

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA

FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

Sismotectónica de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, Costa Rica

Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura en
Geología

Xinia Carolina Fallas Salazar

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

2022

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

Sismotectónica de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, Costa Rica

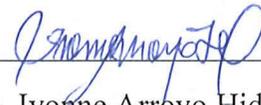
Por:
Xinia Carolina Fallas Salazar

Tesis sometida y aceptada por el Tribunal de Trabajos Finales de Graduación, como
requisito parcial para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología.

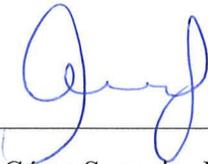
TRIBUNAL EXAMINADOR:



Dr. Lepolt Linkimer Abarca
Director de Tesis



Dra. Ivonne Arroyo Hidalgo
Codirectora de Tesis



Dr. César Sequeira Peraza
Codirector de Tesis



M.Sc. Walter Montero Pohly
Miembro del Tribunal



Dr. Marco Barahona Palomo
Presidente del Tribunal



Xinia Carolina Fallas Salazar
Candidata

Dedicatoria

*A mi familia.
Por estar siempre como apoyo constante,
en mis logros.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por haberme permitido iniciar y concluir esta investigación. Gracias a todas las personas que aportaron sus opiniones y recomendaciones para concretar este trabajo de la mejor manera posible. Primero agradezco profundamente a mi director el Dr. Lepolt Linkimer por su guía y excelente atención durante todo el proceso, por sus correcciones, consejos y disposición. A la Dra. Ivonne Arroyo por su ayuda, explicaciones y consejos en toda la investigación. Al Dr. César Sequeira por su gran colaboración, disponibilidad, explicaciones, tiempo y cordialidad. Quedo inmensamente agradecida con el apoyo y dedicación de los tres.

Me gustaría agradecer a mi familia, en especial a mis padres Francisco y Xinia, por su apoyo incondicional, motivación y confianza a lo largo de todo este proceso. A mi hermana María Elena y su esposo Tobías, mis hermanos Alonso y Francisco Javier y mi sobrino Alejandro por su ayuda, consejos y ánimos. A Jorge Mario (Jito) por su apoyo y compañía incondicional, además de su paciencia, consejos, motivaciones y su compañía a las giras de campo.

Gracias a mis amigos y colegas Valery Portuguez y Roberto Masis por su amistad, apoyo, guía y consejo, además de las incontables historias y risas que hemos tenido a través de estos años y por hacer la universidad más llevadera. A Brandon Acosta por su amistad y apoyo en muchos procesos de la tesis, las discusiones y consejos.

De igual manera agradecer al personal de la Escuela Centroamericana de Geología, y principalmente a la Red Sismológica Nacional (RSN) y todo su equipo, por ser un sitio de trabajo y crecimiento profesional muy importantes en mi etapa universitaria. Especialmente a mis compañeros Jean Paul Calvo y Mario Arroyo por su compañía en las giras de campo y Eimy Vargas por su apoyo y consejos en esta última etapa. También a todas aquellas personas que de una u otra forma contribuyeron con este proyecto y con mi formación como profesional.

ÍNDICE GENERAL

CONTENIDO

SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1 JUSTIFICACIÓN	15
1.2 OBJETIVOS.....	18
1.2.1 Objetivo general	18
1.2.2 Objetivos específicos.....	18
1.3 UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	19
1.4 METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO.....	21
1.4.1 Análisis de expresión geomorfológica del fallamiento	21
1.4.2 Análisis sismológico y potencial sísmico.....	24
1.4.3 Análisis de zona de daño de las rocas	31
1.5 TRABAJOS ANTERIORES.....	38
1.5.1 Falla Jaris.....	41
1.5.2 Falla Candelaria.....	42
1.5.3 Otras fallas en la zona de estudio	43
II. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	51
2. 1. CONTEXTO TECTÓNICO	51
2.1.1 Placa del Coco	52
2.1.2 Cordillera submarina del Coco.....	53
2.1.3 Esfuerzos neotectónicos	54
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	55
2.2.1 Unidades de basaltos del Cretácico al Paleógeno.....	57
2.2.2 Unidades de rocas volcánicas.....	58
2.2.3 Unidades de rocas sedimentarias.....	60
III. EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL FALLAMIENTO	63
3.1 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	63
3.1.1 Pendientes.....	63

3.1.2 Orientación-aspecto.....	67
3.1.3 Sombras	70
3.2 DESCRIPCIÓN MORFOTECTÓNICA	73
3.2.1 Sistema de fallas Jaris.....	74
3.2.2 Sistema de fallas Candelaria.....	97
IV. SISMICIDAD.....	113
4.1 SISMICIDAD HISTÓRICA	113
4.2 SISMICIDAD EN EL PERÍODO 2011- AGOSTO 2020	122
4.2.1 Relocalización manual.....	122
4.2.2 Enjambres sísmicos	129
4.2.3 Localización con HypoDD	131
4.2.4 Mecanismos focales.....	135
V. ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS	139
5.1 CASO DE ESTUDIO EN EL SOSLAYO DE ACOSTA	140
5.1.1 Descripción litológica El Soslayo	141
5.1.2 Descripción estructural.....	143
5.2 ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS EN EL SISTEMA DE FALLAS JARIS	150
5.2.1 Transecto 1: Resbalón	151
5.2.2 Transecto 2: La Mesa	154
5.2.3 Transecto 3: San Ignacio	159
5.3 ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS EN EL SISTEMA DE FALLAS CANDELARIA.....	165
5.3.1 Transecto 1: Bocana	166
VI. INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA	171
6.1 GRADO DE ACTIVIDAD DEL FALLAMIENTO.....	171
6.2 POTENCIAL SÍSMICO.....	179
6.3 IMPLICACIONES TECTÓNICAS	181
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	186
VIII. REFERENCIAS	189
IX. ANEXOS	202

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Escenario tectónico de Costa Rica que muestra la interacción entre las placas del Coco, Caribe y Nazca.	14
Figura 2: Contexto tectónico simplificado de Costa Rica	15
Figura 3: Ubicación del área de estudio y localización de las fallas Candelaria y Jaris, con la división política de los cantones de Costa Rica.	20
Figura 4: Distribución geográfica de las estaciones sísmicas.....	25
Figura 5: Correlación esquemática entre el grado de actividad del fallamiento y otros rasgos de las fallas.	31
Figura 6: Arquitectura de la zona de falla de desplazamiento de rumbo sinestral..	32
Figura 7: Diagrama esquemático de los principales tipos de zonas de daño y sus ubicaciones alrededor de una zona de falla de deslizamiento en vista en planta.....	34
Figura 8: Ubicación de las fallas Jaris y Candelaria y fallas aledañas	44
Figura 9: Mapa geológico simplificado del área de estudio	56
Figura 10: Mapa de las pendientes en el área de estudio.....	64
Figura 11: Mapa de análisis de la orientación de las pendientes en el área de estudio. ..	69
Figura 12: Mapa de análisis de las sombras en el área de estudio.....	71
Figura 13: División neotectónica del sistema de fallas Jaris	76
Figura 14: Interpretación neotectónica del sector NW del sistema de fallas Jaris.	77
Figura 15: Interpretación neotectónica del sector central del sistema de fallas Jaris.	79
Figura 16: Interpretación neotectónica de la falla Jaris en las localidades de Corralar y Palmichal.	83
Figura 17: Marcadores geomorfológicos del sector central del sistema de fallas Jaris... ..	84
Figura 18: Interpretación neotectónica del sector SE del sistema de fallas Jaris.	87
Figura 19: Interpretación neotectónica de la falla Jaris en la localidad de Monterrey. ...	90
Figura 20: Marcadores geomorfológicos del sector SE del sistema de fallas Jaris.	92
Figura 21: Neotectónica de sectores de las fallas Resbalón y Bajos de Jorco.....	97
Figura 22: División neotectónica del sistema de fallas Candelaria.	99
Figura 23: Interpretación neotectónica del sector NW del sistema de fallas Candelaria.	100
Figura 24: Marcadores geomorfológicos del lineamiento L1.....	105
Figura 25: Interpretación neotectónica del sector SE del sistema de fallas Candelaria.	107
Figura 26: Neotectónica de la falla Candelaria en el sector de Bijagual de Acosta.	110
Figura 27: Ubicación epicentral, fecha y solución focal de los sismos destructivos históricos del siglo XX del área de estudio.....	121
Figura 28: Distribución de la sismicidad relocalizada en el período 2011-Ago 2020... ..	122
Figura 29: Graficos de la sismicidad localizada en el periodo 2011-Ago 2020.....	124
Figura 30: Profundidad de los sismos del periodo 2011-Ago 2020.	128
Figura 31: Enjambres asociados con sistemas de fallas en el periodo 2011-Ago 2020.	129
Figura 32: Comparación de la sismicidad del período 2011-Ago 2020 relocalizada con el programa HYP (Hypocenter Program), y con la metodología de HypoDD	132
Figura 33: Aplicación de la metodología de HypoDD, para el grupo de sismos en Bijagual de Aserri.....	135
Figura 34: Mecanismos focales elaborados y su relación con el fallamiento de la zona.	136

Figura 35: Ubicación de los puntos visitados en los transectos a analizar la zona de daño en los sistemas de fallas Jaris y Candelaria .	139
Figura 36: Diagrama esquemático del sitio El Soslayo.	141
Figura 37: Litología del sector W del afloramiento en El Soslayo de Acosta.	142
Figura 38: Diagramas de rosas de los rumbos y ángulos de buzamientos de las fracturas del afloramiento del punto Soslayo.	144
Figura 39: Densidad lineal de fracturas por bloque en el Punto de El Soslayo.	145
Figura 40: Gráficos de la densidad lineal de fractura acumulada y una distribución de sus gradientes de pendiente.	146
Figura 41: Estructuras del sector W del afloramiento en El Soslayo de Acosta.	147
Figura 42: Mapa de zonas de daño en el Punto Soslayo con diagrama de rosas.	149
Figura 43: Ubicación de los sitios visitados para analizar la zona de daño en el sistema de fallas Jaris.	151
Figura 44: Detalles de las rocas y fracturas en los puntos 1 y 6.	152
Figura 45: Mapa de densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 1 en el sistema de fallas Jaris.	153
Figura 46: Sitios visitados en el punto 5 del transecto 2 en el sistema de fallas Jaris.	155
Figura 47: Detalles de las rocas y fracturas de los sitios visitados en el punto 5.	157
Figura 48: Mapa de con densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 2 en el sistema de fallas Jaris.	158
Figura 49: Detalles de las rocas del punto 8, en el Sistema de fallas Jaris.	160
Figura 50: Fracturamiento en las rocas de los puntos 11 y 14.	161
Figura 51: Mapa de densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 3 en el sistema de fallas Jaris.	163
Figura 52: Mapa general de la densidad lineal de fracturas en el sistema de fallas Jaris	164
Figura 53: Ubicación del transecto perpendicular al sistema de falla Candelaria, que atraviesa los sitios donde se estudia la zona de daño.	165
Figura 54: Fracturamiento en las rocas del punto 1 en el sistema de fallas Candelaria.	167
Figura 55: Fracturamiento en las rocas del punto 2 en el sistema de fallas Candelaria.	168
Figura 56: Mapa de con densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 3 en el sistema de fallas Candelaria.	170
Figura 57: Mapa del grado de actividad del fallamiento y la actividad sísmica asociado a los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.	177
Figura 58: Patrón estructural de deformación para las fallas de desplazamiento de rumbo Jaris y Candelaria.	178
Figura 59: Contraste entre los contextos tectónicos del SE de Asia y América Central.	182
Figura 60: Interpretación del modelo neotectónico y contexto tectónico de Costa Rica.	184

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Características de los sismos históricos dentro del área de estudio o muy cerca de sus límites, durante el último siglo.....	120
Cuadro 2: Resultados del programa ph2dt para el total de sismos.	133
Cuadro 3: Parámetros de los mecanismos focales elaborados en esta investigación. ...	138
Cuadro 4: Características principales de las fallas y lineamientos del sistema de fallas Jaris	173
Cuadro 5: Características principales de falla y lineamientos del sistema de Candelaria.	175
Cuadro 6: Resumen del potencial sísmico de los lineamientos y fallas que componen los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.....	179
Cuadro 7: Resumen del potencial sísmico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.	180

ANEXOS

Anexo 1: Ubicación de las estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE–UCR)

LISTA DE SIGLAS Y ABREVIATURAS UTILIZADAS

ELEMENTOS TECTÓNICOS

CDCCR: Cinturón Deformado del
Centro de Costa Rica

CDCN: Centro de Dispersión Cocos-
Nazca

CDNP: Cinturón Deformado del Norte
de Panamá

CLIP: Provincia Ígnea del Gran Caribe
(por sus siglas en inglés)

EH: Escarpe de Hess

EPR: Levantamiento del Este del
Pacífico (por sus siglas en inglés)

FARS: Fallas Atirro-Río Sucio

FC: Falla Candelaria

FCN: Falla Caño Negro

FHC: Haciendas-Chiripa

FMA: Fosa Mesoamericana

FSR: Frontera Suave Rugosa

LF: Levantamiento de Fisher

MP: Microplaca de Panamá

POC: Plateau Oceánico Caribe

PQ: Plateau de Quepos

ZFP: Zona de Fractura de Panamá

CENTROS E INSTITUCIONES

ICE: Instituto Costarricense de Electricidad
IGN: Instituto Geográfico Nacional
IRIS: Instituciones de investigación incorporadas para sismología (por sus siglas en inglés)

RSN: Red Sismológica Nacional
SNIT: Sistema Nacional de Información Territorial
UCR: Universidad de Costa Rica
USGS: Servicio Geológico de Estados Unidos (por sus siglas en inglés)

PUNTOS CARDINALES

N: Norte
S: Sur
E: Este
W: Oeste

NE: Noreste
NW: Noroeste
SE: Sureste
SW: Suroeste

EVIDENCIAS

MORFOTECTÓNICAS

BF: Berma de falla
At: Adelgazamiento de la terraza
BF: Berma de falla
Cd: Colina desplazada
Da: Depresión anómala
De: Deslizamiento
Did: Divisoria desplazada
Dm: Drenaje meándrico

EF: Escarpe de falla
Ft: Facetas triangulares
LF: Lomo de falla
Qd: Quebrada desplazada
Qde: Quebrada descabezada
Rar: Relleno aluvial represado
Rd: Río desplazado
SF: Silla de falla
Td: Terraza desplazada
VF: Valle de falla

OTROS

DD: Doble Diferencia
ECHM: Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo
F: Falla
Mw: Magnitud momento
RA: Área de ruptura
SIG: Sistema de Información Geográfica

HYP: Programa "Hypocenter"
Long: Longitud de la superficie de ruptura
L: Lineamiento
m s.n.m.: metros sobre el nivel del mar
m. a.: Millones de años
MED: modelo de elevación digital
MM: Escala Mercalli Modificada

RESUMEN

Las fallas Jaris y Candelaria se encuentran en la región central de Costa Rica y son parte del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. En esta tesis se estudian estas fallas a partir de la fotointerpretación y trabajo de campo, la relocalización de los sismos registrados por la Red Sismológica Nacional de Costa Rica y el estudio del grado de fracturamiento de las rocas aledañas a las fallas.

El sistema de fallas Jaris es de tipo dextral, tiene un rumbo noroeste-sureste, una longitud de 35 km y está constituido por las fallas Jaris, Monterrey, Bajos de Jorco y Resbalón y los lineamientos Palma y Mina. El sistema de fallas Candelaria está conformado por las fallas dextrales Purires y Candelaria, con rumbo noroeste-sureste, y posee una longitud total de 65 km. Las trazas de estas fallas abarcan zonas de deformación angostas, en relación con su longitud, ya que el sistema de fallas Jaris presenta una zona de daño en las rocas de 200 m, mientras que para la falla Candelaria es de 100 m.

En el período 2011- agosto 2020 se relocalizaron con la metodología de HypoDD 485 eventos superficiales (profundidad < 30 km), con magnitudes de entre 1,7 y 4,9 Mw. Los mecanismos focales calculados son de desplazamiento de rumbo y en menor medida con componente normal. En la vecindad de las fallas estudiadas han ocurrido al menos cinco sismos históricos relevantes: Los Santos en 1989 (5,4 Mw), Puriscal y Piedras Negras en 1990 (5,5 Mw y 6,0 Mw), Frailes en 1991 (5,2 Mw) y Damas del 2004 (6,4 Mw). El terremoto de Damas es el más relevante por su magnitud y por su cercanía con la falla Candelaria (5 km) que podría ser su origen.

La sismicidad sugiere que la falla Candelaria podría cortar toda la placa cabalgante hasta profundidades de 29 km, por lo que por su localización y dimensiones podría facilitar el escape del bloque del arco centroamericano desde una zona mucho más al sur de lo que había sido propuesta anteriormente. Por otro lado, la falla Jaris no parece cortar toda la corteza, sin embargo al igual que los sistemas de fallas de Atirro-Río Sucio, Caño Negro y Hacienda-Chiripa, al tener una geometría similar a la falla Candelaria y una gran longitud, podría también contribuir con el movimiento del bloque del antearco centroamericano.

El sistema de fallas Candelaria presenta un potencial sísmico de 7,2 Mw y el sistema Jaris de 6,8 Mw, por lo que son particularmente peligrosas. Dado su alto potencial y su ubicación a solo a 16 y 35 km del Área Metropolitana, su estudio es de gran importancia para la planificación del crecimiento urbano y la gestión de los riesgos asociados con los terremotos.

Palabras clave: Neotectónica, Sismicidad, Falla activa, Escape tectónico, Zonas de daño en fallas.

I. INTRODUCCIÓN

Costa Rica se caracteriza por presentar una alta actividad sísmica y estructuras neotectónicas abundantes, debido a que se encuentra en una zona de límites entre placas en un contexto tectónico complejo que incluye la subducción de la cordillera submarina del Coco (Fig. 1). Además, en el centro del país se encuentra el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), que se propone como un límite entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá. Esta estructura corresponde con un ancho sistema de fallas que atraviesa transversalmente de SW a NE Costa Rica, desde el lado Pacífico en la fosa Mesoamericana, hasta el sector Caribe. En este cinturón predominan las fallas de desplazamiento de rumbo dextral, con orientación entre NW a N-S, y fallas sinestrales entre E-W a NE, además fallas inversas con orientación WNW (Montero, 2014) (Fig. 2).

Las fallas Jaris y Candelaria se encuentran en la región central de Costa Rica, específicamente al SW del Valle Central y son parte del CDCCR. Ambas fallas comparten características como por ejemplo el rumbo NW-SE, su gran longitud y el movimiento principal lateral derecho. Al igual que las fallas Jaris y Candelaria, existen otras con rumbos y dimensiones similares, como los sistemas de fallas como Atirro-Río Sucio y Caño Negro, del mismo modo que las estudiadas podrían ser manifestaciones de la deformación cortical debido a los esfuerzos generados por la subducción de las irregularidades batimétricas de la placa del Coco.

Esta investigación surgió con necesidad de comprender el comportamiento de la sismicidad, las formas del relieve y la deformación de las rocas, en el centro del país y así poder conocer el grado de actividad y el potencial sísmico de las fallas en estudio y su papel en la deformación cortical de la placa superior y en el escape tectónico del antearco centroamericano.

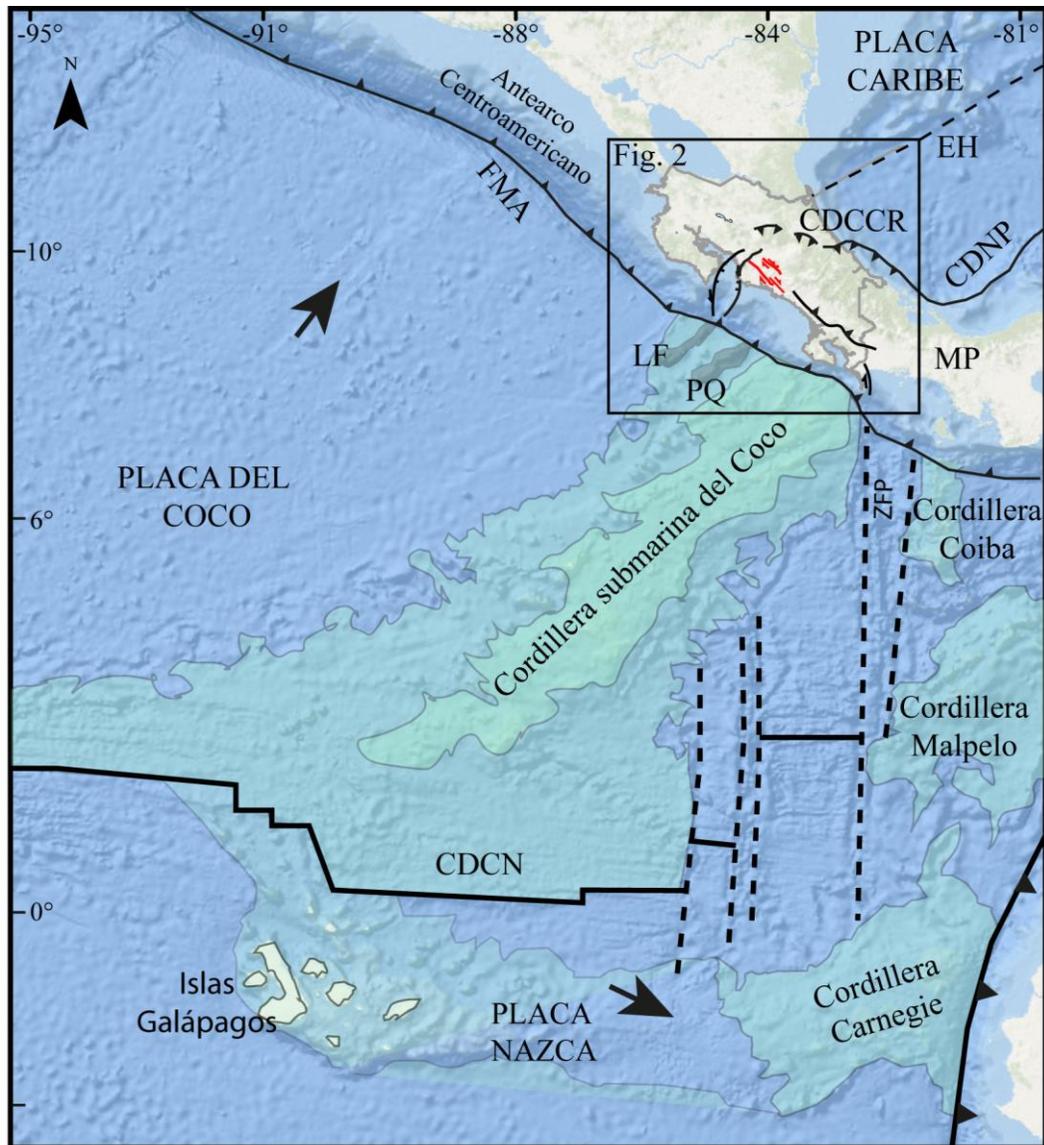


Figura 1: Escenario tectónico de Costa Rica que muestra la interacción entre las placas del Coco, Caribe y Nazca. Se exponen los principales segmentos tectónicos según Barckhausen et al. (2001): CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDCN: Centro de Dispersión Cocos-Nazca, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, EH: Escarpe de Hess, FMA: Fosa Mesoamericana, LF: levantamiento de Fisher, MP: Microplaca de Panamá, PQ: Plateau de Quepos y ZFP: Zona de Fractura de Panamá,

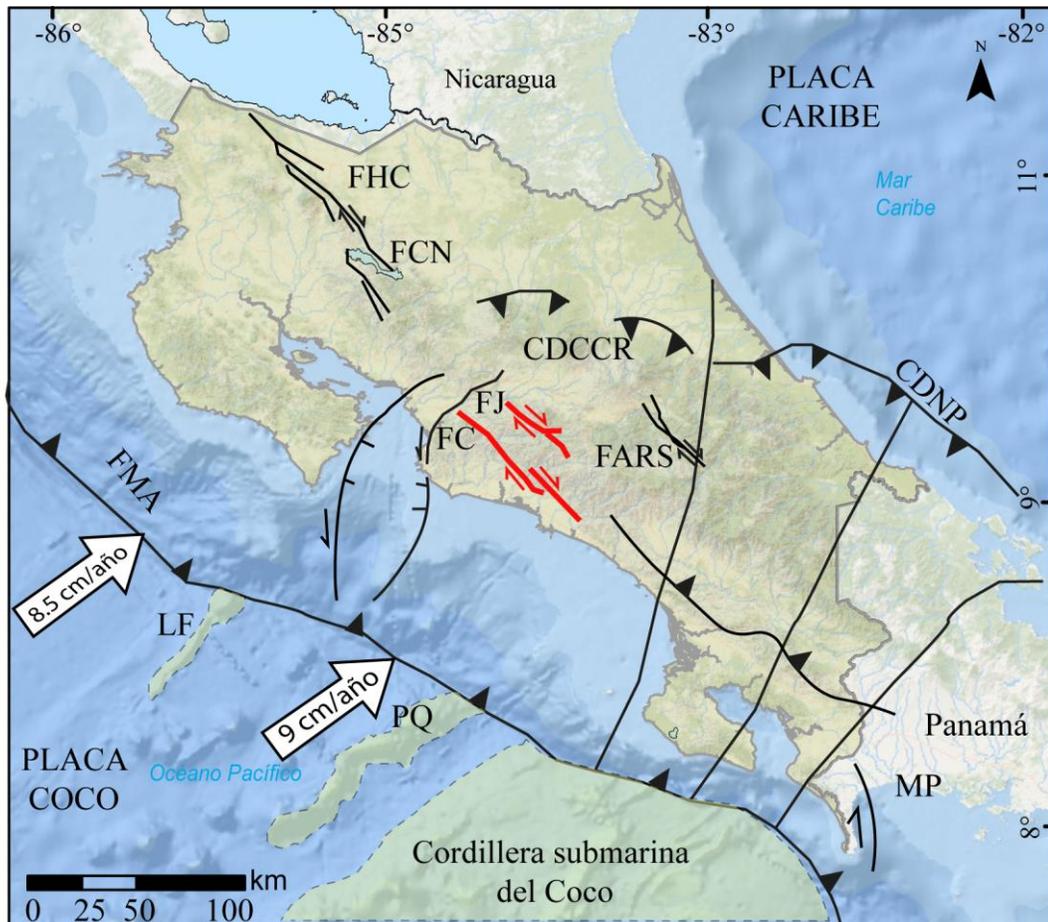


Figura 2: Contexto tectónico simplificado de Costa Rica (modificado de Montero, 2001 y Denyer et al. 2003). Se rotulan los siguientes elementos tectónicos: CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FARS: Fallas Atirro-RíoSucio, FC: Falla Candelaria, FCN: Falla Caño Negro, FJ: Falla Jaris, FMA: Fosa Mesoamericana, LF: levantamiento de Fisher, MP: Microplaca de Panamá y PQ: Plateau de Quepos.

1.1 JUSTIFICACIÓN

Reconocer y caracterizar las fallas activas es importante para la estimación de la amenaza y el riesgo sísmico en el país. Costa Rica se caracteriza por una alta densidad de fallas activas, esto es evidente en la parte Central del país con la alta cantidad de sismos y geoformas neotectónicas. La subducción de la cordillera submarina del Coco es posiblemente uno de los factores más importantes en la deformación de la placa superior,

y el estudio de sistemas de fallas como Jaris y Candelaria, es importante para buscar la posible relación con la subducción de esta cordillera submarina.

Aproximadamente a 16 y 35 km en línea recta desde el centro de San José se encuentran localizadas, respectivamente, las fallas Jaris y Candelaria, con poblados cercanos como Aserri, Acosta, Puriscal, Parrita y Orotina. Al estar muy cerca una de la otra (aproximadamente 18 km), su estudio es posible como parte de una misma investigación. La cercanía entre las fallas activas y los centros densamente poblados implica que los estudios neotectónicos son de gran importancia, ya que aportan información para la planificación del crecimiento urbano y ordenamiento territorial de los centros ya existentes y, además, permite su uso en futuros análisis de gestión de riesgo.

En las últimas décadas se han presentado amplios avances instrumentales en el tema sísmológico, así como nuevos descubrimientos en el ámbito científico de la geología. En 1976, la red de estaciones de la Red Sísmológica Nacional (RSN: UCR-ICE), contaba únicamente con cinco instrumentos en la parte central de Costa Rica (Morales, 1986); sin embargo, este número creció gradualmente hasta contar con 177 estaciones, ubicadas a lo largo de todo el país en enero del 2022 (Fig. 4). Esta cobertura permite ahora estudiar las fallas activas con gran detalle, ya que es posible captar más sismos y localizarlos con mejor calidad.

De acuerdo con estudios previos, la falla Jaris muestra un número importante de sismos localizados a lo largo de su traza, principalmente en el sector NW, además, de característicos marcadores geomorfológicos como escarpes de falla facetados desvíos en los ríos, entre otros (Montero y Rojas, 2014), que evidencian su grado de actividad. Por el contrario, para la falla Candelaria no se registran sismos históricos destructivos, y no se ha demostrado que se encuentre sísmicamente activa, sin embargo, se han ubicados algunos sismos cerca de su traza y que se podrían asociar con la actividad de esta falla (Arias y Denyer, 1991a). Asimismo, la expresión geomorfológica de esta falla no se encuentra descrita con amplitud, posiblemente por la gran extensión y la topografía de la zona. Es por esto, que resulta de gran importancia realizar un análisis más profundo de la distribución y relocalización de los sismos alrededor de estas fallas, así como estudios

neotectónicos y análisis de las zonas de daño de las rocas a lo largo de ellas, que permita determinar la actividad, movimiento y potencial de estas fallas.

Las extensas trazas de las fallas Jaris y Candelaria podrían abarcar zonas de deformación amplias, donde es importante la delimitación de la zona de falla con estudios exhaustivos y detallados (p. ej. Chavarría, 2017). Esto porque tradicionalmente las fallas se consideraban estructuras planas individuales, pero recientemente se describen como zonas volumétricas complejas. Ahora sabemos que las zonas con mayor daño se asocian con desplazamientos altos, particularmente donde interactúan dos fallas (Kim et al. 2001). La geometría de la zona de daño de la roca alrededor de las fallas puede proporcionar información útil sobre cómo las fallas se propagan, interactúan y se detienen. Asimismo, la comprensión de las zonas de daño de las rocas y el acomodo de estrés es importante para modelar la actividad sísmica. Lo anterior permite una mejor comprensión de la evolución y la historia geológica de las fallas en estudio.

La hipótesis de esta investigación es la siguiente: los sistemas de fallas Jaris y Candelaria se encuentran tectónicamente activos y expresan la deformación de la placa cabalgante debido a la indentación tectónica producida por la subducción de la cordillera submarina del Coco en el SW de Costa Rica. Los esfuerzos compresivos con dirección de S a N que están impresos en la placa cabalgante, han sido reconocidos a partir de la orientación, geometría, dimensiones y sismicidad de otros sistemas de fallas dextrales y de rumbo NW como los sistemas Atirro-Río Sucio y Caño Negro. Haciendo analogías con estos y otros sistemas de fallas ya documentados en la literatura, se considera que la orientación NW, larga extensión y abundante sismicidad de los aún poco estudiados sistemas Jaris y Candelaria, corresponden igualmente a la deformación cortical de la placa superior y promueven en forma similar el escape tectónico del antearco centroamericano. La corroboración de la extensa longitud y la identificación de alineamientos de geofomas y epicentros en dirección NW-SE, mecanismos focales con planos nodales dextrales NW-SE, hipocentros con profundidades hasta la base de la corteza y una extensa zona de daño de falla en superficie, son los indicadores principales para hipotetizar que los sistemas de fallas Jaris y Candelaria son activos y responden a la deformación cortical del mencionado indentador tectónico.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Estudiar la neotectónica, la sismicidad y los cambios en la deformación de las rocas en la vecindad de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, mediante las metodologías de relocalización de sismos, análisis de sensores remotos y trabajo de campo, con el fin de determinar la geometría, potencial sísmico y zona de daño de las rocas separadas por las fallas y con todo esto establecer el papel de estos sistemas en la deformación cortical de la placa superior y en el escape tectónico del antearco centroamericano.

1.2.2 Objetivos específicos

- Identificar lineamientos geomorfológicos alrededor de las fallas en estudio, utilizando principalmente fotointerpretación e imágenes satelitales y trabajo de campo en sitios seleccionados, con el fin de establecer su orientación, geometría, dimensiones y potencial sísmico.
- Determinar la sismicidad de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria durante el periodo de operaciones de la Red Sismológica Nacional, a partir de la relocalización de sismos con la técnica simultánea de HypoDD, con el fin de correlacionar la sismicidad con los sistemas de fallas en estudio y con esto establecer el grado de la actividad de estas fallas (activa, neotectónica o posiblemente neotectónica).
- Caracterizar la zona de daño de la roca en sitios seleccionados ubicados en un segmento medio de las fallas Jaris y Candelaria, a partir del grado de fracturamiento de las rocas aledañas a las fallas, con el fin de correlacionarlo con la actividad tectónica reciente y el tipo de movimiento tectónico que lo produce.

1.3 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se localiza al SW del Valle Central, entre las coordenadas 110000 / 1040000 y 510000 / 445000 CRTM05, en las hojas topográficas Caraiques, Candelaria, Río Grande, Abra, Dota, Parrita y Barranca, 1:50000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Políticamente, se ubica en parte de al menos 10 cantones, dentro de los que se encuentran: León Cortés, Desamparados, Aserrí, Acosta, Mora, Turrubares, Puriscal, Parrita, Tarrazú y Quepos, como se muestra en la figura 3.

Debido a que la zona geográfica que cubren los sistemas de fallas es extensa, el énfasis de este trabajo de investigación es el análisis por medio de sensores remotos y sismicidad. A partir de esto se seleccionaron sitios para la comprobación con trabajo de campo en lugares específicos cercanos a los trazos propuestos de los sistemas de fallas, así como transectos particulares para realizar el análisis de la zona de daño de las rocas alrededor de estos sistemas.

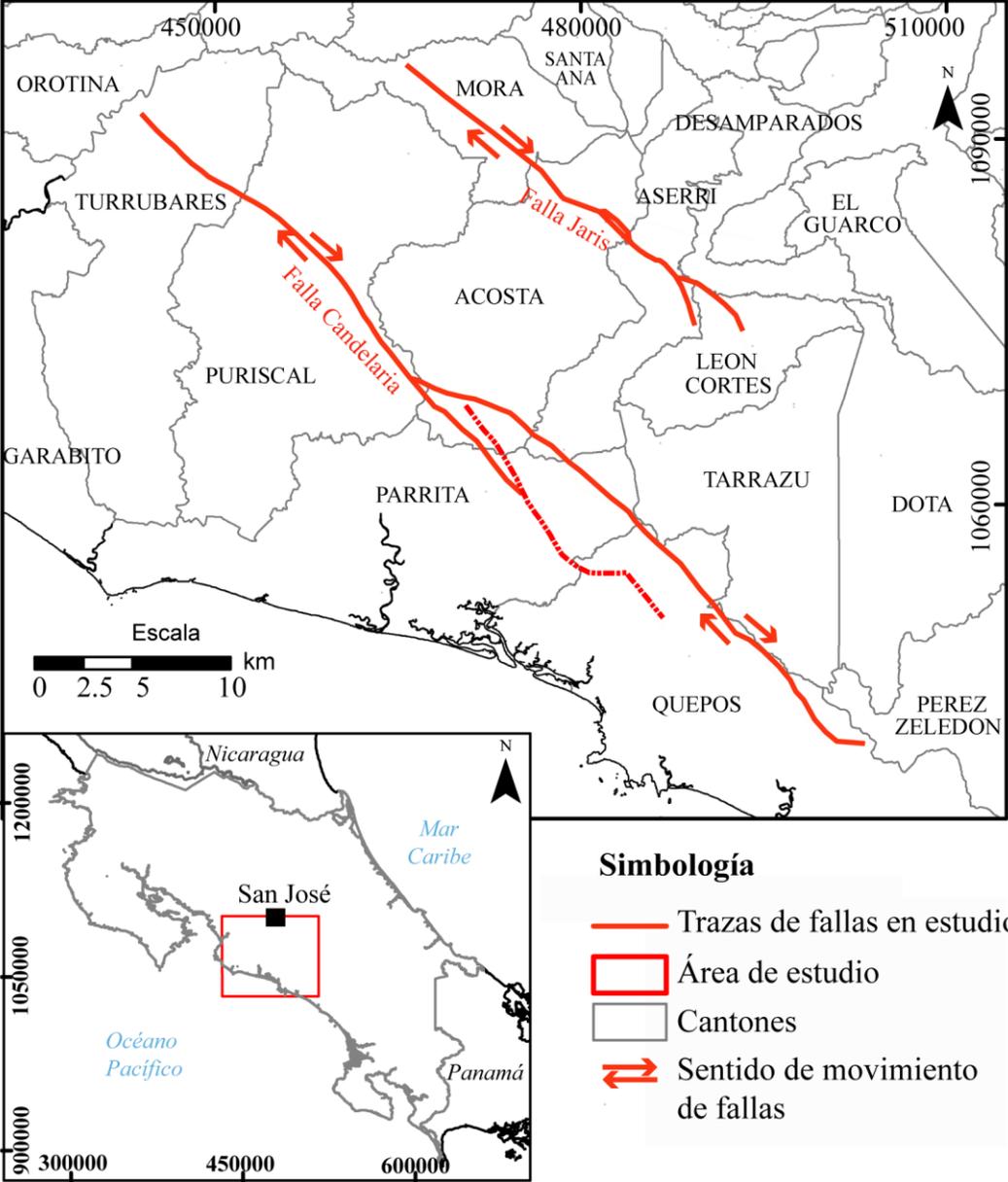


Figura 3: Ubicación del área de estudio y localización de las fallas Candelaria y Jaris (Rodríguez, 2017) con la división política de los cantones de Costa Rica.

1.4 METODOLOGÍA Y MARCO TEÓRICO

Para el cumplimiento de los objetivos establecidos se siguió la siguiente metodología:

1.4.1 Análisis de expresión geomorfológica del fallamiento

Análisis morfométrico

Para estudiar la expresión geomorfológica, primero se realizó un análisis morfométrico, con el objetivo de obtener características cuantitativas de las formas del terreno. El análisis de terreno comprende medidas geométricas y estadísticas; en este caso se analizaron las medidas geométricas de tipo derivadas de primer orden las cuales corresponden con: pendientes, orientación o aspecto y sombras. Se desarrolló un modelo de elevación digital (MED) con las curvas 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), con tamaño de píxel de 10 cm, el cual funcionó como base para aplicar los métodos de análisis morfométrico a toda el área de estudio, incluyendo la zona entre las fallas, mediante el uso herramientas de análisis espacial dentro del software ArcGIS como Sistema de Información Geográfica (SIG).

Primero se estudiaron las pendientes del terreno, mediante la medida de la tasa de cambio de la elevación en la dirección descendente más empinada (Wilson y Gallant, 2000). Este tipo de mapas representa la pendiente (en gradiente o tasa de cambio máximo en el valor z) desde cada celda de una superficie ráster, así cuanto menor sea el valor de la pendiente, más plano será el terreno y cuanto más alto sea el valor de la pendiente mayor inclinación tendrá. Para este caso, el análisis de las pendientes del área de estudio se realizó utilizando una clasificación en grados, donde menor que 10° es baja, de 10°-25° moderada, 25°-38° alta y mayor que 38° muy alta.

Otro análisis realizado es la orientación o aspecto, que calcula la dirección hacia la que las pendientes divergen y permite visualizar las tendencias de orientación de laderas que poseen las geoformas, las cuales se pueden afirmar con las observaciones de realizadas con otros métodos como por ejemplo las rosas de buzamiento y contrabuzamiento. La orientación se mide en el sentido de las agujas del reloj en grados de 0 (hacia el N) a 360

(hacia el N, nuevamente), formando un círculo completo (Burrough y McDonell, 1998). Para este estudio se utilizaron 8 orientaciones (N, NE, E, SE, S, NW, W y SW), asimismo, las áreas planas no tienen dirección de pendiente descendente y tomarán el valor de -1.

Por otro lado, se realizó el estudio de sombras de la superficie, que muestra un contraste de luminosidad para generar un modelo de luces y sombras. La representación del mapa de sombras permite visualizar la morfología de cualquier zona, en donde resaltan (dependiendo del ángulo de la luz) geoformas como: montañas, lomas, altiplanicies, valles, piedemontes y planicies (Meaden y Aguilar-Manjarrez, 2013). Los valores de píxel del mapa están dados desde 0 a 150, con valores de frecuencia variables de 0 a 254. Asimismo, para su proyección se utilizó un ángulo horizontal (azimut) de 315°, y un ángulo vertical de 45°. Sin embargo, es importante mencionar que el cálculo de sombras no es útil para trazar directamente líneas de fallas, contactos, entre otros, ya que posee un error intrínseco el tratar de suponer 3D en 2D y se crea un efecto óptico que puede llevar a desplazamientos métricos en la realidad. Este análisis es útil para mejorar la visualización de una superficie para su análisis o visualización gráfica.

Análisis morfotectónico

El estudio de las estructuras que afectan a estratos cuaternarios o cuyos rasgos morfológicos permiten presumir una actividad de las mismas durante el Cuaternario se conoce como neotectónica (McCalpin, 2013). Un concepto similar es el de geomorfología tectónica, que Keller y Pinter (2002) definen de dos maneras: primero, como el estudio de las formas producidas por procesos tectónicos; y segundo, como la aplicación de principios geomorfológicos para resolver problemas tectónicos. Dentro de esta definición se incluyen los marcadores geomorfológicos, que corresponden con características del modelado, tal como terraza, desplazamiento de drenaje, etc., que pueden utilizarse para analizar las evidencias de la deformación. Este estudio se enfoca en el trabajo neotectónico de las fallas, las cuales se definen como fracturas tectónicas en la corteza terrestre a lo largo de las cuales se ha producido el desplazamiento (horizontal, vertical o diagonal) de un lado con respecto al otro (Bryant, 2013). Además de las fallas se incluyen lineamientos geomorfológicos que son rasgos lineales que pueden significar la expresión de una falla.

Para este análisis morfotectónico se realizó una descripción detallada e interpretación de los indicadores geomorfológicos a lo largo de las fallas y lineamientos, para clasificarlos según su expresión geomorfológica en: prominente, moderado y débil. Un lineamiento es prominente donde los rasgos geomórficos puntuales o lineales son de carácter prominente y se pueden apreciar a lo largo de toda su extensión; algunos de ellos son: escarpes de falla, cambios de pendiente, valles lineales, lomos de falla, drenajes desplazados, alineados, adaptados y abandonados, trincheras de falla, bermas, deslizamientos, depresiones, terrazas levantadas, facetas y sillitas de falla. Un lineamiento es moderado cuando los rasgos geomorfológicos poseen una expresión desde moderada con una naturaleza discontinua a lo largo de la traza del lineamiento. Por último, en un lineamiento débil los rasgos geomorfológicos son débiles y se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) y así definen una traza aproximada. También corresponde con segmentos sin expresión geomorfológica que se localizan en zonas ubicadas entre segmentos lineales prominentes, en donde cualquier evidencia geomorfológica fue borrada o cubierta, por ejemplo, en valles fluviales de ríos muy caudalosos (Linkimer, 2003).

Se realizó una búsqueda de imágenes aéreas y fotografías históricas de la zona de estudio, donde se obtuvieron 256 fotografías en la zona de estudio provenientes del IGN, como producto del proyecto Terra realizadas entre los años 1996 y 2000. Dichas fotografías, una vez georreferenciadas en un SIG, se sobreponen a un MED. Para su posterior análisis e interpretación. Además, se utilizaron las ortofotos del 2017 en escala 1:5000 provenientes de los servicios de mapas estándar de OGC (Open Geospatial Consortium, por sus siglas en inglés) a través del geoportel del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT), del IGN. Además, se utilizó el apoyo de herramientas como Google Earth, el análisis morfométrico, las curvas de nivel, los ríos a escala 1:25000 del IGN para complementar la descripción y clasificación.

El aporte del análisis del relieve mediante sensores remotos es significativo en los estudios de neotectónica porque ayuda a describir geofomas principalmente de origen que se deben a la dinámica interna de la tierra manifestada en pliegues cuando el material afectado es dúctil y fallas cuando es material frágil, como en este caso. Además, la

fotointerpretación es una técnica utilizada con fines de identificar y deducir características de los fenómenos registrados en las fotografías aéreas.

De esta manera, posteriormente con ayuda también del análisis de la sismicidad, se seleccionaron sitios claves para la comprobación de campo. Estos se determinaron con base en los elementos geomorfológicos y sismos ubicados en estas fases de la investigación. En el campo se buscaron principalmente geoformas y depósitos recientes y se reconocieron y caracterizaron con mayor detalle los elementos geomorfológicos observados previamente en las fotos aéreas. De esta manera, cuando se encontraron evidencias del paso de la falla por los sitios visitados se tomaron fotografías de estas y se corroboró con el trazo de las interpretaciones con sensores remotos.

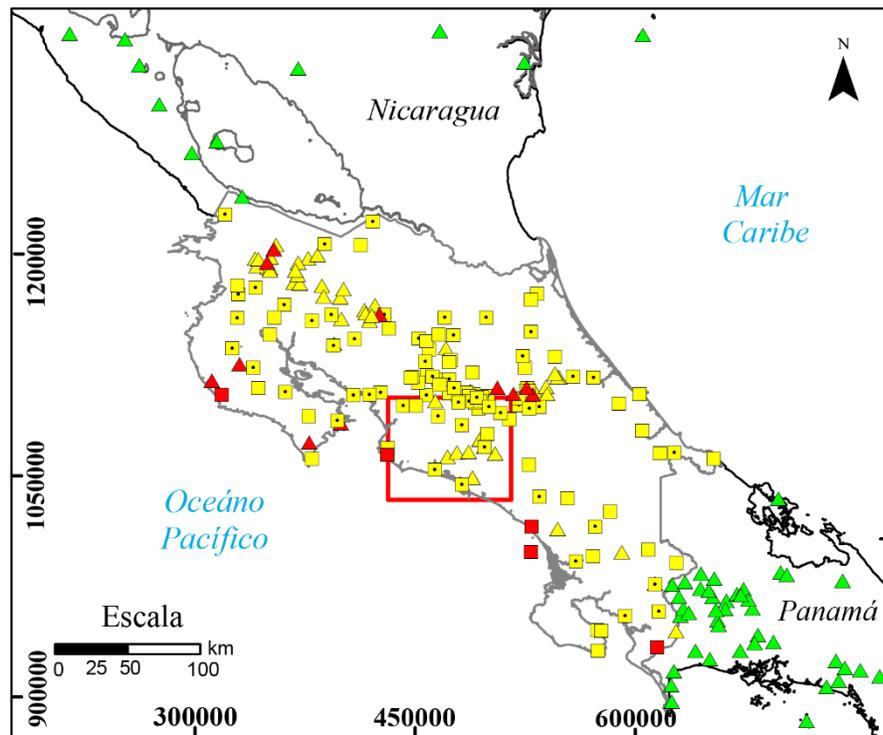
1.4.2 Análisis sismológico y potencial sísmico

La sismología es el estudio de los sismos; orientado principalmente a conocer la fuente de los sismos, efectos y la medición de la energía liberada. Los sismos son fenómenos de sacudida violenta y transitoria de la corteza terrestre, producida por la liberación de energía acumulada en forma de ondas sísmicas, que suelen estar asociados con movimientos de las placas tectónicas o fallas de la corteza terrestre. La energía liberada se debe al reacomodo brusco de los materiales de la corteza terrestre a lo largo de una falla. Mediante los sismos obtenemos información sobre el medio en el que se propagan y, por ende, nos ayudan de manera indirecta a descubrir las estructuras que se encuentran en el interior de la tierra.

Sismicidad histórica

Se realizó una búsqueda detallada bibliográfica y en la web de la sismicidad histórica en el área de estudio, esto durante el siglo XX. Además de la información general de los sismos, se estudió la ubicación epicentral y solución focal de los sismos, esto basado en los datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Fueron tomados de esta base de datos debido a que durante esos años Costa Rica no contaba con una red de estaciones sísmicas tan sólida como en la actualidad. Se realizó un

mapa con la ubicación epicentral de los sismos históricos y su mecanismo focal, para poder relacionarlos con las fallas en estudio.



Simbología

Estaciones sísmicas

- RSN - Bomberos ▲ OVSICORI
- ▲ Internacional ▲ RSN - ICE
- LIS ■ RSN - UCR

□ Área de estudio

Figura 4: Distribución geográfica de las estaciones sísmicas utilizadas.

Cabe destacar que, inicialmente para el año 1976, en la parte central del país la red de estaciones contaba únicamente con cinco instrumentos (Morales, 1986), mientras que en la actualidad la RSN cuenta con una red de alrededor de 177 estaciones sismológicas distribuidas por todo el territorio de Costa Rica (Fig. 4). Además, en algunos casos se incorporan lecturas de estaciones administradas por otras redes sismológicas ubicadas en Costa Rica, Panamá y Nicaragua, compartidas directamente o disponibles a través de Instituciones de Investigación Incorporadas para la Sismología (IRIS, por sus siglas en inglés). Por lo cual en la actualidad los estudios sismológicos han sido más abundantes y más detallados. La figura 4 muestra la ubicación de las estaciones de la RSN en el territorio

costarricense y en el Anexo 2, se detalla la altura y las coordenadas en las que se encuentran estas estaciones.

Sismicidad en el período 2011 – agosto 2020

El análisis sismológico se realizó tomando en cuenta los sismos con profundidad máxima de 30 km, ya que la profundidad del slab en esta área se encuentra entre 30 a 50km (Lücke y Arroyo, 2015), esto en el periodo de 2011 a agosto del 2020.

Primero se realizó la localización manual de los sismos mediante la determinación de su epicentro y sus parámetros hipocentrales (coordenadas geográficas, profundidad y tiempo de origen). El epicentro de un sismo es el punto en la superficie terrestre situado directamente encima del hipocentro; mientras que el hipocentro es la zona en el interior de la Tierra donde inicia la ruptura de la falla: desde ahí se propagan las ondas sísmicas (Tarbuck y Lutgens, 2005). La precisión de la localización depende de varios factores como: la distribución de las estaciones sismográficas, las fases observables en los sismogramas, la precisión de la lectura de los tiempos de arribo de estas fases y el modelo de velocidades de la región de interés (Pavlis, 1986).

Para realizar esta relocalización, se seleccionaron 485 sismos registrados en el área de estudio por la RSN en el periodo del 2011-2020, utilizando parámetros preliminares como: profundidad máxima de 30 km; cantidad mínima de 5 estaciones sísmicas que registren el evento; un gap de cobertura azimutal de 180° o menos. Una vez extraídos los sismos que cumplieron con las características anteriores, se realizó la lectura manual a partir de la revisión de los arribos de las ondas P (primaria) y S (secundaria), utilizando el programa HYP (Hypocenter Program) incluido en el sistema de análisis sismológico SEISAN (Ottemöller et al. 2011), a los cuales se aplicó un esquema de pesos para la lectura, con factores de calidad que oscilan entre 0 para la incertidumbre de lectura más baja (± 0.05 s) hasta 4 (>0.3 s). Al mismo tiempo se estableció la polaridad (compresión o dilatación) en los arribos de las ondas P. Una vez revisados los sismos y obtenidos los hipocentros, se realizaron perfiles de profundidad de sismos, con el fin de observar el comportamiento de los hipocentros y posibles alineamientos que indiquen relación con las fallas.

Uno de los elementos importantes que se obtienen para los sismos es la magnitud, la cual consiste en la medición en escala logarítmica del tamaño del sismo basado en las medidas instrumentales. Las magnitudes se obtienen de las amplitudes y frecuencias con la que la corteza fue movida. Existen diferentes tipos de magnitudes: una de estas es la Magnitud Momento (M_w). Esta utiliza la energía total del desplazamiento originado por el evento (Bormann, 2002). Otra magnitud utilizada es la Magnitud Coda o Magnitud de Duración (M_d). Fue desarrollada para calcular la magnitud en los registros analógicos, basada en la duración de la señal del evento y está controlada por la longitud de la coda (Bormann, 2002). Para este estudio se calculó la magnitud momento (M_w) para cada sismo relocalizado. Una vez relocalizados los sismos de interés, se realizaron diferentes comparaciones entre la magnitud, profundidad y periodo de ocurrencia, además de un perfil de profundidades y se ubicaron enjambres de sismos en este periodo de estudio.

Los sismos se pueden presentar en enjambres, que corresponden con un incremento de sismos en un área limitada dentro de un período de tiempo limitado, de varios días, semanas o incluso meses, y sin conexión con un sismo principal (Hill, 1977). Se analizaron los sismos de acuerdo a su ubicación y fecha de ocurrencia y se identificaron dos enjambres, al E del sistema de fallas Jaris.

Una de las metodologías utilizadas es la relocalización de los sismos con el programa HypoDD, que es un paquete de programas de computadora en Fortran para reubicar terremotos con el algoritmo de doble diferencia de Waldhauser y Ellsworth (2000). La técnica de doble diferencia aprovecha el hecho de que, si la separación hipocentral entre dos terremotos es pequeña en comparación con la distancia de la estación al evento y la longitud de escala de la heterogeneidad de la velocidad, entonces las trayectorias de los rayos entre la región de origen y una estación común son similares a lo largo de casi todo el trayecto del rayo (Fréchet, 1985; Got et al. 1994). En este caso, la diferencia en los tiempos de viaje para dos eventos observados en una estación se puede atribuir al distanciamiento espacial entre los eventos con alta precisión.

El programa HypoDD utiliza tiempos de arribo absolutos y diferenciales. Los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de los sismogramas. Los tiempos

diferenciales para cada grupo de sismos se determinaron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos estableciendo una distancia determinada y que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio con respecto del conjunto de sismos de interés. En el catálogo de tiempos diferenciales así construido, cada evento está ligado con un mínimo de eventos cercanos y para los pares de eventos deben establecerse con ciertos parámetros preliminares para cada clúster de sismos, como se especifica en la sección 4.2.3. La base datos de 485 sismos extraídos se relocalizaron con el programa HypoDD, y se eligió un grupo de sismos para aplicar la metodología con parámetros más específicos.

Primero, se establecen los grupos de eventos que se quieren relocalizar, estableciendo las coordenadas de cada uno y creando un archivo que se utilizará posteriormente (en este caso se creó un select.out). Seguido, se deben transformar los archivos de entrada en formato nórdico, para que el programa HypoDD los pueda utilizar. Esto se realiza con el programa de SEISAN NOR2DD. Aquí, el programa NOR2DD toma un archivo CAT (como por ejemplo el select.out) y crea los archivos de entrada predeterminados para PH2DT. Posteriormente, se establecen los tiempos de diferencia creados con PH2DT (suministrado con HypoDD, incluido en SEISAN), ejecutando el programa ph2dt. El programa ph2dt analiza los enlaces entre pares de eventos y establece una selección a través de unos parámetros fijados en el archivo ph2dt.inp. La configuración de este archivo es la parte más importante del proceso de relocalización, ya que es la que determina el número de eventos relocalizados y la precisión de estos. Después, se ejecuta el programa HypoDD, este programa realiza el cálculo de hipocentros relocalizados a partir de los enlaces establecidos por ph2dt aplicando para ello el método de dobles diferencias entre tiempos de viaje. Por último, se comparan las ubicaciones nuevas y originales con EPIMAP o bien con otro SIG de preferencia.

Según Waldhauser y Ellsworth (2000), esta técnica brinda la ventaja de ubicar mejor cada evento con respecto de los otros en el caso de que todos ocurran a lo largo de una misma estructura, en comparación con los métodos de localización de un evento de forma aislada. Como resultado, es posible determinar de manera más precisa la forma de la estructura que generó la sismicidad, este enfoque es especialmente útil en regiones con una distribución densa de sismicidad, es decir, donde las distancias entre eventos vecinos son

solo de unos pocos cientos de metros. Asimismo, la solución determinada por HypoDD debe evaluarse críticamente.

Adicionalmente se analizaron los mecanismos focales, con el fin de obtener una mayor información de los sismos, los cuales funcionan como diagramas o gráficos donde se ubican los planos de falla con base en la polaridad de las ondas de cada arribo de un sismo a las estaciones (Bormann, 2002). Dichos planos de fallas, junto con el estudio de la geología y esfuerzos de la zona, permiten determinar datos del plano principal generador del sismo en estudio. Un mecanismo focal representa la distribución de las dilataciones y compresiones del movimiento de las partículas según un modelo de doble par de fuerzas en una esfera unitaria mediante proyección estereográfica. Para calcular esta distribución existen básicamente dos aproximaciones: método de Polaridades de Ondas P y método del Tensor de Momento Sísmico.

Para este estudio se utilizó el método de Polaridades de Ondas P, que consiste en trazar la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cuál es la orientación del rayo a cada estación de registro. Posteriormente se calcula el azimut y la inclinación del rayo, y se representa en la semiesfera inferior (estereográfica). En este caso, para realizar los mecanismos focales se seleccionaron los sismos de mayor magnitud y de mejor calidad con base en criterios como: un número mínimo de 30 polaridades, un gap de cobertura azimutal igual o menor a 180° y con una magnitud igual o superior a 3.2 Mw. Se calcularon soluciones cada 5° y se establecieron categorías para definir la calidad, donde A corresponde a aquellos sismos que presentaran las mejores condiciones de los parámetros establecidos, de calidad B los eventos con calidad de parámetros buena y de calidad C aquellos sismos que no cumplen de manera satisfactoria alguno u otro parámetro. De esta manera se identificaron 15 mecanismos focales.

Potencial sísmico

Por último, se realizó la estimación del potencial sísmico de cada sistema de fallas, que corresponde con la estimación de la magnitud máxima del terremoto que puede producir una falla activa (o neotectónica), es decir, corresponde con el sismo máximo posible para una falla individual (Wells y Coppersmith, 1994). Es uno de los parámetros más

importantes a tomar en cuenta para el cálculo de la amenaza sísmica de una determinada área (Rodríguez, 2017).

El método más frecuente para la determinación del potencial sísmico de una falla es el uso de regresiones que relacionan el tamaño de un evento (usualmente la magnitud momento, M_w), con un parámetro característico de la falla, como pueden ser: el área de ruptura, la longitud de la superficie de ruptura, el máximo desplazamiento por evento, entre otros (Wells y Coppersmith, 1994). Esta metodología es una buena opción para estimar mejor el potencial sísmico, ya que durante el corto período de tiempo que representa el registro instrumental e histórico usualmente no ocurre un evento que refleje el verdadero potencial de una falla. Para la estimación del potencial sísmico, se utilizaron las relaciones propuestas por Wells y Coppersmith (1994), donde la magnitud momento (M_w) se relaciona con la longitud de la superficie de ruptura (L en km), según la siguiente ecuación:

Ecuación 1:

$$M_w = 5,08 + 1,16 \log (L)$$

Ecuación 2:

$$M_w = 5,16 + 1,12 \log (L)$$

Se aplicaron las dos ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994), la primera realizada para cualquier tipo de falla y la segunda específicamente para fallas de desplazamiento de rumbo, con el fin de verificar si existe alguna diferencia en el potencial sísmico.

Grado de actividad

Una vez descritas e identificadas las fallas de acuerdo con su expresión geomorfológica, la sismicidad asociada y cuando es posible saber la edad de las rocas afectadas se pueden clasificar de acuerdo a su actividad, según Linkimer (2003), en:

- Falla activa: Aquella que ha tenido actividad durante el Holoceno (últimos 10 000 años). Se caracteriza por mostrar un lineamiento geomorfológico prominente y por

deformar depósitos holocénicos. Algunas veces estas fallas tienen asociada actividad sísmica histórica.

- Falla neotectónica o potencialmente activa: Fallas que muestran actividad de desplazamiento superficial durante los últimos 1,6 millones de años. Se caracterizan por mostrar alineamientos moderados y por deformar de alguna manera los depósitos del Cuaternario.
- Falla posiblemente neotectónica: es aquella que tuvo actividad hace más de 1,6 millones de años, es decir, durante el período Terciario; sin embargo, no se suprime su actividad durante el período Cuaternario. Se caracteriza por un lineamiento moderado o débil y por no poseer evidencias que indiquen desplazamientos en unidades del Cuaternario.

Grado de actividad	Expresión geomorfológica	Edad de las rocas afectadas	Sismicidad asociada
FALLA ACTIVA	<i>Prominente</i> <i>Moderada</i> <i>Débil</i>	<i>Holoceno</i>	Sí
FALLA NEOTECTÓNICA		<i>Pleistoceno</i>	No
FALLA POSIBLEMENTE NEOTECTÓNICA		<i>Pre-Pleistoceno</i>	

Figura 5: Correlación esquemática entre el grado de actividad del fallamiento y otros rasgos de las fallas. Tomado de Linkimer (2003).

1.4.3 Análisis de zona de daño de las rocas

Las fallas frágiles se consideraban tradicionalmente como estructuras planas individuales, pero más recientemente se describen como zonas volumétricas complejas compuestas de una variedad de estructuras internas, como superficies de deslizamiento, ensambles de roca de falla y estructuras de deformación subsidiarias (Choi, et al. 2016). Las fallas frágiles se clasifican en dos dominios estructurales: un núcleo central y sus zonas de daño,

que se pueden distinguir de la roca caja circundante que contiene una fábrica primaria (Fig. 6).

El núcleo de la falla es el resultado de una tensión altamente localizada y un cizallamiento intenso que acomoda la mayor parte del desplazamiento dentro de la zona de falla, y generalmente consiste en una serie de superficies de deslizamiento recurrentes y rocas de falla como harina de falla, cataclasitas y brechas (Fig. 6).

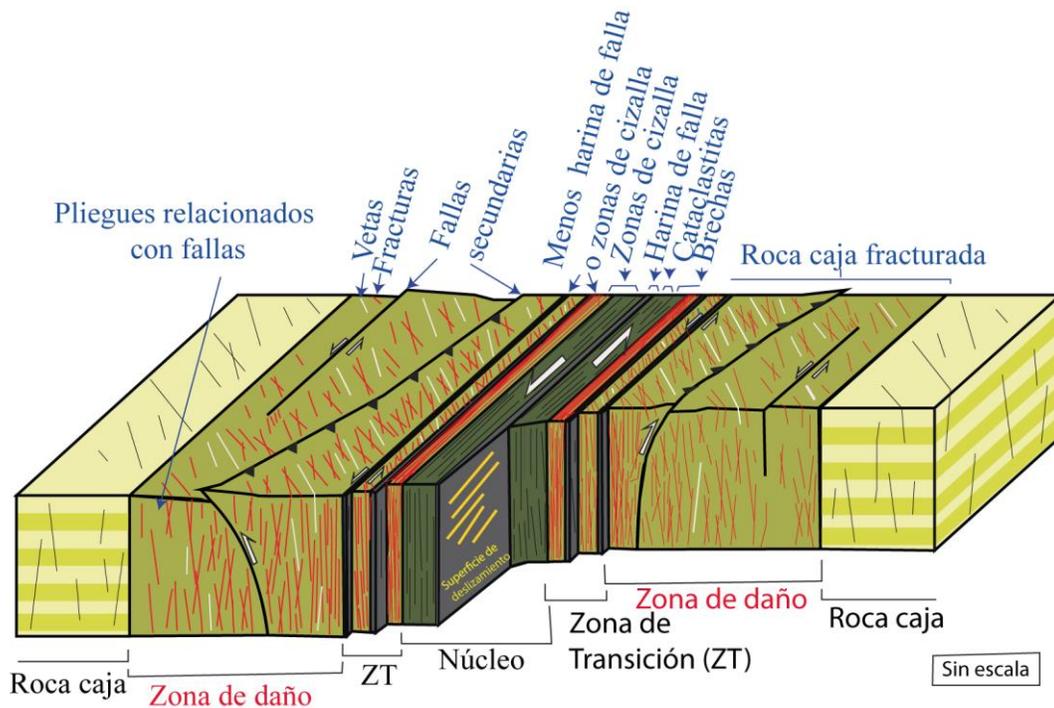


Figura 6: Arquitectura de la zona de falla de desplazamiento de rumbo sinistral. Tomado de Kim et al. (2004).

La zona de daño es el volumen de rocas caja deformadas alrededor de una superficie de falla que resulta de la formación inicial, propagación, interacción y acumulación de deslizamiento a lo largo de la falla. Se caracteriza por una tensión relativamente baja y una deformación menos intensa en comparación con el núcleo de la falla. Las zonas de daño de las rocas generalmente exhiben varias estructuras de segundo orden, como fallas secundarias, fracturas, diaclasa y vetas, así como pliegues relacionados con fallas tanto de propagación como de arrastre (Kim et al. 2004).

