

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

**ESTUDIO TECTÓNICO Y KÁRSTICO DE LA REGIÓN
DE VENADO, SAN CARLOS, COSTA RICA**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura

Geól. Alejandro Argüello Sáenz

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

San Pedro, Costa Rica

2021

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

**ESTUDIO TECTÓNICO Y KÁRSTICO DE LA REGIÓN DE
VENADO, SAN CARLOS, COSTA RICA**

Geól. Alejandro Argüello Sáenz

Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura

TRIBUNAL EXAMINADOR:



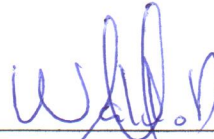
Dr. Andrés Ulloa Carmiol.
Director TFG



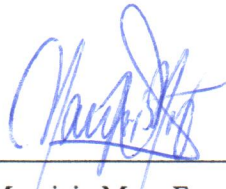
M.Sc. Walter Montero Pohly
Codirector



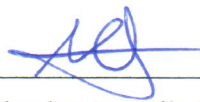
Dr. Maximiliano Garnier Villarreal
Codirector



M. Sc. Waldo Taylor Castillo
Lector



Dr. Mauricio Mora Fernández
Director de la Escuela Centroamericana de Geología
Presidente del tribunal



Alejandro Argüello Sáenz
Candidato

DEDICATORIA

A mi familia, por enseñarme y apoyarme siempre

A todas las personas que me han apoyado y creído en mí

A José Alfaro que durante su vida transmitió a toda la pasión y amor por la espeleología

«La misma cueva a la que tienes miedo de entrar resulta ser la fuente de lo que estás buscando»

- Joseph Campbell.

Agradecimiento

A mi director de tesis, Dr. Andrés Ulloa Carmiol, por todo su apoyo, guía y colaboración desde el inicio del proyecto y durante mis primeras incursiones en el mundo espeleológicas, también por tantas incontables conversaciones y discusiones geológicas a lo largo del proceso, que enriquecieron este trabajo y a mí como profesional. A MSc. Walter Montero, por siempre tener la disposición de explicarme sobre neotectónica y sismotectónica, por sus valiosos comentarios y consejos durante este trabajo. Al Dr. Maximiliano Garnier, por sus comentarios, aportes y correcciones durante el trabajo. Al lector MSc. Waldo Taylor, por su tiempo, correcciones y desde un comienzo mostrar interés durante el proceso de este trabajo.

A Wilfredo Rojas, Ivonne Arroyo, Lepolt Linkimer, Juan Luis Porras, Natalie Chavarría, por recibirme y estar dispuestos a apoyarme y enseñarme tanto del mundo de fallas y sismología, durante mi colaboración con la RSN. A Gerardo Soto y Giovanni Peraldo por su apoyo y discusiones geológicas. A Ernesto Echandi por proveer documentos valiosos y conversaciones para el apoyo a este trabajo. Al pueblo de Venado, por su calidez y cordialidad.

A la Dra. Mariangela Vargas, por todos sus consejos científicos y apoyo durante las expediciones. A Francisco Chacón y familia, por su amabilidad, hospedaje, naranjas y apoyo durante este proceso. A Yorleny Cubero, Wilberth Solis, Yorbieth Solis, y miembros de la familia, por su cordialidad, apoyo, amabilidad, amistad y por permitirme a mí y mis colegas estudiar las Cavernas de Venado y facilitarnos las instalaciones para permitirme realizar esta investigación.

Al GEA, por su colaboración, apoyo y enseñanzas. A todas las personas que me acompañaron durante el extenso trabajo de campo: Sebastián Carmona, Ferdinand Salazar, Scott Trescott, Adrián Obando, Milena Argüello, Carlos Goicoechea, Allan Brenes, Adriana Brenes, Victor Carvajal, Andrea Hidalgo, Andrey Vargas, Laura Alvarado, Federico Rivera, Steph Miller, Arturo Sudasassi, Heiner Madrigal, Andrea Álvarez, y muchos otros. A Yamita por amabilidad y alimentos.

A los profesionales del GFZ (Alemania), Universidad de Chile, Universidad Pontificia de Chile, que durante los cursos y pasantías que realicé, me brindaron importante retroalimentación sobre el trabajo y sobre temas de tectónica activa, sismotectónica y gestión de riesgo

Al programa de Becas CeNAT-CONARE y, a los miembros del Laboratorio PRIAS, por su colaboración y en especial a Cristian Vargas, que me apoyo y brindo comentarios útiles durante mi proceso de beca.

Tabla De Contenidos

Tabla De Contenidos.....	III
Índice De Figuras	VI
Índice De Tablas	X
Índice De Abreviaturas.....	XI
Glosario De Terminología Técnica	XII
Resumen	XIII
Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Justificación.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1. Objetivo General.....	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3 Ubicación Geográfica	2
1.4 Metodología	4
1.4.1. Recopilación bibliográfica.....	4
1.4.2. Trabajo de Campo.....	4
1.4.3. Análisis geomorfológico, neotectónico, morfotectónico y estructural	5
1.4.4. Análisis morfométricos	7
1.4.5. Análisis sísmico	7
1.5 Antecedentes	8
1.5.1. Contexto tectónico regional	8
1.5.2. Fallamiento cortical regional.....	11
1.5.3. Estratigrafía Regional	14
1.5.4. Sistema kárstico de Venado	20
Capítulo 2: Geología Local	21
2.1. Formación Venado.....	21
2.2. Intrusiones y Lavas Grifo alto.....	27
2.2.1. Basaltos Nilo	27

2.2.2. Dacitas La Tigra	29
2.2.3. Doleritas las minas	30
2.3. Vulcanismo Ácido (tobas blancas)	33
2.4. Formación Monteverde	34
2.4.1. Unidad de Lahares	35
2.5. Aluviones	36
2.6. Piroclastos Recientes	38
Capítulo 3: Geomorfología: Morfometría, tectónica y kárstica	39
3.1. Geomorfología	39
3.1.1. Laderas denudacionales asociadas a rocas sedimentarias	42
3.1.2. Geomorfologías Volcánicas:	42
3.1.3. Geomorfologías Cuaternarias:	44
3.2. Morfometría Tectónica	47
3.2.1. Curvatura	47
3.2.2. Pendiente	48
3.2.3. Orientación de pendiente	49
3.3. Geomorfología y características kársticas	53
3.3.1. Geomorfología kárstica superficial	53
3.3.2. Cuevas principales	56
3.3.3. Cueva Gabinarraca (Cavernas de Venado)	59
3.3.4. Cueva Menonitas	61
3.3.5. Cueva Higuera	63
Capítulo 4: Neotectónica y sismotectónica	66
4.1. Estructuras de la zona	66
4.1.1. Falla 0: Falla Las pendientes	66
4.1.2. Falla 1: Falla La Muerte	67
4.1.3. Falla 2: Falla la Mina	70
4.1.4. Falla 3: Falla Santa lucía	73
4.1.5. Falla 4: Falla la Cueva	76

4.1.6. Falla 5: Falla El Túnel.....	82
4.1.7. Falla 6: Falla la Tigra	88
4.1.8. Falla 7: Falla Catanuria.....	90
4.1.9. Falla 8: Falla suampo.....	92
4.2. Falla Fortuna.....	93
4.3. Sistema Transtensivo Venado.....	94
4.4. Potencial Sísmico.....	97
4.5. Sismicidad y sismotectónica.....	98
Capítulo 5: Discusión de resultados, conclusiones y recomendaciones	101
5.1. Discusión de Resultados.....	101
5.1.1. Estratigrafía y Cartografía Geológica	101
5.1.2. Intrusiones y fallamiento	105
5.1.3. Geomorfología y Morfometría.....	107
5.1.4. Sistema Kárstico Venado	107
5.1.6. Potencial de estudios paleosísmicos en cuevas.....	112
5.1.7. Sistema transtensivo Venado	113
5.2. Conclusiones.....	118
5.3 Recomendaciones.....	120
Referencias	121
Anexos.....	130
Anexo 1: Descripción de Secciones delgadas.....	130
Anexo 2: Base de datos de Sismos y Mecanismos focales.....	138
Anexo 3: Mapa Geológico (Lamina 60x90)	Lámina adjunta
Anexo 4: Plano cueva Gabinarraca	Lámina adjunta
Anexo 5: Plano cueva Menonitas	Lámina adjunta
Anexo 6: Plano cueva Higuera	Lámina adjunta
Anexo 7: Mapa Neotectónico (Lamina 60x90)	Lámina adjunta
Anexo 8: Mapa Tectónico Regional (Tabloide)	Lámina adjunta

Índice De Figuras

Figura 1. Mapa ubicación del área de estudio donde se muestra la ubicación de las principales cuevas en la zona, así como localidades y drenajes sobre una imagen satelital del año 2005 e información catastral del SNIT (IGN, 2019).	3
Figura 2. Mapas de calor para la densidad de afloramientos en el área de estudio (cuadro rojo). En color morado baja densidad y en amarillo muy alta densidad. A) Afloramientos levantados en este trabajo, B) Afloramientos levantados por otros autores, C) Afloramientos en total.	5
Figura 3. A) Modelo tectónico Regional: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FAV: Falla del Arco Volcánico. Modificado de Linkimer y Alvarado (2014). B) Movimiento relativo de estaciones de GPS en la zona de Guanacaste y límite del área de estudio. Modificado de Montero et al (2017) El cuadro rojo corresponde a la ubicación de la zona de estudio.	10
Figura 4. Mapa tectónico regional de la zona. (Basado en información tectónica de: Alvarado, 2009; Ballesteros et al., 1995; Camacho, 2015; Denyer et al., 2009; Obando, 1986)	11
Figura 5. Columna estratigráfica regional para la zona de la Hoja Monterrey y Venado de San Carlos. (Tomado de Rojas, 2019)	15
Figura 6. Columna estratigráfica local simplificada para la formación Venado, basado en observaciones de campo para el área de estudio, sin escala vertical.	22
Figura 7. A) Fotografía de clastos de areniscas y lutitas, donde se muestra variación en color y meteorización característica (415301E/ 1166371 N). B) Areniscas aflorantes en el margen medio de quebrada la Tigra con fracturamiento (415301E/ 1166371 N). C) Turrítela de unos 6 cm en las areniscas de la Formación Venado. D) Horizonte fosilífero en lutitas con turrítelas. E) Arenisca fina fracturada en margen del Río Nilo (418376 E/ 1166697 N).....	24
Figura 8. Detalles de las rocas caliza y elementos kársticos. A) Bloques de caliza en el río La Muerte (sector Vainicón; 416621 E/1165927 N) con estratificación métrica colapso de bloques y karren asociado, B) Entrada cueva La Decepción en caliza masiva (417877 E / 1165715 N), C y E) Sumideros con control estructural importante (415949 E/ 1167295 N). D) Afloramiento de caliza altamente controlado por fracturas dejando bloques verticales expuestos en quebrada El Túnel (416044 E/ 1167246 N).....	26
Figura 9. Afloramiento de unidad Basaltos Nilo para la zona de estudio. A) Afloramiento de basalto en río Nilo (417661 E / 1165188 N) al borde del río con fracturamiento moderado. B) Basalto alterado en el mismo sitio del detalle A, se observan cristales de plagioclasa alterados y vesículas rellenas. C) Brecha de alteración hidrotérmica, o peperita, con vetas de cuarzo. D) Contacto de la unidad de basaltos El Nilo (1) debajo de sedimentos de la formación Venado (2) (417482 E/ 1165084 N).	29

Figura 10. Afloramientos de Doleritas. A) Morfología cónica en forma vertical visible desde el río Nilo (417483 E/1165734 N) que se asocia a intrusión dolerítica B) Afloramiento talud de doleritas con disyunción columnar, de hasta 40 m de alto en Río Nilo coord. 418024 E /1165999 N. C) Zona de interacción de intrusivo con roca caja sedimentaria y presencia de peperitas, se observan lavas, areniscas y lutitas negras en costado E del cerro La Mina (417155 E/1168437 N). D) Intrusión de dolerita en caliza en el Río La Muerte (417485 E/1165733 N).....	33
Figura 11. Toba pumícea, con plagioclasa y piroxénos A) Afloramiento en carretera al lado del río Nilo (417756 E/1167702N) toba blanca pumícea con bloques flotantes de lava centimétricos. B) Toba pumícea litificada, sin soldar, con alteración. Matriz grisácea y clastos pumícios (419815 E/1168249 N).	34
Figura 12. Afloramiento de Formación Monteverde. A) Afloramiento en carretera en 417756 E/ 1167702N, lavas flotantes en matriz laterítica. B) Lateritas con alteraciones de lavas en la parte basal y piroclastos en la parte superior 419815 E/1168249 N.	35
Figura 13. A) Afloramiento en 414330E/ 1166143N de lahar polimigtico basculado 30° al oeste por acción de la falla 7. B) Detalle del contacto en el mismo afloramiento, con bloques de lavas (de 2 cm a 1 m), clastos de pedernal (~1 cm), clastos sedimentarios (~3 cm) en contacto basculado entre lahar y lavas de la formación Monteverde.	36
Figura 14. Aluviones del área de estudio cubiertos por capas de piroclastos finos. A) Aluviones con lentes de materiales gruesos de 50 cm a 1,5 m en el río Nilo y piroclastos recientes sobreyaciendolos (418430E/1166452N), B) Terrazas aluviales del río Nilo y su cauce actual (418472E/1166933N) y C) Aluvión del río La Muerte, con variedad de tamaños y depósitos piroclásticos sobreyaciendo parte de ellos (417356E/1166931N).	37
Figura 15. Mapa geomorfológico general de la zona de estudio.	40
Figura 16. A) Perfil de altura A-A` dirección N-S B) Perfil de altura B-B` dirección E-W (Ubicación de los perfiles en Figura 15) y modelo tridimensional representativo del área de estudio.....	41
Figura 17. Fotografía de VANT vista al Cerro La Mina (416923E/1168425N), entre la ladera volcánica con dirección al NE cubierta por depósitos volcánicos, y en algunas depresiones, evidencias kársticas.44	
Figura 18. Mapa de Curvatura del área de estudio. A) Mapa de curvatura original. B) Mapa con delimitación de lineamientos	50
Figura 19. Mapa de Pendientes del área de estudio, el mapa superior con extracción original y el inferior con lineamientos principales marcados.	51
Figura 20. Mapa de orientaciones del área de estudio. A) Extracción morfométrica general, B) Morfometría interpretada con anomalías principales.	52

Figura 21. A) Fotografía de una dolina de subsidencia de dimensiones métricas (416215 E/1167463 N), B) Dolina boca de Catano (415797 E/1168104 E) C) Mapa con detalle fotogramétrico y algunas dolinas marcadas para el sector de quebrada El Túnel. D) Mapa de la zona kárstica región quebrada El Túnel, donde se observan los contornos de las cuevas principales y dolinas de forma regional, así como algunos buzamientos.....	55
Figura 22. Área de estudio con las cuevas reportadas y verificadas de la zona.	58
Figura 23. Distribución de las cuevas y los elementos kársticos principales del sector de quebrada El Túnel, mostrando los contornos de las cuevas Gabinarraca (CG), Higuera (CH) y Menonitas (CM).....	59
Figura 24. Fotos Cueva Gabinarraca. A) Boca de la Culebra se observa su entrada vertical con al menos 15 metros de alto y corresponde a un pasaje vertical, B) Sala 6 donde se observa gran cantidad de bloques por colapso, sedimentos en el piso y un techo en dirección al buzamiento con cupulas de erosión y fracturas, C) Vista a sala 2, se observa estratificación cruzada en la caverna, cauce principal, fracturas subverticales que dominan la dirección de la galería (Fotografías por Ferdinand Salazar).....	61
Figura 25. Fotografías cueva Menonitas. A) Geoda de Yeso en “pasaje de los yesos”. B) Falla en cueva con desplazamiento y estrías de rumbo, también se observan espeleotemas fracturados asociados a esta actividad. C) Chimenea El Derrumbe (Fotografía por Ferdinand Salazar).....	63
Figura 26. Fotografías cueva La Higuera: A) Techo de sala en dirección de buzamiento y entre las fracturas crecimiento de espeleotemas. B) Sala Hola Salvaje, donde se observa el gran tamaño de la sala, la estratificación y en la parte basal zona de colapso. C) Pasajes de disolución a lo largo de una fractura subvertical. (Fotografías Victor Carvajal).	65
Figura 27. Modelo de elevación a partir de fotogrametría de VANT del desvío derecho del río La Muerte al oeste del poblado de Venado. A) original. B) con interpretación. 1) Cambio de ancho del cauce, 2) terraza y <i>riser</i> , 3) posible escarpe. También se describe el cambio de dirección del cauce del río La Muerte, por acción de las fallas y sus depósitos cuaternarios desplazados.	68
Figura 28. Elementos morfotectónicos y geológicos de la falla 1 y 2. A) Traza de falla (TF) F1 en intrusivo en río Nilo (418471 E/ 1166646 N). B) detalle del sitio A, con presencia de intrusiones y la roca caja (areniscas), además de dirección de los diques con rumbo 140°, C) Fotografía del Cerro la Mina (416940E/ 1168325N) y el escarpe de falla (EF) asociado con F2, D) Figura C interpretada.	70
Figura 29. Trazas de falla sobre modelo fotogramétrico mostrando elementos morfotectónicos importantes. VL: Valle Lineal, DD: Drenaje Desplazado.	72
Figura 30. A) Escarpe de falla (EF) de la Falla 2 en 417330E/ 1167338 N. Fotografía de VANT, B) Vista hacia el escarpe de falla (EF) con al menos 20 m de altura. C) Intrusivo en roca caliza, paralelo a plano de falla y estrías de falla. Afloramiento en río La Muerte (417545E/1167178N). D: Dique de dolerita atravesando las calizas.....	73

Figura 31. A y B: fotografías de escarpe de falla (EF) en roca Caliza asociados con la falla F3. al cruzar el río La Muerte (417067E/1166472N) en toma aérea y terrestre específicamente. C y D) Escarpes de falla al cruzar la quebrada El Túnel (416437E/116735N).	75
Figura 32. Fotogrametría de VANT con las trazas de falla sugeridas que muestran diversos elementos morfotectónicos que sugieren desplazamientos dextral y normal en las fallas 3, 4 y 5. VL: Valle Lineal, CH: Cueva Higuera, CM; Cueva Menonitas, CG Cueva Gabinarraca, DM: Deslizamiento Menonitas, SP: <i>Sag pong/ Lago de falla</i>	78
Figura 33. Traza de falla 4 (línea roja a trazos). A y B, fotografía de VANT, mostrando el río alineado sobre la cueva Gabinarraca o de “Venado”, coincidente con la traza de la falla 4. C y D. Fotografía de VANT, viendo el Cerro pirámide (417488E/1165737N) y río Nilo de fondo, donde se observan las terrazas de la misma	79
Figura 34. Detalles de la cueva Gabinarraca. A) Detalle de plano topográfico mostrando desvíos derechos en la sala 2. Además, se ubican las figuras B y C. B) Morfología mediante LIDAR, donde se observan indicadores cinemáticos oblicuos (dextral-normal) en pared N. C) Fotografía viendo al NW en donde se observa la zona de falla (ZF), que desplaza normalmente un nicho aluvial (NA) y también se nota un movimiento dextral al desplazar el cauce del río subterráneo.	80
Figura 35. Detalle de la Sala 8. A) Plano topográfico de la cueva Gabinarraca con detalle en la Sala 8, en la que se observan las fracturas de rumbo NNW. B) Fotografía de la Sala 8, y un detalle de las trazas observadas, así como el techo (T) asociado a colapso.	81
Figura 36. Detalles de traza de falla 5 por la cueva Menonitas e Higuera. A) Croquis de ubicación de las cuevas, respeto a las trazas, ubicando también A y B, donde se observan los detalles de planos de las cuevas. A) Detalle de la cueva Menonitas donde atraviesa la falla, con fracturas en rojo (Plano rotado 15° respecto al Norte). B) Detalle de la cueva la Higuera, con sus estructuras asociadas al paso de la falla en su margen oeste.	84
Figura 37. Fotografías dentro de la cueva Menonitas. A y B) Zona de falla con desplazamiento original e interpretada. C) Zona de fracturas y fallas a lo largo del pasaje, y fallas secundarias con diferentes evidencias cinemáticas. D) Estrías de falla en roca caliza recristalizadas con evidencias dextrales. E) Falla con zona de brecha de falla y fractura asociada. F) Techo con evidencias cinemáticas, estrías y medias lunas.....	85
Figura 38. Zona de evidencia morfotectónica de desplazamiento de río Nilo y escarpe de falla. A, original y B interpretada. Posterior a la traza de falla comienza a aflorar zonas de caliza con escarpes y taludes de hasta 40 y 50 m (416621 E/1165927 N).	87
Figura 39. Fotografías del sector 417062 E/11665505 N, con afloramiento de ruptura de falla. A y B: Fotografías del afloramiento con ruptura de la falla 5 afectando depósitos recientes, y con un potencial paleosísmico importante.	87

Figura 40. Fotografías del sector de falla ubicado en 415965 E/1165268 N, en la parte alta del río La Muerte. A) Plano de falla y zona de ruptura con una brecha de falla de 1,5 m. B) Detalle del plano de falla y fracturas asociadas. C) Zona de bloques masivos, asociados a intrusivos con control estructural asociados a la falla 6.	89
Figura 41. Fotografías con detalles de la falla 7. A) Fotografía hacia el oeste observando el escarpe de falla (414365 E/1166244 N). B) Detalle de basculamiento de lahar en 414344 E / 1166117 N por la falla 7. C) Fotografía que muestra escarpe de falla y silla de falla (SF). D) Misma ubicación de B) vista al SE, con trazas de falla secundarias y un contraescarpe (CE).	91
Figura 42. Lago de falla debido al represamiento de los causes debido al levantamiento. Se encuentra ubicado en las coordenadas 414075 E/ 1165512 N.	92
Figura 43. A) Sistema Transtensivo Venado (STV) con un MED y la línea de perfil AA' el cual se muestra en la parte C. B) Estructuras simplificadas del STV y en colores tasas de subsidencia; la línea roja ejemplifica la forma rómbica del sistema de transtensión. C) Perfil A-A', muestra el perfil representado en la parte A) con escarpes de falla (EF), contra escarpes (CE) y lugares importantes; la línea amarilla simboliza la línea media de pendiente regional esperada para la zona, en contraste con la topografía modificada por la subsidencia relacionada al STV.	96
Figura 44. Geocronología de las rocas ígneas y sedimentarias de la zona y su correlación con las formaciones geológicas presentes en la zona.	101
Figura 45: Mapas simplificados donde se comparan los modelos geológicos de Obando (1986) y Echandi (1986) y, la actualización cartográfica de este trabajo.	102
Figura 46. Diagrama que muestran la expresión de diques a lo largo de las fallas. Con un movimiento leve en la falla de la izquierda y a la derecha una falla madura con un movimiento mayor, controlando el emplazamiento del dique con una forma compleja. Tomado de: Spacapan et al (2016).	106
Figura 47. Escarpe de falla asociado a la falla 8 y un lago de falla debido al represamiento en las coordenadas 414075E/ 1165512N.	111
Figura 48. Modelo ejemplificando un sistema transtensivo, mostrando diferencias generales en cuanto a subsidencia. Este modelo se asocia fallas con una variación del rumbo. Tomado de Wu et al (2009).	114

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Cuevas y características del Área de estudio.	57
Tabla 2: Mecanismos focales y sus calidades.	98
Tabla 3: Detalle de mecanismos focales obtenidos	138

Índice De Abreviaturas

- CICG: Centro de Investigación en Ciencias Geológicas.
- CENAT: Centro Nacional de Alta Tecnología.
- CE: Contra Escarpe.
- CG: Cueva Gabinarraca.
- CH: Cueva Higuera.
- CM: Cueva Menonitas.
- Dd: Drenaje desplazado.
- EF: Escarpe de Falla.
- GEA: Grupo Espeleológico Anthros.
- ICE: Instituto Costarricense de Electricidad.
- IGN: Instituto Geográfico Nacional.
- m b.n.s: metros bajo nivel superficial.
- m s.n.m: metros sobre el nivel del mar.
- OSIVAM: Observatorio Sismológico y Vulcanológico Arenal-Miravalles.
- QR: Cuaternario Represado.
- RECOPE: Refinería Costarricense de Petróleo.
- RSN: Red Sismológica Nacional (UCR-ICE).
- SENARA: Servicio Nacional de Aguas Subterráneas Riego y Avenamiento.
- SF: Silla de Falla.
- SIG: Sistema de Información Geográfica.
- STV: Sistema Transtensivo Venado.
- SP: *Sag Pond* ó Lago de falla.
- SNIT: Sistema Nacional de Información Territorial.
- UCR: Universidad de Costa Rica.

Cuencas de tracción (CT): Es desarrollada en un régimen tectónico extensional, relacionada con fallas de rumbo (Neuendorf et al., 2011).

Escarpe de falla (EF): Ladera o grada que es formada directamente por el movimiento de una falla. Representa la superficie que es expuesta de una falla antes de ser modificada por la erosión (Neuendorf et al., 2011).

Falla activa: Falla que ha presentado actividad durante el Holoceno, es decir, durante los últimos 10 000 años. Se caracteriza por deformar depósitos Holocénicos. En algunos casos, tiene asociada actividad sísmica histórica (Linkimer, 2003).

Falla Pleistocena o probablemente activa: Falla que ha tenido actividad durante el Pleistoceno, es decir, entre 2,5 millones de años y 10 000. (Linkimer, 2003).

