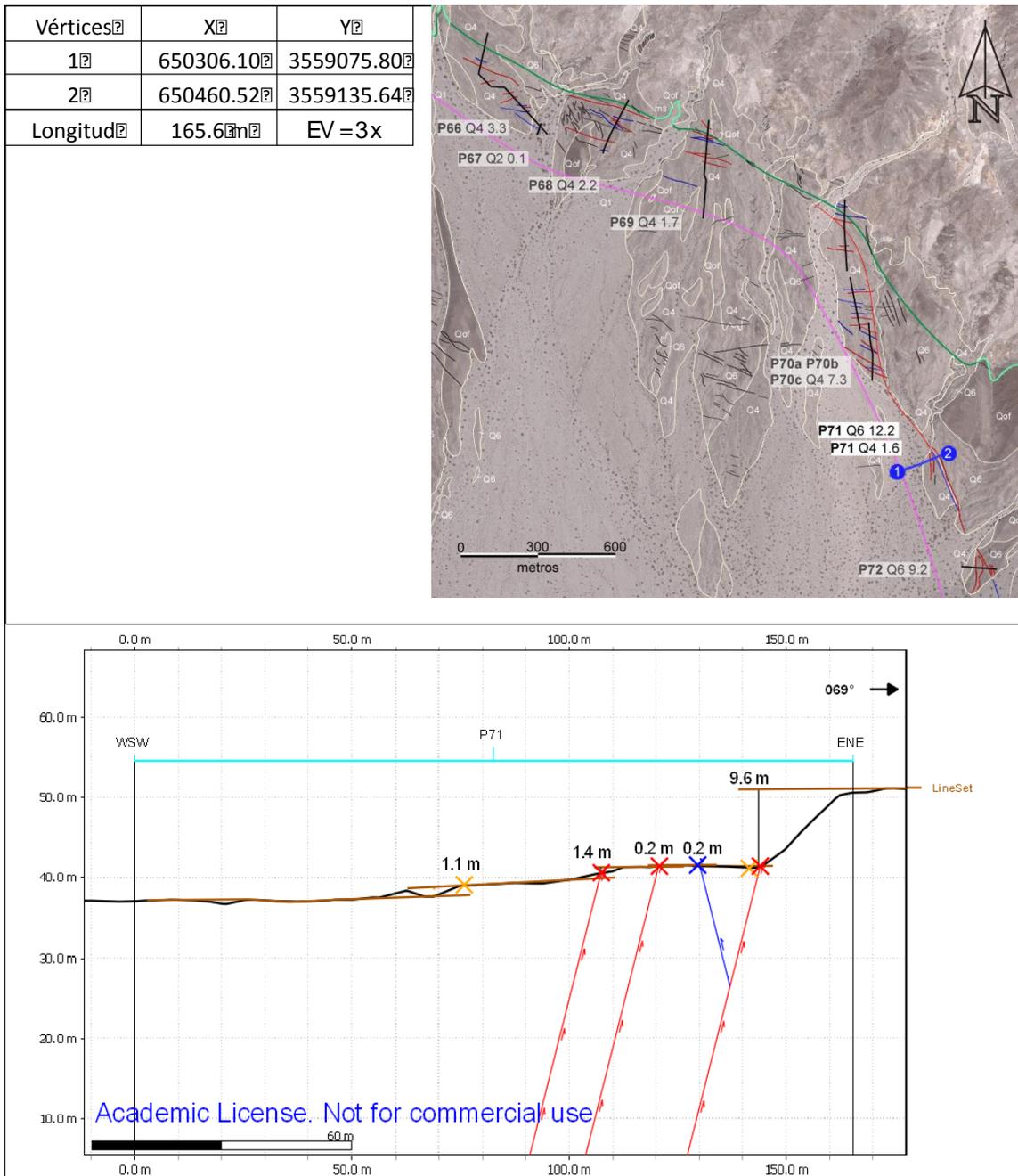


Figura 148. Perfil P71

Perfil P72

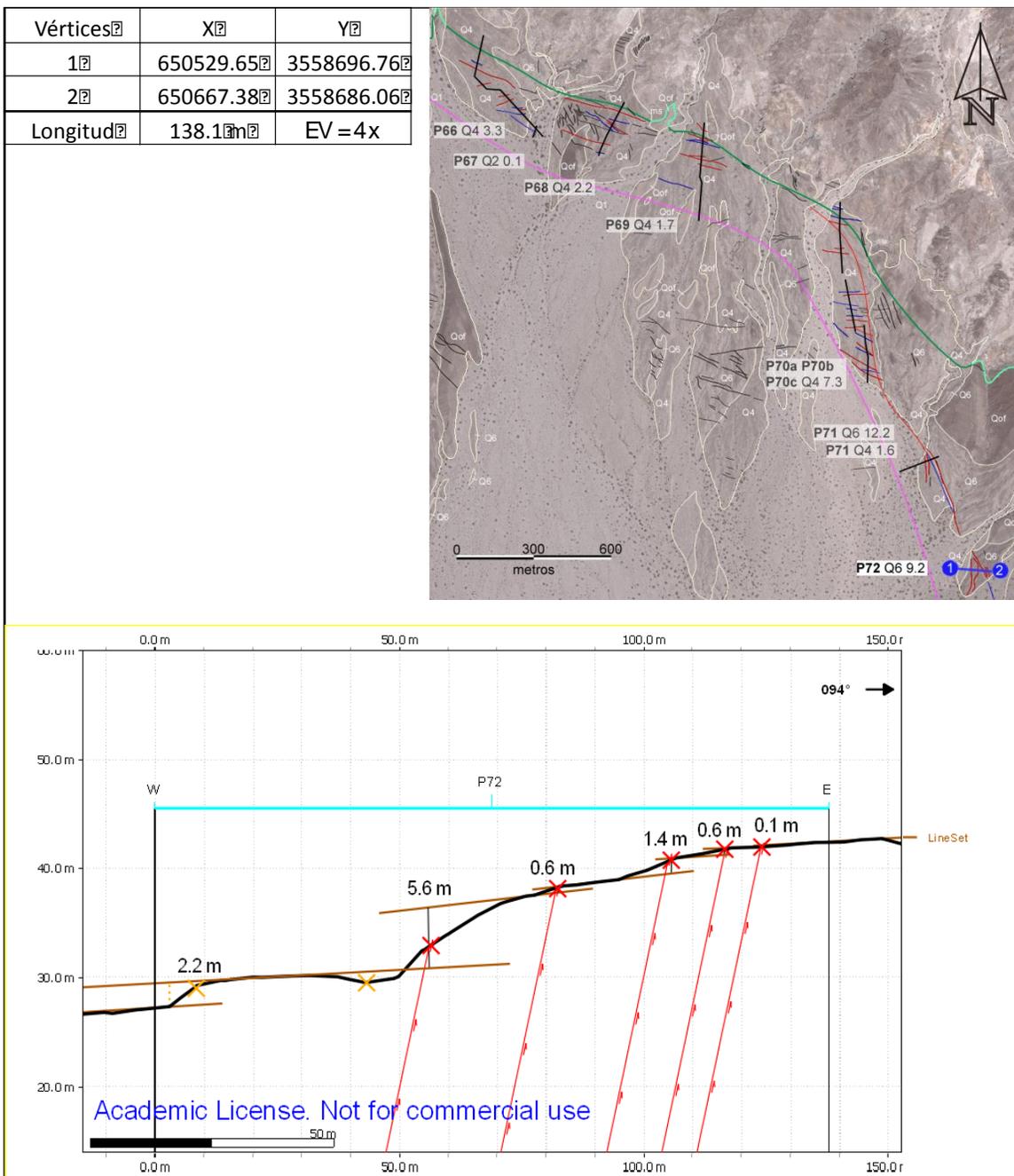


Figura 149. Perfil P72.

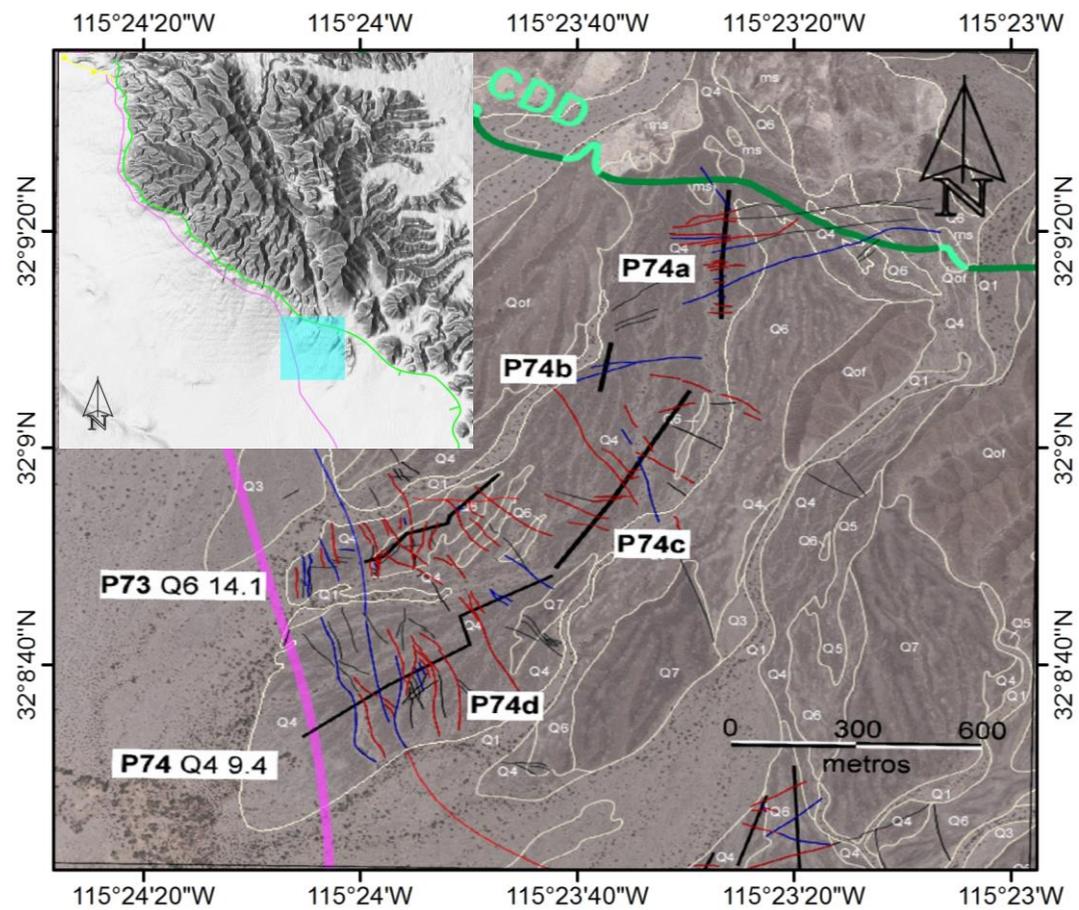


Figura 150. Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P59-P61.