El volumen deformado que irradia desde un segmento de falla principal puede dividirse en una zona de daño interna y una zona de daño externa. La zona de daño interna consiste habitualmente de rocas de falla intensamente deformadas que resultan difíciles de mapear en forma discreta, mientras que la zona externa posee una alta densidad de diaclasas que a menudo mantienen una orientación similar al segmento de falla principal (Kim et al. 2004). Según Kim et al. (2004) las zonas de daño se dividen en zonas de daño de punta, enlace y pared, según la posición dentro y alrededor de una zona de falla (Fig. 7). Las zonas dañadas por fallas muestran una amplia variedad de geometrías y patrones de fractura. Se pueden dividir en tres zonas principales según su ubicación (Kim et al. 2004):

- La zona de daño de la punta se caracteriza por la concentración de estructuras de daño en los extremos de una traza de falla. La vinculación de las zonas de daño se debe a la interacción de los segmentos de falla en una región relativamente pequeña y puede desarrollar una amplia gama de patrones de fractura que dependen de la naturaleza de la interacción entre los dos segmentos de falla. Se ha propuesto que las estructuras de daños en las puntas se generan por concentraciones de tensión o grandes gradientes de desplazamiento.
- Las zonas de daño de la pared resultan de la propagación de las puntas de las fallas a través de una roca, o del daño asociado con el aumento del deslizamiento en una falla. Se caracteriza por fracturas secundarias desarrolladas en la pared a lo largo de una traza de falla y pueden haberse desarrollado por el abandono de la zona de daño de punta o estructuras de daño generadas asociadas con la evolución de la falla.
- Las zonas de daño de enlace se desarrollan en saltos entre dos fallas sub-paralelas, y las estructuras desarrolladas dependen de si el salto es extensional o compresivo. Las fracturas por extensión y los despegues se desarrollan típicamente en pasos de extensión, mientras que las estructuras de disolución por presión, fallas antitéticas y fallas sintéticas comúnmente se desarrollan en pasos de contracción. Se desarrollan por deformación secundaria entre dos segmentos de falla a través de su interacción y enlace (Fig. 7).

Este esquema de clasificación se vuelve más complicado cuando los planos de falla y las zonas de daño se consideran en tres dimensiones. Las geometrías y estructuras de la zona de daño están fuertemente controladas por la ubicación alrededor de una falla, el modo de deslizamiento en una punta de falla y por la etapa evolutiva de la falla. Aunque otros factores controlan la naturaleza de las zonas de daño (por ejemplo, litología, reología y sistema de tensión), la geometría de falla tridimensional y el modo de deslizamiento en cada punta deben considerarse para comprender las zonas de daño alrededor de las fallas.

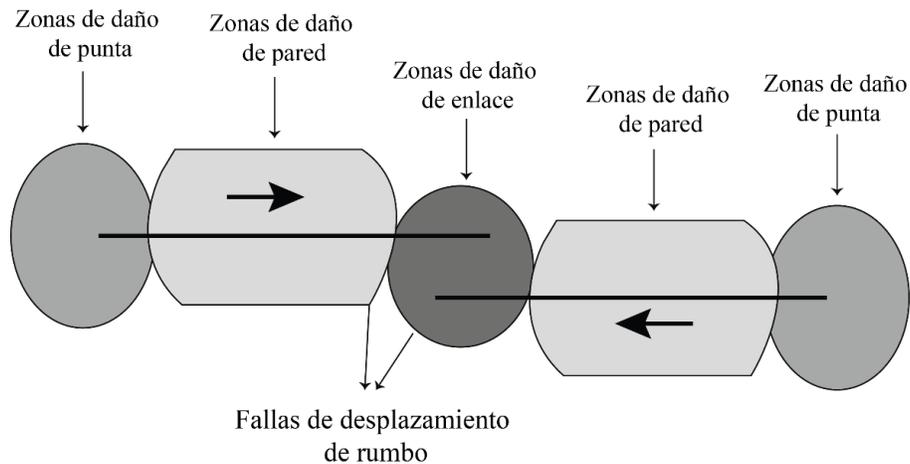


Figura 7: Diagrama esquemático de los principales tipos de zonas de daño y sus ubicaciones alrededor de una zona de falla de deslizamiento en vista en planta. Las zonas de daño se clasifican en tres tipos: zona de daño de punta, zona de daño de enlace y zona de daño de pared. Tomado de Kim et al. (2004).

En este trabajo es importante término de fractura, que ha sido definido por algunos autores, unos de manera descriptiva, otros en relación con su origen y demás orientadas al aspecto mecánico. Se describe como superficies discretas que segmentan o dividen en bloques a rocas y minerales en la naturaleza; estas definen superficies de baja cohesión. Pueden ser generadas por la concentración de esfuerzos en zonas de contraste composicional (contactos de capas, cambio de facies), por pérdida de volumen (compactación), por enfriamiento, durante deformación contraccional o extensional. El fracturamiento corresponde a una pérdida de la continuidad entre dos partes del cuerpo rocoso. Además, implica la generación de una grieta y su propagación hasta que se presente la falla general o que se alcance un nuevo estado de equilibrio (Auvinet y Arias, 1991).

El análisis estructural de las fallas se enfocó en la caracterización de las zonas de daño de las rocas alrededor de fallas, es por esto que primero se realizó una recopilación de material bibliográfico relacionado con información estructural del área de estudio, tal como rumbos/buzamientos de estratos, flancos/ejes de pliegues, planos de falla, foliaciones y otros que en conjunto forman una representación compleja de la realidad, considerando también, las interpretaciones con sensores remotos para estudiar los posibles esfuerzos que actúan en la zona.

Para estimar el ancho de la zona de daño de la roca, se debe definir cuidadosamente los dos límites de ella: uno con el núcleo de la falla y el otro con la roca caja no fracturada, sin embargo, como se verá, esto no es tan sencillo de definir. En este caso, para tratar de limitar una zona de daño de las rocas alrededor de las fallas en estudio, se definieron transectos perpendiculares para cada falla, localizados aproximadamente en el centro de cada una. Para la falla Jaris se seleccionaron sitios en los alrededores de San Ignacio de Acosta, y para la falla Candelaria se eligieron sitios cerca de la localidad de Bocana de Puriscal (Fig. 35, en sección 5.1 Zona de daño de las rocas).

Para los sistemas de fallas en estudio es un poco más complejo aplicar esta metodología, pues son fallas de gran escala y no se cuenta con afloramientos continuos transversales en los que se pueda ver claramente la variación en la cantidad de las fracturas. Es por esto que se decidió centrar el trabajo de campo en puntos alineados perpendicularmente y en dirección oblicua al trazo de las fallas, dando principal importancia a la identificación del tipo y número de fracturas tectónicas (tipos de fallas, diaclasas, vetillas, etc.), ya que ellas están ligadas al movimiento de la falla principal. Se inspeccionó la extensión e intensidad del fracturamiento en la roca y se definieron los cambios en la zona de daño de la roca mediante el conteo de las fracturas a lo largo de los transectos que forman los puntos de medición.

Caso de estudio zona de daño de las rocas en El Soslayo de Acosta

Es relativamente difícil detectar con precisión el límite exterior de la zona de daño, porque todas las propiedades físicas cambian gradualmente. En consecuencia, algunos

investigadores han propuesto subdivisiones adicionales del núcleo de la falla y/o la zona de daño respectivamente, como núcleos centrales y distales o zonas de daño interno y externo. En algunos casos, se observan zonas de transición o mixtas en ambos bordes de las zonas de daño y se caracterizan por la combinación o repetición de características de deformación de diferentes dominios estructurales a través de una zona de falla. No obstante, las incertidumbres de este análisis pueden ser usuales en las fallas a gran escala, como es en este caso de estudio, que generalmente se componen de varios segmentos de fallas.

El método elegido para definir los límites críticos de esta zona de daño de las rocas, particularmente, se enfoca en los cambios de la densidad acumulativa de fracturas, en función de la distancia desde el núcleo de la falla. La densidad acumulativa indica cambios en la densidad de las estructuras de daño y la curva de densidad acumulativa, así como su forma y gradiente, puede ser muy útil para representar y definir diferentes grados de deformación. Es por esto que el método de densidad de fractura acumulativa se puede utilizar en todas las escalas: microfracturas, observaciones de campo y análisis de lineamientos, pero también implica definir claramente la resolución de fracturas en cada estudio (Choi et al., 2009). Asimismo, ayuda a reducir la incertidumbre que puede derivarse de la subjetividad y métodos inconsistentes en el análisis de zonas dañadas.

Se decidió aplicar el método de caracterización de zonas de daño detalladamente a pequeña escala en el sector de El Soslayo de Acosta, que es de fácil acceso. Allí se realizó la descripción general del afloramiento, tales como sus dimensiones, localización geográfica, detección preliminar de litologías y representación especulativa de las posibles estructuras.

Se realizó la caracterización de las rocas, ya que hay factores que controlan la naturaleza de las zonas de daño, por ejemplo, litología, reología y sistema de tensión. En este punto se lleva a cabo la descripción litológica y las relaciones de contacto y empaquetamiento entre ellas.

Seguido de esto se realizan mediciones *in situ* de las orientaciones de los elementos planares y lineales como estratos, fallas, fracturas, intrusiones ígneas tabulares y estrías

etc.; además se realiza el conteo de fracturas. Para esto se utiliza la brújula y de la cinta métrica. En este punto se comprueba que las fracturas no tienen un origen por descompresión de taludes o inherencia al tipo de roca, sino que son fracturas cuya orientación, distribución, y morfología pueden ser asociadas con fallamiento. La toma de datos puede complicarse debido a factores como poca accesibilidad al sitio donde mejor aflore el plano a medir, ambigüedad en la identificación del plano que se está midiendo, o porque las direcciones de buzamiento de los planos no son claras.

Una vez asociadas las fracturas al fallamiento, se decidió dividir el afloramiento en bloques para facilitar la descripción y el conteo de las fracturas. En los bloques establecidos se definió el número de estructuras de daño por unidad de longitud a lo largo de los recorridos a través de la zona de falla. En este caso se tomaron segmentos de 1 a 1,5 m, donde primero se identificaron los juegos de fracturas (en algunos casos solamente 1 juego), y se contaron las facturas de cada juego (s) y se midieron sus orientaciones para su posterior análisis.

En el procesamiento de los datos, primero se digitalizaron los datos de campo en el programa ArcGis, y se realizó un mapa con la ubicación del sitio visitado y de los buzamientos de los estratos. Con los datos recopilados en campo de las fracturas se realizaron diagramas de rosa de rumbos de las fracturas y de los ángulos de buzamientos con el programa Stereonet. Adicionalmente, se elaboró un bosquejo del afloramiento con la interpretación esquemática, tanto de la litología como de las fallas presentes. También se elaboraron gráficos de la densidad lineal de las fracturas en cada bloque establecido, para identificar las zonas de daño con la mayor deformación y la ubicación del núcleo de la falla principal.

Por último, con los datos obtenidos de la sismicidad, tales como las ubicaciones de los epicentros, mecanismos focales y observación de hipocentros; los resultados de la neotectónica, tales como geoformas, lineamientos geomorfológicos y análisis morfométricos; y el estudio de la zona de daño, se realizó un mapa donde se define el trazo de las fallas, su longitud y orientación, y se compara con los esfuerzos provocados por la subducción de la cordillera submarina del Coco en este sector del país.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

La zona del Pacífico central de Costa Rica ha sido objeto de numerosas investigaciones enfocadas en aspectos geológicos, neotectónicos, sismológicos y de estructuras. Denyer y Arias (1991), realizaron el cartografiado geológico de gran parte de la zona de estudio, además de haberse llevado a cabo dos campañas geológicas (1986 y 1996), varias tesis de grado y de artículos científicos. A continuación, se mencionan las principales investigaciones que han sido realizadas en la zona en cuestión.

Malavassi (1967) y River y Calvo (1998) definen por primera vez una de las estructuras más sobresalientes del área de estudio: el homoclinal de la cuenca Candelaria, el cual presenta una extensión lateral E-W de 30km, limitado al NE por la falla Jaris y al SW por la falla Candelaria. Arias y Denyer (1991a) realizan análisis de buzamientos, que muestran ángulos de 25-30° con dirección predominante del buzamiento al N 0-10° W, en este homoclinal y traducen su origen a una compresión general hacia el N. Indican que este homoclinal se forma entre las fallas Jaris y Candelaria, donde el movimiento continuado de estas fallas produce arrastre en los extremos del homoclinal. De acuerdo con Denyer y Arias (1991a), desde el Mioceno Superior el Intrusivo de Escazú inició su ascenso y sirvió como barrera tectónica que disipó los esfuerzos hacia el flanco S de los cerros de Escazú; ahí la energía es liberada por las fallas de rumbo NW y en menor grado por las de rumbo NE. Además, consideran que por la acumulación de esfuerzos N-S, se formaron las fallas inversas de rumbo E-W entre las fallas transcurrentes y el Intrusivo, y que la compresión con dirección S a N fue producto de la colisión de la cordillera submarina del Coco o bien alguna otra irregularidad de la placa del Coco, y originó nueva deformación en la cuenca Candelaria.

Rivier y Calvo (1998), analizaron una sección estratigráfica del cerro Caraigres, y al estudiar la tectónica y la sedimentación determinan el espesor de cerca de 5000 m de una serie estratigráfica que se desarrolla desde su inicio hasta su fin en un ambiente de baja profundidad, implicando la existencia de una zona de subsidencia importante y continua. Así, estos autores proponen que el Valle Central y el cerro Caraigres fueron objeto de una fuerte subsidencia durante el Oligoceno y el Mioceno. Además, proponen que el modelo

de subsidencia mecánica podría corresponder en superficie con un tipo de cuenca extensiva entre dos fallas principales a través de las cuales se ejercían manifestaciones volcánicas.

Montero y Morales (1990), realizan el estudio neotectónico a escala regional, en el que mencionan que la dirección de los principales elementos morfotectónicos de Costa Rica son de rumbo NW, paralelos a la fosa Mesoamericana, que refleja que la evolución tectónica de estas macroestructuras ha sido controlada por los esfuerzos generados por la convergencia entre placas. Además, indican que, en el sector occidental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, existen evidencias de tipo geomorfológico que muestran una fuerte deformación cortical durante el período Cuaternario.

De acuerdo con Denyer y Arias (1991), es su estudio sobre la estratigrafía de la región central de Costa Rica, durante el Paleoceno-Eoceno la subducción fue lenta en la región central del país, lo que pudo haber originado la formación de cámaras magmáticas, causando un desequilibrio isostático en el Complejo de Nicoya, siendo acelerado por fallas como Tulín y Candelaria. Con base en esos autores, después del Eoceno hay un aumento significativo del aporte clástico como resultado de un rápido movimiento vertical, que pudo haber sido originado por la reactivación de las fallas Candelaria y Tulín. Además, según los mismos autores, en el Mioceno Inferior – Medio se cierra la salida de magma por la compresión N-S, y en el límite Mioceno-Plioceno se da una compresión N-S que bascula la parte central de la cuenca Candelaria, formando el homoclinal Candelaria y el plegamiento en Patarrá, además de otro plegamiento leve en la formación Punta Carballo.

Astorga et al. (1991) estudian la evolución de las cuencas sedimentarias de Costa Rica y las fases compresivas que las han afectado. Sugieren que el “Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica”, de tipo sinistral y rumbo cercano al E-W, divide a Costa Rica en dos bloques, al N y S del mismo. Asociado con el sistema de falla transtensivo definen las cuencas de Nicoya, Parrita y Valle Central. Asimismo, indican que ha estado activo desde el Eoceno Superior/Oligoceno y que es un sistema que aún permanece tectónicamente activo.

En cuanto al análisis de estructuras, Arias y Denyer (1991a) mencionan estructuras geológicas de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, donde ubican dominios estructurales como: NW del Intrusivo de Escazú, S-SE del Intrusivo de Escazú, Plegamiento de Patarrá, homoclinal de la cuenca Candelaria y plegamiento leve de la Formación Punta Carballo. Estos autores describen el fallamiento del área donde mencionan las fallas en estudio en dirección NW con movimientos dextrales, que también responden al modelo de compresión general N-S. Fernández (1996) en su estudio sobre la evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente E-W de Costa Rica, describe también el fallamiento del Valle Central con dos direcciones preferenciales de fallamiento: NW y NE. También señala, que estos sistemas se interceptan generando una forma geométrica semejante al patrón de fallas conjugado.

Con respecto al estudio de las zonas de daño de las rocas alrededor de las fallas, en Costa Rica no se han realizado estudios específicos de las zonas de daños de las rocas, sin embargo, en el mundo, autores como Ruiz y Montes, (2007) señalan que numerosas poblaciones de fallas han sido objeto de considerables estudios en los últimos años. Asimismo, la mayoría de los trabajos han sido enfocados en fallas normales; por ejemplo, estudios como los de Peacock y Sanderson (1991) y Schlische y Anders (1996). Además, existen estudios enfocados en fallas de desplazamiento de rumbo como: Segall y Pollard, (1983), Granier (1985), Cruikshank et al. (1991), McGrath y Davison (1995), Martel y Boger (1998) y Kim et al. (2000, 2001a). Por otro lado, la única referencia conocida para fallas de cabalgamiento data de los años 70 corresponde a Elliot (1976). No obstante, según Choi et al. (2016), en las últimas décadas, varios estudios se han centrado en la arquitectura de la zona de falla para comprender la evolución de la falla, así como su impacto en el flujo de fluidos y el comportamiento mecánico de la corteza terrestre.

Algunos de los estudios que se han realizado concretamente en las fallas de interés se mencionan a continuación, así como de las fallas más cercanas localizadas dentro del área de estudio.

1.5.1 Falla Jaris

Al menos ocho estudios abordan con diverso nivel de detalle la falla Jaris (Fig. 8). Según estudios como los propuestos por Arias y Denyer, (1990a, 1990b), Denyer y Arias (1991a) y Denyer y Arias, (1990a) con respecto a la falla Jaris, esta recibe este nombre por su trazo lineal a lo largo del valle del río Jaris. Teniendo en cuenta a los autores anteriores, proponen que la falla atraviesa las hojas topográficas de Río Grande, Abra y Caraigres, se extiende en forma lineal por unos 42 km, terminando al NW al salir del valle del río Jaris y continúa al SE de Caraigres. Sin embargo, según Obando (2011), puede ser continuada en la hoja topográfica Dota. Asimismo, la falla Jaris aparece en diversos mapas geológicos de la zona central de Costa Rica, entre estos destacan los de Dóndoli y Chaves (1968), Castillo (1969), Denyer y Montero (1988), Arias y Denyer (1990a, 1990b) y Denyer y Arias (1990a).

Arias y Denyer (1991b) indican que se trata de una falla transcurrente de movimiento dextral, que delimita, junto con la falla Candelaria, la zona sismotectónica de Puriscal, además que el rumbo de la falla es aproximadamente N50°-60°W con ligeras variaciones. Montero (2001) en su trabajo acerca de la neotectónica de la región central de Costa Rica y frontera W de la microplaca de Panamá, describe a la falla Jaris caracterizada por valles lineales, sillas de falla, relevos distensivos, valle aluvial desplazado. De acuerdo con este autor fue observada en un afloramiento cortando depósitos cuaternarios.

Montero y Rojas (2014) realizan un estudio de las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica de Puriscal de 1990, en el cual detallan nuevos hallazgos neotectónicos para la falla Jaris, además hacen una descripción precisa de este sistema de fallas, y consideran esta estructura como un sistema de fallas conectadas, las cuales, hacia el NW, limita con la falla Picagres. Asimismo, estos autores argumentan que la falla Jaris incluye la zona transpresiva de Dragón en su sector SE. Asimismo, al igual que Arias y Denyer (1991a), mencionan una posible componente normal en aquellos sectores donde la traza de la falla varía de WNW a NNW, donde su bloque oriental se encuentra levantado. Los autores describen detalladamente las expresiones geomorfológicas a lo largo de su trazo. Teniendo en cuenta a Montero y Rojas (2014), estos mencionan que la

traza W de la falla Jaris coincide parcialmente con la traza de la falla Resbalón de Arias y Denyer (1990a).

Desde el punto de vista de Montero y Rojas (2014), la falla se prolonga por unos 45 km desde su extremo NW, cerca de la localidad de Piedras Negras, hasta el SE de la zona de Los Santos, en el flanco W de la Cordillera de Talamanca. Estos autores realizan un estudio detallado de esta falla al analizar la secuencia sísmica de Puriscal de 1990, donde postularon que la falla Jaris no se encuentra lineal a lo largo del valle del río Jaris, sino que se encuentra al SW de este río y que el trazo subparalelo al del río Jaris anteriormente planteado corresponda con un trazo actualmente inactivo.

1.5.2 Falla Candelaria

Los estudios para la falla Candelaria (Fig. 8) han sido menos detallados que los descritos anteriormente para la falla Jaris. Las primeras menciones a esta falla son en 1991, cuando Denyer y Arias (1991b), definen un basculamiento tectónico de la cuenca Candelaria, el cual asocian con la colisión de la cordillera submarina del Coco, y es ahí donde los autores señalan que existe una falla que se localiza a pocos kilómetros al S de la ciudad de Santiago de Puriscal y sigue hacia el SE hasta alcanzar las inmediaciones de Quepos, a esta falla la llaman Candelaria. Denyer y Arias (1991b), además describen al SE de la falla Candelaria un plegamiento leve abierto con buzamientos de 10-20° con dirección predominantemente al S-SW. En el mismo año, Arias y Denyer (1991a), proponen que debido a la compresión N-S imperante en la zona, la falla Candelaria presenta tipo de movimiento de desplazamiento de rumbo dextral transcompresiva orientada NW-SE de buzamiento subvertical.

Fernández (1996), en su estudio sobre la evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente E-W de Costa Rica, menciona que la falla Candelaria ya existía en el Paleoceno-Eoceno. Más adelante, Montero et al. (1998) indican que la traza de la falla Candelaria es prominente y presenta escarpes de falla que miran hacia el E y W

acompañados de facetas triangulares e indican la presencia de terrazas aluviales desplazadas.

Asimismo, Fernández y Pacheco (1998) no descartan sismicidad en la falla Candelaria durante 1990 y 1992. Montero (1999) no suprime la idea de que algunas de las réplicas del terremoto del 4 de marzo de 1924 hayan tenido su origen en las fallas Tulín y Candelaria, mientras que Montero (2001) indica que no se ha demostrado sismicidad asociada con esta falla, sin embargo, varios eventos han sido localizados en la cercanía de la traza.

Montero (1999) describe neotectónicamente la falla Candelaria dentro del sistema de fallas NW del sector occidental central del país, siendo la más relevante. Este autor indica que en el sector donde la traza es prominente, la falla se alinea con el río Cajón y el río Grande de Candelaria, y muestra varios valles lineales alineados, sillas de falla, trincheras de falla, entre otros. El autor propone que al SE del río Pirrís, la falla presenta el bloque este levantado, sugiriendo así una componente inversa en la falla.

Marshall et al. (2000) y Montero (1999) agregan que la falla presenta una componente inversa que levanta el bloque NE, mientras que Arias y Denyer (1991a) sugieren que el bloque levantado es el SW. Según Denyer et al. (2003) se extiende a lo largo de 80 km, mientras que Marshall et al. (2000), así como Montero et al. (1998) y Montero (1999, 2001), proponen longitudes cercanas a los 60 km. Por su parte Rojas et al. (1994) suponen una longitud de 33 km. Asimismo, en un estudio más reciente, Montero y Rojas (2014) sugieren que esta falla pudo presentar actividad sísmica menor durante la secuencia sísmica de Puriscal en 1990 y proponen la falla Purires como ramal de la Candelaria. Igualmente, Rodríguez (2017) menciona que la falla Candelaria se divide en dos ramales (N y S) al atravesar la falla Parrita.

1.5.3 Otras fallas en la zona de estudio

En el área de estudio son descritas al menos otras 13 fallas por diversos autores, algunas de ellas consideradas ramales de las fallas Jaris y Candelaria y otras de las cuales

solamente un sector de su traza se encuentra dentro de la zona de estudio. A continuación se muestran y se describen estas fallas definidas en la zona.

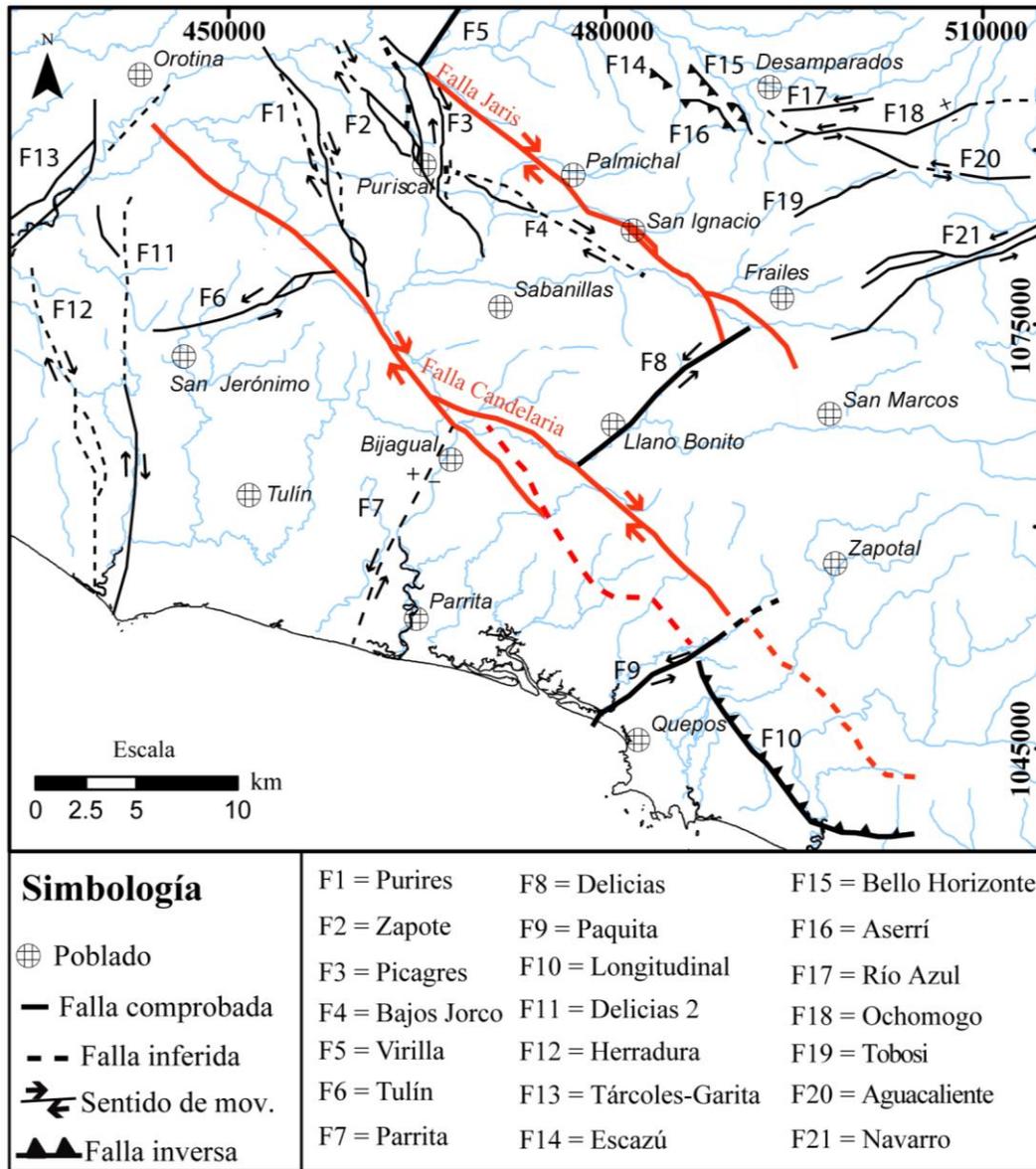


Figura 8: Ubicación de las fallas Jaris y Candelaria (rojo) y fallas aledañas (negro) de acuerdo con la compilación de Rodríguez (2017).

F1 - Purires: Montero y Rojas (2014) la describen por primera vez y estiman que se extiende unos 25 km, aunque puede continuar al NW en los Montes del Aguacate, donde no ha sido estudiada. Los mismos autores afirman que es de tipo dextral con una orientación promedio de N15°-30°W. Considerada por estos autores como un ramal de la

falla Candelaria, se une a ésta al S de la localidad de Santa Marta de Puriscal. Montero y Rojas (2014) mencionan que en el mapa geológico de la hoja Candelaria, la falla pone en contacto las formaciones Pacacua y Peña Negra. Indican que al SW de la localidad de Purires se divide en dos trazas, bordeando una estructura transtensiva y al mismo tiempo, entre las localidades de Purires y Cacao, muestra escarpes facetados hacia el NE, mientras que en otras localidades presenta escarpes facetados al W. De acuerdo con Montero y Rojas (2014), la falla Purires es considerada como activa dada su relación con el enjambre sísmico de Puriscal de 1990, argumentan que entre los meses de marzo y mediados de abril, y entre el 30 de junio y el 12 de julio, la actividad se concentró en la falla Purires.

F2 –Zapote: Montero y Rojas (2014) la describen por primera vez y afirman que posee dos trazas: una al W de unos 12 km y otra al este con una longitud de 4 km; además, la consideran como un ramal de la falla Picagres. Los mismos autores expresan que la falla es de tipo dextral con componente normal y una orientación NW, asimismo, indican que la traza W es dextral-normal con un escarpe persistente que mira hacia el este. De acuerdo con los mismos autores esta falla es potencialmente activa, y afirman que pudo haber tenido actividad menor en la secuencia sísmica de Puriscal en 1990.

F3 - Picagres: Montero y Rojas (2014) proponen que se extiende por al menos 18 km, e incluso afirman que se puede extender más hacia el NW. De acuerdo a estos autores, es de tipo predominantemente dextral y presenta dos trazas orientadas NW que limitan una estructura transtensiva, donde exhiben una componente normal a nivel local y en las cercanías de la ciudad de Santiago de Puriscal muestra un cambio de rumbo (N-S). Asimismo, en cuanto a su geomorfología, Montero y Rojas (2014) mencionan desvíos importantes al cruzar el río Virilla. Los mismos autores agregan que la traza W exhibe un escarpe facetado al W en la fila Picagres (al N de Santiago de Puriscal), de unos 200 m de altura. Por otro lado, consideran que la traza este genera una cascada en el río Jaris y un valle ancho del lado W de la falla.

F4 – Bajos de Jorco: Es descrita por primera vez en Montero y Rojas (2014), quienes la consideran de tipo dextral con orientación promedio N50°W y señalan que posee dos ramales situados en el sector SE de Santiago de Puriscal. Asimismo, mencionan que al S

de San Ignacio la falla Bajos de Jorco presenta una traza similar a la falla denominada Resbalón por Arias y Denyer (1991a). Según Montero y Rojas (2014), posee una longitud de 16 km, extendiéndose desde Santiago de Puriscal, pasando por el sector noreste de la comunidad de Bajos de Jorco, hasta terminar en la falla Jaris al SW de la localidad de San Ignacio.

F5 – Virilla: Un pequeño segmento de esta falla se encuentra dentro del área de estudio (Fig. 8), ubicada al N del poblado de Puriscal, y en su sector S limita con las fallas Jaris y Picagres. Es descrita por primera vez por Denyer y Montero (1988) quienes proponen una longitud aproximada de 7 km y denominan en primera instancia como falla Ciruelas. Denyer y Montero (1989) la consideraron como una de las fallas más importantes del Valle Central, junto con otras fallas como: Candelaria, Jaris, Alajuela y Navarro. Arias y Denyer (1990b) también la denominaron falla Ciruelas e indican longitudes que rondan los 7 km, sin embargo, sugieren que la falla se puede extender más hacia el NE. De acuerdo con Arias y Denyer (1991a) esta falla presenta una componente normal con su bloque NW levantado.

Según Montero et al. (1998), presenta igualmente una longitud próxima a los 7 km, con un plano de falla de fuerte inclinación. Consideran esta falla como neotectónica o inclusive potencialmente activa y describen claras evidencias de movimiento cuaternario. En Montero (1999) se infiere que la falla Virilla pudo haber presentado actividad en la secuencia sísmica de Puriscal en 1990. Por otro lado, Marshall et al. (2000) sostienen que se orienta aproximadamente N45°E y es de tipo sinistral y proponen que se extiende más hacia el noreste, alcanzando los 10 km. Además, también deducen una componente normal con su bloque NW levantado.

Montero (2001) menciona que esta falla presenta expresión morfológica débil y que, en términos generales, sigue parcialmente el valle del río ciruelas hasta su unión con el río Jaris. De acuerdo con Montero (2001), el terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 (Ms 5,7) ocurrió en esta falla; sin embargo, dicha propuesta se descartó en el trabajo de Montero y Rojas (2014), quienes proponen a la falla Picagres por dicho evento. Montero (2001) también menciona otra secuencia sísmica ocurrida en febrero de 1991,

donde dicho autor concluye que estos sismos o bien pertenecen al sistema Belo Horizonte-Escazú-Aserrí, o bien corresponden con una prolongación hacia el noreste de la falla Virilla. Montero et al. (2005) sostienen la posibilidad de que la falla Virilla se extienda hacia el NE y se conecte con el segmento NW de la falla Escazú, formando parte del sistema de falla Aguacaliente.

F6 - Tulín: Es definida por Montero (1999) como una falla de desplazamiento de rumbo sinistral con una componente de levantamiento en el lado noroeste. Además, Montero (1999) le asocia un relevo distensivo en su extremo este, cerca de su intersección con la falla Candelaria, que concuerda con la geometría de falla sinistral. Montero et al. (1998) y Montero (1999) mencionan que la morfología de la falla se expresa claramente en el valle del Río Tulín, donde se alinea perfectamente en una distancia de unos 5 km con el cauce del río. Como afirman Denyer et al. (2003), se encuentra dentro del cantón de Turrubares y consiste en dos fallas paralelas que se extienden en dirección este-noreste, limitada al este por la traza de la Falla Delicias y al oeste por la Falla Candelaria. Asimismo, Arroyo et al. (2009) proponen microsismicidad en la zona cercana a esta falla.

F7 - Parrita: Barboza et al. (1995) ubican esta falla al W de la localidad de Parrita, limitada al N por la falla Candelaria, y al hacia el E por las fallas Paquita y Quepos. De acuerdo con estos autores, parece que la falla Parrita se inicia mar adentro y se extiende hasta el continente. Montero (1999, 2001) y Marshall et al. (2000) proponen una longitud cercana a los 15 km, para su sección continental, mientras que Denyer et al. (2009) extienden la traza más hacia el NE, hasta alcanzar la falla Candelaria, y proponen que longitud de la falla aumenta hasta los 20 km. Por otro lado, Fernández y Pacheco (1998) indican esta falla no presenta una expresión geomorfológica prominente, y que cerca del pueblo de Parrita carece de expresión topográfica.

Autores como Montero (2001), Denyer et al. (2009) y Barquero y Vargas (2011) concuerdan en que su orientación es NNE y su movimiento es de tipo sinistral con una componente normal que levanta el bloque NW. Según Fisher et al. (1998), el ángulo del plano de falla es alto. Por otro lado, Marshall et al. (2000) proponen que la falla Parrita ha ocasionado desplazamientos de hasta 150 m en terrazas fluviales, para las cuales Marshall

et al. (2001) consideran edades de 100-240 Ka; es posible afirmar que la tasa de deslizamiento mínima, en la componente vertical de la falla, corresponde con 0,6 mm/año. Además, según Sak (2002), al NE se identifica que la falla recorre parcialmente el río Parrita, el cual presenta cuatro niveles de terrazas,

F8 – Delicias: Esta falla es estudiada por diversos autores. Montero et al. (1998) la localizan en el Pacífico Central, principalmente dentro de los cantones de Turrubares y Parrita, además indican que presenta movimiento transcurrente de tipo sinistral. Según estos autores la falla se extiende unos 10,9 km y presenta una orientación promedio de N46°E con una inclinación sub-vertical en su plano de falla. Montero et al. (1998) sostienen que su expresión morfológica es muy clara en el valle del río Delicias, y es fácilmente identificable mediante fotografías aéreas y mapas topográficos. Con base en estos autores, el sismo ocurrido el 26 de febrero de 1989, de magnitud 4,7, pudo haber estado relacionado con las fallas Delicias o Pirrís.

Denyer y Arias (1991a) proponen que los sistemas de fallas orientados noreste-suroeste en la hoja topográfica Carraigres, dentro de la cual se ubica la falla Delicias, muestran movimientos sinistral con comportamiento transtensional. Estos autores mencionan que la falla presenta actividad neotectónica, al igual que las fallas Candelaria y Tulín. Además, al igual que los autores mencionados, también consideran que esta presenta tipo de movimiento sinistral. Según Wells y Coppersmith (1994), consideran que tiene una longitud de 70 km y, con base en las relaciones empíricas de la falla, presenta un potencial sísmico capaz de generar sismos de magnitud alrededor de $M_w = 7,0$.

De acuerdo con Climent et al. (2001), la falla Delicias tiene una longitud mínima de 15 km, con sentido de movimiento sinistral. Climent et al. (2001) también asocian el evento del 26 de febrero de 1989 con el sistema conformado por las fallas Delicias y Bijagual, además especifican que la intensidad máxima alcanzada en la zona epicentral fue de VI. Según expresa Denyer et al. (2003), la traza de la falla se extiende unos 40 km en tierra firme, prolongándose unos 30 km más, hacia el SW en el océano. De acuerdo a estos autores, la falla presenta una orientación promedio aproximada N-S entre el sector S de

Orotina y Punta Judas y a partir de este punto transcurre por el piso oceánico y sigue un rumbo SW.

Barquero y Vargas (2011) indican una posible componente normal para esta falla y proponen un mecanismo focal (para un sismo ocurrido el 25 de noviembre del 2009) con una solución de fallamiento normal, rumbo NE y con una inclinación del plano de falla hacia el NW. Barquero (2014) relaciona el evento del 7 de agosto del 2015 cuya magnitud fue de Mw 4,6, con esta falla Delicias.

Es importante mencionar que con el nombre Delicias también se describe otra falla ubicada al W de la falla Candelaria (F11, en figura 8), con rumbo cercano al N-S, descrita por Montero (1999) y Denyer et al. (2003). Localizadas varios kilómetros al SE de Puntarenas, con expresión en zona continental y posiblemente marítima.

F9- Falla Paquita: Es descrita por Fisher et al. (1998), quienes señalan que es una falla subvertical y que limita el sector este del bloque Parrita. Montero (2001) sostiene que esta falla corresponde a un sistema de fallas de rumbo NE a N, que se inicia en el sector oceánico y continúa en la zona continental. De acuerdo con Denyer et al. (2003), muestra un desplazamiento normal, con el bloque NW levantado e indican que presenta una longitud de 20 km en el continente y unos 31 km adicionales mar adentro.

Por otro lado, Obando (2011) propone que la falla posee un rumbo NE, sin embargo, infiere que el movimiento debe ser sinistral y además considera que presenta una expresión topográfica muy prominente, transcurriendo por el río Paquita, luego cruzando el cerro Hormiguero y cortando la fila Chonetera. En su sector NE, dicho autor sugiere que la traza culmina en una serie de fallas menores.

F10- Longitudinal: Esta falla es descrita en múltiples estudios. Cowan et al. (1997) consideran que esta falla rompió en la superficie hace aproximadamente 5000 años, y probablemente al inicio del siglo XIX. Estos autores argumentan que se puede relacionar el terremoto del 27 de diciembre de 1803 a esta falla, sin embargo, otros autores señalan que este sismo se asocia a la zona sismogénica interplacas de Osa. Según Montero et al. (1998) esta es la falla más larga del país y sugieren una tasa mayor a los 5 mm/año. Como

expresa Denyer et al. (2003) la traza de la falla Longitudinal se ubica a lo largo de la costa. Mientras que Arroyo (2001) propone la posibilidad de que los segmentos de la falla que se ubican en Panamá están activos, esto gracias a que se han registrado pequeños sismos en las faldas del volcán Barú y considera que tiene una extensión de 184 km con una tasa de movimiento de 15 mm/año, basado en Cowan et al. (1997).

Alvarado (2005) realiza un estudio detallado, donde según este autor la falla Longitudinal en Costa Rica se extiende desde el N de Parrita hasta el NW de Paso Canoas, pero su traza continúa por varios kilómetros en Panamá, donde esta falla es denominada como falla Regional Chiriquí, falla Longitudinal-Celmira o Ballena-Celmira. Según Alvarado (2005), la traza de la falla puede variar, sin embargo, basado en la observación de un grupo de islas, islotes y salientes rocosos, sitúa la traza mar adentro. Este autor estima una longitud mayor de 300 km, extendiéndose hacia Panamá e indica que posee un alto ángulo con una inclinación mayor a 70° , orientada $N55^\circ W$ y con un movimiento de tipo inverso que presenta una componente de desplazamiento de rumbo, probablemente dextral.

De acuerdo a Alvarado (2005), su expresión geomórfica es prominente, marcando el límite SW de la Fila Costeña. Además, estima que la falla puede generar sismos de magnitudes entre 7,0 hasta 7,5 en alguno de sus segmentos en Costa Rica. Propone que, si se toma en cuenta la ruptura de un sector hipotético de 100 km, podrían conseguir magnitudes de hasta 8,1, y estima una tasa de movimiento de 15 mm/año.

Otras fallas: Dentro del área de estudio se encuentran otras fallas importantes como lo son las fallas: Herradura, Tarcoles-Garita, Escazú, Bello Horizonte, Aserrí, Río Azul, Ochomogo, Tobosi, Aguacaliente y Navarro (Fig. 8).

II. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2. 1. CONTEXTO TECTÓNICO

Costa Rica está ubicada en el margen occidental de la placa del Caribe, donde se caracteriza por presentar un contexto tectónico complejo, en el que participan procesos entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá, así como de subducción de la placa del Coco bajo las anteriores (Fig. 1). La placa del Coco se subduce de forma oblicua bajo el margen Pacífico de América Central, a lo largo de la Fosa Mesoamericana y termina en el S de Costa Rica en un punto triple donde interaccionan las placas del Coco y Caribe con la placa Nazca (Fig. 1). Dicha subducción presenta tasas de convergencia variables para los diferentes sectores; una velocidad de 8,5 cm/año para la sección NW de Costa Rica y 9 cm/año al SE para la cordillera submarina del Coco (DeMets et al., 1994). El sistema de falla transformado dextral denominado Zona de Fractura de Panamá es el límite entre las placas del Coco y Nazca (Montero, 2001).

En la región central del país se localiza un sistema de fallamiento y plegamiento activo, llamado el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Marshall 2000, Montero 2001), el cual define el límite incipiente W de la microplaca de Panamá. Este cinturón corresponde con una zona de deformación ancha caracterizada por fallas dextrales de rumbo NW a N-S y fallas sinestrales de rumbo E-W a E-NE. Estos sistemas de fallas están incluidos en una zona de aproximadamente 100 km de ancho, y transfieren un desplazamiento desde el Pacífico hasta el sector del Caribe, mediante movimientos traslacionales y rotacionales entre los diversos bloques tectónicos que constituyen la zona límite interplaca (Montero, 2001). El área de estudio se localiza en el extremo occidental de esta zona de deformación (Fig. 2).

En el arco interno y antearco de Costa Rica, la tectónica está controlada por la indentación provocada por la cordillera submarina del Coco, en la zona de transición entre las cordilleras volcánica Central y de Talamanca (Montero, 1994; 2003). En este contexto tectónico convergente en el que se encuentra el país, el levantamiento de la costa Pacífica se asocia directamente con las morfologías que forman asperezas en la superficie de la

placa del Coco (Gardner et al. 1992). Es una zona donde se presenta una gran complejidad neotectónica con varias fallas activas, esta región está comprendida entre el flanco S de los montes del Aguacate y el flanco NW de la cordillera de Talamanca (Montero y Rojas, 2014).

2.1.1 Placa del Coco

Frente al margen pacífico costarricense la placa del Coco hoy se subduce a lo largo de la Fosa Mesoamericana. Según Hey (1977), la placa de Farallón parece haberse roto a lo largo de una zona de fractura preexistente Pacífico-Farallón, posiblemente la zona de fractura de las Marquesas, para formar las placas Cocos y Nazca. La litosfera de la placa del Coco se ha creado en el Levantamiento del Este del Pacífico (EPR por sus siglas en inglés) de rápida expansión y en el actual Centro de Dispersión Cocos-Nazca (CDCN) de lenta expansión y sus precursores. El segmento del CDCN ha sido parcialmente modificado por el magmatismo de los puntos calientes de Galápagos (Hey, 1977). El contacto entre ambos segmentos está ubicado frente a la costa de la península de Nicoya y se llama “limite suave-rugoso” (Hey, 1977), su continuación bajo el istmo ha sido sugerido por Protti et al. (1994; 1995a; 1995b), con base en la evidencia aportada por la geometría de la zona Wadati-Benioff y ha sido denominada Contorsión Brusca Quesada.

La corteza formada en el EPR tiene 24 Ma, en la Fosa Mesoamericana, mientras que en el centro y SE de Costa Rica presenta edades que oscilan entre los 19 y los 15 M.a (Werner et al., 1999; Barckhausen et al., 2001; Arroyo, 2008). Asimismo, el espesor de la corteza de la placa del Coco varía de 5-7 km de la costa de Nicoya (Sallarès et al., 2001; Walther y Flueh, 2002), a 6-8 km en el dominio de los montes submarinos (Ye et al., 1996, Walther, 2003), y alcanza hasta 19-21 km debajo de la cordillera submarina del Coco (Walther, 2003, Sallarès et al., 2003).

La composición y origen desigual de la placa del Coco, además, se evidencia por la morfotectónica altamente variable en la costa de Costa Rica. Las diferencias en la respuesta de la litosfera al llegar a la trinchera son reconocibles, comenzando por la estructura de la elevación externa, la morfología del margen y las características de la zona

de subducción (von Huene et al., 2000). Además de este cambio en la placa del Coco existe un cambio radical en la geología de la placa suprayacente, pasando del bloque de Chortís al W al bloque de Panamá al este.

2.1.2 Cordillera submarina del Coco

La cordillera submarina del Coco es una región de 150 a 300 km de ancho, con una orientación hacia del N45°E, que se eleva entre 2 y 2,5 km sobre el piso oceánico de las placas Coco y Nazca. Se extiende a lo largo de casi 2000 km, compuesta por segmentos corticales generados en dos centros de expansión diferentes y afectados por la interacción del punto caliente de Galápagos (Fig. 1) (Hey, 1977; Barckhausen et al. 2001). Se calcula que la colisión con la fosa Mesoamericana fue hace unos 2 -2,5 m.a., que impuso el régimen de esfuerzos que predomina actualmente. Por lo tanto, el levantamiento tectónico del Coco es un bloque que comprime desde la parte S de Costa Rica, hasta la costa Caribe con unos 200 km de ancho que produce control tectónico.

Existe consenso en que la cordillera del Coco comenzó a formarse hace 19-22 Ma en el punto caliente de las Galápagos, sobre corteza proveniente de la dorsal de Galápagos, y que está genéticamente relacionada con la cordillera Carnegie (p. e., Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Ye et al., 1996; Walther, 2003). Sin embargo, Meschede y Frisch (1998) proponen un modelo tectónico en el cual las cordilleras del Coco y de Malpelo se formaron en un punto caliente localizado a 500 km del punto caliente de las Galápagos (200 km al suroeste de la isla del Coco) y relacionado con él (Fig. 1). Asimismo, la geoquímica sugiere un dominio común con el punto de Galápagos (Werner et al., 1999).

Algunos investigadores consideran que la cordillera del Coco se subduce subhorizontalmente, lo que lleva a la deformación de la placa superior, y el acortamiento de la corteza a lo largo de cinturones de fallamiento inverso. La subducción de esta cordillera submarina es uno de los factores más importantes en la producción de contracción de la placa superior y engrosamiento de la corteza (Morell, 2016). Según Morell (2016), la subducción de la cordillera submarina del Coco es uno de los eventos tectónicos más influyentes en el desarrollo del margen convergente centroamericano.

Menciona además que, en la región proximal a la trinchera, la subducción conduce a un mayor acortamiento, rápida tectónica vertical, mayores tasas de sedimentación y erosión por subducción.

El evento de colisión de la cordillera submarina del Coco provoca el desplazamiento tectónico de la microplaca de Panamá con respecto de la placa Caribe y genera una zona de deformación que tiene más de cien kilómetros de ancho. Las fuerzas asociadas con esta colisión provocan el desplazamiento tectónico de la microplaca de Panamá con respecto de la placa Caribe, generando una fuerte compresión sobre el sector noreste del Caribe costarricense y hacia el NW en la cordillera volcánica Central (Montero, 2001). Adicionalmente, Marshall et al. (2000) sugirieron que el fallamiento del CDCCR también es controlado por la subducción de montes submarinos, que provoca el levantamiento localizado del antearco y por la subducción somera de corteza oceánica engrosada y rugosa (no sólo limitada a la cordillera submarina del Coco), que incrementa la tracción basal de la placa cabalgante y desplaza hacia el área trasarco el bloque W de Panamá. Según Astorga et al. (1991), este sistema de fallas ha estado activo desde el Eoceno Superior–Oligoceno y su formación fue inducida por el acercamiento relativo de las placas norteamericana y suramericana.

2.1.3 Esfuerzos neotectónicos

La trayectoria del Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo (ECHM) en la región de Costa Rica fue definida por Montero y Morales (1990) y Montero (1994), para explicar la neotectónica de Costa Rica. Conforme con estos autores la dirección del ECHM cambia de modo importante entre el sector Pacífico y el resto del territorio costarricense. En la región antearco (sector Pacífico), el ECHM tiene una dirección N30°E, es decir que concuerda con la dirección del movimiento relativo interplaca. Asimismo, estos esfuerzos están relacionados con la colisión de la cordillera submarina del Coco en el S de Costa Rica a lo largo de la fosa Mesoamericana, por lo que la cordillera del Coco se comporta como un indentador rígido. En el arco interno, el ECHM tiene un rumbo que varía entre N0°E y N10°E (Montero, 1994; Montero et al., 1992; Arias y Denyer, 1994).

La orientación del ECHM es apoyada por la alineación de estratovolcanes simples, conos piroclásticos, calderas y cráteres de explosión, con un rumbo sobresaliente N–S (Alvarado et al., 1986). Un acoplamiento débil a lo largo del límite entre placas podría explicar por qué las fuerzas en el límite de las placas no se transmiten bien al arco interior (Montero, 2001).

Al pasar de la zona de convergencia entre las placas del Coco y Caribe al arco interno y la zona noreste de Costa Rica la rotación del ECHM es de 20° a 30°, la cual es explicada como una consecuencia de la subducción de la cordillera submarina del Coco bajo el SE de Costa Rica (Kolarsky et al., 1995). Este evento ha generado un patrón de esfuerzos principales máximos que en vista de planta tiene forma de abanico (Montero y Morales, 1990; Montero, 1994). Además, estos esfuerzos se propagan desde la zona de colisión en frente de las penínsulas de Osa y Burica, hasta el límite externo de la cordillera volcánica Central y la región caribeña (Montero, 2001).

La neotectónica de Costa Rica y las direcciones de esfuerzo de compresión horizontal máxima relacionadas, se evalúan a través de datos estructurales, sismológicos y geomorfológicos.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio ha sido detallada en diversos estudios. Los conjuntos oceánicos expuestos a lo largo de la costa (Fig. 9) incluyen una asociación de meseta oceánica precampaniana en la península de Nicoya y en el promontorio exterior de Herradura; un monte submarino acumulado desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno temprano que constituye el edificio principal del promontorio de Herradura, en un área aproximada de 1500 km², constituido principalmente por rocas ígneas, agrupadas en dos unidades: el Plateau Oceánico Caribe (POC) y la Formación Tulín; el promontorio de Quepos, formado por la acreción de un monte submarino del Cretácico Superior-Paleoceno (Arias, 2000; Hauff et al., 2000;

Denyer et al., 2006). Los sedimentos marinos profundos y de las laderas del Cretácico Superior y Paleógeno flanquean estos conjuntos oceánicos (Fig. 9).

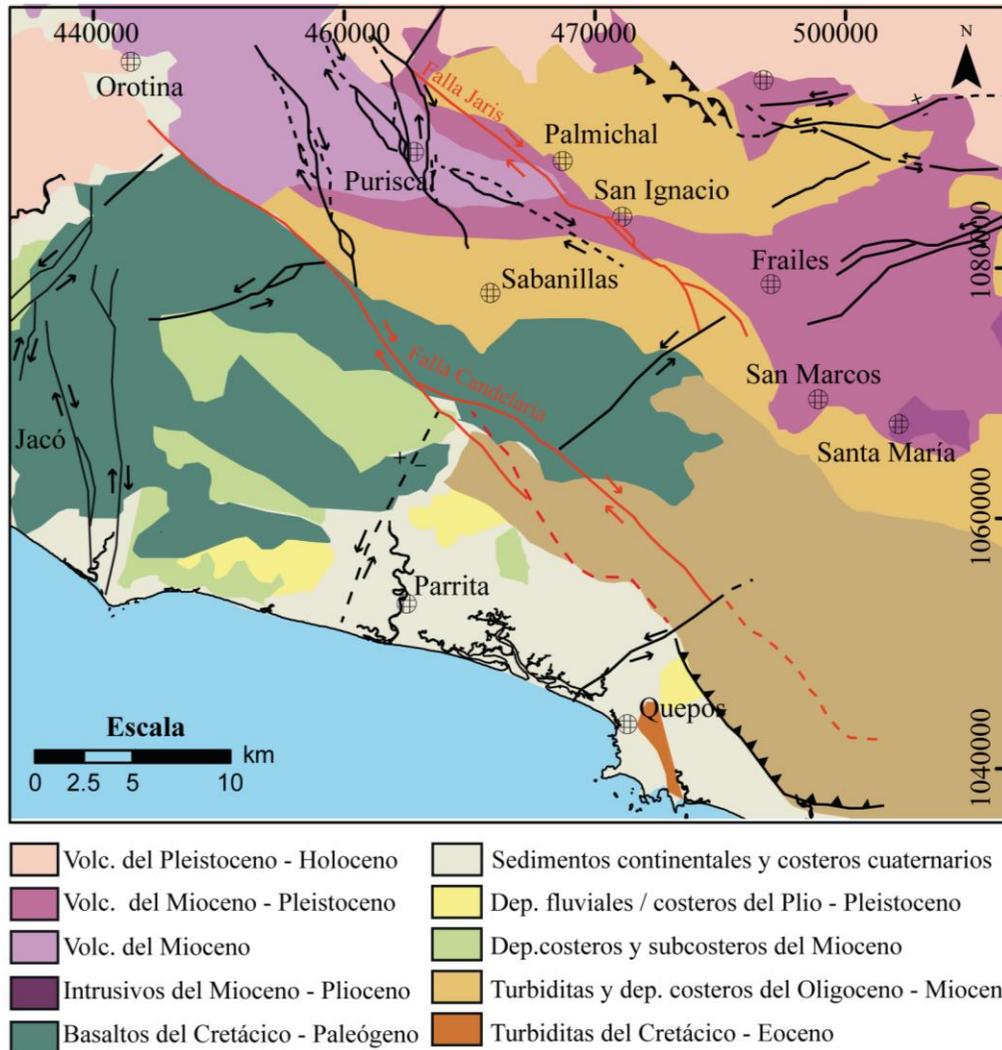


Figura 9: Mapa geológico simplificado del área de estudio de acuerdo con Denyer y Alvarado (2007). Se muestran las fallas Jaris y Candelaria (líneas rojas) y otras fallas vecinas del área (líneas negras) de acuerdo con Rodríguez (2017). Se abrevian las siguientes palabras: Volc.: Volcánicas. Dep.: Depósitos.

El arco volcánico en el centro de Costa Rica muestra una configuración compleja, hacia el mar desde el frente volcánico activo, los remanentes de la cordillera de Aguacate (Fig. 9) están constituidos por lavas de basalticandesita neógena y flujos piroclásticos. El Valle Central, ubicado entre la cordillera del Aguacate y la cordillera Central, es una cuenca

rematada por espesas secuencias de lavas cuaternarias basálticas a andesíticas, flujos piroclásticos y lahares.

La cuenca intraarco de la Candelaria, en el flanco S de la cordillera del Aguacate, está formada por depósitos neógenos y marinos profundos del Paleógeno. La Fila Costeña o cordillera de la Costa (Fig. 9), una cuenca de antearco invertida ubicada en el pie de la cordillera de Talamanca, está compuesta por una serie de sedimentos marinos del Paleógeno Superior-Neógeno y subcosteros, cortados por fallas inversas de tendencia NW. El levantamiento de la cordillera comenzó probablemente en el Cuaternario (Fisher et al., 2004).

Estos grupos de unidades de rocas abarcan formaciones ya establecidas. Según Arias y Denyer (1990a; 1990b) y Denyer y Arias (1990a; 1990b), en sus diferentes trabajos de la geología de las hojas topográficas Caraigres, Candelaria, Abra y Río Grande, y Denyer y Arias (1991) en su estudio sobre la estratigrafía de la región central de Costa Rica, las principales formaciones geológicas que se encuentran alrededor de la falla Jaris son: Peña Negra, La Cruz, Grifo Alto, Tiribí y depósitos aluviales y coluviales. Mientras que para la falla Candelaria las principales formaciones geológicas corresponden a: Complejo de Nicoya, Punta Serrucho, Pacacua, Punta Carballo, Grifo Alto y depósitos aluviales y coluviales. Asimismo, se toman en cuenta también otras de las formaciones presentes en el área entre fallas según Arias y Denyer (1990a; 1990b); Denyer y Arias (1990a; 1990b) y Denyer y Arias (1991a), que son: Parritilla, Tranquerillas, Caraigres, Coris, Tobitas Ocoa e Intrusivos de Escazú

A continuación, se describen las unidades de rocas cercanas a las fallas en estudio y las formaciones geológicas ubicadas dentro de cada unidad.

2.2.1 Unidades de basaltos del Cretácico al Paleógeno

Cerca de la falla Candelaria se encuentra la unidad de basaltos del Cretácico-Paleógeno. Dentro de esta unidad según Denyer y Arias (1991) se ubica el Complejo de Nicoya.

Complejo de Nicoya: Dengo (1962) utiliza el nombre de Complejo de Nicoya para describir esta unidad, y Kuijpers (1979) la redefinió en cuanto a criterios litológicos. Denyer y Arias (1991a) cartografían esta unidad dentro de la región de estudio, al SW de la falla Candelaria y la describen como basaltos con estructuras masivas y en almohadilla, con intercalaciones sedimentarias pelágicas. Morfológicamente destacan las masas líticas basálticas por tener pendientes fuertes. Forman altas filas que corresponden con altos topográficos sobresalientes, además, destacan elevaciones como Alto Carara, Alto Potenciana, Cerro Cangreja, San Jerónimo, Zoncuano, Platanillo y Aguabuena. Denyer et al. (2014) la consideran como una secuencia de afinidad oceánica, compuesta por rocas ígneas, tanto volcánicas como intrusivas, y radiolaritas que conforman el basamento regional, y son parte de una secuencia ígnea que forma parte del CLIP (Caribbean Large Igneous Province).

2.2.2 Unidades de rocas volcánicas

Alrededor de las fallas Jaris y Candelaria se encuentran principalmente dos unidades de rocas volcánicas, las volcánicas del Mioceno y las volcánicas de Mioceno- Pleistoceno (Fig. 9). Dentro del área también se presentan las rocas volcánicas de Pleistoceno-Holoceno; sin embargo estas no se encuentran cercanas a los sistemas de fallas en estudio.

Formación La Cruz: Estas son rocas del Mioceno, según Denyer y Alvarado (2007). Denyer y Arias (1991) sitúan esta formación desde la falla Candelaria hasta el SE de la falla Jaris, en dirección casi paralela a la formación Peña Negra, además al NW de la falla Jaris. Agrupan lavas principalmente basálticas y tobas, mientras que Alfaro (2017) y Alfaro et al. (2018) describen las lavas como basaltos y andesitas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos, en una matriz intergranular con plagioclasa, piroxeno y opacos. Algunos minerales de alteración típicos son ceolitas, calcita, clorita azul y epidota. Las brechas poseen bloques de composición volcánica y fragmentos de madera de hasta 35 cm en una matriz andesítica (Alfaro, 2017; Alfaro et al., 2018).

Formación Grifo Alto: Según Denyer y Alvarado (2007), son rocas del Mioceno-Pleistoceno. Denyer y Arias (1991) definen y agrupan dentro de esta formación las rocas

ígneas emplazadas después del basculamiento en la Región Central de Costa Rica. Asimismo, dentro de esta formación se han descrito episodios efusivos y depósitos piroclásticos. Esta formación se localiza en sitios dentro del área de estudio al NW de la falla Candelaria y al SE de la falla Jaris. Según Denyer et al. (2014), corresponde a un vulcanismo en la transición del eje magmático de Costa Rica, probablemente producto del choque de la cordillera submarina del Coco con la fosa Mesoamericana.

Formación Tiribí: Autores como Alfaro (1913) y Dengo y Chaverri (1951) hacen mención a la presencia de tobas en el Valle Central. Sin embargo, Williams (1952) es el primero en denominar esta toba como Depósitos de Avalancha Ardiente. Fernández (1968) la define como Formación Tiribí. Denyer y Arias (1991) la sitúan al NW de la falla Jaris. Esta es correlacionada por Denyer et al. (2003) a la litofacies tipo Valle Central de Pérez (2000), como una toba con fiammes de obsidiana y lavas. Corresponde con un depósito de un flujo piroclástico encañonado a través del valle del río Grande de Tárcoles y que rellenó un sistema fluvial meándrico previo.

Formación Barva: Schaufelberger (1932) y Crosby (1945) las mencionan por primera vez como lavas, posteriormente Dengo y Chaverri (1951) las denominan Lavas de Ciruelas y Cebadilla. Se define formalmente como Formación Barva por Fernández (1968) y posteriormente es estudiada por Echandi (1981), quienes en esta unidad aglomeran los materiales provenientes del macizo de Barva y de otros centros de emisión menores ubicados al SE. Presenta una edad de final del Pleistoceno al Holoceno (Denyer y Arias, 1991a). Compuesta por basaltos y andesitas basálticas ricas en potasio, con algunas intercalaciones de ceniza y lapilli ocasional, además de algunas tobas (Kussmaul, 1988; Echandi, 1981; Fernández, 1969). Posee los siguientes miembros: Bermúdez, Carbonal, Los Bambinos, Los Ángeles y Porrosatí.

Formación Orotina: Se redefine la Formación Orotina, denominada por Dengo (1961), pues se elimina la parte superior, que se incluyó, con base en los datos de Pérez (2000) y Marshall (2000) dentro de la Formación Avalancha Ardiente. Pérez (2000) las describe como ignimbritas de color gris celeste, con fiammes de obsidiana, bombas escoriáceas negras de tamaño centimétrico, pómez amarillentas alargadas, con una matriz tobácea

fina, que contiene plagioclasa y piroxenos. Edad cercana a 400 000 años con base en las dataciones radiométricas (Marshall, 2000).

Formación Colima. Williams (1952) estudia esta formación como “lavas intracañón” ya que consideraba que habían sido derramadas por los cañones de los ríos. Posteriormente, Fernández (1968) utiliza el nombre de Formación Colima para diferenciar las primeras lavas provenientes de la actividad de la cordillera Central que afloran en el cañón del Río Virilla. Echandi (1981) por medio de análisis estratigráficos en perforaciones, divide la formación en tres miembros: Miembro Belén, Miembro Puente Mulas y Miembro Linda Vista. Presenta una edad de Pleistoceno basal-holoceno (Echandi, 1981). Principalmente se compone de lavas andesíticas piroxénicas de grano fino o de composición transicional entre andesítica y basálticas (Williams, 1952).

2.2.3 Unidades de rocas sedimentarias

Alrededor de las fallas Jaris y Candelaria se encuentran principalmente dos unidades de rocas: Turbiditas y depósitos costeros de Oligoceno – Mioceno, sedimentos continentales y costeros cuaternarios. Dentro de esta unidad se encuentran las siguientes formaciones geológicas.

Formación Punta Serrucho: Valerín (1982), cartografió esta formación inicialmente en la zona de Quepos como Unidad Areniscas y Lutitas. Sprechmann (1984) define Punta Serrucho como hipoestratotipo de la formación Arenisca-Lutita-Sámara. Baumgartner et al. (1984) definen una secuencia turbidítica entre Puerto Escondido y la desembocadura del Río Naranjo como Formación Calcarenita Punta Serrucho. Denyer (1989) se refiere a esta secuencia turbidítica como parte de la Formación Loma Chumico del Cretácico. Denyer y Arias (1991b) ubican esta formación al SE de la falla Candelaria en la hoja Candelaria, y se refieren a esta como correlación a una secuencia sedimentaria que aflora en la parte S de la hoja Candelaria y la describen como interestratificaciones de paquetes con espesor centimétrico y esporádicos decimétricos de arenisca de grano fino a grueso con clastos guijarrosos. Sobreyace al Complejo de Nicoya con un contacto inconforme y es sobreyacida de manera discordante por la formación Punta Carballo.