Falla neotectónica: Falla que tuvo actividad durante el Neógeno (Mioceno o más joven), es decir, menor de 23 millones de años. (Linkimer, 2003).

Lineamiento (Li): Característica topográfica lineal regional o local que refleja en la superficie un elemento estructural como una falla o dirección estratigráfica (Neuendorf et al., 2011).

RESUMEN

La localidad de Venado de San Carlos y zonas aledañas corresponden a una de las mejores exposiciones de rocas sedimentarias del Mioceno de la Cuenca de San Carlos. Esta cuenca es de alto interés geológico ya que se encuentra asociada al cierre del Istmo Centroamericano y presenta manifestaciones de carbón e hidrocarburos, por lo que fue objeto de múltiples campañas de exploración geológicas principalmente en la década de los ochentas. En la última década, diversos trabajos de índole neotectónica en los alrededores han demostrado la existencia de sistemas de falla de desplazamiento de rumbo dextral, con direcciones NW-SE. Adicionalmente se cuenta con información geológica, geocronológica y geoquímica a nivel regional de los cuerpos magmáticos existentes, aunado a la exploración detallada de cuevas que se ha realizado en las últimas décadas y permiten analizar en detalle las litofacies carbonatadas de la Formación Venado. Este trabajo presenta una cartografía geológica a detalle de la zona de Venado de San Carlos con un detalle estructural, neotectónico, geomorfológico y kárstico. La investigación se realizó mediante campañas de trabajo de campo en superficie y en cuevas, análisis geomorfológicos, morfotectónicos, morfométricos, análisis detallados de terreno mediante fotogrametría de VANT, análisis estructurales y sismotectónica. A partir de trabajo de campo tanto en superficie como dentro de cuevas, se delimitan en detalle las unidades geológicas y estructuras tectónicas contemplando un nuevo modelo tectónico. La geomorfología general de la zona demuestra una importante depresión en la zona respecto a su tendencia principal al NE, donde a detalle se observan cerros intrusivos, escarpes de falla, dolinas, quebradas ciegas, y zonas de remoción en masa. Para la zona se describen nueve fallas neotectónicas principalmente de rumbo, algunas de ellas oblicuas con un componente normal, pero destacando una predominancia de esfuerzos transtensivos. Estas estructuras presentan evidencias morfotectónicas como quebradas desplazadas, sillas de fallas, depósitos cuaternarios represados, drenajes adaptados, escarpes de falla y también se lograron encontrar evidencias de rupturas subterráneas mediante estudios en cuevas como espeleotemas quebrados y/o desplazados, indicadores cinemáticos, desplazamiento de pasajes, desplazamiento de drenaje, entre otros. Se determina el Sistema Transtensivo Venado, una cuenca de tracción o *pull-apart* producto de una curva o *bend* de la falla Fortuna, también definida en este trabajo. A partir de evidencias morfotectónicas y análisis de sismotectónicos, se sugiere que este sistema es tectónicamente activo.

Palabras clave: Venado, karst, cuevas, tectónica activa, neotectónica, geología estructural, geomorfología, Sistema Transtensivo Venado, sismotectónica, Falla Fortuna.

1.1 JUSTIFICACIÓN

En la zona de Venado de San Carlos se encuentra el sistema kárstico de cuevas de Venado (desarrollado en las facies carbonatadas de la Formación Venado), el cual se encuentra conformado por tres cuevas principales: Menonitas (CM), Higuera (CH) y Gabinarraca o “Caverna de Venado” (CG), en las que se ha cartografiado un total de 4925 m de pasajes. Este sistema de cuevas aunado a las otras 24 cuevas conocidas, permite la toma de datos geológicos de manera continua y sistemática a lo largo de las calizas de la Formación Venado. Pese a la existencia de información geológica a escala regional (Echandi, 1986; Obando, 1986), se encuentra un vacío de información técnica y su correlación geotectónica, así también como análisis de tectónica activa (paleo y neotectónicos). Por lo tanto, el presente trabajo realiza un análisis geológico, tectónico y neotectónico a detalle de la zona, contemplando análisis de datos superficiales; a diferentes escalas; y subterráneos (a partir de cuevas) permitiendo un análisis tridimensional de alta resolución, además de un levantamiento geológico de campo a escala 1:10 000. La utilización de metodologías de vanguardia como fotogrametría, morfometría y modelos 3D de cuevas a partir de cartografía espeleológica son complemento para un análisis detallado y un complemento de información importante, con el fin de actualizar el modelo geotectónico de Venado y las características de sus fallas.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

- Analizar los diferentes procesos paleotectónicos y neotectónicos de la región Venado de San Carlos, que favorecieron el desarrollo de las intrusiones ígneas y el desarrollo del karst, apoyado en la aplicación de análisis de datos estructurales y morfología superficial y de cavernas, con el fin de actualizar el modelo tectónico de la región.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Aplicar análisis morfotectónicos y morfométricos en superficie y en cavernas para caracterizar la deformación tectónica de la zona.
- Analizar datos estructurales y cinemáticos de fracturas, diaclasas, fallas, deformaciones dúctiles e intrusiones con base en datos de superficie y de cavernas con el fin de definir los diferentes eventos tectónicos en la zona y sus respectivos esfuerzos.
- Analizar la sismicidad y la sismotectónica regional y local con el fin de determinar su relación con las características del fallamiento neotectónico de la zona de estudio.
- Correlacionar el modelo geológico y tectónico de Venado de San Carlos con el contexto regional, con el fin de colaborar en el entendimiento tectónico y evolutivo de la región.

1.3 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se ubica en el distrito de Venado, cantón de San Carlos, en la provincia de Alajuela. Esta zona se encuentra en las hojas topográficas a escala 1:50 000, Arenal y Monterrey del IGN, entre las coordenadas CRTM05 414000 E/ 1169200 N y 420000 E / 1164700 N. Presenta una extensión de 25 km² y abarca los pueblos de Venado, la Tigra y un pequeño sector de La Esperanza (Figura 1).

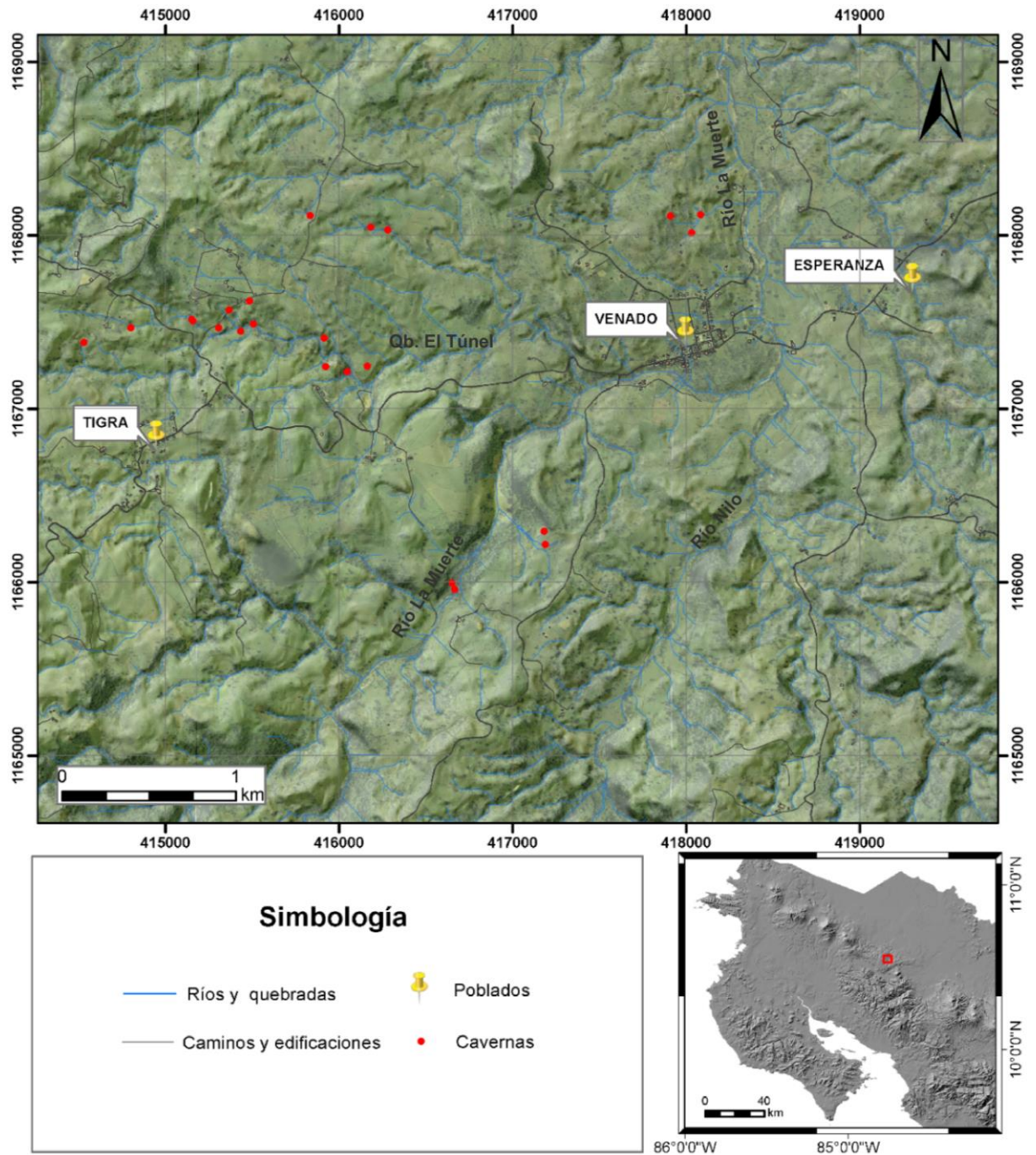


Figura 1. Mapa ubicación del área de estudio donde se muestra la ubicación de las principales cuevas en la zona, así como localidades y drenajes sobre una imagen satelital del año 2005 e información catastral del SNIT (IGN, 2019).

1.4 METODOLOGÍA

1.4.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se consultaron las siguientes bases de datos especializadas: Biblioteca de la Escuela Centroamericana de Geología, Dirección de Geología y Minas y RECOPE. Asimismo, el geólogo Ernesto Echandi aportó unos informes inéditos sobre investigaciones de RECOPE en la zona.

También se recopiló material espeleológico contenido en: mapas, planos, informes, bases de datos y reportes de material referente a cuevas y karst en Costa Rica. Se buscó en la base de datos de cuevas del GEA, así como algunos reportes de exploración publicados en el Espeleo Informe Costa Rica. Asimismo, Andrés Ulloa brindó algunos reportes de exploración inéditos. Además, se recopilaron afloramientos y estructuras geológicas de diferentes fuentes bibliográficas (Echandi, 1986; RECOPE, 1984; Rojas, 2019) que incrementaron la calidad del modelo geológico. En total se recopilaron 123 puntos con descripción geológica para los alrededores y 50 dentro del área de estudio. En cuanto a los buzamientos de otros trabajos, se recopilaron 232 regionalmente.

1.4.2. TRABAJO DE CAMPO

Para la toma de datos estructurales, se incluyeron los datos detallados de coordenadas y elevación, para que los datos en superficie sean bien correlacionados con los datos tomados en cuevas. Se generó una base de datos contemplando: litología, dirección, buzamiento, calidad de la medición, cinemática, tipo de dato, geometría observada y cualquier otro dato que se considerara relevante para la investigación.

En total se describieron de 230 puntos de afloramientos y la geología de 15 cuevas para un total de 245 sitios. Unido con los datos recopilados en bibliografía se contó con un total de 295 para el área de estudio con un promedio de ~12 afloramientos por km².

La **Figura 2** muestra la distribución espacial de los afloramientos mediante mapas de calor. Las zonas con menor densidad de afloramientos se asocian a sitios con accesos complicados y/o escasos de afloramientos por importantes espesores de suelos y piroclastos.

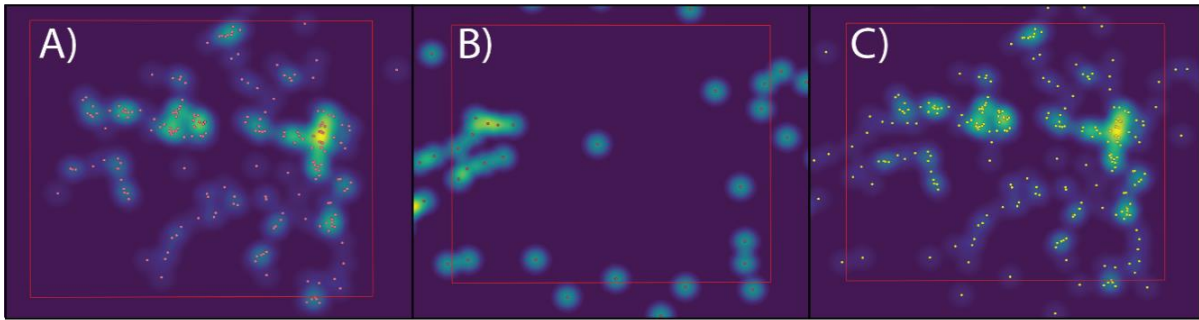


Figura 2. Mapas de calor para la densidad de afloramientos en el área de estudio (cuadro rojo). En color morado baja densidad y en amarillo muy alta densidad. A) Afloramientos levantados en este trabajo, B) Afloramientos levantados por otros autores, C) Afloramientos en total.

Durante el trabajo de campo se tomó un total de 63 buzamientos de capas de roca, en los cuales se clasificaron según su calidad y litología. Algunos de estos se compararon con los recopilados en la bibliografía para descartar y verificar datos.

Los datos de fracturas y fallas se recolectaron tanto en superficie como en cuevas, tratando de tener una buena calidad de datos geospaciales para poder ser correlacionados. También se logró clasificar y describir los indicadores cinemáticos y rasgos neotectónicos reconocibles para poder caracterizar de mejor manera las fallas de la zona.

1.4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO, NEOTECTÓNICO, MORFOTECTÓNICO Y ESTRUCTURAL

Para los diferentes análisis geomorfológicos se utilizaron: fotografías aéreas de los años 1985 a escala 1:35000 (Fotos 38956-38962), 1992 foto 431-433 a escala 1:60000 (foto 431, 432 y 433), 1988 a escala 1:60000 (foto 682 - 687), del IGN; curvas de nivel a escala 1:25 000, 1: 10 000 (cotas de elevación cada 5 y 10 m a partir de fotogrametría del año 2005 del SNIT), de donde se generaron modelos digitales del terreno (MED); curvas y MED a escala 1:50 000 disponibles en el SNIT; imágenes Satelitales y MED a partir del proyecto SENTINEL con precisión de 30 m por pixel (elaboración propia); y MED, ortomosaico y curvas de promedio 50 cm de resolución a partir de fotogrametría VANT (elaboración propia).

En sitios de interés se realizaron modelos de elevación digital del terreno mediante el uso de vehículos no tripulados y fotogrametría. La adquisición de imágenes de VANT (Vehículos aéreos no tripulados, en inglés *DRONE*) y el procesamiento de las mismas se realizó en

colaboración con el PRIAS (CENAT) y el CICG (UCR).

Como parte del levantamiento de zonas de importancia estructural, se realizaron modelos fotogramétricos (orientados y escalados) de zonas de mayor importancia con el fin de analizar datos estructurales, morfotectónicos y kársticos de mejor manera. Se usaron fotografías tomadas a partir de VANTS Mavic Pro Phantom 4 y Phantom 3 4k, cámaras de mano; los modelos en cavernas se tomaron con una cámara digital, trípode, iluminación y objetos o grilla orientados para asignar coordenadas locales. Los modelos se generaron mediante el software de análisis fotogramétrico *PhotoScan/ Metashape* de *Agisoft* (Licencia del PRIAS, CENAT). El manejo de los modelos y unión con datos estructurales, fallas, entre otros, se realizó mediante el SIG ArcMap, ArcScene y en ocasiones Civil 3D.

Se utilizaron las imágenes SENTINEL para realizar un modelo de elevación digital con la ayuda del Laboratorio PRIAS, con una precisión de 30 m por pixel para el área regional y sin tener vacíos de información en sus datos.

Las fotografías aéreas se analizaron mediante estereoscopio y las fotografías de mejor calidad fueron procesadas por técnicas fotogramétricas con el fin de interpretar estructuras tectónicas, rasgos geológicos y geomorfológicos importantes. También se realizó un trabajo neotectónico exhaustivo con las fotografías de menor escala.

El análisis realizado mediante estereoscopio se digitalizó y georeferenció con ArcGIS, dónde se analizó y detallaron los elementos estructurales y geomorfológicos con las diferentes bases topográficas.

El análisis geomorfológico asociado al karst y los elementos tectónicos a detalle, fueron analizados con el levantamiento de VANT con resoluciones menores a un metro, que permiten caracterizar mejor este tipo de geoformas.

Con base en lo observado en el modelo de VANT, se realizó un detalle de elementos observados en el campo asociados a fallamiento y datos estructurales que podían representar deformaciones o dislocaciones recientes (Cuaternarias).

Los diversos niveles de escala trabajados se incorporaron en el modelo de fallas unificado, y general, de escala 1:10 000, con zonas de detalle de importancia que permiten evidenciar rasgos neotectónicos y estructurales de importancia para este estudio.

1.4.4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

A partir de la unión de los diferentes MED creados para evitar vacíos de información topográfica y utilizando el SIG ArcMap (versión 10.4) se crearon mapas de curvatura del terreno, pendiente (*profile curvature*) y orientación de pendiente (*dip curvature*), mediante los algoritmos incorporados por dicho programa.

Los resultados de estos análisis se utilizaron para destacar anomalías que mostraran rasgos morfotectónicos prominentes y anomalías principales de los mismos con el fin de asociarlos con las trazas principales de falla y/o rasgos geológicos relevantes.

1.4.5. ANÁLISIS SÍSMICO

Para analizar la sismicidad de la zona se contó con la base de datos de sismos de la Red Sismológica Nacional (RSN, UCR-ICE) y el OSIVAM. El rango temporal de los sismos cubre desde 1993 hasta el 04 de marzo del 2020.

Para los criterios de selección de los sismos de las bases de datos, se utilizó el área incluida entre las longitudes: $-84,917^{\circ}$ y $-84,611^{\circ}$ y las latitudes: $10,70^{\circ}$, y $10,450^{\circ}$. Los sismos debían contar con lecturas de al menos 8 estaciones, un RMS menor a 1,0 seg y un gap con un máximo de 180° .

Los sismos extraídos fueron relocalizados con el programa *SEISAN* (Havskov y Ottemoller, 1999). Se realizó una relocalización detallada para los sismos en la cercanía del área de estudio manteniendo un RMS menor a 0,7 seg. El proceso de selección llevó a obtener 96 sismos. Los sismos con mejores calidades y mayor cantidad de lecturas de onda P fueron utilizados para generar mecanismos focales.

La obtención de los mecanismos focales se realizó mediante la metodología de fases de entrada utilizada en *FOCMEC* (Snoke, 2003). Con base en este programa se logró asignar un valor empírico de calidad, con el fin de representar de manera más fiable los datos obtenidos.

1.5 ANTECEDENTES

1.5.1. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL

Costa Rica se ubica en un margen tectónico activo, donde la subducción de la placa de Cocos bajo la Caribe ocurre a una velocidad de entre 83 y 89 mm/año (DeMets, 2001). Producto ello, se generó un arco volcánico de islas evolucionado, el cual, es paralelo a la fosa Mesoamericana.

De la placa Caribe se deriva la microplaca de Panamá, bordeada por el cinturón deformado del Norte de Panamá (CDNP) y el Cinturón deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) la cual se ubica en la parte occidental del país. Hacia esta el punto triple en el cual interactúan las placas de Cocos, microplaca de Panamá y Nazca. Hacia el norte de Costa Rica, se encuentra el escarpe de Hess, un sistema transcurrente, que separa el levantamiento de Nicaragua y la cuenca de Colombia (Astorga et al., 1991) (**Figura 3 A**).

En el sur de Nicaragua y norte de Costa Rica se reconoce la estructura denominada: Depresión de Nicaragua; esta incluye la cuenca de San Carlos, en Costa Rica. Mann, Schubert, y Burke (1990), describen la depresión de Nicaragua como un sistema de fallas que dio origen a la depresión como una extensión del trasarco producto de los cambios en subducción o la subsidencia de fallamiento dextrales en los bordes, o una combinación de ambas. Weinberg (1992) describe tres diferentes etapas de esfuerzos regionales, para el Mioceno superior-Plioceno un periodo compresivo, en el Plioceno superior, comienza la apertura de la depresión debido a un posible disminución de la velocidad de convergencia de la placa subducida, que produce un mayor ángulo de subducción mediante un *rollback o Hinge retreat* (retiro de bisagra), modelado por Schellart (2005), posteriormente, en el Pleistoceno-Holoceno, una etapa transtensional con una importante componente derecha, describiendo este último como la deformación predominante actualmente. Diferentes autores mencionan la posible continuidad de la depresión de Nicaragua hacia la zona de San Carlos, lo cual podría tener coincidencias tectónicas regionales (Marshall, 2007; Funk et al., 2009; Girard y van Wyk de Vries, 2005; Hayes, 1899)

El área de estudio se encuentra en la cuenca de San Carlos. Esta cuenca limita hacia el E con el Arco de Sarapiquí, de edad Oligoceno-Mioceno (Gazel et al., 2005) y la falla San Carlos (FSC en **Figura 3 A**).

La cuenca de San Carlos es de tipo interarco o *rift*, de tipo extensional, fallas normales NW-SW, dando apertura a la cuenca y estilo local E-W, compresivo con pliegues asociados (Astorga et al., 1991). Mientras que Villegas (1997) describe direcciones de compresión para la cordillera de Tilarán, Mioceno superior al Plioceno inferior de NW, Plioceno superior al Pleistoceno inferior E-W, Pleistoceno Superior-Reciente NE-NNE..

Ballester, Dobrinescu, Jager, y Mayers (1995) proponen un modelo compresivo NW-SE, en el Terciario superior, basado en interpretaciones geofísicas con fajas plegadas en dirección aproximada E-W y datos estratigráficos de pozos profundos. El modelo tectónico es adaptado por Barboza et al (1997) es basado principalmente en interpretaciones de perfiles sísmicos, magnetometría y gravimetría.

López (1999) estudió los esfuerzos regionales en las cercanías del lago Arenal y laguna Cote, y describe las estructuras neotectónicas del lugar como fallas dextrales sub-paralelas y oblicuas. Define la dirección de compresión regional hacia el NE, lo que coincide con el eje regional de la Cordillera de Guanacaste que tiende al NW.

Denyer, Montero, y Alvarado, (2009), describieron la cuenca de San Carlos como producto de la transtensión a partir de sistemas de fallas del Arco volcánico y la falla San Carlos. Recientemente, Mescua et al. (2017) indican que la presencia de fallas inversas E-W en la cuenca de San Carlos podría explicarse por una rotación local de esfuerzo o reactivación de antiguas estructuras preexistentes durante el Mioceno Medio-Superior mediante una convergencia ortogonal desencadenando una contracción en todo el país.

Feng et al., (2012) demuestran mediante datos geodésicos que al tener un vector de movimiento diferente entre el bloque de Guanacaste y al centro del país, se produce un astillamiento tectónico (**Figura 3 B**). Integrando estos datos geodésicos y análisis neotectónicos y sismotectónicos, Montero et al (2017) describen un sistema de fallas de rumbo dextrales NW-SW, a lo largo del costado norte de la cordillera volcánica de Guanacaste, asociándolas al *sliver* o "astilla tectónica". El sistema de fallas descrito se ubica al norte de la cordillera de Guanacaste, se reconoce como Hacienda-Chiripa, incluyendo la falla Caño Negro, Upala, Chiquero, Cote-Arenal y Chiripa. Estas dos últimas, cercanas al área de estudio de este trabajo.

La actividad sísmica para la zona de trasarco costarricense es de suma importancia y en algunos casos permanecen inciertos las estructuras en que surgieron algunos sismos para la zona. Entre los sismos de importancia para el trasarco del norte de Costa Rica, destacan: el

terremoto de Cañas en 1853 (Montero, 1983), terremoto de Guatuso 1911 (Taylor, 2015), los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941 (Montero y Alvarado, 1988) y el terremoto Tilarán en 1973, de 6,5 Mw (Matumoto, 1973; Montero et al., 1998; Plafker, 1973).