Perfil P73

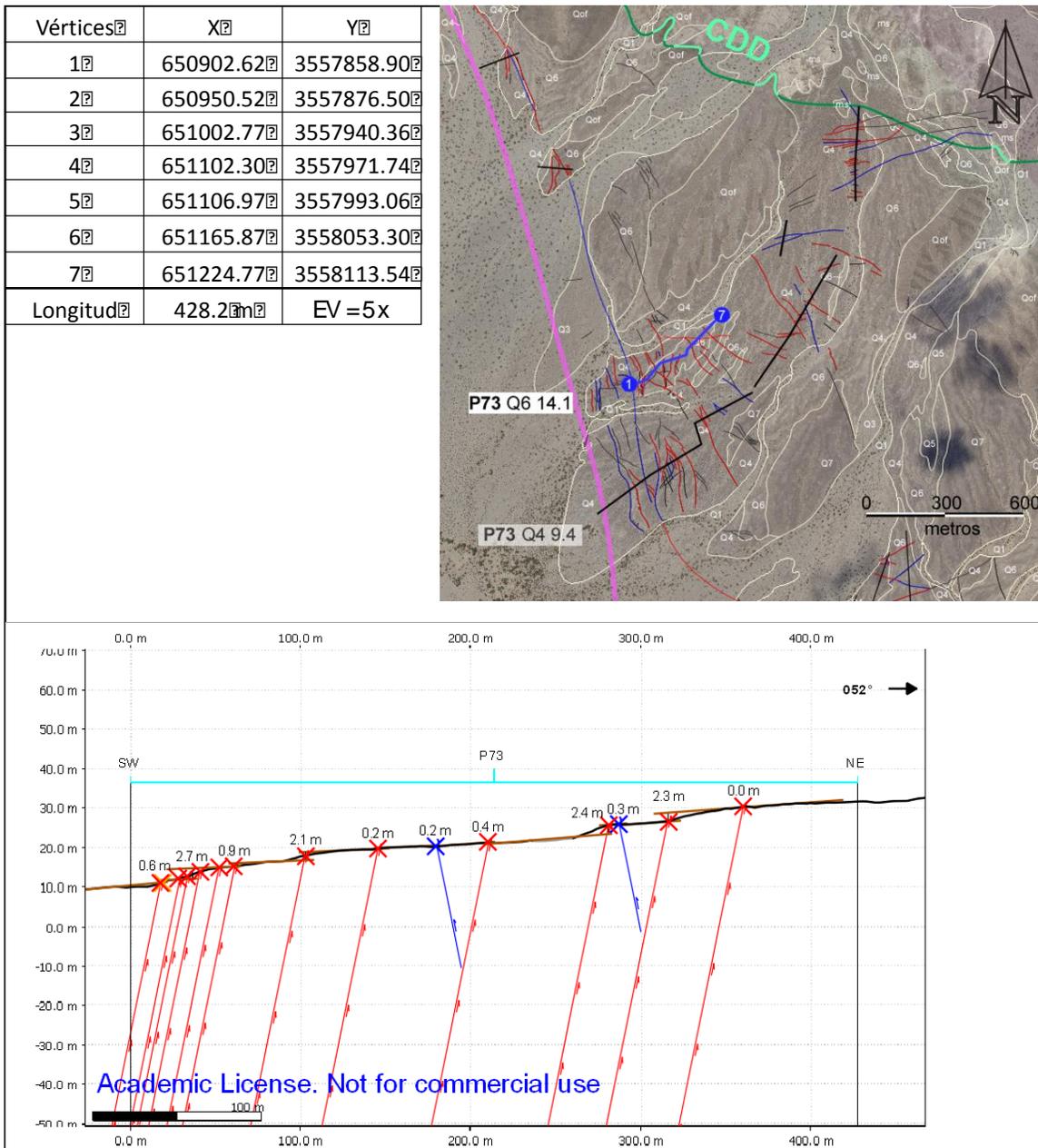


Figura 151. Perfil P59

Perfil P74a

Vértices	X	Y
1	650760.35	3557359.38
2	650862.74	3557434.57
3	650965.13	3557509.75
4	651063.01	3557568.88
5	651160.89	3557628.02
6	651135.96	3557708.93
7	651247.00	3557768.11
8	651358.04	3557827.28
9	651364.81	3557848.48
10	651496.71	3558040.86
11	651681.72	3558357.51
12	651464.76	3558351.79
13	651489.62	3558491.36
14	651754.64	3558562.26
15	651752.50	3558702.79
16	651767.76	3558930.25
Longitud	1929.355m	EV = 5x

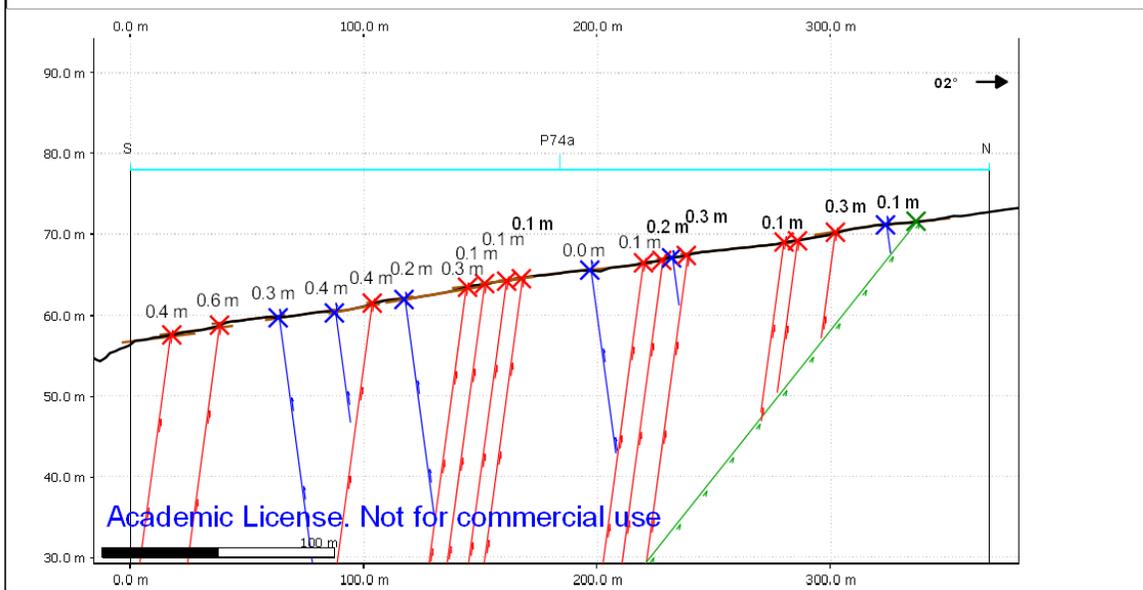
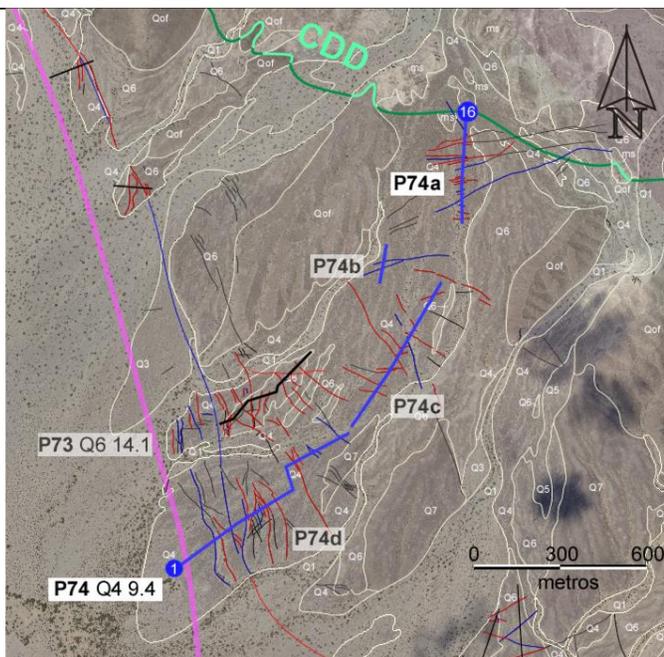