Formación Punta Carballo: El primer estudio realizado corresponde con Romanes (1912), en el que se refiere a sedimentos de color morado con gran cantidad de fósiles, ubicados al SE del río Barranca y los nombra como Carballo. Otro nombre dado fue el de Serie de la arenisca caliza de Punta Carballo, la cual fue ubicada entre los ríos Jesús María y Barranca y presentada en forma de acantilados (Hoffstetter et al., 1960). Dengo (1962) le asigna el rango de Formación indicando que está compuesta de bancos gruesos de areniscas calcáreas con abundantes fósiles de moluscos, intercalados con capas de conglomerado con guijarros de rocas ígneas, y calizas arenosas. Campo II (1997) y Campo II (1998) realizan un mapeo en el que confirman la posición estratigráfica de los miembros Mata Limón y Roca Carballo, es decir, Roca Carballo sobreyace al Miembro Roca Carballo. Denyer y Arias (1991) describen para la zona de estudio, al SW de la falla Candelaria, dos unidades: la unidad basal son areniscas finas y lutitas gris verdoso, la unidad superior compuesta por areniscas finas y medias, color gris oscuro.

Formación Pacacua: Definida por Castillo (1969) como una secuencia vulcanoclástica. En 1991, Denyer y Arias la redefinen y excluyen la sección de lutitas y areniscas finas, estas pasarían a llamarse Formación Peña Negra. Está compuesta por areniscas volcaniclásticas (finas, gruesas y guijarrosas), tobas, tobitas, brechas finas y gruesas con contacto de fragmentos por matriz. Se presenta en tonalidades rojas, moradas y verdes. Además, estos autores la ubican desde la falla Candelaria hasta el SE de la falla Jaris, en dirección casi E-W. Alfaro et al. (2018) consideran que esta formación es un equivalente temporal de la Unidad Lohmann identificada en la cordillera de Talamanca.

Formación Brechas Verdes Coyolar: Denyer y Arias (1991a) la definen como un miembro de la Formación Pacacua, interpretado como la evidencia litológica de la reactivación de la falla Candelaria. Esta unidad aflora en el área estudiada en la hoja cartográfica Candelaria. Compuesta por brechas de composición volcánica y sedimentaria silíceas con gradación positiva, posee clastos de basaltos y andesitas de 2 a 40 cm en una matriz arenosa. Los mismos autores la ubican desde la falla Candelaria hasta el SE de la falla Jaris, casi paralela a la formación Pacacua.

Formación Peña Negra: Dengo (1962) describe una serie de lutitas y limolitas gris oscuro y con capas delgadas de caliza dentro de la formación Terraba. Malavassi (1967) cita las lutitas negras de la hoja Candelaria. Madrigal (1975) menciona una secuencia de lutitas, lutitas limosas y limolitas, gris claro a oscuras. Tejera (1983) indica una edad Mioceno Medio basal. Obando (1983) bajo el nombre de Pacacua describe una secuencia de 1500 m e incluye una datación del Mioceno Medio. Denyer y Arias (1991b) localizan esta formación desde la falla Candelaria hasta el SE de la falla Jaris, en dirección casi paralela a las Brechas Verdes Coyolar, además al NE de la falla Jaris y la describen como constituida por tres unidades: la unidad inferior es una secuencia de areniscas medias y finas pardas; la sección media está constituida por lutitas y areniscas finas (con pirita) de estratos centimétricos a decimétricos; por último en la unidad superior intercalaciones de guijarros y estratos de caliza aislados así como areniscas con mucha influencia volcánica. Según Hernández y Vargas (1992), las lutitas de esta unidad están constituidas por granos de cuarzo, plagioclasas, piroxenos, óxidos de hierro, ortosa, clastos volcánicos y caparazones de fósiles, todos ellos flotando en una matriz arcillosa.

Depósitos aluviales y coluviales: Denyer y Arias (1991), mencionan que los principales ríos del área (Virilla, Grande de Tárcoles, Candelaria, Tulín, Tarrazú) no muestran depósitos aluviales espesos y cuando los hay, son muy localizados, lo que evidencia un claro dominio de la erosión sobre la depositación, típico de un estado joven de drenaje o en estado de rejuvenecimiento.

III. EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL FALLAMIENTO

En esta sección, se analiza la morfometría y la descripción de la expresión geomorfológica del fallamiento de la zona de estudio, con principal enfoque en los sistemas de fallas Jaris y Candelaria. Primero, se presenta la aplicación de diferentes métodos de análisis morfométricos, a todo el campo de estudio. Además, se brinda una descripción detallada de los aspectos morfotectónicos de los sistemas de fallas en estudio, los cuales son divididos en lineamientos respectivamente trazados y especificados, utilizando sensores remotos, imágenes satelitales y comprobación de campo, con el fin de concretar las características y los trazos de los sistemas de fallas en estudio.

3.1 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

En este subcapítulo se abordarán los análisis morfométricos aplicados a toda área de estudio. Se encuentra dividido en tres secciones: pendientes, orientación o aspecto y sombras. Como se menciona en la sección (1.4.1 Análisis neotectónico), estos estudios se realizan con el objetivo de obtener características cuantitativas de las formas del terreno, concretamente para lograr un enfoque geológico a las formas creadas en la naturaleza, por medio de la representación numérica de la superficie del terreno. En este caso, esta sección presenta el análisis a una gran escala, es decir sin mayor detalle, con el fin de ver las grandes estructuras y cambios generales dentro del área. A continuación, se presentan los resultados de los análisis morfométricos elaborados.

3.1.1 Pendientes

Tal y como se mencionó en el capítulo de la metodología, el análisis de las pendientes del área de estudio se realizó utilizando una clasificación en grados, donde: $< 10^\circ$ es baja, de 10° - 25° moderada, 25° - 38° alta y mayor a 38° muy alta; como se observa en la figura 10, con su respectivo color. El área de estudio presenta variaciones evidentes en las pendientes, donde se observan cambios graduales de grandes zonas con pendientes bajas

a sectores específicos con pendientes altas – muy altas. De acuerdo con esta clasificación se describen las pendientes más adelante.

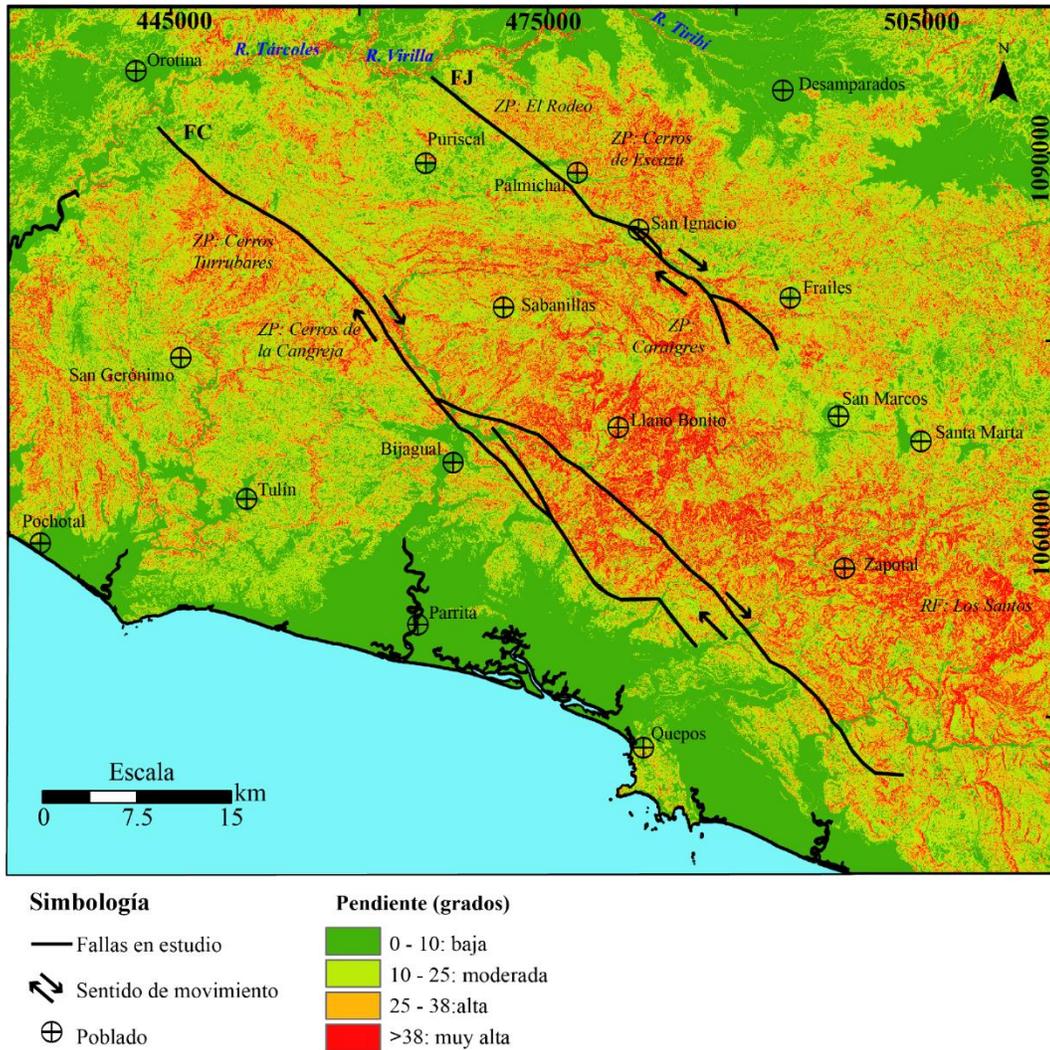


Figura 10: Mapa de las pendientes en el área de estudio. Se muestran las fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC) tomadas de Rodríguez (2017). ZP: Zona Protectora; RF: Refugio Forestal.

De manera general, como se observa en la figura 10, se distinguen las pendientes entre los 0 y 10°, en los alrededores de la zona de estudio, cerca de la costa y en el sector NE, mientras que en la región central y alrededor de las fallas, va de 10 a 38°, aumentando gradualmente hacia el centro del área de estudio, con excepciones en algunos sectores. Las pendientes superan localmente los 38°, como en los cañones de algunos ríos y en

cerros específicos. A continuación, se presenta la descripción de las pendientes en los diversos sectores, de acuerdo con la clasificación establecida:

Pendientes bajas: Las pendientes bajas entre 0 a 10°, se presentan principalmente en el N y a lo largo de la línea costera en el S, además de otros pequeños sectores en el centro del área. En el sector NE del área de estudio, alrededor del cantón de Desamparados, las pendientes bajas están muy bien delimitadas y se pueden distinguir dos grandes sectores, separados por una zona alargada de pendientes mayores con dirección NE-SW de la cual un sector pertenece a la Zona Protectora Cerros de la Carpintera. El sector al N de Desamparados corresponde con una porción del Valle Central que geológicamente pertenece a depósitos de rocas volcánicas del Pleistoceno – Holoceno (Fig. 9). Esta zona pertenece a la región más desarrollada de Costa Rica, en la cual se realizan las más importantes actividades del país. El sector de pendientes bajas al SE de Desamparados, se observa muy bien definida por pendientes mayores y rodeadas por esta en su totalidad. Sin embargo, más al NE este cambio entre pendientes bajas y moderadas o altas no está tan bien definido, sino que se encuentran combinadas todas las pendientes, donde predominan las pendientes bajas y moderadas, además de algunos cañones de ríos con pendientes altas.

En el N y NW de la Zona Protectora El Rodeo, las pendientes bajas se ven interrumpidas por un cambio abrupto a pendientes muy altas con dirección E-W que llega a tener hasta 50 km de largo que corresponde con cañones de ríos, principalmente con el río Virilla, además de otros sectores con pendientes moderadas. De igual manera, al extremo NW del área, cerca del extremo de la falla Candelaria, próximo al poblado Orotina, las pendientes en su mayoría son bajas, con algunos fragmentos moderados. En toda esta sección N, las pendientes altas y muy altas se encuentran principalmente en los cañones de algunos ríos como: río Agres, y río Tiribí y hacia el W el cañón del río Virilla, así como en algunos cerros que se describen más adelante.

En las costas las pendientes son en su mayoría de clasificación baja. Un ejemplo claro de esto lo vemos desde el W de Tulín, hasta el SE de Quepos a lo largo de la costa Pacífica. Junto al poblado de Pochotal, se observa un área de pendientes bajas bien definida, donde

el cambio a pendientes mayores está bien delimitado. Cerca de Parrita, se muestra la zona con pendientes bajas más grande del área de estudio y se extiende hasta el SE de Quepos, donde se ve interrumpida por algunos cerros no mayores de 100 m de altitud con pendientes moderadas. En esta zona, los ríos transportan y depositan material detrítico y provocan estas grandes llanuras costeras, este caso, formado por material sedimentario y volcánico, procedente de la cordillera de Talamanca.

Se observa que en las inmediaciones del poblado de Bijagual hay pendientes bajas. Sus formas indican que se pueden tratar de llanuras aluviales y sujetas a inundaciones ante una eventual crecida de los ríos. En este sector se da la interacción de varios ríos, como por ejemplo: Rey, Candelaria y Parritilla, los cuales acarrearán gran cantidad de sedimentos de las zonas montañosas y se depositan en las pendientes bajas. Así como ocurre en ese caso particular, también se da en otros ríos a lo largo del cambio de pendientes.

Dentro del área de estudio se encuentran pequeños sectores donde las pendientes son bajas, y se encuentran rodeados por zonas con pendientes moderadas y altas, como en el caso de los sectores vecinos a los poblados de San Marcos y Santa Marta. Entre San Ignacio y Frailes, las pendientes varían de bajas a moderadas, pero no se encuentran bien determinadas, sucede de igual manera cerca de Palmichal y al NW de San Gerónimo. No obstante, alrededor de Puriscal, las pendientes bajas son más delimitadas y tienen relación con un cambio en el trazo de la falla Jaris (descrito más adelante en la sección 3.2.1).

Pendientes moderadas y altas: Las pendientes moderadas entre 10° y 38° , se encuentran dispersas por separado no cubren áreas continuas, pero ambas se encuentran relacionadas espacialmente y desde esa óptica la mezcla entre ellas sí conforma zonas extensas.

Existen zonas donde no se define exactamente la diferencia entre pendientes moderadas y altas, como es el caso del sector NW entre fallas, en los alrededores de Santiago de Puriscal. Esta zona se encuentra limitada por las fallas en estudio; al NE se observa el contraste con las altas y muy altas pendientes de la Zona Protectora del Rodeo y los Cerros de Escazú, y al SW la discrepancia con la Zona Protectora de los Cerros Turrubares. De

igual forma, otra de estas zonas con pendientes moderadas y altas, corresponde con el sector al E de Frailes y N de San Marcos de Tarrazú.

Desde el NW de Parrita hasta el SE de Quepos se observan estos sectores de pendientes moderadas y altas, que se ubican entre las zonas de pendientes bajas y muy altas. Además, estas pendientes moderadas se ubican en las periferias de Quepos, donde las pendientes cambian a moderadas y altas, que corresponden con un promontorio traído por la cordillera submarina del Coco, que genera que la topografía en este sector difiera con el resto de las planicies costeras (Arias, 2000).

Pendientes muy altas: desde la zona central entre las fallas hacia el SE, las pendientes van de altas a muy altas (superiores a los 38°), con dirección NW-SE. Además se dispersan por toda el área de estudio donde se encuentren ríos con encañonados.

Las pendientes muy altas al N de Sabanillas van paralelas al río Candelaria con dirección E-W, siendo en los alrededores del poblado de Llano Bonito donde predominan las pendientes muy altas. Continuando al SE, las pendientes muy altas siguen pronunciadas alrededor del poblado de Zapotal, en el Refugio Forestal Los Santos. Otros sitios donde las pendientes son muy altas, como se mencionó, son al NE de Palmichal que corresponde con los cerros de la Zona Protectora del Rodeo y los Cerros de Escazú. Además, al N de San Gerónimo, al W de la traza inferida de la falla Candelaria, que pertenece a los cerros de la Zona Protectora de los Cerros Turrubares.

3.1.2 Orientación-aspecto

El análisis de las orientaciones de las pendientes en el área de estudio se realizó utilizando una clasificación de nueve categorías, ocho de ellas siguiendo los puntos cardinales, además de otra clase utilizada cuando es horizontal, es decir no hay pendientes y por ende no hay orientación (Fig. 11). La tendencia de estas orientaciones varía significativamente en la zona de estudio, donde se determinan sectores con importantes cambios. En general

se encuentran zonas donde, quizá por la escala a la que se realiza el análisis, no se muestra una tendencia específica de la orientación de las laderas.

Se observan cambios de manera general en la región central la mayoría de las divisorias se presentan dirección NW-SE, y cambian a E-W. Un ejemplo claro de este cambio se observa desde el SE de San Ignacio con dirección NW, cerca del trazo inferido de la falla Jaris, hasta llegar a Frailes donde varía súbitamente a E-W. Estos cambios que se observan en los tonos de la figura corresponden con las variaciones en las orientaciones nos permiten visualizar mejor las divisorias y su comportamiento, que en su mayoría se observan mejor en estructuras grandes, como por ejemplo en el centro del área de estudio, en las zonas más montañosas.

Al NE del área de estudio cerca de Desamparados, donde no hay una predisposición clara en la orientación de las laderas, quizá porque en este sector, como se observa en el análisis de pendientes, estas son bastantes bajas, por lo tanto, no hay orientaciones en las laderas definidas. No obstante, al SE de Desamparados se encuentra una fila con las pendientes orientadas al N-NE de tonos rojizos y laderas al SW con tonos verdes. Al contrario, más al SE las divisorias están orientadas con dirección E-W, con las laderas al N y al S, con pequeñas variaciones.

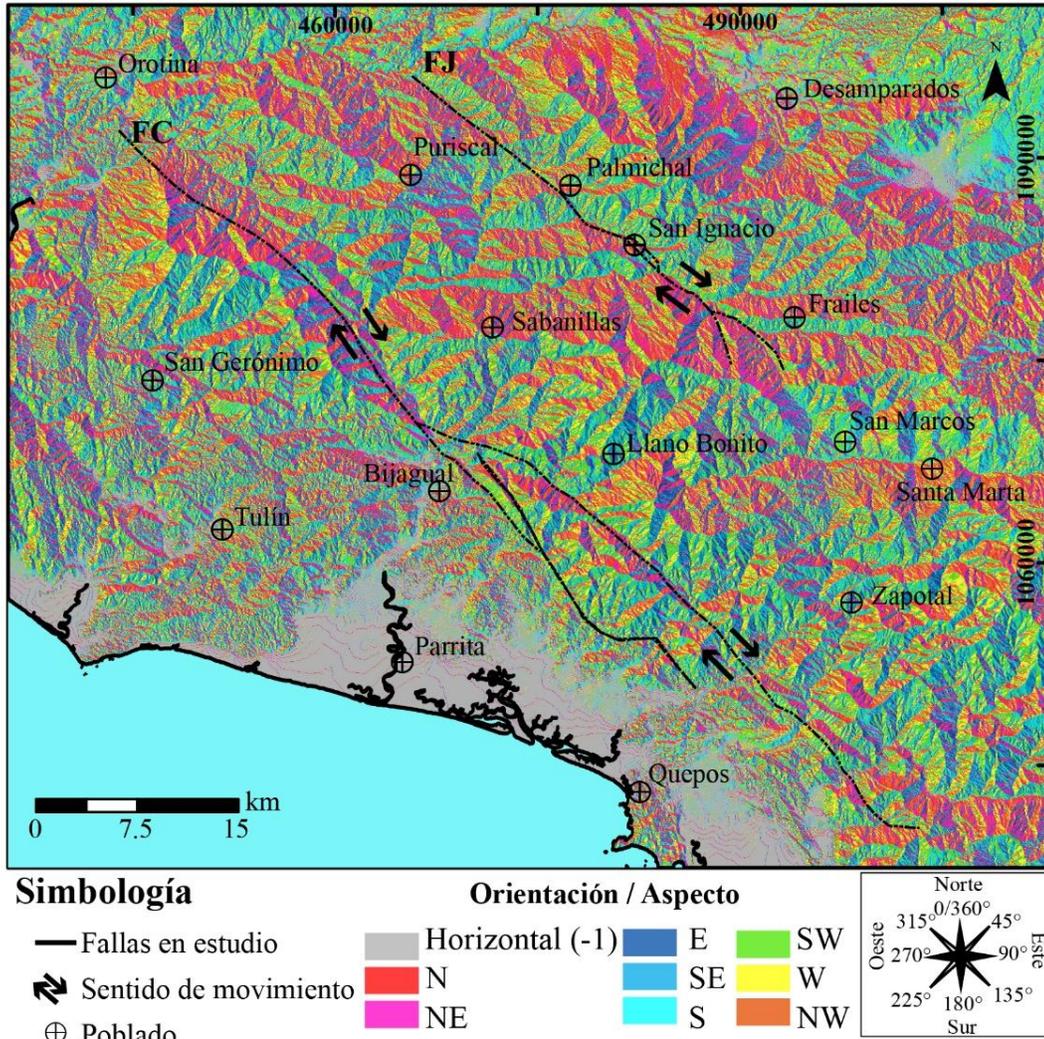


Figura 11: Mapa de análisis de la orientación de las pendientes en el área de estudio. La ubicación de las fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC) son tomadas de Rodríguez (2017).

En la región central de la zona de estudio, cerca del poblado de Puriscal, no hay una tendencia tan marcada, quizá porque en esa área existe una mayor complejidad debido a la gran cantidad de fallas que interactúan. Por el contrario, en el centro y hacia el SE, las laderas se observan orientadas claramente un sector al N y el otro al S (con sus pequeñas variaciones), que quiere decir que las divisorias están en sentido E-W centrándose principalmente en el área central, como por ejemplo cerca de Sabanillas donde se observa tendencia y coincide con las pendientes muy altas al N de Sabanillas. Este comportamiento se mantiene también en los alrededores de San Marcos y Santa María. Cerca del poblado de Zapotal tampoco se observan estructuras a gran escala con predisposición específica,

sino que las orientaciones de las pendientes se perciben mejor a una menor escala donde sí se observan las orientaciones de las laderas más claras, pero con orientaciones en todas direcciones, esto hasta el extremo de la falla Candelaria donde las laderas están orientadas al N, con el rumbo en la divisoria de E-W.

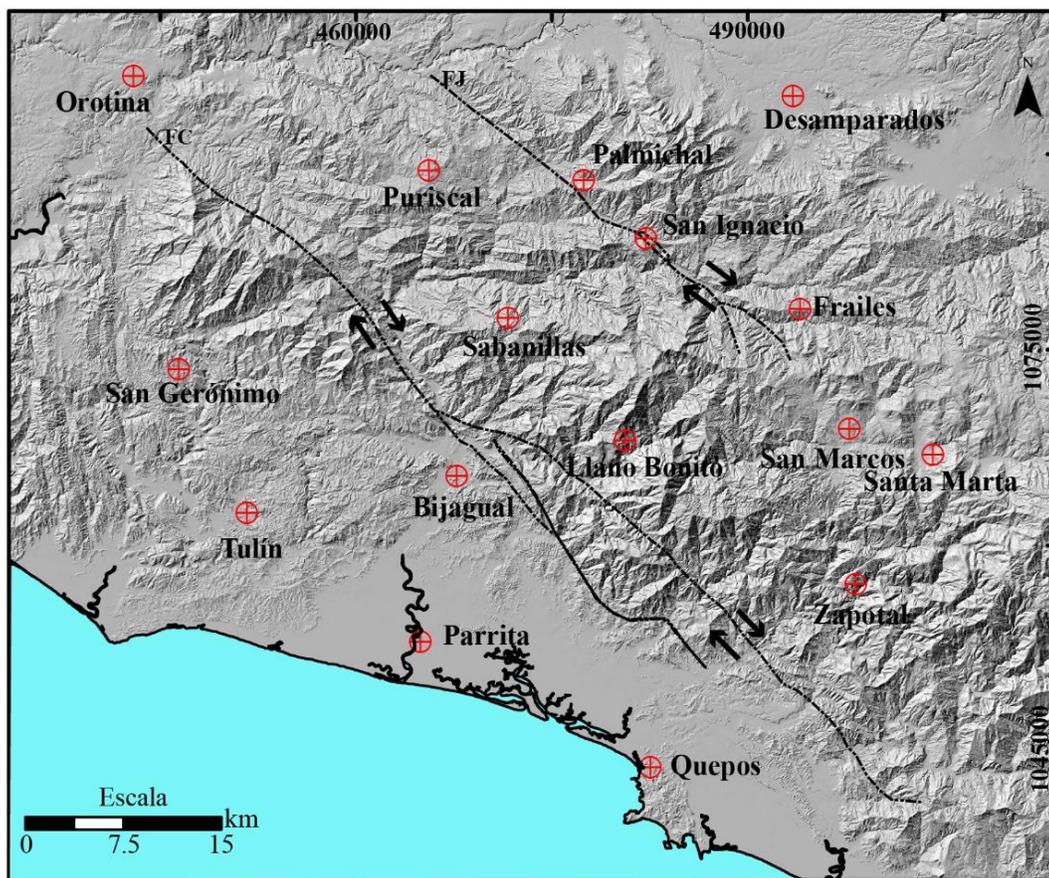
Muy cerca del trazo inferido de la falla Candelaria, al SE de Orotina, se observa que las laderas presentes del lado izquierdo de la falla tienen orientación hacia el NNE de manera general. Por otro lado, al W del área de estudio, cerca del poblado de San Gerónimo las laderas se presentan en varias direcciones, con algunas predominancias al NE y al SW. Se muestran áreas en gris (Fig. 11), que corresponden con las zonas más planas donde no hay una dirección de pendiente porque no hay laderas sobresalientes que señale a alguna dirección, por ejemplo, cerca de Parrita en la costa Pacífica se muestra con color gris, que como se mostró en la sección anterior tiene pendientes bajas. De igual manera ocurre alrededor de los poblados cercanos a las costas, como, por ejemplo: Tulín, Bijagual y Quepos, donde las laderas son pocas y sus orientaciones no están bien definidas.

En conclusión, por la escala a la que se analiza la zona de estudio y al tamaño de esta, se pueden distinguir con más facilidad principalmente las estructuras grandes, donde las pendientes son más marcadas y los cambios en la orientación se observan claramente, esto principalmente en el centro del área.

3.1.3 Sombras

El mapa de análisis de sombras, como se mencionó en la sección 1.4.1 de la metodología, se realizó con valores de frecuencia variables de 0 a 254. Además, para su proyección se manejó un ángulo horizontal (azimut) de 315° , y un ángulo vertical de 45° (Fig. 12). El sombreado estima valores de reflectancia de la superficie a partir de la posición del sol a cualquier altitud y en cualquier acimut, en el que se puede variar la orientación de la iluminación para dar énfasis a las estructuras en direcciones particulares y así visualizar detalles de modelos de drenaje, infraestructura y otros rasgos.

El área de estudio presenta variaciones significativas en las sombras del terreno, donde se observan tanto cambios graduales como muy bien definidos de grandes zonas montañosas y zonas sin sombras, que corresponden con zonas planas. De forma general, el mapa de sombras, similar al análisis de las pendientes y de las orientaciones, muestra topografías claras, donde cerca de la costa Pacífica del país, así como en las zonas NE y NW, el relieve es bastante plano; en la zona central es donde las sombras se muestran más marcadas y alrededor de esta zona central al E y al W de la zona de estudio se visualiza la morfología moderada. A continuación, se describen los cambios en las sombras de la zona de estudio.



Simbología

- Fallas en estudio
- ↔ Sentido de movimiento
- ⊕ Poblado

Figura 12: Mapa de análisis de las sombras en el área de estudio. Las trazas de las fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC) son de tomadas de Rodríguez (2017).

Al igual que en los análisis anteriores, el mapa de sombras (Fig. 12) señala muy bien sectores con terreno escarpado y zonas planas, como es el caso del NE del área de estudio, donde ya se ha mencionado que las pendientes bajas están bien delimitadas y se pueden distinguir dos grandes sectores, separados por una zona alargada de pendientes mayores con dirección NE-SW. Sin embargo, este mapa ayuda a distinguir mejor la forma de esta zona montañosa alargada, así como también a diferenciar tres cerros aislados que se localizan al S de Desamparados, con longitudes de 15 km en promedio, donde las sombras permiten disociarlos mejor de las zonas montañosas aledañas. También colabora a distinguir los cañones de los ríos y las laderas menos marcadas, desde el NE de Desamparados hasta Orotina, en todo el N de la zona de estudio.

Este mapa de análisis enfatiza lo descrito en los análisis anteriores de pendientes y orientaciones, por ejemplo, en el hecho de que en los sectores donde no se observan montañas o pendientes es en las costas, con pequeñas excepciones como en Quepos como también se ha recalcado. En este sector costero no se observan sombras que reflejan el relieve escabroso, sino por el contrario se muestra una apariencia muy regular. Esto se observa desde los alrededores de Parrita hasta el SE de Quepos. Así como de manera menos evidente en pequeños sectores en el centro del área, como también se ha mencionado, alrededor de los pueblos de San Marcos y Santa Marta. Cerca de los pueblos de Tulín y al S y SW de San Gerónimo existen zonas más irregulares, sin embargo, las sombras no detallan muy bien las estructuras montañosas. Al contrario, al N de San Gerónimo se observa un gran cerro, que corresponde con la Zona Protectora Cerros Turrubares (Fig. 10); al lado NE de este cerro se observa el trazo inferido de la falla Candelaria que separa dicho cerro de zonas menos irregulares, y puede ayudar a definir mejor el trazo de esta falla. Algo similar se observa en el NE de Puriscal, donde el trazo inferido de la falla Jaris separa dos sectores con relieve distinto.

Asimismo, entre los trazos de fallas, en los alrededores de Puriscal, las sombras indican un terreno irregular, pero que difiere de los cerros a los lados de las fallas. Por el contrario, en el centro del área, desde el N de Sabanillas y continuando al SE, las sombras señalan lo irregular del terreno, con zonas bastantes montañosas y estructuras de gran tamaño,

como por ejemplo los cerros el N de Llano Bonito, que pertenecen a la Zona Protectora Caraigres, donde como se detalló corresponde con las pendientes más altas de la zona.

En conclusión, el análisis de las sombras, así como los anteriores de pendientes y orientaciones, permiten visualizar mejor el relieve del área y puede ayudar a realizar interpretaciones, sin embargo, es necesario contar con buena resolución en el DEM y además sobreponer fotos para mejor interpretación, tal y como se realiza en el siguiente capítulo.

3.2 DESCRIPCIÓN MORFOTECTÓNICA

La descripción morfotectónica de la zona se realizó a partir del análisis del relieve y sus formas, utilizando sensores remotos y comprobación de campo (véase metodología en el capítulo 1). Se identificaron marcadores geomorfológicos puntuales y lineales, y se definieron todos los lineamientos geomorfológicos que sugieren ser parte de los sistemas de fallas en estudio (Fig. 13). Asimismo, considerando el grado de expresión del lineamiento, la deformación en los depósitos de edad Cuaternario, observaciones durante las visitas al campo, la sismicidad relocalizada en esta investigación y estudios realizados en trabajos anteriores, se establecieron los lineamientos corresponden con la expresión en superficie de fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas.

La figura 13 muestra la traza de las fallas consideradas activas, neotectónicas y posiblemente neotectónicas. Para cada falla se determinó la longitud, el rumbo promedio, la inclinación, el sentido de movimiento, el grado de actividad y el sismo máximo que podría generar. La descripción de las características morfotectónicas de cada uno de los sistemas de falla se describen de NW a SE, con la caracterización de cada falla o lineamiento que compone cada sistema. El recorrido de los lineamientos que se describe detalladamente a continuación, utilizando como referencia las comunidades, cerros, ríos y otros elementos geográficos como se verá referido en el texto y en las figuras.

3.2.1 Sistema de fallas Jaris

El sistema de fallas Jaris consiste en una serie de fallas y lineamientos dextrales, de rumbo predominante NW, que se extienden desde la Palma, cerca de Piedras Negras de Mora hasta el SE de la zona de Los Santos, en los alrededores de San Pablo de León Cortés, en el flanco W de la cordillera de Talamanca. El sistema está constituido por lineamientos que sugieren ser fallas activas o neotectónicas (Fig. 13), con una longitud desde el NW hasta el SE de 35 km y ancho máximo de 6 km. Dicho conjunto de fallas tiene este nombre por su trazo lineal a lo largo del valle del río Jaris, aunque en algunos trabajos como por ejemplo en Montero y Rojas (2014) el trazo no coincide con este río, no obstante, a pesar de lo anterior se valoró adecuado mantener el nombre de Jaris para esta investigación.

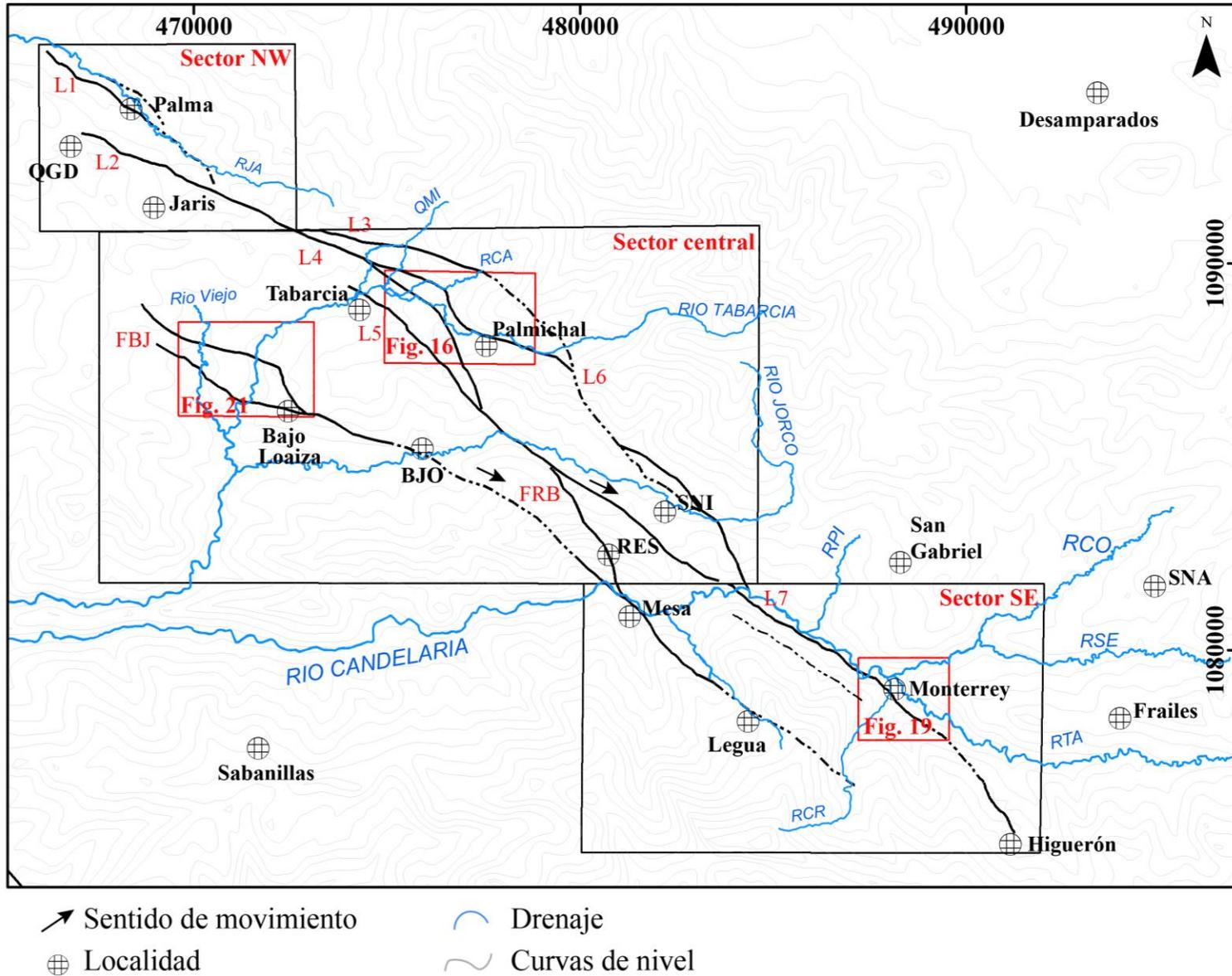


Figura 13: División neotectónica del sistema de fallas Jaris.

Se rotulan los siguientes elementos: QMI: Quebrada Mina, RCA: Río Cañas, RCN: Río Candelaria, RCO: Río Conejo, RCR: Río Caraiques, RJA: Río Jaris, RPI: Río Pital, RSE: Río Santa Elena, RTR: Río Tarrazú. Además de las localidades de BJO: Bajos de Jorco, QGD: Quebrada Grande, SNI: San Ignacio y SNA: San Antonio. Los rectángulos en rojo muestran las áreas por sectores NW, central y SE, que cubren las figuras 16, 19 y 21.

Como se muestra en la figura anterior (Fig. 13), la descripción se realiza dividida por sectores en: sector NW, sector central y sector SE, y dentro de cada sector se detallan los lineamientos y fallas propuestos. En estos sectores se incluyen las fallas estudiadas llamadas Bajos de Jorco y Resbalón; además, se proponen siete lineamientos descritos posteriormente de NW a SW llamados: Jaris, Palma, Mina, Corralar, Tabarcia, San Ignacio y Monterrey. Algunos de estos lineamientos que sugieren ser parte de sistema de fallas presentan expresión superficial fuerte, mientras que otros muestran expresiones moderadas y débiles. Muchas de las observaciones presentadas en esta investigación coinciden con las mencionadas en el trabajo de Montero y Rojas (2014).

Un aspecto notorio interesante de este sistema de fallas es que en algunos sectores presentan una componente normal, debido a que en secciones muestra un cambio en su rumbo, tal y como lo proponen Montero y Rojas (2014). Asimismo, debido a la orientación de los trazos de las fallas, en la zona de estudio suelen presentar fuertes procesos de depresión tectónica que lleva a una fuerte depositación.

Sector Noroeste (NW)

Al NW del sistema de fallas, los lineamientos se pueden prolongar hasta ser interrumpidos por la falla Picagres (Fig. 13); sin embargo, no se tiene bien determinado su fin y no se consideran como parte de un mismo sistema, sino dos fallas separadas, como se expresa también en el trabajo de Montero y Rojas, (2014). En este sector NW el sistema inicia con dos lineamientos principales; el lineamiento L1 llamado Palma situado al NNW y otro al S el lineamiento L2 denominado Jaris, nombres propuestos por su cercanía a estos pueblos (Fig. 14).

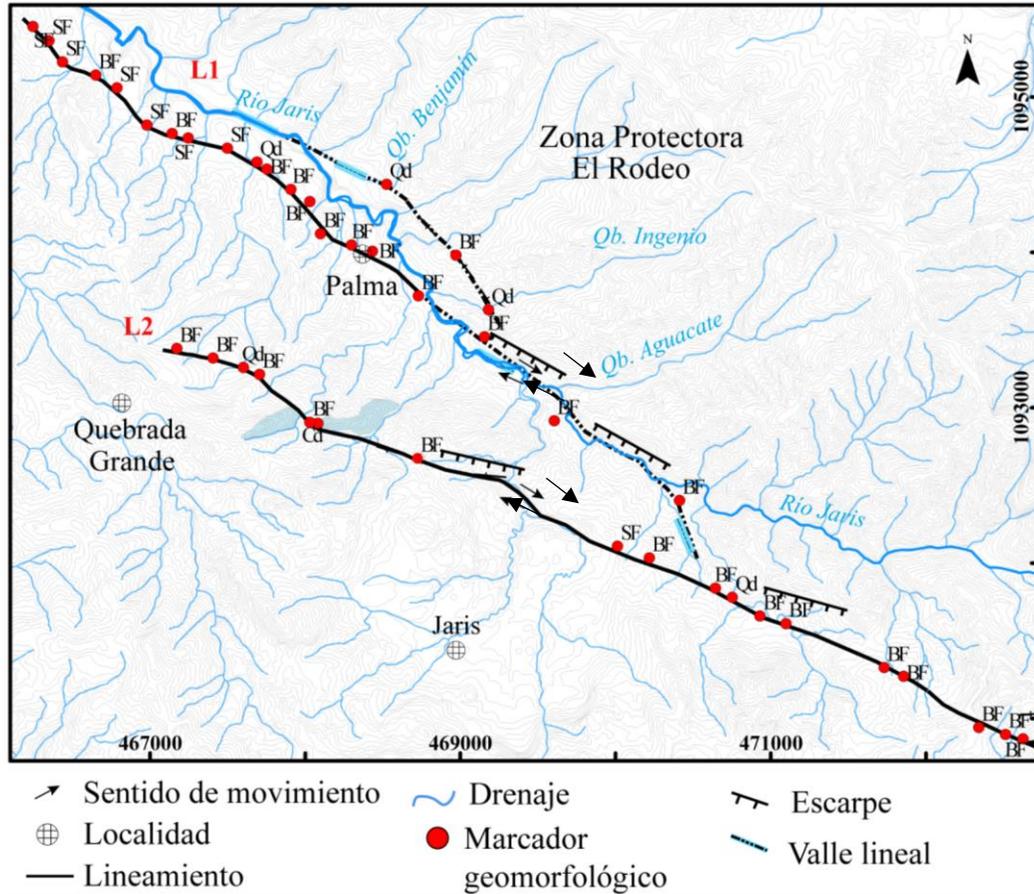


Figura 14: Interpretación neotectónica del sector NW del sistema de fallas Jaris.

L1 y L2: representan los lineamientos Palma y Jaris respectivamente. Se marcan los siguientes elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla, Cd: Colina desplazada, EF: Escarpe de falla, Qd: Quebrada desplazada y SF: Silla de Falla. En polígonos celeste se marcan las colinas desplazadas.

El lineamiento Palma (L1), ubicado desde el NW pueblo de Palma, es subparalelo en algunos sectores del río Jaris, con una longitud de 5,8 km y un rumbo promedio de N40°-50°W. Inicia con la alineación de al menos seis sillas de falla, ocho bermas de falla y una quebrada desplazada. Al SE del poblado Palma se observan más bermas de falla y escarpes facetados de 50 m de alto y 700 m de longitud, que miran al SW. Además, en este punto se presentan dos valles lineales, uno de ellos paralelo al río Jaris de rumbo a N50°W, con 450 m de longitud, y el otro con cambio de rumbo a N30°W, paralelo a una quebrada intermitente con 300 m de longitud. A la derecha de este lineamiento L1 se propone un pequeño lineamiento débil de 1,3 km, que inicia con un valle lineal y un escarpe, y

continúa hasta el desvío derecho de la quebrada Benjamín por 150 m. Asimismo, se nota cómo las colinas del NE de la zona protectora El Rodeo se encuentran levantadas y desviadas a la derecha con respecto al bloque SW, este levantamiento se evidencia por el desvío de quebradas como Ingenio y Aguacate por alrededor de 100 m (Fig. 14).

Al S del lineamiento L1, se encuentra el lineamiento Jaris (L2, en Fig. 14), con expresión moderada que inicia cerca del poblado de Quebrada Grande. En los primeros 3,5 km desde el NW inicia con dos bermas de falla, una quebrada desplazada un máximo 30 m, una silla de falla y una colina desviada a la derecha por aproximadamente 150 m; continúa con un escarpe de falla de 300 m y una berma de falla; finaliza con un escarpe de 300 m, una silla y una berma de falla. Después de los 3,5 km, se une con el lineamiento L1 como un solo lineamiento por 2,3 km y presenta tres bermas de falla y el desvío en una quebrada y termina con un conjunto de cinco bermas de fallas alineadas, hasta el NE del pueblo de Guayabo.

En este sector NW, se asume que ambos lineamientos presentan movimiento de rumbo dextral, con base en el desplazamiento derecho de quebradas y se consideran con expresión prominente – moderada por la cantidad de indicadores geomorfológicos que presenta en su trazo, además, presenta un rumbo promedio de $N40^{\circ}-60^{\circ}W$. El lineamiento L1 concuerda parcialmente con el trazo propuesto por Denyer y Arias (1990a); sin embargo, Montero y Rojas (2014) no encontraron evidencia en la visita al campo, lo que podría significar que se trata de un trazo actualmente inactivo. Por otro lado, el lineamiento L2 corresponde parcialmente con el trazo descrito por Montero y Rojas (2014).

Sector Central

El centro del sistema de fallas Jaris es quizá el sector más complejo gracias a la cantidad de lineamientos que presenta, así como cambios de rumbo en algunos sectores de ellos. Se distinguen al menos cuatro lineamientos, además de una sección de los trazos propuestos para la falla Bajos de Jorco que será descrita con detalle más adelante, al igual

que un tramo que se denomina en este trabajo como la falla Resbalón (Fig. 15). En este sector central el sistema inicia con dos lineamientos; al N el lineamiento 3 llamado Mina y al S el lineamiento L4 denominado Corralar. Además, se encuentran los lineamientos Tabarcia (L5) y San Ignacio (L6) que serán detallados posteriormente.

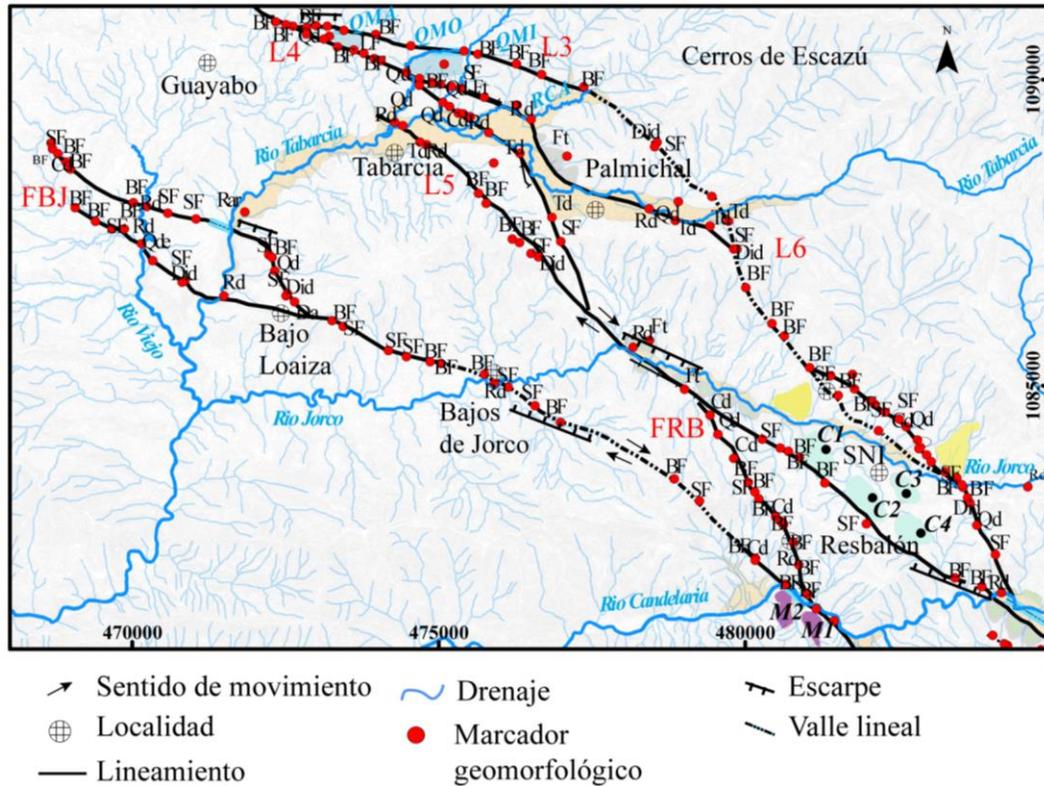


Figura 15: Interpretación neotectónica del sector central del sistema de fallas Jaris. Se resaltan las quebradas: QMA: Mata, QMO: Mónica y QMI: Mina y RCA: Río Cañas. FBJ y FRB: son las fallas Bajos de Jorco y Resbalón. Los lineamientos L3: Mina, L4: Corralar, L5: Tabarcia y L6: San Ignacio. Se marcan los siguientes elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla, Cd: Colina desplazada, DiD: Divisorias desviadas, EF: Escarpe de falla, Ft: Facetas triangulares, LF: Lomo de falla, Qd: Quebrada desplazada, Rd: Río desplazado, SF: Silla de Falla, Td: Terrazas desplazadas y VF: Valle de falla.

Se marcan en polígonos de colores morfologías mencionadas en el texto: Verde: facetas triangulares, Morado: mesas, Amarillo: abanicos, Celeste: lomos, Café: relleno de ríos.

El lineamiento del N (L3), es expresión moderada a débil y concuerda parcialmente con el propuesto por Montero y Rojas (2014). Lleva este nombre porque se ubica desplazando una quebrada con este nombre, y continúa en la base de los cerros de Escazú hasta el NE

de Palmichal con un rumbo promedio que inicia de N80°W, que después cambia a N30°-40°W y una longitud aproximada de 7,4 km.

Este lineamiento L3, se evidencia primero por la presencia de una berma de falla, el desplazamiento de una pequeña quebrada por 50 m, seguido por otra berma de falla y el desvío de la quebrada Mata 100 m hacia la derecha, con un valle lineal en ella de 100 m de longitud, que asimismo parece estar obstruida por un lomo de falla de 500 m de largo, 250 de ancho y 1080 m s. n. m. máxima, que a su vez, provoca el desplazamiento derecho de quebradas intermitentes, además del desplazamiento de 50 m de una colina. El trazo continúa con una berma falla y el desvío de una quebrada intermitente, hasta llegar al NW del pueblo de Cañas, donde se encuentra otro lomo de falla con 900 m de largo y 400 m de ancho; dicho lomo parece estar desplazado y rotado por el movimiento del lineamiento, y que, además, provoca el desplazamiento de la quebrada Mónica, así como un valle lineal de 500 m. Se observan después, tres bermas de falla y al atravesar el río Cañas se determina una silla de falla y una divisoria desviada por aproximadamente 100 m (Fig. 15). Finaliza el lineamiento con una terraza desplazada en el río Tabarcia, donde después se une a otro lineamiento descrito posteriormente. De esta manera, se presume que este lineamiento tiene movimiento de rumbo dextral, con base en el desplazamiento derecho de quebradas, ríos y divisorias, y su expresión es de prominente a moderada.

El lineamiento L4, inicia al S del lineamiento L3 y se representa con un solo trazo donde se alinean al menos seis bermas de falla con rumbo promedio de N70°W. Después de 2 km el lineamiento se divide en dos trazos, uno localizado hacia el E con una expresión prominente, que inicia con rumbo N70°W, y posteriormente cambia a N20°W, presenta una longitud de 6 km que llega hasta el SE de Palmichal. Mientras que el trazo W es moderado con rumbo promedio es de N40°W y longitud de 4,8 km, hasta finalizar el S de Palmichal.

El trazo E inicia con un escarpe de 100 m y el desplazamiento derecho por 50 m de una quebrada, además de dos bermas y una silla de falla, cerca del poblado de Cañas. En este sector el trazo del lineamiento se justifica principalmente por evidentes desvíos derechos en los ríos Cañas y Tabarcia, así como en las quebradas Mónica y Mina (Fig. 15). Entre la quebrada Mina y el río Cañas, se observaron morfologías juveniles asociadas con

desvíos derechos de quebradas desplazados 50 m, escarpes de falla de 100 m, una berma y una silla de falla, además de un escarpe facetado al SW de 200 m y una faceta triangular con casi 100 m de altura, que se observa en la figura 17 (sitio 3 en Fig. 16), con vista hacia el NE.

Cerca de la localidad de Corralar, entre las localidades de Tabarcia y Palmichal, se observa un evidente cambio de rumbo de WNW a NNW, que provoca una zona transtensiva relacionada con el movimiento dextral del sistema y así se genera un relleno lahárico-aluvial asociado con el levantamiento del bloque E de la falla. Aquí se presenta el desplazamiento en el río Cañas por aproximadamente 500 m, donde también se observa un escarpe de falla de 1 km de longitud y que, además, se pueden reconocer facetas triangulares hacia el SW, donde se identifican al menos tres generaciones de facetas triangulares, con alturas de 80, 200 y 400 m respectivamente de acuerdo con su formación. Este facetamiento triangular se observa mejor desde el sitio 1 visitado, que se ubica sobre el trazo W este lineamiento descrito posteriormente (sitio 1 en Fig. 16). Este escarpe restringe al SW las colinas de los cerros de Escazú, y al pie de este, se muestran varios niveles de terrazas aluviales y flujos de debris depositados principalmente por los ríos Tabarcia y Cañas.

Después del poblado de Palmichal el trazo del lineamiento provoca el desplazamiento del río Tabarcia por al menos 800 m, donde también tiene un desvío de varias terrazas de hasta 50 m de longitud. Continuando, se presentan un escape de falla de 400 m, una silla de falla y un desvío en la divisoria de 150 m, además de pequeños valles lineales de quebradas intermitentes. Este lineamiento finaliza cuando se une con el lineamiento L3 y continúa como el lineamiento L6, descrito más adelante.

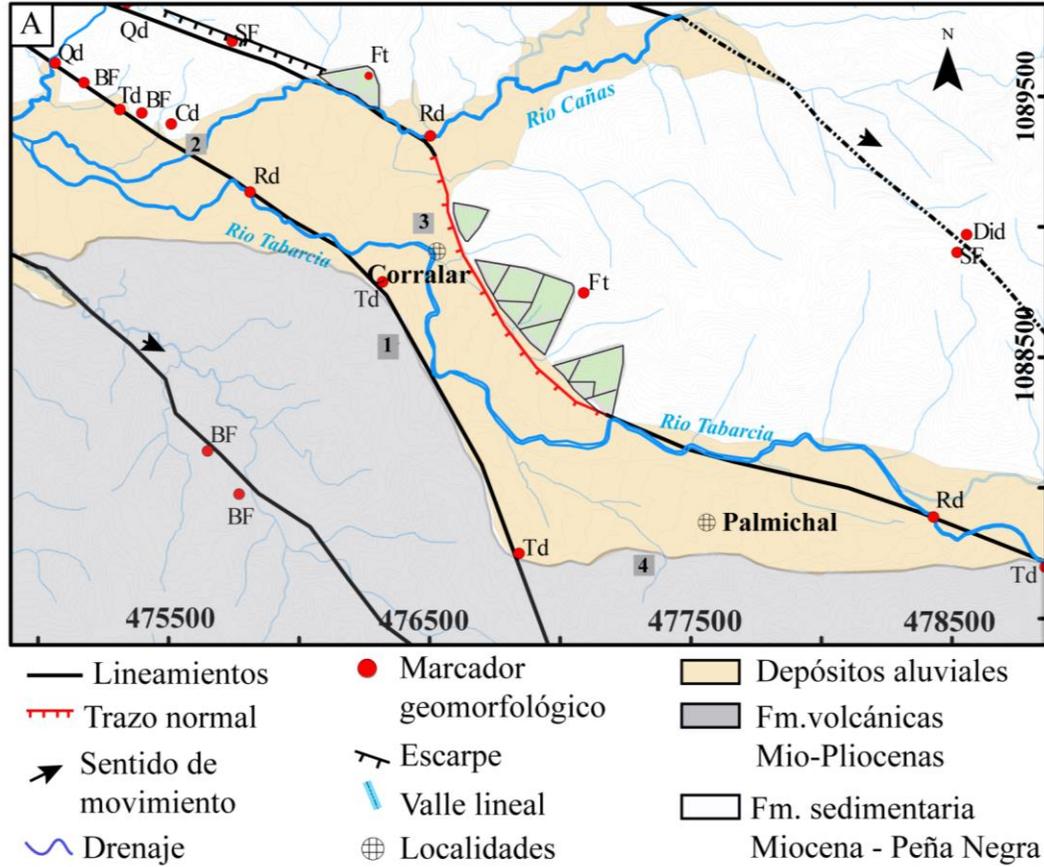


Figura 16: Interpretación neotectónica de la falla Jaris en las localidades de Corralar y Palmichal. A) En café claro se muestra el relleno lahárico-aluvial asociado con el levantamiento y desplazamiento del bloque E de la falla en este sector. Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla, Cd: Colina desplazada, DiD: Divisorias desviadas, EF: Escarpe de falla, Qd: Quebrada desplazada, Rd: Río desplazado, SF: Silla de Falla y Td: Terrazas desplazadas. La geología es modificada de Denyer y Arias (1990a). B) Vista al NE tomada desde el sitio 1 en la traza del lineamiento 4, donde se observa el cambio de rumbo y facetamiento triangular.

El trazo W del lineamiento L4, inicia con una berma de falla y un escarpe de 100 m facetado al SW y el desvío derecho de una quebrada intermitente. Continúa con una berma de falla y sigue por la zona transpresiva cerca del poblado de Corralar y provoca el desvío derecho de 200 m de una terraza del río Cañas, una berma de falla y el desplazamiento de una loma por alrededor de 20 m. En este sector Montero y Rojas (2014) describen una pequeña zona transtensiva con depresión tectónica, delimitada por dos trazos, que se confirma con la visita al campo (sitio 2, Fig. 16A), donde también se presenta una silla y una berma de falla (Fig. 17B). Además, cerca del sitio 2 se reconocen en campo colinas desplazadas por el trazo de la falla, por 50 m. Posteriormente se observa un gran desplazamiento del río Tabarcia por hasta 550 m, creando un valle lineal de 500 m que se prolonga hacia el SE. Se observan terrazas desplazadas, una silla de falla y un escape de falla y finaliza cuando se interseca con el lineamiento L5.

En esta zona transtensiva se observan las dos trazas mencionadas (E y W), que concuerdan en parte con la propuesta de Montero y Rojas (2014) que corresponde con una zona de depósitos aluviales ubicada dentro de la zona de montañosa, y se manifiesta debido a que la falla Jaris tiene una fuerte componente normal en los sectores con rumbo NNW, que genera un levantamiento relativo del bloque E de la falla, el cual ha originado un importante depósito de sedimentos aluviales en el bloque W, que se presenta relativamente hundido. Asimismo, manifiestan que existen dos evidentes contrastes entre un bloque y otro; uno de ellos es el contraste topográfico entre la sección de los cerros de Escazú, que muestra una topografía juvenil del lado E en pleno levantamiento y al W una topografía erosionada y disectada (Fig. 16A). Igualmente, se da un contraste en la geología a ambos lados de la falla, donde la formación sedimentaria Peña Negra de edad miocénica, se eleva

del lado E de la falla, mientras que del lado W afloran las formaciones volcánicas La Cruz y Grifo Alto (Fig. 16A; Denyer y Arias, 1990a).

Este lineamiento, en sus dos trazas, presentan un movimiento oblicuo (dextral-normal), que se ve representado con base en el desplazamiento dextral de quebradas y terrazas, además del facetamiento triangular al SE (Fig. 16B) y el gran depósito que se genera por causa deñ cambio de rumbo que presenta.

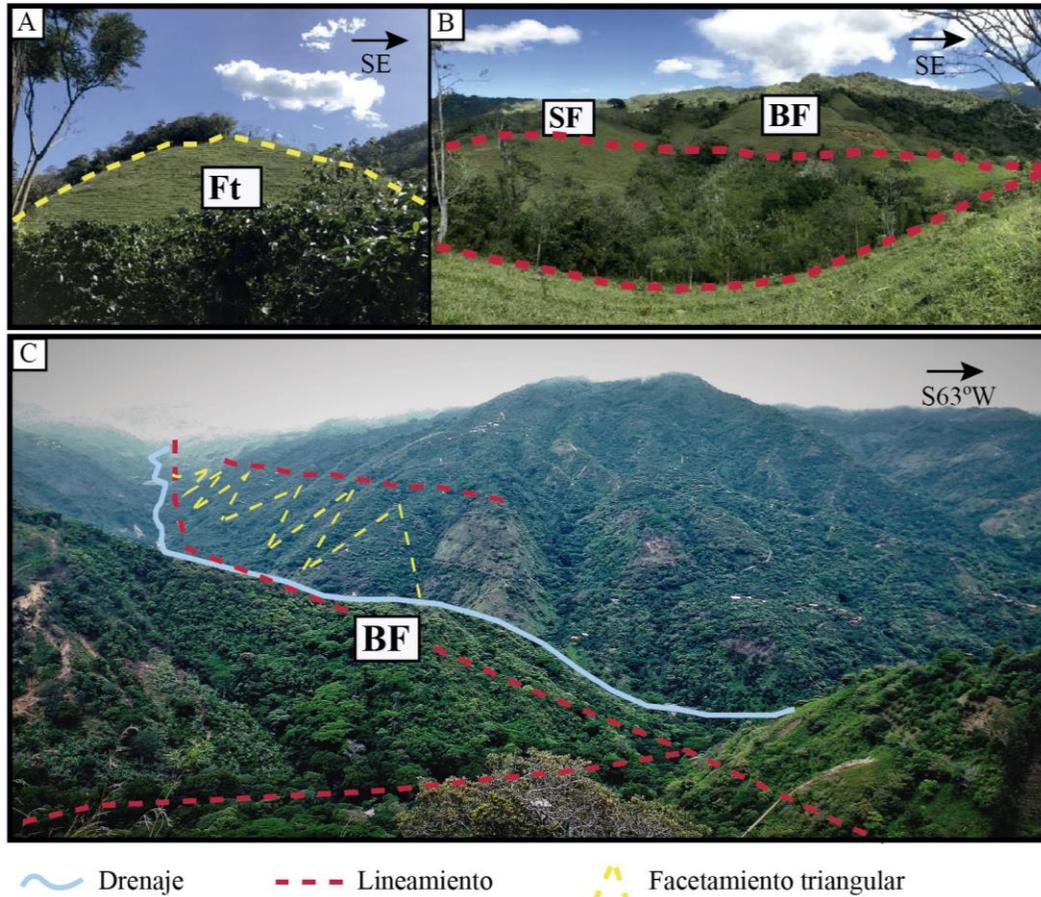


Figura 17: Marcadores geomorfológicos del sector central del sistema de fallas Jaris. A) Faceta triangular vista desde el sitio 3 (en figura 16). B) Depresión tectónica vista desde el sitio 2 (en figura 16), donde se observan dos trazos de lineamientos. C) Vista desde el cerro C4, (en figura 15) hacia el SE con facetas triangulares y una berma de falla tras el paso del lineamiento L7. Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla; Ft: Faceta triangular; SF: Silla de falla.

En el sector central se encuentra el lineamiento Tabarcia (L5), con 11,5 km de longitud, con un rumbo promedio de N50°W. Este lineamiento va desde el poblado de Tabarcia

hasta 2 km al NW de San Ignacio de Acosta, ha sido descrito en el trabajo de Montero y Rojas (2014) con expresión moderada en la mayoría de su traza. Sin embargo, en este trabajo se propone que este lineamiento continúe un poco más el NW, evidenciado principalmente con el desplazamiento del río Tabarcia en este sector.

El lineamiento L5 inicia con expresión moderada, representado con el desplazamiento de la quebrada Mónica por 20 m y el desvío de 50 m del río Tabarcia, seguido por el desplazamiento de una quebrada y terrazas por alrededor de 50 m. Así continúa con expresión débil, con bermas y una silla de falla alineadas, además de un escarpe de aproximadamente 200 m y un desvío en la divisoria por cerca de 350 m, hasta su intersección con el lineamiento L4, al NW de San Ignacio de Acosta, donde se vuelve de nuevo moderado. Después, continúa con el desvío del río Jorco a la derecha, creando un valle lineal de hasta 2 km en el río (Fig. 15), con un escarpe de falla y facetamiento triangular y rectangular al SW no muy marcado de 1 km de largo y 100 m de alto. Según Montero y Rojas (2014), en este sector se presenta en el margen izquierdo, tres niveles de terrazas recientes que sugieren haber sido desplazadas por la falla, donde la más antigua se encuentra más al E con respecto al lugar donde la falla cruza el cauce del río.

Inmediatamente al SE del río Jorco, se presenta un escarpe que la falla corta y desplaza tres colinas en forma sucesiva, con escarpes facetados al S. En este sitio se presenta otro trazo de falla al SE que corresponde con la falla Resbalón (descrito más adelante). Al continuar el lineamiento, presenta expresión moderada con dos sillas de falla y varias bermas de falla alineadas, y sigue hasta llegar a la intersección de los lineamientos L6 y L7. Se asume un movimiento de rumbo (dextral) para todo este lineamiento, esto con base en el desplazamiento dextral de quebradas y terrazas.

El último lineamiento presente en el sector central es el lineamiento San Ignacio (L6), ubicado desde la localidad de Palmichal hasta el SE de San Ignacio de Acosta cuando se interseca con el lineamiento L5 (Tabarcia) y concuerda en parte con el trazo descrito también por Montero y Rojas (2014). Presenta dos trazos, el primero inicia con expresión débil, longitud de 5,2 km y rumbo promedio de N30°W; y el segundo con expresión prominente, con 5 km de longitud y con un rumbo promedio de N40-50°W.