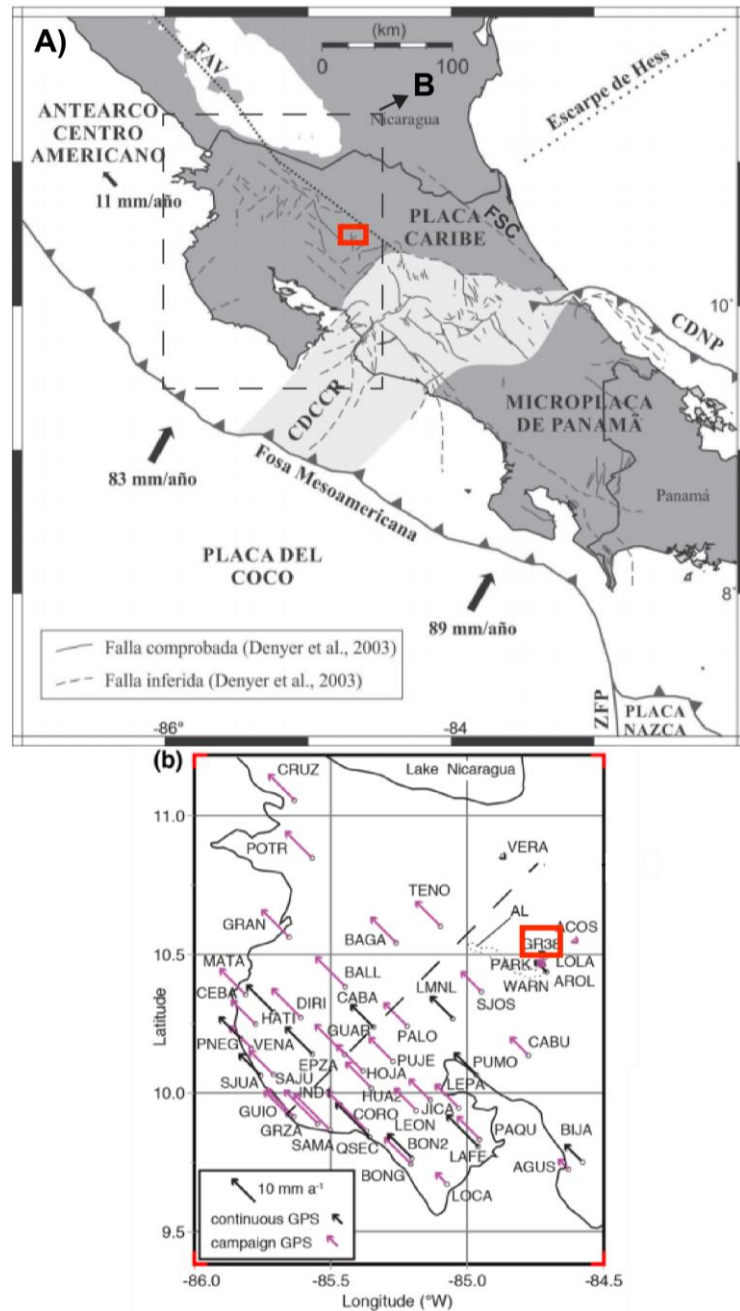


Figura 3. A) Modelo tectónico Regional: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, FAV: Falla del Arco Volcánico. Modificado de Linkimer y Alvarado (2014). B) Movimiento relativo de estaciones de GPS en la zona de Guanacaste y límite del área de estudio. Modificado de Montero et al (2017) El cuadro rojo corresponde a la ubicación de la zona de estudio.

1.5.2. FALLAMIENTO CORTICAL REGIONAL

En el área de estudio y alrededores se han identificado los siguientes fallamientos: Falla Cote, Chiripa (incluidas como parte del Sistema de Falla Hacienda-Chiripa), Falla Danta, Falla Venado y el Sistema de Plegamiento y Fallas Inversas (**Figura 4**). A continuación, se describe brevemente cada uno de ellos.



Figura 4. Mapa tectónico regional de la zona. (Basado en información tectónica de: Alvarado, 2009; Ballesterero et al., 1995; Camacho, 2015; Denyer et al., 2009; Obando, 1986)

1.5.2.1. SISTEMA HACIENDA-CHIRIPA.

El sistema de fallas Hacienda-Chiripa se ubica al norte del arco volcánico en el norte de Costa Rica. Este incluye fallas con alta tasa de sismicidad y en su mayoría de componente dextrales. Este sistema se compone de las Fallas Cote, Chiripa, Hacienda. Este sistema se asocia con la depresión hacia el tras arco de la cordillera volcánica del norte de Costa Rica, la cual a su vez se sirve como límite de la cuenca de San Carlos (Montero et al., 2017).

Regionalmente Montero et al (2013) comprueba que existe un relevo compresivo entre las fallas Atirro-Río Sucio y la Falla Cote mediante las fallas San Miguel y Florencia-Palmira.

1.5.2.1.1. FALLA COTE-ARENAL

La falla Cote o Cote-Arenal, fue definida por Dengo (1962) y Dondoli et al (1968), corresponde con una falla al norte del lago Arenal, que atraviesa la Laguna Cote en dirección NW aproximadamente (**Figura 4**). Esta falla es vertical (Montero et al., 1998), algunos trabajos caracterizan esta falla con una importante componente normal (Denyer et al., 2009; Montero et al., 1998; Montero, 2001). Recientemente se ha descrito como una falla con una componente de rumbo con sectores oblicuos inversos y normales en los segmentos norte y sur respectivamente (Camacho, 2015).

Camacho (2015) describe mediante, morfotectónica, geofísica y batimetría, el desarrollo de un sistema de cizalla con movimiento dextral y fallamiento con una fuerte componente inversa mostrada en el escarpe (200 - 800 m de altura) de la Fila Vieja Dormida, ubicado al NW de la laguna Cote. Menciona la posibilidad de que el fallamiento inverso que logró ese prominente escarpe fuera originalmente una falla normal muy antigua y que por los movimientos de la cuenca desde el Plioceno inferior hasta la fase de deformación compresiva NE-SW a NNE-SSW en el Pleistoceno superior-Reciente, adquiriera un movimiento nuevo, que sería un movimiento de rumbo con una componente inversa. A escala regional, la falla Cote-Arenal forma parte de una zona de cizalla más extensa que afecta el graben Arenal; que, junto con otras fallas de los alrededores, podrían describir el complejo comportamiento tectónico del graben.

Esta falla es considerada neotectónica (Denyer et al., 2009; Montero et al., 1998). Camacho, (2015) a su vez divide el sector norte como potencialmente activo y el sur como neotectónico. Entre las morfologías asociadas a esta falla se destacan desvíos dextrales en cauces, escarpes facetados hacia el oeste y levantamiento de bloque de falla, bermas, lagunas de falla, drenajes desplazados, valles, lomos de falla, lomos de presión y lomos de obturación, siendo más visibles los rasgos morfológicos en el extremo norte que el sur.

Camacho (2015) mediante la metodología Wells y Coppersmith (1994) calcula que la falla Cote- Arenal posee una capacidad de generación de sismos de 6,4 Mw. Para esta falla se calcula una tasa de movimiento de 1,8 mm/año con un periodo de recurrencia de aproximadamente 1000 años (Alvarado, 1989 y Montero et al., 1998).

1.5.2.1.2. FALLA CHIRIPA

La Falla Chiripa tiene una dirección NNW y posee valles lineales e importantes escarpes (**Figura 4**). Algunas de las geomorfologías asociadas a la traza de la falla corresponden con escarpes prominentes localizados en el sector oeste y los desplazamientos en cauces sugieren un movimiento dextral. Esta falla presenta una tasa de movimiento vertical de 1,8 mm/año, estimada a partir de depósitos de tefras recientes (Alvarado, 1989). El terremoto del 14 de abril de 1973 (6,5 Mw) se asocia a esta falla, tal como lo muestran las localizaciones de réplicas (Matumoto, 1973). Los mecanismos focales obtenidos para el evento principal y las réplicas indican que la falla es dextral (Güendel, 1986; Matumoto, 1973; Alvarado, 1989).

1.5.2.4. FALLA DANTA

Descrita por Alvarado (1989) como una falla neotectónica con dirección Norte-Sur que corta unidades volcánicas del Terciario y Cuaternario. Presenta evidencias de actividad reciente en las unidades asociadas al volcán Arenal y Chato. Se cree que esta falla atraviesa el Volcán Arenal. De acuerdo a mediciones de campo se asocia a que es una falla de alto ángulo y con componente normal.

Esta falla presenta morfologías asociadas como valles lineales, varios de ellos evidentes en los flancos distales del volcán Arenal. La tasa de desplazamiento vertical para esta falla es de 1,2 m según mediciones en tefras asociadas al volcán Arenal (Montero et al., 1998).

1.5.2.5. FALLA VENADO

La Falla Venado es la más importante de varias fallas de rumbo reportadas en el río La Muerte, posee un rumbo de norte a NW y a lo largo de la traza de la falla se dio la intrusión de un dique conocido como Cerro La Mina. Se asocia esta falla como la responsable de limitar la continuidad de los estratos de las calizas de la formación Venado. Además, se describe, que en los afloramientos cercanos a la falla se observan un control estructural importante (Obando, 1986) (**Figura 4**).

1.5.2.6. PLEGAMIENTO Y FALLAMIENTO INVERSO

Las diferentes fallas inversas y pliegues con dirección Este- Oeste, al NE del volcán Arenal. Fue definido a partir de métodos geofísicos como sísmica de refracción, gravimetría y magnetometría para estudios de prospección petrolera (Ballesteros et al., 1995) e incorporadas por diferentes autores como Denyer et al (2009), Echandi (1986) y Rojas, (2019). Se describe como una zona de fallamientos inversos y plegamiento con dirección Este- Oeste.

1.5.3. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La descripción de cada una de las unidades geológicas se presenta a continuación. En la **Figura 5** se presenta una columna estratigráfica regional desde el Mioceno hasta el Cuaternario.

1.5.3.1. BASAMENTO MEZOSOICO Y COBERTURA SEDIMENTARIA DEL CENOZOICO

El basamento fue descrito en el pozo Tonjibe (Pizarro, 1993) a una profundidad de 1965 m.b.n.s., descrito como rocas ultra básicas, con serpentización. Se correlacionan estas rocas con las encontradas en Santa Elena, y diferentes sectores del margen del Sur de Nicaragua en el margen del río San Juan (Astorga, 1992; Flores y Gazel, 2020).

La cobertura del Cenozoico es asociada a la Formación Loma Chumico asociada a sedimentos silíceos y bituminosos (Flores, Denyer, y Aguilar, 2003), con un espesor calculado de más de 5000 m para la zona de San Carlos (Rockwell y Associates/RECOPE, 1985 y Western Alas International/RECOPE, 1988 en Rojas, 2019). Litológicamente se observa como una brechas sedimentarias de una cuenca marina profunda con pedernales, y su depositación paralela con un margen divergente (*spreading ridge*) (Calvo y Boltz, 1994; Pizarro, 1993).

La formación Machuca, reportada al norte de Costa Rica en las cercanías del río San Juan, es descrita como turbiditas y depósitos de talud (Hayes, 1899). Se le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno medio (Hayes, 1899; Malavassi y Madrigal, 1970).

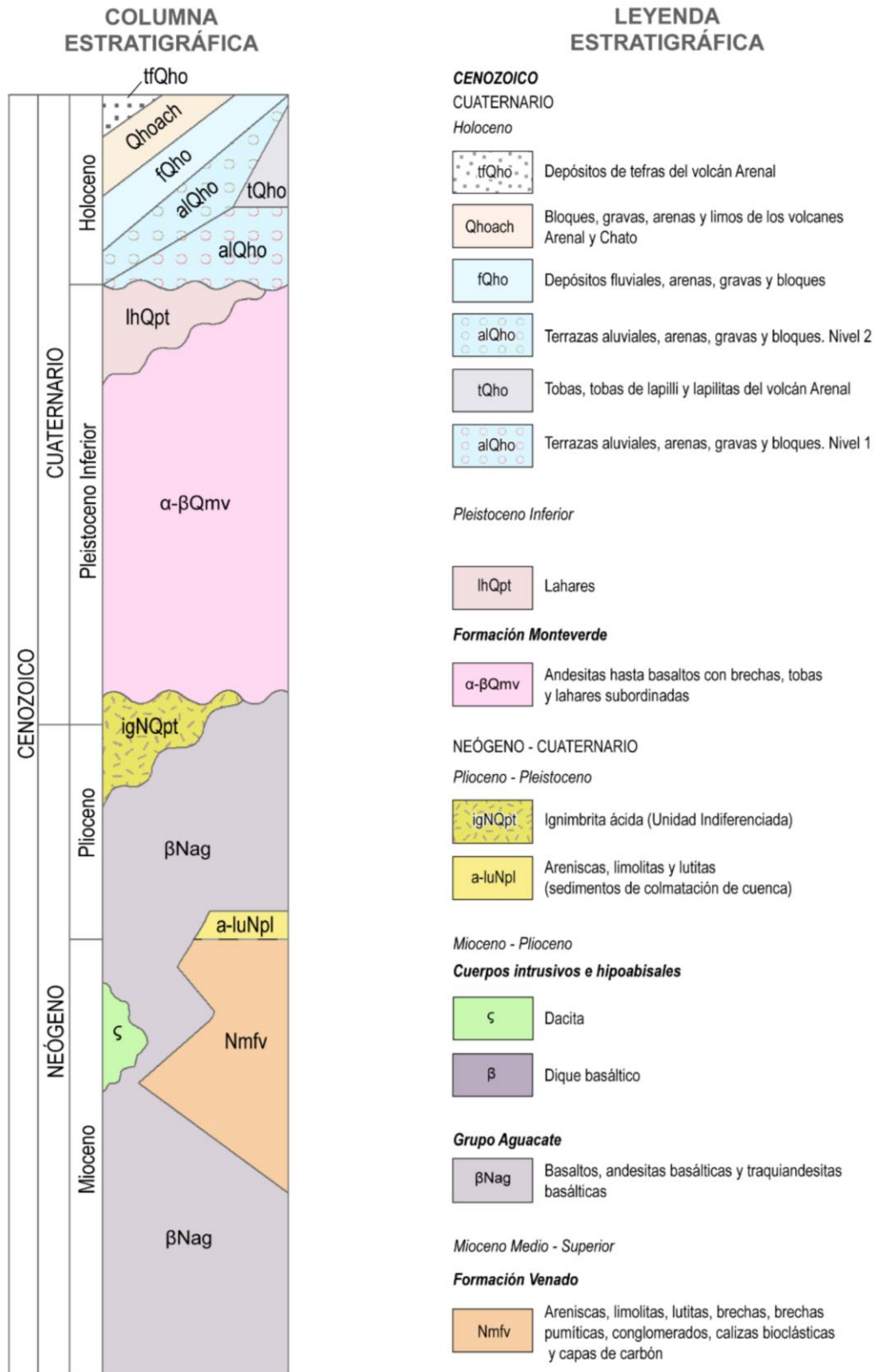


Figura 5. Columna estratigráfica regional para la zona de la Hoja Monterrey y Venado de San Carlos. (Tomado de Rojas, 2019)

1.5.3.2. FORMACIÓN VENADO

Malavassi y Madrigal, (1970) describieron la formación Venado por primera vez y la caracterizaron como una formación marina de ambiente de estuario o marisma, constituida por calizas, lutitas, limolitas, areniscas. Estos autores reportan la presencia de fósiles de ostrácodos, pelecípodos y foraminíferos.

Esta formación se encuentra expuesta a lo largo de los ríos La Muerte, Burío, quebrada El Túnel, Jicarito, Pataste y algunas quebradas menores. Posee un espesor aproximado de 327m. Esta formación continua hacia el oeste en ventanas de erosión; se encuentra también aflorando en los alrededores de Florencia (Obando, 1986). La Formación Venado corresponde con una secuencia de calizas, lutitas (con algunos horizontes fosilíferos), limolitas, areniscas de diversas granulometrías, tobitas, capas de carbón (de hasta 2 m de espesor) y algunos conglomerados; asimismo, incluye fauna bentónica, restos vegetales. Presenta estructuras sedimentarias tales como estratificación planar paralela, con gradaciones positivas, canales de relleno, laminaciones paralelas en las facies de areniscas y lutitas, estratificación cruzada, contactos erosivos y acuñamiento de estratos, indicadores de un ambiente de alta energía (Obando, 1986).

El ambiente de depositación de esta formación geológica ha sido correlacionado con ambientes litorales a infralitorales, con ambientes específicos desde pantanos marinos y marismas, hasta ambientes marino poco profundo con aguas poco agitadas (Obando, 1986); asociados a estuarios lagunares con barra arenosa externa o bahías poco profundas y salobres (Calvo y Bolz, 1987; Sen Gupta, Malavassi, y Malavassi, 1986). Diversos autores indican que la secuencia sedimentaria tiene un importante aporte volcánico, niveles pumíceos, tobitas vitroclásticas, fragmentos de andesitas, vidrio volcánico (Calvo y Bolz, 1987; Obando, 1986). Alvarado y Gans (2012) correlacionan la procedencia del material volcánico de la Formación Venado con el vulcanismo ácido de Nicaragua. La Formación Venado es de edad Mioceno medio a superior, con base en múltiples dataciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos (Malavassi y Madrigal, 1970; Sen Gupta et al., 1986) y circones en sedimentos (Rojas, 2019).

Malavassi y Madrigal, (1970) la ubican en Mioceno medio a superior; la ELF (Van de Kamp, 1985 en Echandi, 1986) en el Mioceno superior basado en *globigerinoides trilobus* y *quadrilobatus*, así como algunos gasterópodos, pero mediante palinología lo definen como Mioceno medio o más joven. Posteriormente Sen Gupta, Malavassi y Malavassi, (1986) datan la

formación Venado ubicándola en el Mioceno tardío (Totoniano-Messiniano), basándose en foramíferos bentónicos (ecofenotipos de *Ammonia parkinsoniana*), foraminíferos plantónicos (*Globigerina Praebulloides Blow*) y Ostracódos (*radimella*). Bujak Davies (en Pizarro, 1993) data la formación Venado como Mioceno tardío-Plioceno según los organismos encontrados en los pozos Pataste y Tonjibe.

A partir de zircones detríticos de la Formación Venado, Rojas (2019) dató 4 muestras sedimentarias mediante la metodología de U-Th-Pb, mostrando un rango que va entre 6,8 -11 Ma (exactamente $8,24 \pm 0,69$, $6,89 \pm 0,19$, $10,63 \pm 0,28$ y $9,0 \pm 0,154$ Ma).

Obando (1986) menciona que esta formación se encuentra sobreyacida mayormente de forma discordante por los lahares de la Formación Buenavista, por las lavas del Río Nilo y por piroclastos del Volcán Arenal. La base de la formación no aflora en la zona de Venado, pero Pizarro (1993) reporta que en el pozo Tonjibe, sobreyace rocas volcánicas que correlaciona con el Grupo Aguacate.

1.5.3.3. GRUPO AGUACATE

El Grupo Aguacate hace referencia al antiguo arco volcánico entre Tilarán y Puriscal, correspondiente principalmente a lavas basálticas y andesitas, conglomerados volcánicos, depósitos de flujos piroclásticos, brechas, tobas y sedimentos volcanoclásticos (Alvarado y Gans, 2012).

Para la parte central de Costa Rica, Denyer y Arias (1991) diferencian el Grupo Aguacate en dos formaciones geológicas con base en relaciones estratigráficas y edades. El más antiguo Formación La Cruz concordante con las secuencias sedimentarias del Mioceno y la Formación Grifo Alto, más reciente y con discordancia angular respecto a las rocas del Mioceno. La Formación la Cruz, se asocia a un vulcanismo de arco de islas de 19,9-10,9 Ma, mientras que la Formación Grifo Alto se asocia a un vulcanismo entre 7,3-3,3 Ma (Alvarado y Gans, 2012).

Žáček et al (2012) para la zona de Miramar, describieron para el Grupo Aguacate: lavas de basaltos a andesita-basálticas, brechas volcánicas y un grupo de tobas y sedimentos volcánicos. Geoquímicamente, caracteriza las lavas de toleíticas hasta calco-alcalinas. Reporta gran variabilidad textural en las lavas y variedad de cuerpos hipoabisales e intrusivos. Para los basaltos, obtuvo una edad aproximada de $4,99 \pm 0,6$ Ma y para las riolitas $4,41 \pm 0,15$ mediante técnica de U-Pb (Žáček et al., 2011). El granito Guacimal, posee edad promedio de 6,15 Ma (Žáček et al., 2011). También, describe la presencia de diferentes etapas de alteraciones, tanto

hidrotermales de diferentes tipos, hasta piritización y laterización.

Para la hoja Monterrey, Rojas (2019) agrupa en la Unidad Grifo Alto, las lavas del Grupo Aguacate en la zona, basándose en dataciones principalmente de K/Ar y análisis químicos de roca. Con mayor detalle, la Unidad Grifo alto la subdividió, en Dacitas hipoabisales con una edad asignada de $8,71 \pm 1,56$ Ma (Rojas, 2019), Andesitas basálticas de edades de $5,24 \pm 0,86$ Ma, Basaltos de edades cercanas a $7,73 \pm 1,01$ Ma (Rojas, 2019) y traquiandesitas basálticas en los alrededores de $6,1 \pm 0,6$ Ma (Sen Gupta, Malavassi y Malavassi, 1986).

1.5.3.4. IGNIMBRITAS PLIOCENICAS

Alvarado y Gans (2012) asocian diferentes descripciones de depósitos de flujos de pómez en diferentes lugares de la cordillera de Tilarán y Montes de Aguacate. Se encuentran sobreyacidos por la formación Monteverde. Ellos asocian esto eventos a edades que van desde 3,3-2,1 Ma.

Rojas (2019) reporta flujos de densidad piroclásticas o flujos piroclástico en la Hoja Monterrey como una roca ignimbrítica endurecida, pero no soldada, con presencia de pómez, feldespatos, magnetita y líticos lávicos. Además, describen una textura piroclástica, espículas y esquirlas, así como cristales de plagioclasa, augita, lapilli y litoclastos de rocas ígneas. Indica que en la zona se encuentra principalmente sobreyaciendo la Formación Venado. Por correlación estratigráfica se asocia a Plioceno Superior e inicios del Pleistoceno.

1.5.3.5. FORMACIÓN MONTEVERDE

Fue descrita por Chaves y Sáenz (1974). Se encuentra constituida por lavas andesítica o andesita-basálticas, brechas volcánicas, tobas y lahares. Los lahares se encuentran principalmente en la base de la formación, en forma de capas no estratificadas, con bloques caóticos principalmente de composición andesítica (Alvarado y Gans, 2012; Chaves y Sáenz, 1974; Žáček et al., 2012). Geoquímicamente pertenecen a la serie calco-alcalina con mucho potasio (Žáček et al 2012).

Žáček et al (2012) dataron las muestras de la formación Monteverde en el sector de Miramar y obtuvieron una edad de $1,77 \pm 0,11$ Ma y $1,71 \pm 0,25$ Ma. En la zona de Tilarán estas rocas son más sanas y sin alteración hidrotermal, presentan edades radiométricas de entre 2,1

y 1 Ma (Alvarado, 2009). Cerca del área de estudio, Alvarado y Gans (2012) dataron un bloque que asocian a la Formación Monteverde y obtuvieron una edad de 1,7 Ma.

Esta formación es difícil diferenciar de las rocas del Grupo Aguacate, por su composición petrográfica, no obstante, se logran comprender por posición estratigráfica, geomorfología, presencia de lavas fluidales y vítreas, así como ausencia de alteraciones hidrotermales, vetas de cuarzo y criterios geoquímicos (Alvarado y Gans, 2012; Žáček et al., 2012).

1.5.3.6. FORMACIÓN BUENAVISTA

Es definida por Malavassi y Madrigal (1970) como depósitos laháricos de edad Plioceno-Cuaternario. Estos lahares se encuentran constituido por bloques de lavas, pedernales, lutitas y clastos a arcillitizados, de tamaños variables (máximo observado 2 m); en una matriz de arena o arcilla, mal seleccionada, con muchos óxidos de hierro. Su proveniencia se asocia al Oeste o Cordillera Volcánica de Guanacaste (Echandi, 1986; Obando, 1986).

Está formación sobreyace la Formación Venado y se encuentra cubierto por piroclastos recientes del Volcán Arenas y Formación Cote. Obando (1986) restringe el rango de edad de Plioceno-Pleistoceno, con base en la alteración hidrotermal a causa del hipoabisal, también describe los afloramientos de esta unidad como caóticos, masivos y con estratificación grosera muy localizada.

Echandi (1986) incluye dentro de esta formación zonas de intercalaciones de arenas y limolitas con costras de óxidos entre capas de depósitos laháricos, también describe los depósitos del cerro Cucaracha, como intercalaciones con arenas y limos, orígenes fluvio-lacustres con gradaciones positivas, costras de oxidación, con discordancias entre la capa inferior y superior del lahar. Posee una costra de oxidación sobreyaciendo la primera capa y grada hacia limolita blanca hacia arriba, terminando discordantemente con otro lahar superior.

1.5.3.7. DEPÓSITOS ALUVIALES

Los aluviones encontrados en el área de estudio se encuentran principalmente cerca del río La Muerte, Nilo y El Pato, con algunas terrazas en ellos, se observan aluviones principalmente a lo largo del río La Muerte y río Nilo. Son depósitos compuestos por arena, y bloques principalmente volcánicos, redondeados. Principalmente para la zona de Venado son aluviones gruesos de poco desarrollo. Se observa reptación y gran variedad de deslizamientos, son de interés debido a la cantidad y magnitud de los mismos (Echandi, 1986).

1.5.3.8. PIROCLASTOS DEL VOLCÁN ARENAL

Finalmente, la secuencia culmina en tefras regionales de hace 20000 años, las cuales son cubiertas por tefras asociadas al volcán Arenal, que van desde los 7000 años hasta el presente (Soto y Alvarado, 2006).

Chiesa (1987) asocia los piroclastos de esta formación a una actividad pliniana del volcán Arenal alrededor del año 1000 ± 200 años D.C, para el área de estudio se asocia la unidad 20 (definida por los arqueólogos del proyecto Prehistórico Arenal) y, para la región de Venado se reconoce la subunidad c) compuesta por estratos de lapilli pumítico gris, poco soldado, con espesores de entre 10- 20 cm, pómez de entre 2,5 y 5 cm y tamaño de líticos máximo de entre 2,5 y 1 cm. En la zona también se puedan encontrar unidades asociadas a paleosuelos y capas de ceniza y lapilli, con esferulitas de lapilli acrecional.