Figura 152. Perfil P74a

Perfil P74b

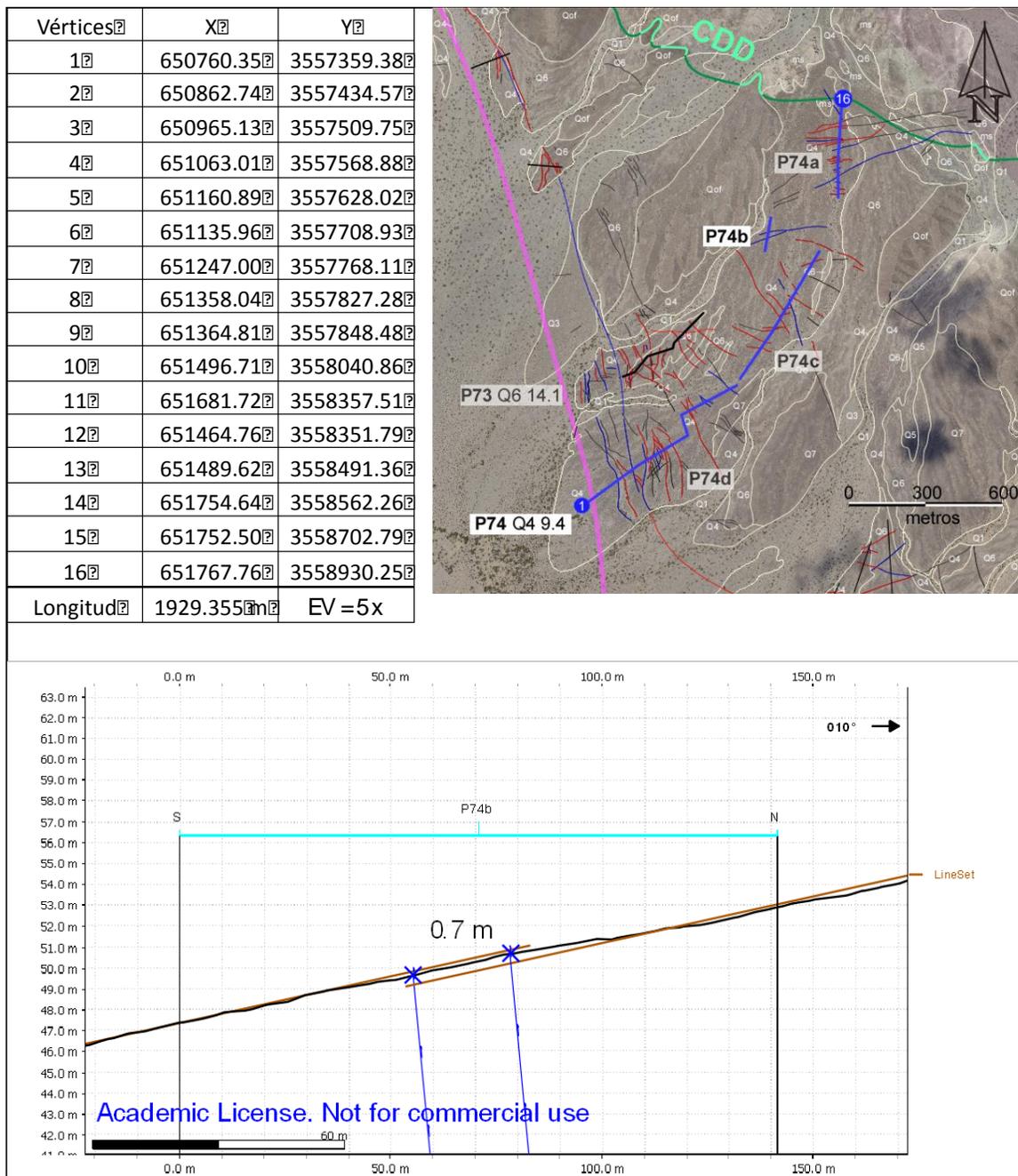


Figura 153. Perfil P74b

Perfil P74c

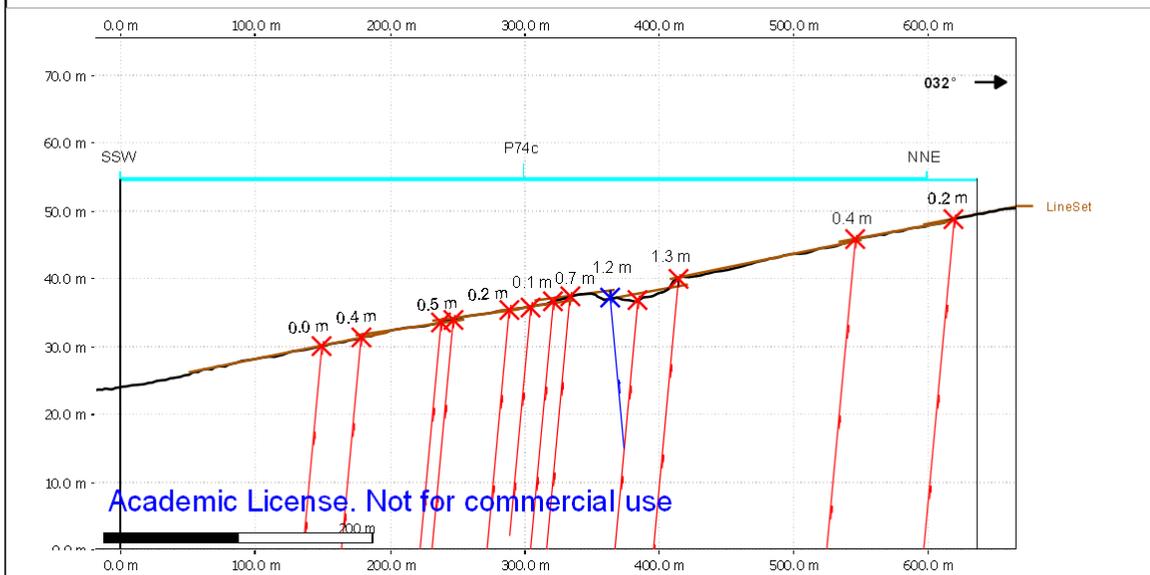
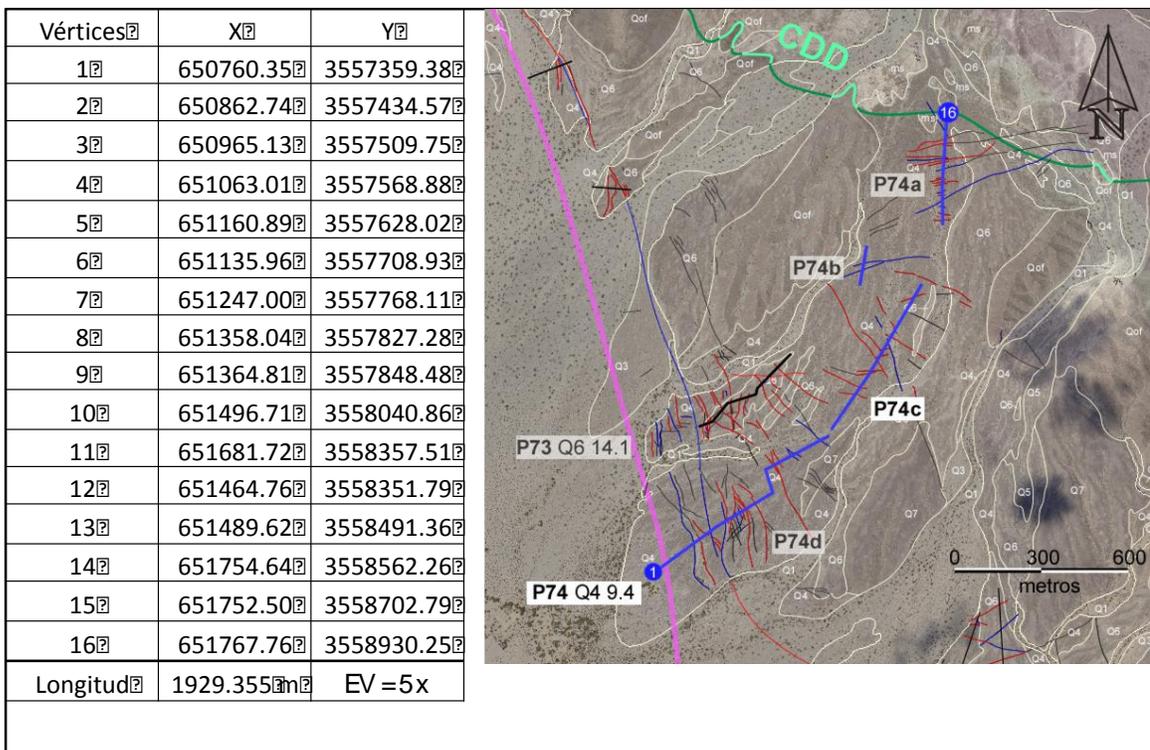


Figura 154. Perfil P74c

Perfil P74d

Vértices	X	Y
1	650760.35	3557359.38
2	650862.74	3557434.57
3	650965.13	3557509.75
4	651063.01	3557568.88
5	651160.89	3557628.02
6	651135.96	3557708.93
7	651247.00	3557768.11
8	651358.04	3557827.28
9	651364.81	3557848.48
10	651496.71	3558040.86
11	651681.72	3558357.51
12	651464.76	3558351.79
13	651489.62	3558491.36
14	651754.64	3558562.26
15	651752.50	3558702.79
16	651767.76	3558930.25
Longitud	1929.355m	EV =5x

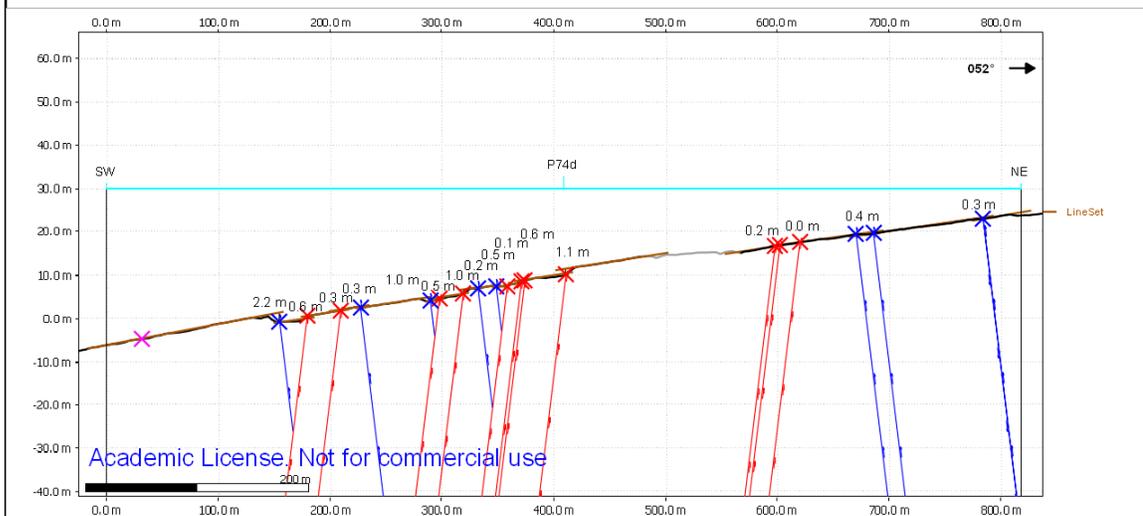
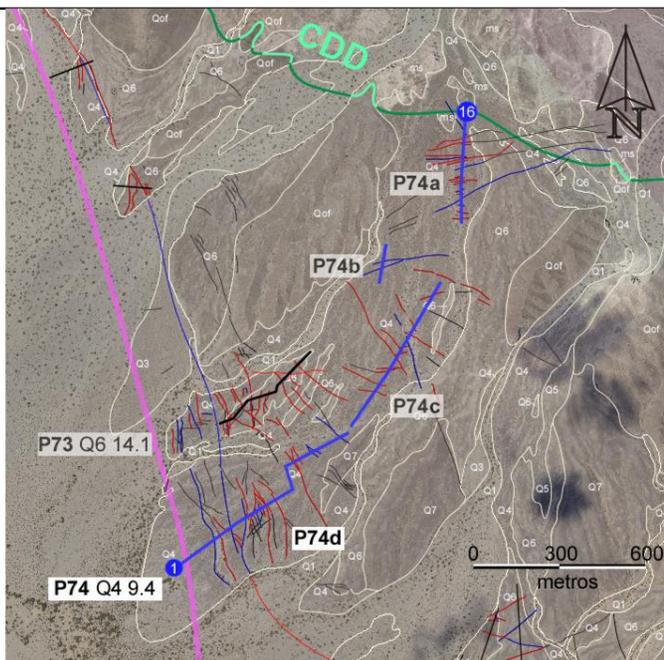


Figura 155. Perfil P74d.

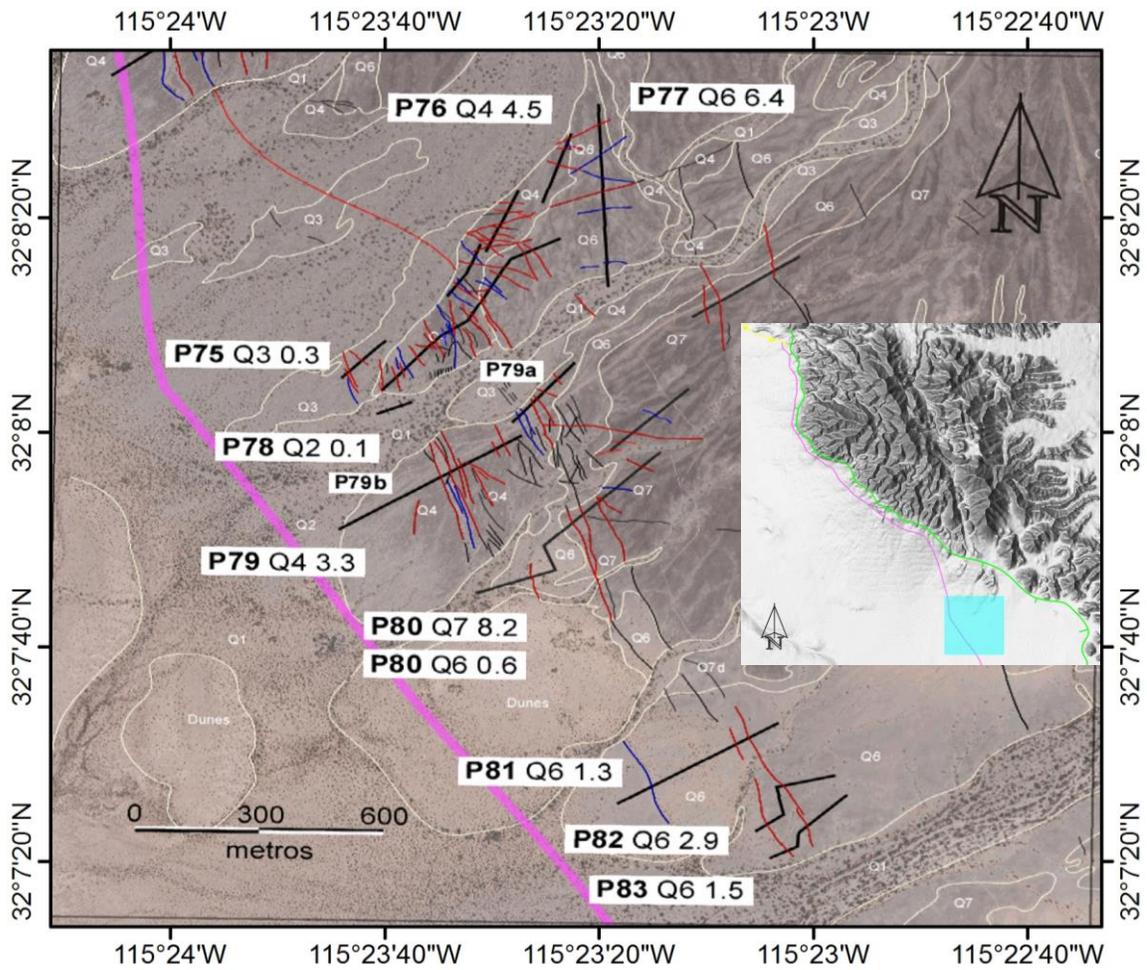


Figura 156. Imagen aérea que muestra la ubicación de los perfiles P75-P83.