El lineamiento inicia con un solo trazo, evidenciado por cuatro bermas de falla alineadas con rumbo promedio de N30°W. Cerca del pueblo de Chirracá, al cruzar la quebrada del mismo nombre, se observan bermas de falla, una silla de falla y un escarpe al NE, de 900 m de longitud con facetas no muy marcadas al SW. Desplaza la quebrada Tablazo por 30 m y una colina por 50 m. Se observa al E de San Ignacio cómo el lineamiento continúa con varias bermas y sillars de falla, y el desvío de 150 m en el río Jorco, que se prolonga con una berma de falla y el desvío en la divisoria de 80 m, así como una quebrada intermitente. El lineamiento en este punto cambia el rumbo a N60°W y finaliza con una silla de falla cuando se une al lineamiento L5. Se interpreta este lineamiento con un movimiento de rumbo (dextral) con base principalmente en el desplazamiento de quebradas.

Al N de este lineamiento, se reconoce un rasgo morfológico particular, un sector donde las pendientes son más bajas, que va desde el pueblo de Tablazo hasta San Ignacio, con un área de 0,3 km², altura máxima de 1250 y mínima de 1120 m s.n.m., presenta con forma de abanico, pero no se tiene la certeza de que sea uno. Otro rasgo morfológico destacado en este sector, entre los lineamientos L5 y L6, son los lomos o cerros que sobresalen, en total se identificaron al menos 4, en tamaño variado. El primero (C1 en Fig. 15) situado al NW de San Ignacio presenta un largo de 940 m de largo y 700 m de ancho, con forma irregular; el segundo lomo (C2 en Fig. 15) tiene medidas de 970 m y 400 m y forma asimétrica y alargada; el tercer lomo (C3 en Fig. 15) de longitud 500 m y 300 m de ancho, con rumbo de N35°W y forma alargada; el cuarto lomo (C4 en Fig. 15), presenta 700 m de largo y 300 m de ancho, con forma alargada y rumbo N40°W. Todos los lomos tienen una forma alargada y de una u otra forma podrían ser la expresión de condiciones transpresivas a lo largo de la zona principal de deformación.

Sector Sureste (SE)

Al SE del sistema de fallas Jaris presenta un lineamiento llamado Monterrey (L7) con un trazo principal y un trazo menor al W. Además de gran parte de la falla Resbalón que se describe con detalle posteriormente (Fig. 18). El lineamiento (L7), ha sido reconocido

también en el trabajo de Montero y Rojas (2014) y su traza en este trabajo coincide parcialmente con el descrito por estos autores.

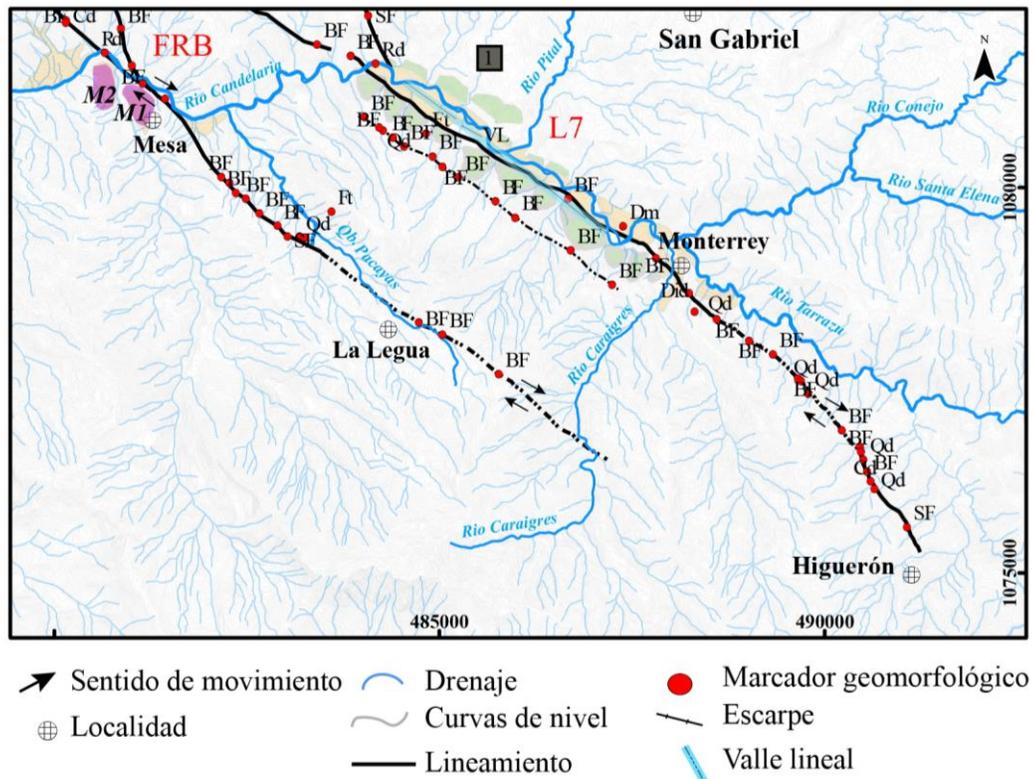


Figura 18: Interpretación neotectónica del sector SE del sistema de fallas Jariés. FRB y L7: son las fallas Bajos de Jorco y el lineamiento Monterrey respectivamente. Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla; Cd: Colina desplazada; DiD: Divisoria desviada; Dm: Drenaje meándrico; EF: Escarpe de falla; Ft: Facetas triangulares; LF: Lomo de falla; Qd: Quebrada desplazada; Rd: Río desplazado; SF: Silla de falla y Td: Terrazas desplazadas. Se marcan en polígonos de colores morfologías mencionadas en el texto: Verde: facetas triangulares, Morado: mesas, Café: relleno de ríos.

El lineamiento L7 presenta una longitud de 10,3 km que transcurre con una expresión prominente a lo largo del valle del río Candelaria, desde el SE de San Ignacio de Acosta con rumbo promedio de N60°W, hasta llegar al pueblo de Monterrey donde cambia su rumbo N30-40°W y continúa hasta los alrededores del pueblo de Higuierón (Fig. 18).

El inicio de este lineamiento se caracteriza principalmente su alineación con el río Candelaria a lo largo de un valle de falla de aproximadamente 3 km y el cuál alcanza hasta

de 300 de ancho, con varios niveles de terrazas. En el lado E del lineamiento se observa facetamiento triangular en la margen izquierda con 3,3 km de largo y 300 m de alto, además de facetamiento rectangular en el lado W con 1,7 km de largo y 300 m de alto. Las facetas triangulares (Fig. 19), presentan todas casi la misma altura, con pequeñas variaciones entre ellas que se puede deber posiblemente a una tasa de erosión más acelerada. Asimismo, el facetamiento triangular del lado E del trazo, la gran depositación y valle lineal del río Candelaria en el sector W, hace suponer que la falla en este sitio tiene una componente normal importante, con el bloque W bajando, que contribuye a la generación de este tipo de morfologías.

Otro aspecto interesante en este sector es que según Arias y Denyer, (1990a) y Denyer y Arias (1991b), geológicamente también se encuentran diferencias en ambos lados de la traza sugerida; esto debido a que del lado S del lineamiento afloran rocas pertenecientes al Intrusivo de Escazú, del límite Plioceno-Mioceno, que intruyen rocas sedimentarias del Mioceno Medio de la formación Peña Negra. Las rocas intrusivas están en contacto por falla contra los depósitos volcánicos de la formación La Cruz, que afloran del lado N de la falla. Esta última formación según Arias y Denyer, (1990a), es sobreyacida por la formación Grifo Alto.

Continuando su trazo, cerca de la localidad de Monterrey, finalizan las facetas triangulares descritas anteriormente y, además, se presentan más evidencias del paso del lineamiento en este sector, representado por una berma de falla, drenaje meándrico y también, ocurre un importante depósito aluvial, observándose varios niveles de terrazas, donde confluyen los ríos Tarrazú, Caráigres y Santa Elena, que dan origen al río Candelaria (Fig. 19). Se han determinado varias geoformas que sugieren el trazo de la falla en este sector, tales como: escarpes facetados con 130 m de largo y 20 m de alto, una divisoria desviada 30 m y quebradas desviadas 40 m (Fig. 19).

En el sitio 1 (Fig. 19), en carretera con vista hacía el SW al pueblo de Monterrey, se observa el trazo del lineamiento 7 con expresión prominente. Se identifican varias evidencias que se presenta en la figura 20, tales como: facetas triangulares con al menos tres generaciones con alturas de 360 m, 180 m y 90 m de altura respectivamente según su

formación; una berma de falla localizada al pie de una de las facetas, varios niveles de terrazas en el río Candelaria (descritos posteriormente), un drenaje desplazado por la falla y un deslizamiento de 50 m de alto y 30 m de ancho.

Con respecto a las terrazas en los alrededores del poblado de Monterrey, sus geometrías sugieren ser controladas parcialmente por el trazo del lineamiento (Fig. 19). Montero y Rojas (2014), realizan un estudio detallado de estas terrazas ubicadas en el sector de Monterrey. Cerca del sitio 2 (en Fig. 19), al cruzar la falla la terraza T3 sobre la margen izquierda del río Caraiques, se observan un adelgazamiento de la terraza hacia la traza de falla, lo cual sugiere que un posible desvío derecho de la misma pudo haber sido erosionado por el río, dicho adelgazamiento fue comprobado en la visita al campo. Continuando el trazo del lineamiento hacia el SE continúa otra terraza T2, del lado N de la traza de falla, se describe un saliente a la derecha en el escarpe de la terraza T2, sobre la margen izquierda del río Caraiques. Desde el sitio 2, también se observan otros marcadores geomorfológicos que evidencian el trazo prominente del lineamiento, como, por ejemplo, se presenta un valle que es descabezado por el paso de la falla y que a su vez provoca el desvío del drenaje por aproximadamente 30 m a la izquierda, hacia abajo del valle (Fig. 20B).

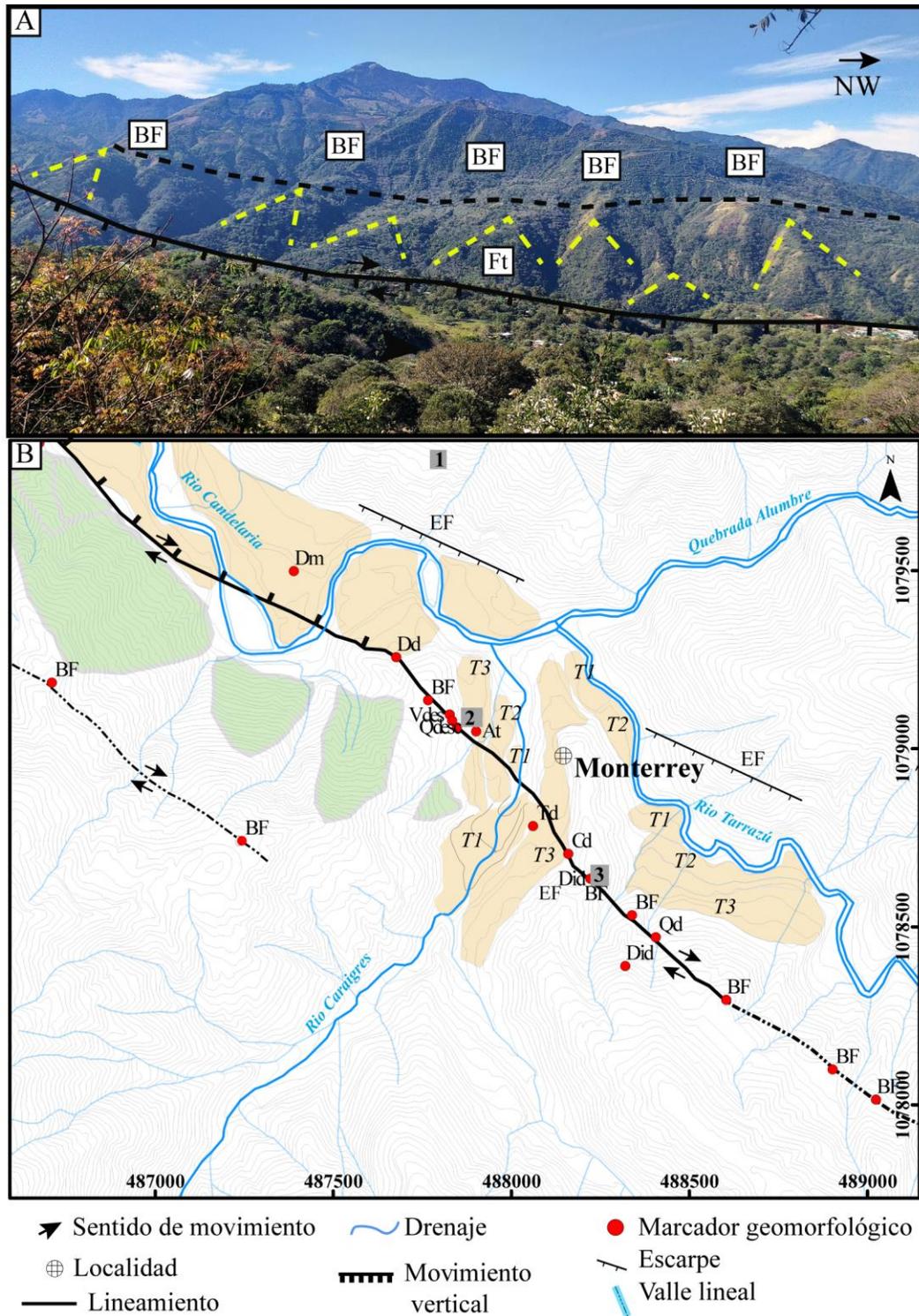


Figura 19: Interpretación neotectónica de la falla Jaris en la localidad de Monterrey. A) Facetas triangulares al E del río Candelaria, vista desde el sitio 1, en figura 15. B) Detalle del trazo de la falla Jaris en la localidad de Monterrey en la zona de confluencia de los ríos Santa Elena, Carrizales y Tarrazú con el río Candelaria. Se marcan los

elementos geomorfológicos: DiD: Divisorias desviadas; EF: Escarpe de falla y Qd: Quebrada desplazada En verde las facetas triangulares. Los cuadros con números indican sitios referidos en el texto. Se marcan en polígonos de colores morfologías mencionadas en el texto: Verde: facetas triangulares, Café: terrazas.

Muy cerca del centro de Monterrey, se presenta la terraza T3 del lado S de la traza de falla que parece estar desplazada al atravesar el lineamiento, con aparente movimiento derecho. Según Montero y Rojas (2014), esta terraza superior, sobre la cual se asienta Monterrey, muestra un ancho mayor del lado aguas abajo de la traza propuesta de falla, lo cual se puede asociar con un anterior desvío derecho del río (Fig. 19). Asimismo, la terraza T1 se encuentra aflorando principalmente del lado S de la falla y del lado interno de un saliente a la derecha formado por las terrazas T2 y T3. De acuerdo con estos autores y según lo visto en campo, la fila montañosa localizada del lado E de la terraza T3 muestra desvíos derechos en sus bordes W y E, al igual que de su divisoria. Así como la fila al S de la traza de falla se muestra facetada al N. Estas geofomas descritas, sugieren una traza de falla de movimiento horizontal derecho y levantamiento del lado S.

En el SE de Monterrey se observan otros niveles de terrazas (Fig. 19), sin embargo, estas no se encuentran afectadas por el trazo de la falla. Montero y Rojas (2014) sostienen que, en este sitio, al SE de Monterrey, la traza este de la falla Jaris se localiza sobre las estribaciones S del valle del río Tarrazú y se evidencia por escarpes facetados al N y S, sillars de falla, drenajes desviados y adaptados, desvío de colinas, entre otros. No obstante, en este trabajo solamente se identificaron bermas de falla, y un desvío en una quebrada. Seguido de estos indicadores, no se observan más evidencias claras por al menos 2,5 km, solamente mediante modelos digitales y fotografías aéreas se identificaron algunas bermas de falla y desvíos en quebradas (Fig. 18), se representa con una líneapunteada porque se considera este trayecto como hipotético, con expresión geomorfológica débil. Continuando al SE, el trazo E del lineamiento se delimita sobre las colinas S del valle del río Tarrazú (Fig. 18) y se evidencia por escarpes facetados con longitud de 600 m, bermas y sillars de falla, drenajes desviados 60 m y desvío de una colina por 100 m.

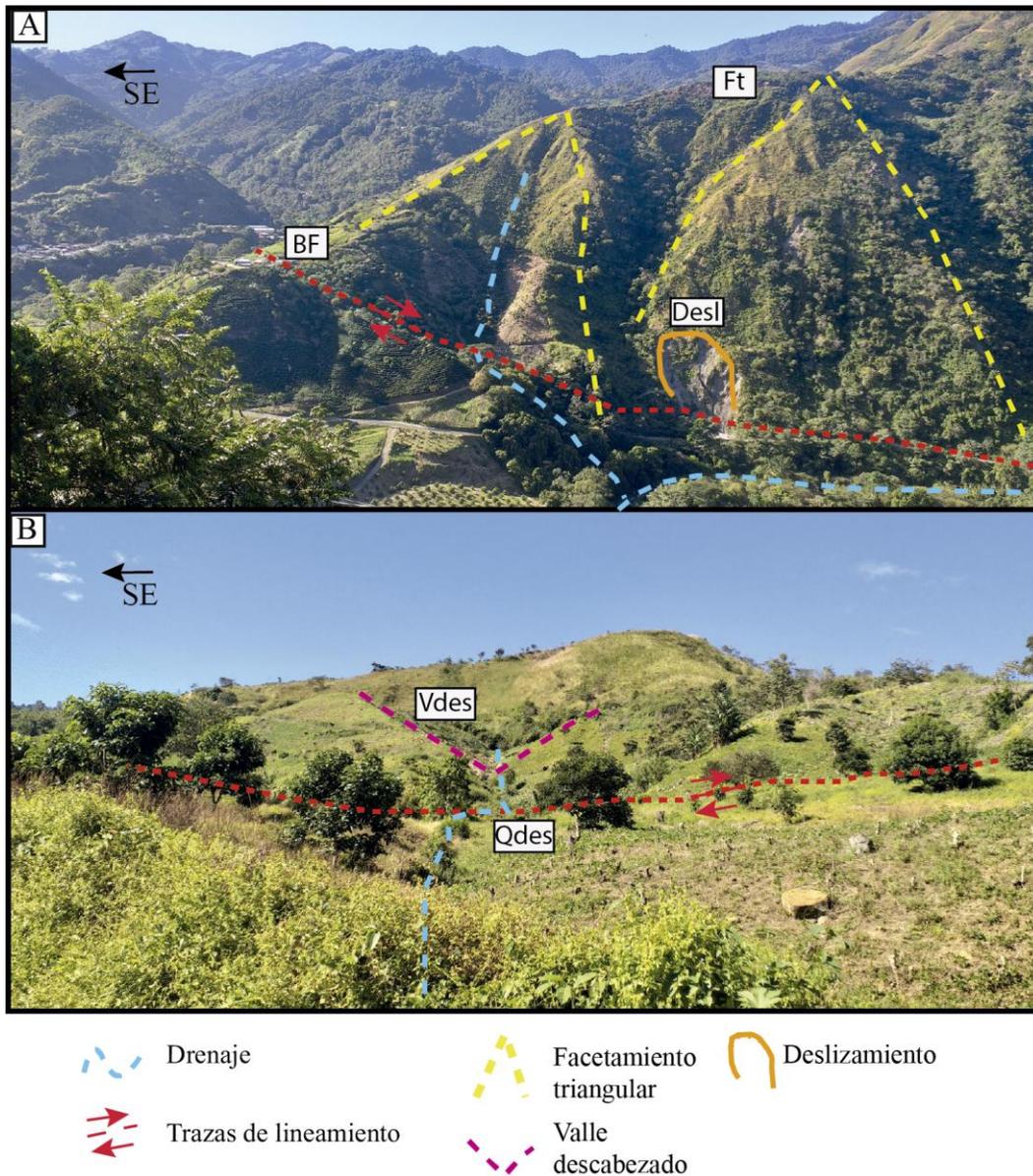


Figura 20: Marcadores geomorfológicos del sector SE del sistema de fallas Jaris. A) Vista al SE hacia el poblado de Monterrey (sitio 1, Fig. 19). B) Lineamiento L7 a través de un valle descabezado y quebrada desviada (sitio 2, Fig. 19). Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla; Desl: Deslizamiento; Dm: Drenaje meándrico; Ft: Facetas triangulares; Qd: Quebrada desplazada; Qdes: Quebradas descabezadas y Vdes: Valle descabezados.

Al SW de este lineamiento L7, se encuentra asociado un lineamiento menor casi paralelo con longitud de aproximadamente 4 km y rumbo de N50°W. Este lineamiento mejor se observa principalmente en la parte alta de las facetas triangulares descritas para el lineamiento principal L7. Inicia sobre la primera faceta y finaliza al SW del pueblo de

Monterrey, con la finalización de las facetas triangulares. Está representada principalmente por descansos en las laderas, con al menos 11 bermas de fallas, además de algunos desplazamientos en el drenaje.

Falla Resbalón (FRB)

La falla Resbalón fue mencionada con este nombre por primera vez en los trabajos de Arias y Denyer (1990a, 1991a), y está representada en el mapa geológico de la hoja Caraigres, elaborado por los mismos autores. Asimismo, Montero y Rojas (2014) indican que la traza W de la falla Jaris coincide parcialmente con la traza de la falla Resbalón, es decir, la consideran como parte del sistema de fallas Jaris, pero no la describen con este nombre. Corresponde con una falla de expresión prominente con solamente una traza, que se localiza desde el W de San Ignacio, continúa por el pueblo Resbalón (de ahí su nombre) con un rumbo promedio de N30°W y sigue con un desvío en el río Candelaria donde se da un cambio de rumbo a N55°W y continúa hasta el pueblo Higuierón, cerca del final del lineamiento Monterrey (L7). Presenta una longitud de 12 km.

Su extremo NW se representa en el sector central, con una traza prominente a 3 km al NW de San Ignacio, cerca del lineamiento L5. Este sector se reconoce primero por escarpes facetados al S, relacionados con tres colinas desplazadas por aproximadamente 50 m, seguido de una quebrada desplazada por 25 m y otro escarpe de 50 m que desvía una colina. Continúa hacia el NW del pueblo Resbalón, donde se observa un escape de hasta 100 m de altura, donde se reconoce una silla de falla y dos quebradas desplazadas por alrededor de 50 m.

Esta falla se une al trazo de la falla Bajos de Jorco después del desvío del río Candelaria, cerca del pueblo Mesa y crea un valle lineal de este río de 1,5 km. Hacia el SW de la traza de falla, justo en el poblado de Mesa, se presenta una morfología particular, con pendientes muy bajas casi horizontal, levemente inclinado al N, su forma se extiende SE-NW, con unos 500 m de largo y 300 m de ancho, separadas entre sí por el río La Mesa, estas llanuras son llamativas por el cambio tan abrupto de las pendientes en esta zona que presenta principalmente pendientes muy altas (M1 y M2 en Fig. 18).

Antes del poblado de La Mesa el trazo de la falla cambia su rumbo a N50-60°W, que inicia con expresión prominente a moderada, al NW de La Legua donde se encuentran varias bermas de fallas, una silla de falla y una quebrada desplazada. Seguido de esto, cerca del valle de la quebrada Pacayas, se presenta un escarpe con facetamiento triangular al SW con 11,5 km con 200 m de altura, que limita el lado E del valle de la anterior quebrada. Cerca de Legua su expresión es débil, con una silla de falla y pequeños escarpes, como se observa en la figura 18 en el sector SW del sistema de fallas. Se asume un movimiento de rumbo (dextral) con base en el desplazamiento dextral en el río Candelaria y en un afluente.

Falla Bajos de Jorco (FBJ)

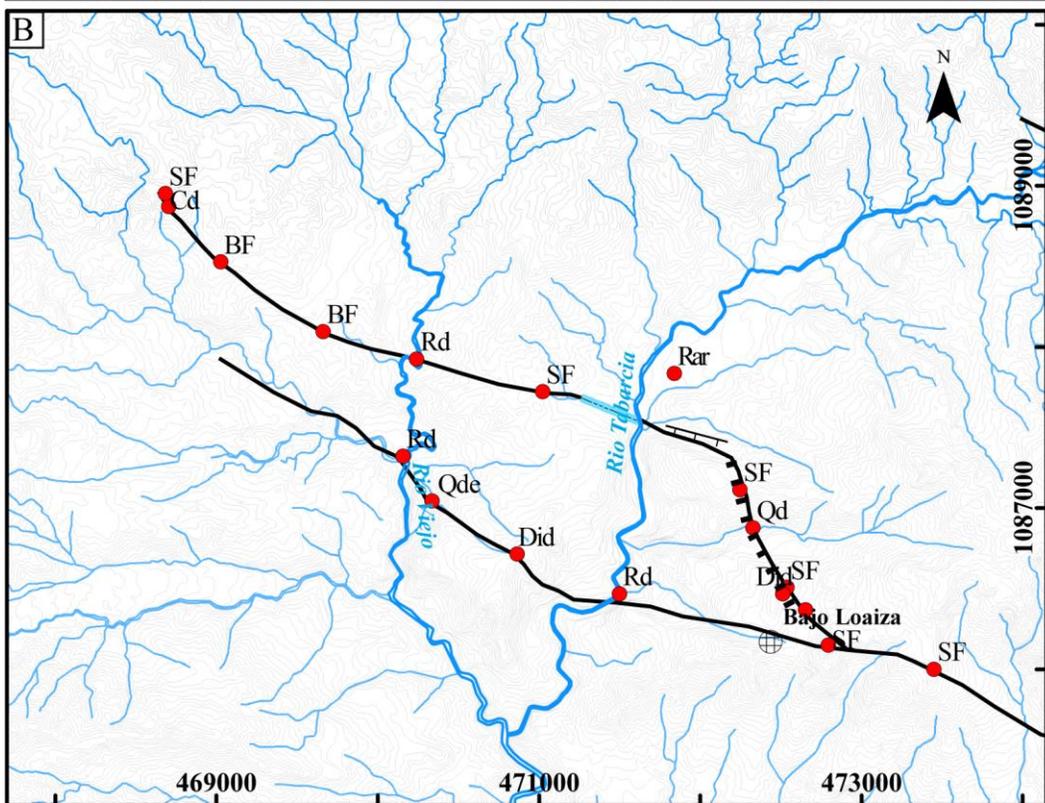
Su traza transcurre con una expresión prominente, al E de Santiago de Puriscal, hasta alcanzar la falla Resbalón al S del poblado de Resbalón, como se observa en la figura 15, en el sector central del sistema de fallas. Esta falla es detallada por Montero y Rojas (2014), quienes la consideran de tipo dextral, presenta una orientación promedio N50°W y una longitud promedio de 15 km, además indican que posee dos ramales localizados en el sector SE de Santiago de Puriscal.

Al NW entre los ríos Viejo y Tabarcia, se determinaron dos trazos de esta falla, representados principalmente por divisorias, desplazamiento de ríos y colinas desviadas (Fig. 21). La traza N inicia con una berma de falla, el desplazamiento de una quebrada por 40 m, una silla de falla y el desplazamiento de una colina por alrededor de 100 m, seguido de varias bermas de falla; después, al cruzar el río Viejo origina un desvío derecho de 100 m (Rd en Fig. 21), se observa entre los ríos Viejo y Tabarcia dos sillas de falla y un valle lineal en una quebrada por 300 m. Al N del lugar donde esta traza de la falla cruza el río Tabarcia, se ha originado un amplio relleno aluvial, sugiriendo un aluvial represado (Rar en Fig. 21), mientras que al S del anterior el valle del río Tabarcia se estrangula originando un valle encañonado antecedente de 70 a 100 m de altura. Al cruzar el río Tabarcia se observa también un escarpe de falla de 500 m que ocurre a ambos lados de la falla, que

según Montero y Rojas (2014) se presenta un cambio litológico limitado por estos escarpes a ambos lados de la falla. De acuerdo con estos autores, este cambio litológico se puede relacionar con litologías contrapuestas de diferentes competencias, debido al desplazamiento asociado con la falla. Esta falla presenta un cambio fuerte de rumbo a N20°W con expresión moderado, donde al NE del pueblo de Bajo Loaiza y se caracteriza por una quebrada por 30 m, una colina cuya divisoria está desviada a la derecha por 30 m, una silla de falla y una depresión anómala (Montero y Rojas, 2014). En este punto este trazo de una al lineamiento que se encuentra el S.

Con respecto a la traza S, inicia con bermas y sillas de falla, seguido del desvío derecho del río Viejo por 200 m. Al lado derecho del río Viejo se presenta una quebrada descabezada (Fig. 21), seguido de una silla de falla y el desvío de una divisoria por al menos 30 m. El desvío derecho del río Tabarcia, a lo largo de esta traza S es de 400 m. Al E del poblado de Bajo Loaiza este trazo S de una al trazo N. Según Montero y Rojas (2014), el desplazamiento acumulado entre las trazas N y S a lo largo del río Viejo es de ~200 m, sin embargo, dichos autores mencionan que, gracias a evidencias de depósitos aluviales pleistocenos, bastante meteorizados unos 20 m sobre el nivel actual del río, los cuales se asocian con viejos niveles del río Viejo desplazados, este desplazamiento puede ser aún mayor.

Después de la unión de las trazas descritas, la falla continúa con un solo trazo, inicialmente con expresión moderada, representada principalmente con sillas y bermas de falla. En los alrededores de la localidad de Bajos de Jorco (Fig. 21), se da un desvío derecho del río Jorco por 200 m, donde la falla lo cruza. Seguido de esto el lineamiento se presenta con expresión débil, solamente con algunas bermas y sillas de falla. Al E del poblado Resbalón la traza vuelve a ser prominente con una berma de falla, el desplazamiento de una colina por 50 m y el desvío derecho del río Candelaria al SW de San Ignacio de Acosta por 600 m. con un escape de hasta 100 m al N. Seguido de esto el trazo se une al trazo de la falla Resbalón. Se asume para esta falla, un movimiento de rumbo (dextral) con base en el desplazamiento dextral de varios ríos como Viejo, Tabarcia, Jorco y Candelaria, además de varias quebradas.

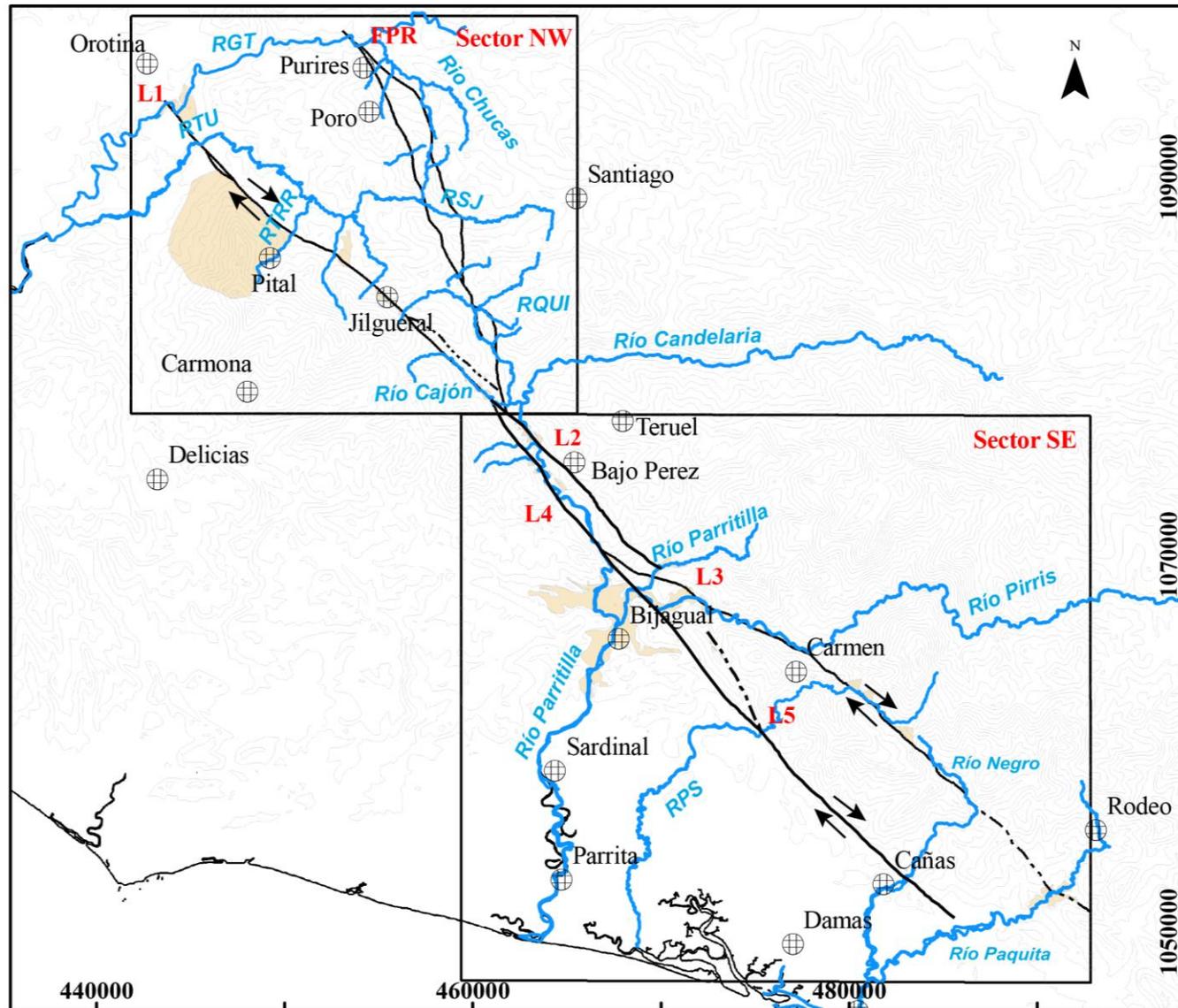


- | | | |
|-------------------------|-----------------------|---------------------------|
| ➤ Sentido de movimiento | ~ Drenaje | ● Marcador geomorfológico |
| ⊕ Localidad | ▬ Movimiento vertical | ↗ Escarpe |
| — Lineamiento | | — Valle lineal |

Figura 21: Neotectónica de sectores de las fallas Resbalón y Bajos de Jorco.
A) Vista hacia las anomalías de relieve (Mesas: M1 y M2, marcadas en morado), al S de la falla Resbalón. B) Detalle de la neotectónica de la falla Bajos de Jorco. Se señalan en rojo los marcadores geomorfológicos: Did: Divisoria desviada; EF: Escarpe de falla, Qde: Quebrada descabezada; Rar: Río represado y Rd: Río desplazado.

3.2.2 Sistema de fallas Candelaria

Dentro de los sistemas de fallas NW del sector occidental central del país, la falla Candelaria es una de las más relevantes gracias a su gran longitud y marcados valles lineales. El sistema de fallas Candelaria consiste en una serie de fallas dextrales, de rumbo predominante NW, que se extienden desde el SE de Orotina hasta el E de Quepos. En la zona de estudio está constituido por al menos cinco lineamientos y una falla que sugieren ser fallas activas o neotectónicas (Fig. 22), expresados principalmente en forma de valles lineales y desplazamientos de ríos y quebradas. La longitud del sistema de fallas, desde el NW hasta el SE es de aproximadamente 65 km y el ancho máximo de 10 km.



- ➔ Sentido de movimiento
- ⊕ Localidad
- Drenaje
- ~ Curvas de nivel

Figura 22: División neotectónica del sistema de fallas Candelaria.

RGT, RTU, RTRR, RSJ, RQUI y RPS son respectivamente los ríos Grande de Tárcoles, Turrubares, Turrubaritos, San José, Quivel y Palo Seco. Los lineamientos están representados por: L1, L2, L3, L4 y L5, que son respectivamente, Túfares, Bajo Pérez, Carmen, Bijagual y Cañas. Además, FPR: falla Purires.

Muchas de las observaciones presentadas en esta investigación coinciden con las mencionadas en los trabajos de Arias y Denyer (1990b y 1991b), Montero (1999) y Montero y Rojas (2014). Montero y Rojas (2014), describen por primera vez la falla Purires la cual, según los autores se considera un ramal de la falla Candelaria. Arias y Denyer (1990 y 1991) mencionaron por primera vez este sistema de fallas y Montero (1999) hace una descripción precisa de este sistema de fallas, y opina esta estructura como un sistema de fallas conectadas que tiene un rumbo N40°W. La descripción se realiza dividida en dos sectores: sector NW y sector SE. Dentro de cada sector se detallan los lineamientos propuestos: Carmen, Bijagual y Túfares, además de la falla Purires. Así se conforma el sistema de fallas Candelaria.

Sector Noroeste (NW)

El sector NW del sistema de fallas, los lineamientos se pueden prolongar; sin embargo, se propone que este sistema presenta su extremo NW hasta el S y SE de Orotina, cerca del río Grande de Tárcoles. En este sector NW el sistema de fallas Candelaria inicia con un lineamiento principal, llamado Túfares (L1) y la falla Purires (Fig. 23). A continuación, se presenta por separado primero la descripción detallada de la falla Purires, seguida del lineamiento L1.

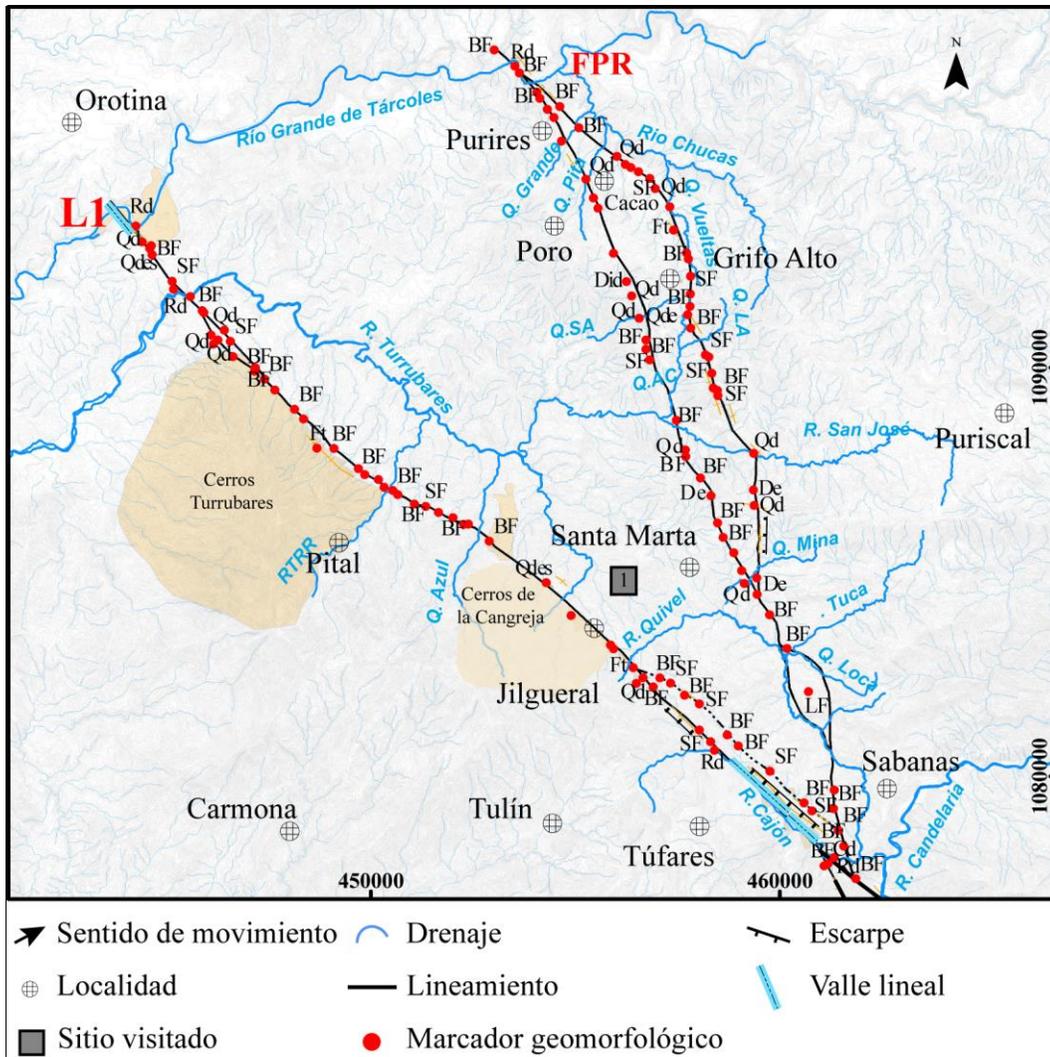


Figura 23: Interpretación neotectónica del sector NW del sistema de fallas Candelaria. RGT, RTU y RSJ: son respectivamente los ríos: Grande de Tárcoles, Turrubares y San José y QLA la quebrada Los Ángeles. L1 representan el lineamiento Túfares y FPR la falla Purires. Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla; Cd: Colina desplazada; EF: Escarpe de falla; Qd: Quebrada desplazada; Rd: Río desplazado; SF; Silla de falla y LF es el lomo de falla asociado con la falla Purires. Se encierran en polígonos café los cerros Turrubares y la Cangreja.

Falla Purires

La falla Purires se encuentra situada desde el N del poblado de Purires y continúa hacia el S de la localidad de Santa Marta, donde se une con otro lineamiento parte del sistema de fallas Candelaria, asimismo, al Este de la falla Purires se ubica la falla Zapote, sin

embargo, se consideran fallas apartes. Montero y Rojas (2014) la describen por primera vez y mencionan que esta falla puede continuar al NW en los Montes del Aguacate, sin embargo, en este sitio no ha sido estudiada a detalle. Esta falla presenta movimiento dextral, una orientación promedio de $N15^{\circ}-30^{\circ}W$ y una extensión cercana a los 25 km, la cual, según los autores se considera un ramal de la falla Candelaria (Fig. 23).

Al NW, la falla inicia con un solo trazo con expresión superficial moderada, con dos bermas de falla; al llegar al río Grande de Tárcoles registra un desplazamiento a la derecha de unos 730 m de largo, con un valle lineal de 250 m asociado a este desvío (Fig. 23). Montero y Rojas (2014) describen que al NW de la localidad de Purires, la falla se divide en dos trazas que limitan una estructura transtensiva. Según la interpretación realizada en este sector al cruzar el río Grande de Tárcoles, se reconocen estos dos trazos, el lineamiento del lado W inicia con expresión moderada, con varias sillas de falla, el desplazamiento de una quebrada por y bermas de fallas. Al E de la localidad de Cacao el trazo cambia el rumbo de $N60^{\circ}W$ a $N30^{\circ}W$ y en este sector del trazo se identifican quebradas intermitentes desplazadas a la derecha por 70 m.

Al N del poblado de Grifo Alto cambia de rumbo a N-S, al E de esta localidad se presenta el desplazamiento de la quebrada Vueltas por hasta 50 m, seguido de dos bermas de falla y una silla de falla. Hacia el S, sobre esta traza de la falla, se observan valles lineales de 50 m sobre las quebradas desplazadas, quebradas descabezadas, divisorias desviadas hasta 50 m, bermas de falla y escarpes de falla facetados al W. De acuerdo también con Montero y Rojas (2014), en este sector de la falla Purires, con vista al NE se presenta un escarpe de falla facetado al SW, con varias facetas, además de descansos en la topografía o bermas de falla y divisorias desviadas, mencionan además un paleodeslizamiento, que según estos autores puede ser producto de un posible origen sísmico.

Al atravesar la quebrada Los Ángeles, se evidencia por sillas, bermas y escarpes de falla. Seguidamente, se presenta el desplazamiento derecho del río San José por 120 m, con un escarpe de 200 m al SW, además del desvío de la divisoria. Como se muestra en la figura 23, al W y E de la falla Purires, el río San José tiene un curso cercano al W, mientras que en la traza tiene un curso al NW. De acuerdo con la interpretación que realizan Montero

y Rojas (2014) en este sitio, al cruzar este río el cauce se encañona y ocurre un desvío derecho del río, mencionan, que, si se proyecta este desvío paralelo a la traza W de la falla, es de 2 km de longitud. Después de cruzar el río San José la expresión de la traza es débil, con el desplazamiento de quebradas intermitentes y de divisorias por aproximadamente 30 m, esto hasta unirse con la traza E al N del río Quivel.

Por otro lado, el lineamiento del lado E se presenta con expresión moderada, inicia con pequeños escarpes de 100 m, una silla de falla, una berma de falla y el desplazamiento de varias quebradas por 50 m en promedio. Al E de la localidad de Purires se da el desvío derecho la quebrada Grande por 30 m. En este punto Montero y Rojas (2014), describen que esta traza posee evidencias claras de movimiento reciente, como el desvío derecho de quebrada intermitente, ruptura del perfil de equilibrio, acumulación de depósitos aluviales, además estos autores observaron lavas pliocénicas de la formación Grifo Alto (Arias y Denyer, 1990b) sub-verticales y sobreyacidas por coluvios basculados al S, cerca de la traza de falla.

Entre las localidades de Purires y al E de Cacao, se muestra un escarpe de falla facetado al NE, el desplazamiento de la quebrada La Pila y de varias quebradas intermitentes, además del desvío de una divisoria. Esto hasta el E del poblado de Poro, que su expresión se vuelve más débil con el desplazamiento de varias quebradas, así como el desvío de una divisoria al SW del pueblo Grifo Alto, y una silla de falla. Al cruzar la quebrada Salitrillos se presenta un desvío de esta de 30 m, seguido de bermas y sillas de fallas. Después del río San José, esta traza presenta quebradas intermitentes desplazadas, bermas de falla, además del desplazamiento de un escarpe al NW de la localidad de Santa Marta. Así continúa el trazo hasta el SE de Santa Marta, después de la quebrada Mina, donde se une a otro lineamiento y así, continuando como un solo trazo al SSE.

Las trazas se unen al cruzar el río Quivel, y delimitan la estructura transtensiva al S de esta unión, que se interpreta como un lomo de falla (LF en Fig. 24), el cual se localiza sobre la margen izquierda del anterior río Quivel y a la derecha por las quebradas Loca y Polca, este presenta forma alargada con 2,4 km de lago y 850 m ancho, con una altura

máxima de 680 m s. n. m. Continúa con varias bermas de falla y más al S, la falla alcanza la falla Candelaria con el lineamiento L1.

Montero y Rojas (2014) mencionan que en el mapa geológico de la hoja Candelaria, la falla yuxtapone las formaciones Pacacua y Peña Negra. Denyer y Arias (1990b) interpretaron que el contacto ocurre a lo largo de una falla dextral de rumbo NW denominada Quivel. La falla Purires es considerada como activa dada su relación con el enjambre sísmico de Puriscal de 1990, concretamente, Montero y Rojas (2014) afirman que, entre los meses de marzo y mediados de abril, y entre el 30 de junio y el 12 de julio, la actividad se concentró en la falla Purires. Además, atribuyen el evento de Barbacoas, Puriscal (30 de junio de 1990, 5,5 Mw) a la falla Purires; estiman que la longitud de ruptura fue de unos 9 km.

Al igual que para la falla Purires, el lineamiento L1 puede continuar al N del río Tárcoles dentro de los Montes del Aguacate y donde, según Montero y Rojas (2014), no ha sido estudiada; no obstante, mediante su análisis del relieve se determina su trazo iniciando en el río Grande de Tárcoles. En esta sección del límite NW, el sistema de fallas se caracteriza por un lineamiento de expresión moderado en promedio llamado lineamiento Túfares (L1), que va desde el SE de Orotina, con una longitud de 45 km, hasta el SE de Bijagual, con un rumbo promedio de N40-60°W.

En el sector NW este lineamiento inicia con expresión moderada, caracterizado principalmente por el desvío derecho del río Tárcoles. Este río tiene un rumbo de N30°E, que cambia drásticamente a N20°W, donde se propone el trazo de este lineamiento, y provoca que, en la margen derecha del río, se cree una zona de acumulación de material aluvial de hasta 1 km de largo y 700 m de ancho. El desplazamiento del río es de al menos 600 m creando un valle lineal de 300 m. Además, se observa un escarpe de 600 m de longitud y 30 m de altura, y el desvío de quebradas intermitentes. Después del desplazamiento, el río continúa su curso con una orientación promedio de N40°E y el trazo continúa con quebradas desplazadas y descabezadas, además del valle lineal de hasta 900 m.

Continuando la descripción hacia el SE, se presenta una silla de falla, el desvío de un escarpe a la derecha y un desplazamiento del río Turrubares de 300 m, con un valle lineal. Después se presenta una berma de falla y el desplazamiento derecho de una quebrada, seguido de esto se observan dos trazos. El trazo W es más corto y se caracteriza principalmente por desplazamiento de 50 m en quebradas intermitentes, así como bermas de falla. El trazo E presenta de igual manera el desplazamiento de una quebrada intermitente y una silla de falla. Después de casi 2 km los trazos se unen y continúa hasta llegar 2 km al N de Pital, donde el trazo transcurre a lo largo de varias bermas de falla por casi 4 km y del lado W se reconoce un escarpe facetado al NE, con varias facetas triangulares además del desplazamiento de pocos metros en quebradas intermitentes.

En este sector, al W del trazo descrito se encuentra la Zona Protectora de los Cerros de Turrubares, con altura máxima de 1340 m s. n. m. y pendientes $>38^\circ$ (en Fig. 10, en la sección 3.1.1), que según Denyer y Alvarado (2007) corresponde con basaltos toleíticos de islas oceánicas acrecionadas (~70-40 Ma), y que como menciona Arias (2000) corresponde con la formación Tulín. Mientras que, al cruzar en trazo de la falla, corresponde a vulcanismo del Mioceno (~7-5 Ma), pertenecientes al Grupo Aguacate (Denyer y Alvarado, 2007; Denyer y Arias, 1990b). Existe, un contraste marcado en cuanto a la topografía y geología de cada lado del trazo del lineamiento, que corresponde con un levantamiento del bloque SW.

Montero (1999), menciona un movimiento dextral para la falla Candelaria, mientras que Marshall et al. (2000) señalan que en este sector de la falla se presenta una componente inversa que levanta el bloque NE, mientras que Arias y Denyer (1991a) y Arias (2000) concluyen una componente normal con el bloque SW levantado, al menos en la sección NW de la falla. De acuerdo con Arias (2000), los pocos datos que hay de Turrubares podrían indicar unos movimientos tectónicos en la zona, relacionados con el ascenso del cerro Turrubares, además mencionan que el área está limitada por dos importantes fallas transcurrentes activas, como como las fallas Candelaria y la Tulín (Montero, 1994), dextral y sinistral respectivamente, con la que esta solución podría deberse más bien a un comportamiento transtensional de ambas fallas. Aunque existe desconcierto referente a la

componente vertical de la falla, es claro que en su sector NW el bloque levantado es el SW.

Este lineamiento continúa con una expresión moderada con bermas y sillas de fallas, seguido de quebradas desplazadas por 50 m y sigue con una silla y después una berma de falla. Se reconoce un cambio en la topografía, donde las pendientes se hacen más bajas, con las curvas de nivel más separadas. Entre las localidades de Jilgueral y Santa Marta, desde el sitio 1 (Fig. 23), se observa un cambio abrupto en la pendiente, del lado SW se da un mayor facetamiento triangular hacia el NE, y la pendiente es mayor (Fig. 24), el drenaje de este lado podría tener un control estructural. En el lado NE, el drenaje es más ondulado y la pendiente variable, además los relieves se observan desplazados y alargados. En este sector también se observan quebradas con desplazamiento y descabezadas, igualmente que un escarpe que se extiende por hasta 2,5 km de largo, además del desplazamiento de otras quebradas intermitentes y de una divisoria. Al W de este sector se encuentra la traza de la falla Tulín que no se considera parte de este sistema.

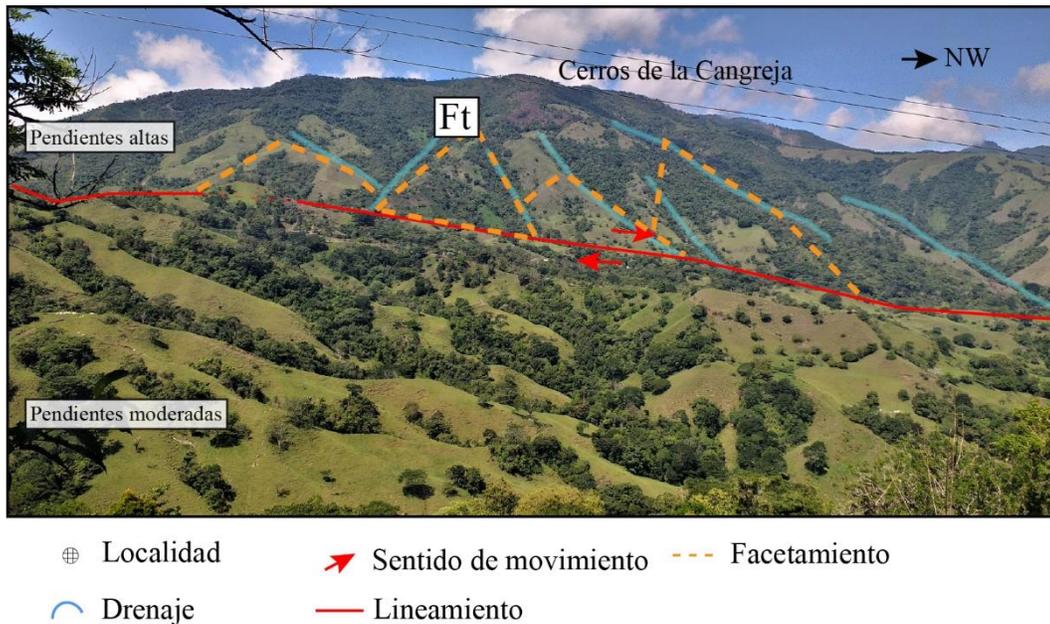


Figura 24: Marcadores geomorfológicos del lineamiento L1 desde el sitio 1, en la figura 23.

Trazo del lineamiento donde se evidencia la marcada pendiente entre los Cerros de la Cangreja al SW y el sector NE y marcadores geomorfológicos.

En este punto se presentan dos trazos del lineamiento. El trazo W es más prominente y hacia el NE del pueblo de Túfares la traza de este lineamiento presenta un valle lineal en una quebrada intermitente, bermas y silla de fallas, después se alinea con el río Cajón por alrededor de 4 km, con un escarpe de 3 km de largo al NE con altura de 300 m y facetamiento rectangular, mientras que en el sector SW se presenta un facetamiento triangular débil. En esta zona entre los poblados de Tulín y Sabanas, se interseca este trazo con el de la falla Purires al NE, mientras que al SW se ubica otro lineamiento (L2, descrito más adelante).

El trazo E tiene expresión de moderada a débil, con bermas y sillas de falla y el desplazamiento de varias quebradas y valles lineales, hasta unirse con el trazo de la falla Purires descrita anteriormente. Se asume un movimiento de rumbo (dextral) con base en el desplazamiento dextral de ríos como Tárcoles, Turrubares y otras quebradas.

Sector Sureste (SE)

En el sector SE del sistema de fallas Candelaria se identifican al menos 4 lineamientos con 5 trazos (Fig. 25). En este sector central el sistema inicia con dos lineamientos; al N el lineamiento llamado Bajo Pérez (L2), el lineamiento Carmen (L3), el lineamiento L4 denominado Bijagual y por último el lineamiento Cañas (L5) al SE (Fig. 25). Este sector abarca los lineamientos por aproximadamente 40 km con un rumbo promedio de ellos de N30°W, desde el W de Teruel, hasta el NE de Quepos. Este sector SE del sistema de fallas inicia con el lineamiento L2, que se ubica seguido del lineamiento L1. Un segmento de este lineamiento es descrito por Montero y Rojas (2014) por su relación con la falla Picagres, que es detallada por estos autores, como se mencionó.

El lineamiento Bajo Pérez (L2) es un trazo de aproximadamente 13 km de longitud y un rumbo promedio de N40°W. Este trazo inicia moderadamente con un desvío del río Cajón por 200 m, seguido de una berma de falla. Posteriormente sigue su trazo hasta alinearse con el río Grande de Candelaria por 2 km, además, muestra varios valles lineales por 1,2 km de largo y hasta 230 m de ancho en el río, escarpes de falla con facetamiento triangular

hacia el NE y facetamiento rectangular menos marcado del lado izquierdo. Después, muestra un desvío de unos cuantos metros en la divisoria, seguido de varias bermas de falla, un desplazamiento derecho de una quebrada por 50 m, el desvío de otra divisoria y varias bermas de falla. Al SW de la localidad de Bajo Pérez el trazo de este lineamiento se caracteriza por ser de expresión débil con una silla de falla, el desvío de la quebrada Roblar por 150 m y de una divisoria. Continúa con varias bermas de falla y pequeños desplazamientos de varias quebradas intermitentes. Finaliza con un desplazamiento de 200 m del río Parritilla, así como el desvío de varias terrazas asociadas a este río.

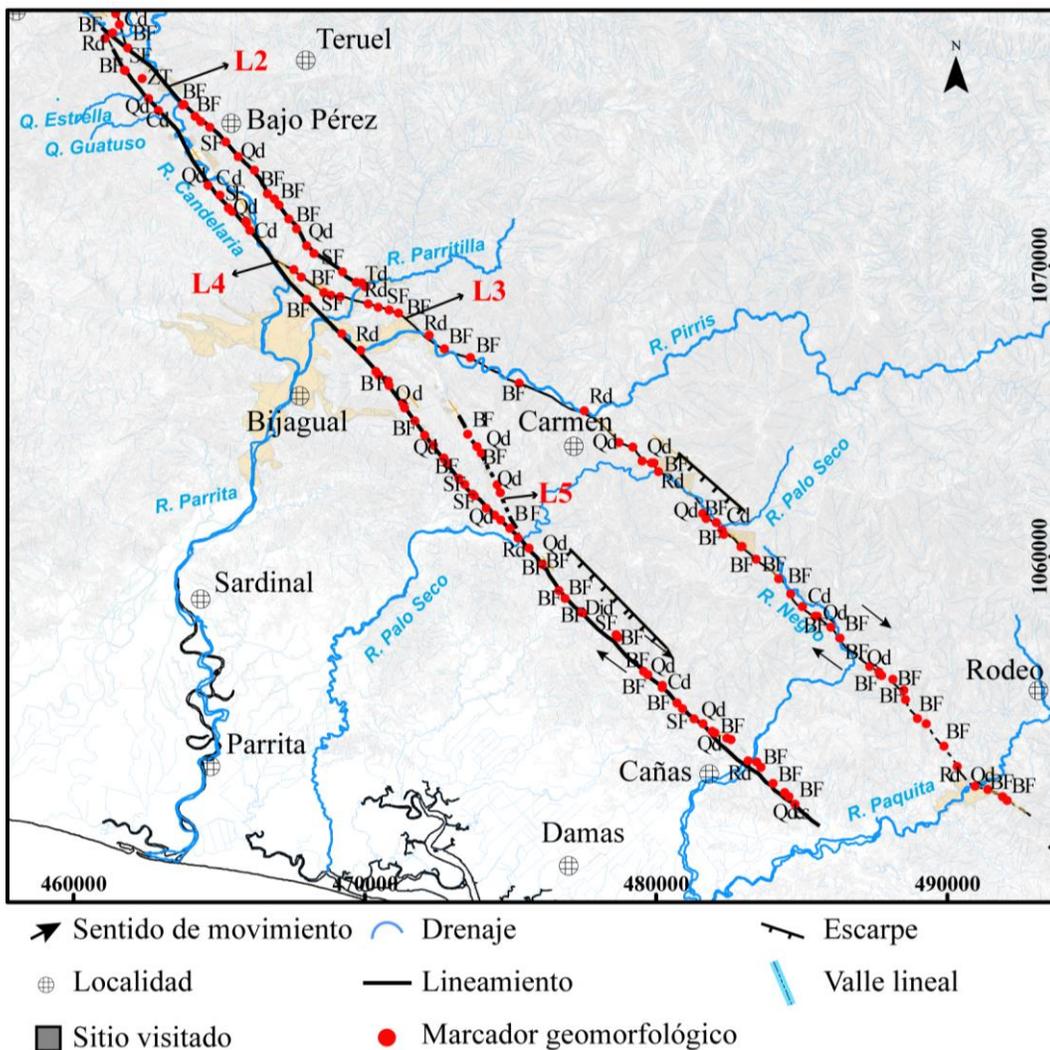


Figura 25: Interpretación neotectónica del sector SE del sistema de fallas Candelaria. Los lineamientos, L2: Bajo Pérez, L3: Carmen, L4: Bijagual y L5: Cañas. Se marcan los elementos geomorfológicos: BF: Berma de falla; Cd: Colina desplazada; EF: Escarpe de

falla; Qd: Quebrada desplazada; Rd: Río desplazado y SF; Silla de falla. Se marcan en polígonos de color café que señala relleno de ríos.

El lineamiento L3 (Carmen) corresponde al trazo E, después del lineamiento L2. Presenta una longitud de 32 km, ubicado desde el N del poblado de Bijagual de hasta el S de Rodeo al límite SE del área de estudio, con un rumbo promedio de N50°W. La expresión morfológica inicial de este lineamiento es moderada por medio del valle en el río Candelaria por 600 m con 100 m de ancho, seguido inmediatamente por una berma de falla y el desplazamiento de la quebrada Colorado por 20 m y continúa con un escarpe facetado al SW. Desde el sitio 1 (Fig. 26B), se observan una silla de falla, una berma de falla y una colina desplazada (Fig. 26A). Después, el trazo sigue con varias sillas y bermas de falla, hasta llegar al río Pirris, donde inicia el desplazamiento de este con un valle de falla de al menos 1 km. Así continúa el trazo casi paralelo al río Pirris causando varios valles y bermas de falla a lo largo de este, hasta llegar al N de la localidad de Carmen, donde se observa el cambio de rumbo del río, que inicia con rumbo N60°E, pasa a ser N50°W gracias al trazo de la falla en este sector y después vuelve a su rumbo inicial N60°E y que más adelante vuelve a ser modificado por el paso de otro lineamiento descrito más adelante, todo el gran desplazamiento del río abarca aproximadamente 6 km.

Al cruzar el río Pirris, el lineamiento continúa alineado con una quebrada por casi 1 km a la que también le provoca un desplazamiento. Sigue con un desvío en la divisoria, una quebrada desplazada, una silla y una berma de falla e inmediatamente después inicia el desplazamiento del río Palo Seco, en este punto se reconocen escarpes facetados al SW, quebradas afluentes también desplazadas, bermas de falla, colinas desviadas y sectores con valles de falla, todo esto por alrededor 3 km, donde el río sigue el trazo del lineamiento. Seguido de esto se identifican bermas de falla y una colina desplazada. Posteriormente, al llegar al río Negro el trazo se intensifica al presentar, paralelo al río, alrededor de 6 bermas y fallas y una colina desplazada, y finaliza su expresión prominente con una quebrada desviada, así como otra berma de falla. Este lineamiento prosigue de una manera moderada por aproximadamente 7 km, presentando principalmente bermas de falla y algunas quebradas desplazadas por algunos metros, hasta llegar al río Paquita donde

provoca un desplazamiento de este por alrededor de 100 m, además de quebradas afluentes y finaliza con bermas de falla.

El lineamiento L4 (Bijagual) se localiza desde el N del poblado del mismo nombre y al SE de la localidad de Cañas, con un rumbo promedio de N50°W y una longitud aproximada de 22 km. Inicia con una berma de falla y una colina desplazada 50 m a la derecha, seguido del valle lineal de una quebrada intermitente por aproximadamente unos 600 m, después de esto se presenta una silla de falla y una divisoria desplazada y el desvío derecho de la quebrada Estrella por 400 m. En este sector entre los trazos del lineamiento L4 y L2 se da una zona transpresiva, que morfológicamente incluye escarpes de falla facetados al NE y al SW. Al cruzar la quebrada Estrella se da un desplazamiento en una colina y un desplazamiento de la quebrada Guatuso que se desvía por 450 m creando un valle lineal; hasta llegar a río Grande de Candelaria, donde se alinea a este río por 6,5 km y muestra un valle lineal prominente de hasta 350 m de ancho. A ambos lados de este valle se encuentran escarpes, levemente facetados. Además, también se encuentra el desplazamiento derecho de una colina y de la quebrada Bejuco 300 m, seguido de un desvío menor de una colina y una silla de falla, además de varias bermas de falla desplazamientos leves de colinas y quebradas.

Continúa como continuación de un valle lineal por el río Candelaria por 1,3 km con un ancho del valle de 300 y escarpes a ambos lados del río y continúa con una berma de falla y una divisoria desplazada. Al N del poblado de Bijagual (Fig. 26) se genera un levantamiento relativo del bloque E de la falla, el cual ha originado un importante depósito de sedimentos aluviales en el bloque W, que se presenta relativamente hundido. Además, se da la interacción entre varios ríos de gran importancia en cuanto a la cantidad de material que transportan, como lo son los ríos: Grande de Candelaria, Rey, Tiquires, Pirrís, los cuales se unen al río Parritilla (Fig. 26B). Montero (2001) agrega en este sector al SE del río Pirrís, la falla presenta el bloque este levantado, sugiriendo así una componente inversa en la falla. En este sector se observan colinas, terrazas desplazadas, además de ríos como el río Pirrís que está desviado por aproximadamente 1,5 km que genera también un valle de falla de hasta 100 m de ancho, como se observa desde el sitio 1 (Fig. 26).