1.5.4. SISTEMA KÁRSTICO DE VENADO

El karst en la zona de Venado de San Carlos se desarrolla en las calizas de la Formación Venado. En la zona se pueden encontrar evidencias de quebradas ciegas, dolinas y cuevas (Goicoechea, 2009; Ulloa et al., 2011). Para el año 2011, esta zona representa el 10% de cavernas conocidas para el país y representa la cueva turística con mayor visitación del país, la cueva Gabinarraca (Ulloa et al., 2011). El Grupo Espeleológico Anthros en su *SpeleoBase*, reportaron 28 cuevas (GEA, 2018; Goicoechea, 2008).

Las cuevas de mayor longitud han sido exploradas constantemente para el mapeo y detalles espeleológicos, como lo son la caverna Gabinarraca (con más de 2351 m de pasajes) mapeada en 2018 por Ulloa y Vargas en el 2018, Menonitas (con 1620 m) por Ulloa y Vargas (2014) e Higuera (con 953,4 m) por Argüello et al (2020). Destacando actualización, corrección e incorporación de datos al plano de Menonitas basado en el Ulloa y Vargas (2014).

2.1. FORMACIÓN VENADO

Los afloramientos de la formación Venado se encuentran en la parte central del área de estudio. La mayoría de afloramientos se localizan en los cauces de los ríos y son poco extensos, debido a la cobertura volcánica del Cuaternario que se da en la zona. La formación Venado presenta litofacies con contenido silicoclástico y carbonatado. Las litofacies carbonatadas (calizas), afloran en los alrededores de quebrada El Túnel y al sur y cerca de la confluencia de la quebrada El Túnel con el río La Muerte. También se encuentran algunos afloramientos de calizas aislados en las márgenes del río Nilo. Los afloramientos silicoclásticos tienen una distribución más amplia, en múltiples sectores del área de estudio (Anexo 3: Mapa Geológico).

A partir del levantamiento geológico, se determinó una secuencia sedimentaria para el área de estudio, la cual está constituida en su base por intercalaciones de areniscas finas, medias y lutitas (con tonalidades, verdosas, grisáceas, gris-azuladas y en ocasiones gris oscuro a negra) con algunos lentes de carbón y horizontes fosilíferos. Sobre estas litologías se encuentran calizas, que van de *packstone*, *grainstone* y *wackestones*, con gran variedad de fósiles, también se reportan coquinas en ciertos horizontes en la sección superior de calizas.

Sobre las facies carbonatadas se ubican capas de lutitas y areniscas, con mayor componente siliciclástico, fósiles como xilópalos, moluscos y bivalvos. Entre los fósiles se encuentran troncos silicificados, que van de tamaños centimétricos a métricos, los cuales sugieren un aporte continental. En la parte superior de la secuencia, se observan conglomerados finos y brechas carbonatadas con clastos volcánicos, de caliza, sedimentarios (en menor cantidad), en una matriz predominantemente silicoclástica (ocasionalmente carbonatada). Las lutitas y areniscas de la zona poseen en diferentes lugares como cercano al poblado de Venado, en río La Muerte un contacto transicional de arenisca a caliza tipo *grainstone*.

En la **Figura 5** se representa la secuencia general mediante una columna litológica general, con base en las observaciones de campo. Es posible que estas litofacies pueden estar en contactos laterales y la sedimentología podría ser mucho más compleja de lo acá expuesto, además la zona presenta una importante componente estructural que complica caracterizar los espesores de las unidades. Debido que este trabajo no tiene un énfasis sedimentológico, no se

profundiza en la estratigrafía secuencial de la zona. A continuación, se describen en detalle las principales litofacies identificadas de la Formación Venado.

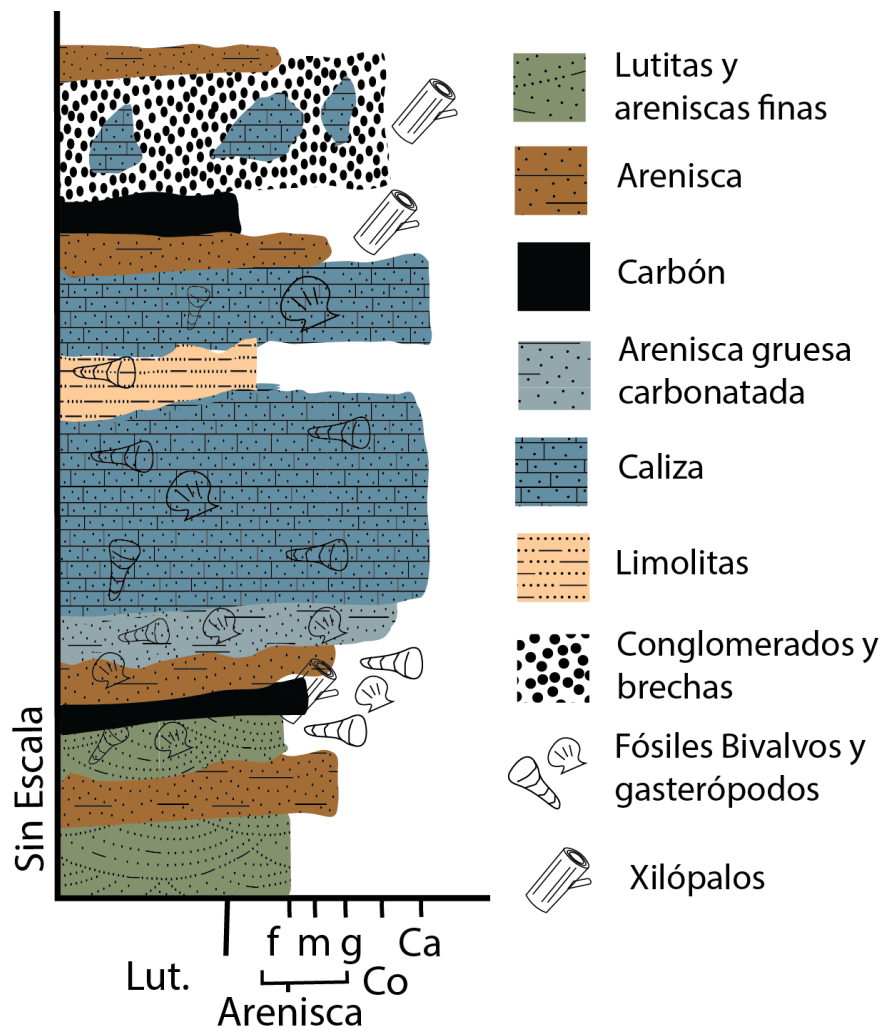


Figura 6. Columna estratigráfica local simplificada para la formación Venado, basado en observaciones de campo para el área de estudio, sin escala vertical.

Litofacies de Areniscas

Las litofacies de areniscas presentan variabilidad en color azulado, verdoso y grisáceo. Su granulometría varía de grueso a fino, predominantemente grano medio, generalmente presentan una selección media y clastos bien redondeados. Los colores varían de grises, verdes, amarillos y anaranjados en múltiples tonalidades (**Figura 7 A**). La meteorización de las facies más finas, se evidencia en los cauces de los ríos, donde la meteorización física (e.g.,

termoclastismo, hidroclastismo) aunado a la meteorización química, produce una disgregación de las rocas (**Figura 6.A**).

Generalmente las areniscas son masivas, siendo pocos los sectores en los que evidencias estratos bien delimitados, además, se encuentran altamente fracturados. Entre los fósiles principales, se observan bivalvos (fragmentos y fósiles bien preservados), gasterópodos y en ocasiones balénidos.

Las areniscas pueden presentar gradaciones positivas, lentes y cuñas de lutitas, finas capas de fósiles alineados asociado a eventos caóticos y en ocasiones, no posee gradación.

Petrográficamente, (muestra: **19219-00** en **Anexo 1: Rocas Sedimentarias**) se reconocen litoclastos volcánicos alterados (en su mayoría), donde los más sanos, presentan una composición andesítica. Se reconocen cristales de plagioclasa, hornblendas, cuarzo, magnetita de hipidiomorficos a xenomórficos de 0,01 mm a 1 mm. En ocasiones se muestran fragmentos de fósiles, la mayoría presentan una preservación baja o reemplazamientos.

Litofacies de Lutitas:

Las lutitas se encuentran intercalando estas areniscas, posiblemente en sectores donde se propiciaba la acumulación de depósitos finos continentales, así como cuñas y lentes de eventos caóticos de con importante variación de grano (más gruesos). Estas litofacies presentan plasticidad, niveles de fósiles y variedad de tonalidades. Se presentan en estratos con espesores desde 20 cm hasta los 3 m, aunque en la mayoría de ocasiones, el fracturamiento no permite observar claramente la estratificación. Estas lutitas son varias de finas a gruesas, en ocasiones se podrían asociar a limonitas, entre su composición resalta el componente volcaniclástico, como cristales de plagioclasas, líticos vistos en lupa. También es posible observar variaciones entre las capas a lutita con mayor componente orgánica, de tonalidad negra, rasgos orgánicos como gran cantidad de fósiles y restos de troncos o algas. Se pueden caracterizar horizontes de lutitas con un gran porcentaje de fósiles de turrítelas de tamaños variables, desde 5 mm hasta los 6 cm (**Figura 7. C**)

Microscópicamente resaltan en las secciones delgadas (**Anexo 1**) horizontes de fósiles, principalmente triturados de bivalvos, horizontes oxidados y cristales de plagioclasa y piroxenos.

En algunos sectores, se observa sobre las calizas estratos de areniscas y lutitas, con un mayor aporte silicoclástico y características continentales. Entre las variaciones observadas

destacan líticas angulares de tamaños variables (desde 1 mm a 2 cm), mala selección, con poca cantidad de fósiles, líticas de tonalidad verdosa, no reconocibles, de hasta 2 cm, y capas con un importante control volcánoclastico, destacando también la incorporación de características de vulcanismo ácido como pómez y clastos de ignimbritas. Entre estas capas, resaltan las capas de carbón, observadas desde lentes con material orgánico de 30 cm, comunes en los afloramientos, hasta en estratos de hasta 5 m de espesor, no obstante, no se logró observar bien la continuidad de dichas capas ya que se presentaban en escasos afloramientos y presenta un importante componente estructural.

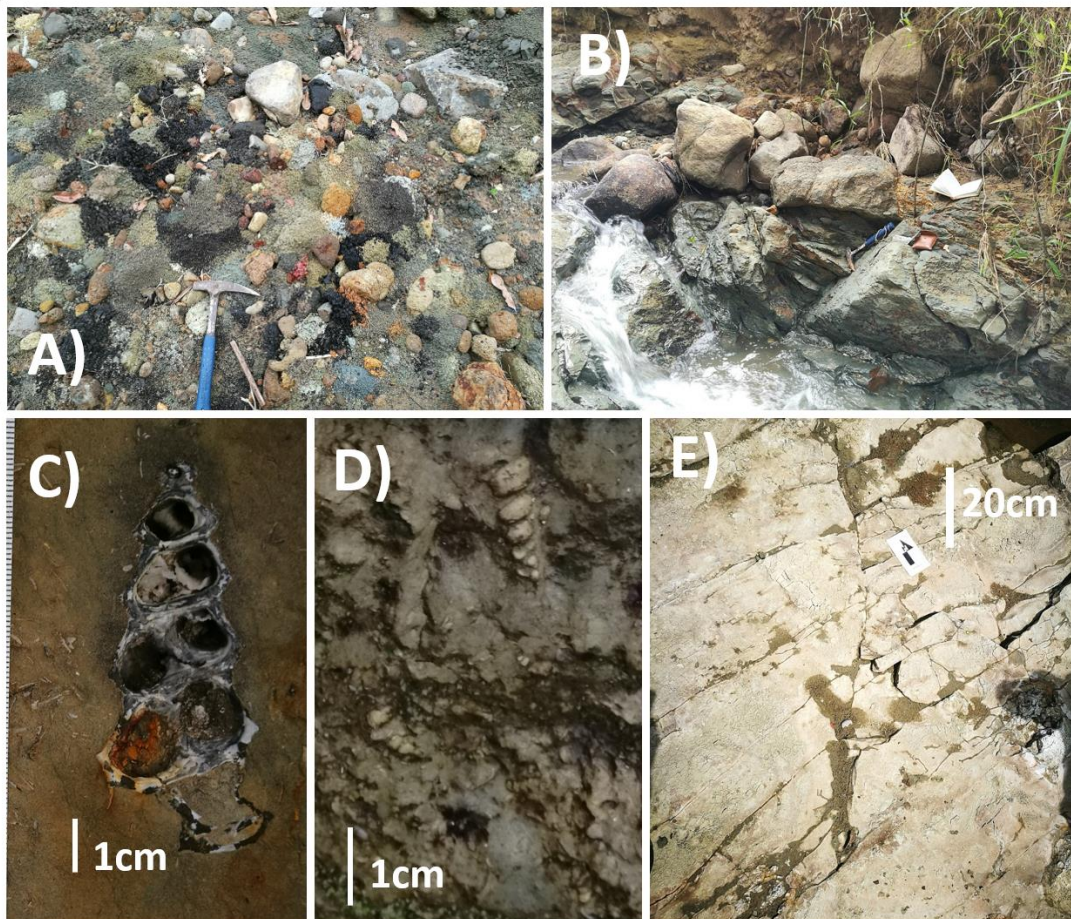


Figura 7. A) Fotografía de clastos de areniscas y lutitas, donde se muestra variación en color y meteorización característica (415301E/ 1166371 N). B) Areniscas aflorantes en el margen medio de quebrada la Tigra con fracturamiento (415301E/ 1166371 N). C) Turrítela de unos 6 cm en las areniscas de la Formación Venado. D) Horizonte fosilífero en lutitas con turrítelas. E) Arenisca fina fracturada en margen del Río Nilo (418376 E/ 1166697 N).

Litofacies de calizas

Las calizas se presentan principalmente en la parte central del área de estudio, específicamente en la zona media de la quebrada El Túnel y en el río La Muerte (Anexo 3: Mapa Geológico). La caliza aflora principalmente en las márgenes de dichas quebradas y en algunos sectores se presentan afloramientos verticales de hasta 40 m. No obstante, existen zonas que presentan caliza cubierta y se evidencia por elementos kársticos como dolinas, quebradas ciegas, surgencias, sumideros, cuevas, entre otros (**Figura 8 B, C, D**), que se pueden observar cómo ventanas erosivas entre rocas volcánicas de la formación Monteverde, y depósitos de remoción en masa. En las calizas se logran apreciar estratos desde 15 cm hasta estratos masivos de más de un metro en la parte basal de la unidad. Macroscópicamente, destaca un importante componente volcániclastica evidenciada por cristales de plagioclasa (4%), piroxenos (3%) y litoclastos de rocas volcánicas de hasta 3mm (hasta 10%), la composición fosilífera varía respecto al tipo de caliza.

Entre los tipos de calizas encontrado se pueden observar *packstones*, *wackstones* y *sandstones*, las composiciones y preservación fosilíferas es variable, pero puede llegar a ser de hasta 90%, y se compone principalmente de bivalvos, destacando el género Pectén y gasterópodos. También se encontraron dientes de tiburón y megalodón. La ventaja de caracterización de las litofacies de caliza es el afloramiento continuo encontrado en las cavernas, permitiendo poder interpretar un poco mejor las fracturas elementos sedimentarios y espesor.

Estas calizas presentan un grado de fracturamiento importante (**Figura 8 A, D y E**) y son afectadas por intrusiones principalmente cerca del centro de Venado en el puente del río La Muerte, a escasos 50 m río arriba, allí se encontraron diques de hasta 1 m, en roca caliza, que a su vez se encontraban fallados (**Figura 30 C**).

El realizar descripciones geológicas utilizando las cuevas para describir las calizas, fue posible detallar estructuras sedimentarias y elementos estructurales, así como aproximar el espesor, ya que ofrecen afloramientos continuos. Para esta formación se encuentran estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, icnofósiles, paleocorrientes, entre otros. Con los detalles en cavernas y levantamientos cruzados entre la cueva y superficie se calcula al menos un espesor de 60 m para la secuencia de calizas, ya que se puede observar el

piso de la secuencia en el final de la cueva Menonitas y en la superficie los afloramientos de caliza se toman como el techo de la sección.

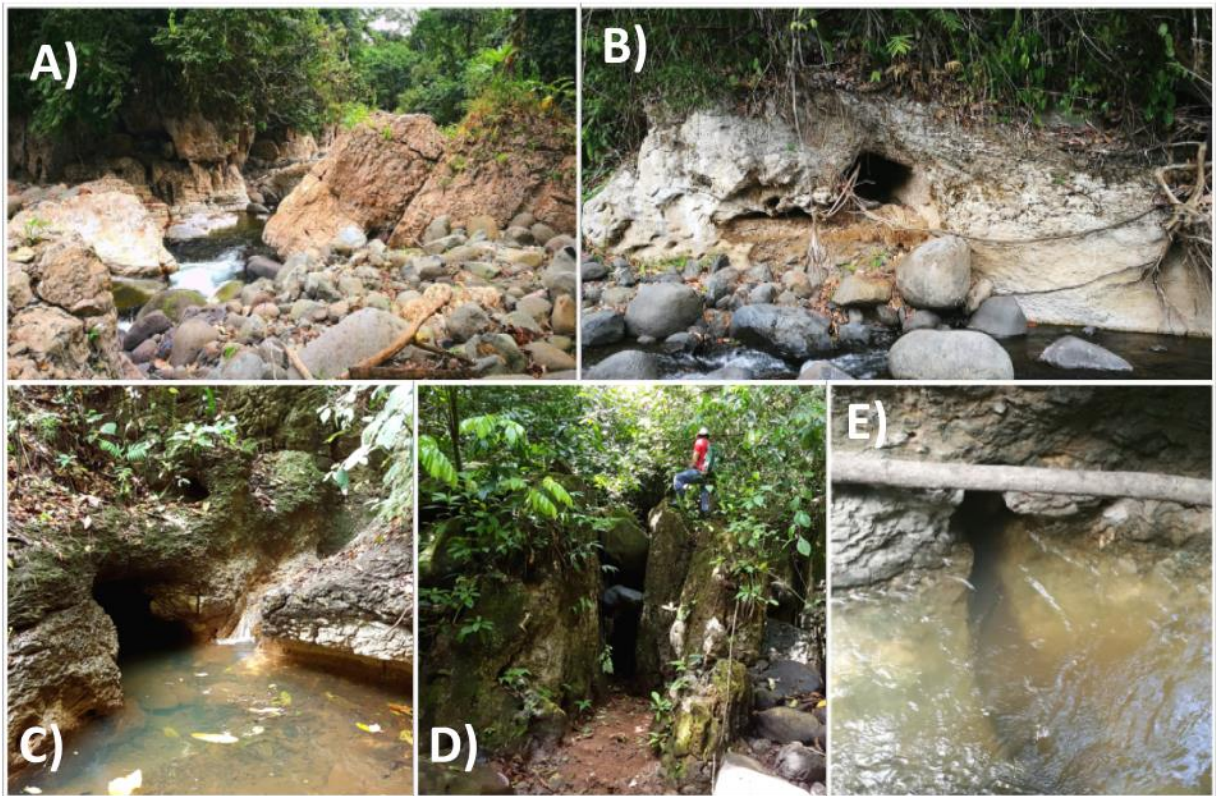


Figura 8. Detalles de las rocas caliza y elementos kársticos. A) Bloques de caliza en el río La Muerte (sector Vainicón; 416621 E/1165927 N) con estratificación métrica colapso de bloques y karren asociado, B) Entrada cueva La Decepción en caliza masiva (417877 E / 1165715 N), C y E) Sumideros con control estructural importante (415949 E/ 1167295 N). D) Afloramiento de caliza altamente controlado por fracturas dejando bloques verticales expuestos en quebrada El Túnel (416044 E/ 1167246 N).

Litofacies de conglomerados y brechas

Sobre las litofacies de alternancia de areniscas y lutitas, se reconocieron litofacies de brechas y conglomerados. Estas afloran hacia el sector de la tigre y en algunas localidades aisladas, no se observa un detalle o continuidad claro entre los afloramientos.

Los conglomerados y brechas de esta formación poseen una matriz arenosa de grano medio, con componentes volcánoclasticos, en ocasiones presenta cementación carbonatada. Los tamaños de los clastos varían entre 2 cm a un máximo de 45 cm. La composición de los clastos está dominada por rocas volcánicas (principalmente andesitas 85%), con algunos clastos de

composición sedimentaria (areniscas y calizas 15%), se han encontrado sectores donde dominan los bloques subangulares a redondeados, pero también hay estrados con predominancia angular, posiblemente asociados a eventos caóticos, y con una depositación más rápida, estos depósitos, además, presentan una mala selección.

Se reconocen sectores con un estrato de conglomerados de finos a medios. Estas facies afloran en pocos sitios, como Quebrada la Tigra, Río Jicarito, puente Linda Vista-Monterrey y Pataste. La matriz es arenosa con un componente importante de cuarzo (20%) y con importante componente volcániclastico. Los bloques van de redondeados, a sub redondeados, pero existen pequeños niveles en los que se observan angulares, la composición de los bloques es principalmente volcánica, andesitas y basaltos en un 35 %, así como un 10 % de rocas sedimentarias finas de tonalidades café, verdosas y rojizas, y un 5 % de líticos no reconocibles, posiblemente lavas muy meteorizadas.

2.2. INTRUSIONES Y LAVAS GRIFO ALTO

Esta unidad describe las diferentes unidades de rocas ígneas encontradas para la zona que se asocian a la unidad Grifo Alto, principalmente por su edad y composición general. Al no existir una clara delimitación de las unidades ni integración en un contexto regional de los periodos magmáticos y las diferencias para la zona de las intrusiones y lavas, se decidió separar en tres subdivisiones basándose en ubicación de afloramiento, descripción microscópica y datos bibliográficos de dataciones.

Las unidades se subdividieron en Dacitas La Tigra, Basaltos el Nilo y Doleritas La Mina. Estas subunidades se describen a detalle en este sub capítulo, pero por falta de datos para darle continuidad o su limitada expresión superficial de afloramientos no se diferencian en el mapa geológico. Además, para un mapeo a detalle se requiere un trabajo con énfasis petrológico, complementado idealmente con más análisis petrográficos, geoquímicos y dataciones para poder elucidar las diferentes fases magmáticas; lo cual no es objetivo de esta investigación. A continuación, se describen las principales unidades.

2.2.1. BASALTOS NILO

Esta unidad se encuentra aflorante en la cuenca alta del río Nilo, aunque se logran evidenciar de forma alterada en zonas puntuales a lo largo de algunas quebradas cercanas (**Figura 9 A**). Principalmente el área de afloramiento se encuentra entre las coordenadas

417661 E / 1165188N hasta 417451E/1164979 N. Esta formación se caracteriza como lavas afaníticas porfíricas, muy oscuras, descritas como basaltos, que presentan minerales de plagioclasa de hasta 9 mm (10%), así como máficos (8%), hornblendas (5%), vesículas, en ocasiones rellenas de zeolita, calcita y cuarzo. Se caracteriza por poseer una importante alteración hidrotermal, que se evidencia mediante plagioclasa hidratadas, zeolitas rellenas de vesículas e importantes zonas de minerales secundarios como pirita, cuarzos botroidales, sílice amorfa rellenas de fracturas, óxidos de hierro, entre otros (**Figura 9 B y C**).

Debido a la alteración y falta de continuidad de afloramiento se dificulta un detalle claro sobre su magmatismo, no obstante, se asocia a materiales exhumados, con algunas posibles evidencias como vesículas, fracturas de enfriamiento y texturas mineralógicas. Se describe como el evento magmático más antiguo aflorante en la zona, por correlación estratigráfica, ya que la unidad de Dacitas aparenta intruir esta unidad y con importante aureola de alteración. Se observa la unidad sobreyacida por la formación Venado en **Figura 9.D**, la continuidad estratigráfica de estas lavas no se evidencia bien, no obstante, podría asociarse también a lavas contemporáneas interdigitadas con los sedimentos de la formación Venado, que se describen en perforaciones profundas por RECOPE (e.g. Pozo Monterrey-1, Echandi, 1986).

Existe la posibilidad de que se asocie a un vulcanismo mucho más antiguo, (e.g. Formación La Cruz). Estas lavas presentan una vesicularidad importante la cual podría ser indicios de una exhumación o una cercanía con la superficie, aunque estratigráficamente, se encuentran debajo del vulcanismo andesítico, andesítico basáltico, lo cual cuestiona si fueron exhumadas.

En otra localidad cerca del río Nilo (418488 E/1166624 N), donde afloran estos basaltos, se observan cuerpos intrusivos, al margen este del río destaca un cerro volcánico, asociado a la intrusión mayor, y sobre el lecho del río, se encontraron diques dirección E-W, verticales que van desde 20 cm hasta 2 metros. Estos diques intruyen la secuencia sedimentaria de la Formación Venado, con aureolas de alteración de 2 cm y peperitas. Basándose en Rojas (2019), esta unidad se data en 7,73 Ma. Petrográficamente la sección 190212-06 (Anexo 1: Descripción de Secciones delgadas), se describe como un basalto muy alterado con cristales de olivino hipidiomórficos de hasta 1 mm iddignsitizados en su mayoría en menos de 10 %, también contienen minerales de plagioclasa (15%) y augita (5 %).