Perfil P75

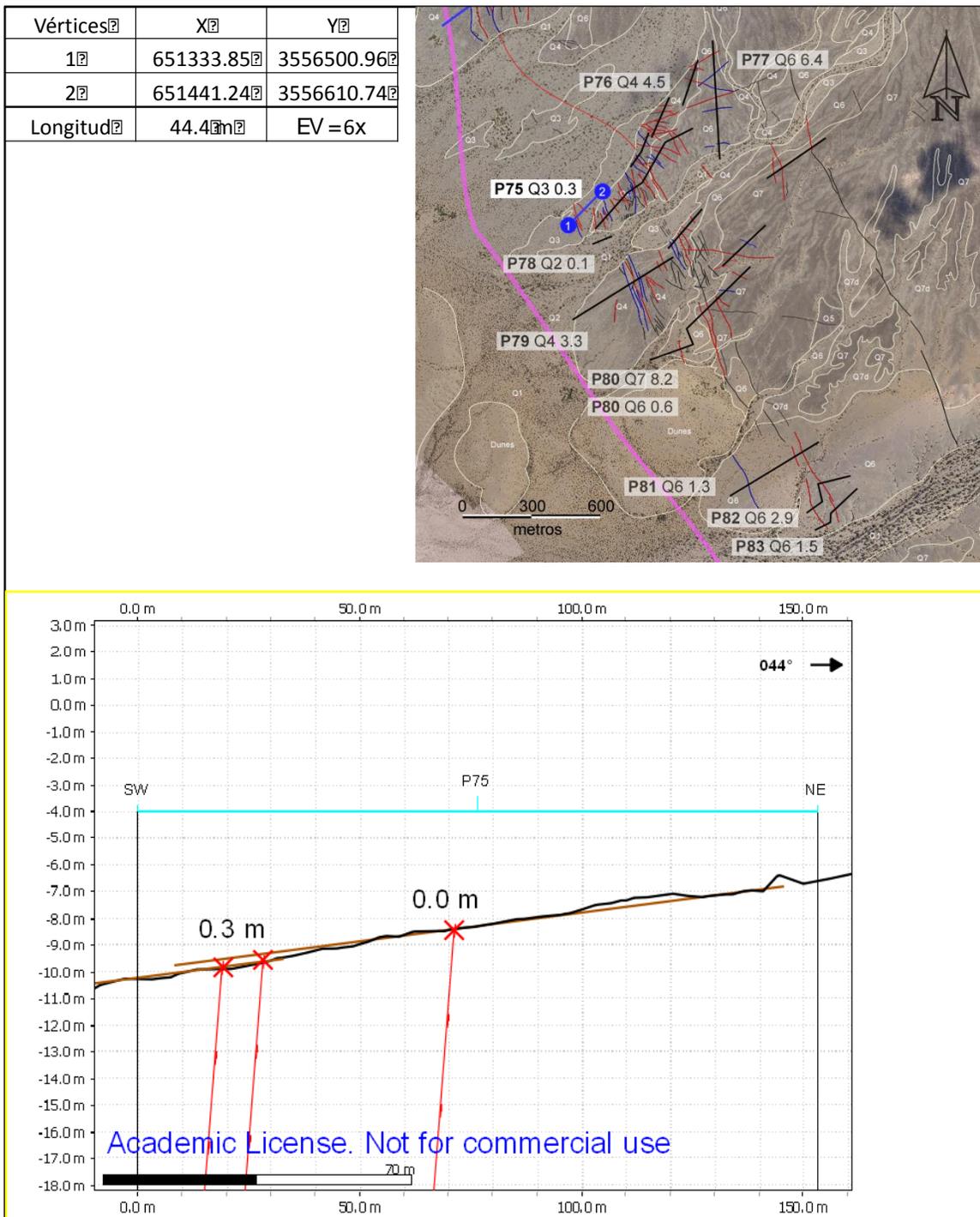


Figura 157. Perfil P75

Perfil P76a

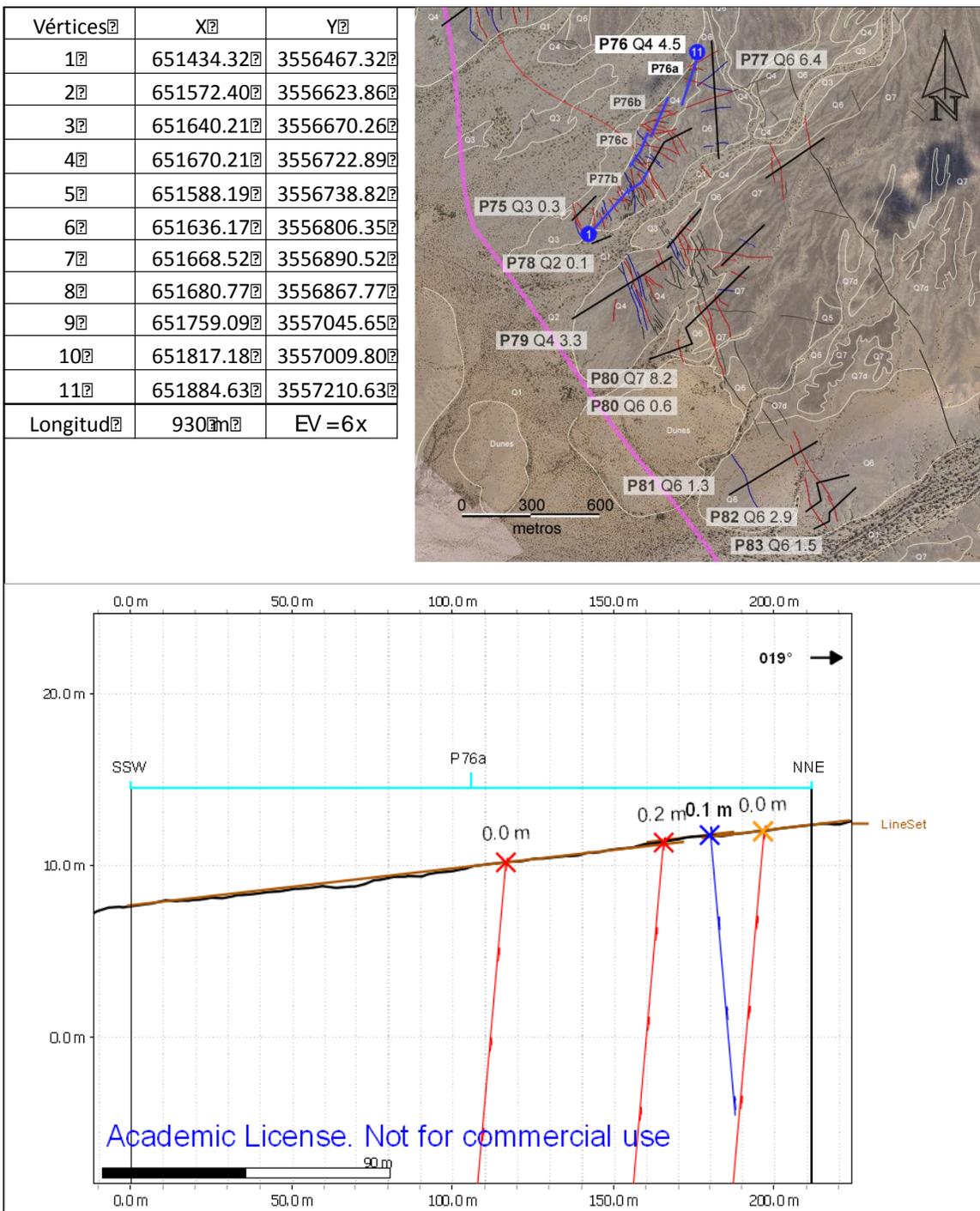


Figura 158. Perfil P76a

Perfil P76b

Vértices	X	Y
1	651434.32	3556467.32
2	651572.40	3556623.86
3	651640.21	3556670.26
4	651670.21	3556722.89
5	651588.19	3556738.82
6	651636.17	3556806.35
7	651668.52	3556890.52
8	651680.77	3556867.77
9	651759.09	3557045.65
10	651817.18	3557009.80
11	651884.63	3557210.63
Longitud	930m	EV = 6x

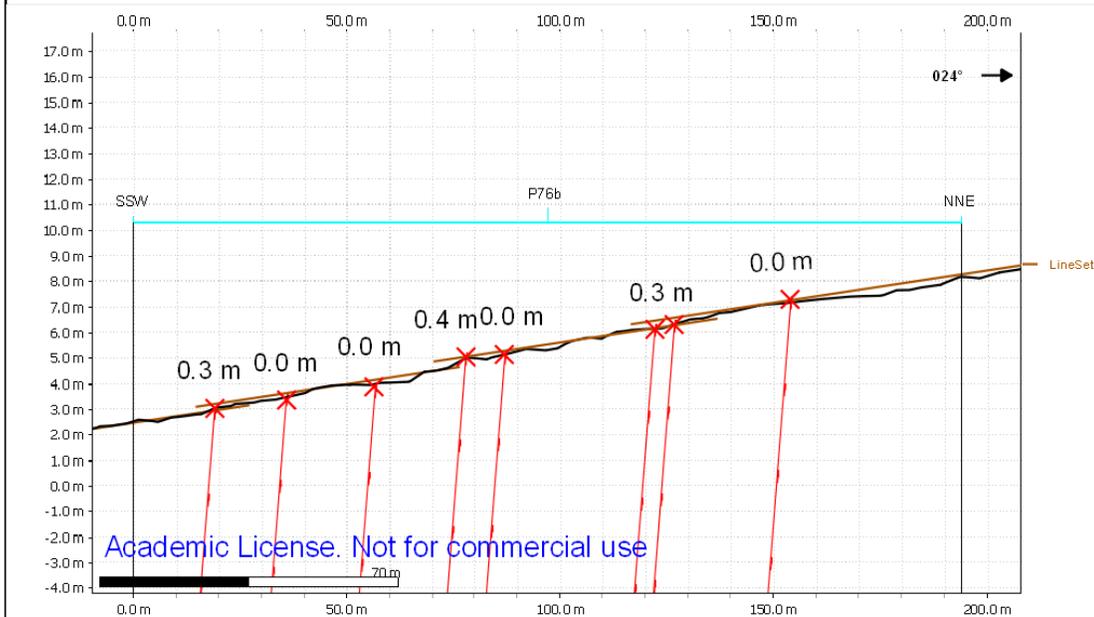
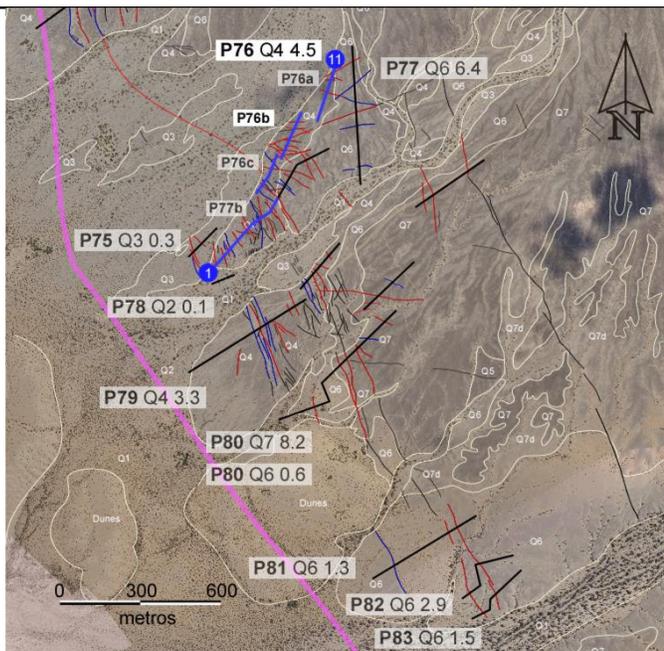


Figura 159. Perfil P76b

Perfil P76c

Vértices	X	Y
1	651434.32	3556467.32
2	651572.40	3556623.86
3	651640.21	3556670.26
4	651670.21	3556722.89
5	651588.19	3556738.82
6	651636.17	3556806.35
7	651668.52	3556890.52
8	651680.77	3556867.77
9	651759.09	3557045.65
10	651817.18	3557009.80
11	651884.63	3557210.63
Longitud	930m	EV = 6x