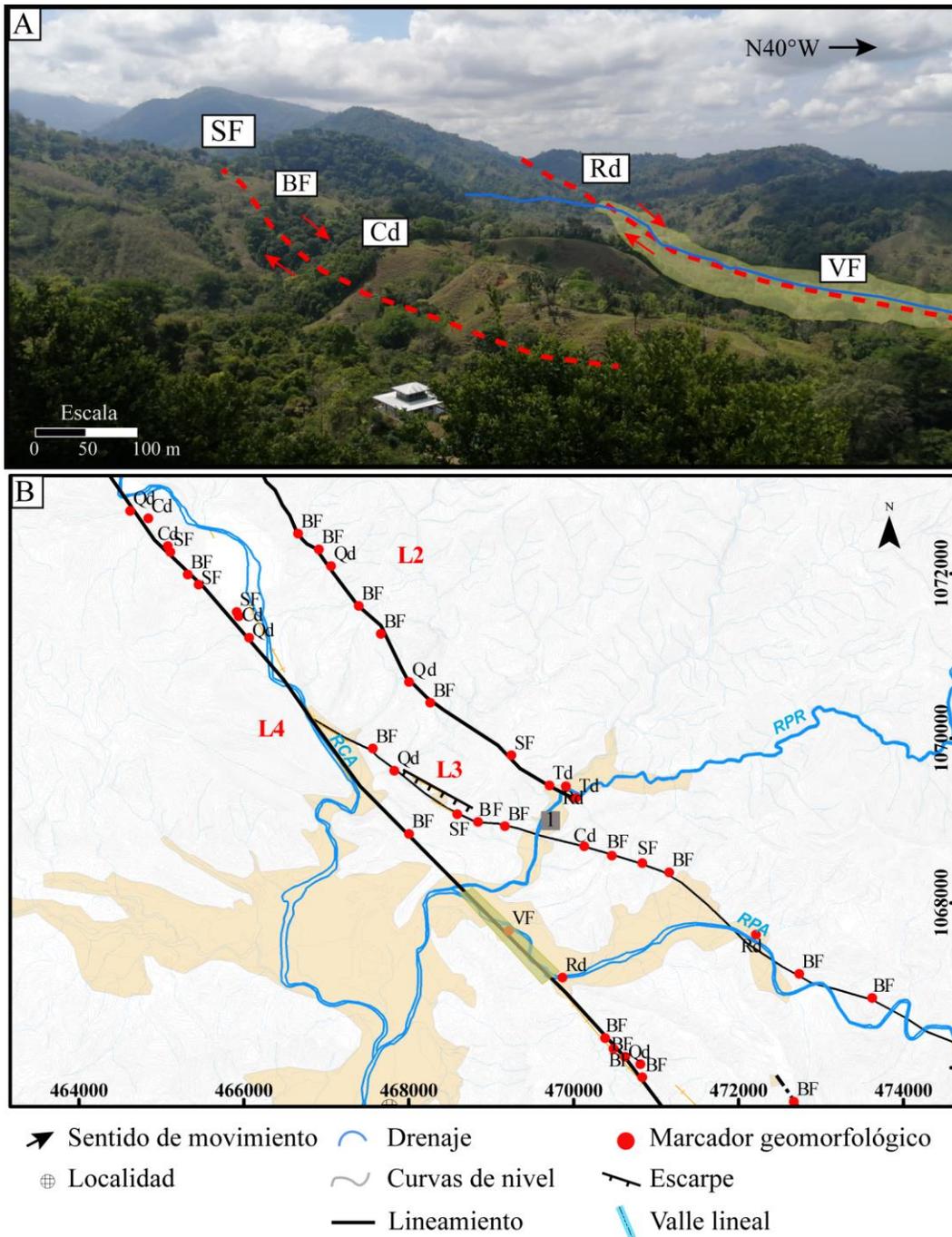


Figura 26: Neotectónica de la falla Candelaria en el sector de Bijagual de Acosta. A) Fotografía desde el sitio 1 donde se observan los lineamientos 3 y 4 con indicadores geomorfológicos como sillas y bermas de falla, colina desplazada, río desplazado y valle de falla de la zona (señalado con un polígono amarillo) y descripción detallada. B) Acercamiento al sector central del sistema de fallas Candelaria, en la congruencia de los ríos: RCE: Río Candelaria; RPR: Río Parritilla; RPA: Río Parrita. Se marcan en polígonos de color café que señala relleno de ríos.

El lineamiento continúa después del río Parrita con expresión prominente por al menos 7 km, evidenciada principalmente por bermas de falla y quebradas desplazadas y descabezadas. Sigue hasta llegar al río Palo seco, donde inicia el lineamiento L5, descrito posteriormente. Además, del lado E se presenta una traza de lineamiento débil de 6 km con rumbo promedio de N40°W, que inicia con bermas de falla y sigue con quebradas desplazadas por algunos metros; este pequeño lineamiento finaliza con el prominente en el río Palo Seco.

En esta zona, además de los trazos ya mencionados, se encuentra la interacción con la falla Parrita, localizada desde el N de la localidad de Parrita, hacia el NE, hasta alcanzar la falla Candelaria (Denyer et al. 2009). Corresponde con una falla orientada NNE, con un fallamiento de tipo sinestral (Montero, 2001; Denyer et al., 2009; Barquero y Vargas, 2011) con una componente normal que levanta el bloque NW y en su sector NE la falla recorre parcialmente el río Parrita, el cual presenta cuatro niveles de terrazas, según Sak (2002). Montero et al. (1998) indican que la traza es prominente y presenta escarpes de falla que miran hacia el E y W acompañados de facetas triangulares e indican la presencia de terrazas aluviales desplazadas, es claro que en este sector SE del sistema la falla levanta el bloque NE.

El último lineamiento presente en este sistema de fallas se localiza al SE y corresponde con el L5, llamado Cañas por su cercanía a esta localidad. Presenta una expresión moderado – prominente, con una longitud de 20 km, que va desde el E del lineamiento L4 al pasar el río Palo Seco hasta 3 km al SW del poblado de Cañas, con un rumbo promedio de N45°W. Este lineamiento inicia como moderado caracterizado principalmente por el desplazamiento de algunos metros de dos quebradas, seguido de tres bermas de fallas, el desplazamiento de 70 m de otra quebrada y otras bermas de falla (Fig. 26). Consecutivamente el lineamiento se vuelve prominente con expresiones como bermas de falla, divisorias desplazadas y sillas de falla. Posteriormente se da una colina desplazada, al igual que el río Damas por al menos 50 m a la derecha y continúa el trazo con sillas y bermas de falla, además de quebradas desplazadas.

Al llegar al río Cañas, el lineamiento presenta un leve desplazamiento del río y una silla de falla, además desplaza una quebrada afluyente por 100 m. Continúa con una berma de falla, una quebrada descabezada y varias bermas de falla. Después de sigue hasta llegar al río Paquita, donde el lineamiento se presenta de manera débil e inferida, con una silla de falla y el desplazamiento de este río por al menos 70 m; continúa con bermas de falla y el desplazamiento de 1 km derecho de una quebrada creando también un valle lineal en esta. Finaliza con el desplazamiento de tres quebradas por algunos metros, bermas de falla y el desvío del río Savegre por 1 km. En este punto se interpreta la finalización del lineamiento, aunque no se descarta que el trazo continúe hacia el SE, sin embargo, no se observan evidencias claras en las imágenes satelitales y los modelos de elevación. Se asume un movimiento de rumbo (dextral) con base en el desplazamiento dextral de ríos, colinas y quebradas.

IV. SISMICIDAD

En este capítulo, se caracteriza la sismicidad del área de estudio y se describen brevemente los sismos históricos que han ocurrido en fallas ubicadas dentro de la zona de estudio, o en los alrededores del área. Además, se brinda una descripción de la sismicidad registrada por las estaciones permanentes de la RSN durante el período 2011- agosto 2020.

4.1 SISMICIDAD HISTÓRICA

Existen pocas referencias históricas que indiquen sismos o terremotos que se hayan producido en la zona de estudio. Sin embargo, para la región central de Costa Rica se han realizado estudios por Montero (1994), Boschini et al. (1995), Fernández y Pacheco (1998) y Marshall et al. (2000). El primer estudio sismotectónico realizado en la zona cercana a las fallas Jaris, Purires y Picagres fue el de Montero y Morales (1984). Estos autores obtuvieron mecanismos focales compuestos a partir de temblores localizados a lo largo de la falla Jaris y del lado este de la misma. Dziewonski et al. (1990) obtienen para la falla Jaris un mecanismo focal de desplazamiento de rumbo con un plano nodal de movimiento dextral NNW y el otro sinistral de rumbo ENE. Esos autores mencionan que la falla Jaris puede estar asociada a los eventos de la secuencia sísmica de Puriscal de mayo a diciembre de 1990.

Fernández (1996) menciona en el análisis sobre la evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente E-W de Costa Rica, que Puriscal es una fuente sísmica que se activó en 1990, pues antes la actividad sísmica era escasa. En el transcurso de 1990 ocurrieron miles de microsismos en dicha zona y un evento mayor de magnitud 5,7. Las fallas cercanas a Puriscal siguen generando cierta actividad sísmica. Además, señala que la sismicidad, al igual que el fallamiento, es fuerte al S del Valle Central.

Según Fernández y Pacheco (1998), en su estudio sobre la sismotectónica de la región central de Costa Rica, paralelos a la falla Candelaria se presentan varios segmentos activos sismológicamente, mostrando una profundidad promedio de 11,21 km y una magnitud máxima de 5,0 Mw. En 1998, Montero et al., mencionan que las terrazas de ríos aluviales

cuaternarios parecen estar desplazadas por la falla Candelaria; las terrazas son probablemente del Holoceno, pero esto no ha sido probado por datación. Montero (2001) menciona que al este de la falla Candelaria ocurrió una secuencia sísmica que tuvo inicio el 26 de febrero de 1989, la cual se localizó a pocos kilómetros de la falla Candelaria. Montero y Rojas, (2014) obtuvieron hacia el NW de la falla Jaris, un mecanismo focal con un plano nodal NW, oblicuo normal-dextral, para una zona sísmica ubicada del lado NE de Santiago de Puriscal, donde se ha reconocido la zona transtensiva de Charcón, asociada con la falla Picagres.

Cerca de la zona de estudio el sismo de mayor magnitud es el denominado terremoto de Cóbano, 25 de marzo de 1990 con magnitud 7,3 Mw; este sismo fue originado a una profundidad de 24,2 km, debido a la subducción de la placa del Coco bajo el territorio costarricense (Santana et al., 1990). A causa de este sismo se reportaron 32 casas dañadas, ocho destruidas y 79 edificios con daños en diferentes grados (Santana et al., 1990).

El segundo sismo en magnitud corresponde con el terremoto de San Casimiro del 4 de marzo de 1924, de las 10 h GMT (Ms 7,0), ha sido uno de los terremotos más destructivos ocurridos en Costa Rica, ya que generó daños de alta intensidad en una gran región que incluyó Orotina, San Mateo, Esparza, en la región Pacífico Central y algunas de las principales ciudades del Valle Central (Montero, 1999). Se reportan que las pérdidas que causó este sismo fueron por ₡ 30 millones de colones. El temblor fue sentido en toda Costa Rica y en gran parte de Nicaragua y Panamá. El terremoto fue seguido por varias réplicas con magnitudes entre 5,0 y 6,4 Ms. Al mismo tiempo, el evento principal disparó la actividad sísmica en varias fallas corticales y la actividad volcánica en el Irazú y probablemente en el Rincón de la Vieja. Asimismo existen varios reportes de distintos lugares que sugieren que el terremoto provocó cambios en el movimiento de las aguas subterráneas.

Con respecto al origen de este sismo de San Casimiro, Montero (1999) evalúa diferentes opciones y en una de ellas propone que el temblor se originó en un segmento de la gran falla Candelaria, de rumbo N 60°W. La falla sería dextral con una componente de levantamiento. Además, otra de las opciones propuestas se relacionadas con la subducción

de la placa del Coco. Sin embargo, de acuerdo con diversos criterios como son una localización epicentral con estaciones sismológicas regionales, el área mesosísmica y una posible ruptura superficial, se sugiere que la fuente sismogénica de este terremoto fue la falla Tárcoles, aunque el sistema de falla Bijagual, también debió participar en el proceso de ruptura.

Otros sismos importantes en la zona de estudio de origen cortical se muestran en la figura 27 y se describen a continuación:

Terremoto de los Santos del 26 de febrero de 1989, (5,4 Mw)

Un sismo importante en la zona fue el sismo de los Santos, el 26 de febrero de 1989, con magnitud 4,7 Md y 5,4 Mw, localizado a 26 km de profundidad. Su epicentro se ubicó 17 km al SW de San Ignacio de Acosta, con una intensidad máxima de VII en Guaitil de Acosta, VI-VII en San Ignacio de Acosta y Santiago de Puriscal. En Guaitil de Acosta fue donde se reportaron mayores daños a causa del temblor hubo roturas en la tubería de agua potable, una casa presentó daños importantes en un agregado construido, también en dicha casa el fregadero se desplazó unos 10 cm. Los epicentros de las réplicas del evento principal muestran un alineamiento predominante E-W, las profundidades de los hipocentros varían entre 10 y 30 km (Barquero et al., 1989).

Según Barquero et al. (1989), la solución del mecanismo focal y la distribución de los epicentros permiten postular como probable fuente de este temblor a la falla Pirrís. Asimismo, durante las tres primeras horas posteriores al temblor principal se registraron gran cantidad de réplicas, sumando unas 136 durante este periodo. Ocurrieron daños en la ciudad de Puriscal, la mercadería se cayó de los estantes de pulperías y negocios. También en Tabarcia se reportaron objetos caídos. Asimismo, como consecuencia del sismo ocurrió licuefacción en algunas zonas costeras. En la ciudad de Puntarenas y en Tivives se reportaron grietas en el terreno de considerable extensión.

Terremoto de Puriscal, 30 de junio de 1990 (5,5 Mw)

Terremotos como los ocurridos cerca de la zona de Puriscal en 1990, son los sismos destructivos localizados más cerca de los límites del área de estudio. Al S-SW de Santiago de Puriscal, el 30 de junio de 1990 un sismo de magnitud 5,1 Ms y 5,5 Mw con 12,2 km de profundidad sacudió el área de estudio con intensidad máxima de VI-VII en Santiago de Puriscal y V en San José. Entre los días 7 y 31 mayo de 1990 se registraron 2024 eventos sísmicos en Puriscal, 100 de los cuales se reportaron como sentidos. Las primeras sacudidas fuertes ocurren justamente al final del mes de mayo con magnitudes entre 4,5 y 4,7, siendo el mes de junio cuando ocurre el máximo de sismicidad de los tres meses analizados, con 15 672 eventos sísmicos de los cuales 378 fueron sentidos en Puriscal. Además, se registraron 16 eventos con magnitud local mayor a 4,0 (Barquero y Boschini, 1991).

Este sismo fue producto de un enjambre sísmico que inició en la última semana de abril con eventos esporádicos pero persistentes, además, no se atribuye la sismicidad a una sola falla sino a un sistema de ellas. La gran dispersión de epicentros en un área rectangular de 112 km² sugiere que el fracturamiento de la corteza es múltiple en esa área. (Barquero y Boschini, 1991). Dentro de los principales daños causados por los constantes movimientos sísmicos fueron los numerosos deslizamientos. El deslizamiento principal sobre el que se encuentra la ciudad de Santiago aceleró su movimiento a raíz de la persistente actividad. Además, se dieron daños en la infraestructura principalmente en las casas de habitación (Barquero y Boschini, 1991).

Terremoto de Piedras Negras, 22 de diciembre 1990 (6,0Mw)

El sismo ocurrido el 22 de diciembre de 1990 es conocido como el “Terremoto de Alajuela” gracias a que fue en esa ciudad donde se reportaron los daños más severos. No obstante, el epicentro fue ubicado en Piedras Negras del cantón de Mora, con magnitud de 5,7 Ms y 6,0 Mw, con una profundidad de 6,5 km, e intensidad máxima (escala Mercalli Modificada) de VII en Alajuela. Este sismo sucedió luego de un intenso período de actividad durante los meses de junio y julio del mismo año, es decir, del enjambre

mencionado. Se presentaron 100 personas heridas y una muerte, además de casas dañadas total o parcialmente en San José, Alajuela, Heredia y en la zona S de Puriscal, donde se reportó gran cantidad de pequeños deslizamientos y hundimientos (Ramírez y Brenes, 1994).

Terremoto de Frailes, 9 de agosto de 1991 (5,2Mw)

El sismo de Frailes ocurrió el 9 de agosto de 1991 a las 9:33 GMT. (3:33 a.m. hora local), con magnitud 4,9 MI y 5,2 Mw y profundidad de 5,4 km. Se localizó 17 km al SE de San José, específicamente a 1,5 km al N de Frailes de Desamparados. Con una intensidad máxima (escala Mercalli Modificada) de VII en Frailes, Corralillo, San Antonio, Rincón Morales, Santa Elena, Violeta, San Isidro y Llano de los Ángeles. Luego del temblor de las 09:33 GMT se produjeron unos 470 eventos durante las siguientes 8 horas, de los cuales unos 50 tuvieron magnitudes superiores a 2,5. Los más importantes fueron los que se registraron a las 17:53 GMT (4,4 MI) y 15:00 GMT (4,5 MI) (Barquero et al. 1991 y Santana et al. 1991).

Se considera que el sismo se debió a la falla Río Conejo, debido a que los mecanismos focales de los sismos dan una orientación NE. Sin embargo, los epicentros se alinean en la dirección E-W, muy cerca de otras fallas, como las fallas Santa Elena y Tarrazú. Sin embargo, según Montero et al. (2016), este sismo de Frailes también se relaciona con la falla Navarro.

El sismo produjo daños irreparables en unas 40 viviendas. El área afectada fue de aproximadamente 50 km². Las poblaciones más afectadas se localizaron en los distritos de Frailes y San Cristóbal, cantón de Desamparados, Santa Cruz, cantón de León Cortés de la provincia de San José y los distritos de Corralillo y Llano Grande y el cantón central de la provincia de Cartago (Barquero et al., 1991; Santana et al., 1991).

Terremoto de Damas, el 20 de noviembre del 2004, (6,4 Mw)

El sismo de Damas, del 20 de noviembre del 2004 fue uno de los terremotos más importantes en la zona, localizado al N de la isla Damas. El origen de este sismo, según Barquero y Climent (2004), se interpreta que fue en a una ruptura interna localizada en la parte profunda de la corteza continental, que los autores la denominan con el nombre de “falla Damas” con dirección NS y ángulo de inclinación de la falla: 45° al W, la cual se deslizó unos 52 cm a lo largo de un plano de fractura de 13 km de longitud, con orientación aproximada de NNE.

No obstante, el origen de este sismo varía de acuerdo a diversos autores. Según Pacheco et al. (2006), el mecanismo de deslizamiento presenta movimiento de deslizamiento normal y los autores concuerdan con las fallas mapeadas en el área que sugieren una deformación transtensional en el antearco y en todo el límite occidental de la microplaca de Panamá. Sin embargo, los autores sostienen que las ubicaciones de las réplicas no delimitan un plano preferible para distinguir entre los dos planos nodales y se distribuyen entre 15 y 25 km de profundidad. De esta manera, sugieren que la deformación tiene lugar en todo el espesor de la corteza y que podría ser causada por la subducción de los montes submarinos y la fuerte fricción basal en la placa superior, debido a la subducción de una placa oceánica gruesa, joven y flotante, un fondo marino rugoso y la base de grandes montes submarinos.

Asimismo, según el análisis de Quintero et al. (2019), ocurrió en una falla local con orientación NNW-SSE, con un ángulo de buzamiento de 77° hacia el NW y ocurrió en la parte más profunda de la zona sismogénica y sus réplicas tuvieron una migración hacia la parte superior de la corteza. Según los autores, los diferentes métodos de localización muestran una tendencia de los sismos asociados al evento del 20 de noviembre del 2004 con un alineamiento NW. El mecanismo focal efectuado en campo cercano por RSN para este terremoto, presentan una solución de mecanismo focal de tipo fallamiento normal con una ligera componente de rumbo sinistral.

El sismo tuvo una magnitud de 6,4 Mw y una profundidad de 25 km al inicio de la ruptura, con propagación ascendente hasta cerca de 12 km (Paheco et al. 2006), sin embargo

Barquero y Climent, (2004) indican que la magnitud fue de 6,2 M. Su réplica mayor fue el 20 de noviembre del 2004 a las 02:14 am con una magnitud de 4,3 Ml. Se reportaron daños en un área mesosísmica de 25 km de diámetro, principalmente en puentes, colapso de viviendas con estructuras defectuosas, fracturas en terrenos poco consolidados, asentamientos diferenciales y licuefacción, además de ocho muertes por causas indirectas. Se presentó una intensidad máxima de VII en la escala de Mercalli y una aceleración máxima medida: 25% g en el acelerógrafo de Quepos (Barquero y Climent, 2004).

Pacheco et al. (2006) determinan un mecanismo de desplazamiento de rumbo con una importante componente normal, donde una opción puede ser que el plano nodal de rumbo NW y dextral se le puede atribuir la ruptura. No obstante, Pacheco et al. (2006), después de examinar este terremoto de Damas y sus réplicas, determinaron una distribución de deslizamiento similar a una simple ruptura circular con un radio de 8 km, una dimensión consistente con la imagen tomográfica de la anomalía en esta zona propuesta por Arroyo et al. (2014), donde ocurre una disminución e irregularidad en la sismicidad entre placas y el desplazamiento hacia tierra del límite de buzamiento hacia abajo en la costa de Parrita, donde la corteza oceánica engrosada ya está subduciéndose y coincide espacialmente con el aumento en tamaño y amplitud de la anomalía de velocidad en el antearco debajo de Parrita, donde ocurrió este terremoto de Damas.

Estos sismos históricos corticales, originados alrededor de la zona estudiada se resumen en el Cuadro 1, y se muestra en la figura 27, donde se presentan además las soluciones de mecanismo focal propuestas por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés).

Cuadro 1: Características de los sismos históricos dentro del área de estudio o muy cerca de sus límites, durante el último siglo. Las localizaciones fueron obtenidas de la USGS, excepto el terremoto de Damas (estrella) tomado de Quintero et al. (2019). Trazas de fallas tomadas de Rodríguez (2017).

Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mag. (Mw)	Loc.	Mecanismo Focal					
							Plano 1			Plano 2		
							Rumbo	Buz	Desl	Rumbo	Buz	Desl
20/11/2004	8:07	9,6	-84,17	25	6,4	Damas *	214	40	-8	310	85	-130
09/08/1991	9:33	9,74	-84,05	5,4	5,2	Frailles	158	90	-180	68	90	0
22/12/1990	17:27	9,87	-84,3	17,3	6	Piedras Negras	57	89	-23	147	67	-179
30/06/1990	14:51	9,86	-84,39	8,1	5,5	Puriscal	61	69	-26	161	66	-157
26/02/1989	12:21	9,67	-84,18	22,5	5,4	Los Santos	251	80	6	160	84	170

* Epicentro del terremoto de Damas de 2004 según Quintero et al. (2019). y datos de mecanismo focal según la USGS.

**Abreviaturas: Lat: Latitud, Long: Longitud, Prof: Profundidad, Mag: Magnitud, Loc: Localidad, Buz: Buzamiento y Desl: Deslizamiento.

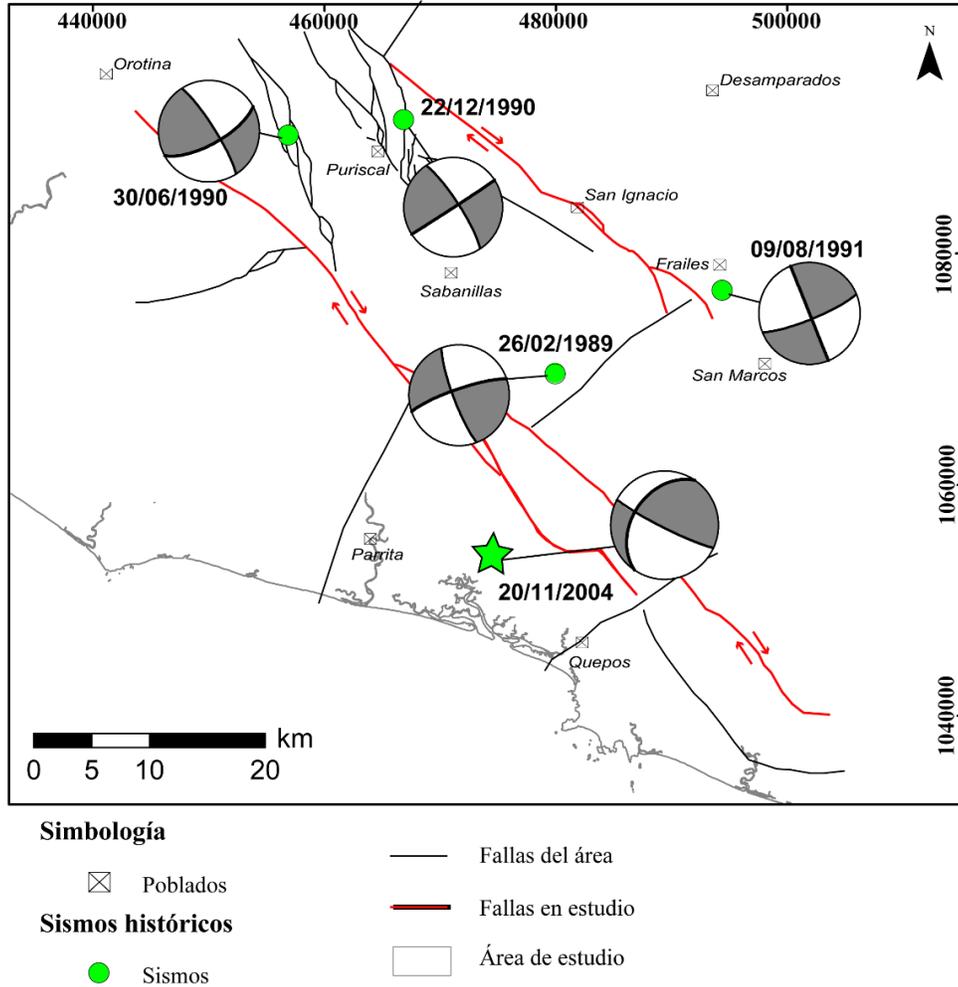


Figura 27: Ubicación epicentral, fecha (día-mes-año) y solución focal de los sismos destructivos históricos del siglo XX del área de estudio. Las localizaciones fueron obtenidas de la USGS, excepto el terremoto de Damas (estrella) tomado de Pacheco et al. (2006). Trazas de fallas tomadas de Rodríguez (2017).

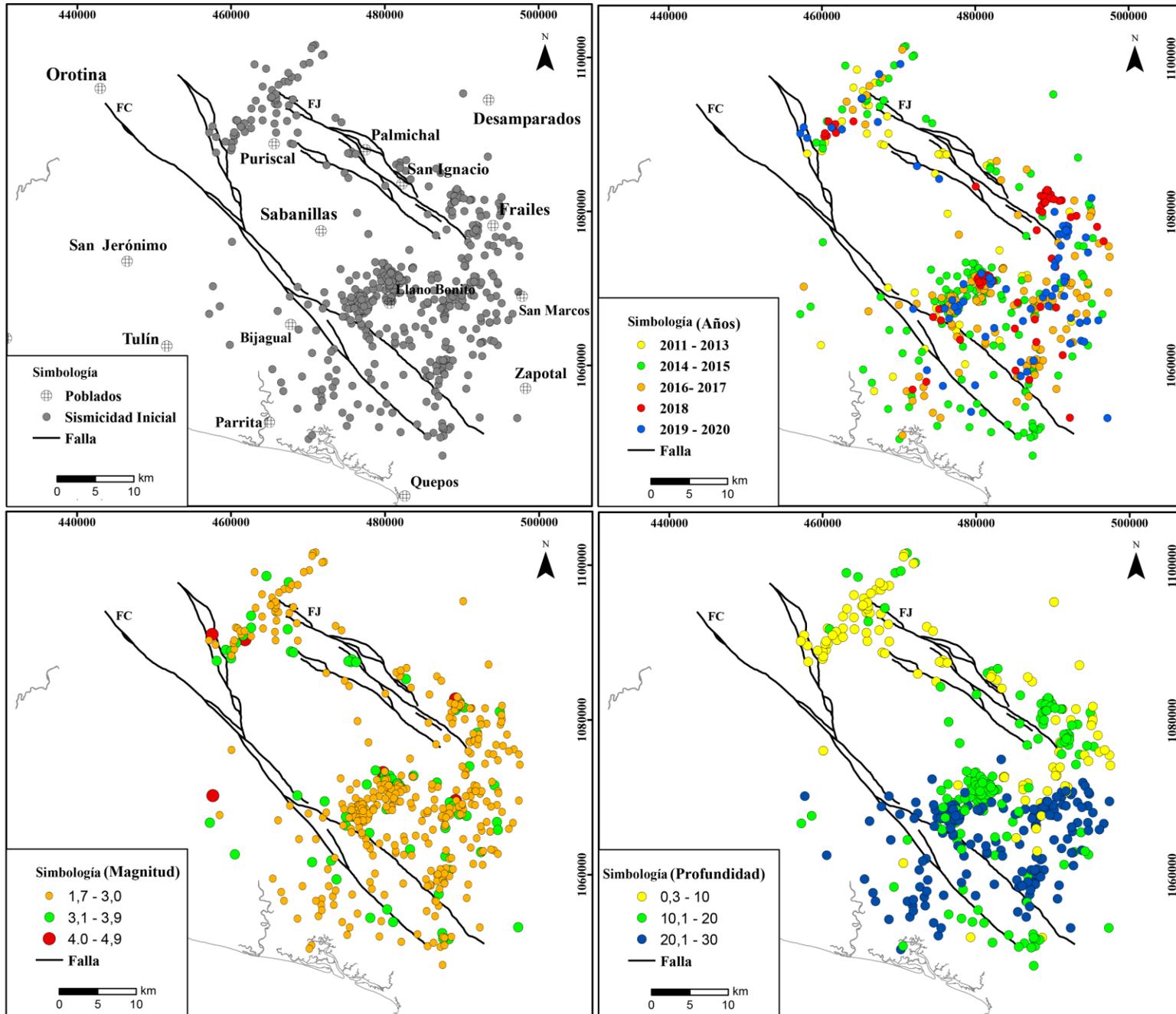
De los sismos históricos, solamente el terremoto de Damas del 2004 presenta un componente normal, los demás sismos muestran movimiento de desplazamiento de rumbo principalmente (Fig. 27). Los sismos históricos de 1990 se asocian a las fallas en estudio, el sismo de Puriscal a la falla Purires (ramal del sistema de fallas Candelaria) y el sismo de Piedras Negras, relacionado con la falla Picagres (Montero y Rojas, 2014), sin embargo, por su ubicación no se tiene certeza si pertenece a esta falla o a alguna falla vecina. De la misma manera ocurre con el sismo de Frailes. Por otro lado, el sismo de Los Santos de 1989 se ubica entre las fallas en estudio, por lo tanto, no se asocia a ninguna de ellas.

4.2 SISMICIDAD EN EL PERÍODO 2011- AGOSTO 2020

4.2.1 Relocalización manual

En el período 2011- agosto del 2020, la RSN registró un total de 485 eventos superficiales (profundidad < 30 km), para un promedio mensual de 4,5 eventos. Como se mencionó en la metodología (Capítulo 1), se seleccionaron de la base de datos de la RSN todos los sismos superficiales registrados durante un período de 9 años, desde enero del 2011 hasta agosto del 2020 para su relocalización. Los sismos relocalizados se analizaron según parámetros como su distribución geográfica y temporal, magnitud y profundidad, tal y como se presentan en las figuras 28 y 29.

Figura 28 (siguiente página): Distribución de la sismicidad relocalizada en este trabajo en el período 2011-Ago 2020. Distribución por: A) geografía, B) año, C) magnitud y D) profundidad. Los 485 sismos se muestran según los colores en la simbología de cada imagen.



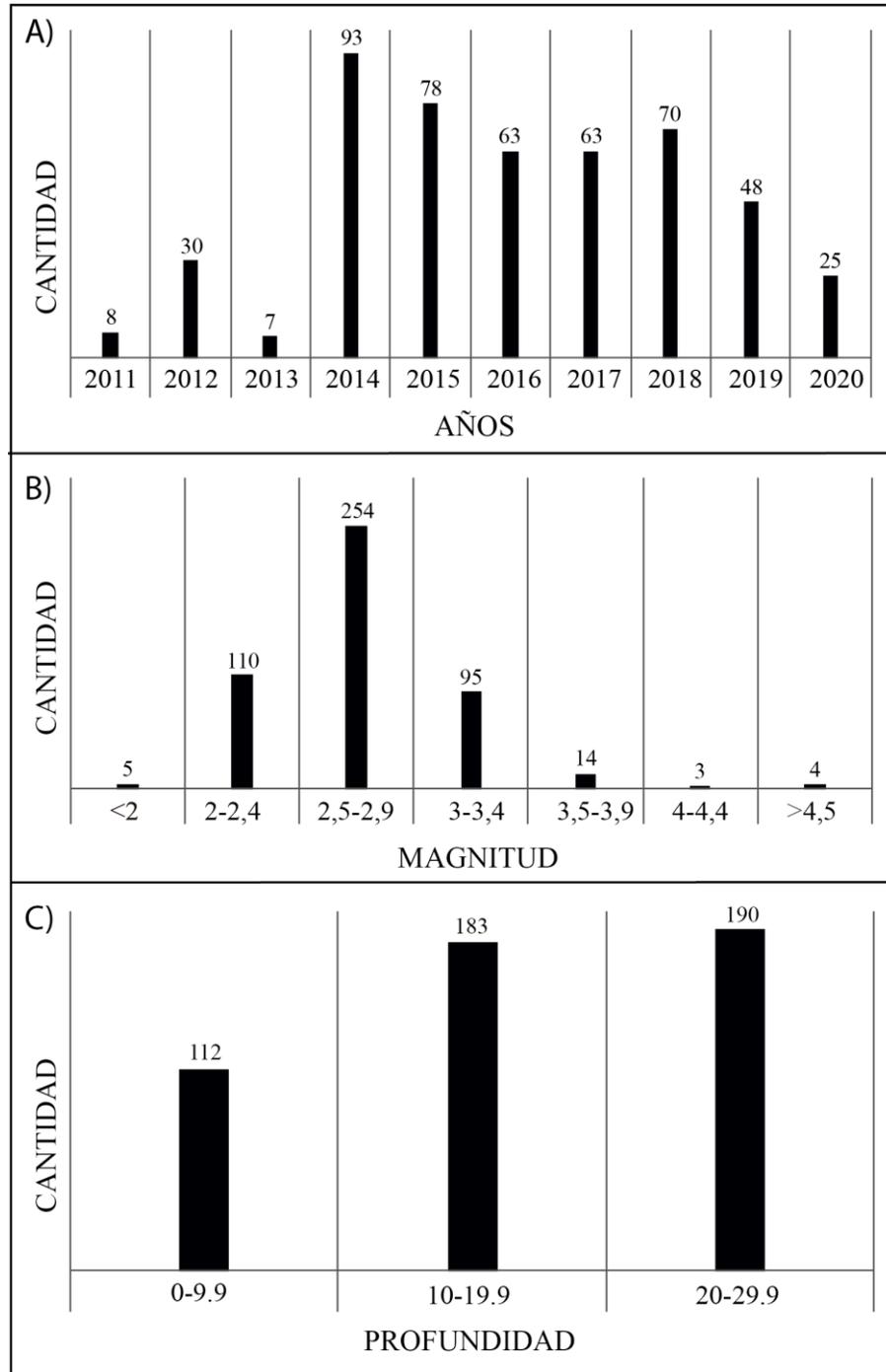


Figura 29: Gráficos de la sismicidad localizada en el periodo 2011-Ago 2020. Distribución por: A) año, B) magnitud y C) profundidad. La cantidad de sismos se muestra sobre las barras de cada histograma.

Distribución geográfica

La distribución geográfica de los sismos se analiza a partir del mapa epicentral (Fig. 28A) y las localidades principales que se representan también en la figura. La cantidad más alta de sismos ocurrió en algunas zonas del área de estudio: primero, al NW de la falla Jaris, alrededor de la localidad de Puriscal, los sismos presentan una zona de alta sismicidad con una tendencia NE iniciando con epicentros en el trazo de la falla Purires y continúa en la dirección mencionada. Cerca de Palmichal se encuentra un pequeño grupo de sismos, al igual que alrededor de San Ignacio, del lado E de la falla Jaris. Entre las localidades de San Ignacio y Frailes se presenta otro grupo importante de sismos, así como en los alrededores de Frailes.

La sismicidad registrada en el E del área de estudio, es la más alta (Figura 28A). Al W de San Marcos se presentan sismos en algunos pequeños grupos, con una tendencia leve al NE y otros dispersos. Por otro lado, al N y W de Llano Bonito se presentan dos grupos importantes, quizá la concentración máxima en la zona, con alrededor de 62 a 55 sismos respectivamente. Siguiendo la tendencia NNE, al W de Zapotal se presenta un grupo de 28 sismos. En el sector S, entre los poblados de Bijagual y Quepos se encuentran 35 epicentros dispersos, sin ninguna tendencia específica. Además, es significativo mencionar la escasa sismicidad desde el centro, cerca de Bijagual, hacia el NW de la falla Candelaria, cerca de la localidad de Orotina.

Distribución temporal

Como se observa en la figura 29B, los años con la mayor cantidad de sismos localizados fueron 2014 (93 sismos), seguido del año 2015 (78 sismos). Por otro lado, los años 2011 y 2013 tuvieron la menor cantidad de sismos localizados, con 8 y 7 respectivamente (Figura 29B). Esto podría justificarse porque antes del 2014 la RSN contaba con menor cantidad de estaciones y de cobertura. Los demás años tuvieron una cantidad de sismos que varió entre 25 y 70 (Figura 29B). El promedio anual de sismos registrados fue de 48,5 sismos.

En cuanto a la distribución de los sismos ocurridos por año se muestra en la figura 28B. De manera general se observan ciertas tendencias de grupos de sismos, sin embargo, estas

no son tan marcadas entre los epicentros y los periodos de los años en que ocurrieron. No obstante, se manifiestan pequeños grupos de sismos; uno es el grupo de sismos del periodo 2014-2015, localizado al SE de la falla Candelaria; otro de ellos es en el año 2018 situado cerca de la falla Jaris que corresponde con un enjambre (ver más adelante en sección 4.2.2); otro grupo es en el período 2019-2020 al SE de la falla Jaris.

Distribución por magnitud

En la figura 29C, se muestra la distribución en la cantidad de los sismos localizados según su magnitud, de los cuales cuatro alcanzaron magnitudes iguales o mayores a 4,5 Mw y tres sismos con magnitudes entre 4,0 y 4,4 Mw. Con relación a magnitudes bajas ($M_w < 3,0$), se localizaron 369 sismos, donde la mayoría se encuentran en el rango entre 2,5 y 2,9 Mw (254 sismos) y entre 2,0 y 2,4 (110 sismos). Asimismo, con magnitudes entre 3,0 y 3,9 Mw se presentaron un total de 109 sismos. El sismo de menor magnitud fue de 1,7 Mw y sucedió el 2 de marzo del 2016, el cual no se reportó como sentido.

La distribución de los sismos según la magnitud (Fig. 28C) muestra cómo los sismos con magnitudes menores a 3,0 Mw (amarillos) se encuentran dispersos por toda el área de estudio, siendo estos la mayor cantidad de sismos. De igual manera los sismos de 3,1 a 3,9 (verdes), tienen una distribución dispersa por el área. Los sismos mayores a 4,0 Mw, son solamente siete (rojos), de los cuales dos de ellos se ubican al NW de la zona de estudio, tres en la zona central, uno al W y uno al E, cerca de la falla Jaris y a un grupo de sismos de magnitudes menores.

En cuanto a sismos sentidos, el de mayor magnitud sentido en el área de estudio ocurrió el 7 de agosto del 2014, a las 8:50 UTC, 13 km al W de San Carlos en Tarrazú, con una M_w de 4,9 y profundidad de 13 km (Porrás et al., 2014). Este sismo fue sentido con intensidades de hasta V en la escala Mercalli Modificada (MM) en la zona de los Santos, Quepos y Parrita; además sentido también en Pérez Zeledón, Cartago, Valle Central, Naranjo, San Ramón y Puriscal (Porrás et al., 2014). El segundo sismo sentido en magnitud fue el ocurrido el 5 de julio del 2020 con M_w de 4,8 con epicentro 3 km al S de Grifo Alto, Puriscal y a una profundidad de 7 km. Este evento se sintió principalmente en el Valle Central, Puriscal, Zona de los Santos, Orotina y Jacó, con intensidades de hasta

V-VI en la escala de Intensidad Mercalli Modificada (IMM) (Arroyo-Solórzano et al., 2020)

Otros de los sismos sentidos en el periodo de estudio según los boletines mensuales de la RSN son: primero, el 6 de abril del 2014 de 4,0 Mw y 10 km de profundidad, localizado 12 km al W de San Carlos de Tarrazú, sentido en el Valle Central; posteriormente, el 27 de julio del 2016 de 4,2 Mw y 3 km de profundidad, sentido en Quepos, Parrita, San Ramón, Palmares, Naranjo, Turrialba y Gran Área Metropolitana; después, el 17 de agosto del 2016 de magnitud momento 4,6 Mw y 19 km de profundidad, sentido en el Valle Central, Cartago, Heredia y Alajuela. Por último, el ocurrido el 27 de julio del 2018 de 4,5 Mw y 11 km de profundidad, localizado 2 km al este de San Gabriel, Aserrí, sentido en el Valle Central.

Distribución por profundidad

Como muestra la figura 29D, la mayoría de la sismicidad localizados (190 sismos) tuvo profundidades entre los 20 - 30 km, seguido de profundidades entre los 10 – 20 (183 sismos), y por último 112 sismos con profundidad entre 0 – 10 km. Según la profundidad de los sismos (Figuras 28D, 30), se observa que los sismos más superficiales (de 3 a 10km) se localizan principalmente al NW y a lo largo de la falla Jaris; los sismos con profundidades de 10 a 20 km están más dispersos sin embargo se notan concentraciones en la zona del centro entre las fallas en estudio. Por otro lado, los sismos con profundidades de 20 a 30 km se ubican principalmente en el SE, cerca de la falla Candelaria.

Igualmente, en el perfil N-S de la figura 30, los hipocentros de los sismos ubicados al N de la zona de estudio presentan profundidades menores a los 15 km; mientras que, hacia el S, cerca de la latitud 9,7 se nota un cambio, donde los sismos son más profundos (principalmente mayores a los 15 km). Y además se observan dos concentraciones de sismos, con profundidades cercanas a los 20 km, sin embargo, estas concentraciones se observan mejor en el perfil E-W, cerca de la longitud -84,2. En este perfil no se observa una tendencia tan marcada como en el N-S, pero se determinan mejor estas

concentraciones de sismos, además de los sismos al NW más superficiales que coinciden con los vistos al NW de la falla Jaris.

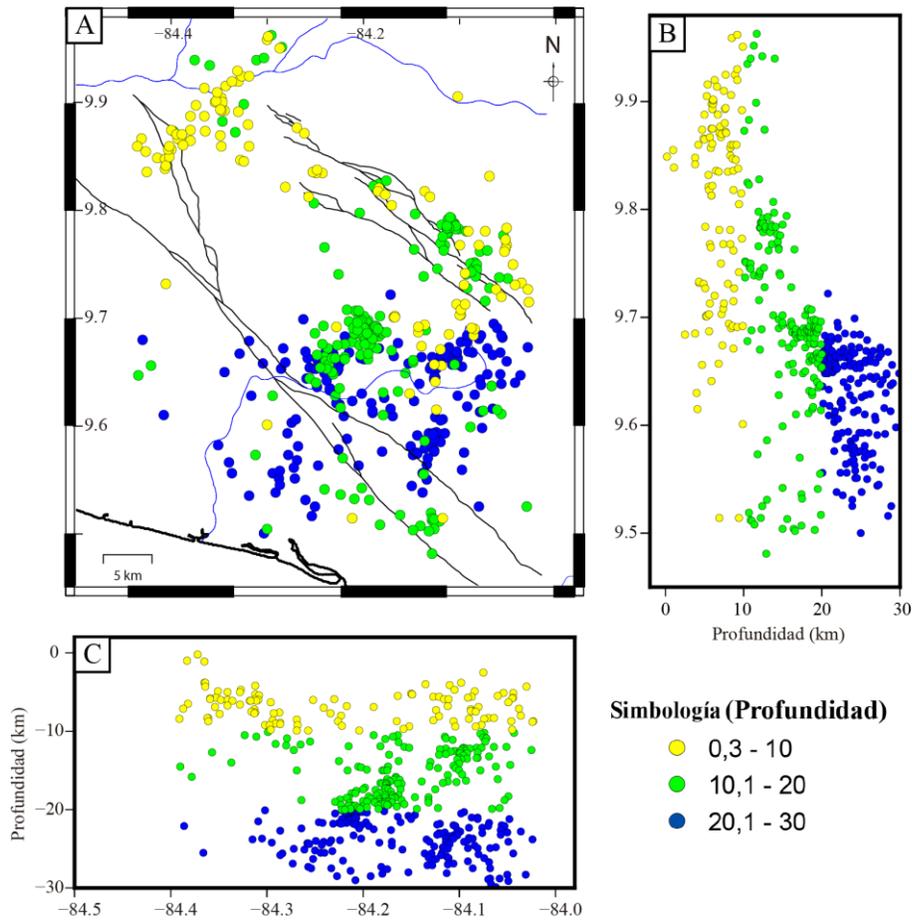


Figura 30: Profundidad de los sismos del periodo 2011-agosto 2020. A) Vista en planta de la ubicación de los sismos, clasificados con colores de acuerdo a la profundidad. B) Perfil de hipocentros con dirección N-S. C) Perfil de hipocentros con dirección E-W.

Tomando en cuenta la cercanía de los epicentros con la traza de estas fallas, se presume que algunos de los sismos pueden haber sido generados por la actividad de las mismas, y, por consiguiente, estas fallas pueden ser consideradas activas sísmicamente, omitiendo el sector NW de la falla Candelaria donde la actividad sísmica es nula. Además, debido a la alta sismicidad entre fallas, se presume la actividad de otras fallas secundarias ubicadas entre las fallas en estudio.

4.2.2 Enjambres sísmicos

Dentro de la sismicidad ocurrida en el periodo de estudio se encontraron dos pequeños enjambres ubicados al este del área de estudio, asociados principalmente al sistema de fallas Jaris, tal y como se muestra en la figura 31.

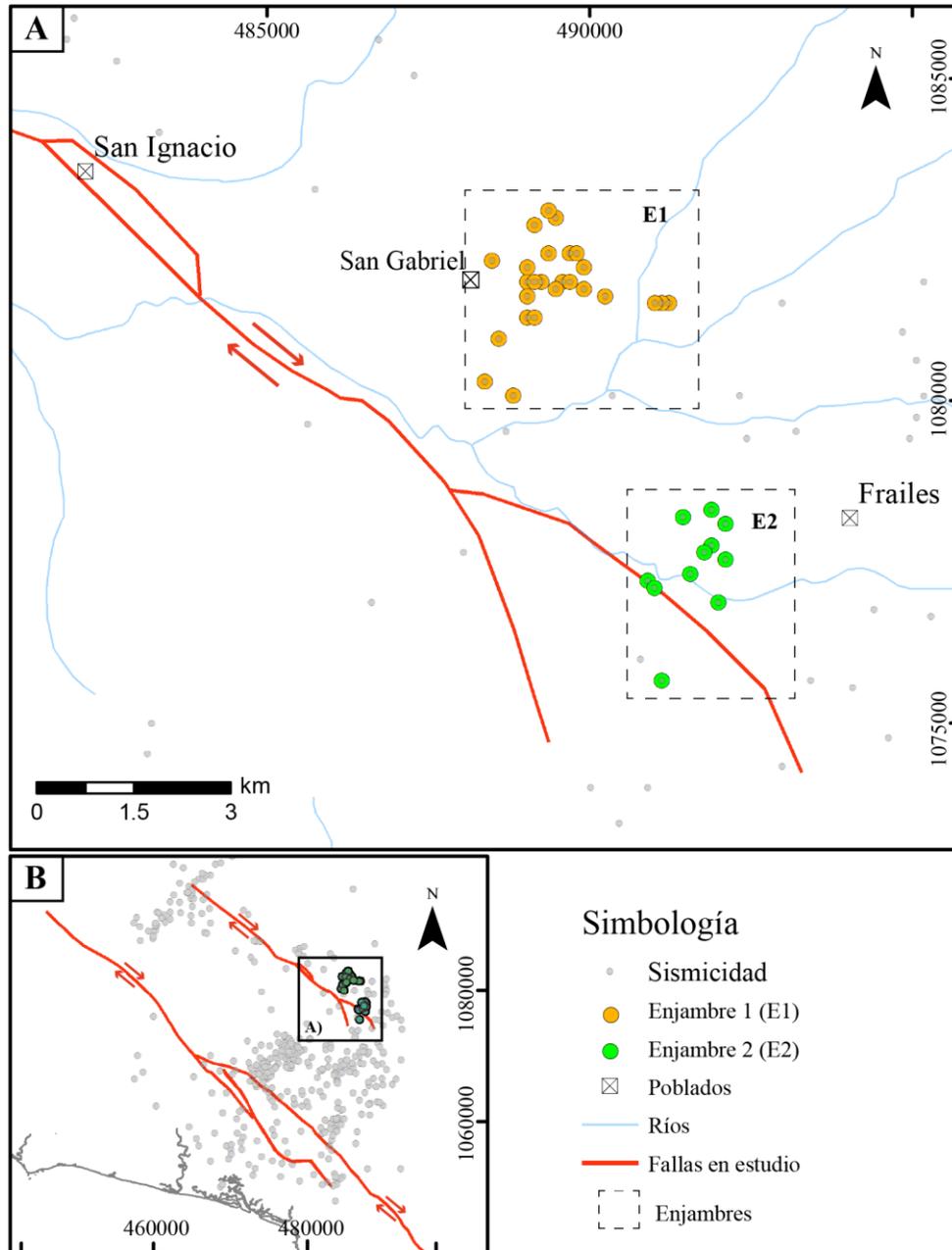


Figura 31: Enjambres asociados con los sistemas de fallas en el periodo 2011-agosto 2020. Acercamiento a enjambres estudiados. B) Mapa general de sismicidad, con enjambres resaltados. Trazas de fallas tomadas de Rodríguez (2017).

Enjambre 1:

El enjambre 1 (Fig. 31) contó con un total de 26 sismos desde el 9 de julio del 2018 al 4 de setiembre del 2018. Los epicentros de estos sismos se presentaron ubicados cerca del pueblo de San Gabriel de Aserrí, al NE del trazo de la falla Jaris. Este enjambre presenta sismos que van desde 2,3 a 4,5 Mw. El sismo del día 27 (Mw 4,5) a las 11:50 am hora local, es el que generó las intensidades más altas (V+) en la Escala Mercalli Modificada (IMM) durante julio, en San Gabriel de Aserrí y algunos poblados cercanos. Las profundidades van de 6,9 a 15,5 km. Campos et al., (2021) estudian la sismicidad en San Gabriel, donde proponen que los planos de falla en superficie con rumbo NNW o coinciden con la de Jaris, ya que la actividad cerca de su extremo SE y la solución del mecanismo focal, sugieren que posiblemente sea esta la responsable de la sismicidad relacionada a dicho evento. Sin embargo, esa secuencia se podría relacionar con la terminación al W del sistema de falla Tobosi, como se se ubica en Montero et al. (2016), ya que esa secuencia está aproximadamente 5 km al NE de la falla Jaris.

La sismicidad histórica en el área incluye el sismo de Puriscal del 30 de junio de 1990 con magnitud 5,2 Mw, y el sismo de Frailes del 9 de agosto de 1991, con una magnitud 4,9 Mw. Para la falla Frailes no hay secuencias históricas asociadas y para la falla Jaris se cree que parte de los sismos de 1990 en la zona de Los Santos pudieron haberse originado en esta falla.

Enjambre 2:

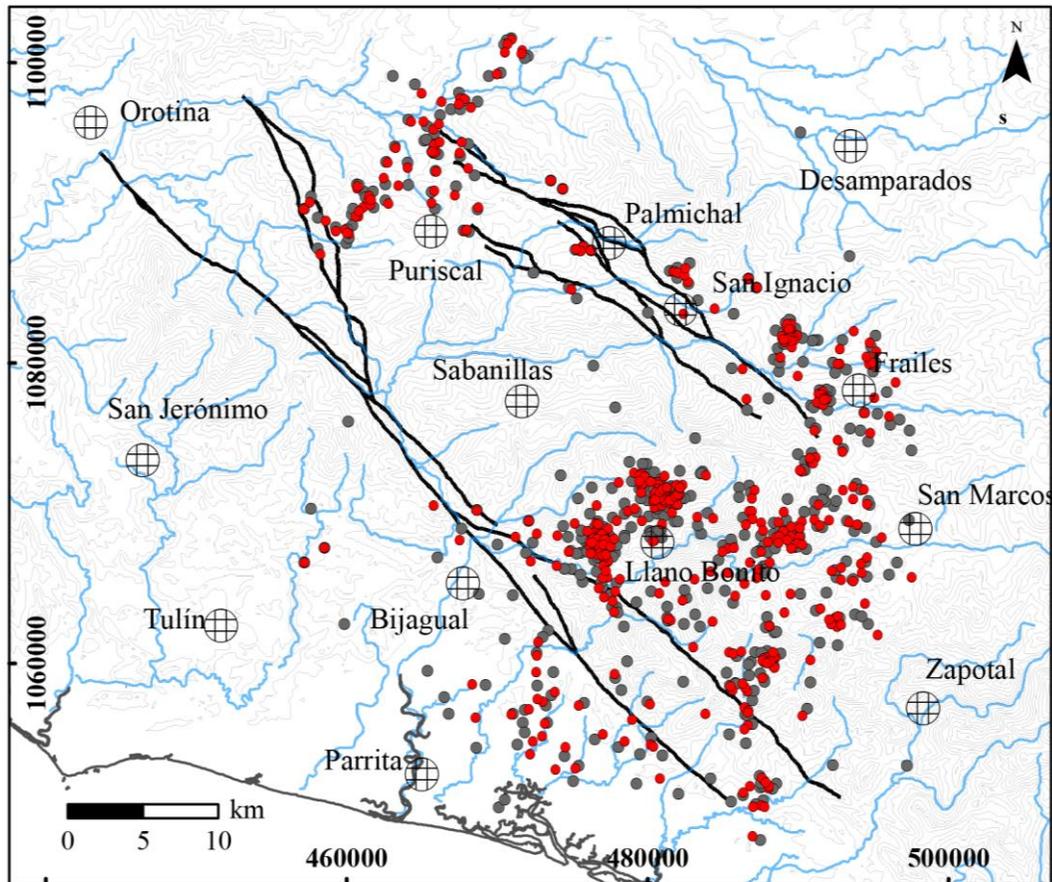
Un segundo enjambre localizado (Fig. 31), contó con un total de 11 sismos desde el 4 de julio del 2020 al 23 de julio del 2020. Los epicentros de estos sismos se ubican al W de la localidad de Frailes, al SE del trazo de la falla Jaris. Este enjambre presenta sismos que van desde 2,2 a 3,4 Mw, el sismo mayor fue el 12 de julio del 2018 a las 02:11 UTC. Sentido en Escazú y Santa Ana. Las profundidades van de 6,9 a 15,5 km. Asimismo, este enjambre se relacionaría con la terminación de la falla Navarro al SE contra la falla Jaris (Montero et al. 2016).

4.2.3 Localización con HypoDD

En este apartado se realiza la relocalización de los sismos utilizando la técnica simultánea de doble diferencia (DD), de Waldhauser y Ellsworth (2000), como se describe detalladamente en la sección 1.4.2 de la metodología para el análisis sísmológico. Se aplica el método de DD a todos los sismos del área de estudios anteriormente localizados y, de ser necesario, posteriormente se definen grupos de eventos sísmicos a los cuales se les aplicará específicamente el método.

Los sismos en color gris están localizados de manera individual, utilizando el programa HYP (Ottemöller et al. 2011), que como se explicó en la metodología, se hace a partir de la lectura manual de las ondas P y S, es decir, es un método de localización de eventos de forma aislada, como se explica en la sección 4.2.1 de relocalización manual (Fig. 32). Por otro lado, de color rojo se presentan los sismos localizados con HypoDD que permite ubicar mejor cada evento con respecto de los otros en el caso de que todos ocurran a lo largo de una misma estructura. Es por esto que los sismos rojos se observan más agrupados y se pueden identificar grupos de sismos que se pueden relacionar a una misma estructura de origen.

En esta etapa se presentan todos los sismos estudiados desde el 2011 hasta el 2020. Las variaciones en magnitud y profundidad una vez aplicado el método de DD no cambiaron significativamente con magnitudes que oscilaron entre 1,7 y 4,9 Mw y con profundidades iniciales que fluctuaron entre 1 km y 30 km. Los sismos se muestran más agrupados (sismos en rojo), como es el caso de los grupos al E de la parte SE de la falla Jaris, desde Palmichal hasta los alrededores de Frailes (Fig. 32). Otro ejemplo claro es en los alrededores de Llano Bonito, donde los grupos se alinean y agrupan muy bien.



Simbología

- | | |
|----------------------|-------------------|
| ⊕ Poblados | ~ Ríos |
| ● Sismicidad inicial | ~ Curvas de nivel |
| ● Sismicidad hypoDD | — Fallas |

Figura 32: Comparación de la sismicidad del período 2011-agosto 2020 relocalizada con el programa HYP (Hypocenter Program), y con la metodología de HypoDD.

Para el total de sismos se establecieron los parámetros de entrada al programa ph2dt. El primer parámetro es el número máximo de eventos vecinos en los que se calcula las diferencias de tiempos de arribo (MAXNGH) de 8, en un radio determinado por separación máxima hipocentral de los eventos (MAXSEP) de 10 km. Una vez determinado el par, se estudia el catálogo de fases y se eligen únicamente aquellas observaciones cuya distancia entre evento y estación sea menor al límite definido por la máxima separación en kilómetros entre un par de eventos y la estación donde se registran (MAXDIST) de 200 km y cuyo peso no sea inferior al peso mínimo de las fases en los eventos (MINWGHT) que se estipuló en 0,5. Finalmente, se analizan los enlaces

determinados y se descartan aquellos con una cantidad de observaciones inferiores a lo indicado por el número mínimo de fases ligadas que se conservarán para cada par de eventos (MINOBS) de 8 y por el número de enlaces mínimos para definir un vecino (MINLNK) de 8, además no se incluyen observaciones si se ha superado el número máximo de fases ligadas que se conservarán para cada par de eventos (MAXOBS) de 50.

Así, estos parámetros construyen enlaces para un máximo de 8 eventos a una distancia entre ellos de 10 km, con un mínimo de 8 fases para definir un par de eventos fuertemente ligados. De esta manera, el programa ph2dt analiza los enlaces entre pares de eventos y establece una selección a través de los parámetros fijados en el archivo ph2dt.inp antes mencionados y da los siguientes resultados:

Cuadro 2: Resultados del programa ph2dt para el total de sismos.

Parámetro	Resultados
Estaciones	331
Eventos totales	483
Eventos seleccionados	483
Fases	15703
Total de pares de fase P	43257
Total de pares de fases S	19980
Valores atípicos	9515 (15 %)
Fases en estaciones no incluidas en la lista de estaciones	0
Fases a distancias mayores que MAXDIST	4
Pares de fase P seleccionados	26038 (60 %)
Pares de fases S seleccionados	6245 (31 %)
Eventos débilmente vinculados	61 (12 %)
Pares de eventos vinculados	2522
Enlaces medios por par	12
Desplazamiento medio (km) entre eventos vinculados	3,68910
Desplazamiento medio (km) entre eventos fuertemente vinculados	3,68910
Desplazamiento máximo (km) entre eventos fuertemente vinculados	9,99932

Estos resultados son importantes para definir otros parámetros al aplicar el programa HypoDD. El programa de HypoDD utiliza archivos de entrada para su configuración, como lo son el archivo con las diferencias de tiempos de llegada (dt.ct) y el archivo con

información de eventos (event.sel), ambos son de salida de ph2dt; así como un archivo de control (hypoDD.inp) y el archivo de estaciones (station.dat) ya utilizado también como entrada en ph2dt.

Para el archivo de entrada, primero se selecciona el tipo de datos, en este caso son datos del catálogo con fases de P y S y una distancia máxima entre el centro del clúster y la estación de 150 km. Para este trabajo se ha optado por utilizar una metodología de mínimos cuadrados (LSQR), ya que el número de eventos es relativamente alto y permite resolver el sistema con mayor eficiencia que el método de descomposición del valor singular (“singular value decomposition SVD”), más apropiado cuando el número de eventos es menor.

Seguidamente se establecieron parámetros para la ponderación y reevaluación de los datos, se determinaron 5 iteraciones a realizar, con WTCCP, WTCCS, WRCC y WDCC que perturban en el cálculo de eventos cuya información proceda de correlación cruzada. Sin embargo, en este trabajo no se ha usado información de dichas fuentes, por lo tanto, estos parámetros toman el valor de -9, que indica que no serán tomados en cuenta en los cálculos. Otros parámetros importantes son el peso asignado a la calidad de las ondas P (WTCTP) establecido en 1, la máxima distancia entre los dos sismos que forman un par (WDCT) de 5 km y el “damping” de 80. HypoDD realiza una serie de “subiteraciones” en cada iteración para recalcular aquellos eventos cuya profundidad sea negativa, es decir, aquellos sismos cuyo hipocentro se ha supuesto, en un principio, por encima de la superficie terrestre (“aeromotos”, “airquakes”), en este caso no se observaron “airquakes”.

De acuerdo al análisis de los resultados anteriores, se pueden identificar sectores donde los sismos se agrupan, como es el caso del lineamiento de eventos con rumbo NE al N de Puriscal, otros pequeños grupos ubicados entre San Ignacio y Frailes. Además, llama la atención los dos grandes grupos de sismos mencionados cerca de Llano Bonito (Fig. 32), así como otros pequeños en el sector SE entre fallas.

Los dos grupos cercanos a Llano Bonito se estudiaron a detalle, aplicando la metodología de DD con parámetros más específicos para este conjunto. Estos grupos se encuentran a

3 y 7 km de la falla Candelaria, con un total de 130 sismos, ocurridos en el 2012, con magnitudes que oscilaron entre 1,9 y 4,9 Mw y profundidades iniciales que fluctúan entre 10 km y 29 km. Se realizó un perfil con dirección aproximada de N30°W, desde el punto A al B (Fig. 33), con un ancho de 12 km. Como se observa en la figura 33 en color verde los sismos localizados manualmente y el rosado los sismos de los grupos relocados con HypoDD, donde se puede notar como tanto en planta como en profundidad los sismos, después de aplicar la metodología de DD, se tienden a agrupar entre ellos lo que puede indicar mejor la forma de la estructura que los produce.

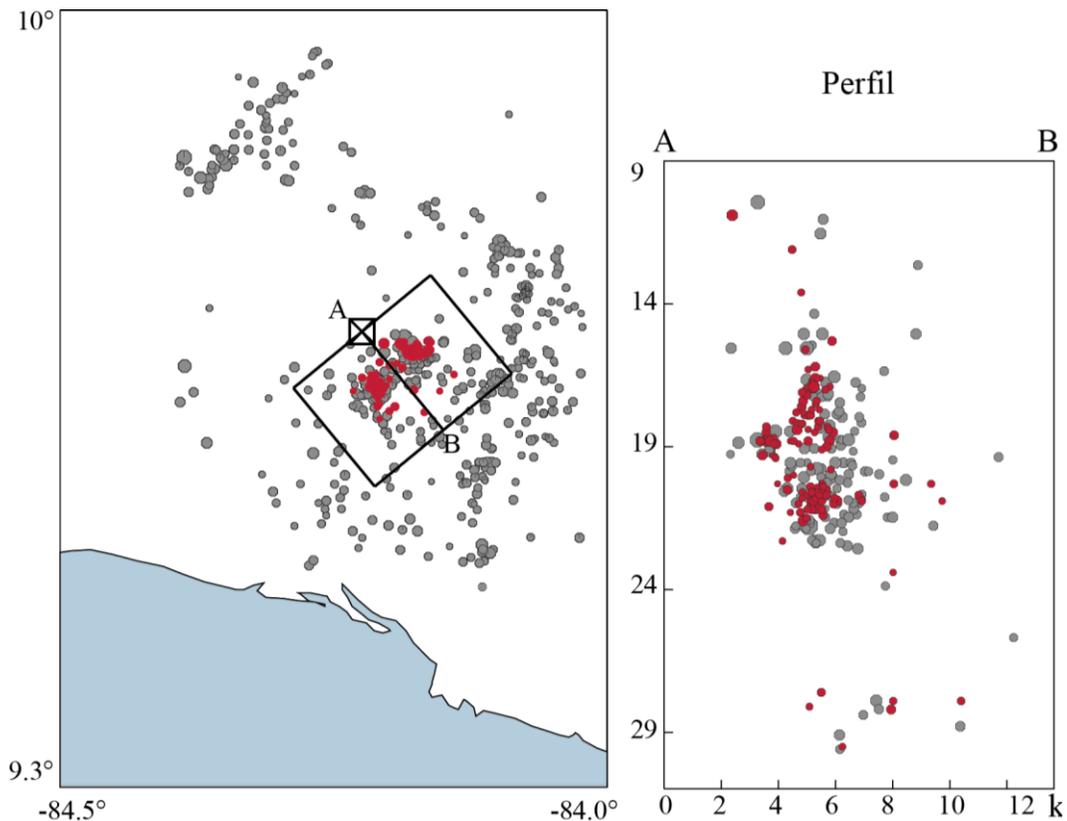


Figura 33: Aplicación de la metodología de HypoDD, para el grupo de sismos en Bijagual de Aserrí. Mapa y perfil A-B para hacer la comparación de localizaciones. En verde los sismos localizados con HYP y en color rosado los sismos relocados con hypoDD.