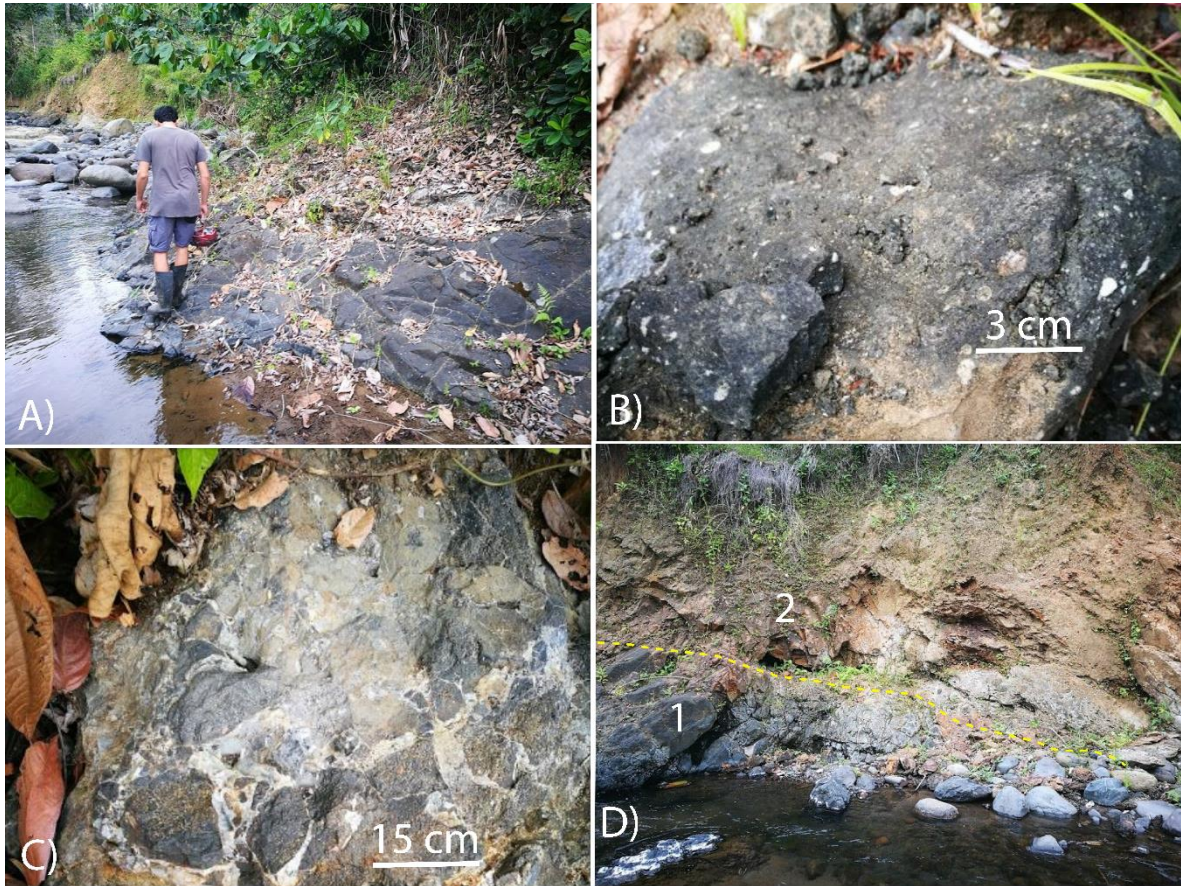


Figura 9. Afloramiento de unidad Basaltos Nilo para la zona de estudio. A) Afloramiento de basalto en río Nilo (417661 E / 1165188 N) al borde del río con fracturamiento moderado. B) Basalto alterado en el mismo sitio del detalle A, se observan cristales de plagioclasa alterados y vesículas rellenas. C) Brecha de alteración hidrotérmal, o peperita, con vetas de cuarzo. D) Contacto de la unidad de basaltos El Nilo (1) debajo de sedimentos de la formación Venado (2) (417482 E/ 1165084 N).

2.2.2. DACITAS LA TIGRA

Los afloramientos de esta unidad se encuentran limitados a cauces de ríos en los sectores de río Nilo y quebrada la Tigra, sus expresiones son leves y se encuentran asociadas o con una posible intrusión sobre los Basaltos Nilo, siendo visible mayormente en parches aislados a lo largo de quebradas. Macroscópicamente son lavas con textura afanítica porfirítica, matriz color gris azulado con fenocristales de plagioclasa en un 10% (de 2 mm promedio, máximo 5 mm), máficos en un 5% (hasta 3 mm), esta roca presenta una textura con apariencia granular, o cristales más desarrollados, pero en los afloramientos observados, se encuentra bajo un importante grado de alteración, lo cual hace más difícil la descripción.

La unidad de Dacita se describe como cuerpo hipoabisal, intruyendo la formación Venado y la unidad de Basaltos Nilo. Una clara evidencia de la intrusión es observada en las coordenadas 415274 E /1166517 N (Anexo 3: Mapa Geológico). Petrográficamente en la sección VM-3-07, se describe su matriz con componente vitreo de grano medio, su composición mineral se observa plagioclasa y augita, se observan minerales alterados, en su matriz con posibilidad de ser sanidina.

2.2.3. DOLERITAS LAS MINAS

Las doleritas Las Minas, son andesitas-basálticas y andesitas, en intrusiones hipoabisales representadas por relictos de intrusiones volcánicas. Esta unidad es asociada con la unidad Grifo Alto y es la unidad con mayor extensión en el área de estudio. Se ubica principalmente en la parte central de la zona de estudio, destacando buenos afloramientos en los ríos La Muerte y Nilo.

En la zona resalta un cerro con forma aportillada al norte de Venado, conocido como Cerro La Mina (416985 E/ 1168284 N), o localmente como Cerro de Piedra. Este cerro se describe como el cerro volcánico de mayor extensión y altura (respecto a la base) asociado a una intrusión erosionada. Es característico de estas intrusiones presentar morfologías positivas puntuales, como se observan al oeste del Cerro La Mina, resaltan cerros con morfologías fuertes de más de 60 m de alto, con formas de circulares, aportilladas y largadas, con rocas con texturas coincidentes con depósitos hipoabisales o cercanos a la superficie. Esta unidad se presenta de forma masiva principalmente pero también de manera fracturada o disyunción columnar.

Otros cerros de la zona son evidenciados por afloramientos, como intrusiones, en macroscopía, se caracterizaron, al igual que en Cerro La Mina, rocas ígneas casi afíricas, con escasos cristales de plagioclasa, los cuales, en ocasiones resaltan en la topografía

Esta sub-unidad se describe generalmente como una dolerita, ya que su composición es similar a un basalto u gabro, pero con textura fina principalmente, presenta plagioclasas, anfíboles y olivino, también es característica su textura ofítica en microscopía. Generalmente se observa como una roca con textura fina, casi afírica, donde resaltan cristales de plagioclasa promedio de 2 mm (3%) y anfíboles promedio 1mm (2%), también es posible encontrar cumulitos de máficos y anfíboles de hasta 2 cm. Se observan variaciones en contenido y tamaño de olivino respecto a los afloramientos y diferentes zonas intrusivas, además de cambios

texturales que se podrían asociar a las características de enfriamiento de los intrusivos con respecto a la superficie.

Microscópicamente se observan texturas ofíticas y subofíticas, con presencia de fenocristales hipidiomorfficos de plagioclasa que van de 1 a 2 mm, en un 10 %, augitas de 0,5 mm, en un 5% y olivinos, que normalmente se observan alterados en fantasmas o con iddignsitación de 0,3 mm en un 3 % (Secciones delgadas: D01-, DM1, Vain ½ en **Anexo 1: Descripción de Secciones delgadas**). Las variaciones texturales y composicionales entre las muestras descritas como hipoabisales y mayormente descritas por andesitas o andesitas basálticas, no siempre son tan evidentes como para caracterizar la profundidad de la intrusión o separarlo entre hipoabisales, o zonas con posible intrusión.

El Cerro La Mina, presenta fracturamiento que se podría asociar con su enfriamiento. En zonas escarpadas como en el escarpe de la Falla 2(417390 E/ 1167377 N), se observa una zona al costado de la falla, con una resistencia mayor, posiblemente producto de alteración de fluidos hidrotermales. La continuidad de la intrusión de este cerro es principalmente hacia el sur, dominado por la geometría de la falla 2 (416723E /1166996 N) presentando contactos por falla entre el intrusivo y la formación Venado (En este capítulo se aborda la caracterización, definición, cinemática y correlación con el modelo geológico de las fallas neotectónicas. Las fallas se caracterizaron con base en criterios estructurales, neotectónicos, morfotectónicos, estratigráficos y elementos kársticos, extrayendo así, lo más relevante de los capítulos anteriores. Las fallas encontradas se describen de Este a Oeste y de Norte a Sur; las diversas características descritas en este capítulo se incorporan en el mapa neotectónico y geológico. El mapa neotectónico (Anexo 7) contiene puntos de referencia (PR) para ubicar más fácilmente al lector a lo largo de las descripciones de las fallas.

En la zona destacan fallas originadas por esfuerzos transtensivos. Comenzando al este del área de estudio con fallas oblicuas, dextral normales, buzantes al oeste, posteriormente en el centro del área de estudio, llega a predominar la componente de rumbo dextral y al oeste se observan rasgos importantes de estructuras transtensivas con inclinación de las fallas hacia el este.

4.1. Estructuras de la zona). No se observó una continuidad clara de la intrusión que no fuera hacia el SSE, por tanto, no se considera que posea diques radiales, sino, más bien que fue controlado por un fallamiento principal con dirección aproximada de N-S.

Al SSE del Cerro La Mina, se observa una clara continuidad geomorfológica de la intrusión, la cual fue comprobada en el campo. En el río La Muerte, se pueden apreciar intrusiones menores en calizas en el margen del río La Muerte que varían de 5 cm a 60 cm con bordes netos, sin alteración, al norte no es muy clara la continuidad debido a un deslizamiento y salida del área principal de estudio. En este cerro Sen Gupta, Malavassi y Malavassi (1986) dataron esta unidad en $6,1 \pm 0,6$ Ma.

El Cerro La Mina fue usado como cantera para extracción de material, entre los frentes de explotación se evidenció una sección del núcleo del dique, con fracturas por enfriamiento con evidencias leves de alteraciones en cuarzo y carbonatos. En sectores laterales, se observó la interacción con la roca caja a la hora de la intrusión, en ella se describen xenolitos de la roca y peperitas, que demuestran una interacción del intrusivo con sedimentos blandos. Se observa un bloque rodeado y quemado de areniscas estratificadas, con lentes de lutitas y arenas gruesas, en medio de lavas del dique, en el que curiosamente concuerda el “buzamiento” de la lava con el pseudobuzamiento asociado al enfriamiento (**Figura 10 D**). También se encuentran sectores en los que se ven bloques acarreados de material sedimentario de la formación Venado, y presentan deformaciones plásticas asociadas a peperitas, pero con una alteración alta y mala preservación.

A lo largo de la intrusión principal del Cerro La Mina, destaca un cambio en el tamaño de cristalización en los minerales en sección delgada, en el puro cuello volcánico erosionado, los cristales de la matriz microlítica y fenocristales aumentan de tamaño al menos en 0,1 mm, pero manteniendo las texturas. Los diques ubicados en la carretera de Venado, específicamente en el escape de quebrada El Túnel y diques menores en quebrada La Muerte, su textura es mucho más fina.

En la zona del río Nilo, se observa una notable disyunción columnar desde unos 30 cm de ancho hasta columnas que exceden los 2 metros, en ocasiones, presentan lajamiento (**Figura 10**). Se presentan taludes casi verticales con estas litologías, de hasta 60 m de alto y morfologías positivas que resaltan de las circundantes, con coluvios laterales asociados, en la parte basal, presenta una brecha de lava. En un cerro cerca del camino “En Medio”, (417483 E/1165734 N) conocido como cerro Pirámide, debido a su forma cónica de 60 m de altura, se observan bloques rodados asociados a estas andesitas basálticas encontradas en río Nilo, la base del cerro, en este sector se observan lavas columnares verticales con una zona de brecha volcánica en la parte

basal (**Figura 10 A y C**) la composición y textura en macroscopía coincide con lo descrito para las andesitas de esta unidad descritas anteriormente.

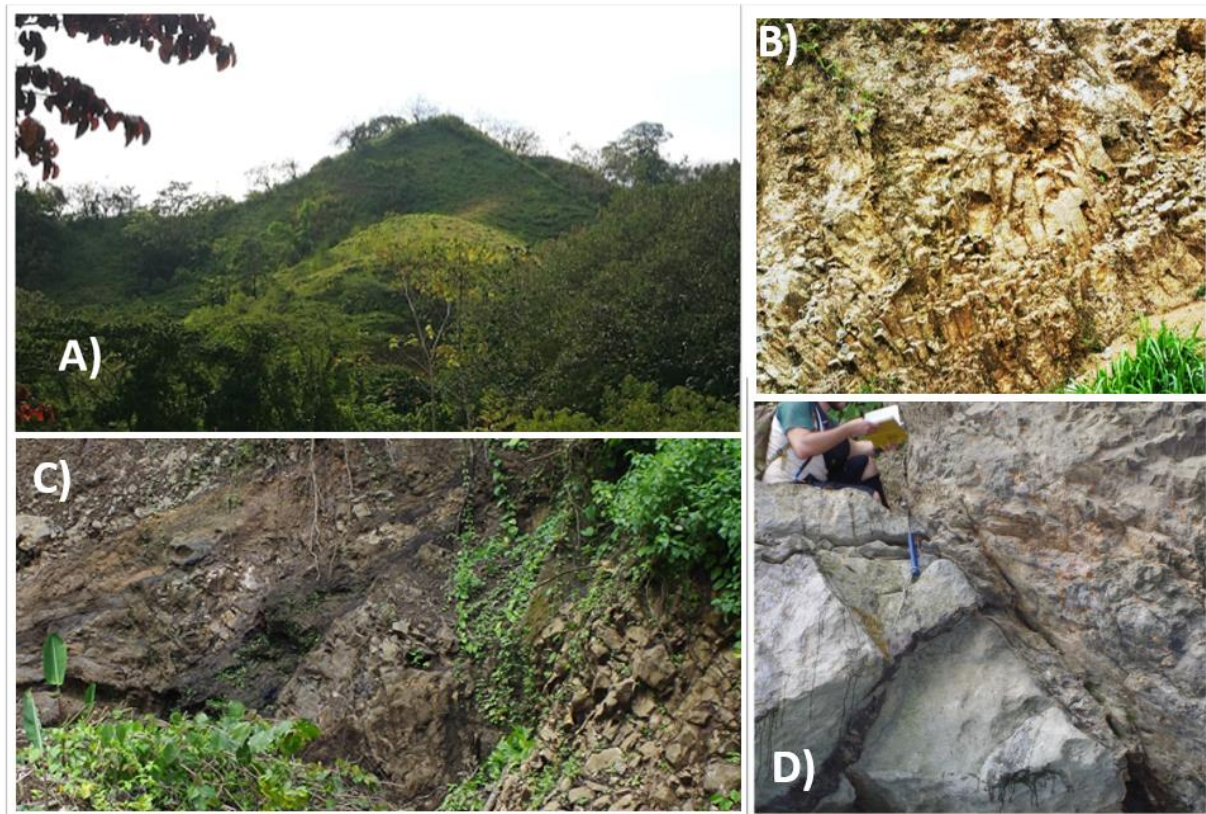


Figura 10. Afloramientos de Doleritas. A) Morfología cónica en forma vertical visible desde el río Nilo (417483 E/1165734 N) que se asocia a intrusión dolerítica B) Afloramiento talud de doleritas con disyunción columnar, de hasta 40 m de alto en Río Nilo coord. 418024 E /1165999 N. C) Zona de interacción de intrusivo con roca caja sedimentaria y presencia de peperitas, se observan lavas, areniscas y lutitas negras en costado E del cerro La Mina (417155 E/1168437 N). D) Intrusión de dolerita en caliza en el Río La Muerte (417485 E/1165733 N).

2.3. VULCANISMO ÁCIDO (TOBAS BLANCAS)

Los afloramientos son limitados en ciertos sectores erosionados por quebradas principalmente al oeste del área de estudio en la cuenca alta y afluentes de la quebrada El Túnel. Se describen como rocas piroclásticas de composición ácida, litificadas, sin soldar, con variaciones composicionales en líticos y porcentaje de vidrio, se destaca una importante componente de pómez de al menos 20%. Suelen estar alteradas de color anaranjado y con dureza baja (**Figura 11**). Se correlaciona con flujos de pómez e ignimbritas, con bajo grado de soldamiento.

Sobre la unidad de areniscas Venado, se observa una capa de un flujo de pómez, con una toba vitroclástica con shards, que presenta clastos de pómez (30 %) de 5mm hasta 5 cm, con cristales inmersos en una matriz vítrea de plagioclasa, cuarzos y anfíboles. Mediante la sección delgada 19212-6 (**Anexo 1: Descripción de Secciones delgadas**) donde se observaron shards, junto con cristales de anfíboles máficos y plagioclasa.

También se describe una unidad de Toba vítrea con plagioclasa y máficos, con una matriz litificada color gris, y con cristales de plagioclasa y máficos. Petrográficamente, posee matriz vitroclástica, con plagioclasa en un 8%, máficos en un 3% y anfíboles de 2%, sin presencia de *shards* (19621-666 en **Anexo 1: Descripción de Secciones delgadas**)

Este vulcanismo ácido entre las litofacies de areniscas de la Formación Venado y las lavas y lahares de la formación Monteverde representan la base o transición a la unidad Monteverde de edad Plioceno -Pleistoceno encontradas en la cuenca y sectores de Tilarán (Alvarado y Gans, 2011; Rojas, 2019).

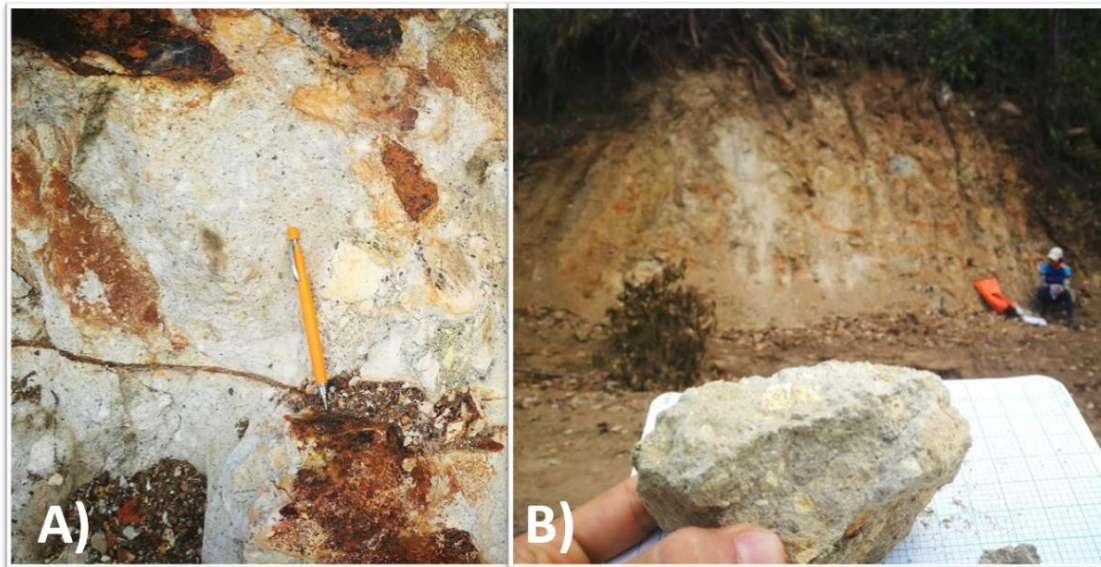


Figura 11. Toba pumícea, con plagioclasa y piroxénos A) Afloramiento en carretera al lado del río Nilo (417756 E/1167702N) toba blanca pumícea con bloques flotantes de lava centimétrica. B) Toba pumícea litificada, sin soldar, con alteración. Matriz grisácea y clastos pumíccios (419815 E/1168249 N).

2.4. FORMACIÓN MONTEVERDE

Es la formación con mayor extensión para la zona de estudio. En este trabajo se asocia con lavas básicas (basaltos y andesitas), piroclastos y lahares. En los cortes de carretera se pueden

observar algunas direcciones de flujo regional dirección norte, a noreste (**Figura 12**). No obstante, gran parte de esta formación se presenta con un importante grado de alteración con características de suelo lateríticos, remanes de bloques de lavas y en ocasiones, no se logra evidenciar bloques sanos para su descripción precisa de las facies de piroclastos y lavas.

Las lavas asociadas a esta formación principalmente se caracterizan como lavas con textura afanítica porfirítica, con fenocristales de plagioclasas de 1 a 2 mm, en un 10 %, así como algunos piroxenos de 1 mm en un 3%. En la sección delgada 190621-LA (**Anexo 1**), se resalta una composición basáltica con fenocristales idiomórficos de olivino de tamaños de hasta 0,5 mm, alterados a iddingsita en un 5%. Este afloramiento en la carretera entre Venado y el Cerro La Mina, se asocia como una cobertura de lavas y piroclastos de la Formación Monteverde que se evidencia en morfología como laderas volcánicas uniformes.

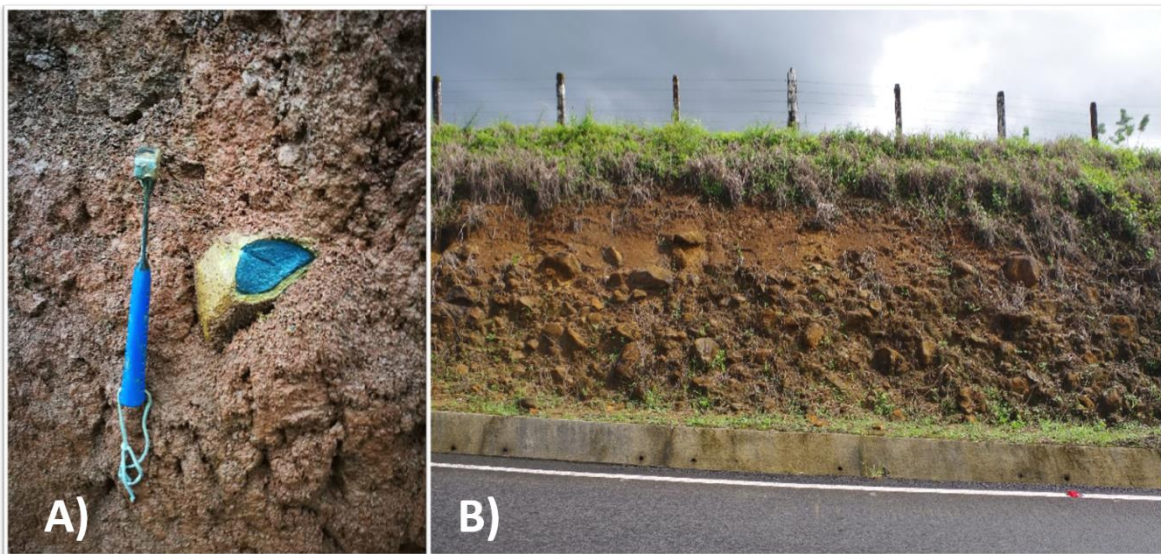


Figura 12. Afloramiento de Formación Monteverde. A) Afloramiento en carretera en 417756 E/ 1167702N, lavas flotantes en matriz laterítica. B) Lateritas con alteraciones de lavas en la parte basal y piroclastos en la parte superior 419815 E/1168249 N.

2.4.1. UNIDAD DE LAHARES

Esta unidad de lahares se evidencia principalmente del lado oeste del área de estudio, así como en afloramientos limitados a lo largo de cauces menores. Se caracterizan como lahares con matriz de tonalidad café, principalmente compuesto por materiales volcánicos básicos como andesitas y basaltos. La matriz es variable pero predominantemente de gano medio,

arenoso y con gran cantidad de cristales flotantes en ella, principalmente plagioclasa y anfíboles.

Los lahares presentan una composición polimígtica con bloques de basaltos, andesitas, dacitas, areniscas, rocas altamente meteorizadas y perdernales. En ocasiones se encuentran afectadas o alteradas con zeolitas de apariencia laminar (**Figura 13**). Esta unidad se ve inmersa en ocasiones con piroclastos asociados a la Formación Monteverde, por tanto, la diferencia entre las características de Lahares Buenavista y los descritos para formación Monteverde, no es diferenciable para la zona, ni cumple con características precisas para ser separadas, como detalles estratigráficos, continuidad lateral, dataciones, geoquímica, entre otros. Por tanto, se prefiere asociar esta unidad a la formación Monteverde.

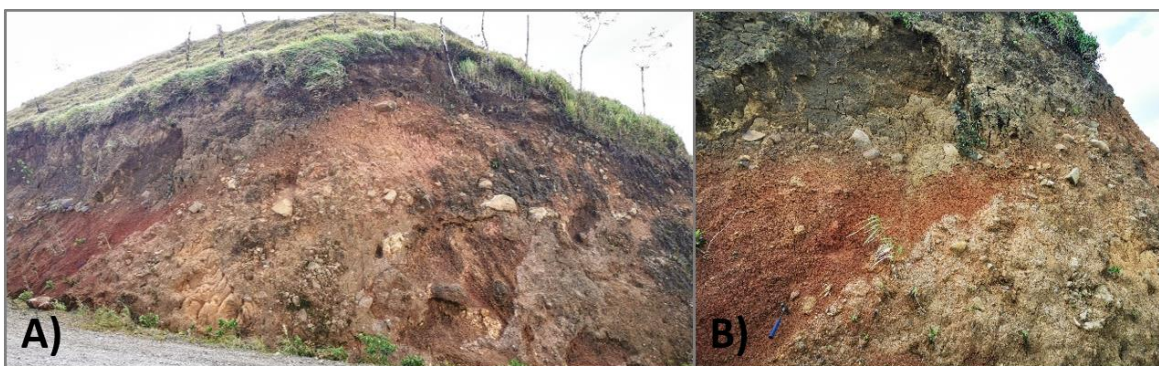


Figura 13. A) Afloramiento en 414330E/ 1166143N de lahar polimígtico basculado 30° al oeste por acción de la falla 7. B) Detalle del contacto en el mismo afloramiento, con bloques de lavas (de 2 cm a 1 m), clastos de pedernal (~1 cm), clastos sedimentarios (~3 cm) en contacto basculado entre lahar y lavas de la formación Monteverde.