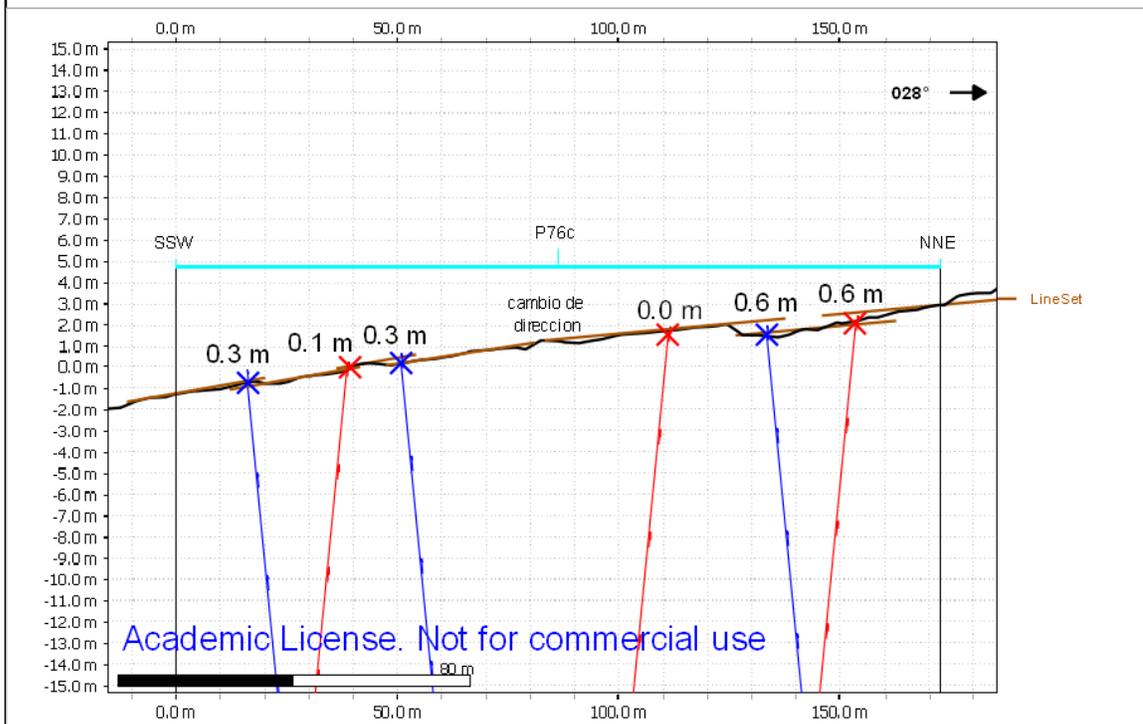
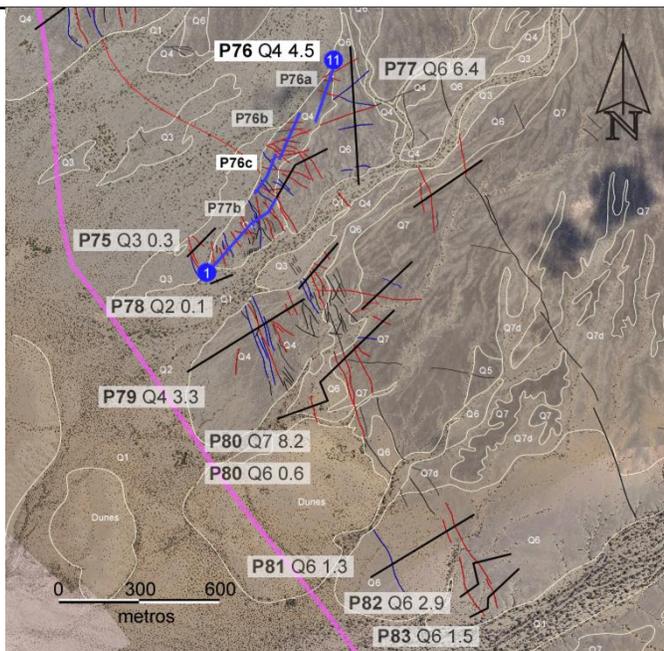


Figura 160. Perfil P76c

Perfil P77b

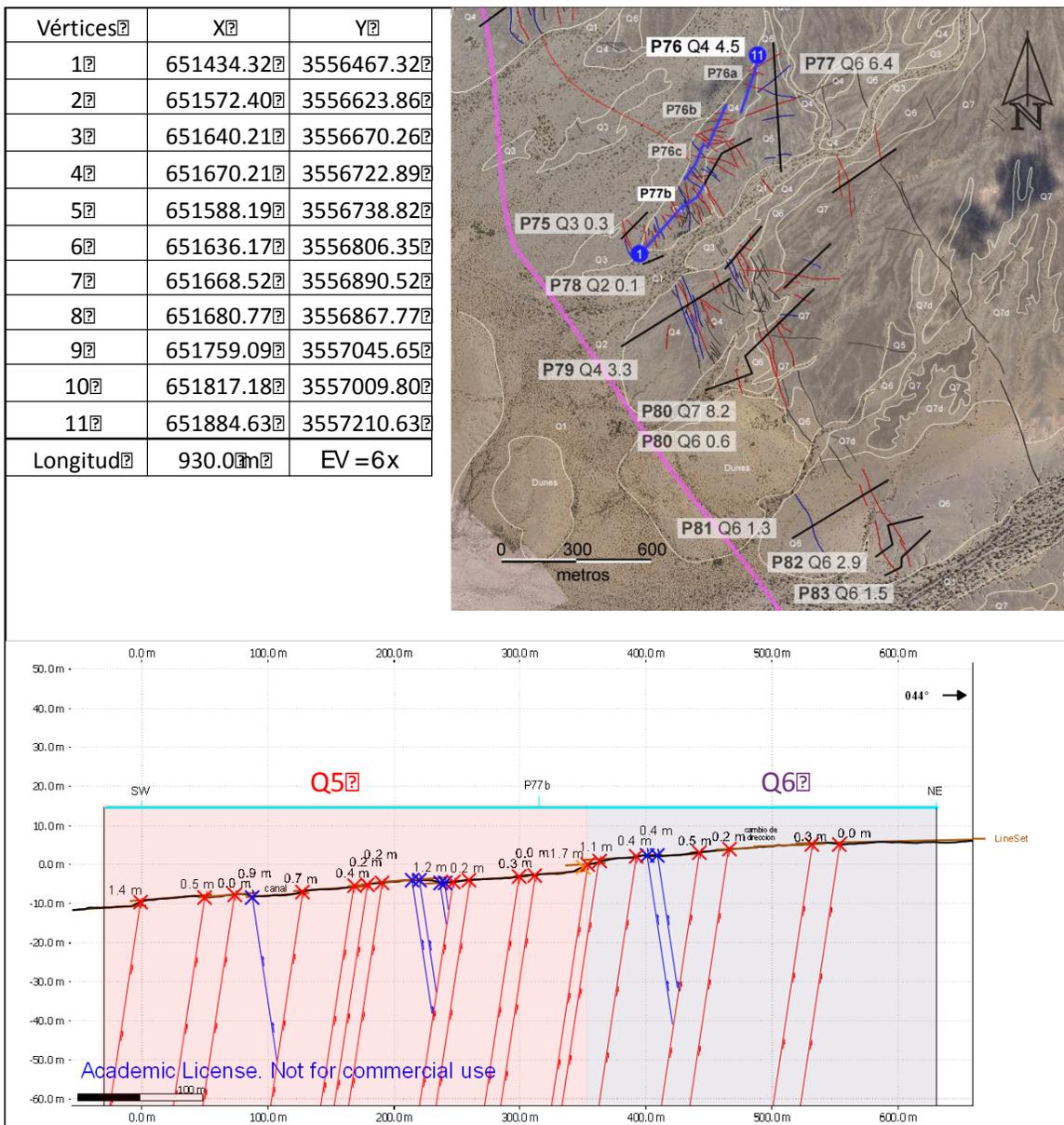


Figura 161. Perfil P77b

Perfil P77a

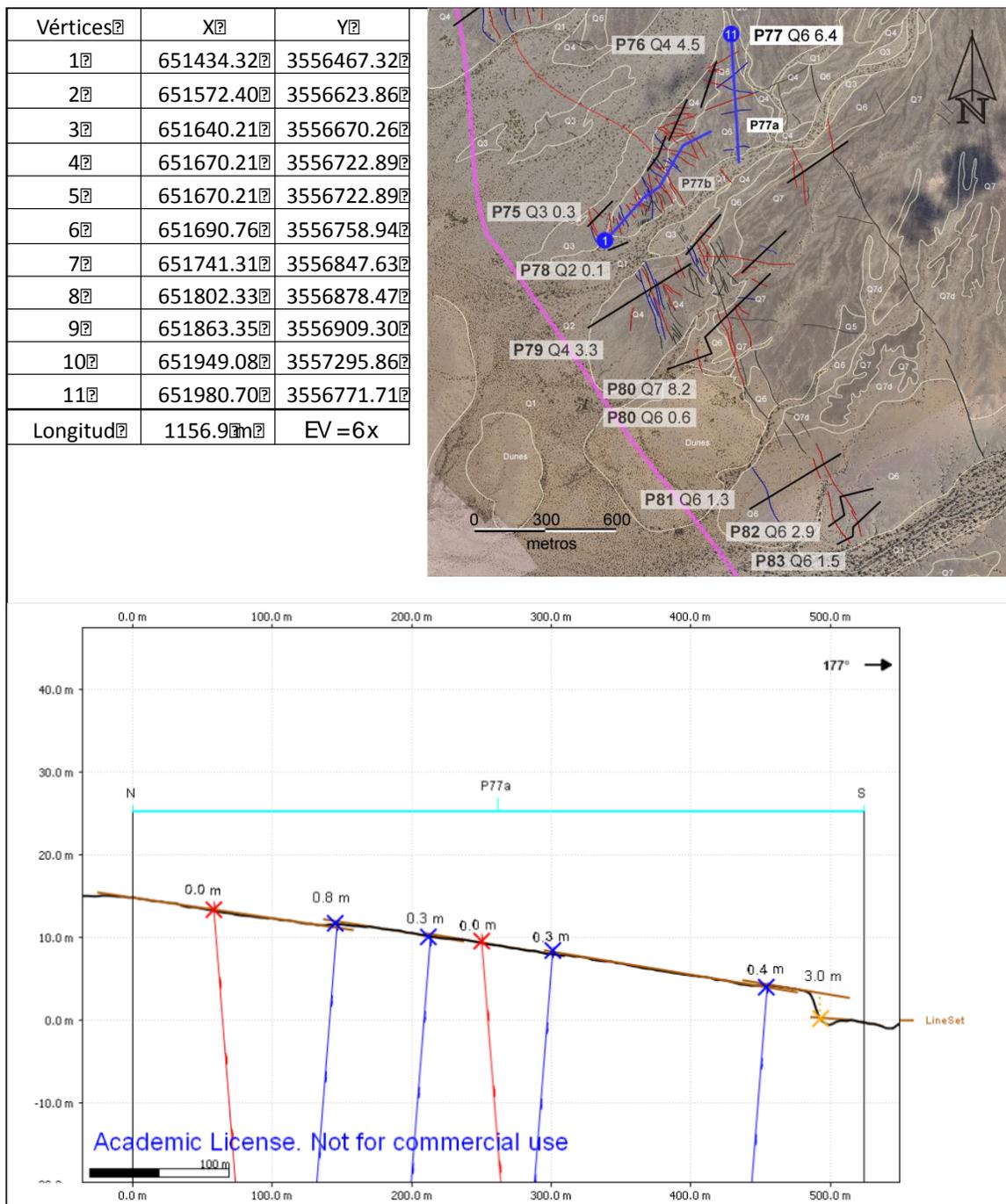


Figura 162. Perfil P77a

Perfil P77b

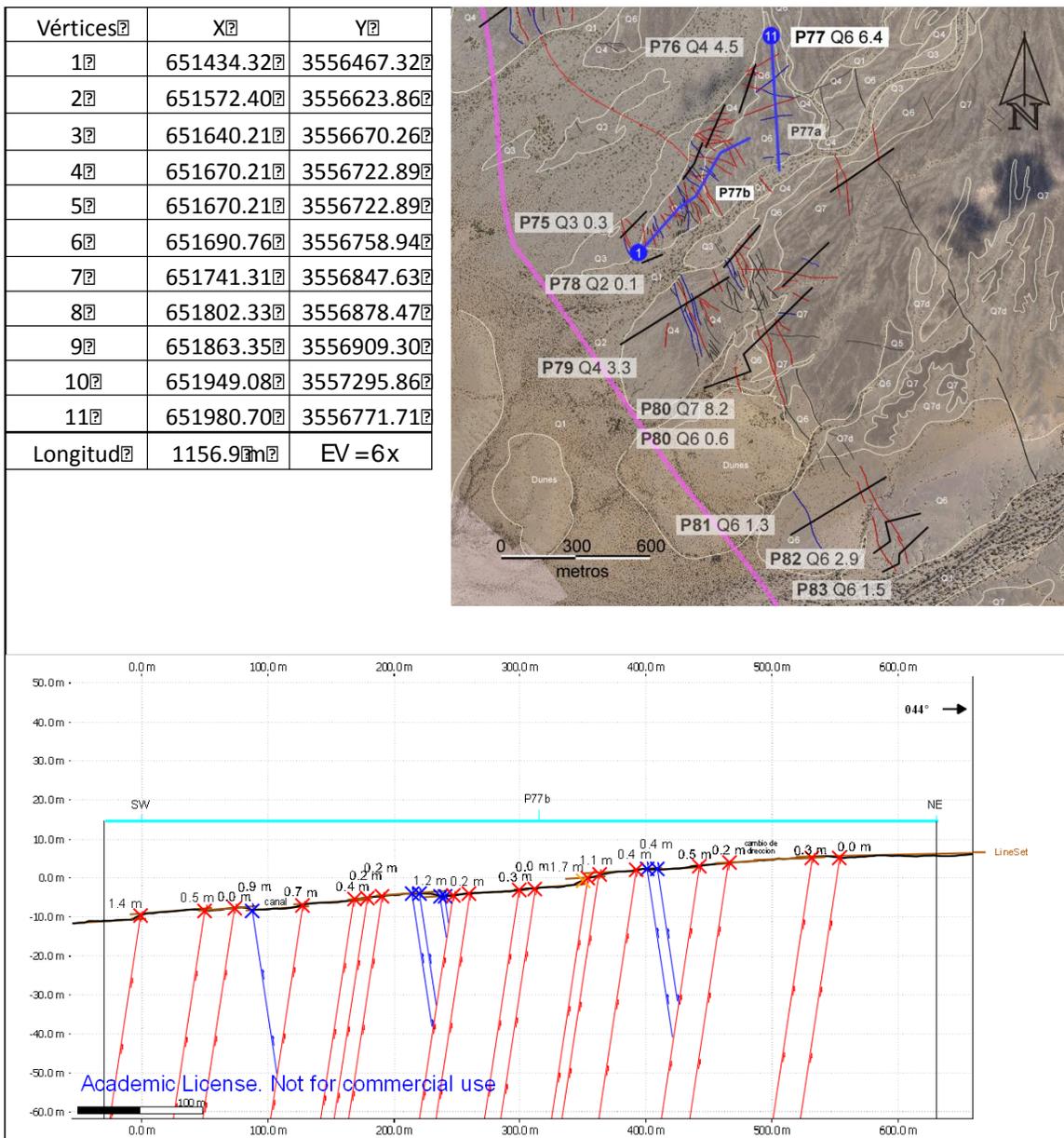


Figura 163. Perfil P77b

Perfil P78

Vértices	X	Y
1	651420.80	3556399.25
2	651507.70	3556434.79
Longitud	93.91m	EV = 6x