4.2.4 Mecanismos focales

Con el programa FOCMEC (Snoko, 1984) se realizaron los mecanismos focales de los sismos que así lo permitieron, siguiendo la metodología planteada (ver metodología en

capítulo 1). En total se realizaron 15 mecanismos focales de sismos del periodo reciente (2011-agosto 2020), los cuales son considerados de buena calidad, es decir, tienen planos nodales bien restringidos por las lecturas de polaridad de la onda P. La figura 34 muestra las mejores soluciones obtenidas de los mecanismos focales elaborados en esta investigación y el Cuadro 3 presenta los parámetros de dichos mecanismos focales.

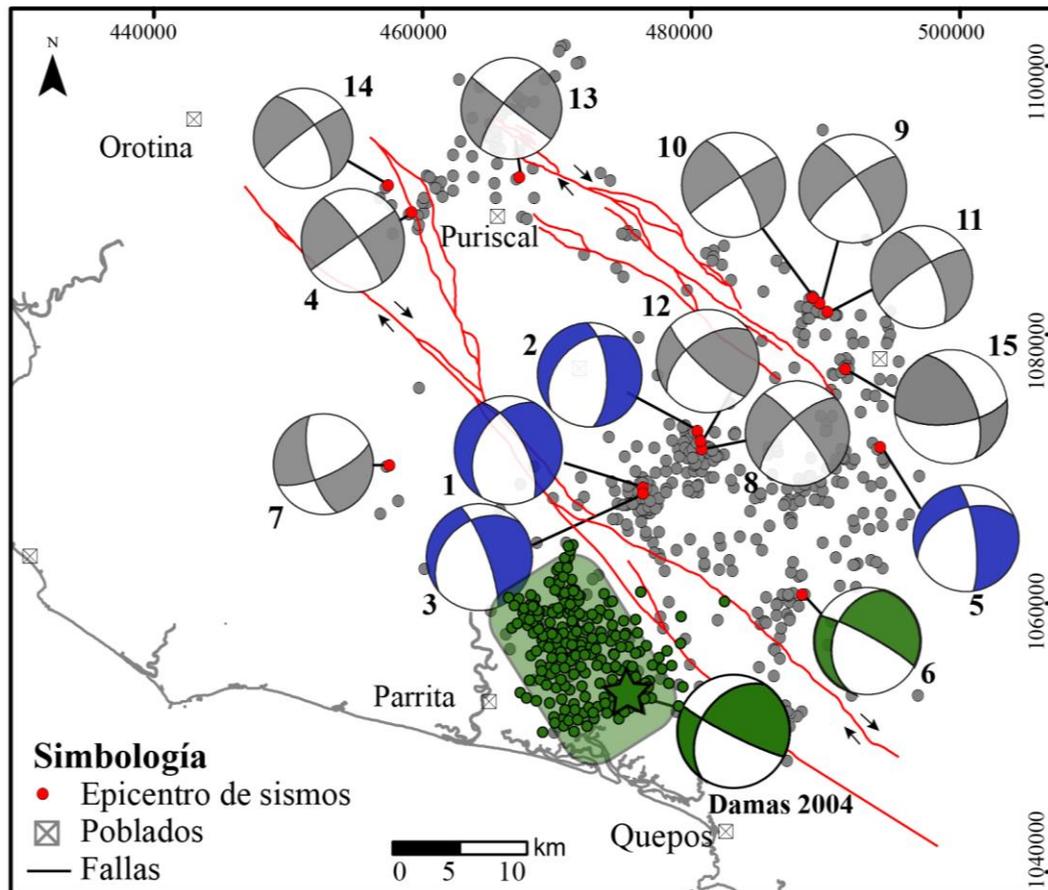


Figura 34: Mecanismos focales y su relación con el fallamiento de la zona. Los números están referidos en el Cuadro 3. Se destacan según colores, en gris de desplazamiento de rumbo, en azul con componente normal y en verde con componente inverso. Estrella señala el epicentro del terremoto de Damas de 2004 y en verde las réplicas de este sismo según Quintero et al. (2019). Trazas propuestas en esta investigación.

En la figura anterior se observa cómo al menos nueve mecanismos focales están relacionados con desplazamiento de rumbo (señalados de color gris), situados tres de ellos al NW del sistema de fallas Jaris, tres al SE de este mismo sistema, dos en el conjunto de

sismos entre ambas fallas y un último sismo al W del área de estudio. Además, se observan cuatro sismos (distinguidos con color azul) con una importante componente normal, situados también en el conjunto de sismos entre ambas fallas y al SE de la zona de estudio. También se destaca (en color verde) el sismo histórico conocido como el terremoto de Damas del 2004 y un sismo situado al E del mencionado, donde ambos sismos presentan un mecanismo focal muy parecido.

Cuadro 3: Parámetros de los mecanismos focales elaborados en esta investigación.

Núm.	Fecha	Hora	Lat	Long	Prof. (km)	Mag. (Mw)	Rumbo 1	Buz. 1	Desliz. 1	Rumbo 2	Buz. 2	Desliz. 2
Damas*	20/11/2004	8:07	9,6	-84,17	25	6,4	214	40	-8	310	85	-130
1	2014/08/07	8:50	9,66	-84,21	21,1	4,9	209	41	-40	332	64	-124
2	2015/02/04	8:10	9,70	-84,18	15	3,6	277	38	-46	357	63	-118
3	2015/04/30	8:50	9,66	-84,21	19,2	3,4	230	33	-23	341	77	-121
4	2015/10/02	10:41	9,85	-84,37	0,3	3,9	55	90	10	325	80	-180
5	2015/12/16	21:01	9,69	-84,05	22,1	3,4	247	44	-21	353	75	-132
6	2016/01/12	8:15	9,59	-84,11	21,9	3,8	198	36	-13	299	82	-125
7	2016/07/27	10:50	9,67	-84,39	22,2	4,2	66	71	-23	164	67	-159
8	2018/04/16	7:47	9,69	-84,17	14,5	3,3	226	69	-12	320	78	-158
9	2018/07/27	15:33	9,78	-84,09	12,5	3,9	233	77	-15	326	74	-167
10	2018/07/27	17:50	9,79	-84,10	12,5	4,5	237	85	-16	328	76	-175
11	2018/09/04	15:53	9,78	-84,09	12,3	3,4	237	76	-26	334	64	-164
12	2019/09/04	6:22	9,69	-84,18	15	3,7	233	53	16	133	77	141
13	2020/03/29	5:19	9,87	-84,30	9,6	3,2	218	75	1	128	88	165
14	2020/07/05	9:39	9,86	-84,39	7,1	4,8	233	83	-28	327	61	-171
15	2020/07/12	22:24	9,75	-84,07	10,1	3,4	83	65	38	334	56	-149

* Epicentro del terremoto de Damas de 2004 según Quintero et al. (2019) y datos de mecanismo focal según la USGS.

V. ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS

En este apartado se describen las características litológicas y estructurales de las rocas adyacentes a las fallas en estudio, principalmente las propiedades que permitan realizar el análisis de las zonas de daño de las rocas en transectos de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, a partir del grado de fracturamiento de las rocas, por medio del método del análisis de la densidad lineal y densidad de fractura acumulativa, como se describe detalladamente en la sección 1.4.3 de la metodología para el análisis estructural, con el fin de correlacionarlo con la actividad tectónica reciente y el tipo de movimiento tectónico que lo produce.

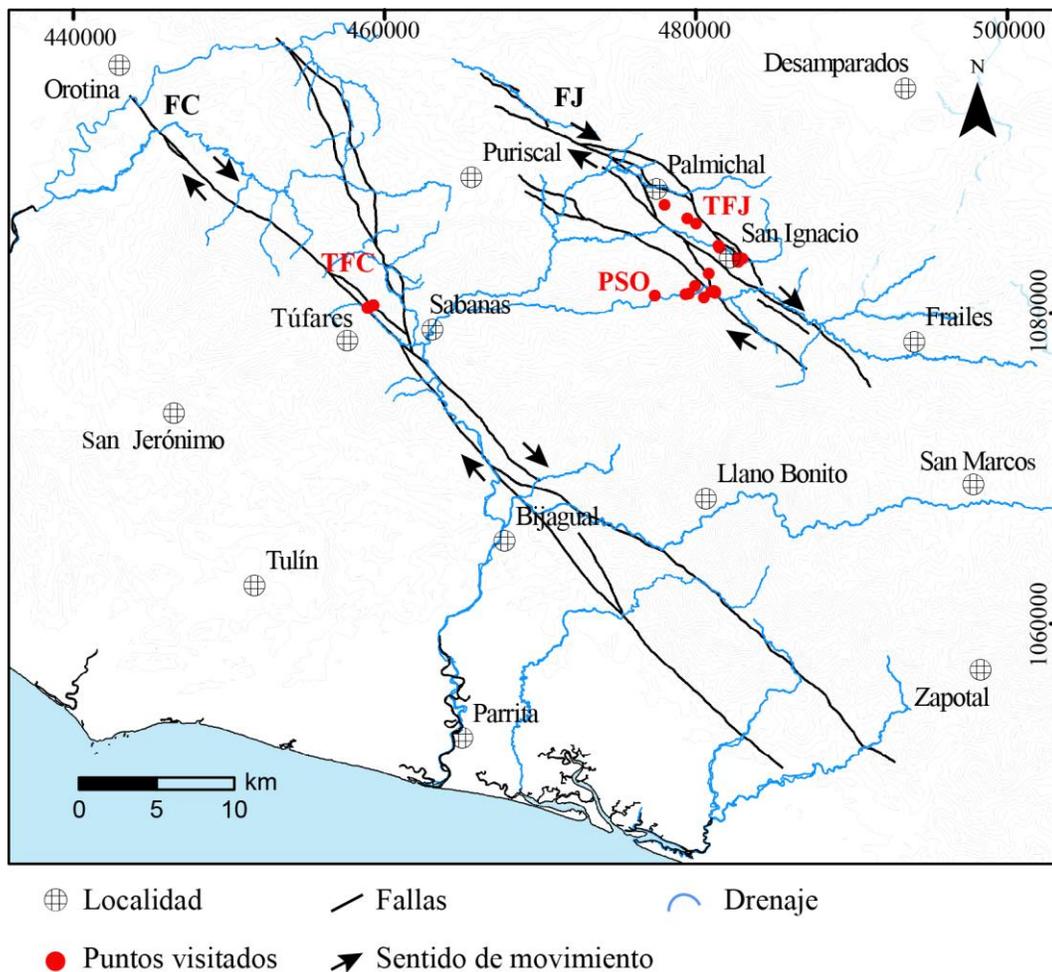


Figura 35: Ubicación de los puntos visitados en los transectos a analizar la zona de daño en los sistemas de fallas Jaris (FJ) y Candelaria (FC). Se rotula PSO: Punto Soslayo. TFJ: Transecto de falla Jaris y TFC: Transecto de falla Candelaria.

En la figura 35 se muestran los puntos visitados para ambos sistemas de fallas en análisis, en los cuales se aplicó la metodología descrita, tratando realizar un recorrido de manera perpendicular las fallas en estudio, pero a su vez tomando en cuenta tanto la disponibilidad de los afloramientos de la zona como el acceso a ellos. Tanto para la falla Jaris, como para la falla Candelaria se visitaron sitios principalmente ubicados en el centro de cada falla (Fig. 35). Además, se decidió realizar un estudio más detallado en el sector de El Soslayo de Acosta, donde a pesar de que la zona de daño de las rocas en este sector no está relacionada a ninguno de los sistemas de fallas en estudio, permitió aplicar la metodología expuesta para la identificación de la zona de daño de las rocas, sin embargo, se debe tomar en cuenta que este es un ejemplo que difiere en escala de lo que se quiere aplicar en el estudio de las fallas Jaris y Candelaria, ya que se ejemplifica la metodología en un mismo afloramiento tomando como referencia una falla local, mientras que los otros casos, se toman afloramientos como sitios de muestreo para estudiar fallas mayores.

5.1 CASO DE ESTUDIO EN EL SOSLAYO DE ACOSTA

El ancho de la zona de daño, generalmente, se define por la distribución de densidad lineal de las estructuras de daño, como grietas, fracturas y bandas de deformación, que usualmente disminuye con la distancia desde el núcleo de la falla (ver sección 1.4.3 de Metodología). Además, es difícil detectar con precisión el límite exterior de la zona de daño porque las propiedades físicas de las rocas suelen cambiar lateral y verticalmente. El método designado para analizar los límites de la zona de daño de las rocas en esta zona específica, se enfoca especialmente en los cambios en la densidad acumulativa de fracturas, en función de la distancia desde el núcleo de la falla.

Se decidió aplicar este método en el sector de El Soslayo de Acosta, un sitio localizado entre las fallas Jaris y Candelaria, más cercano a la falla Jaris, aproximadamente a 2 km de ella (Fig. 35). Dicho análisis se llevó a cabo el afloramiento al costado de la carretera en la ruta 301 que comunica San Ignacio de Acosta con Parrita y que se caracteriza por ser de fácil acceso para hacer un estudio detallado a pequeña escala, útil para caracterizar zonas de daño. El primer paso que se realizó fue la visualización general del afloramiento,

el cual presenta aproximadamente 50 m de altura y 130 m de largo y se encuentra a 50 m del margen izquierdo del río Candelaria (Fig. 35); sin embargo, se estudian los primeros 43 m del afloramiento.

Para estudiar con mayor detalle el afloramiento se decidió dividirlo en bloques y dichos bloques se establecieron a partir de donde se encontraban fallas dentro del afloramiento, es decir, la división fue en bloques de fallas. En el siguiente diagrama (Fig. 36) se representa esquemáticamente el afloramiento, además se muestran los bloques en los cuales se decidió dividir el afloramiento, así como las fallas que los dividen. Asimismo, se identificaron varios estratos de rocas, así como estructuras como fallas y fracturas que se describen y detallan más adelante.

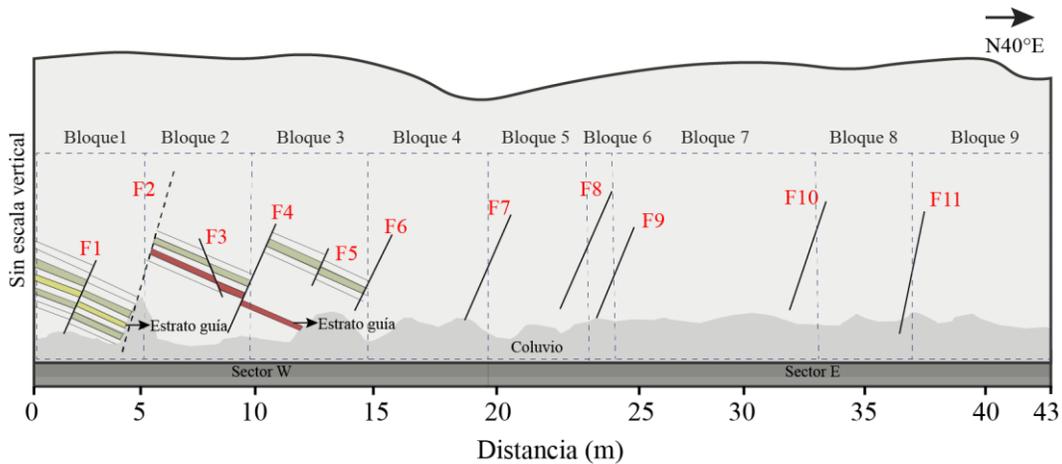


Figura 36: Diagrama esquemático del sitio El Soslayo con la división por bloques estudiados. En negro las trazas esquemáticas de las fallas vistas. F: Falla. B: Bloque. El buzamiento de los estratos y de las fallas es aparente. Se enumeran las fallas observadas desde F1 a F11.

5.1.1 Descripción litológica El Soslayo

En el análisis del campo se realizó la caracterización de las rocas, con el fin de estudiar el tipo y así considerar su comportamiento reológico y su relación con el grado de fracturación asociado a las fallas locales. Inicialmente se identificó el estrato mejor definido en el sector W del afloramiento, buzando en dirección N10°W/61° (Fig. 37A).

En la sección E del afloramiento resultó más difícil distinguir los estratos y su grado de inclinación, debido a su estado de fracturamiento y a la falta de capas guías, sin embargo, se pudo obtener un buzamiento de $N18^{\circ}W/31^{\circ}$. En general, en todo el afloramiento predominan lutitas grises, oscuras y muy fisibles ed la formación Peña Negra (Arias y Denyer, 1990a); sin embargo, también se observó, en menor cantidad, roca con granulometría más gruesa, como por ejemplo arenisca gruesa y hasta brechas en algunos estratos.

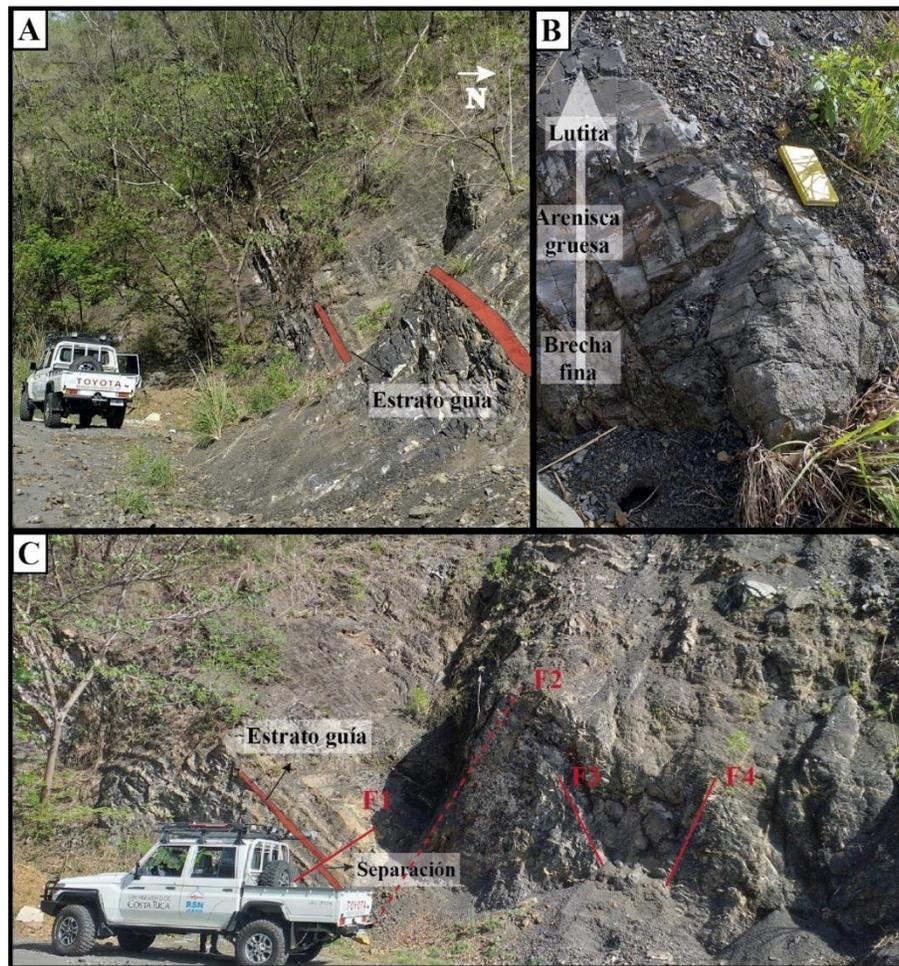


Figura 37: Litología del sector W del afloramiento en El Soslayo de Acosta. A) Sector W del afloramiento con los estratos buzando, se reconocen estratos guías B) Acercamiento a un estrato de roca con gradación normal de brecha fina a lutita. C) Vista general del afloramiento en el sector W, donde se observan los estratos de guías y fallas (F) descritas posteriormente.

En el sector W del afloramiento afloran paquetes métricos y centimétricos de lutita gris laminada con foraminíferos y friabilidad variable, que hacia el techo se intercalan con estratos centimétricos de lutita gris muy claro, no friable, con pátinas color café y una dureza mayor. Una de las capas de estos paquetes funciona como estrato guía en la primera falla (Fig. 37A y 37C). Hacia el techo se intercalan con estratos centimétricos de arenisca gruesa y brecha fina con gradación normal (Fig. 37B). La brecha es fina con clastos soportados en matriz de arena gruesa y mal seleccionados, con redondez baja y subangulares. También se observan vetillas de calcita.

Al lado de estas capas estratificadas se presenta un coluvio (Fig. 37C), principalmente compuesto de lutita friable, producto de material caído de la parte alta del afloramiento. La continuidad lateral de los estratos se puede seguir hasta el metro 4, donde hay alto fracturamiento y cobertura detrítica que oculta las partes accesibles del afloramiento.

Por otro lado, en el sector E del afloramiento, los estratos no se encuentran tan bien determinados, como en el sector W con capas guía, ni estratos definidos. Sin embargo, sí hay correlación localmente, a través de bloques adyacentes y se observa que el tipo de roca no varía con respecto al sector W. La principal diferencia a lo largo del afloramiento en este sector se da en el grado de fracturamiento de las rocas (detallado más adelante), el relleno de las diaclasas y el nivel de meteorización de ellas.

5.1.2 Descripción estructural

En general se presentan dos familias de fracturas con diferentes direcciones principales de buzamiento contrarias (Fig. 38). En el diagrama de rosas para toda la zona de estudio el rumbo con más predominancia es de 121° a 130° (Fig. 38). El diagrama de rosas de buzamientos de las fracturas de El Soslayo posee un valor máximo de entre 40° y 50° y un valor medio de 55° .

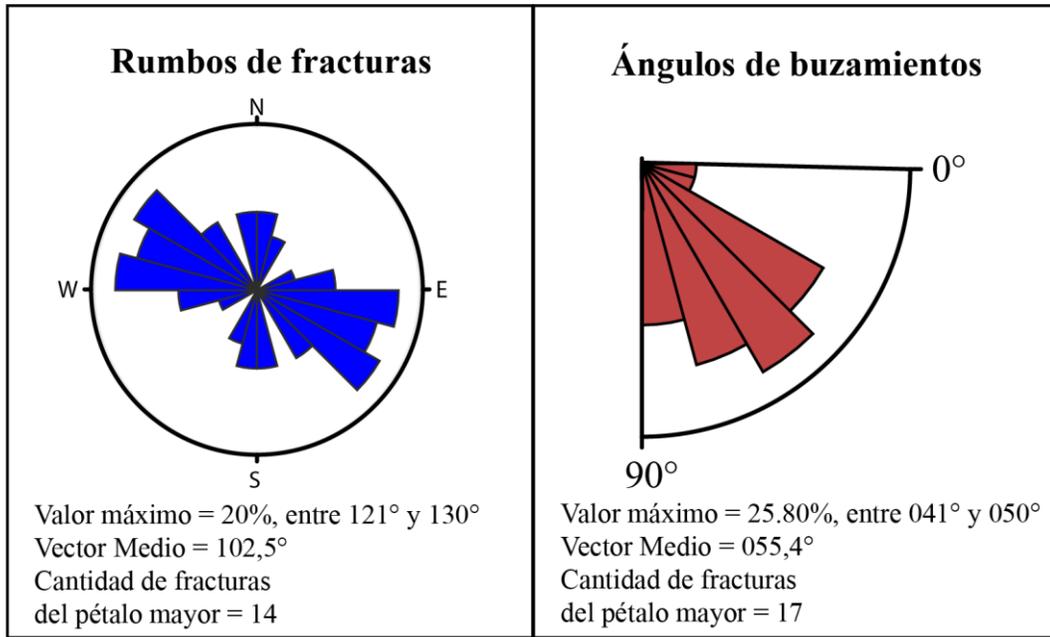


Figura 38: Diagramas de rosas de los rumbos y ángulos de buzamientos de las fracturas del afloramiento del punto Soslayo.

Respecto al acomodo estructural del sitio, de manera general se presentan al menos nueve pequeñas fallas visibles, con separaciones centimétricas y decimétricas, en su mayoría con separación inversa, algunas de ellas están rellenas de calcita. También se observan fracturas dispuestas en grupos en varias direcciones, algunas de tensión rellenas de minerales y otras sin relleno que pueden corresponder con fracturas por cizallamiento. Asimismo, las rocas presentan deformación al estar buzando dos direcciones principalmente: N10°W/61° y N18°W/31°. Esta diferencia de buzamiento se da entre un bloque y otro, manteniendo la orientación a N10-20°W a lo largo de todo el afloramiento.

En este punto se establecen las orientaciones de los elementos planares, y se aplica el método seleccionado por medio de la medición de orientación y el conteo de fracturas. Con el fin de realizar el estudio más detallado se establecieron bloques, en los cuales se dividió y se realizó el conteo y medición de los diferentes juegos de fracturas presentes en cada uno de ellos. Se verificó que las fracturas presentes se tratan de fracturas tectónicas, es decir, aquellas cuyo origen, orientación, distribución, y morfología, pueden ser asociados con eventos tectónicos locales y pueden ser relacionadas con el tectonismo

como fallamiento. Se puede comprobar si son diaclasas tectónicas si se encuentran perpendiculares al buzamiento de los estratos; además se relacionan al tectonismo las fallas con separaciones y estrías, así como si las fracturas están rellenas de minerales fibrosos, que indica que creció al mismo tiempo que la fractura, calcita o cuarzo fibroso.

Para cada bloque de falla, se contaron las fracturas y se agruparon por juegos de acuerdo a su dirección. La mayoría de bloques presentaron solamente dos juegos de fracturas, con excepción de los bloques 4 y 8 donde hubo tres. El promedio de la longitud horizontal de cada bloque de falla es de aproximadamente 4,5 m, con excepción del bloque 6 que es de un metro y el bloque 8 de 8,6 m. La falla que divide cada bloque se incluye el conteo de fracturas del bloque de la derecha, es decir, la falla F1 se incluye como parte del bloque 1, y así sucesivamente. De esta manera, como se observa en la figura 39, se calcula la densidad lineal de fracturas en cada uno de los bloques. Para calcular la densidad se estableció un color que representa en rojo la zona con la mayor deformación de las rocas (¿núcleo de falla principal?), en amarillo con deformación intermedia y verde de baja deformación.

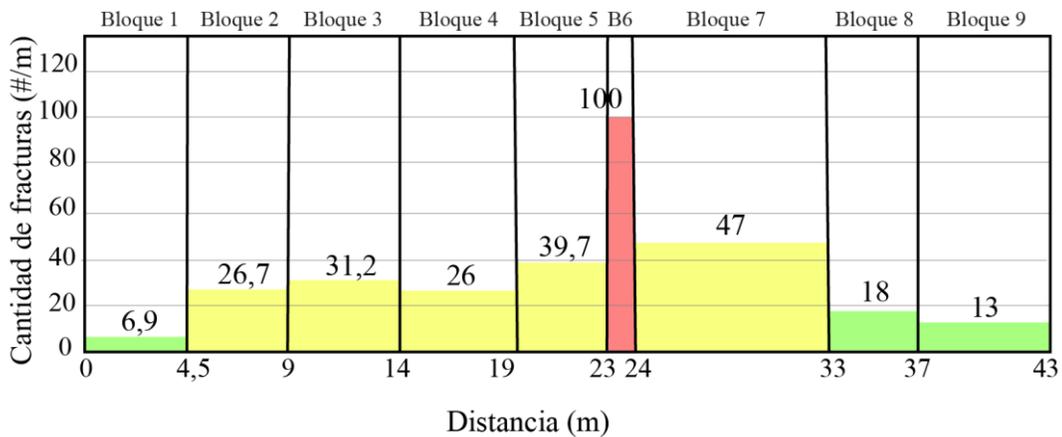


Figura 39: Densidad lineal de fracturas por bloque en el Punto de El Soslayo. En rojo la zona de daño de mayor deformación, amarillo deformación intermedia y verde de baja deformación.

Otra forma de visualizar las variaciones en la densidad lineal de las fracturas es mediante la densidad acumulada. De acuerdo con esta metodología, los límites de la zona de daño se expresan como un cambio en los gradientes de la pendiente de la distribución acumulativa de las estructuras de deformación (Fig. 40). El borde externo de las zonas de

daño generalmente se muestra como el punto en el que la densidad lineal de las estructuras de daño cae a un nivel mínimo o de fondo. Cambios en el gradiente de la densidad lineal acumulativa en función de la distancia desde el núcleo de la falla definen los límites críticos de una zona de daño. En esta etapa, las variaciones en el ancho de la zona de daño también se examinan en función de la clasificación de la zona de daño sugerida anteriormente.

Cada estructura se traza a su verdadera distancia a lo largo del recorrido y la pendiente de la densidad acumulativa indica cambios en la densidad lineal de las estructuras de daño. Estos resultados proceden del punto de intersección de las dos pendientes con diferentes gradientes, y de esta manera se propone que este método pueda reducir la inconsistencia en la definición de zonas de daño.

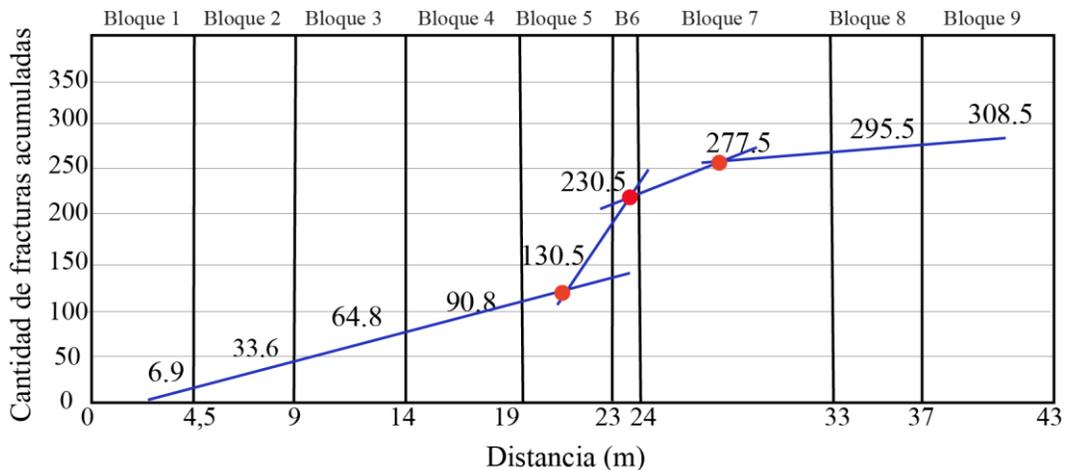


Figura 40: Gráficos de la densidad lineal de fractura acumulada y una distribución de sus gradientes de pendiente. Los puntos de intersección entre los gradientes diferentes indica el límite de la zona de daño, que se determina mediante la inflexión de la curva de densidad acumulada (puntos grises). La línea celeste indica curva de la densidad lineal de fracturas acumulada.

Los resultados muestran cómo este cambio de pendiente puede ser un criterio útil para definir el ancho de las zonas de daño y algunas propiedades internas de las zonas de falla (Fig. 42). La densidad lineal acumulada es un buen indicador, pero que de cierta medida está controlado por el ancho de los sectores en que dividió el afloramiento. En este caso, la geometría de la curva indica cambios principales en la curva acumulada de fracturas,

donde, al igual que en la figura 39, se observa cómo se divide el afloramiento en zonas de baja, media y alta deformación. Aquí, la zona que representa el núcleo de la falla se encuentra en el bloque 6, mientras que la deformación media difiere con la otra metodología pues se encuentra el límite en los bloques 5 y 7 (puntos rojos en Fig. 40). A continuación se presenta la división de las zonas de daño en el afloramiento de acuerdo a su deformación.

Zona de menor deformación:

Los bloques 1, 8 y 9 presentan la menor deformación con un promedio de 16 fracturas por metro en cada bloque. El bloque 1 presenta dos juegos de diaclasas (Fig. 41A), las cuales se encuentran cerradas en su mayoría y otras con micropátinas de calcita; además se encontraron fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal que son con indicadores cinemáticos que permiten conocer el movimiento de la falla, en este caso indican movimiento normal, pues el bloque de la derecha baja (Fig. 41B).

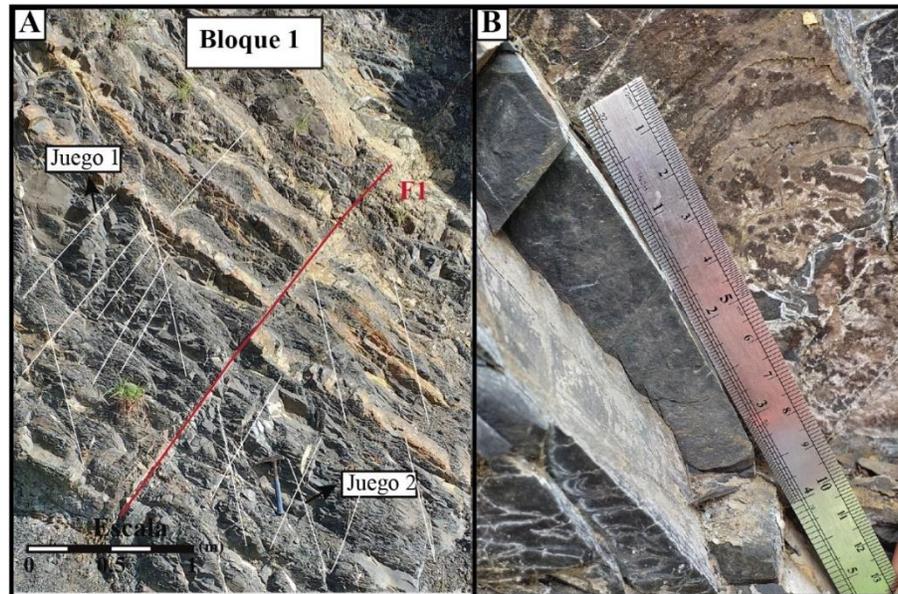


Figura 41: Estructuras del sector W del afloramiento en El Soslayo de Acosta. A) Falla F1 en bloque 1, con separación inversa de 20 cm, con dos juegos de fracturas. B) Acercamiento a un estrato de roca con indicadores cinemáticos.

A los 1,95 m se encuentra la falla F1 (Fig. 41A), con fracturas rellenas con calcita granular con espesor máximo en la falla de 2,4 cm. Separación de 22 cm y dirección de buzamiento

de $S74^{\circ}W/6^{\circ}$. El espesor de las vetas de calcita varía desde 0,5 hasta 3 cm. A los 5 m, en el bloque 2, se proyecta una falla (F2), tomando como referencia una capa de brechas, con separación inversa de aproximadamente 3,5 m. Gran parte de su traza está cubierta por coluvio, sin embargo, se reconoce que la falla de oblicua (inversa- sinistral) corta a la falla dextral, con base en las estrías superpuestas, así se registra que el fallamiento oblicuo es más antiguo que el dextral.

Además, a los 8 m se encuentra una falla menor contenida dentro del bloque (F3) de separación de 26 cm con sentido normal. A los 33 m se presenta la falla F10. Es el inicio del bloque 8 de una longitud de 4 m, tiene tres juegos de fracturas las cuales se encuentran cerradas en su mayoría, con una densidad lineal de 18 fracturas/metro. Al metro 37 inicia el bloque 9 con la falla F11 y una densidad lineal de 13 fracturas por metro.

Zona con deformación intermedia:

Las rocas con un daño intermedio se encuentran en los bloques 2, 3, 4, 5 y 7 (Fig. 39). En el bloque 3 los dos juegos de fracturas se encuentran cerradas. Asimismo, a los 9 y 13 m se encuentran dos fallas (F4 y F5). F4 presenta un movimiento normal con 26 cm de separación aparente. El bloque 4 presenta tres juegos de fracturas cerradas, inicia con la falla F6 y presenta una densidad lineal baja de 47 fracturas/metro. Por otro lado, el bloque 5 inicia con la falla F7 en el metro 20 y tiene una densidad lineal de 39,7 fracturas/metro, distribuidas en dos juegos. Por último, el bloque 7 contiene la falla F9 y una densidad lineal de 47 fracturas/metro.

Zona de mayor deformación:

En el bloque 7 se evidencia la zona con la mayor deformación con aproximadamente 100 fracturas en un metro. En este bloque corresponde con una zona de lutita triturada con simetría y transición desde bordes fracturados hasta un núcleo completamente brechificado e inconsolidado que inicia con la falla F8. Las fracturas de los bordes rellenas de calcita; núcleo es de grava cm y mm angular con <10% matriz limosa. En este bloque de un metro, pese a ser roca triturada se definen dos juegos de fracturas con una densidad lineal igual de 50 unidades en cada metro. Por el aspecto de esta zona, la cantidad de

fracturas y un cizallamiento intenso, se puede considerar este sector como el núcleo de la falla principal.

En la figura 42 se observa la ubicación de las diferentes zonas de daño asignadas en el afloramiento estudiado, con diferentes colores de acuerdo a la zona de deformación. Además, se muestra el diagrama de rosas de las fracturas presentes en todo el afloramiento.

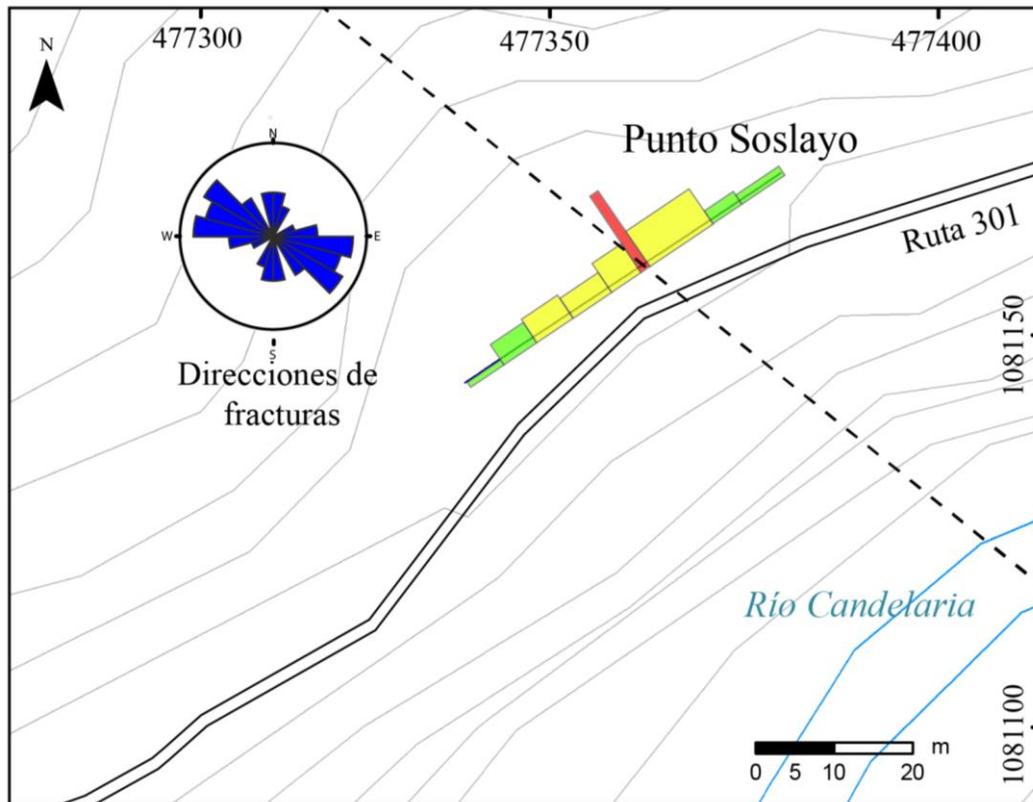


Figura 42: Mapa de zonas de daño en el Punto Soslayo con diagrama de rosas. Ubicación del sitio El Soslayo, donde se muestra en rojo la zona de daño de mayor deformación, amarillo deformación intermedia y verde de baja deformación. Línea punteada indica el trazo hipotético de la falla local.

El hecho de que haya muchas fracturas quiere decir que no necesariamente todas esas fracturas tienen que ser paralelas a la falla, pueden ser fallas menores a un nivel menor y conjugadas a la falla principal. Por esta razón, se propone la falla El Soslayo que pasa por el afloramiento en ese punto y causa las fracturas y fallas secundarias presentes.

Es importante mencionar que para la zona de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, la escala difiere con respecto a la falla de El Soslayo, por lo cual hay una limitación en la continuidad de los afloramientos que la exponen. Esa falta de continuidad establece que la densidad lineal de fracturas sea medida puntualmente en afloramientos disponibles y por este motivo se ligan los resultados de cada punto a través de transectos perpendiculares y subparalelos a los sistemas de falla. Por esa razón, no es posible utilizar el método de la densidad acumulada. Además, se debe señalar que las incertidumbres de este análisis son más comunes en las fallas a gran escala, que generalmente se componen de varios segmentos de fallas.

5.2 ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS EN EL SISTEMA DE FALLAS JARIS

Para determinar la zona de daño de la falla Jaris se visitaron 13 sitios cerca de las localidades como Mesa, Resbalón, San Ignacio, Chirracá y alrededores, en los que se siguió el procedimiento descrito en la sección 1.4.3. La distribución de sitios donde se obtuvieron datos de campo permitió el análisis de las zonas de daño a lo largo de tres transectos: dos perpendiculares y uno subparalelo a las trazas de falla principales (Fig. 43).

Este sector muestra varias trazas de falla con rumbo variable entre N y NW (Fig. 43), que se detallan en la sección 3.2.1. Además, hay una cantidad limitada de afloramientos de buena calidad para el estudio de las zonas de daño. Por esas razones, en este sitio aumenta el nivel de complejidad poder determinar una zona de daño. Asimismo, se propone recorrer la falla Jaris con una orientación SW – NE, para tratar de cubrirla perpendicularmente y ver el cambio en la densidad lineal de las fracturas, así como la orientación de estas y su relación con la deformación causada por la falla Jaris.

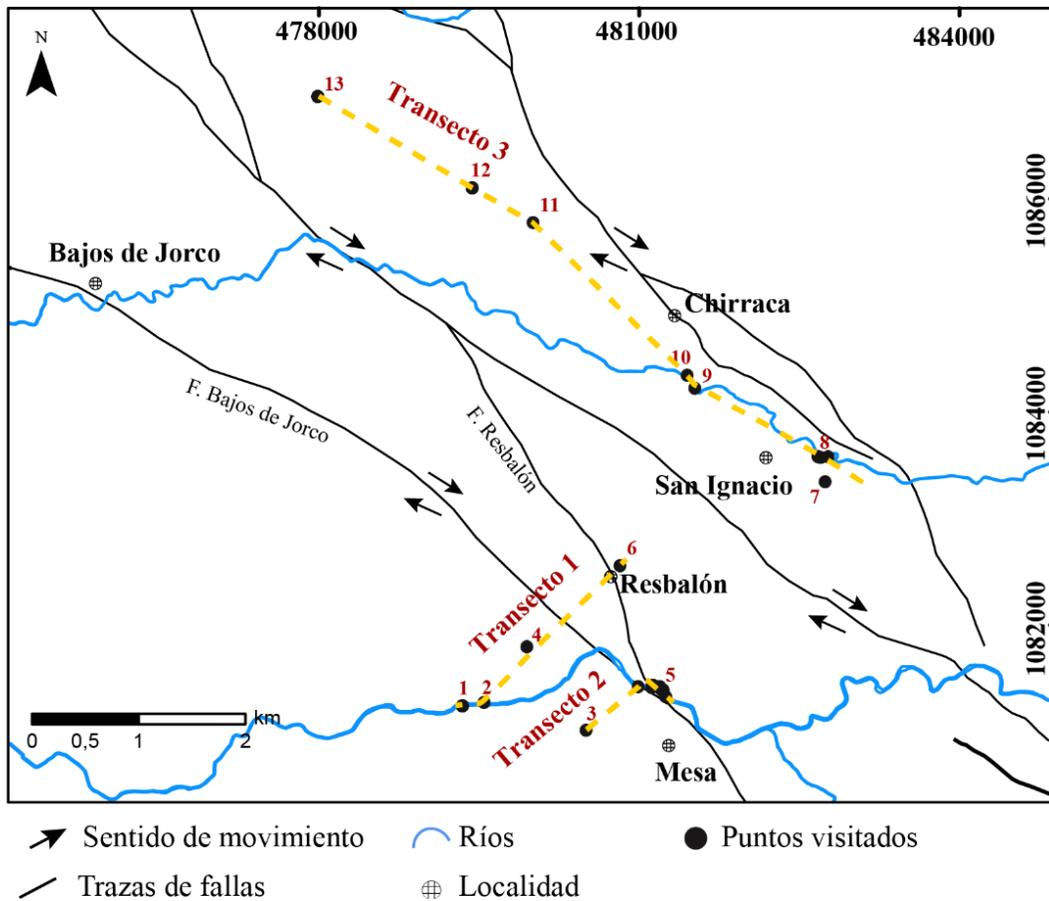


Figura 43: Ubicación de los sitios visitados para analizar la zona de daño en el sistema de fallas Jaris. Con línea punteada amarilla se muestran los diferentes transectos para estudiar las zonas de daño.

5.2.1 Transecto 1: Resbalón

El primer transecto contiene los puntos 1, 2, 4 y 6 (Fig. 43), tiene una longitud aproximada de 2 km, con un rumbo promedio de N30°E, es decir perpendicular a dos trazos de la falla en este sector. En este transecto 1 hay una diferencia en la densidad lineal de fracturas al SW y NE del sistema de falla.

Al SW de los trazos de falla, la densidad lineal mayor es de 6 fracturas por metro (punto 2, fig. 45) y corresponde con lutitas negras, friables y muy laminadas, similares a las de El Soslayo, con un buzamiento de N16°W/27°. En menor densidad lineal le sigue el sitio 4 con 4,5 fracturas por metro (Fig. 45), en estratos métricos de areniscas medias de color

gris con abundante meteorización esferoidal y pátinas color café claro, con un buzamiento de $N26^{\circ}W/27^{\circ}$ (Fig. 44A). El sitio 1 es el de menor densidad lineal de 3,5 fracturas por metro, orientadas al $N05W/33^{\circ}$, corresponden hacia la base con paquetes decimétricos de arenisca media, color gris oscuro, con icnofósiles en un, sobreyacidos por paquetes decimétricos de areniscas finas y medias, color gris claro, con contactos ondulantes entre estratos y abundante laminación paralela y ondulada y hacia el techo paquetes centimétricos de arenisca gruesa, con bioturbación y con contactos ondulantes (Fig. 44A).

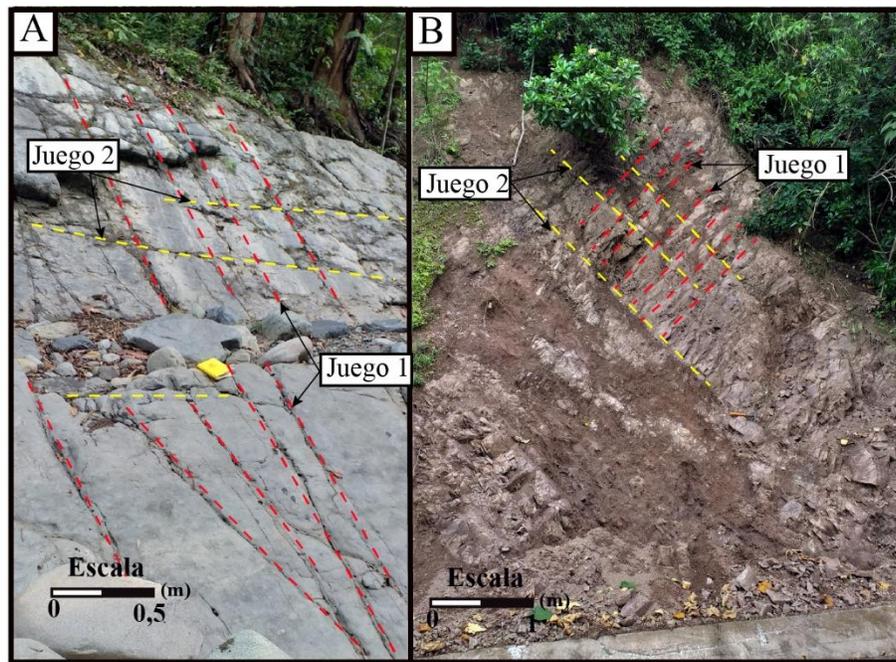


Figura 44: Detalles de las rocas y fracturas en los puntos 1 y 6. A) Fracturas en el afloramiento en el margen derecho del río Candelaria, con los estratos buzando $N05W/33^{\circ}$. B) Juegos de fracturas presentes en las andesitas del afloramiento del punto 6.

Al NE del sistema de falla se observaron la mayor densidad lineal de fracturas del transecto, con 14 fracturas por metro (punto 6, Fig. 45). Este sitio se encuentra muy cerca del trazo de la falla; acá las rocas son masivas y muy alteradas, de color rojizo y con granos blancos irreconocibles, que coinciden con andesitas. Presenta dos juegos de fracturas: el juego 1 de rumbo de buzamiento promedio de $S78^{\circ}W/61^{\circ}$, mientras que el juego 2 presenta un rumbo medio de $S79^{\circ}E/42^{\circ}$ (Fig. 44B).

Los resultados concuerdan con lo esperado, pues el punto más cercano al trazo (punto 6), es el que presenta una densidad lineal de fracturas mayor, mientras que en el punto más alejado (punto 1) la densidad lineal es la menor. Los otros puntos presentan una densidad lineal intermedia, sin embargo, el punto 2 presenta una densidad lineal un poco mayor con respecto al punto 4 que se encuentra más cercano, no obstante, es un cambio menor, que también muestra la poca influencia de la falla en las rocas de estos puntos.

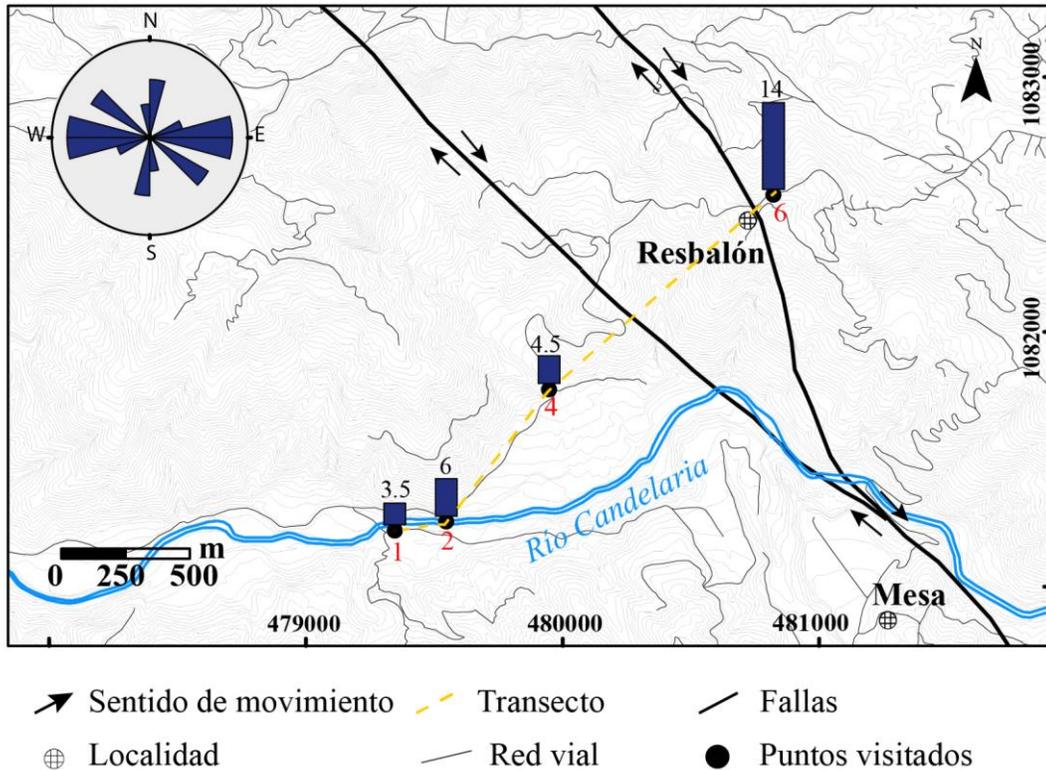


Figura 45: Mapa de densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 1 en el sistema de fallas Jaris. Las barras en color azul muestran los valores de la densidad lineal de las fracturas en cada afloramiento. Diagrama de rosas de los rumbos de las fracturas.

En resumen, como se observa claramente en la figura 45, existe una marcada diferencia al SW y al NE del transecto, donde a pesar de que se interpreta una traza de falla al S de Resbalón, cerca del punto 4, no hay evidencia de un decrecimiento en la magnitud del daño que causa esa traza. Por el contrario, el daño es más del doble al N, que podría estar asociado directamente a la influencia y cercanía del trazo de la falla que pasa por Resbalón. Además, se resalta en el diagrama de rosas las dos principales direcciones de fracturas en

este transecto, una entre 351° y 360° que presenta el valor máximo de 28,6% así como otra entre 91° y 95° (Fig. 45).

5.2.2 Transecto 2: La Mesa

El transecto 2 contiene los puntos 3 y 5 (Fig. 43), con una distancia aproximada de 0,8 km, inicia con un rumbo promedio de $N50^\circ E$, es decir perpendicular al trazo y en el punto 5, donde se detallaron varios sitios, el rumbo pasó a ser de $N45^\circ W$, en otras palabras, paralelo al trazo de la falla. En este transecto 2 no se observa una diferencia tan marcada en la densidad lineal de fracturas en los puntos visitados con respecto a los trazos del sistema de falla. Al SW de los trazos de falla, solamente se presenta un punto, donde la densidad lineal es de 12 fracturas por metro (punto 3, fig. 43) y consiste en paquetes métricos masivos de lutita negra intercalados con paquetes decimétricos de arenisca media café, buzando con dirección $N03^\circ W/53^\circ$.

El trazo de la falla se traza entre los poblados de Mesa y Resbalón, cercano al río Candelaria, donde por su fácil acceso se tuvo acceso a las rocas de este sector para buscar indicadores cinemáticos, o indicios del trazo de la falla y analizar la deformación de las rocas cada vez más cerca ella. Este es el punto 5 (Fig. 43), donde se realizó una descripción detallada de las rocas y las fracturas. A continuación, se describen con mayor detalle cada uno de estos sitios dentro del punto 5 (Fig. 46A).

En el punto 5, el sitio B presenta la mayor densidad lineal de 17 fracturas por metro, (Fig. 48) y corresponde con arenisca fina, color negro con poca reacción al HCl, solamente en algunos clastos, además de 30% de Thalasinoides. Asimismo, en este sitio se encuentra un dique en contacto con la lutita, con bordes enfriados en ambos lados del dique (Fig. 46B), con un espesor máximo de 40 cm. Este dique presenta textura porfírica, compuesto por fenocristales de minerales plagioclasa en un 15% y una matriz gris clara con cristales secundarios de piritita en un 15 % y porosidad rellena de cemento calcáreo en un 2 %. La orientación del dique es $S48^\circ E$, $60^\circ S$, además la roca caja presenta fracturamiento moderado, con una densidad lineal de 22 fracturas por metro, con orientaciones paralelas

y perpendiculares con respecto al dique que permite interpretar el origen de esas fracturas, que en este caso están relacionadas tanto con la intrusión ígnea como con el fallamiento.

En menor densidad lineal le sigue el sitio D, con 16 fracturas por metro (Fig. 48), donde presenta variaciones tanto en la cantidad de las fracturas como en la litología. La roca varía iniciando con una brecha media en una matriz fina, seguida de una arenisca fina, color gris oscura, seguida de nuevo la brecha media descrita y finaliza con arenisca fina, buzando con dirección entre $S60^{\circ}W/85^{\circ}$ y $N53^{\circ}W/18^{\circ}$.

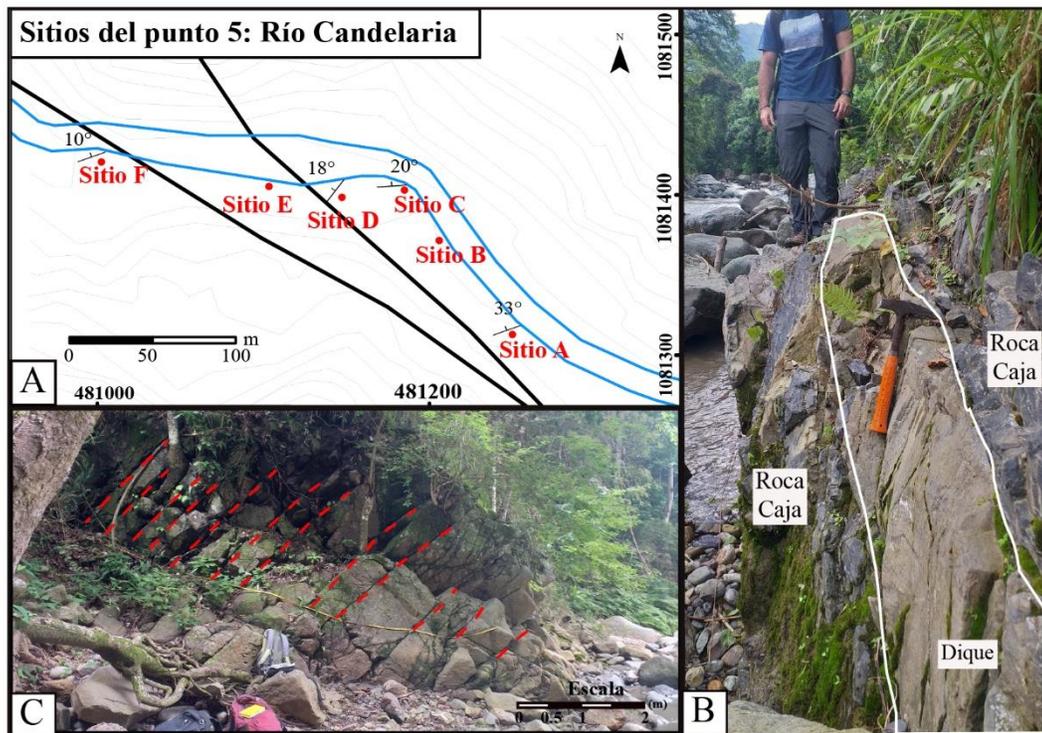


Figura 46: Sitios visitados en el punto 5 del transecto 2 en el sistema de fallas Jaris. A) Mapa de acercamiento el punto 5 sobre el río Candelaria con los sitios visitados en color rojo y las direcciones de buzamientos presentes en las rocas. B) Acercamiento al sitio B, del dique descrito con las rocas de lutita negra circundantes. C) Fracturas del juego 4 en el sitio C, al margen derecho del río Candelaria, señaladas con líneas rojas punteadas.

Continúa el sitio C con 10 fracturas por metro en arenisca media color gris oscuro en estratos métricos, con variaciones en facies a brecha fina en forma masiva, con 50% de clastos, con buzamiento estratigráfico de $N04^{\circ}E/20^{\circ}$. Se identificaron 4 juegos de

fracturas, donde el juego 1 se observó mejor al margen izquierdo del río, mientras que los demás juegos del margen derecho del río (Fig. 46B).

Sigue el sitio E en densidad lineal de fracturas, con siete fracturas por metro. En este sitio la roca se mantiene igual que en los sitios anteriores, con una lutita negra, pero presenta la particularidad de ser intruida por un dique (Fig. 47A). Este dique presenta geometría en échelon con saltos a la derecha, con dimensiones en general de todo el arreglo, aproximadas de 10-20 cm de ancho y 1,6 m de largo, con forma sinuosa de los contactos. Además, se observan bordes enfriados, tanto en el dique como alrededor de los xenolitos que se encuentran en él (Fig. 47A). Este dique comparte características similares al dique ubicado en el sitio B, con una textura afanítica-porfirítica, con minerales de plagioclasa en un 10% y una matriz gris con piritita abundante (15%), como mineral secundario. La orientación del dique es de $S60^{\circ}W/85^{\circ}$ con la lutita negra como la roca caja y el buzamiento de los estratos es de $N5^{\circ}3W/18^{\circ}$.

Por último, los sitios A y F son los que presentan la menor densidad lineal, con 4 y 5 fracturas por metros, respectivamente (Fig. 47B). El sitio A corresponde con estratos de arenisca fina, color negro y con 30% de Thalasinoides, buzando $N20^{\circ}W/33^{\circ}$. Se presentan dos juegos de fracturas, el juego 1 con un rumbo de buzamiento de $S45^{\circ}W/53^{\circ}$, mientras que las fracturas del juego 2 con un rumbo de buzamiento de $S47^{\circ}W/50^{\circ}$. El sitio F presenta lutitas negras masivas, con buzamiento aproximado de $N20^{\circ}W$ con bajo ángulo.

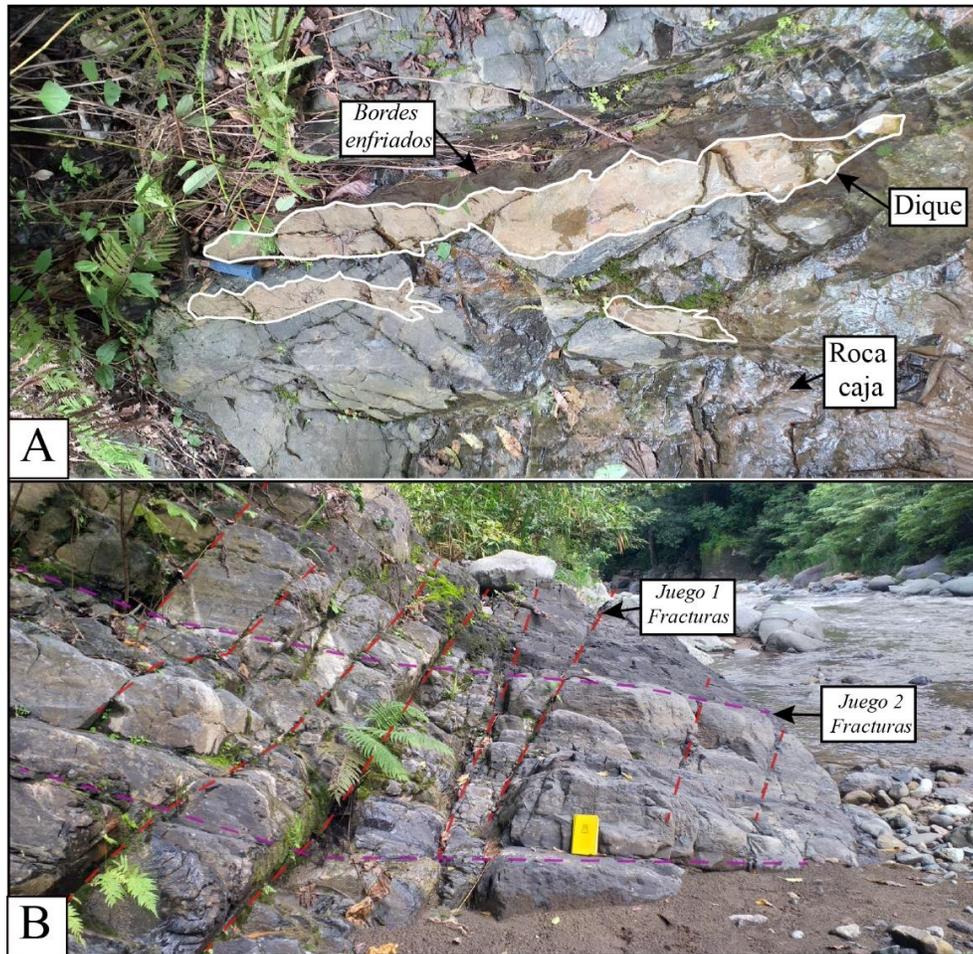


Figura 47: Detalles de las rocas y fracturas de los sitios visitados en el punto 5. A) Acercamiento al sitio E, del dique descrito con las rocas de lutita negra circundantes. B) Acercamiento al sitio 1, se observan las fracturas principales y secundarias.