2.5. ALUVIONES

Los principales aluviones asociados se observan en el río La Muerte y río Nilo, representando la depositación de al menos 6 quebradas importantes, confluentes al sur de Venado. Dentro del área de estudio se encuentran una gran variedad de diferentes centros de depositación aluvional, siendo así muy variable también las composiciones líticas de las mismas. Principalmente estos aluviones se tratan de aluviones gruesos, con poca matriz, una selección de mala a media y clastos subredondeados a redondeados. El tamaño máximo de los clastos puede llegar a alcanzar hasta 2 m.

Con base en la topografía y cambios fuertes en el perfil de los ríos de la zona, se evidencia las rocas madre de los aluviones se encuentra en localidades cercanas, debido al tamaño grueso y constante que se presenta en la zona.

En el caso del río La Muerte, se observan 3 niveles de terrazas asociados al levantamiento tectónico regional y/o una incisión del cauce. Estas características son más notorias para el lado derecho del río. En el río Nilo, se evidencian terrazas de extensiones mayores de algunos cientos de metros; con varios niveles, y mostrando en su mayoría una cobertura de piroclastos del Volcán Arenal (**Figura 14**).



Figura 14. Aluviones del área de estudio cubiertos por capas de piroclastos finos. A) Aluviones con lentes de materiales gruesos de 50 cm a 1,5 m en el río Nilo y piroclastos recientes sobreyaciéndolos (418430E/1166452N), B) Terrazas aluviales del río Nilo y su cauce actual (418472E/1166933N) y C) Aluvión del río La Muerte, con variedad de tamaños y depósitos piroclásticos sobreyaciendo parte de ellos (417356E/1166931N).

2.6. PIROCLÁSTOS RECIENTES

A lo largo de la zona se evidencia la presencia de piroclastos de caída con espesores entre 30 y 60 cm. Varían entre tobas de ceniza y lapillis, en ocasiones, presentando pómez y líticos de mayor tamaño. En cuanto a los líticos, se describen desde 0,5 cm a 3 cm, además de estratos con lapilli con pómez y la presencia del nivel de paleosuelo que recubre esta ceniza

Debido a la presencia de tobas y depósitos de caída presentes sobre los depósitos aluviales recientes (**Figura 14**) y la alta tasa de meteorización que posee la zona, en ocasiones no se logran diferenciar tan fácilmente las capas de tobas. Debido a esto se consideran las capas más sanas o consideradas más “jóvenes” asociadas a esta unidad. Sus depósitos son claras en zonas como terrazas aluvionales y en zonas montañosas se observa como una capa de 50 cm aproximadamente recubriendo una zona de forma constante (**Figura 14**).

Para el área de estudio se reconocen geoformas asociadas a laderas y colinas volcánicas, Laderas y cerros asociados a rocas intrusivas, laderas denudacionales a rocas sedimentarias, superficies de aplanamiento y geomorfologías cuaternarias como depósitos de remoción en masa, cauces de ríos y terrazas fluviales. En este capítulo se caracterizan las diversas unidades geomorfológicas generales con el fin de describir y aportar al entendimiento del modelo geológico y tectónico.

3.1. GEOMORFOLOGÍA

La delimitación de las geomorfologías se representa en el mapa geomorfológico (**Figura 15**), utilizando características de las litologías de la zona, con el fin de complementarse con el modelo geológico propuesto. El análisis de elevaciones mediante perfiles en dirección NE-SW y NW-SE, determina que la zona donde se localiza el pueblo de Venado corresponde con una depresión. Esta cuenca presenta un drenaje principal con rumbo al norte, en el sector noreste del área de estudio representado por el río La Muerte, el río colector principal. Las altitudes van desde 185 hasta los 657 m s.n.m (**Figura 16**). Al caracterizar zonas dentro del mapa geomorfológico, así como los perfiles, sobresalen relieves positivos, entre los que sobresale el Cerro La Mina, zonas de falla, escarpes y otros cerros intrusivos.

La zona de estudio presenta generalmente un drenaje dendrítico, con zonas en que se vuelve rectangular y también es posible encontrar patrones meándricos en la cuenca baja. En el sector oeste destacan patrones dendríticos, con algunos ríos que presentan rasgos de patrones rectangulares, producto del cambio de la dirección preferencial de flujo (NE) al toparse con valles lineales y escarpes, productos de fallamiento; estas anomalías se detallan en el Capítulo 5. Para el sector sur, se reconocen patrones dendríticos con una importante variación en la altitud, donde se pueden encontrar cataratas y cauces más erosionados y encañonados. En el sector del túnel, el drenaje presenta variaciones provocadas por el karst, como quebradas secas, sumideros y surgencias y dolinas que afectan los drenajes para la zona. En el sector NW, también destacan los depósitos aluviales (**Figura 15**), dominando el drenaje paralelo a la dirección de flujo de las remociones en masa.

Para el costado central y este, destacan los ríos La Muerte, y río Nilo, ríos con importante caudal, que presentan diferentes niveles de depositación en las cuencas medias y altas, que son provocadas por el fallamiento y cerros intrusivos. En este sector es donde se da la principal

recolección de ríos en los colectores y cambia la energía de los ríos. Por último, en el sector NE, es donde confluyen el río La Muerte y el río Nilo, en donde se presenta un importante ancho del cauce actual, importantes terrazas fluviales, crece el caudal considerablemente y su patrón de drenaje se vuelve meándrico (**Figura 15**). Esta zona se considera el drenaje principal para toda el área de estudio como se observa en el modelo tridimensional de la **Figura 16**.

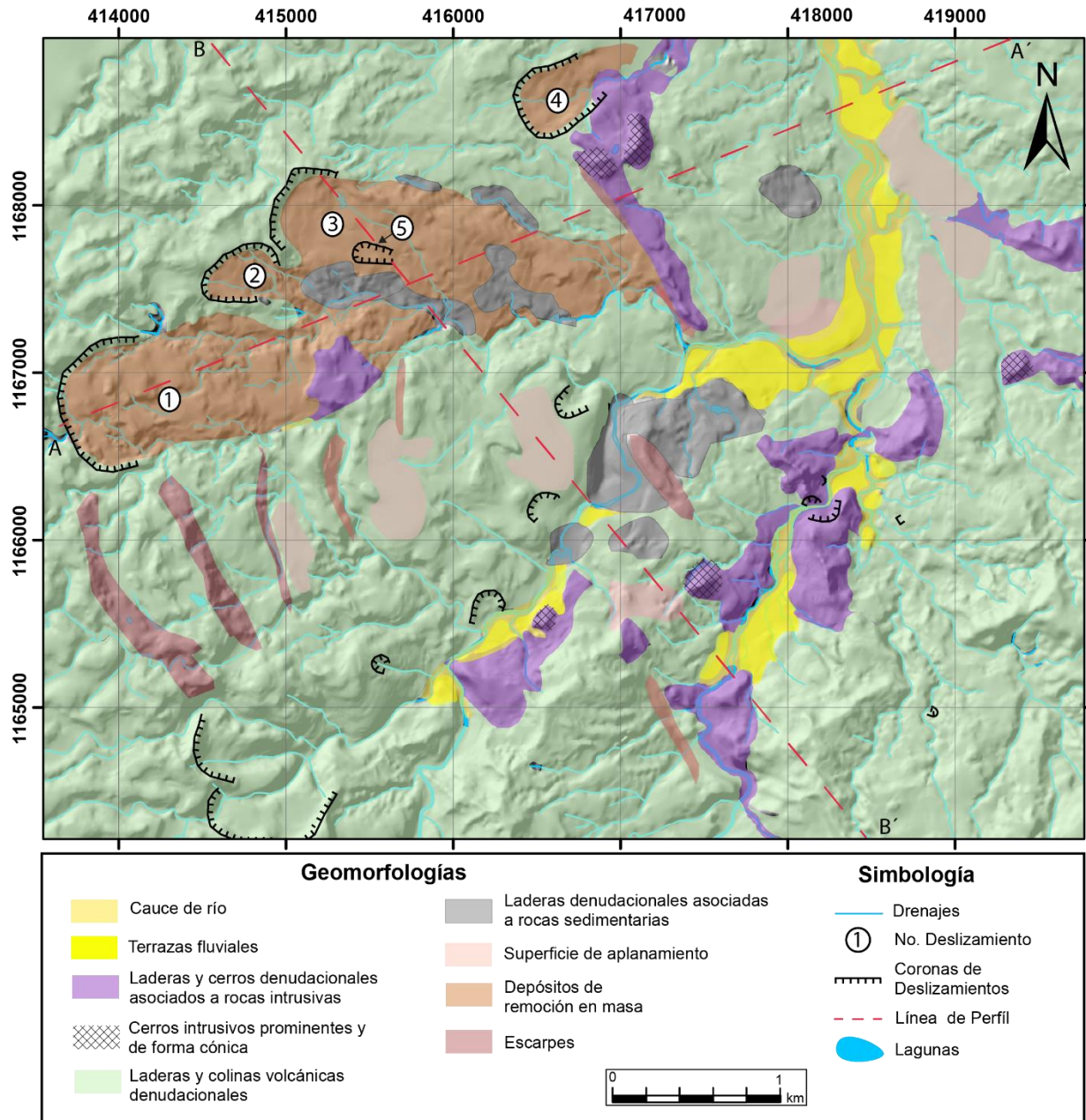


Figura 15. Mapa geomorfológico general de la zona de estudio.

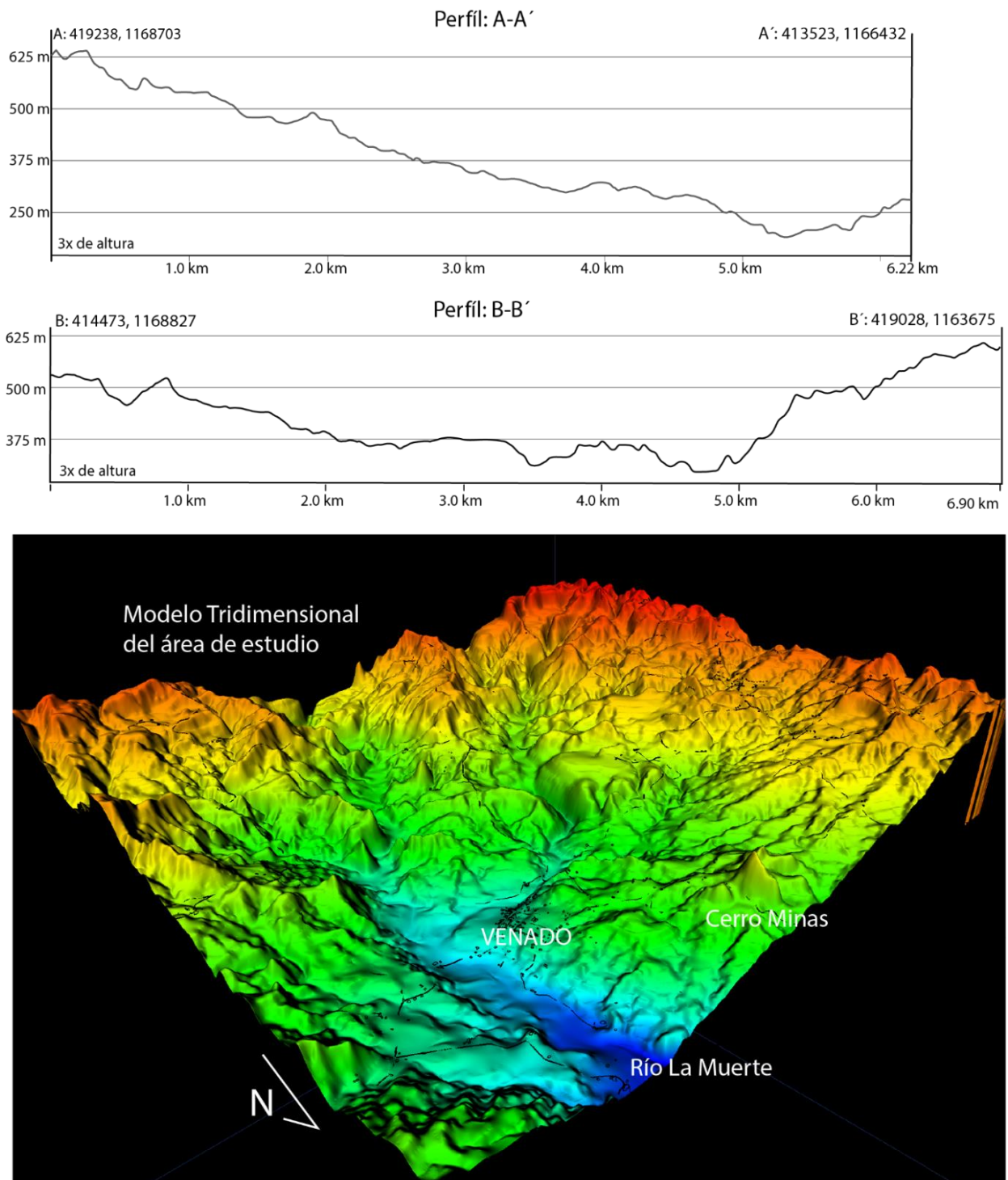


Figura 16. A) Perfil de altura A-A' dirección N-S B) Perfil de altura B-B' dirección E-W (Ubicación de los perfiles en Figura 15) y modelo tridimensional representativo del área de estudio.

3.1.1. LADERAS DENUDACIONALES ASOCIADAS A ROCAS SEDIMENTARIAS

Las geomorfologías sedimentarias del área de estudio, son geoformas poco prominentes, principalmente se observan como laderas denudacionales, y son delimitadas por el cambio con litologías volcánicas. A excepción de las rocas calizas, las areniscas, lutitas y coquinas, no presentan una gran dureza debido a que mayormente son deleznales y fácilmente erosionables por acción fluvial (**Figura 15**).

En el Mapa Geológico y Geomorfológico, se evidencia que las litologías sedimentarias se encuentran en la parte central, bordeadas y sobreyacidas principalmente por las litologías volcánicas de la formación Monteverde. Las geoformas poseen una inserción media de la roca en los cauces y principalmente está dada en rocas como areniscas, lutitas y conglomerados.

La expresión kárstica no es visible en el mapa geomorfológico, ya que la mayoría de elementos superficiales no superan los 20 m de tamaño. Los elementos kársticos son analizados a detalle en la sección 3.3, donde se analizan con un nivel de escala del terreno con mayor detalle.

3.1.2. GEOMORFOLOGÍAS VOLCÁNICAS:

Se reconocen dos geomorfologías volcánicas principales, aquellos resultados de procesos endógenos como intrusiones y las que se encuentran asociadas a procesos exógenos como vulcanismo extrusivo (e.g. flujos piroclásticos, lahares, coladas de lava). En el mapa geomorfológico son denominadas como laderas y colinas volcánicas denudacionales y laderas y cerros denudacionales asociados a rocas intrusivas. La caracterización de las mismas se debe a que los cerros intrusivos poseen una clara expresión geomorfológica positiva prominente (**Figura 15**).

Las laderas y colinas denudacionales son geomorfologías plano onduladas, asociadas a relieves volcánicos, con variaciones y texturas de flujo, que a su vez han podido verse afectadas por otros eventos geológicos como eventos tectónicos o grandes remociones en masa. Esta unidad principalmente se asocia con eventos de vulcanismo extrusivo, en su mayoría asociado con Formación Monteverde. Regionalmente se definen colada de lava, lahares o flujos de detritos, que poseen una dirección de proveniencia del SW o SSW. Los cañones de los ríos generalmente se encuentran poco desarrollados o disectados. Sus patrones de drenaje se inclinan al NE de forma dendrítico a recto. Los cambios de altura en esta litología no superan los 100 m.

Los cerros intrusivos se caracterizan por tener una geomorfología positiva en relación a sus alturas circundantes y fuertes pendientes. Generalmente se asocian con cerros aislados, con diámetros entre 50 m hasta 200 m, y diferencias de elevación de hasta 90 m. Ciertos cerros presentan características cónicas. La génesis de estos cerros se asocia a la denudación del material circundante, resultando en una morfología subredondeada que podría correlacionarse con el núcleo de la intrusión. Asimismo, algunas geomorfologías intrusivas presentan morfologías tabulares y alargadas (en dirección NW), referentes a diques que pueden estar relacionados con una intrusión principal (**Figura 15**).

El Cerro La Mina presenta una forma cónica aportillada, con una diferencia de altura desde su base de 90 m y un ancho de 400 m x 350 m. Presenta una composición andesítica-basáltica (dolerítica) masiva que da una resistencia a la erosión mayor que la roca circundante, lo cual genera su característico relieve positivo (416923E/1168425N, Ver **Figura 17**).

Hacia el norte presenta una apertura dando forma de una herradura, o cerro aportillado. Este aportillamiento puede estar asociado a una extrusión en dirección NW, (e.g, Cerro Pasquí, Irazú, Costa Rica) que posteriormente fue cubierto por eventos posteriores, efectos tectónicos de las fallas descritas o una unión de ambos procesos geológicos. Al lado oeste del cerro se observa un escarpe lineal con vista al oeste. Presenta dos máximos de altura. La depresión entre las dos simas y un desplazamiento relativo entre estas en sentido dextral se asocia a erosión diferencial producto de la traza de la falla 1 (**Figura 17**).

El Cerro Pirámide (417490E/1165746N) es otro ejemplo de geomorfología de cerro intrusivo con una forma cónica. Se encuentra cerca del río Nilo, presenta una altura desde su base de al menos 60 m y un ancho de 170 m x 200 m.

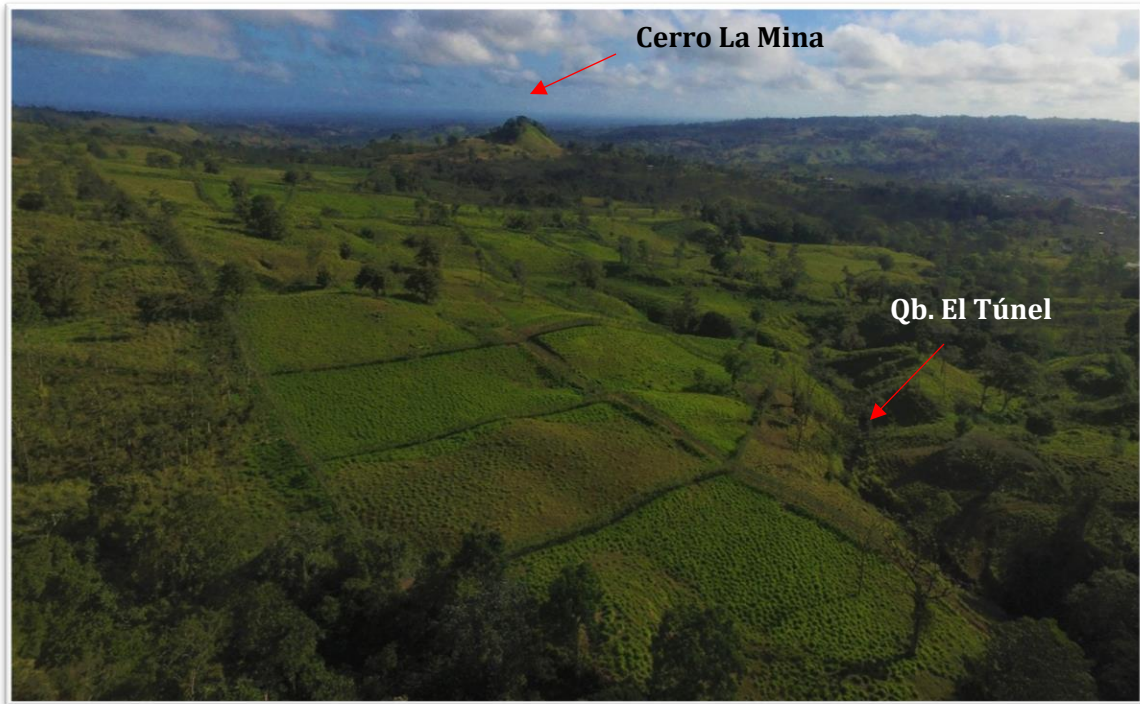


Figura 17. Fotografía de VANT con vista al Cerro La Mina (416923E/1168425N), entre la ladera volcánica con dirección al NE cubierta por depósitos volcánicos, y algunas depresiones, donde hay evidencias kársticas.

Además del Cerro La Mina y Cerro La Pirámide, existen diferentes cerros con morfometrías asociadas a cerros intrusivos. Algunos de ellos con variaciones más marcadas entre sus ejes elipsoidales en cuanto a su forma, produciendo formas alargadas en contraste con cerros con morfometrías más circulares o cónicas. Posiblemente siendo a asociadas a intrusiones magmáticas emplazadas en debilidades corticales o estructuras en el momento de la intrusión y no zonas de salidas puntuales.

3.1.3. GEOMORFOLOGÍAS CUATERNARIAS:

Las geomorfologías cuaternarias observadas corresponden con zonas de depositación aluvial aledañas a los cauces principales de la zona. A lo largo del área de estudio se observan terrazas aluviales de gran tamaño, principalmente, en el río La Muerte (tanto en la cuenca media como baja) y en el río Nilo. También se observan remociones de masa importantes (**Figura 15**).

3.1.3.1. CAUCES DE RÍOS

Los cauces de río son identificados como zonas en las que se encuentran activas la depositación o la erosión fluvial. Estas zonas son variables a lo largo de la zona de estudio y son

bien reconocidas principalmente en ríos con mayor desarrollo como son los ríos Nilo y La Muerte. En la zona donde confluyen estos ríos, el cauce del río cambia y se ensancha teniendo hasta 200 m de ancho, y presentando un patrón meándrico, que se origina por la transición de una zona de alta pendiente a una zona con pendiente moderada o baja (**Figura 15**).

Los cauces de los ríos en las cuencas del río La Muerte y río Nilo no son uniformes en su ancho a lo largo de su cuenca media; esto debido a que en diferentes lugares principalmente por obstrucciones generados por los sistemas de fallas o los intrusivos, pasan de un ancho de cauce de 50 m a lugares encañonados de menos de 20 m.

3.1.3.2. TERRAZAS FLUVIALES

Las terrazas fluviales de la zona son principalmente reconocidas en gran escala en el sector este de la zona de estudio, donde están asociadas con los ríos principales La Muerte y Nilo. Estas geoformas son planas a ondulares, y en ocasiones se logran dividir en diferentes niveles de terrazas. Las terrazas se caracterizan por confirmar la presencia de depósitos cuaternarios provenientes de la sedimentación del río. Las zonas en las que no se pudo confirmar la presencia de depósitos aluviales, pero presentan una geoforma planar similar a esta son marcadas como superficies de aplanamiento en el mapa geomorfológico (**Figura 15**).

Cerca de la confluencia entre el río Nilo y el río La Muerte, se pueden encontrar grandes extensiones de terrazas fluviales, de hasta un kilómetro de extensión por 300 de ancho y que fueron originadas por una disminución en la pendiente y un aumento considerable del caudal, dado por los ríos colectores. En la zona se pueden encontrar al menos 4 niveles de terrazas, que presentan espesores de entre 5 y 10 m.

Destaca la presencia anómala de terrazas de tamaños considerables (más de 50 m) en las partes medias-altas de los ríos Nilo y La Muerte, las cuales, al estar en una zona montañosa, se consideran fuera de lo esperado para el perfil de equilibrio del río. Estos elementos geomórficos se pueden asociar con cambios litológicos o estructurales que pudieron originar la sedimentación aluvial en zonas altas.

3.1.3.3. DESLIZAMIENTOS O REMOCIONES EN MASA

La influencia de la pendiente NE predominante y la unión de litologías no consolidadas, anudado a la alta actividad meteorológica y la presencia de fallas, hace de la zona vulnerable

para presentar deslizamientos y remociones en masa. Geomorfológicamente se lograron diferenciar cinco principales deslizamientos que presentan evidencias como las coronas de deslizamiento, los depósitos de deslizamiento y variaciones o cambios del patrón de drenaje producto del deslizamiento. Los deslizamientos se describen en orden cronológica, de más antiguo a reciente, estos se numeran en el mapa geomorfológico y en el mapa geológico, se puede detallar con mayor detalle la cobertura de los depósitos y su influencia con las litologías circundantes (**Figura 15**).

Los deslizamientos uno, dos y tres se caracterizan como deslizamientos de gran tamaño (hasta 600 m de ancho, y 1,5 km de largo), donde los depósitos de estos deslizamientos alcanzan áreas de hasta 950 m². Estos deslizamientos no se encuentran activos (exceptuando algunos deslizamientos menores dentro de los depósitos) actualmente sus coronas principales se encuentran asociada a trazas de fallas descritas en el capítulo 4.