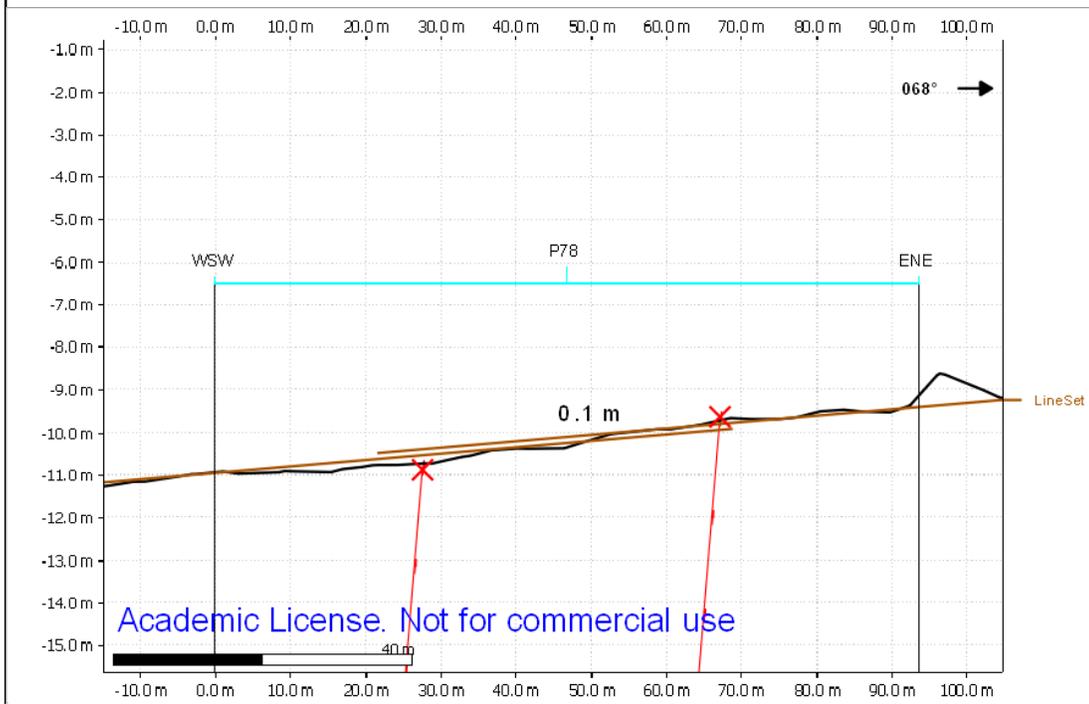
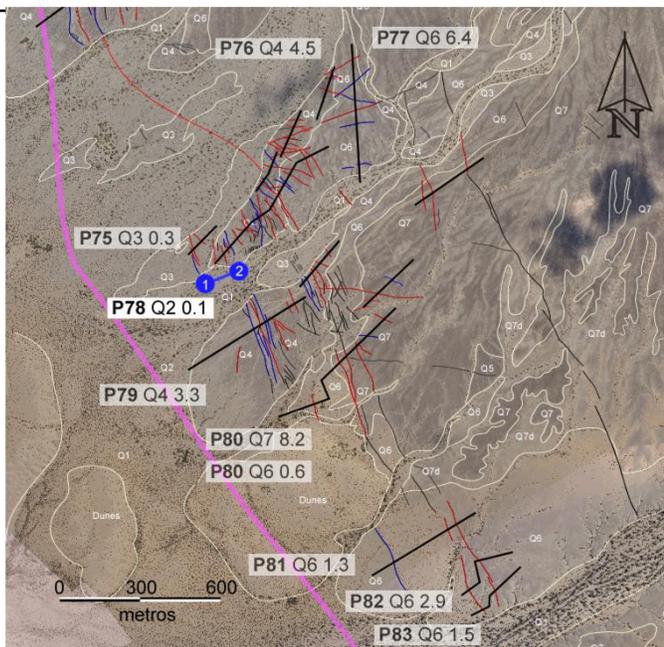


Figura 164. Perfil P78

Perfil P79a

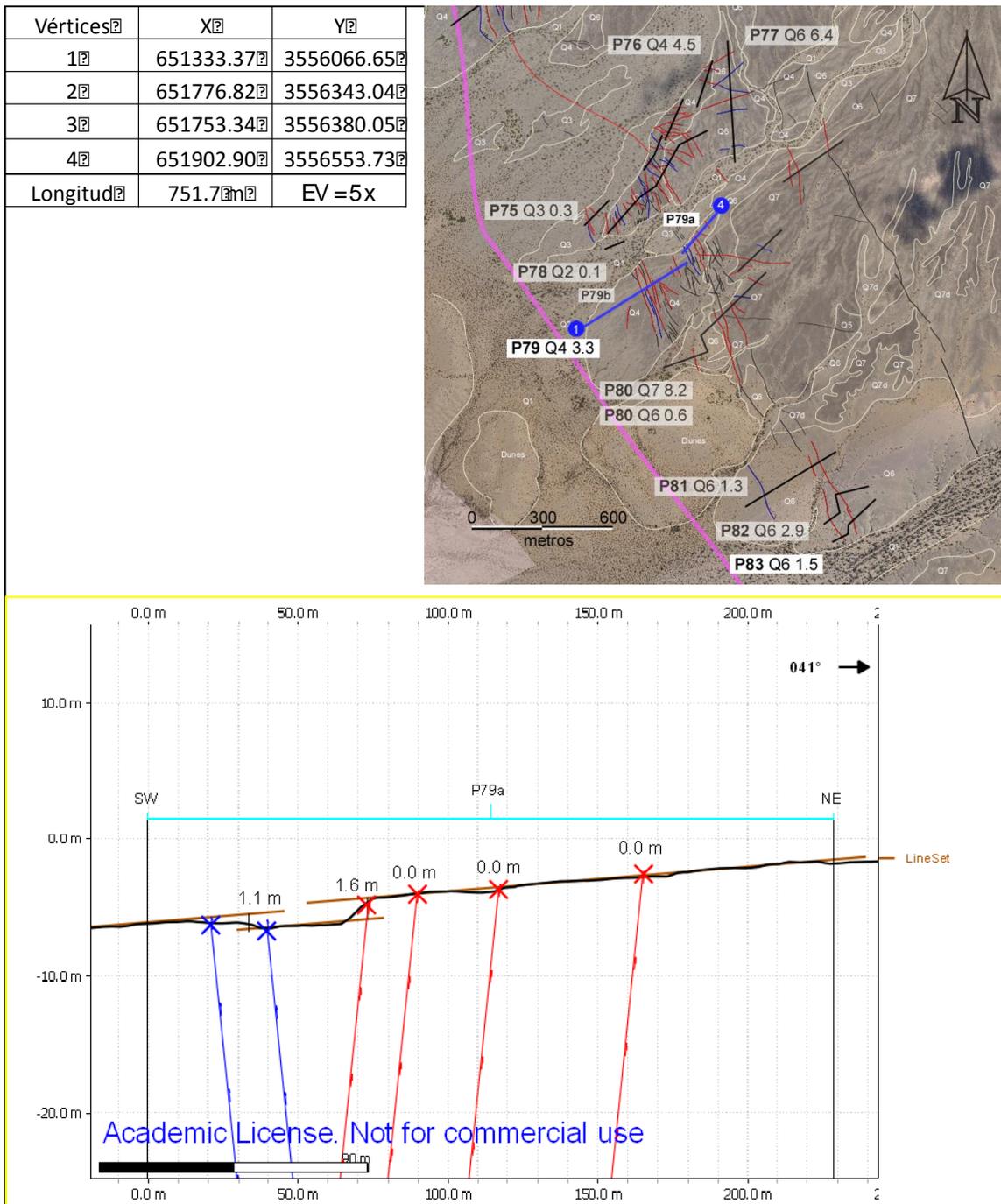


Figura 165. Perfil P79a

Perfil P79b

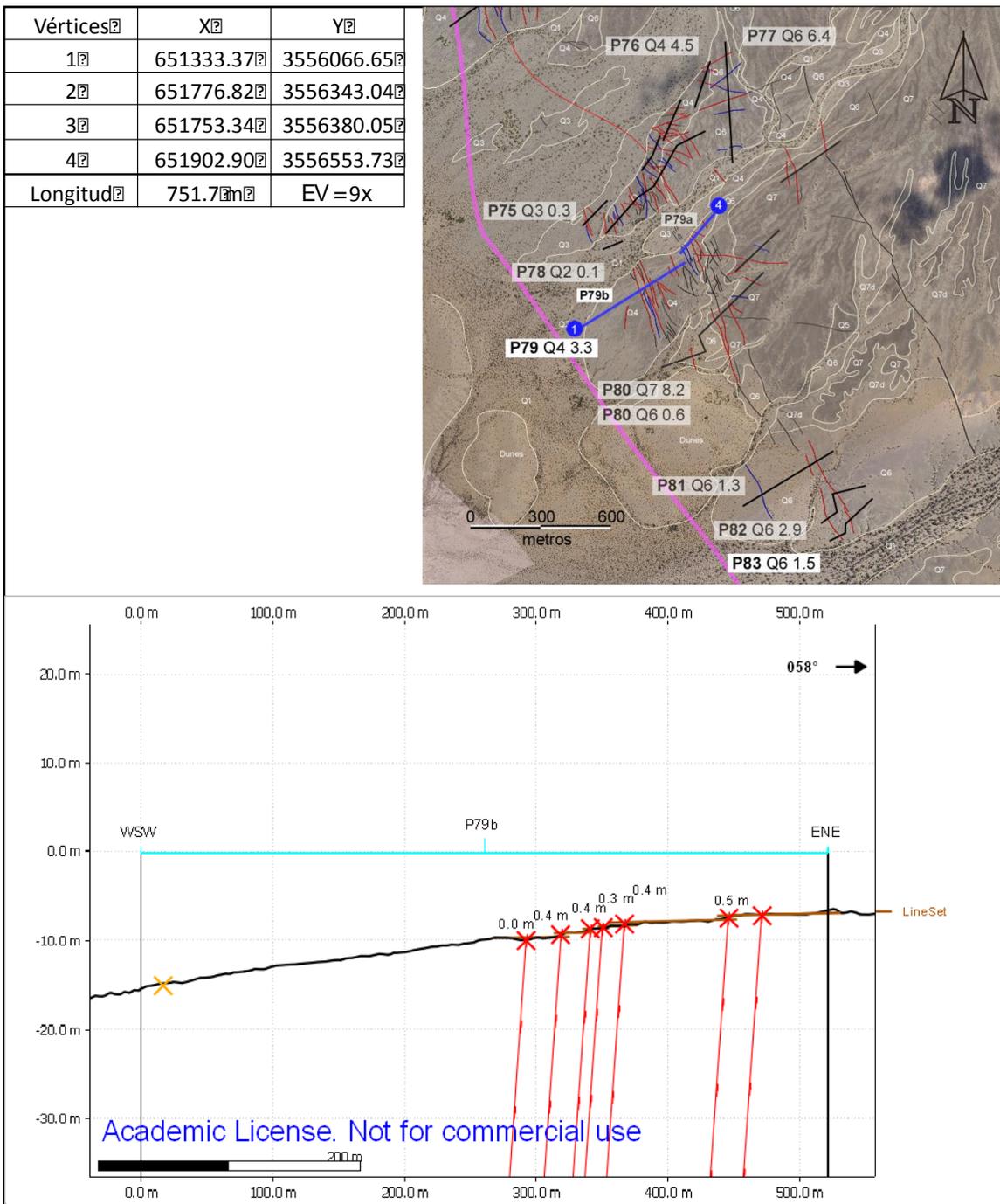


Figura 166. Perfil P79b

Perfil P80a

Vértices	X	Y
1	651674.45	3555890.03
2	651863.73	3555958.04
3	651835.45	3556027.47
4	652115.45	3556300.29
5	651992.56	3556303.00
6	652182.40	3556482.99
7	652187.23	3556687.97
8	652446.40	3556866.51
Longitud	1243.43m	EV = 6x