En todos los afloramientos de este punto, el común denominador en la litología es la predominancia de estratos masivos de arenisca media y brecha fina, y la lutita negra especialmente donde intruyen diques. Otro aspecto interesante es la presencia de los diques en el área, que indican extensión. En la siguiente figura 48 se observa la representación de la densidad lineal de las fracturas con respecto a su ubicación de los trazos de las fallas. Además, las orientaciones de los diques son altamente oblicuas a las de las fracturas, por lo cual existe relación en su formación.

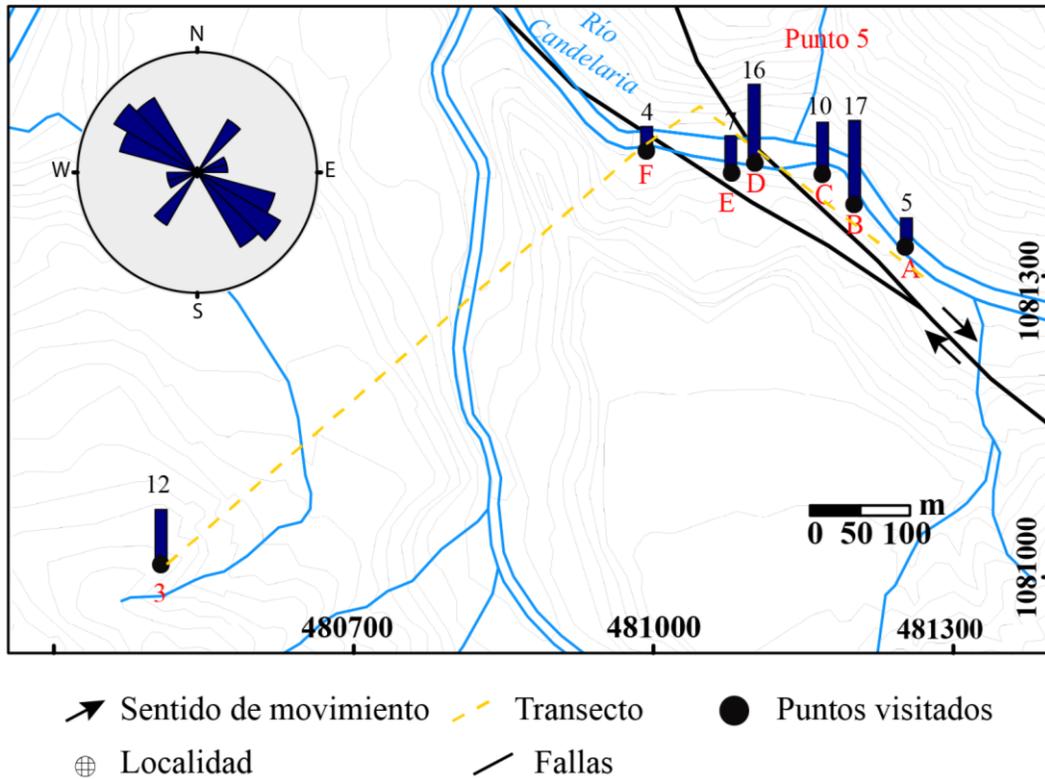


Figura 48: Mapa de densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 2 en el sistema de fallas Jaris. Las barras en color azul muestran los cambios en la densidad lineal de las fracturas. Diagrama de rosas de los rumbos de las fracturas.

Conforme a la relación de los trazos de la falla con respecto a la cantidad de fracturas en cada punto, cómo se observa en la figura 48, los resultados muestran que en el punto 3 se presenta una densidad lineal de fracturas de 12 por m^2 , que por estar más lejos del trazo de la falla se espera que la deformación a causa de ella sea baja. Por otro lado, los diferentes sitios del punto 5 se presentan variaciones de densidad lineal, que depende también de su ubicación con respecto a los trazos, pues la posición varía perpendicular y paralelamente; sin embargo, se observa como en los sitios A y F la densidad lineal es menor, lo que revela la poca deformación de las rocas producto del movimiento de la falla, a pesar de que el sitio F se encuentra muy cerca del trazo. En B y D (cerca del trazo derecho) la densidad lineal es mayor, que indica una mayor deformación a causa de la falla. Los otros sitios (E y C) presentan una densidad lineal intermedia. Además, se resalta en el diagrama de rosas (Fig. 48), al menos cuatro direcciones de fracturas en este

transecto, así como se muestran las direcciones de los diques, que concuerdan con la dirección dos direcciones principales de fracturas.

5.2.3 Transecto 3: San Ignacio

El transecto 3 se encuentra del lado E, entre los trazos de falla (Fig. 43), se visitaron 6 puntos del 7 al 12, con una distancia aproximada de 6.5 km y un rumbo promedio de N50°W, subparalelo al trazo de la falla, al SE con los puntos más cercanos y al NW los más alejado al trazo. En este transecto 3 se presenta una diferencia en la densidad lineal de fracturas al SE y NW del sistema de falla.

Desde el SE de los trazos, los puntos 8 y 9, cerca del centro de San Ignacio de Acosta (Fig. 51), son los que presentan la mayor densidad lineal de fracturas y la mayor cercanía a los trazos de la falla. El punto 8, donde el río Jorco forma un salto de 2 m, la densidad lineal es de 17 fracturas por metro (punto 8, fig. 51) y corresponde con una brecha masiva con clastos angulares de tamaños, centimétricos hasta decimétricos (Fig. 49B). Los clastos se presentan en un 25% y la composición es monomítica, que corresponden con andesita porfirítica, de color gris medio a oscuro, algunos de estos bloques están fracturados. La matriz de la brecha corresponde con arenisca media a gruesa color gris y con fuerte reacción al HCl en algunos de estos clastos.

La brecha está en contacto con un dique andesítico que la intruye. Este exhibe una gradación textural desde el contacto, donde es afanítico, hasta el interior del intrusivo, donde es afanítico porfirítico, con 5% de fenocristales de plagioclasa menor a 2 mm y 1% de minerales máficos. Además, posee varias vetas mm de calcita (Fig. 49A). El buzamiento de contacto entre la brecha y el dique es de 230°/36° y presenta fracturas tectónicas subparalelas al contacto.

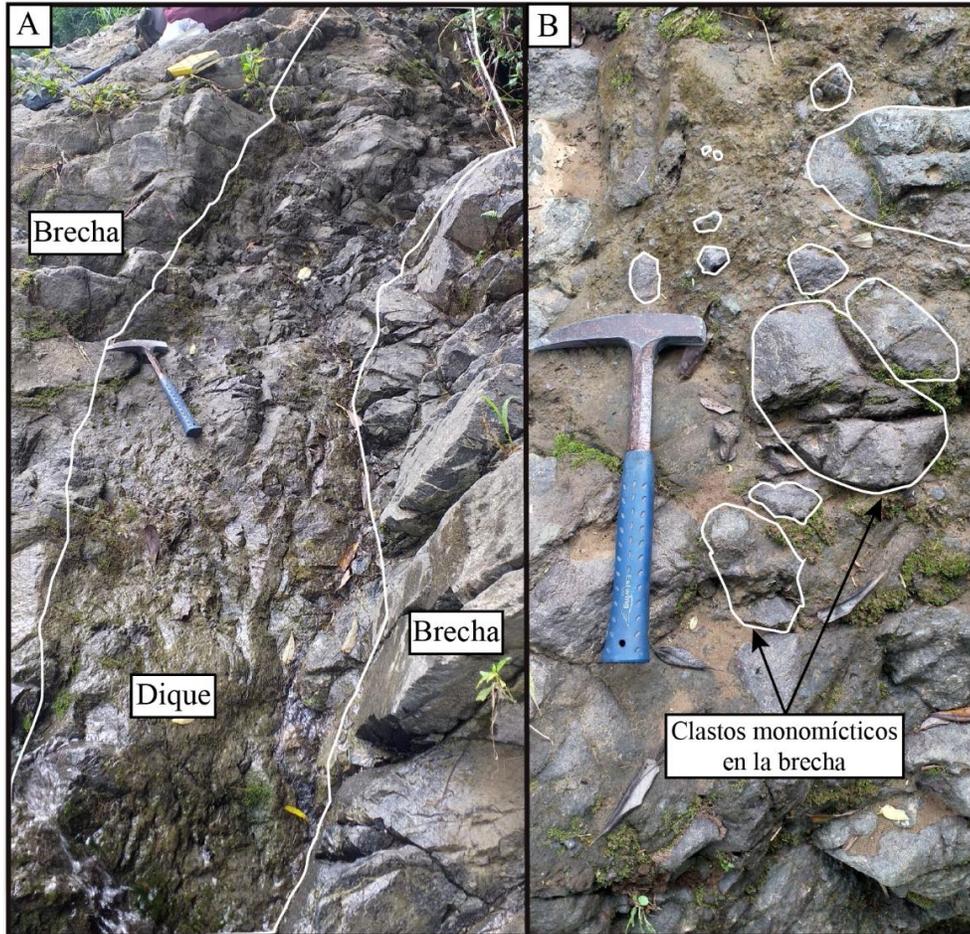


Figura 49: Detalles de las rocas del punto 8, en el Sistema de fallas Jaris. A) Fracturas en el sitio de contacto entre la brecha y el dique, donde se muestra la variación en la cantidad. B) Clastos monomícticos en la brecha.

Continuando según la densidad lineal se presentan al NW el punto 9, con 16 fracturas por metro que corresponde con rocas alteradas a arcillas de colores amarillentos, grisáceos, verdosos y rojizos. Según esta evidencia, las rocas se pueden asociar con alteración hidrotermal; sin embargo, no se identifican claramente los minerales secundarios. Debido a eso no se descarta que los colores se pueden deber al agua lixiviada que baja por el talud.

Del lado izquierdo del afloramiento, se encuentra un dique de andesita, color gris oscuro, con variaciones en la tonalidad, y con plagioclasa y piroxenos, presenta forma tabular y fracturas de enfriamiento perpendiculares al contacto (rosa en Fig. 48). La roca que está en contacto con ellos es arcilla que de acuerdo con la geología regional corresponde con lavas muy meteorizadas. Con relación a la deformación de las rocas en este sector, se

presenta alta, tanto en los diques como en la roca caja del afloramiento. La orientación de las rocas es de 320° , 64° N y se observan dos juegos de fracturas.

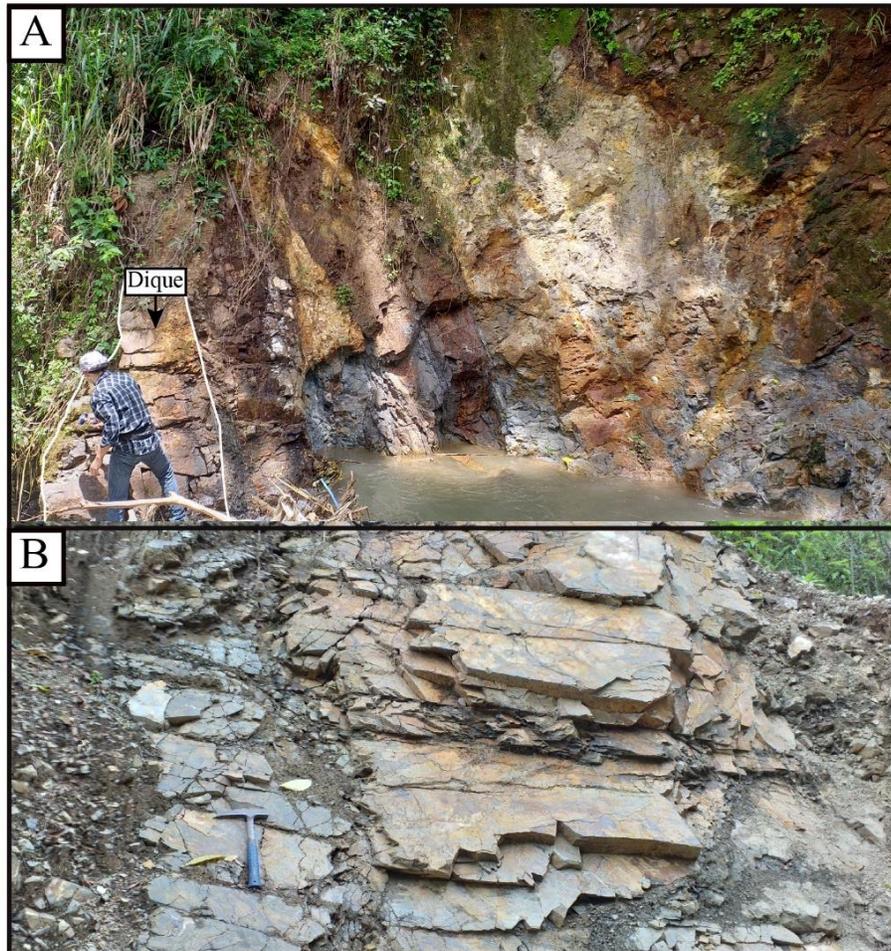


Figura 50: Fracturamiento en las rocas de los puntos 11 y 14. A) Afloramiento del punto 11, con cambios en las tonalidades de las rocas y las fracturas presentes. B) Fracturas en el punto 14, donde se observan los dos juegos de fracturas presentes y el tipo de roca correspondiente con arenisca de tonos anaranjados.

El punto 12 está en el punto más lejano (en el extremo NW del transecto), pero es el que sigue en densidad lineal, con 10 fracturas por metro. Corresponde con areniscas finas a lutitas friables, además presentan pátinas de oxidación milimétricas de color anaranjadas y rojizas (Fig. 50B), con algunos círculos milimétricos que reaccionan fuerte al HCl, en los estratos de la parte de arriba del afloramiento se observan unos en la parte debajo de la carretera no se observan.

El punto 10, con 8 fracturas por metro, que corresponde con areniscas finas y de color gris, además, presentan fósiles con fuerte reacción al HCl. Se presentan 2 juegos de fracturas, donde el conteo de fracturas en 1 m², se determinaron 2 fracturas del juego 1 y 6 del juego 2. El punto 11 presenta un juego de fracturas con una densidad lineal de 6 por metro, en bloques donde se pierde su continuidad debido al suelo y la vegetación. Se identifica el tipo de roca como areniscas finas a medias, color verdosas y con gran dureza. Las rocas presentan deformación, con sus planos estratigráficos buzando en promedio a 074°/15°.

El punto 7, a pesar de que se encuentra cerca de los trazos de la falla, es el que presenta la menor densidad lineal de fracturas, con 5 fracturas por metro. Resulta de andesitas parcialmente meteorizadas, con 20% de plagioclasas de 1 mm, con vesículas mineralizadas, en un afloramiento de aspecto blocoso.

En el caso de este transecto, al ser subparalelo al trazo de la falla, se espera que la densidad lineal de la fractura sea similar a lo largo del transecto, con leves cambios según su cercanía. De acuerdo a la densidad lineal de fracturas, como se observa en la figura 51, los puntos más cercanos al trazo este son los que representan una mayor densidad lineal, con 17 y 16 fracturas por metro en los puntos 9 y 11 respectivamente, que indica una mayor deformación a causa de la falla. Los puntos 7, 12 y 13 tienen la menor cantidad de fracturas por metro al estar más lejos de los trazos, lo que revela la poca deformación de las rocas producto del movimiento de la falla. Sin embargo, el punto 14, a pesar de que se encuentra a 1,5 km de la traza de falla, presenta una densidad lineal intermedia de 10 fracturas por metro.

En algunos de los puntos visitados cerca de los trazos del sistema de fallas Jaris se presentaron diques, por lo cual se puede analizar si su emplazamiento fue controlado por el fallamiento. La forma y el tamaño de los intrusivos tabulares está relacionado con la magnitud del esfuerzo extensivo que produce la apertura de la fractura donde se emplaza el magma, en este caso se propone que es un esfuerzo extensivo tectónico.

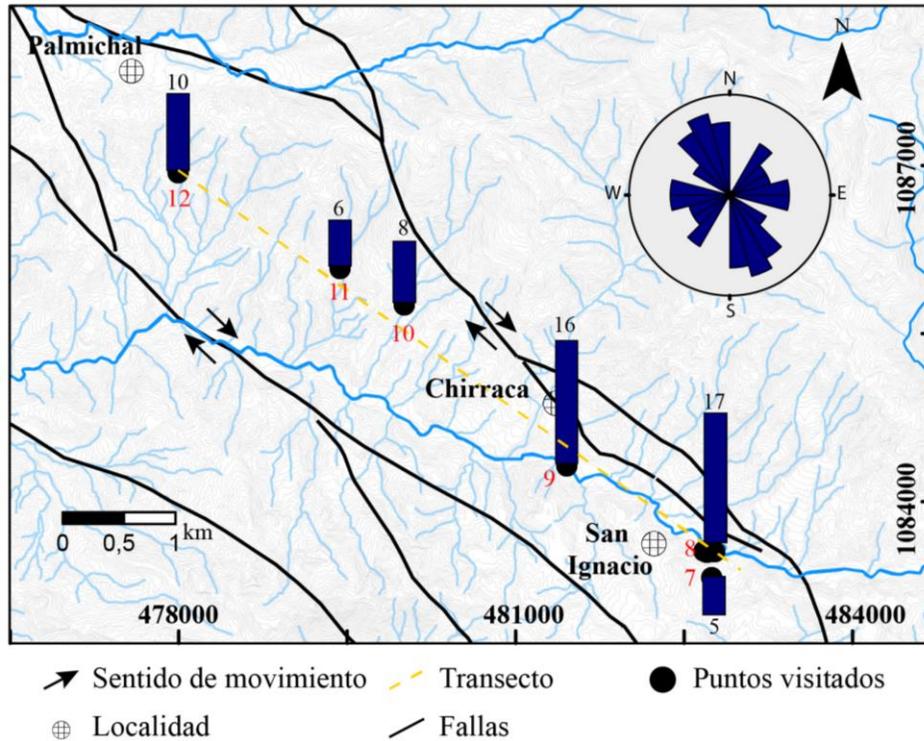


Figura 51: Mapa de densidad lineal de fracturas en cada punto del transecto 3 en el sistema de fallas Jaris. Las barras azules muestran los cambios en la densidad lineal de las fracturas.

Además de que el sistema de fallas Jaris es largo y complejo, el análisis se llevó a cabo en una zona de daño de enlace se desarrollan en pasos entre dos fallas subparalelas, y las estructuras desarrolladas dependen de si el paso es extensional o contractivo, las zonas donde se presentó la mayoría de fracturas corresponde con no más de 200 m del trazo de las fallas. Por lo tanto, se interpretan como zonas de daño pequeñas, en comparación con la gran longitud del sistema (Fig. 52), utilizando los colores aplicados en el ejemplo de El Soslayo.

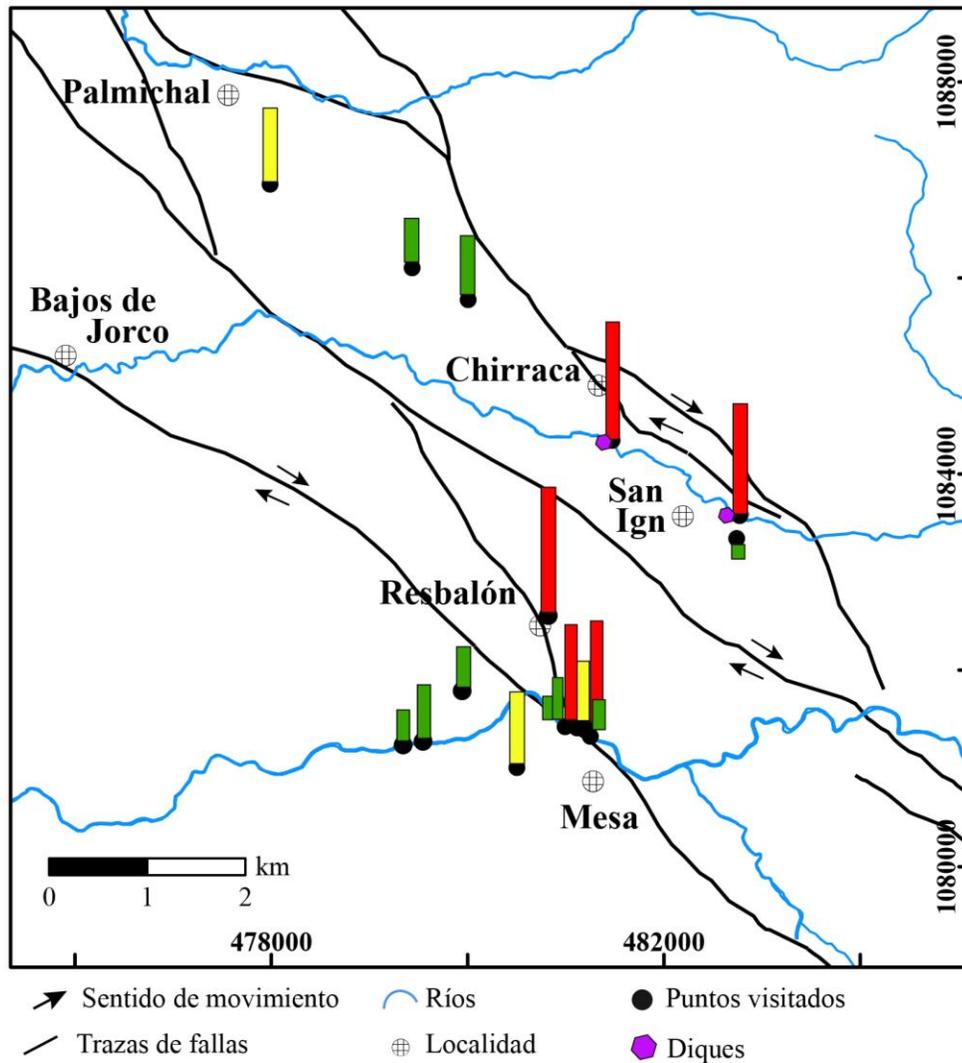


Figura 52: Mapa general de la densidad lineal de fracturas en el sistema de fallas Jaris, en los tres transectos estudiados. Las barras en color verde muestran densidad lineal y diques de 0-10, las amarillas de 10-15 y las rojas mayores a 15. Los puntos morados representan los sitios donde se encontraron diques.

Las zonas con mayor densidad lineal (barras rojas) se presentan más cerca que los trazos de las fallas, cerca de Resbalón y de San Ignacio. La zona de daño de la falla Jaris está restringida al trazo y que existe la probabilidad de que existan fallas más pequeñas como el Soslayo, que afectan que aumenten la densidad lineal del fracturamiento, como en el punto más el NW se sale del comportamiento típico de densidad lineal de fracturas.

5.3 ZONA DE DAÑO DE LAS ROCAS EN EL SISTEMA DE FALLAS CANDELARIA

La zona de daño de la falla Candelaria se visitaron 5 sitios cerca de la localidad de Bocana y se siguió el procedimiento descrito en la metodología (sección 1.4.3 de la metodología del análisis estructural). Tal y como se observa en la figura 53 y se describe en el capítulo de descripción morfotectónica del sistema de fallas Candelaria (sección 3.2.2), en este sector central se determinan dos trazos de la falla, casi paralelos. Por esta razón en este sitio, se recorre perpendicularmente la falla en una orientación SW – NE, y se mide la densidad lineal de las fracturas, así como la orientación de estas y su relación con la deformación causada por la falla.

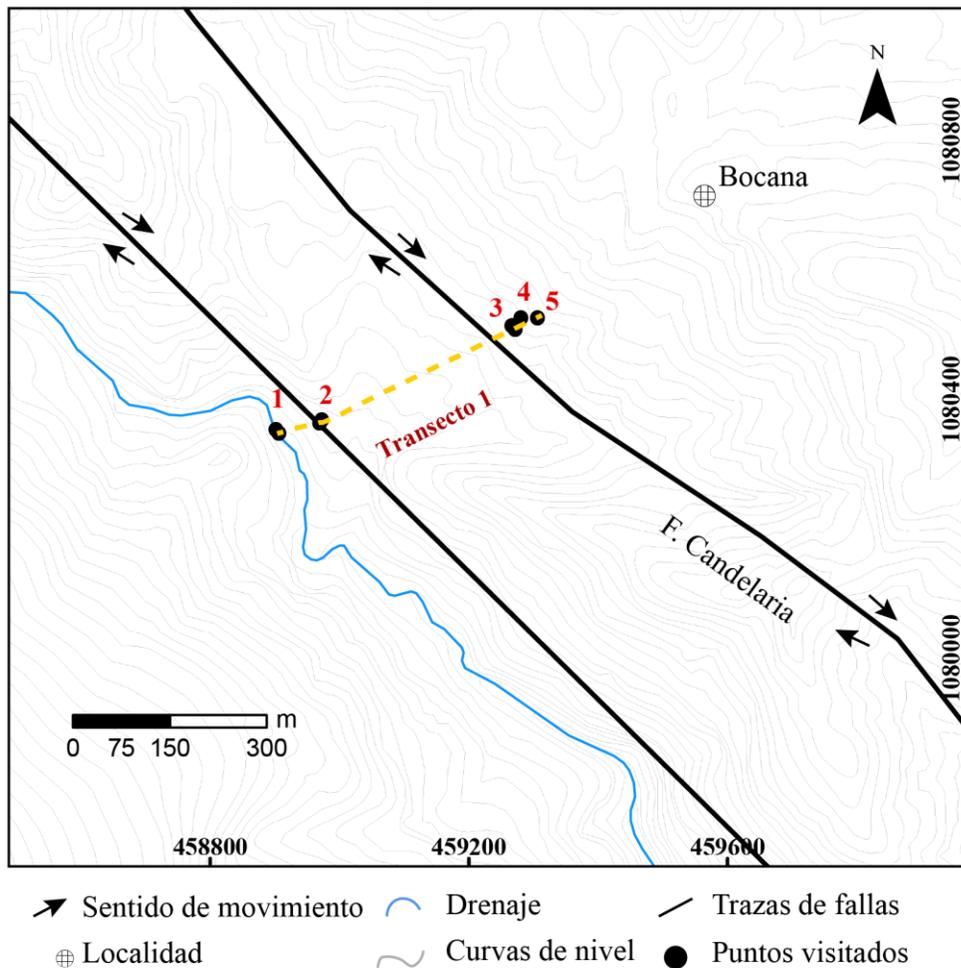


Figura 53: Ubicación del transecto (línea punteada amarilla) perpendicular al sistema de falla Candelaria, que atraviesa los sitios donde se estudia la zona de daño.

La falta de afloramientos para este tipo de estudio fue particularmente complejo gracias a ser una zona montañosa y de difícil acceso a los afloramientos. Al igual que para el sistema de sistema de fallas Jaris, en el caso de Candelaria también difiere en escala con respecto a la falla de El Soslayo, por lo hay una limitación en la continuidad de los afloramientos que la exponen. Por esta razón, el análisis se realizó también de acuerdo solamente a la densidad lineal de fracturas por metro dentro de cada afloramiento y no la densidad lineal acumulada.

5.3.1 Transecto 1: Bocana

Para esta falla se realizó solamente un transecto, en el que se recorrieron los puntos del 1 al 5, respectivamente (Fig. 53), para una distancia aproximada de 500 m, con un rumbo promedio de N40°E, es decir perpendicular a dos trazos de la falla en este sector. El punto 1 presenta un afloramiento en la margen derecha del río Bocana de aproximadamente 20 m de largo y 2 m de alto. El tipo de roca presente corresponde con basalto afanítico gris oscuro, con patinas de meteorización de color anaranjado y con gran cantidad de fracturas.

En cuanto al comportamiento estructural de este sector se observan fracturas sistemáticas en cuatro rumbos principales (Fig. 54A): el juego 1 son las fracturas predominantes en este punto y presentan rumbo NW, con alto ángulo, son las más largas, y se encuentran rellenas de sílice amarillento más claro y granular, es decir, se depositó en el momento en que se abrió; en el grupo 2 se presenta fracturas con rumbo NE a N-S, con alto ángulo; están rellenas de sílice no fibroso y cortan a juego 1 y las desplazan de manera dextral (Fig. 54B). El grupo de fracturas 3 tiene dirección NW, presenta bajo ángulo, y no contiene un relleno; además se observa bien del lado izquierdo del río. En el juego 4 las facturas son oblicuas al juego 1, están rellenas también de sílice más granular y presentan un alto ángulo de buzamiento. En cuanto a la deformación de las rocas, los cuatro juegos de fracturas presentan una densidad lineal de 25 por m².

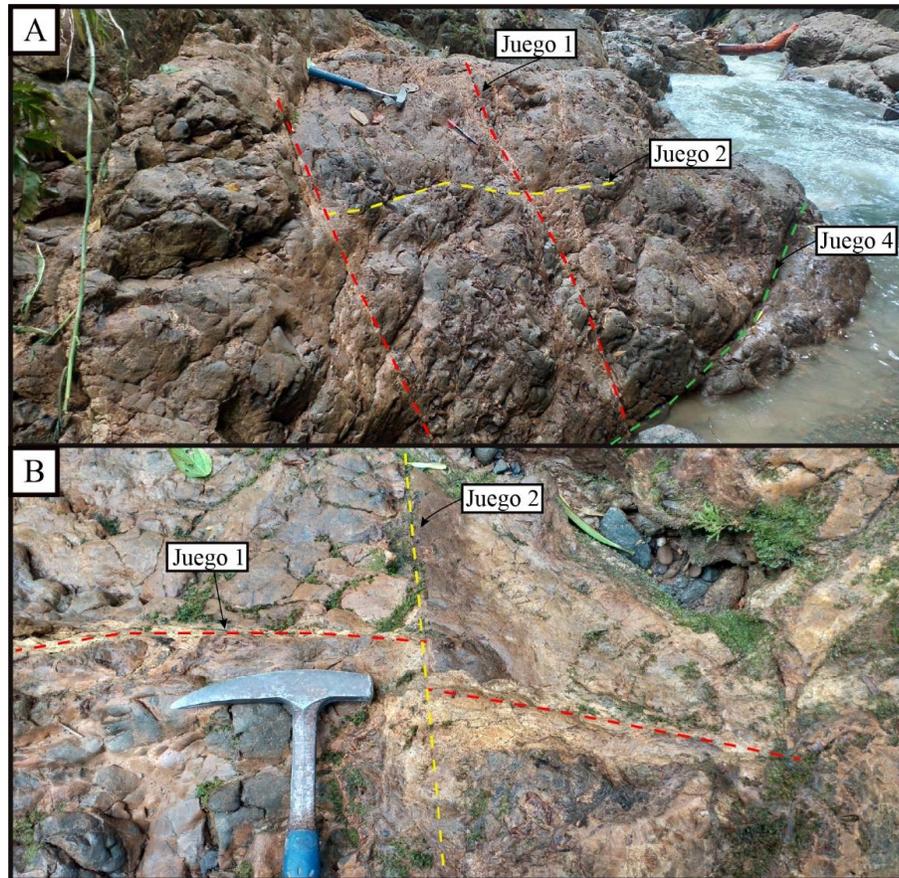


Figura 54: Fracturamiento en las rocas del punto 1 en el sistema de fallas Candelaria. A) Afloramiento con tres de los cuatros juegos de fracturas presentes. B) Fracturas en el punto 1, donde se observan los dos juegos de fracturas presentes y el tipo de roca correspondiente con arenisca de tonos anaranjados.

El punto 2 se localiza en una quebrada intermitente afluyente al río Bocana, en un afloramiento en la margen izquierda de 30 m de largo por 10 m de alto aproximadamente. El tipo de roca corresponde con una cataclasita verdosa foliada paralelo al plano de la falla en con rake de 68° , con movimiento dextral inverso, con textura hojosa y arcillosa, y con vetillas rellenas de sílice paralelas a la foliación. El protolito es el mismo basalto afanítico de color gris oscuro, con patinas de anaranjada, basado en núcleos sanos del punto 1. La granulación de los minerales es causada por la acción de un alto esfuerzo mecánico durante el fallamiento.

Esta zona se considera como el núcleo de la falla, con un plano principal de falla $224^\circ/77^\circ$, con una estría de rake 68° y movimiento dextral-inversa, además de fallas secundarias,

una de ellas con rumbo $250^{\circ}/65^{\circ}$ con estría de 19° , 054° con movimiento dextral-inversa y otra de dirección $124^{\circ}/61^{\circ}$, con rake de estría 136° y movimiento sinistral-inversa. Además, en este sector, se deslizan los bloques que caen en el cauce debido a la inestabilidad de los taludes en la zona de falla. Del lado izquierdo de la quebrada se observa también basalto afanítico gris, meteorizado parcialmente a color marrón, con fallas del grupo 3, con dirección de $274^{\circ}/42^{\circ}$, rake de estría 150 con movimiento sinistral-inversa. En cuanto a la deformación de las rocas, los juegos de fracturas presentan una densidad lineal de 43 por m^2 . Entonces, el espesor lateral aproximado de la zona con mayor deformación es de mínimo 100 m.

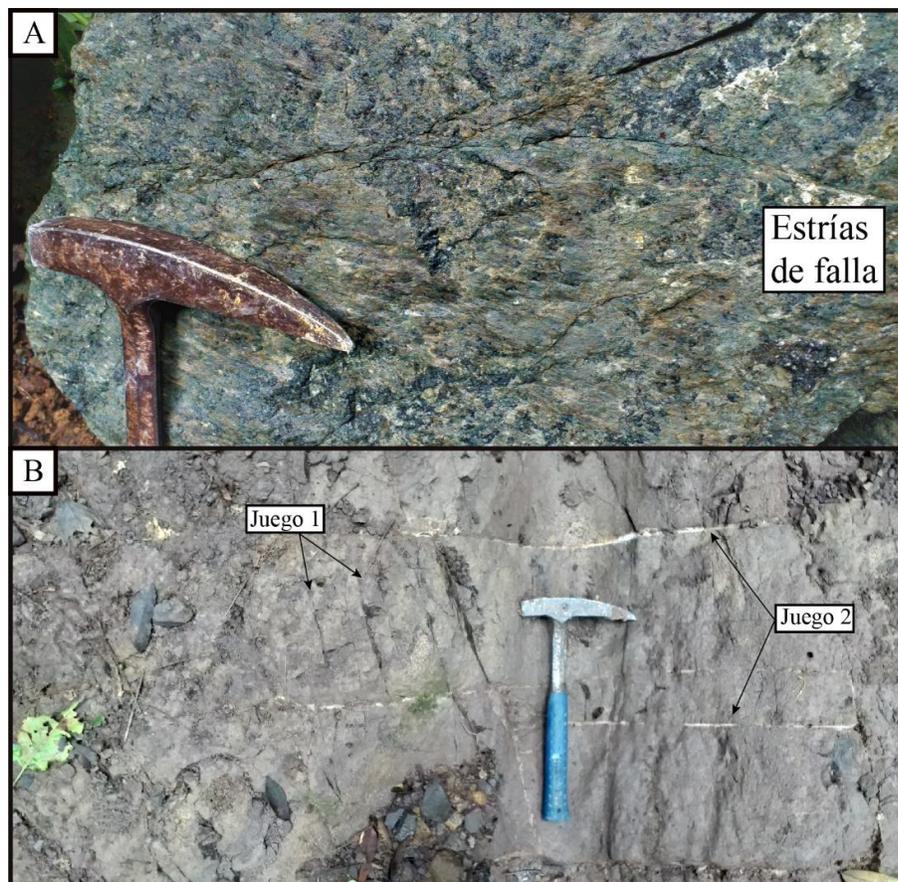


Figura 55: Fracturamiento en las rocas del punto 2 en el sistema de fallas Candelaria. A) Estrías de falla en las rocas del punto 2. B) Fracturas en el punto 4, con dos juegos de fracturas.

Aproximadamente a 300 m del punto anterior se encuentran los puntos 3, 4 y 5, que se encuentran en el camino secundario de 7 m de ancho hacia el río Bocana y se consideran

como parte de la zona de daño de la falla debido a su ubicación con respecto a l núcleo de la falla. El punto 3 es un afloramiento en el camino (visto desde planta) que corresponde con roca arenitizada, color rojizo y muy meteorizada. En este sector las direcciones de las fracturas corresponden con las fracturas de grupos 1 y 3 del punto 1 descritos anteriormente, además, ambas fracturas se cortan entre sí, por lo cual confirman son contemporáneas como en el río. En cuanto a la densidad lineal de fracturas en el sitio se presentan de 17 por m².

El otro punto dentro de este transecto en el camino es el 4 (Fig. 53) que corresponde con un afloramiento de aproximadamente 10 m de alto y 20 de ancho, situado sobre el camino ya descrito (desde planta). En cuanto a la litología presente, contempla roca meteorizada, blancuzca-morada granular, con impregnaciones blancas, sin reacción al HCl. El sitio está deformado con pocas fracturas y el daño es menor con 1 juego de fracturas, con una densidad lineal de 15 fracturas/metro.

Por último, en el mismo camino, está el punto 5, aflorando en el camino. El tipo de roca en este sector corresponde con brechas bastante meteorizada, con clastos aproximados de 1 – 0,5 cm, soportados en matriz de arena gruesa meteorizada y mal seleccionados, con redondez baja y subangulares, de composición variada y no identificable. En algunas rocas se encuentran pátinas propias de la meteorización. Por otro lado, en relación a la deformación del sitio se encuentra solamente un juego de fracturas con una sola dirección de fracturas con una densidad lineal de 9 fracturas/metro.

Como se observa en la figura 56 de acuerdo a la densidad lineal de fracturas en cada punto y su relación con respecto a los trazos de la falla, los puntos más cercanos al trazo W (puntos 1 y 2), son los que presentan una densidad lineal de fracturas mayor, con 23 y 45 fracturas por metro respectivamente, que indica una mayor deformación a causa de la falla. Además, se propone que en este sector es donde se encuentra el núcleo de la falla. Por otro lado, en los puntos 3, 4 y 5 se encuentran a aproximadamente 50 m del trazo E, sin embargo, la densidad lineal es menor, que revela la poca deformación de las rocas producto del movimiento de la falla, con un promedio de 13 fracturas por metro.

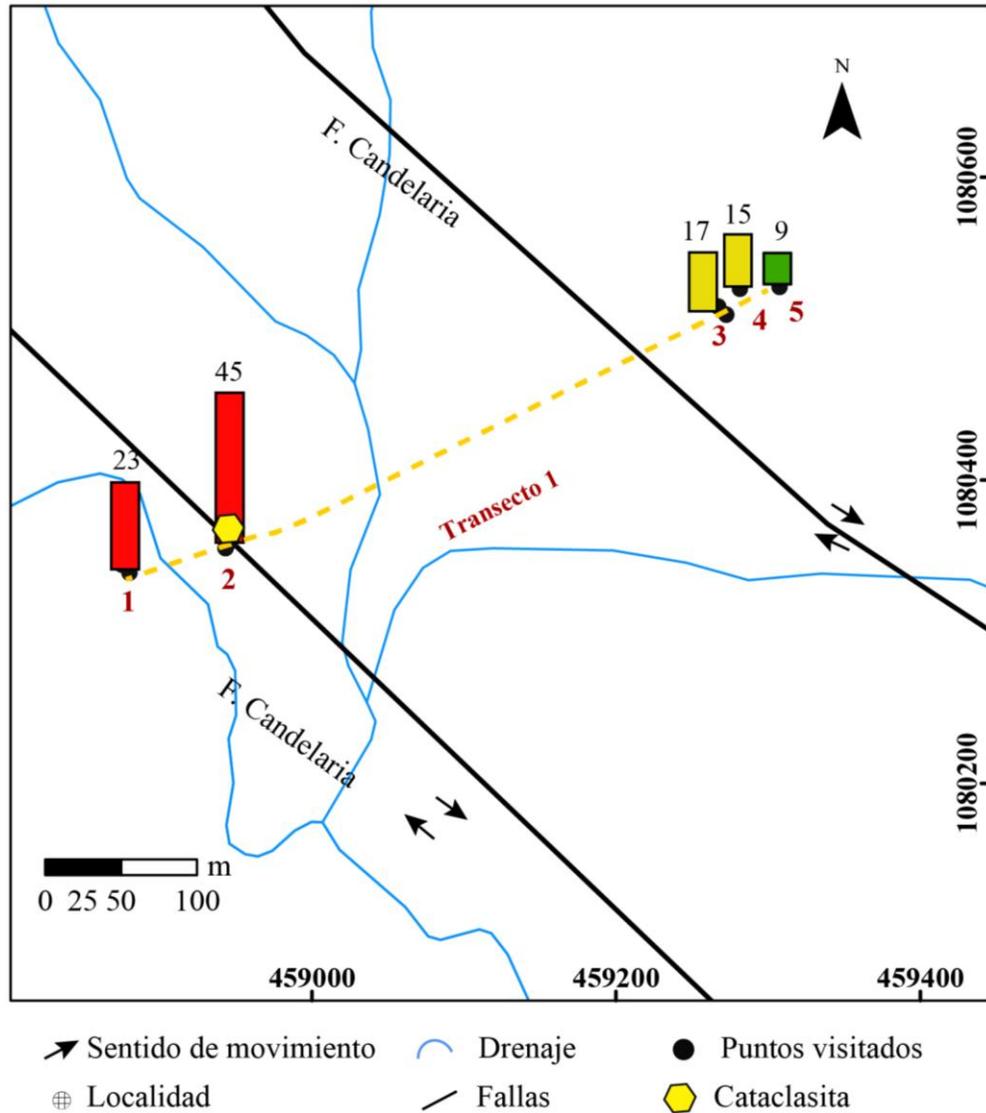


Figura 56: Mapa general de la densidad lineal de fracturas en el sistema de fallas Candelaria. Las barras en color verde muestran densidad lineal de 0-10, las amarillas de 10-15 y las rojas mayo a 15. El punto amarillo representa el sitio donde se encontró la cataclasita.

En la falla Candelaria se encontró que la densidad lineal de fracturas es muchísimo mayor que en la falla Jaris. Esto se puede deber a la influencia de la escala de muestreo/mapa, así como a la diferencia entre las magnitudes de desplazamiento, las edades de las fallas y de las rocas (los basaltos son mucho más antiguos que las rocas por Acosta), los tipos de rocas y su fábrica estructural (los basaltos son masivos mientras que las demás rocas son generalmente estratificadas), lo cual influye en las propiedades mecánicas.

VI. INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA

En este capítulo se realiza la interpretación sismotectónica de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, estudiando su grado de actividad del fallamiento y el potencial sísmico. Además, se compara estos sistemas de fallas en estudio con otros más estudiados como lo son los sistemas de fallas de Atirro-RíoSucio y Caño Negro y se analiza la relevancia e implicaciones tectónicas de los sistemas de fallas en estudio, dentro del contexto tectónico de la región.

6.1 GRADO DE ACTIVIDAD DEL FALLAMIENTO

Los sistemas de fallas Jaris y Candelaria comparten ciertas características, como por ejemplo su gran longitud y su sentido de movimiento; además ambos sistemas están compuestos de lineamientos y fallas con gran cantidad de marcadores geomorfológicos que permiten clasificarlos en débiles, moderados o prominentes, donde predominan los prominentes. Gracias a la descripción morfotectónica de los lineamientos, a la sismicidad y, cuando es posible conocerla, la edad de las rocas, se puede llegar categorizar como fallas y determinar el grado de actividad.

De los dos sistemas de fallas en estudio, el sistema de fallas Jaris es el que presenta menos longitud, con 30 km aproximadamente, y con ancho de 6 km como máximo. Este es un sistema complejo, donde mediante la geomorfología, observaciones sismológicas, geológicas y trabajos anteriores, se determinan cuatro fallas y dos lineamientos (Cuadro 4), con rumbo promedio de todo el sistema de N50°W, evidenciado principalmente por marcadores geomorfológicos lineales como sillas y bermas de fallas, colinas, divisorias, ríos y quebradas desplazadas, además de escarpes y valles de falla.

En el sector NW el lineamiento Palma tiene expresión moderada a débil y se asocia sismicidad a él (Fig. 57), principalmente a 10 km de profundidad. Sin embargo, en este sector la sismicidad presenta una alineación particular con dirección NE, donde no todos los sismos están relacionados a estos lineamientos, sino que pueden corresponder a las

fallas vecinas que se encuentran a pocos kilómetros. Se establece un movimiento dextral gracias al desplazamiento en esa dirección de quebradas y colinas.

La falla Jaris presenta los segmentos: Jaris, Corralar y San Ignacio (Cuadro 4). A pesar de que es más complejo porque se compone de varios trazos y segmentos, y además de se dan cambios de rumbo de ellos, la sismicidad es menor (Fig. 57); sin embargo, se logran asociar grupos de sismos cerca de las localidades de San Ignacio y Palmichal. En cuanto la expresión superficial, la mayoría de los segmentos son moderados a prominentes con marcadores geomorfológicos muy marcados. Los cambios de rumbo provocan extensión y dejan evidencias marcadas y en constante evolución, como el segmento de Corralar, donde se presentan varias generaciones de facetas triangulares y un gran desplazamiento del valle de la localidad. Esta falla por el desplazamiento de quebradas, ríos colinas y divisorias, se establece un movimiento dextral.

La falla Monterrey incluye los segmentos Tabarcia y Monterrey, ambos con expresión geomorfológica prominente y se evidencia principalmente en la gran alineación y valle en el río Candelaria, además de las facetas triangulares bien marcadas en el margen derecho de este río. Por otro lado, presenta sismicidad importante al NW. También se encuentran grupos de sismos al N del segmento de Monterrey, sin embargo en su mayoría no está relacionada directamente con este sistema porque al ser analizada en profundidad presenta una inclinación al SW, que no corresponde con la falla Monterrey, por lo cual podría relacionarse con otra falla vecina (ver sección 4.2.2). Por último, las fallas Resbalón y Bajos de Jorco se consideran fallas activas y presentan expresión superficial de moderada a prominente y actividad sísmica al NW de la falla Bajos de Jorco.

En el sistema de fallas Jaris no se encontró en el campo el núcleo de falla, a pesar de que se visitaron puntos bastantes cercanos (por ejemplo, puntos 5 y 8, Fig. 43). Este hecho podría interpretarse a que la falla Jaris, en comparación con la Candelaria, es mucho menos profunda, hasta superficial y probablemente más joven.

Cuadro 4: Características principales de las fallas y lineamientos del sistema de fallas Jaris

Falla	Segmento	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación*	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Sismicidad Asociada	Grado de actividad
Jaris	Jaris	8,8	N50°-60°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado	Sí	Activa
	Corralar	8	N70°W cambio a N20°-40°W	Subvertical	Oblicuo (dextral-normal)	Prominente - Débil	Sí	Activa
	San Ignacio	10,2	N30°W y N40-50°W	¿Subvertical?	Dextral	Prominente – Moderado	Sí	Activa
Monterrey	Tabarcia	11,5	N50°W	¿Subvertical?	Dextral	Moderado	Sí	Activa
	Monterrey	10,3	N60°W a N30-40°W	¿Subvertical?	Dextral	Prominente	Sí	Activa
Resbalón	Resbalón	12	N30°W a N55°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente-Moderado	Sí	Activa
Bajos de Jorco	Bajos de Jorco	15,5	N50°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado - Débil	Sí	Activa
Lineamiento		Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación*	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Sismicidad Asociada	Grado de actividad
Palma		5,8	N40°-50°W	¿Vertical?	Dextral	Moderada - Débil	Sí	Activa
Mina		7,4	N80°W cambio a N30°-40°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado	No	Neotectónica

*La inclinación del plano de falla está determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie y, cuando es el caso, mecanismos focales.

El cuadro 4 muestra un resumen de las principales características de las fallas y lineamientos que componen el sistema Jaris. Se presentan la geometría, el sentido de movimiento y la expresión superficial de cada una de las fallas principales que conforman este sistema. La descripción se realiza dividida en fallas y segmentos de falla.

El sistema de fallas Candelaria presenta mayor longitud, con 65 km aproximadamente, y con ancho de 10 km como máximo. Este sistema muestra menor cantidad de fallas que el sistema Jaris, solamente con la fallas Candelaria y Purires, con rumbo promedio de todo el sistema de N50°W, con algunos cambios. En el sector NW se presenta la falla Purires, con expresión moderada a prominente y se asocia sismicidad superficial (< 10 km), principalmente en el sector NW. Se presentan dos mecanismos focales asociados a este sector que coinciden con el rumbo de la falla y el ángulo rake según su clasificación la cataloga como transcurrente dextral.

Para la falla Candelaria, los segmentos Túfares y Bajo Pérez, no presentan sismicidad asociada, a pesar de que presenta una expresión geomorfológica prominente no se puede considerar una falla activa por su falta de sismicidad, sino que se describe como una falla neotectónica o potencialmente activa. Esta falta de sismicidad en este sector se extiende por al menos 35 km (Cuadro 5). En los segmentos ubicados en el centro y SE del sistema se presentan una expresión geomorfológica de moderada a prominente, que se caracteriza por amplios valles de falla de hasta 7 km en los ríos Candelaria y Cajón.

Además, en el campo, contrario a la falla Jaris, sí se encontró el núcleo de la falla, que lleva a pensar en el proceso de formación y evolución de la falla Candelaria, donde desarrolla la deformación más profunda evidenciada por tipo de roca encontrado que corresponde con una cataclasita que nos da indicios de la profundidad a la que se formó la falla, pues este tipo de rocas se forman en zonas de alta presión y relativamente alta temperatura en comparación con la superficie, por lo que en este punto la roca se encontraba en un régimen dúctil. Después se evidencia después un proceso de exhumación con un régimen frágil donde ocurrió el fallamiento. Esto puede dar indicios de la edad de la falla, que al ser el borde de cuenca del mismo nombre, corresponde con edad Mioceno, por las rocas más antiguas de la cuenca.

Cuadro 5: Características principales de falla y lineamientos del sistema de Candelaria.

Falla	Segmento	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación*	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Sismicidad Asociada	Grado de actividad
Purires	Purires	25	N15°-30°W	¿Vertical?	Dextral	Prominente-Moderado	Sí	Activa
Candelaria	Túfares	45	N40-60°W	Subvertical	¿Dextral?	Prominente – Débil	No	Neotectónica
	Bajo Pérez	12	N40°W	224°/77° (Medida en campo)	Dextral	Prominente	No	Neotectónica
	Carmen	32	N50°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado	Sí	Activa
	Bijagual	12.5	N50°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado	Sí	Activa
	Cañas	14	N45°W	¿Vertical?	Dextral	Moderado	Sí	Activa

* La inclinación del plano de falla está determinada por fotointerpretación a partir del patrón que la falla posee en superficie y, cuando es el caso, mecanismos focales.

La cataclasita presenta estrías con rake de estría de 68° que indican un movimiento dextral inverso y además de las evidencias geomorfológicas, se establece un movimiento dextral para los lineamientos de este sector. Existe sismicidad relacionada a estos trazos en los alrededores del sector SE (Fig. 57), pero de manera baja y dispersa, por lo cual no se descarta que algunos sismos puedan asociarse con otras fallas vecinas como Parrita o Delicias.

En el Cuadro 5 se presenta un resumen de los principales rasgos de las fallas y del sistema Candelaria. En el cuadro se presenta la geometría, el sentido de movimiento, la expresión superficial, sismicidad asociada y el grado de actividad de cada una de las fallas principales que conforman este sistema.

Los sistemas de fallas Jaris y Candelaria se consideran como activos en la mayoría de todas las trazas, con algunos sectores de excepciones que se creen neotectónicos o posiblemente activos, principalmente, en el sector NW de Candelaria (Cuadro 5). Los datos de sismos para el periodo en estudio muestran un buen número de sismos localizados a lo largo de la falla Jaris, más en el sector NW y otros autores como Montero y Rojas (2014) y Arias y Denyer (1991a) también consideran que es posible que algunos sismos de la secuencia de Puriscal de 1991 se asocien a esta falla, no descarta actividad sísmica menor en la falla Jaris en esta secuencia de Puriscal.

Para la falla Candelaria, algunos autores concuerdan en que se clasifica como una paleo-falla, sin embargo según las observaciones de Marshall (2000), Marshall et al. (2001) y Sack (2002), esta falla presenta evidencia de actividad cuaternaria, suponiéndola como neotectónica, así como en este trabajo que se considera como una falla de activa a neotectónica, con actividad cortical profunda al SE.

Históricamente, el evento sísmico más importante y más cercano al sistema de fallas Candelaria corresponde con el sismo del 20 de noviembre del 2004 de 6,4 Mw, ubicado aproximadamente a 9 km al NW de Quepos, conocido como el terremoto de Damas, que según reportes la fuente sísmica se relaciona con una falla que presenta un componente de rumbo, ubicada en la parte inferior de la corteza continental. Este sismo presenta según

Pacheco et al. (2006), un mecanismo focal similar al sismo del 12 de enero del 2016 que ocurrió al W de la traza SE (Fig. 34), con profundidad de 22 km y una magnitud de 3,8 Mw, con planos nodales muy similares. Esto ayuda a comprender el comportamiento de las fallas en este sector con sismicidad profunda y con componente de rumbo, razón por la cual se puede razonar el origen del terremoto de Damas y su relación con la falla Candelaria.

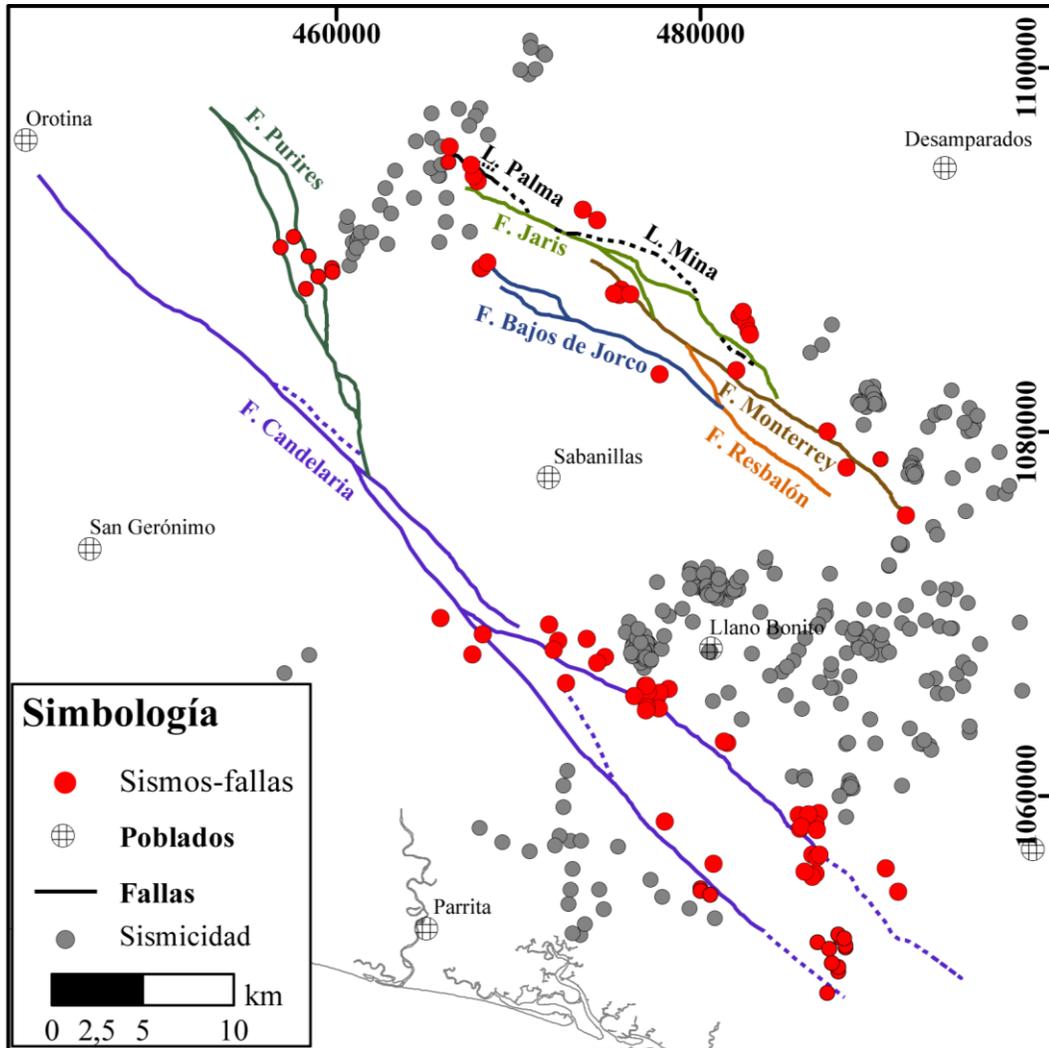


Figura 57: Mapa del grado de actividad del fallamiento y la actividad sísmica asociada a los sistemas de fallas Jaris y Candelaria. En rojo los sismos asociados a cada falla. Se utiliza L para lineamiento y F para falla.

El grado de actividad de las rocas se demuestra también en las fracturas que presentan. Aunque sea evidente, el haber encontrado zonas de daño apoya el hecho que las fallas

cortan la superficie, lo cual valida también la interpretación morfotectónica. Se observa que a pesar de que ambos sistemas de fallas están activos y son de gran longitud, las zonas de daño de las rocas circundantes a ellas abarcan aproximadamente unos 200 m. Se conoce que las zonas con mayor daño se asocian con desplazamientos altos, particularmente donde interactúan dos fallas.

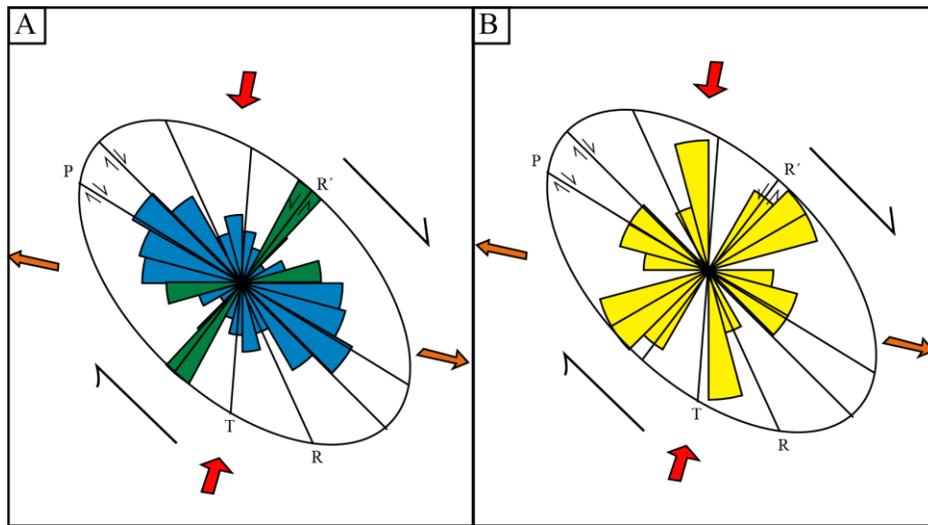


Figura 58: Patrón estructural de deformación para las fallas de desplazamiento de rumbo Jaris y Candelaria. A) Elipsoide de esfuerzos, con las fracturas (azul) y los diques (verde), de la falla Jaris. B) Elipsoide de esfuerzos, con las fracturas (amarillo) de la falla Candelaria. Las flechas rojas indican compresión y flechas anaranjadas señalan la extensión. Se señalan las fracturas: R: Riedel, R': Antitéticas, y P: Sintéticas.

La figura 58 muestra un análisis del elipsoide de esfuerzos para los sistemas de fallas Jaris y Candelaria que resume el modelo de deformación para ellas. Para la falla Jaris (Fig. 58A), se observa cómo la mayoría de fracturas son paralelas a la falla principal, con dirección NW. Mientras que otras corresponden con fracturas P, es decir fracturas sintéticas y en menor número, R que son antitéticas al fallamiento principal. Por otro lado, los diques no se ajustan exactamente a las fracturas de tensión, lo cual puede significar dos cosas: primero que son anteriores a la falla, o bien que son contemporáneos o más jóvenes que la falla y aprovechan fracturas preexistentes (p.e., R') para emplazarse.

Para el análisis de las fracturas de la falla Candelaria (Fig. 58B), la mayoría corresponden con fracturas subordinadas a la principal. Se observa también que ocurre un pequeño desfase a favor de las manecillas del reloj (en comparación a las orientaciones ideales),

que podría deberse a la rotación sobre un eje vertical de las rocas (y fracturas que contienen) producto del movimiento dextral de la falla.

6.2 POTENCIAL SÍSMICO

El potencial sísmico fue evaluado en función de la utilizando la relación M_w – longitud de ruptura, tanto de cada lineamiento o falla, como de todo el sistema de falla. Considerando los aspectos descritos en la metodología sobre el cálculo del potencial sísmico, se estima que las fallas pueden generar sismos con una magnitud máxima de entre 6,0 y 7,2 M_w .

Cuadro 6: Resumen del potencial sísmico de los lineamientos y fallas que componen los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.

Sistema de fallas		Longitud (km)	Tipo	WC 1994* (General)	WC 1994* (Desplaz. rumbo)
Jaris	Palma	5,8	Dextral	6,0	6,0
	Jaris	8,8	Dextral	6,2	6,2
	Mina	7,4	Dextral	6,1	6,1
	Corralar	8	Oblicuo (dextral-normal)	6,1	6,2
	Tabarcia	11,5	Dextral	6,3	6,3
	San Ignacio	10,2	Dextral	6,2	6,3
	Monterrey	10,3	Dextral	6,3	6,3
	Resbalón	12	Dextral	6,3	6,4
	Bajos de Jorco	15,5	Dextral	6,5	6,5
Candelaria	FPR: Purires	25	Dextral	6,7	6,7
	Túfares	45	¿Dextral?	7,0	7,0
	Bajo Pérez	13	Dextral	6,3	6,4
	Carmen	32	Dextral	6,8	6,8
	Bijagual	22	Dextral	6,4	6,7
	Cañas	20	Dextral	6,4	6,6

*WC 1994: Wells y Coppersmith (1994)

Para el sistema de fallas Jaris, todos los lineamientos y fallas son capaces de provocar sismos mayores a 6,0 Mw. La falla Bajos de Jorco es la que presenta el mayor potencial sísmico con 6,5 Mw. El sistema de fallas Candelaria posee potencial mayor para sus lineamientos capaces de provocar sismos mayores a 6,3 Mw. El lineamiento con mayor potencial sísmico es Túfares, con 45 km de longitud y un potencial de 7,0 Mw (Cuadro 6).

En el cuadro 7 se presenta el resumen del potencial sísmico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria contemplando toda la longitud determinada. Así se muestra cómo ambos sistemas de fallas tienen capacidad de generar sismos mayores a 6,5 Mw. El sistema de fallas Candelaria podría producir el mayor sismo de 7,2 Mw y el sistema Jaris de 6,8 Mw (Cuadro 7). Los dos pueden ser bastante destructivos, sin embargo, se debe tener en cuenta que los sismos intraplaca, como los que provocan estos sistemas de fallas, son aún menos predecibles, ya que no se sabe con certeza la región de todo el trazo donde se podría esperar uno de estos sismos, ya que depende principalmente de las características geológicas propias del lugar del evento, además que el deslizamiento en esas fallas es muy lento (Rodríguez, 2017).

Cuadro 7: Resumen del potencial sísmico de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria.

Sistema de fallas	Longitud (km)	Tipo	WC 1994* (Todo tipo)	WC 1994* (Desplazamiento rumbo)
Jaris	30	Dextral	6,8	6,8
Candelaria	65	Dextral	7,2	7,2

*WC 1994: Wells y Coppersmith (1994)

Se estimó el potencial sísmico a partir de una ecuación empírica que relaciona magnitud con longitud de ruptura. Por esta razón, se presume que la falla romperá en la totalidad de su longitud y por consiguiente la magnitud estimada será la máxima posible, suponiendo que el valor que de longitud superficial total corresponde a la medida a partir de interpretaciones.

6.3 IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Como se ha mencionado anteriormente, uno de los rasgos más importantes en el margen Pacífico de Costa Rica es la subducción de la cordillera submarina asísmica del Coco (Fig. 60), que, como se ha propuesto en trabajos anteriores (Montero, 1994; Montero, 2001; Montero et al., 1992; Arias y Denyer, 1994), tiene un efecto importante en la deformación de la placa superior, reflejada en el fallamiento cortical.

En otras regiones del mundo se ha estudiado este efecto en la deformación de la corteza causado por un indentador, como por ejemplo en el SE asiático, donde ocurre la colisión/subducción entre la India y Asia (Fig. 59). En este contexto, Tapponnier et al. (1982) mediante experimentos de indentación plana en bloques de plastilina, observaron que la tectónica de un indentador, en este caso la India, desenlaza la evolución y migración hacia el norte de fallas de deslizamiento de rumbo a gran escala, además del evidente escape del bloque continental y la rotación en Asia (Fig. 59).

Sin embargo, este es un ejemplo de una deformación extrema porque corresponde con una colisión entre dos placas continentales. Por otro lado, en el caso de Costa Rica no se presenta exactamente una colisión continental, sin embargo se encuentra la subducción de una corteza engrosada (Fig. 59), que como se ha postulado en otros trabajos puede tener implicaciones en la deformación de la corteza y en la evolución de fallas de deslizamiento de rumbo y en el escape tectónico.