Geomorfológicamente y geológicamente se evidencia que el deslizamiento uno es el más antiguo, la corona principal de este deslizamiento es poco preservada y ha sido erosionada. El dos, de menor tamaño, posiblemente relacionado con el tres, posee un tamaño de 80 m de ancho x 400 m de largo, con una importante pendiente, en algunos sectores, el espesor de este deslizamiento es algunos cuantos metros, por lo que es posible observar algunas dolinas bajo este. Por su parte, el número tres, presenta una corona de deslizamiento marcada, así como sus depósitos de deslizamiento al E con pendiente media a baja (10%) y además presenta partes de su corona, afectadas por la traza de falla cuatro, cinco y seis (Capítulo 4:). Es posible que estos depósitos por su tamaño y composición se podrían describir como avalanchas de detritos.

El deslizamiento 4 (415482 E/ 1167727N), presenta una geomorfología menos marcada, producto de la erosión del depósito de deslizamiento, lo cual fue confirmado con observaciones de campo. Sus depósitos tienen una extensión importante que pudieron afectar el drenaje de la zona y cubrir zonas donde puede continuar el afloramiento de la intrusión asociada al norte de Cerro La Mina.

El deslizamiento 5 llamado deslizamiento de Los Menonitas, presenta evidencias de ser un deslizamiento activo. En su geomorfología destaca una corona de deslizamiento aproximadamente 80 m con 2 m de alto. También, se observan grietas (**Figura 15**) de movimientos recientes, así como la carretera que ha tenido que ser modificada por la rápida

actividad y desplazamiento. Se describe más de este deslizamiento en el capítulo 4, se puede observar en un detalle fotogramétrico en la **Figura 32**. En la parte deposicional, en la quebrada El Túnel, existe un represamiento importante por acción de los depósitos de deslizamiento. Al SE del deslizamiento se encuentran zonas de gran extensión pantanosa y el cauce se pierde en sectores. Para la zona se describen colmataciones o hasta secados abruptos de lagos, que podrían estar relacionadas con este deslizamiento y depósitos importantes en la cueva Gabinarraca.

3.2. MORFOMETRÍA TECTÓNICA

El noventa por ciento del área de estudio cuenta con curvas de nivel cada 10 m del SNIT. Con el fin de obtener un modelo de elevación unificado y realizar análisis morfométricos del mismo, se realizó un modelo de elevación unificado uniendo sectores con curvas de nivel cada 20 m, con un tamaño de pixel aproximado a 6,6 m.

Este modelo fue analizado mediante el software ArcGIS 10.4, utilizando múltiples metodologías morfométricas para el análisis de anomalías y la extracción de datos estructurales importantes. Los análisis se realizaron contemplando el uso de metodologías existentes como las sugeridas por: Gartner et al (2007), Jordan et al (2005), Jordan (2003) y Roberts (2001). Los resultados de los lineamientos y anomalías encontradas por los modelos, fueron utilizados para reforzar la ubicación y la existencia de las estructuras tectónicas descritas en el Capítulo 4: Neotectónica y Sismotectónica.

3.2.1. CURVATURA

La curvatura describe que tanto se desvía una curva de una línea recta en un punto específico. La pendiente mide el grado de inclinación del terreno respecto a la horizontal. Para el análisis de la morfometría para el control estructural y, por ende, morfologías asociadas a fallas, se decidió marcar en diferentes formas, las anomalías que presentaran rasgos débiles, moderados y prominentes, con el fin de distinguir mejor las características obtenidas desde este método morfométrico.

En la **Figura 18** se muestran los resultados obtenidos del parámetro de curvatura a partir del análisis del software ArcGIS 10.4, con el nombre *curvature*. Se muestran en azul los parámetros negativos (cóncavos) y en rojo los positivos (convexos).

La continuidad y densidad de anomalías se delimitaron y fueron usadas para caracterizar estructuras tectónicas. Las anomalías lineales fueron marcadas como polilíneas mediante SIG como se muestra en la figura interpretada (**Figura 18 B**). Destacan las anomalías con dirección NW, principalmente en el sector W y SW. Los lineamientos se marcaron con base en la persistencia de las anomalías en la curvatura por más de 40 m.

3.2.2. PENDIENTE

En el mapa de pendientes resaltan las diferencias entre las alturas de un punto de la grilla con el otro calculando una pendiente entre los puntos. El mapa de pendientes se realizó utilizando grados decimales (**Figura 19**) y se clasificó en rangos de acuerdo al histograma de los valores obtenidos. Este análisis se realizó con la herramienta *slope* de ArcGIS 10.4.

Al menos un 75 % del área de estudio posee menos de 17 grados de pendiente. El detalle del pixel a 6,6 m, como se mencionó anteriormente, permite que, si son cambios de pendientes más localizados o con una forma alargada, en caso de ser escarpes, puedan observarse más claramente, en contraste si se deseara ver pendientes regionales, que se utilizaría un tamaño de pixel mucho mayor. Al aplicar el algoritmo y obtener el ráster, se marcaron las principales anomalías mediante SIG, contemplando una continuidad de al menos 50 m en un rango de pendiente similar. En rasgos generales, se presenta una mayor cantidad de lineamientos marcados en el sector sur, con gran variedad de rumbos, pero destacando el NW y el NE. Muchas anomalías en la pendiente se asocian con escarpes de fallas, los cuales se detallan en el capítulo 4. Pero muchas de estas pendientes, se pueden asociar también con escarpes de cerros intrusivos, cañones de ríos, o bordes de terrazas.

En general se presenta una predominancia del rumbo de las anomalías con tendencia hacia el NW, que podrían tener una relación directa con el fallamiento, no obstante, en la parte sur, destacan varias anomalías moderadas y prominentes que pueden estar asociadas a cambios litológicos importantes.

3.2.3. ORIENTACIÓN DE PENDIENTE.

La dirección u orientación de la pendiente muestra la dirección en la que inclina la topografía, y sirve para resaltar anomalías y destacar direcciones principales (Roberts, 2001). Se realizó con la herramienta *aspect* (orientación). Con este análisis morfométrico se plantea analizar los cambios abruptos o importantes de las direcciones preferenciales de la orientación de la pendiente de la zona.

En la **Figura 20** se observa el análisis de dirección de pendientes. Debido a que es una zona cuenca del río La Muerte; que es el colector principal; la pendiente principal bordea este río, siendo al este del río pendiente principalmente hacia el este. Al ver los cambios en las direcciones preferenciales es posible ver rasgos morfotectónicos como bermas de falla, escarpes y algunas variaciones en las direcciones de los cauces de los ríos. La mayoría de los escarpes del sector oeste se observarían con cara al este y en el sector este hacia el oeste. Así, en el lado oeste se observan diferentes cambios en la dirección de la pendiente, con anomalías orientadas hacia el este (**Figura 20**), las cuales son casi perpendiculares a la dirección general de pendiente. Estos lineamientos con direcciones N-S y NW-SE, se asocian con escarpes de falla.

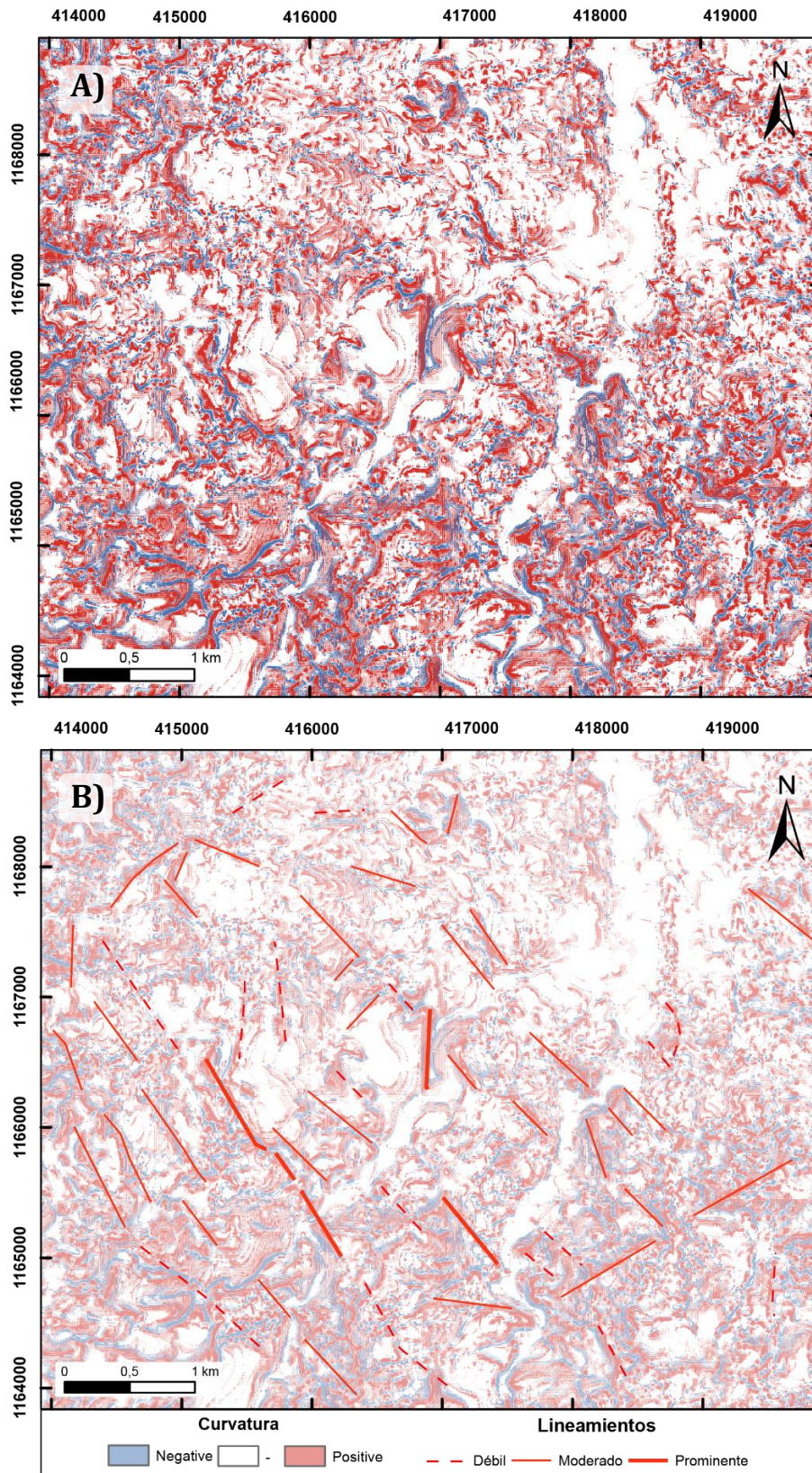


Figura 18. Mapa de Curvatura del área de estudio. A) Mapa de curvatura original. B) Mapa con delimitación de lineamientos

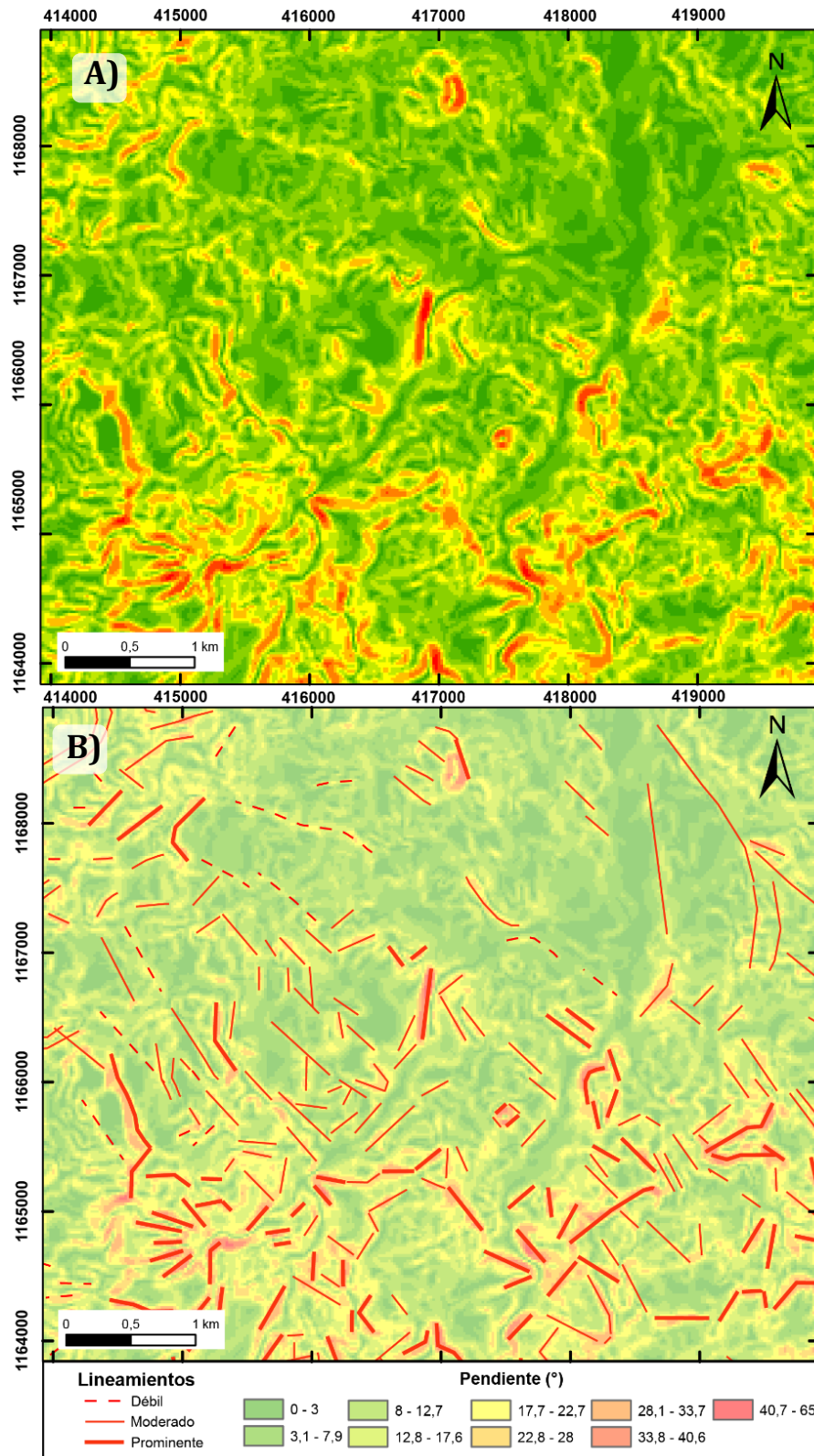


Figura 19. Mapa de Pendientes del área de estudio, el mapa superior con extracción original y el inferior con lineamientos principales marcados.

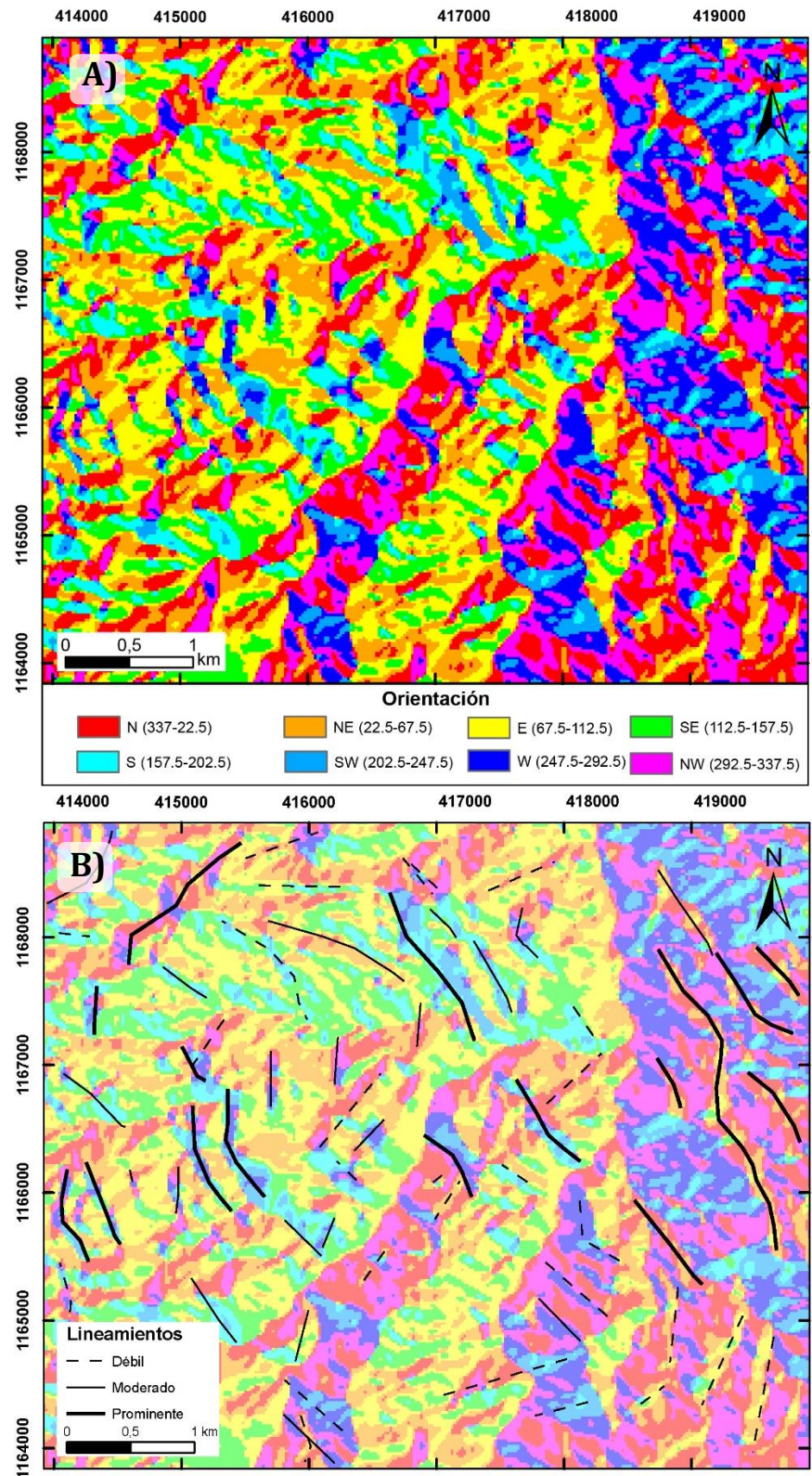


Figura 20. Mapa de orientaciones del área de estudio. A) Extracción morfométrica general, B) Morfometría interpretada con anomalías principales.

3.3. GEOMORFOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS KÁRSTICAS

3.3.1. GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA SUPERFICIAL

La mayoría del karst en la zona se encuentra cubierto por depósitos volcánicos. Esta cobertura tiene influencia en la expresión geomorfológica y la espeleogénesis de las cuevas, ya que el aporte de sedimentos volcanoclásticos produce variaciones en geomorfologías y tasas de disolución.

Para el desarrollo del karst, es necesario la presencia de agua ligeramente ácida (generalmente en presencia de ácido carbónico), rocas carbonatadas y fracturas. El karst se desarrolla en las facies carbonatadas de la Formación Venado y las manifestaciones superficiales se encuentran asociadas a dolinas, cauces de ríos o zonas con poca cobertura de materiales volcanoclásticos.

La mayoría de dolinas en el área se clasifican como dolinas de subsidencia (por la cobertura volcánica), aunque también se presentan dolinas de colapso (e.g. Boca de la Cruz en cueva Gabinarraca). Estas geomorfologías presentan un tamaño desde 2 m de radio x 1 m de profundidad hasta de gran tamaño como 50 m x 50 m y 15 m de profundidad (**Figura 21 A y B**). Debido a que las dolinas suelen presentar profundidades menores a 10 m en el área, no se ven reflejadas en las curvas de nivel cada 10 m del SNIT. Por lo tanto, para su delimitación en el mapa geológico y geomorfológico, se utilizó el levantamiento con fotogrametría de VANT y trabajo de campo, como se observa en la **Figura 21**.

Hacia el NE del pueblo de Venado, las dolinas se encuentran alineadas hacia el NW, y la mayoría de estas presentan su eje largo en esta dirección, por lo que es muy posible que tengan una representación leve de sus ejes mayores, asociadas a los esfuerzos de la zona. Las dolinas cercanas a la Falla 3 (**Figura 24 B**) llamadas Tres Afluentes, La Despapayada, Mata de Corazón, “Noventa y dos” y, “Sesenta y uno” (nombres de norte a sur coord.: 416204E/1167505N), presentan un leve alineamiento al NE.

Algunas geomorfologías kársticas poseen una asociación con geomorfologías tectónicas, como, por ejemplo, algunos sectores de cuevas, escarpes, y flujos de agua. Por tanto, estos detalles se describen en **En este capítulo se aborda** la caracterización, definición, cinemática y correlación con el modelo geológico de las fallas neotectónicas. Las fallas se caracterizaron con base en criterios estructurales, neotectónicos, morfotectónicos, estratigráficos y elementos

kársticos, extrayendo así, lo más relevante de los capítulos anteriores. Las fallas encontradas se describen de Este a Oeste y de Norte a Sur; las diversas características descritas en este capítulo se incorporan en el mapa neotectónico y geológico. El mapa neotectónico (Anexo 7) contiene puntos de referencia (PR) para ubicar más fácilmente al lector a lo largo de las descripciones de las fallas.

En la zona destacan fallas originadas por esfuerzos transtensivos. Comenzando al este del área de estudio con fallas oblicuas, dextral normales, buzantes al oeste, posteriormente en el centro del área de estudio, llega a predominar la componente de rumbo dextral y al oeste se observan rasgos importantes de estructuras transtensivas con inclinación de las fallas hacia el este.

4.1. Estructuras de la zona.

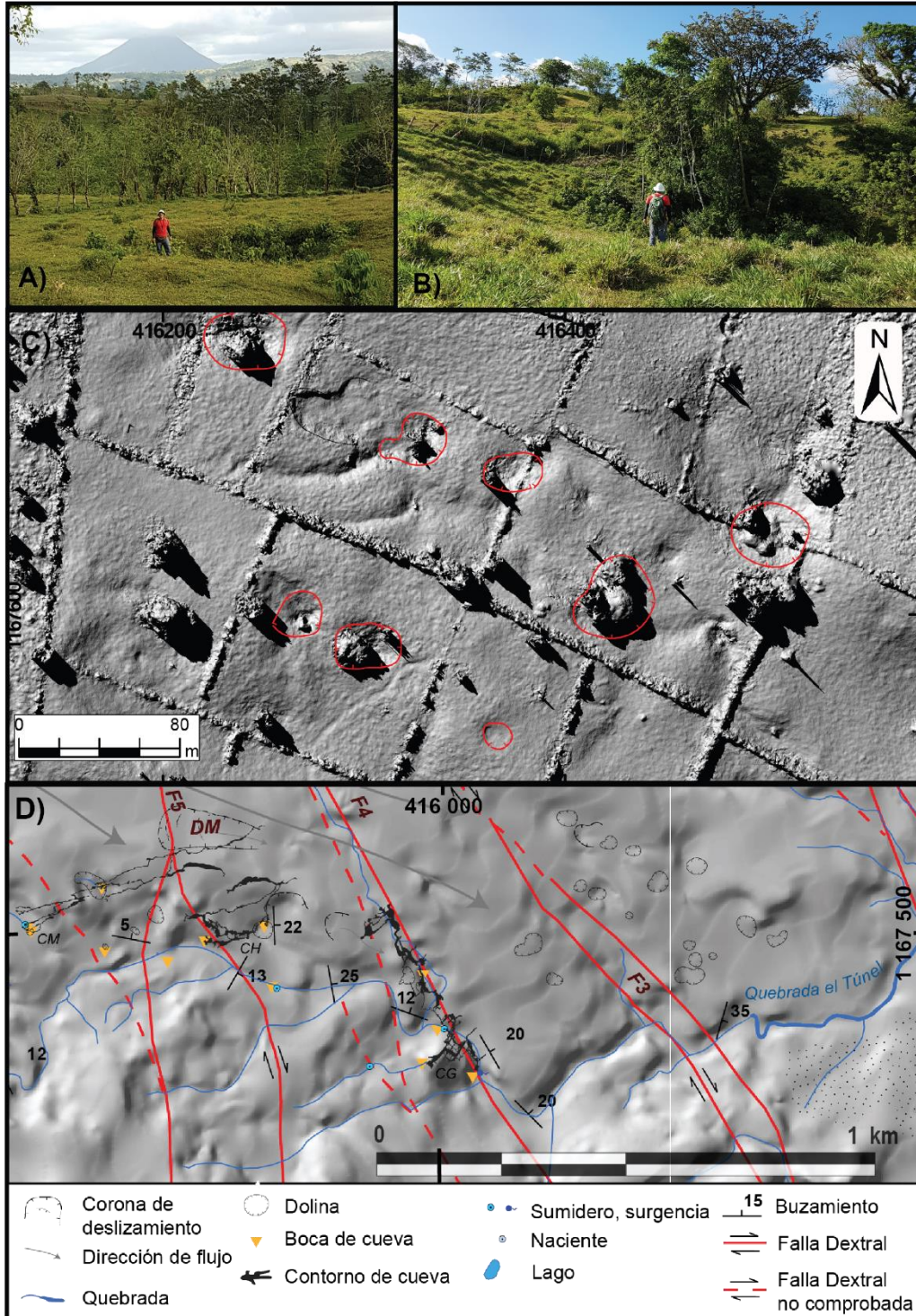


Figura 21. A) Fotografía de una dolina de subsidencia de dimensiones métricas (416215 E/1167463 N), B) Dolina boca de Catano (415797 E/1168104 E) C) Mapa con detalle fotogramétrico y algunas dolinas marcadas para el sector de quebrada El Túnel. D) Mapa de la zona kárstica región quebrada El Túnel, donde se observan los contornos de las cuevas principales y dolinas de forma regional, así como algunos buzamientos.