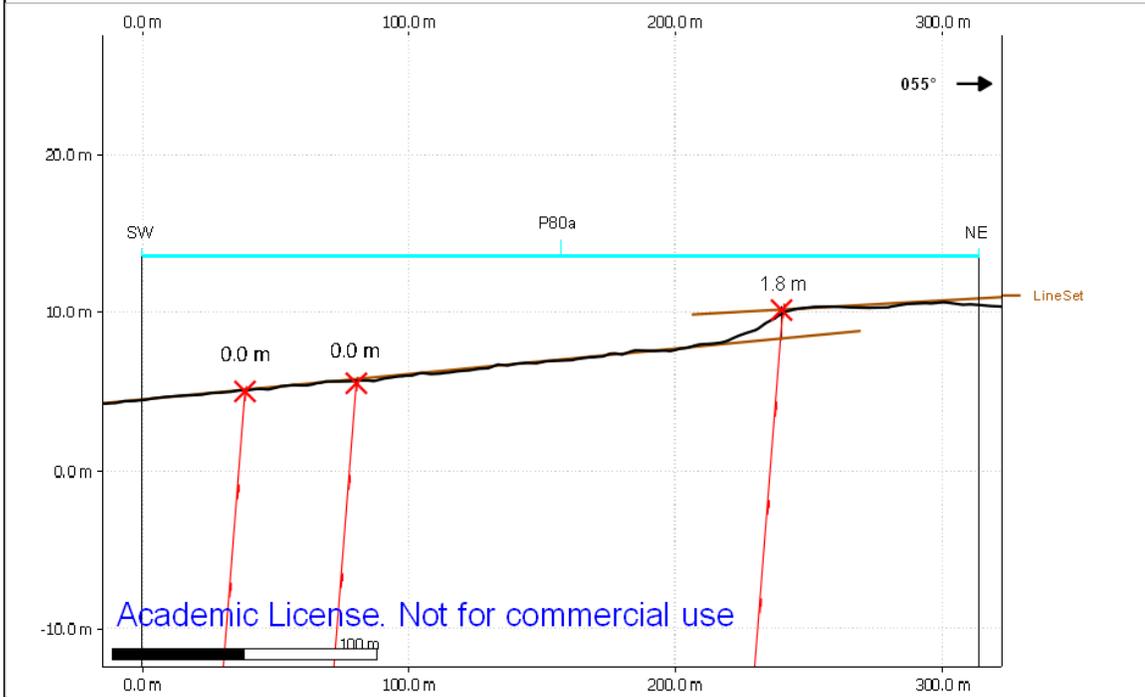
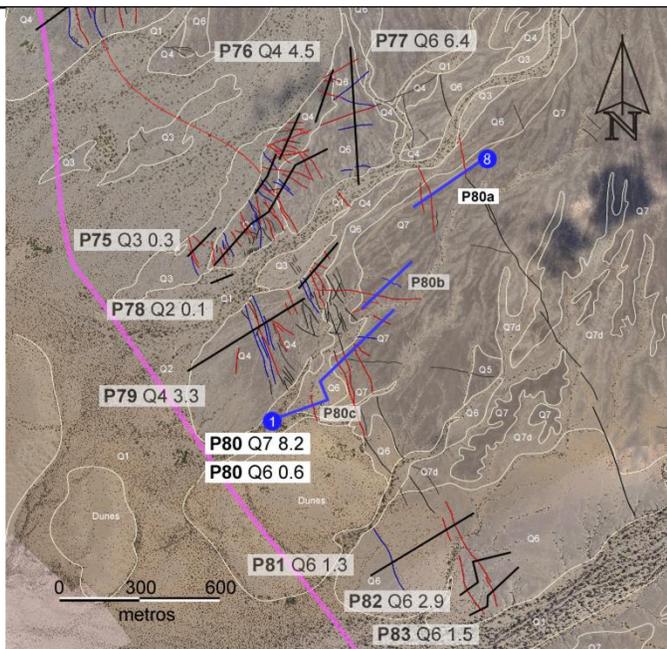