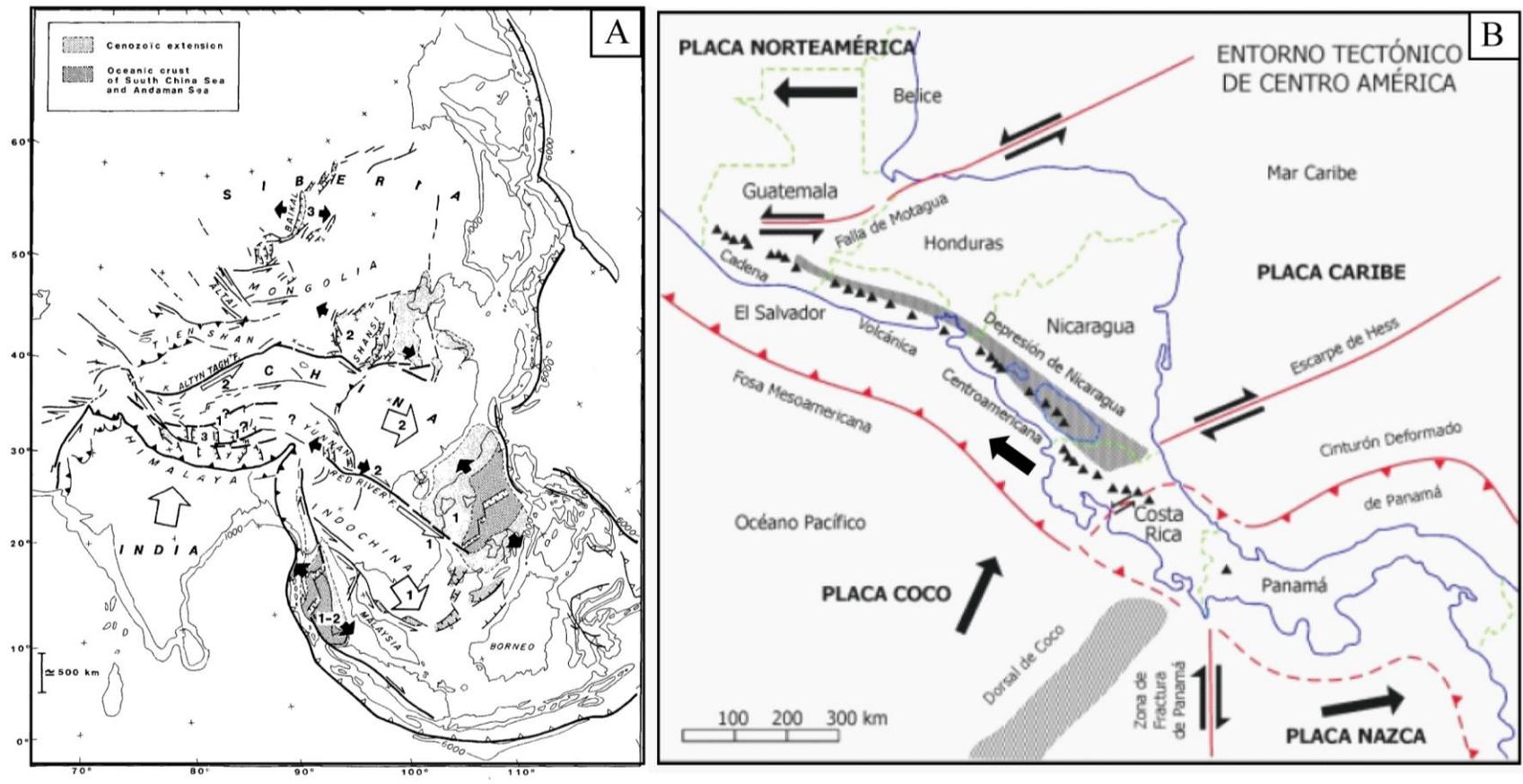


Figura 59: Contraste entre los contextos tectónicos del SE de Asia y América Central. A) Mapa esquemático de tectónica de extrusión cenozoica y grandes fallas en Asia oriental, tomado de Tapponnier et al. (1982). B) Escenario tectónico de Centroamérica que muestra la interacción entre las placas del Coco, Caribe y Nazca, tomado de Tenorio (2006).

En este estudio se presentan las fallas Jaris y Candelaria, que son fallas con longitudes muy importantes, probablemente de las más largas de Costa Rica. Asimismo, no existen solamente estas fallas, sino que también existen otras en el país con características similares a las estudiadas, como por ejemplo los sistemas de fallas de Atirro-Río Sucio, Caño Negro y fallas de Hacienda-Chiripa (Fig. 60).

Algunas investigaciones han propuesto en el NW de Costa Rica el escape tectónico del bloque del antearco centroamericano. Montero y Denyer (2011) mencionan que el arreglo de fallas neotectónicas de la península de Nicoya es asociado con la colisión de la cordillera submarina del Coco, y que a la vez origina el escape tectónico del bloque del antearco centroamericano hacia el NW. Montero et al. (2017) coinciden con que la península de Nicoya se está moviendo hacia el NW a 11 mm a por año, como parte del escape tectónico, no obstante, a pesar de que el límite N del escape está marcado por un sistema de falla de deslizamiento de rumbo dextral al NW de El Salvador, al SE no hay consenso sobre el límite del escape. Montero et al. (2017) proponen que el sistema de fallas de Haciendas-Chiripa (Fig. 60) sirve como el límite SW para el movimiento de bloque al NW, que incluye la mayor parte del arco volcánico de Guanacaste. Sin embargo, se menciona que la relación entre estas fallas y otras estructuras activas sigue siendo una importante pregunta abierta y que si las fallas se conectan al sistema de fallas San Miguel-Río Sucio-Atirro (Fig. 60), la geometría implica un paso transpresivo a escala regional, y si las fallas continúan hacia el SE pueden vincularse con la falla de Candelaria a lo largo de la costa del Pacífico.

Al encontrarse las fallas Jaris y Candelaria en el Pacífico Central, una propuesta es que el bloque del antearco centroamericano se extienda hasta el Pacífico Central y estas fallas sirvan para propulsar el desplazamiento del bloque del antearco centroamericano (Fig. 60). Asimismo, el estudio de la sismicidad realizado en esta investigación apoya esta hipótesis de que estas fallas ayudan al escape tectónico, ya que se ha relocalizado sismicidad muy profunda en la base de la corteza que sugiere que la falla Candelaria corta toda la corteza y que es una falla de grandes dimensiones.

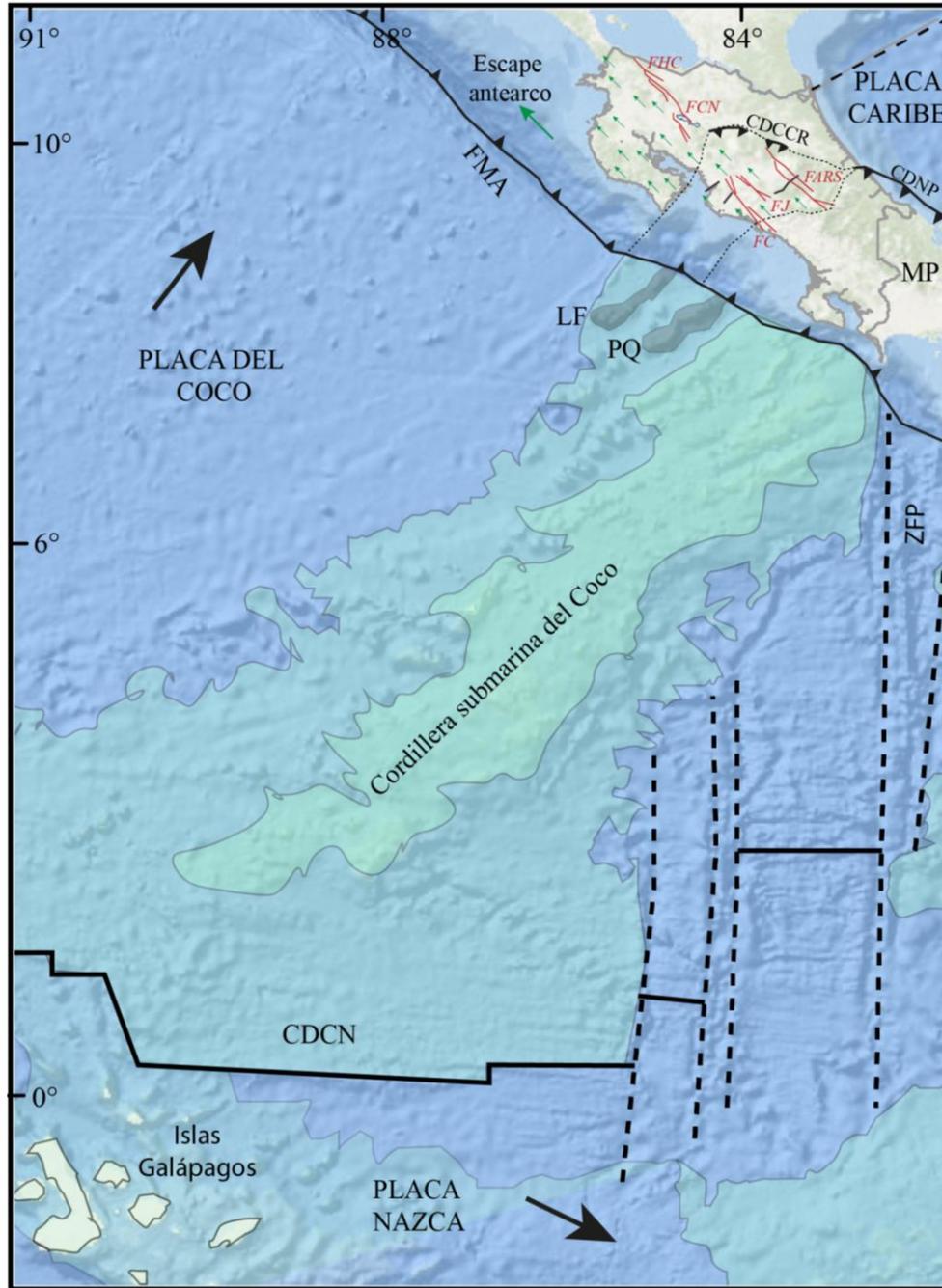


Figura 60: Interpretación del modelo neotectónico y contexto tectónico de Costa Rica. Escenario tectónico de Costa Rica que muestra la interacción entre las placas del Coco, Caribe y Nazca. Se muestran los principales segmentos tectónicos según Barckhausen et al. (2001): CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDCN: Centro de Dispersión Cocos-Nazca, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FMA: Fosa Mesoamericana, LF: levantamiento de Fisher, MP: Microplaca de Panamá, PQ: Plateau de Quepos y ZFP: Zona de Fractura de Panamá, FHC: Haciendas-Chiripa, FCN: Falla Caño Negro, FC: Falla Candelaria, FJ: Falla Jaris. FARS: Fallas Atirro-RíoSucio

En noviembre del 2004 ocurrió un sismo de 6,4 Mw conocido como el terremoto Damas a una profundidad de 25 km, con una secuencia de réplicas cercana a la falla Candelaria. Pachecco et al. (2006) y Quintero et al. (2019) mostraron que no están claros los hipocentros, sin embargo se observa una tendencia hacia la orientación de la falla Candelaria. Por lo tanto, este sismo podría ser originado por esta falla y sería una evidencia adicional de un sismo importante que ha provocado daños y que podría significar un límite entre el bloque antearco centroamericano y la microplaca de Panamá.

La expresión geomorfológica de ambas fallas es sumamente prominente y afecta depósitos recientes por lo que se catalogan como fallas activas. Un aspecto interesante es que la zona con expresión geomorfológica más fuerte carece de sismicidad, que corresponde con el sector NW de la falla Candelaria de 33 km, mientras que el sector SE sí presenta sismicidad por 32 km. Esto podría significar que este sector NW de la falla Candelaria tiene un deslizamiento asísmico, o bien, que se encuentra en un momento del ciclo sísmico donde no está ocurriendo sismicidad, lo que podría llevar a avecinarse un terremoto en esta zona, no obstante es algo que está fuera del alcance de esta investigación y que podría ser abordado en otros estudios posteriores.

Finalmente, considerando los aspectos sismológicos, geomorfológicos y la determinación de potencial de esta fallas, es importante considerar que de extenderse el escape del antearco centroamericano hasta el Pacífico Central de Costa Rica, debe ser tomado en cuenta en el cálculo de la amenaza sísmica de esta región del país que está muy próxima la capital y otras zonas pobladas, que además tiene el potencial de general terremotos de magnitudes 6,0 a 7,2 Mw.

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Los sistemas de fallas Jaris y Candelaria ubicados en el Pacífico Central de Costa Rica, se catalogan como sistemas de fallas activas debido a la expresión geomorfológica prominente, la sismicidad y a que afectan depósitos recientes. Estas fallas tienen potencial de generar sismos con una magnitud máxima de entre 6,0 y 7,0 Mw. El sistema de fallas Candelaria es capaz de producir el mayor sismo de 7,2 Mw y el sistema Jaris de 6,8 Mw, por lo que son particularmente peligrosas, especialmente al localizarse sus trazas cerca de comunidades altamente pobladas.

La distribución de la sismicidad muestra que la falla Candelaria puede cortar toda la placa cabalgante hasta profundidades de 29 km y podría corresponder con una falla que facilita el escape del bloque del arco centroamericano desde una zona mucho más al sur de lo que había sido propuesta anteriormente. El sistema de fallas Candelaria es el más sobresaliente desde el punto de vista geomorfológico, aunque carece de sismicidad en el sector NW.

Por otro lado, la falla Jaris no parece cortar toda la corteza debido a que la sismicidad asociada es más superficial, no mayor a 20 km, sin embargo al tener una simetría similar a la falla Candelaria y una gran longitud, se plantea que puede servir también como una falla facilitadora del movimiento del bloque del antearco centroamericano al NW.

Con respecto a la zona de daño, se encontró que las extensas trazas de las fallas Jaris y Candelaria abarcan zonas de deformación pequeñas, en relación a la longitud de ellas. El análisis para la zona de daño de las rocas alrededor de las fallas presentó lo esperado, es decir una mayor cantidad de fracturas cuanto más cerca del trazo de la falla se esté. Para la falla Jaris corresponden con no más de 200 m del trazo de las fallas, cerca de los poblados de San Ignacio y Chirracá, mientras que para la falla Candelaria es de 100 m, y la densidad lineal de fracturas es mayor justo en el trazo de ella, donde se presenta el núcleo de la falla.

La zona de daño muestra evidencia de las fallas en superficie y ayuda a entender la historia y el ambiente de formación de ellas. La falla Jaris, con mayor sismicidad superficial, es

probablemente más joven, mientras que la falla Candelaria, al presentar una cataclasita da indicios de la profundidad, pues este tipo de roca se forma en zonas de alta presión y temperatura relativamente alta en comparación con la superficie. Por lo tanto esta falla, cuando ocurrió la deformación, se encontraba dentro del régimen de cizalla dúctil lo cual implica mayor profundidad en el desarrollo de la zona de falla. Se evidencia después un proceso de exhumación y da una idea de la edad de la falla, que al constituir el borde de cuenca del mismo nombre, corresponde con edad Mioceno, por las rocas más antiguas de la cuenca.

Existen pocas referencias históricas que indiquen la ocurrencia de terremotos superficiales originados en las fallas Jaris y Candelaria. Uno de los sismos más relevantes del área corresponde con el terremoto de Damas, el 20 de noviembre del 2004, con 6,4 Mw. La distribución de réplicas de este terremoto, coincide con la ubicación de la falla Candelaria y aunque existen incertidumbres en trabajos previos, gracias a la ubicación y al mecanismo focal del sismo, podría indicar que la falla Candelaria pudo dar origen a este sismo.

Si se comprara la geometría de estas fallas Jaris y Candelaria, así como de otras fallas en el país como los sistemas de fallas de Atirro-Río Sucio, Caño Negro y Hacienda-Chiripa, con otras zonas del mundo, como por ejemplo en el SE asiático, se podría pensar en la relevancia de las fallas dextrales en Costa Rica como mecanismo facilitador del escape tectónico del antearco centroamericano.

RECOMENDACIONES

En esta investigación se estudió la neotectónica, la sismicidad y los cambios en la deformación de las rocas en la vecindad de los sistemas de fallas Jaris y Candelaria, para determinar la geometría, potencial sísmico y zona de daño de las rocas separadas por las fallas y con todo esto establecer el papel de estos sistemas en la deformación cortical de la placa superior y en el escape tectónico del antearco centroamericano. Sin embargo, es importante que se realicen estudios para otros sectores del país donde también es necesario que sean estudiados y actualizados a nivel neotectónico y sísmico, con el fin de generar una base robusta para futuras evaluaciones de potencial y amenaza sísmica a nivel nacional.

Se recomienda realizar un estudio neotectónico más detallado donde, a pesar de ser tan extensas y en áreas con difícil acceso, sea posible incluir herramientas como trincheras de fallas y más trabajo de campo para tener una mejor definición del trazo de las fallas. Es necesario estimular y promover mayores esfuerzos en los estudios sismotectónicos pues, aun con las mejores relaciones para el cálculo del potencial sísmico, se pueden generar estimaciones erróneas, muy alejadas del valor real, si la falla sobre la cual se realiza el cálculo está mal caracterizada a nivel neotectónico. Debido a las características del centro de Costa Rica, donde se presentan diferentes sistemas de fallas de alto potencial sísmico, además del desarrollo demográfico, es oportuno realizar una evaluación de amenaza sísmica en la zona considerando el potencial sísmico estimado en este estudio.

Se sugiere presentar y detallar la importancia de los resultados de esta investigación a instituciones públicas encargadas de la gestión del riesgo, como la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) o las municipalidades de los pueblos posiblemente afectados, mostrando las magnitudes máximas estimadas por áreas específicas, para que sirva como insumo para preparar mecanismos de respuesta y estimar los efectos de los sismos para cada zona en específico.

VIII. REFERENCIAS

- Alfaro, A. (2017). *Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas ígneas en el sector Pacífico de la cordillera de Talamanca, Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Alfaro, A., Denyer, P., Alvarado, G. E., Gazel, E., y Chamorro, C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 7–36. Doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32669
- Alfaro, G. (1913). Comprobaciones geológicas. *Boletín de Fomento Costa Rica*, 2, 123-131.
- Alvarado, G. (2005). La Falla Longitudinal de Costa Rica: Un insumo neotectónico hacia la Amenaza Sísmica del P.H. Boruca-Veraguas. Intituto Costarricense de Electricidad. 21 págs.
- Alvarado, G. E., Barquero, R., Boschini, I., Chiesa, S., y Carr, M. J. (1986). Relación entre la neoteetónica y el vulcanismo en Costa Rica. *Revista CIAF (Bogotá)*, 11 (1-3), 246-264.
- Arias, O. (2000). *Geología y petrología magmática del Bloque Herradura (Cretácico Superior – Eoceno, Costa Rica)*. (Tesis Ph.D.). Universidad de Lausanne, Suiza.
- Arias, O. y Denyer, P. (1990a). Mapa geológico de la hoja Carraigres. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1990b). Mapa geológico de la hoja Río Grande. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Arias, O. y Denyer, P. (1991a). Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61-74.
- Arias, O. y Denyer, P. (1991b). Aspectos neotectónicos y geológicos de Puriscal y alrededores, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 83-95.
- Arias, O. y Denyer, P. (1994). Compresión y dilatación norte-sur en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 17, 85-94.
- Arroyo, I. (2001). *Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del Sureste de Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Arroyo, I. (2008). *Local Earthquake Tomography at the Central Pacific margin of Costa Rica*. (Tesis de doctorado). Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany.
- Arroyo, I., Husen, E., Flueh, J., Gossler, E., Kissling y Alvarado, G. E. (2009). Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa

- Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks. *Geophysical Journal International*, 179, 827–849. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x
- Arroyo, I., Husen, S. y Flueh, ER. (2014). The seismogenic zone in the Central Costa Rican Pacific margin: high-quality hypocentres from an amphibious network. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1747–1764. doi:10.1007/s00531-013-0955-8.
- Arroyo-Solórzano, M., Arroyo, I., y Linkimer, L. (2020). Sismicidad en Costa Rica, Julio, 2020. *Boletín, Red Sismológica Nacional RSN: (UCR-ICE)*. Recuperado de https://rsn.ucr.ac.cr/images/Biblioteca/Publicaciones_Periodicas/Boletines_Mensuales_Sismos/2020/boletin_2020_07.pdf
- Astorga, A., Fernández, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25–59.
- Auvinet, G. y Arias, A., (1991). Propagación de grietas en “Agrietamiento de Suelos”. *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, 1, 21- 31.
- Barboza, G., Barrientos, J. y Astorga, A. (1995). Tectonic evolution and sequence stratigraphy of the central pacific margin of Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 18, 43-63.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., y Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research*, 1(106), 19207–19229.
- Barquero, R. (2014) Red Sismológica P.H. Pirrís, sismicidad de setiembre 2014. Intituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno]. 4 págs.
- Barquero, R. y Boschini, I. (1991). La crisis sísmica del golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990. Informe interno Red Sismológica Nacional, 163 págs.
- Barquero, R., y Rojas, W. (2004). Terremoto de damas (Quepos) del 20 de noviembre del 2004. Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica.
- Barquero, R., Rojas, W. y Climent, A. (1989). El temblor del 26 de febrero de 1989: Informe sismológico y análisis preliminar de acelerogramas de la presa San Miguel. Instituto Costarricense de Electricidad. [Inf. Interno]. 18 págs.
- Barquero, R., Rojas, W., Climent, A y Montero, W. (1991). El temblor el 9 de agosto de 1991, Costa Rica. Informe Sismológico, Oficina de Sismología y Vulcanología, Intituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno]. 7 págs.

- Barquero, R y Vargas, A. (2011) Red Sísmica P.H. Pirrís, informe período 2008-2010. Intituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno]. 39 págs.
- Baumgartner, P., Mora, C., Buterling, J., Sigal, J., Glacon, G., Azéma, J. y Bourgois, J. (1984). Sedimentación y Paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral Pacífico de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 1, 57–136.
- Bormann, P. (2002). New Manual of Seismological Observatory Practice. *Manual*. GeoForschungsZentrum, Potsdam Germany.
- Boschini, I., Soto, G., Climent, A., Alvarado, G., Barquero, R. y Taylor, W. (1995). Estudio de amenazas sísmicas y volcánicas para la administración de riesgos y seguros en el Instituto Costarricense de Electricidad San José. [Inf. Interno]. 71 págs.
- Bryant, W.A. (2013) Fault. In: Bobrowsky P.T. (Eds), Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht.
- Burrough, P. A. y McDonell, R. A. (1998). Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, New York. págs. 190.
- Campo II. (1997). Propuesta estratigráfica para la Formación Punta Carballo (Mioceno) y su relación con la cobertura volcánica (Plio-Pleistoceno), Pacífico Central, Costa Rica [Informe del curso Geología de Campo II]. San José.
- Campo II (1998). Estratigrafía de las formaciones Plio-pleistocénicas de la hoja Barranca, Puntarenas, Costa Rica. [Informe del curso Geología de Campo II]. San José.
- Campos-Durán, D., Quintero-Quintero, R., Segura-Torres, J. (2021). Sismo de San Gabriel, 27 de julio de 2018 (MI 4,6): análisis de los parámetros de la fuente sísmica y del contexto sísmico de la región suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Boletín de Geología*, 43(3), 165-178. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021008>
- Castillo, R. (1969) Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica. Mapa 1: 50 000. Informe MEIC [Informe Interno]. 40 pág.
- Chavarría, N. (2017). *Estudio de morfología tectónica de detalle y Sismotectónica de las fallas Navarro y Agua Caliente en la provincia de Cartago* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Choi, J.-H., Yang, S.-J., Kim, Y.-S. (2009). Fault zone classification and structural characteristics of the southern Yangsan fault in the Sangcheon-ri area, SE Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*, 45, 9-28.
- Choi, J.-H., Edwards, P., Ko, K., y Kim, Y.S. (2016). Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87. Doi:10.1016/j.earscirev.2015.

- Climent, A., Barquero, R. y Alvarado, G. (2001). Proyecto Hidroeléctrico Pirrís: Estudio de amenaza sísmica determinístico. Instituto Costarricense de Electricidad San José. [Inf. Interno]. 20 págs.
- Cowan, H., Montero, W., Salazar, G., Alvarado, G.E., Tapia, A., y Sánchez, L., (1997). Estudio de las fallas activas en la región fronteriza Costa Rica-Panamá: David-Panamá, Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC), y Norwegian Agency for Development Cooperation (NORAD), Programa de Reducción de los Desastres Naturales en América Central, Proyecto de Microzonificación de David (Panamá), no publicado, 59 pp (+ apén. y 2 mapas).
- Crosby, I. B. (1945). Geología del cañón del Río Virilla, en la meseta Central Occidental de Costa Rica. Departamento Nacional de Agricultura. *Bololeetín Técnico*, 49, 1-19.
- Cruikshank, K.M., Zhao, G. y Johnson, A.M. (1991). Analysis of minor fractures associated with joints and faulted joints. *Journal of Structural Geology*, 13, 865–886.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Journal Geophysical Research Letters*, 1, 2191–2194. Doi: 10.1029/94gl02118.
- Dengo, G. (1961). Notas sobre la geología de la parte central del litoral pacífico de Costa Rica. Informe Semestral IGN, 2, 43-63.
- Dengo, G. (1962). Tectonic-Igneous sequence in Costa Rica. *Reprinted from Petrologic Studies*. Volume to Honor, 135-161.
- Dengo G. y Chaverri, G. (1951). Reseña geológica de la región Sudoeste de la Meseta Central de Costa Rica. *Revista de la Universidad de Costa Rica*, 5, 313-326.
- Denyer, P. (1989). Campaña 89 (Síntesis Camp. Geol.). San José: Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P. y Arias, O. (1990a). Geología de la hoja Abra.- Escala 1: 50 000, IGN, San José.
- Denyer, P. y Arias, O. (1990b). Geología de la hoja Candelaria.- Escala 1: 50 000, IGN, San José.
- Denyer, P. y Arias, O., (1991a). Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 61- 74.
- Denyer, P. y Arias, O. (1991b). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1-59.

- Denyer, P. y Montero, W. (1988). Mapa Geo-Estructural y sismos del Valle Central. - Escala 1:150 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.
- Denyer, P. y Montero, W. (1989). Notas explicativas: Mapa Geo-Estructural y sismos del Valle Central, Costa Rica. Escuela Centroamericana de Geología, San José. 24 págs.
- Denyer, P. y Montero, W. (1988). Mapa geoestructural y de sismos del Valle Central. Escala 1: 150 000, IGN, San José.
- Denyer, P. y Alvarado, G. (2007). Mapa Geológico de Costa Rica. Escala 1:400 000. Dirección de Geología y Minas.
- Denyer, P., Aguilar, T., y Alvarado, G. (2003). Geología y estratigrafía de la Hoja Barranca, Costa Rica. San José, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 29, 105-125.
- Denyer, P., Aguilar, T., y Montero, W. (2014). Cartografía Geológica de la península de Nicoya, San José, Costa Rica, Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., Baumgartner, P.O. y Gazel, E. (2006). Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama. *Geológica Acta*, 1-2, 219-235.
- Denyer, P., Montero, W y Alvarado, G.E., (2009). Atlas tectónico de Costa Rica. UCR, San José. 2, 55 págs.
- Denyer, P., Montero, W y Alvarado, G. (2003). Atlas tectónico de Costa Rica [2a Ed.]. - 55 págs. Ed. UCR, San José.
- Denyer, P., y Soto, G. (Eds.) (1988). Geología del Suroeste del Valle Central, Costa Rica (Síntesis Camp. Geol.). Universidad de Costa Rica, San José. 32 págs.
- Dóndoli, C. y Chaves, R., (1968). Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central- Escala 1: 150 000, IGN, San José.
- Dziewonski, A., Ekstrom, G., Woodhouse, J. y Zwart, G. (1990). Centroid-moment tensor solutions for January-March 1989. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 59, 233-242.
- Echandi, E. (1981). *Unidades volcánicas de la vertiente N de la cuenca del río Virilla*. (Tesis Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Elliot, Y.-S., Andrews, J. R., y Sanderson, D. J. (2000). Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. *Geosciences Journal*, 2, 53–72. Doi:10.1007/bf02910127
- Fernández, M. (1968). Las unidades hidrogeológicas y los manantiales de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla. (Informe técnico), San José.

- Fernández, M. (1996). Evaluación del hipotético sistema de falla transcurrente este–oeste de Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 20, 57–74.
- Fernández, M. y Pacheco, J. (1998). Sismotectónica de la región central de Costa Rica. – *Revista Geológica de América Central*, 21, 5–23.
- Fernández, M. y Rojas, W. (2000). Faulting, shallow seismicity and seismic hazard analysis for the Costa Rica Central Valley. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 59–73.
- Fisher, D. M., Gardner, T. W., Sak, P. B., Sánchez, J. D., Murphy, K. y Vannuchi, P. (2004). Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics*, 23(2), n/a–n/a. Doi: 10.1029/2002TC001464
- Fisher, D., Gardner, T., Marshall, J., Sak, P. y Protti, M., (1998). Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. *Geology*, 26, 467-470.
- Fréchet, J. (1985). *Sismogenèse et doublets sismiques*. (Tesis doctorado), Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 206 pp.
- Gardner, T., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K., Bullard T. y Wells, S. (1992). Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast of Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 219-232.
- Got, J.-L., Fréchet, J. y Klein F.W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *Geophysical Research Letters*, 99, 15375-15386
- Granier, T. (1985). Origin, damping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, 721–737.
- Griem, W. (2020). Geología Estructural Virtual. Recopilado de <https://www.geovirtual2.cl/Geoestructural/Intro01.htm>
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G., y Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, n/a–n/a.
- Hernández, J. y Vargas, A. (1992). Geología urbana del cantón de Escazú, provincia de San José. Escuela Centroamericana de Geología. Informe Camp. Geol. 172 págs.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1404–1420. doi:10.1130/0016
- Hill, D. (1977). Model of earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1347-1352.

- Hoffstetter, R., Dengo, G., Dixon, C. G., Meyer–Abich, H., Weyl, R., Woodring, W. P. y Zoppis–Brachi, L. (1960). *Lexique stratigraphique international*. Amérique Latine Centre National de la Recherche Scientifique, París. (2a Amérique Centrale). 368 págs.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New York, 432 págs.
- Kim Y. S., Peacock D.C. y Sanderson D. J. (2004). Fault Damage Zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503-517
- Kim, Y.-S., Andrews, J.R., Sanderson, D.J., (2001). Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics*, 340, 173–194.
- Kolarsky, R.A., Mann, P., y Montero. W. (1995). Island Arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica, in Mann P. (Ed.) *Geological and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. *Geological Society of America*, Special Paper. 295, 235-262.
- Kuijpers, E. (1979). La Geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. *Instituto Geográfico Nacional*, 25, 15-75.
- Kusmaul, S. (1988). Comparación petrológica entre el piso volcánico del Valle Central y la Cordillera Central de Costa Rica. *Revista de Ciencia y Tecnología*, 12 (1-2). 109-116.
- Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica*. (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San Pedro, Costa Rica.
- Lonsdale, P. Y Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89(7), 981-999
- Lücke, O., y Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth Discussions*, 7, 1941–1977. doi.org/10.5194/sed-7-1941-2015
- Madrigal, R. (1975). Geología de una parte de la hoja Río Grande.-21 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Informe Campaña Geológica].
- Malavassi, E. (1967). Informe geológico de la hoja Candelaria. (Informe Interno). San José
- Marshall, D., Gardner, T., Fisher, D., Sak, P. y Protti, M., (2001). Quaternary neotectonics of the Costa Rican coastal fore arc. *National Science Foundation MARGINS Program*.

- Marshall, J., (2000). *Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America*. (Tesis de doctorado). Pennsylvania State University.
- Marshall, J.S., Fisher, D.M. y Gardner, T.W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19(3), 468-492.
- Martel, S.J. y Boger, W.A. (1998). Geometry and mechanics of secondary fracturing around small three-dimensional faults in granitic rock. *Journal of Geophysical Research*, 103, 21299–21314.
- McCalpin J.P. (2013) Neotectonics. En: Bobrowsky P.T (Ed.). *Encyclopedia of Natural Hazards*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht.
- McGrath, A.G. y Davison, I. (1995). Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*. 17, 1011–1024.
- Meaden, G. y Aguilar-Manjarrez, J. (2013). *Advances in geographic information systems and remote sensing for fisheries and aquaculture*. FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper, Roma, Italia.
- Meschede, M., y Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296(3-4), 269-291.
- Montero, W., (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction collisional zone: Costa Rica. *Profil*, 7. 125–141.
- Montero, W. (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran terremoto interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá? *Revista Geológica América Central*, 22, 25–62.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica América Central*, 24, 29–56.
- Montero, W. (2014). Neotectónica en la Revista Geológica de América Central. *Revista Geológica de América Central*, Volúmen Especial: 30 Aniversario: 83-98. Doi: 10.15517/rgac.v0i0.16571
- Montero, W. y Denyer, P. (2011). Fallamiento neotectónico de la península de Nicoya y su relación con el escape tectónico del antearco centroamericano. *Revista Geológica de América Central*, 45, 9-52.
- Montero, W. y Morales, L. D. (1984) Sismotectónica y niveles de microtemblores en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. *Revista Geofísica, Instituto Panamá Geografía Historia*, 21, 21-41.
- Montero, W. y Morales, L. D. (1990). Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 11, 69–87.

- Montero, W. y Rojas, W. (2014). Las fallas Purires y Picagres, y su relación con la secuencia sísmica del Puriscal de 1990. *Revista Geológica de América Central*, 50, 39–69. doi.org/10.15517/rgac.v0i50.15107
- Montero, W., Barahona, M., Rojas, W. y Taylor, M. (2005). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 33, 7-27.
- Montero, W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, G.E., Cowan, H., Machette, M., Haller, K. y Dart, R. (1998). Map and database of Quaternary faults and folds in Costa Rica and its offshore regions. Reporte preliminar de USGS.
- Montero, W., Linkimer, L. y Rojas, W. (2016). El sistema de falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del cinturón deformado del centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 55, 71-100. Doi: 10.15517/rgac.v55i0.27062
- Montero, W., Jonathan, L., Marshall, J., Kruse, S., y Wetmore, P. (2013). Neotectonic faulting and forearc sliver motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 1-22. doi:10.1130/B30471.1
- Montero, W., Lewis, J. C. y Araya, M. C. (2017). The Guanacaste Volcanic Arc Sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7, 1797. Doi: 10.1038/s41598-017-01593-8
- Morales, L. D. (1986). Historia de la Sismología en Costa Rica. *Revista de Filosofía de la Universidad de Costa Rica*, 24 (59), 93-104.
- Morales, L., Montero, W. y Madrigal, R., (1992). El terremoto de Fraijanes de 1888 y el sistema de fallas de Alajuela, implicaciones del peligro sísmico potencial para el Valle Central Occidental. *Revista Geográfica de América Central*, (25-26), 227-240.
- Morell, K D. (2016). Seamount, ridge, and transform subduction in southern Central America. *Tectonics*, 35(2), 357–385. doi:10.1002/2015tc003950
- Obando, L. (1983). *Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al Sur del Valle Central (Tarbaca)*. (Tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Obando, L. (2011). Estratigrafía y tectónica de la parte noroeste de la hoja Dota (1:50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 44, 71-82.
- Ottmøller, L., Voss, P. y Havskov, J. (2011). SEISAN: the Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, LINUX, and MACOSX, version 9.0.1. University of Bergen, Norway, 361p.

- Pacheco, J., Quintero, R., Vega, F., Segura, J., Jiménez, W. y González, V. (2006). The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershock and Slip Distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4), 1-12, Doi:10.1785/0120050261.
- Pavlis G. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1699-1717.
- Peacock, D.C. y Sanderson, D.J. (1991). Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 721–733.
- Pérez, W. (2000). Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica. (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Porras, J. L., Linkimer, L., Barquero, R., Araya, M. C., Rojas, W., Lücke, O. H. y Taylor, M. (2015). Sismicidad en Costa Rica durante el 2014. *Revista Geológica de América Central*, 53, 103-109. Doi: 10.15517/rgac.v53i0.21239
- Porras, J. L., Linkimer, L., y Barquero, R. (2014). Sismicidad en Costa Rica durante Agosto del 2014. *Boletín mensual*, Red Sismológica Nacional RSN: (UCR-ICE). Recuperado de https://rsn.ucr.ac.cr/images/Biblioteca/Publicaciones_Periodicas/Boletines_Mensuales_Sismos/2014/Boletin_2014_08.pdf
- Protti, M., Güendel, F., y McNally, K. (1995). Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica, in Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. *Geological Society of America*, 295, 309-326.
- Protti, M., Güendel, F. y McNally, K. (1994). The geometry of the Wadati- Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. *Physics of the Earth and Planetary*, 84, 271–287.
- Protti, M., K. McNally, J. Pacheco, V. González, C. Montero, J. Segura, J. Brenes, V. Barboza, E. Malavassi, F. Güendel, G. Simila, D. Rojas, A. Velasco, A. Mata, y W. Schillinger. (1995). The March 25, 1990 (Mw = 7.0, ML = 6.8) earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica. *Geofísica Internacional*, 100, 20,345.
- Quintero Q., R., Vega S., F., Segura T., J., y Jiménez U., W. (2019). Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica. *Revista Geofísica*, 61, 19-32. Recuperado a partir de: <https://revistasipgh.org/index.php/regeofi/article/view/550>

- Ramírez, R. y Brenes, W. (1994). Registro de aceleraciones, terremoto del 22 de diciembre de 1990, Valle Central, Costa Rica. [Informe interno]. Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR, 42 pág.
- Rivier, S., y Calvo V, C. (1998). Terciario del Sur del valle Central: sección estratigráfica del cerro Carraigres, provincia de San José, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 9, 61-74.
- Rodríguez, J. (2017). *Potencial Sísmico de las fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica. San Pedro, Costa Rica.
- Rojas, W., Morales, L. y Montero, W., (1994). Estudio de amenaza sísmica para el nuevo Hospital de Alajuela. Red Sismológica Nacional, San José [Inf. Interno]. 26 págs
- Romanes, J. (1912). The geology of Costa Rica. 136 págs. FGS, Christ's College, Cambridge.
- Ruiz, M., y Montes, C. (2007). Cartografía detallada de diaclasas. Implicaciones para zonas de daño alrededor de fallas de cabalgamiento. *Boletín De Geología*, 29(2), 95-104.
- Sak, P. (2002). *Active tectonics and landscape evolution inboard of subducting seafloor roughness: an investigation across the Costa Rican fore arc, Central America*. (Tesis de Maestría). The Pennsylvania State University, Pennsylvania.
- Sallarès, V., Dañobeitia, J.J. y Flueh, E.R. (2001). Flueh, Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research*, 106, 621-643.
- Sallarès, V., P. Charvis, E.R. Flueh, y J. Bialas. (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction, *Journal of Geophysical Research*. 108(B12), 25-64, doi:10.1029/2003JB002431, 2003.
- Santana, G. y Vargas, W. (1990). Sismo de Cóbano 25 de marzo de 1990 efectos sobre suelos y edificaciones –Informe interno, Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR, 194 pág.
- Santana, G., Matamoros, R., Vargas, W., Sibaja, J., Taylor, W., Sancho, V., Segura, C., Ramírez, A y Laurent, R. (1991). Registros de aceleraciones del sismo de Frailes, 9 de agosto de 1991- Reporte INII-62-91, Laboratorio de Ingeniería Sísmica, UCR, 41 pág.
- Schaufelberger, P. (1932). Un estudio elemental sobre la geología de Costa Rica. –56 págs. La Escuela Costarricense 1-3, San José.

- Schlische, R.W., y Anders, M.H. (1996). Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geological Society of America Special Paper* 303, 183– 203.
- Segall, P., y Pollard, D. (1983). Nucleation and growth of strike slip faults in granite. *Journal of Geophysical Research* 88, 555–568.
- Snoke, J, A., Munsey, J, W., Teague, A. G. y Bollinger, G. A. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake notes*, 55. 1-21.
- Sprechmann, P., (1984). Manual de Geología de Costa Rica. Estratigrafía. *Editorial UCR*. 320 págs.
- Tapponnier P, Peltzer GL, Le Dain AY, Armijo R, Cobbold P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia. New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10(12), 611-6. doi: 10.1130/0091-7613(1982)10%3c611:petian%3e2.0.co;2
- Tarback, E. y Lutgens, F. (2005). Ciencias de la Tierra, Una Introducción a la Geología Física. Ed. Pearson Prentice Hall, Madrid, España.
- Tejera, R. (1983). Estudio geológico y la actividad de microtemblores de Turrujal de San Ignacio de Acosta (S del Valle Central-CR).- 87 págs. ECG-UCR, San José [Inf. Proy de invest.].
- Tenorio, C. (2006). *Estudio de las velocidades de las ondas sísmicas a través de la corteza terrestre de una región de El Salvador mediante inversión de los tiempos de viaje de las ondas P y S*. (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de Honduras.
- Valerín, E. (1982). Geología del área de Puerto Escondido y alrededores, Quepos, cantón de Aguirre, provincia de Puntarenas, Costa Rica. Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- von Huene, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., y Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19, 314–334.
- Waldhauser, F. (2001). HypoDD - A program to compute double-difference hypocenter locations. Open-File Rep. U. S. *Geological Survey*, 25, 1-113.
- Waldhauser, F., y Ellsworth, W. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. doi: 10.1785/0120000006.

- Walther, C., y Flueh, E.R. (2002). Remnant of the ancient Farallon Plate breakup: a low-velocity body in the lower oceanic crust off Nicoya Peninsula, Costa Rica - evidence from wide-angle seismics. *Geophysical Research Letters*, 29, 1939, doi:10.1029/2002GL015026,
- Walther, C.H.E. (2003). The crustal structure of Cocos Ridge off Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2136, doi:10.1029/2001JB000888,
- Wells, D. y Coppersmith, K. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974-1002.
- Werner, R., K. Hoernle, P. van den Bogaard, C.R. Ranero, R. von Huene, y D. Korich,. (1999). Drowned 14 m.y. old Galapagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models. *Geology*, 27, 499-502.
- Williams, H. (1952). Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. *Geological Sciences*, 29(4), 145-180.
- Wilson, J. y Gallant, J. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. Wiley, New York, 303 págs.
- Ye, S.; Bialas, J.; Flueh, E. R.; Stavenhagen, A.; von Huene, R.; Leandro, G.; Hinz, K. (1996). Crustal structure of the Middle American Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data. *Tectonics*, 15(5), 1006–1021. doi:10.1029/96tc00827

IX. ANEXOS

Anexo 1: Ubicación de las estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE–UCR)

#	Estación	Nombre	Red	Lat	Long	Elev	Tipo
1	ABE2	Abejonal	RSN-ICE	9.704	-84.054	1929	SP
2	ABRA	Las Abras (Santa Cruz, Turrialba)	RSN-ICE	10.006	-83.717	1997	SP
3	ACON	Acoyapa, Nicaragua	Internacional	11.968	-85.174	862	BB
4	ACOS	Acosta	Bomberos	9.796	-84.164	1180	SP
5	ALCO	Alturas Coton, Coto Brus	RSN-UCR	8.950	-82.834	1504	BB
6	ALIB	Liberia	Bomberos	10.593	-85.546	72	SP
7	AMPA	Desamparados	Bomberos	9.896	-84.062	1177	SP
8	ARE1	Arenal	RSN-UCR	10.461	-84.719	800	BB
9	ARIEL	Armuelles	Internacional	8.286	-82.852	10	SP
10	ARIN	SMA Rivas	Internacional	11.454	-85.835	71	A
11	ARME	Armenias, Upala	RSN-ICE	10.813	-85.114	527	SP
12	ARTO	Río Cuarto de Alajuela	Bomberos	10.343	-84.216	431	SP
13	ARZA	Esparza	Bomberos	9.991	-84.668	226	SP
14	ATEN	Atenas	Bomberos	9.978	-84.382	709	SP
15	AZU	Azuero	Internacional	7.789	-80.274	45	BB
16	BAGA	Bagaces	Bomberos	10.528	-85.261	124	SP
17	BANCO	(falda S V. Baru)	Internacional	8.719	-82.529	1429	SP
18	BCIP	Isla Barro Colorado	Internacional	9.167	-79.837	61	BB
19	BELE	Belén de Heredia	Bomberos	9.976	-84.188	908	SP
20	BILN	Bilwi	Internacional	14.049	-83.375	30	BB
21	BITO	Garabito	Bomberos	9.619	-84.621	24	SP
22	BLUN	Bluefields	Internacional	12.005	-83.775	50	BB
23	BGUAL	Bijagual. NE. de David	Internacional	8.509	-82.333	119	SP
24	BQTLY	Lloyd, Boquete	Internacional	8.758	-82.461	1291	SP
25	BRIB	Bribri	Bomberos	9.624	-82.850	43	SP
26	BRNON	Breñón. E. de Neily	Internacional	8.627	-82.812	702	SP
27	BRU2	Barriles, Chiriquí	Internacional	8.794	-82.688	1320	BB
28	BUAI	Buenos Aires, Upala	RSN-ICE	10.866	-85.326	778	SP

29	BURE	Buenos Aires	Bomberos	9.173	-83.338	387	SP
30	BUS1	Buena Vista	RSN-UCR	9.554	-83.747	3506	BB
31	CANA	Canalente, Upala	RSN-ICE	10.833	-85.054	115	SP
32	CAO2	Cóbano, Guanacaste	OVSICORI	9.688	-85.107	179	A
33	CARI	Cariari	Bomberos	10.364	-83.736	73.6	SP
34	CARN	Cárdenas	Internacional	11.187	-85.522	64	BB
35	CASO	Castillo, lago Arenal	RSN-ICE	10.434	-84.734	568	SP
36	CAYA	Pacayas	Bomberos	9.917	-83.811	1840	SP
37	CAZU	Cerro Azul (este ciudad Panamá)	Internacional	9.238	-79.408	940	BB
38	CBL1	Cabo Blanco	RSN-UCR	9.588	-85.092	43	SP
39	CEDE	Cedeño (Arenal)	RSN-ICE	10.487	-84.703	674	BB
40	CEUA	Cerro Uatsi, Limón Sur	RSN-UCR	9.621	-82.940	618	BB
41	CGLLO	Cantagallo, W. de David	Internacional	8.360	-82.631	18	SP
42	CGUAY	Guayabal Cochea, David	Internacional	8.459	-82.351	77	SP
43	CHIL	Los Chiles	Bomberos	11.036	-84.715	58	SP
44	CHIR	Chiripa	RSN-ICE	10.443	-84.908	1034	SP
45	CHRIS	Caldera, Boquete	Internacional	8.674	-82.367	450	SP
46	CLAR	Aguas Claras, V. Miravalles	RSN-ICE	10.784	-85.175	541	SP
47	CLLRA	Cordillera, V. Barú	Internacional	8.744	-82.614	1330	SP
48	CNAS	Cañas	Bomberos	10.431	-85.092	56	SP
49	CNG2	Caño Negro	RSN-UCR	10.892	-84.788	65	SP
50	CNGN	V. Cerro Negro		12.500	-86.698	515	BB
51	COCO	Camp. Reventazón	RSN-ICE	10.084	-83.562	202	SP
52	COL	Colonia, Miravalles	RSN-ICE	10.665	-85.203	457	SP
53	COPN	Copaltepe	Internacional	12.180	-86.592	150	SP
54	CORN	Corn Island	Internacional	12.171	-83.045	8	BB
55	CORO	Coronado	Bomberos	9.973	-84.003	1427	SP
56	COTE	Laguna Cote	RSN-ICE	10.575	-84.916	680	SP
57	COYOL	Roble-Coyol, Alajuela	RSN-UCR	9.990	-84.244	841	SP
58	CRIN	V. San Cristobal	Internacional	12.696	-87.021	879	BB
59	CRUZ	La Cruz	Bomberos	11.079	-85.630	242	SP
60	CSGN	V. Cosigüina	Internacional	12.976	-87.559	746	SP
61	CSTBL	Cerro San Cristóbal, David	Internacional	8.411	-82.441	29	SP
62	CUI	Cuipilapa	RSN-ICE	10.658	-85.164	562	SP

63	CVEJO	Cerro Viejo, rumbo Azuero	Internacional	8.255	-81.577	429	SP
64	CVTC	V. Turrialba	RSN-UCR	10.018	-83.760	3306	BB
65	CVTG	V. Turrialba, Guápiles	RSN-UCR	10.146	-83.774	611	BB
66	CVTQ	V. Turrialba, Quemados	RSN-UCR	10.004	-83.767	2837	BB
67	CVTR	V. Turrialba	RSN-UCR	10.020	-83.759	3233	BB
68	CVTV	V. Turrialba, Las Virtudes	RSN-UCR	10.004	-83.749	2561	BB
69	DAP26	(falda E V. Baru)	Internacional	8.788	-82.423	1227	SP
70	DELF	Filadelfia	Bomberos	10.448	-85.553	27	SP
71	DHOFF	Pozo/PRB , Volcán	Internacional	8.782	-82.639	1418	SP
72	DMCAL	(E de Neily)	Internacional	8.670	-82.793	645	SP
73	DOMI	Santo Domingo de Heredia	Bomberos	9.982	-84.091	1203.7	SP
74	DRK0	Durika	RSN-UCR	9.262	-83.245	1434	BB
75	DVALA	Divalá Escuela	Internacional	8.413	-82.719	19	SP
76	ECG	Centroamericana Geología	RSN-UCR	9.938	-84.052	1212	BB
77	EDPE	Pejibaye, Pérez Zeledón	RSN-ICE	9.159	-83.571	416	SP
78	EGUA	Earth Guápiles	RSN-UCR	10.212	-83.590	46	BB
79	ELII	Earth Liberia	RSN-UCR	10.645	-85.553	82	SP
80	ELVI	El Viejo (Barbudal, Tempisq.)	RSN-UCR	10.452	-85.323	-80	SH
81	ENAS	Puntarenas	Bomberos	9.978	-84.835	16	SP
82	ERIA	Liberia	Bomberos	10.634	-85.440	164	SP
83	ESPN	Las Esperanzas	Internacional	12.195	-84.300	45	BB
84	FIMO	Fila Mora	RSN-UCR	8.990	-83.354	1108	BB
85	FITO	Golfito	Bomberos	8.625	-83.154	21	SP
86	FORC	Fortuna	RSN-ICE	10.467	-84.672	393	SP
87	GMAL	Guarumal, Veraguas	Internacional	7.800	-81.250	4	BB
88	GNSR	Nosara	LIS	9.979	-85.648	12	
89	GPS2	Hotel Rincón Lodge (Rincón Vieja)	RSN-ICE	10.753	-85.352	676	SP
90	GPS3	Bodega ICE (Rincón Vieja)	RSN-ICE	10.755	-85.365	615	SP
91	GREC	Grecia	Bomberos	10.074	-84.309	1016	SP
92	GSAM	Sámara	LIS	9,87451	-85.510	20	
93	GYBAL	Guayabal, falda S V.Barú	Internacional	8.599	-82.584	519	SP

94	HDC	Heredia	Internacional	10.002	-84.111	1186	BB
95	HEME	Heredia, Mercedes	Bomberos	9.995	-84.137	1120	SP
96	HERN	V.Telica	Internacional	12.609	-86.831	758	BB
97	HERR	Hotel Pumilio, Jaco	RSN-UCR	9.652	-84.621	51	SP
98	HORN	Hornillas, Miravalles	RSN-ICE	10.713	-85.181	751	SP
99	IRES	Siquirres	Bomberos	10.093	-83.478	20	SP
100	ITAL	Pital de San Carlos	Bomberos	10.451	-84.272	169.7	SP
101	JAPN	Ometepe	Internacional	11.526	-85.678	154	SP
102	JCR1	Jicaral	RSN-UCR	9.850	-85.112	575	SP
103	JEFFS	(S de V. Baru)	Internacional	8.669	-82.534	896	SP
104	JIME	Puerto Jiménez	Bomberos	8.538	-83.325	29	SP
105	JTS	Las Juntas	Internacional	10.291	-84.953	340	BB
106	JUDI	Juan Días (cerca Nicoya)	OVSICORI	10.166	-85.539	702	BB
107	JUNT	Las Juntas	Bomberos	10.282	-84.959	157	SP
108	ISBTO	Bastimentos, Bocas del Toro	Internacional	9.345	-82.206	36	SP
109	ISECA	Isla Seca, Pacifico	Internacional	7.982	-82.032	22	SP
110	KKNTU	Kankintu	Internacional	8.840	-81.806	101	SP
111	LAGU	Lagunilla, Heredia	RSN-UCR	9.971	-84.120	1046	SP
112	LAES	El Progreso, Valle La Estrella, Limon	RSN-UCR	9.762	-83.049	112	BB
113	LAFE	Finca La Fe, Paquera	OVSICORI	9.807	-84.910	69	
114	LAPC	La Perla, Borinquen	RSN-ICE	10.768	-85.433	351	SP
115	LCR2	La Lucha	RSN-UCR	9.742	-84.005	1684	BB
116	LLNA	Los Llanos Naranjito	RSN-ICE	9.474	-84.100	77	
117	LMNES	Limonos, Burica	Internacional	8.100	-82.866	46	SP
118	LPPC	Paso Canoas	RSN-ICE	8.533	-82.839	139	SP
119	LPPG	Potrero Grande, P.H. Las Palmas	RSN-ICE	9.016	-83.174	195	
120	LPSV	San Vito, P.H. Las Palmas	RSN-ICE	8.825	-82.970	1002	
121	LUPE	Guadalupe	Bomberos	9.948	-84.055	1200	SP
122	MAC	Macadamia (Arenal Lodge)	RSN-ICE	10.499	-84.767	838	SP
123	MARA	Maravilla, Hojancha	RSN-UCR	10.020	-85.424	629	BB
124	MASN	V. Masaya	Internacional	11.989	-86.158	590	SP
125	MCANO	Macano, falda S V.Barú	Internacional	8.570	-82.573	409	SP

126	MENO	Metropolitana Norte	Bomberos	9.940	-84.078	1145	
127	MESS	Mesas (Miravalles)	RSN-ICE	10.741	-85.194	641	BB
128	MESU	Metropolitana Sur	Bomberos	9.927	-84.081	1151	SP
129	MGAN	Managua	Internacional	12.147	-86.247	80	BB
130	MLLIN	Jaramillo, Boquete	Internacional	8.725	-82.390	926	SP
131	MORAV	Moravia	RSN-UCR	9.964	-84.042	1245	SP
132	MRONO	Mirono Comarca, hacia Azuero	Internacional	8.352	-81.849	600	SP
133	NADN	Nandaimé	Internacional	11.749	-86.032	115	SP
134	NARA	Naranjo	Bomberos	10.098	-84.377	1059	SP
135	NDIMA	Noleduima, hacia Azuero	Internacional	8.307	-81.794	506	SP
136	NELY	Ciudad Neily	Bomberos	8.650	-82.946	67	SP
137	NICO	Nicoya	Bomberos	10.145	-85.453	139	SP
138	OROT	Orotina	Bomberos	9.912	-84.526	229	SP
139	PALA	Palmares	Bomberos	10.054	-84.435	1018	SP
140	PANO	Palmar Norte	Bomberos	8.960	-83.459	33	SP
141	PAQE	Paquera	Bomberos	9.819	-84.934	46	SP
142	PAR2	Parrita	RSN-ICE	9.602	-84.250	102	SP
143	PARA	Paraíso	Bomberos	9.835	-83.867	1344	SP
144	PAVA	Pavas, San José	Bomberos	9.940	-84.119	1104	SP
145	PB63	Borinquen, Finca Las Imágenes	RSN-ICE	10.809	-85.442	482	SP
146	PBNVO	Pueblo Nuevo, Caribe Chiriquí	Internacional	8.891	-82.192	59	SP
147	PCZAN	Plaza Caizan, NW de Neily	Internacional	8.743	-82.819	807	SP
148	PDCAN	Potrero de Caña, rumbo Azuero	Internacional	8.291	-81.697	471	SP
149	PEJA	Pénjamo, Buenos Aires de Upala	RSN-ICE	10.895	-85.313	416	SP
150	PJAC	Jacó	LIS	9.612	-84.626	5	
151	PICV	PH. Pirrís, casa válvulas	RSN-ICE	9.627	-84.195	562	SP
152	PIEC	Cerro El Cedral	RSN-ICE	9.623	-83.958	2147	SP
153	PILA	Parque Internac. La Amistad	RSN-UCR	9.029	-83.008	1392	SP
154	PILE	Guápiles	Bomberos	10.216	-83.789	308	SP
155	PINJ	Naranjito (Quepos)	RSN-ICE	9.474	-84.100	83	SP
156	PIRO	Piro, Osa	RSN-UCR	8.411	-83.320	235	BB
157	PISJ	San Jerónimo (Tarrazu)	RSN-ICE	9.632	-84.123	1264	SP

158	PITA	Pirrís, San Marcos	RSN-ICE	9.661	-84.023	1468	SP
159	PLRL	Laurel, Corredores	LIS	8.432	-82.957	46	
160	PLVR	Palo Verde	RSN-UCR	10.348	-85.351	-83	SP
161	POAS	San Pedro de Poás	Bomberos	10.076	-84.243	1154	SP
162	POB3	Borinquen	RSN-ICE	10.807	-85.424	548	SP
163	POTN	Potosí, Cosigüina	Internacional	13.000	-87.506	40	BB
164	POZO	Pozos, Santa Ana	RSN-UCR	9.938	-84.183	888	SP
165	PP10	Sur de Pailas, V. Rincón	RSN-ICE	10.742	-85.349	605	SP
166	PPTG	Potrero Grande, Buenos Aires	LIS	9.017	-83.735	192	
167	PRISO	Paraíso, falda S. V.Barú	Internacional	8.662	-82.590	825	SP
168	PRV	Providencia, San Andrés, Colomb.	Internacional	13.376	-81.364	38	BB
169	PTJ1	Puerto Jiménez	RSN-UCR	8.536	-83.302	10	BB
170	PTP	Puerto Armuelles	Internacional	8.200	-82.870	63	BB
171	PURI	Puriscal	Bomberos	9.847	-84.311	1121	SP
172	PUVT	Punta Uvita, Osa	LIS	9.175	-83.733	53	
173	QLAJS	Quebrada de Lajas, E. de David	Internacional	8.466	-82.237	104	SP
174	QUEB	Quebradón, Cote	RSN-ICE	10.623	-84.896	446	SP
175	QUEP	Quepos	Bomberos	9.431	-84.164	10	SP
176	QUES	Ciudad Quesada	Bomberos	10.322	-84.430	678	SP
177	RAFA	V. Turrialba, San Rafael	RSN-UCR	9.958	-83.811	2575	BB
178	RAMO	San Ramón	Bomberos	10.087	-84.467	1069	SP
179	RAZU	Tarrazú	Bomberos	9.659	-84.023	1450	SP
180	RBALA	Rambala, Caribe Chiriqui	Internacional	8.879	-82.153	102	SP
181	RECL	Campo libre, Presa Reventazón	RSN-ICE	10.087	-83.570	188	
182	REPA	Recinto Paraíso	RSN-UCR	9.828	-83.869	1334	SP
183	RESI	San Isidro (Turrialba)	RSN-ICE	10.030	-83.643	806	SP
184	REY	Monterrey de San Carlos	RSN-ICE	10.527	-84.699	611	SP
185	RGM0	Gandoca	RSN-UCR	9.590	-82.607	17	BB
186	RITA	Parrita	Bomberos	9.521	-84.331	10	SP
187	RMDIO	Remedios, hacia Azuero	Internacional	8.227	-81.831	42	SP
188	ROBE	Roble de Puntarenas	Bomberos	9.980	-84.737	33	SP
189	RSRNO	RíoSerenó	Internacional	8.817	-82.861	964	SP

190	RVHC	Reventazón, Hacienda Colima	RSN-ICE	9.985	-83.636	768	SP
191	RVLA	Reventazón, La Alegría	RSN-ICE	10.109	-83.588	74	SP
192	SACU	Santa Cruz	Bomberos	10.263	-85.584	66	SP
193	SAJE	San Jerónimo, El General	RSN-UCR	9.346	-83.509	1348	BB
194	SAJU	San Juanillo, Guan. (cerca Ostional)	OVSICORI	10.067	-85.711	90	BB
195	SANA	Santa Ana	Bomberos	9.933	-84.185	906	SP
196	SARA1	Sarapiquí	Bomberos	10.451	-84.012	14	SP
197	SARC	Sarchí	Bomberos	10.090	-84.346	974	SP
198	SCLRA	Santa Clara, W. de V.Barú	Internacional	8.833	-82.782	1193	SP
199	SCZLJ	Santa Cruz, hacia Azuero, costa	Internacional	8.191	-81.906	38	SP
200	SCZRO	Santa Cruz- Renacimiento, E. Neily	Internacional	8.646	-82.760	664	SP
201	SECA	Sede Caribe UCR	RSN-UCR	9.983	-83.063	24	SP
202	SGBE	Presa Sangregado, berma	RSN-ICE	10.476	-84.758	484	
203	SJS1	San José	RSN-UCR	9.938	-84.052	1212	BB
204	SJS3	San José	RSN-UCR	9.938	-84.052	1212	SP
205	SMES	C.P. San Miguel, estribo	RSN-ICE	9.942	-84.325	534	
206	SOCE	Soltis Center, San Ramón	RSN-UCR	10.383	-84.618	450	SP
207	SRA1	San Ramón	RSN-UCR	10.085	-84.480	1101	BB
208	TAAN	Bataán, Limón	Bomberos	10.085	-83.347	23.2	SP
209	TAGO	Cartago	Bomberos	9.866	-83.924	1448	SP
210	TBS2	Cerro Punta, NW de V.Barú	Internacional	8.856	-82.602	1954	SP
211	TCS1	Tacares	RSN-UCR	10.042	-84.300	889	BB
212	TENO	V. Tenorio	RSN-ICE	10.646	-85.028	995	SP
213	TEVE	Monteverde	Bomberos	10.319	-84.827	1392	SP
214	TIBA	Tibás	Bomberos	9.962	-84.072	1221	SP
215	TILA	Tilarán	Bomberos	10.469	-84.970	570	SP
216	TIMO	Tierras Morenas	RSN-ICE	10.583	-85.018	784	SP
217	TOES	Presa Toro II, estribo izq	RSN-ICE	10.264	-84.260	1082	
218	TRB2	Turrubares	RSN-UCR	9.914	-84.448	369	SP
219	TRIO	Tres Ríos	Bomberos	9.905	-83.994	1338.5	SP
220	TRT1	Tortuguero	RSN-UCR	10.598	-83.699	63	BB
221	TRT2	Tortuguero	RSN-UCR	10.557	-83.735	46	BB

222	TTMAS	Totumas, Talamanca	Internacional	8.884	-82.683	1877	SP
223	TUNA	La Fortuna	Bomberos	10.469	-84.644	266	SP
224	TURI	Turrialba	Bomberos	9.907	-83.686	692.3	SP
225	UELA	Alajuela	Bomberos	10.019	-84.211	983	SP
226	UPAL	Upala	Bomberos	10.897	-85.012	62	SP
227	VACR	V. Arenal	OVSICORI	10.472	-84.675	370	BB
228	VARE	V. Arenal (junto ARE1)	RSN-ICE	10.461	-84.719	792	BB
229	VBV1	V. Barva	RSN-UCR	10.114	-84.100	2418	BB
230	VERF	Veragua Rainforest, Limón	RSN-UCR	9.927	-83.190	423	BB
231	VICA	V. Irazú, cráter activo	OVSICORI	9.985	-83.845	3358	BB
232	VIMO	V. Irazú, Monserrat, Coronado	OVSICORI	10.024	-83.943	1754	BB
233	VINA	Juan Viñas	Bomberos	9.895	-83.746	1198.7	SP
234	VITO	San Vito	Bomberos	8.819	-82.970	994	SP
235	VORI	V. Rincón de la Vieja	RSN-ICE	10.818	-85.347	1579	BB
236	VPL1	V. Platanar	RSN-UCR	10.256	-84.365	1830	BB
237	VPL2	V. Platanar	RSN-UCR	10.306	-84.382	1400	BB
238	VPL3	V. Platanar	RSN-UCR	10.348	-84.310	640	BB
239	VPS5	V. Poás	RSN-UCR	10.190	-84.232	2596	BB
240	VPS8	V. Poás	RSN-UCR	10.179	-84.242	2625	BB
241	VRBA	V. Rincón, Buenos Aires	OVSICORI	10.866	-85.326	732	BB
242	VRLE	V. Rincón, La Escondida	OVSICORI	10.788	-85.365	921	BB
243	VTCV	V. Turri. (Calle Vargas, Guayabo)	OVSICORI	9.983	-83.727	1664	BB
244	VTUN	V. Turrialba, cráter central	OVSICORI	10.023	-83.763	3239	BB
245	WILLF	Boquete	Internacional	8.751	-82.435	1131	SP
246	YURE	Nandayure	Bomberos	9.996	-85.253	88	SP
247	ZANG	Las Zanguengas	Internacional	8.956	-79.867	110	SP
248	ZARE	Zarcelero	Bomberos	10.184	-84.390	1780	SP
249	ZEDO	Pérez Zeledón	Bomberos	9.355	-83.683	690	SP