Figura 167. Perfil P80a

Perfil P80b

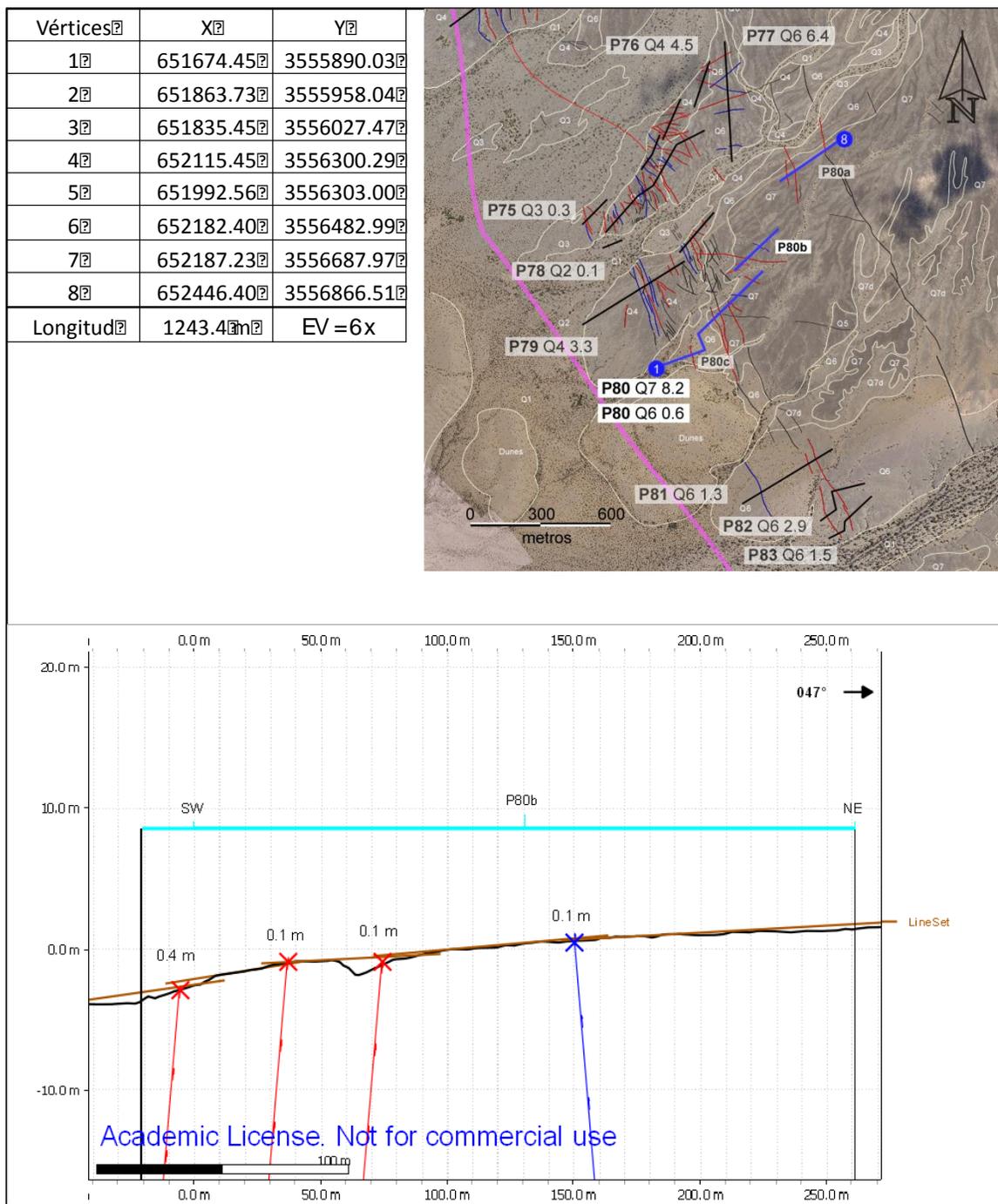


Figura 168. Perfil P77b

Perfil P80c

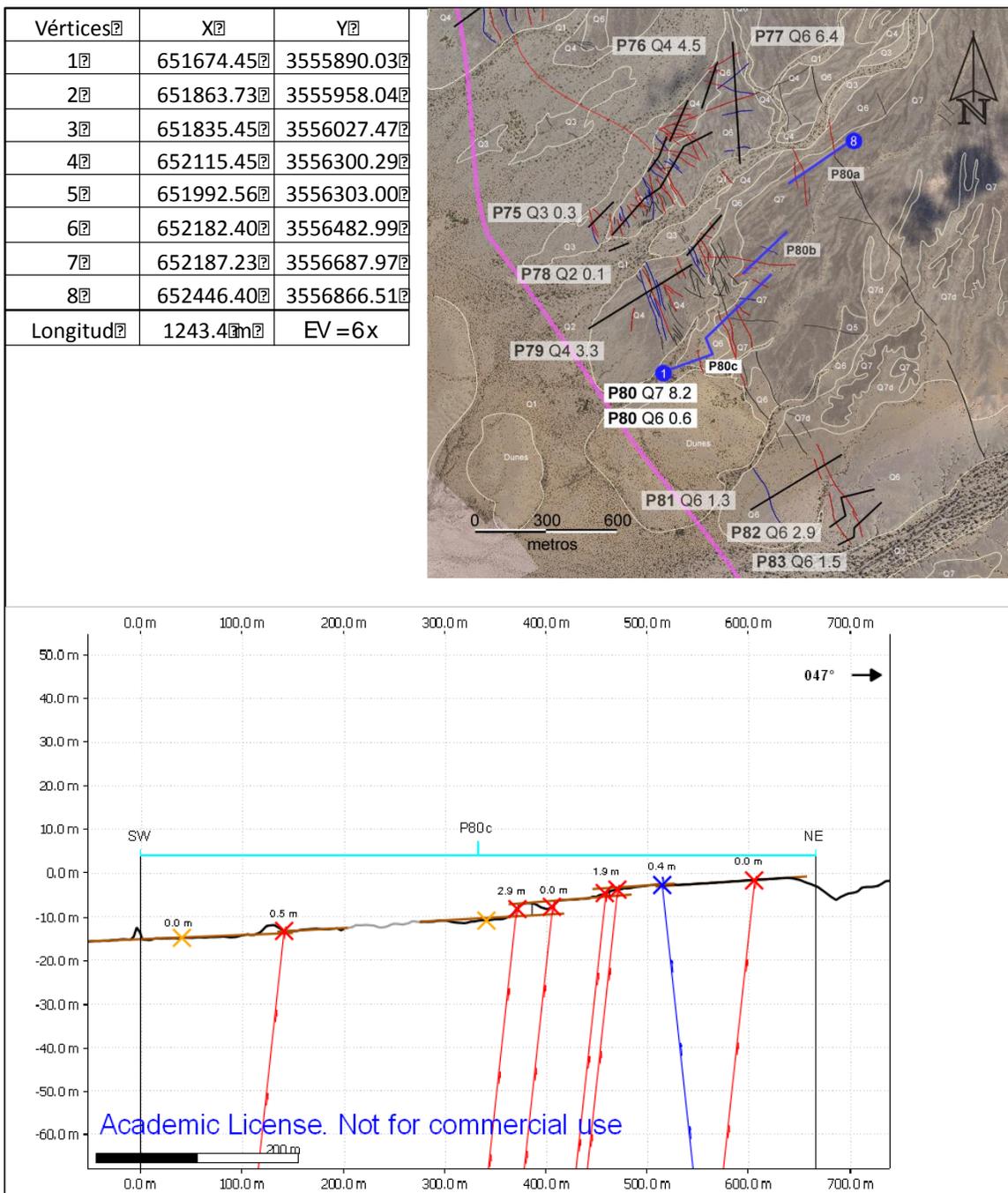


Figura 169. Perfil P80c

Perfil P81

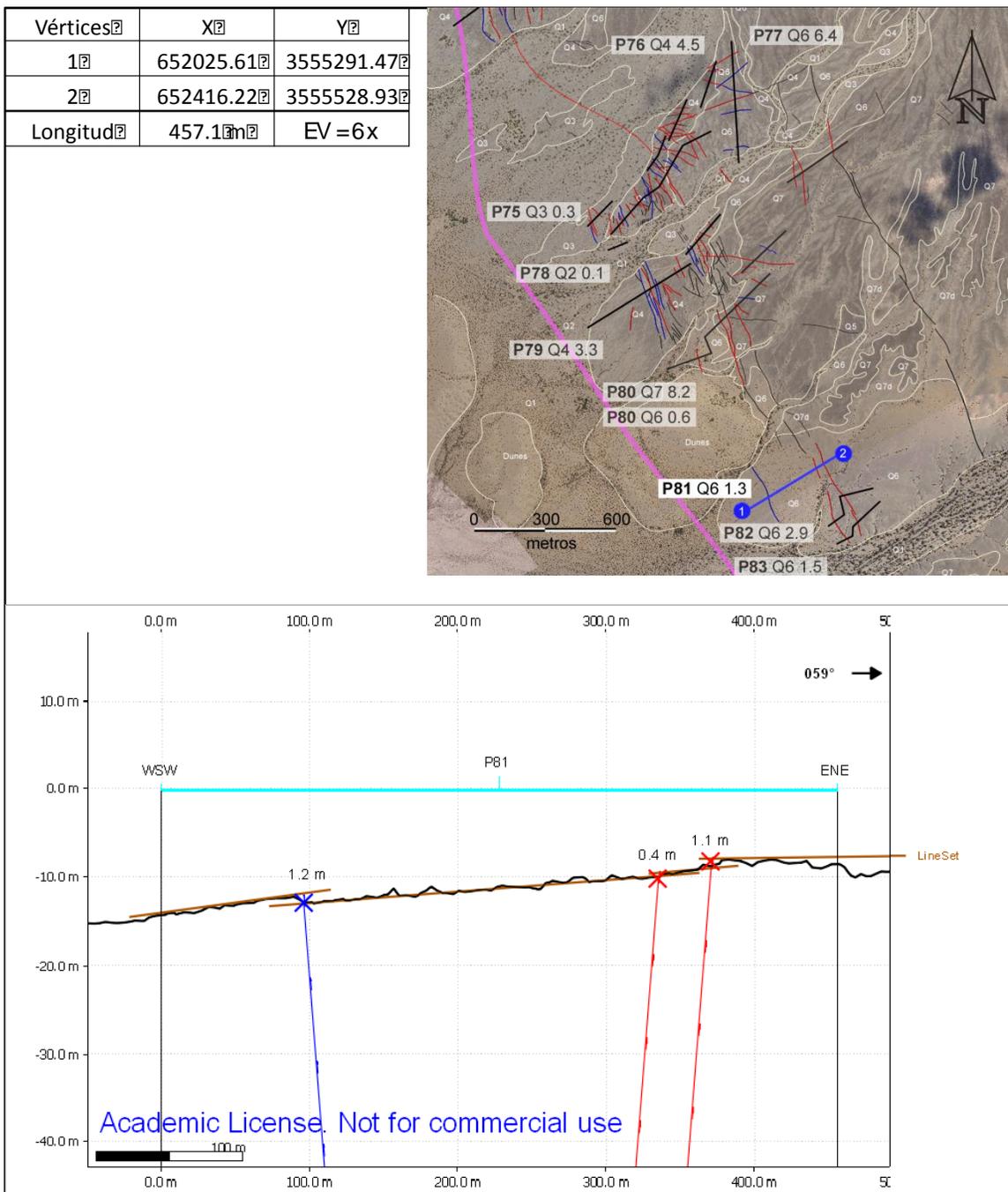


Figura 170. Perfil P81

Perfil P82

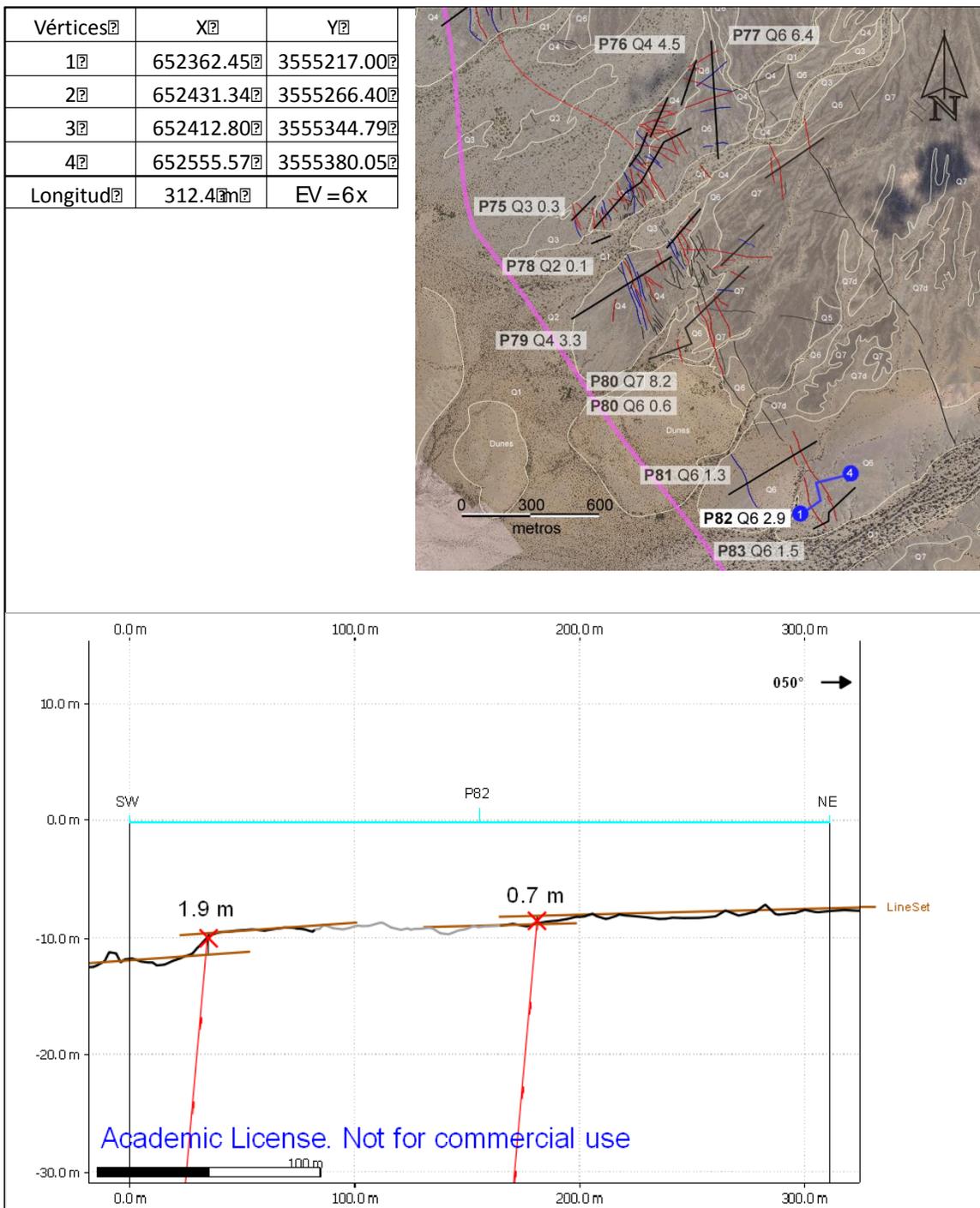


Figura 171. Perfil P82

Perfil P83

Vértices	X	Y
1	652398.62	3555140.68
2	652466.80	3555175.20
3	652468.88	3555215.28
4	652585.45	3555324.53
Longitud	276.30m	EV = 6x

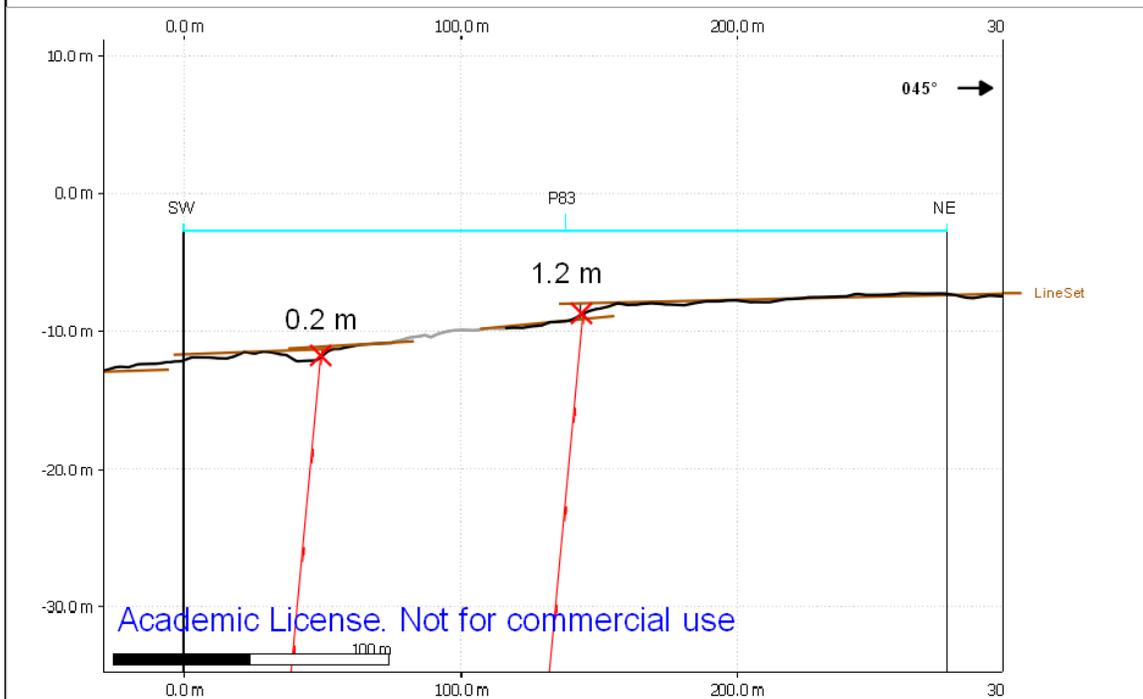
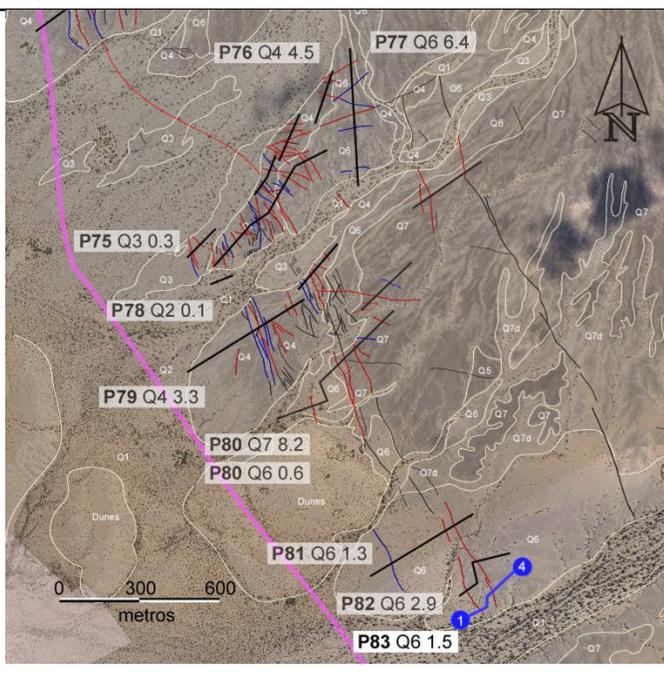


Figura 172. Perfil P83