3.3.2. CUEVAS PRINCIPALES

En el trabajo de campo se recolectó información referente a elementos kársticos y cuevas, ubicando y caracterizando un total de 24 cuevas, las cuales fueron inspeccionadas y revisadas en este trabajo (**Tabla 1**).

Las cuevas de mayor tamaño en la zona son la cueva Gabinarraca, cueva Menonitas y cueva Higuera. Estas poseen direcciones preferenciales en dirección NNW y NE, con sistemas de ríos subterráneos en ocasiones con cambios abruptos de dirección asociados a trazas de fallas. Presentan variedad de morfologías de pasajes, los cuales van desde muy estrechos hasta salas amplias de hasta 18 m de alto y, en ocasiones se encuentran cascadas que van desde 1 m hasta 15 m. Mediante ensayos con trazadores se determinó que estas tres cuevas se encuentran hídricamente conectadas.

La cueva Gabinarraca presenta pasajes en múltiples niveles, y un desarrollo predominantemente lineal de galerías hacia el NW. Además, se reconocen abundantes depósitos de sedimentos silicoclásticos en esta cueva, los cuales se presentan en los diversos niveles. La cueva Menonitas, se desarrolla principalmente a lo largo de galerías fisurales, con un rumbo predominante hacia el NE. Esta cueva presenta una gran variedad de características y rasgos espeleogenéticos (e.g. mineralizaciones secundarias, *feaders* y pasos elevados), muestra pasajes desplazados, espeleotemas quebrados, pasillos con yeso, estrías de falla, entre otros, que pueden ser de mucha utilidad para entender el esquema tectónico de la zona. La cueva Higuera, presenta una dirección de pasajes anómalos, con distribución de galerías de gran tamaño y gran cantidad de elementos geológicos, evidencias de colmatación por sedimentos y obstrucciones de salas.

En las diferentes cuevas de Venado se observa un claro e importante aporte de sedimentos alóctonos asociados a materiales volcánicos. En ciertas zonas se observan bloques redondeados; asociados a desarrollo aluvial; impregnados en grietas en los techos, algunos cementados con matriz carbonatada de algunos cm de espesor y bloques de hasta 50 cm. En ocasiones se observan bloques métricos en grietas en el techo, o bloqueando posibles pasajes o pozos colapsados.

Tabla 1. Cuevas y características del Área de estudio.

Nombre de cueva	Longitud (m)	Datos topográficos	Datos tomados
Julo Fruncido	25		Li, B
Boca Raca	~ 40		Li, B
Oropéndola	17,6	P	Li
La Conga	15,5	P	Li, B
Vainicón	271	P	Li, B
Talud	~20		Li
Higuera	940	P, M3D	Li, B, EF
Raíces	47,6	P	Li
La curva	~20		Li
Nintendo	~20		Li
Menonitas	1684	P, M3D	Li, B, EF
Piruquillo	64,3		Li
Gabinarraca	2351	P, M3D	Li, B, EF
La Decepción	8	P	Li
Lazaro	98,5	P	Li, B
Marvin	~20		Li
Disnea	~20		Li
Garrapata	~20		Li
Lioncillo	151	P	Li
Catano	126	P	Li, B, EF
Blue Jeans	25	P	Li, B
Panzazo	+20	P	Li, B
Piruco "My Precious"	34,5	P	Li
El Brujo Cubero	+20		Li, B

B: Buzamiento, Li: Litológicos, EF: evidencia de fallas, P: plano, M3D: modelo 3D.

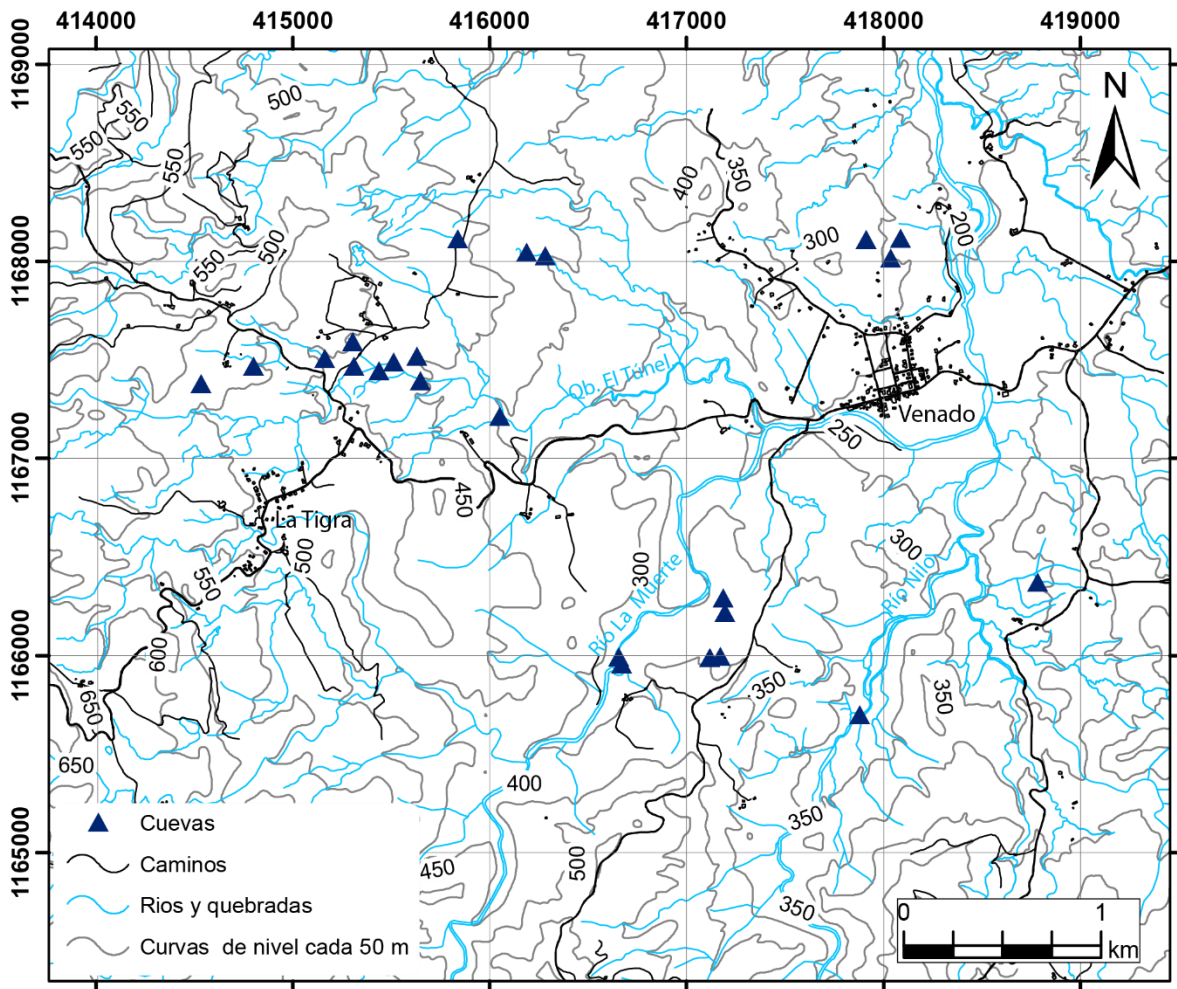


Figura 22. Área de estudio con las cuevas reportadas y verificadas de la zona.

En las cuevas se han reconocido diversos espeleotemas como: perlas de cueva de hasta 2 cm, estalactitas, estalagmitas, columnas, cortinas, pajillas, helictitas y paletas. En espeleotemas por evaporación: palomitas de maíz (*popcorn*), coral de cueva y costras de yeso. También espeleotemas de otras génesis como: dientes de perro, conos de calcita y cornisas.

En el sector de quebrada El Túnel, se encuentra el sistema de cuevas Gabinarraca, Menonitas e Higuera, que es el de mayor longitud para la zona, con casi 5 km de desarrollo. Además de estas cuevas, se han reconocido 9 cuevas más en esta zona, en la **Figura 23** se muestra la distribución espacial de las principales cuevas y algunos elementos kársticos. Se hace un énfasis especial en este sector debido a que fue la zona en donde se posee mayor cantidad de información.

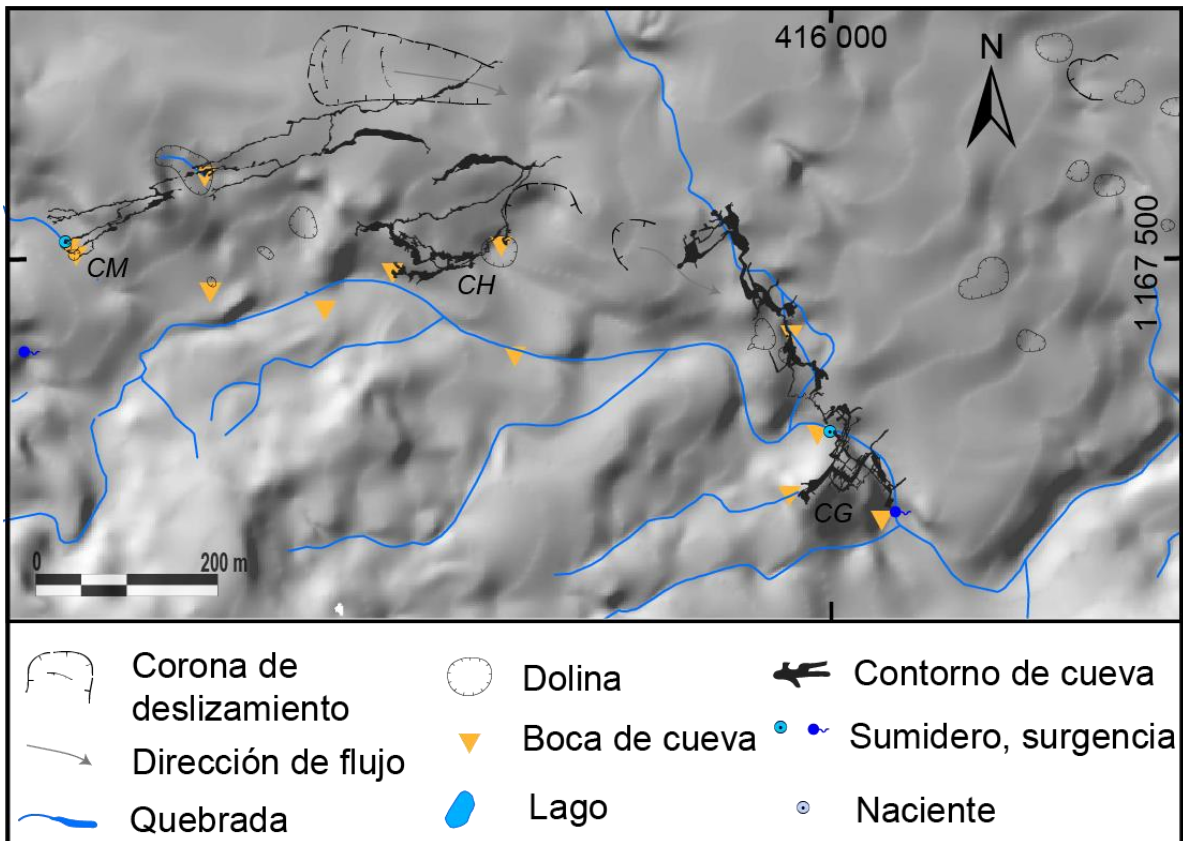


Figura 23. Distribución de las cuevas y los elementos kársticos principales del sector de quebrada El Túnel, mostrando los contornos de las cuevas Gabinarraca (CG), Higuera (CH) y Menonitas (CM).

En la Figura 23 destaca la distribución y cercanía de las cuevas Gabinarraca, La Higuera y Los Menonitas, representadas por su contorno, entre estas tres, se calculan casi 5 km de pasajes. Se muestran 9 dolinas en el mapa y 4 más no visibles debido a la escala del mapa, dos en Gabinarraca y dos en La Higuera.

3.3.3. CUEVA GABINARRACA (CAVERNAS DE VENADO)

Esta es la cueva más visitada de la zona, ya que es la única cueva turística y la primera en explorarse desde los años 60s. En ella se desarrolló el segundo plano topográfico en cavernas del país, realizado por Hugo Taylor en 1964. Posteriormente, se realizaron más versiones de planos, Ulloa y Vargas (2018) realizaron la versión más actualizada, con una extensión de 2351 m lineales de galerías y es la que se utiliza como base de este trabajo. Dicho plano fue modificado, agregando detalles geológicos y estructurales colectados durante el trabajo de campo (Anexo 4). En el plano de la cueva se detallan elementos como fracturas, indicadores

cinemáticos, mineralizaciones secundarias, control estructural de los pasajes, pasajes y nichos desplazados. Es importante resaltar, que, dada la complejidad de la cueva, hay pasajes que no fueron incluidos en el análisis estructural (principalmente pasajes superiores o muy estrechos), que a futuro podrían ser contemplados para análisis tectónicos más detallados. El desarrollo predominante de la cueva tiene un rumbo N30W, el cual corresponde con la traza de la falla 4.

Hacia el NW del sector conocido como *Los Estrechos*, las galerías presentan una dirección predominante N30°W. En la boca principal (al SE del plano) existe una prevalencia de pasajes entrelazados con diferentes niveles en su vertical. En los estrechos, las galerías son relativamente angostas y de menores dimensiones, por lo general, los pasajes son de tipo fisurales a cañones, con elongación vertical. Algunas salas (e.g. Sala 8, Sala 9 y la Sala 6) presentan mayores dimensiones que el resto de la cueva, con alturas que van desde 3 a 18 m de alto. Estas salas también presentan una dirección elongada al N30°W, y los colapsos forman parte importante de su historia espeleogenético., En dichas salas es evidente la estratificación (decimétrica a métrica) con dirección de buzamiento, al NE y con ángulos alrededor de 25°. En la Sala 9 y 8, hay sistemas de facturas con un rumbo de N30°W, posiblemente por debilidades asociadas a fracturas distensivas, que podrían estar asociadas con el colapso en las salas.

Esta cueva presenta cinco bocas conocidas. La boca principal y de mayor tamaño se trata de donde se da la salida del sistema hídrico del sistema kárstico que conecta las cuevas Menonitas, Higuera y Gabinarraca. La Boca de la Cruz es una dolina de colapso, bastante vertical. La Boca de la Culebra un pozo de 15 m, que conecta la cueva con la superficie mediante un acceso vertical. Boca del Potrero posee su entrada en un afluyente de quebrada El Túnel y posee un valle ciego en su entrada. Boca de la Cruz por su parte, posee una dolina bien desarrollada de dimensiones de 30 m x 25 m con la boca inclinada al SE desde el centro de la misma, y una profundidad de al menos 15 m. Escalera al Cielo y Boca de la Culebra son bocas que presentan caídas verticales importantes de al menos 15 m (**Figura 24.A**).

Esta cueva posee un cauce de agua principal que fluye a lo largo de la cueva durante todo el año, con variaciones significativas de caudal en verano e invierno. La entrada de agua a esta cueva ocurre en diferentes sectores, aún no es clara en superficie la recarga que viene desde Sala 8, pero mediante pruebas realizadas mediante trazadores, que aún se encuentran en análisis, se comprobó que parte del agua de Gabinarraca proviene de Menonitas e Higuera. En superficie se lograron marcar diferentes puntos de infiltración claros, pero principalmente en

las zonas más cercanas a la boca principal, donde existe una entrada más clara como en boca del potrero.



Figura 24. Fotos Cueva Gabinarraca. A) Boca de la Culebra se observa su entrada vertical con al menos 15 metros de alto y corresponde a un pasaje vertical, B) Sala 6 donde se observa gran cantidad de bloques por colapso, sedimentos en el piso y un techo en dirección al buzamiento con cupulas de erosión y fracturas, C) Vista a sala 2, se observa estratificación cruzada en la caverna, cauce principal, fracturas subverticales que dominan la dirección de la galería (Fotografías por Ferdinand Salazar).

3.3.4. CUEVA MENONITAS

Esta cueva se caracteriza por sus pasajes angostos, tipo fisurales, en la entrada y una dirección bastante rectilínea hacia el N30°E, la cual tiende a ser perpendicular a la dirección dominante de la cueva Gabinarraca. (Anexo 5). Esta cueva presenta dos bocas, la boca principal y Sofocas. Sofocas es un sumidero, donde ingresa agua de una pequeña quebrada al sistema kárstico.

La mayoría de los pasajes se desarrollan a lo largo de la dirección de buzamiento, posiblemente siguiendo las discontinuidades interestratificación. En ocasiones el rumbo de los pasajes cambia y se asocia a fracturas provocadas por debilidades estructurales descritas en el la sección **En este capítulo se aborda** la caracterización, definición, cinemática y correlación con el modelo geológico de las fallas neotectónicas. Las fallas se caracterizaron con base en criterios estructurales, neotectónicos, morfotectónicos, estratigráficos y elementos kársticos, extrayendo así, lo más relevante de los capítulos anteriores. Las fallas encontradas se describen de Este a Oeste y de Norte a Sur; las diversas características descritas en este capítulo se incorporan en el mapa neotectónico y geológico. El mapa neotectónico (Anexo 7) contiene puntos de referencia (PR) para ubicar más fácilmente al lector a lo largo de las descripciones de las fallas.

En la zona destacan fallas originadas por esfuerzos transtensivos. Comenzando al este del área de estudio con fallas oblicuas, dextral normales, buzantes al oeste, posteriormente en el centro del área de estudio, llega a predominar la componente de rumbo dextral y al oeste se observan rasgos importantes de estructuras transtensivas con inclinación de las fallas hacia el este.

4.1. Estructuras de la zona, y muchas veces coincide con las direcciones preferenciales de la falla, así como fracturas o fallas asociadas de características sintéticas o antitéticas. Desde el punto de vista espeleogenético, la mayoría de pasajes se encuentran asociados a disolución a lo largo de fisuras o planos de estratificación. La *Sala del Tanny* es la galería de mayores dimensiones de la cueva, la cual se encuentra limitada por una falla y presenta evidencias de colapso.

La dirección de buzamiento en esta caverna es preferencialmente al NE con ángulos entre 10° y 35°. En la sección final de la cueva, se da un cambio litológico asociado a una transición de caliza o arenisca carbonatada a una arenisca fosilífera, similar al contacto inferior mostrando en el río La Muerte en el puente del poblado de Venado (417632E/11647161N), y este pasaje es continuo hasta volverse angosto y bloquear su salida en un paso estrecho con muchos sedimentos.

En el sector del paso del Tanny, esta caverna presenta un cambio abrupto en la dirección de agua en un ángulo de alrededor de 45° por más de 50 m, en donde además se encuentran

variedades de minerales asociados con yeso y evidencias de estructuras cinemáticas asociadas (Figura 25 A y B).



Figura 25. Fotografías cueva Menonitas. A) Geoda de Yeso en “pasaje de los yesos”. B) Falla en cueva con desplazamiento y estrías de rumbo, también se observan espeleotemas fracturados asociados a esta actividad. C) Chimenea El Derrumbe (Fotografía por Ferdinand Salazar).

3.3.5. CUEVA HIGUERA

Esta cueva, fue explorada algunos cientos de metros en 1969, posteriormente en 1998 y 2004 fue explorada por no más de 50 m debido a colmatación de sedimentos. Durante el desarrollo de este trabajo se logró cartografiar 953 m de cueva y así extraer datos importantes junto con el levantamiento topográfico (ver anexo 6: Plano cueva Higuera).

La Higuera presenta una gran cantidad de sedimentos finos en sus paredes asociado a posibles eventos de inundación que aportaron muchos sedimentos, lo cual influye en la

espeleogénesis de la cueva con un aumento en la acides del agua (por la materia orgánica contenida en sedimentos) y procesos de paragénesis.

Esta caverna presenta pases angostos controlados por fracturas (**Figura 26 C**) y a su vez salas de grandes dimensiones (>30 m) (**Figura 26 B**). Su forma general es un lazo, con direcciones variadas de pasajes, pero destaca un rumbo de N60°E como dirección principal. Ciertos pasajes se desarrollan a lo largo de los planos de estratificación (**Figura 26 A**). Los buzamientos en la cueva son predominantemente hacia el NE, a excepción de zonas afectadas por fallamientos y/o plegamientos, donde se observan cambios abruptos en la dirección de buzamiento.

Varios pasajes, se ven afectados principalmente fracturas y colapsos asociados a fallas con rumbos predominantemente al NNW. En esta cueva fue difícil encontrar evidencias cinemáticas por la disolución, los colapsos y la gran cantidad de barro de la zona. En la Sala Nevada, se observan cambios leves de buzamientos y donde se observa el eje de un pliegue anticlinal, el cual se asocia a las trazas de fallas cartografiadas en la cueva. Producto de la complejidad estructural de este sector hay evidencias de colapsos y fracturas.

Esta caverna se destaca por poseer tres diferentes flujos de agua que confluyen en la Sala *Venaditos* terminando en pasaje *La Cloaca*, con lo que parece ser un sifón. Siendo la quebrada El Túnel la fuente principal de entrada al sistema.



Figura 26. Fotografías cueva La Higuera: A) Techo de sala en dirección de buzamiento y entre las fracturas crecimiento de espeleotemas. B) Sala Hola Salvaje, donde se observa el gran tamaño de la sala, la estratificación y en la parte basal zona de colapso. C) Pasajes de disolución a lo largo de una fractura subvertical. (Fotografías Victor Carvajal).

CAPÍTULO 4: NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

En este capítulo se aborda la caracterización, definición, cinemática y correlación con el modelo geológico de las fallas neotectónicas. Las fallas se caracterizaron con base en criterios estructurales, neotectónicos, morfotectónicos, estratigráficos y elementos kársticos, extrayendo así, lo más relevante de los capítulos anteriores. Las fallas encontradas se describen de Este a Oeste y de Norte a Sur; las diversas características descritas en este capítulo se incorporan en el mapa neotectónico y geológico. El mapa neotectónico (Anexo 7) contiene puntos de referencia (PR) para ubicar más fácilmente al lector a lo largo de las descripciones de las fallas.

En la zona destacan fallas originadas por esfuerzos transtensivos. Comenzando al este del área de estudio con fallas oblicuas, dextral normales, buzantes al oeste, posteriormente en el centro del área de estudio, llega a predominar la componente de rumbo dextral y al oeste se observan rasgos importantes de estructuras transtensivas con inclinación de las fallas hacia el este.

4.1. ESTRUCTURAS DE LA ZONA

4.1.1. FALLA 0: FALLA LAS PENDIENTES

Esta falla incluye varios ramales y se encuentra en la parte este del área de estudio. Se determinó por interpretación de fotografías aérea y MED, morfologías y detalles de campo. Presenta un componente predominante dextral con una componente normal y una inclinación de falla al oeste. Posee una dirección entre 120° a 140° y posee varias bifurcaciones con un ancho que ronda los 50 m (Anexo 7: Mapa neotectónico).

En aspectos morfotectónicos, esta falla presenta escarpes de falla asociados con la componente gravitacional de la misma. A su vez, a lo largo de su traza se pueden observar sillares de falla, valles lineales, drenajes desplazados y zonas de aplanamiento. Destaca un posible desvío derecho del cauce del río La Muerte, en el sector anastomosado (418424 E / 1168156N) (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Se caracteriza por tener varias trazas sub-paralelas, secundarias, pero por la similitud en sus características morfotectónicas se describen como una sola falla.

Geológicamente, se aprecia que corta intrusivos, en su mayoría, cubiertos por lahares y piroclastos, pero que mantienen morfologías positivas prominentes y escarpes asociados. Debido al difícil acceso a las zonas donde se ubican estas trazas, no se tomaron datos cinemáticos de campo.

4.1.2. FALLA 1: FALLA LA MUERTE

Esta falla se caracteriza como una falla dextral con movimiento normal y una dirección preferencial de 320°. Esta falla presenta escarpes, desplazamientos de ríos, aluviones desplazados, rotaciones de intrusiones, depósitos cuaternarios represados, y valles lineales. Morfotectónicamente, al norte la falla presenta los desvíos de las quebradas Catanurio y Catanurian (no visibles en el mapa neotectónico).

En el trazo de la falla 1 se observa que desplaza el Cerro La Mina alrededor de 70 m, posteriormente la divisoria de aguas es paralela a la misma. La razón de su falta de expresión prominente se debe a la predominancia del movimiento dextral y la cobertura de materiales cuaternarios volcánicos (Anexo 7: Mapa neotectónico).

En el pueblo de Venado, la traza de falla no es tan clara, posiblemente por el efecto antrópico, pero se observa muy bien su trazo cerca del río La Muerte, en el cual se presentan cambios en la estratigrafía a ambos lados de la falla, mediante cambios de buzamiento abrupto, y un contacto por falla entre calizas y areniscas. El componente dextral se evidencia mejor en el desvío derecho de más de 200 m asociado a la cuenca del río La Muerte y posiblemente también a un desvío de las terrazas antiguas y recientes (**Figura 27**).

Hacia el sureste del poblado de Venado (PR 1.1, Anexo 7: Mapa neotectónico) continúan las dos trazas que producen una adaptación del río Nilo; la traza al este produjo una obstrucción del río al levantar y desplazar el intrusivo, provocando un drenaje adaptado, esta adaptación provoca un cambio de casi 180° en el rumbo del río. En este sector se ven rocas intrusivas en contacto con las areniscas de la formación Venado, aguas arriba de la traza, el río erosiona un saliente de un cuerpo hipoabisal que posiblemente fue desplazado (ver Anexo 3: Mapa geológico y **Figura 28 A y B**).

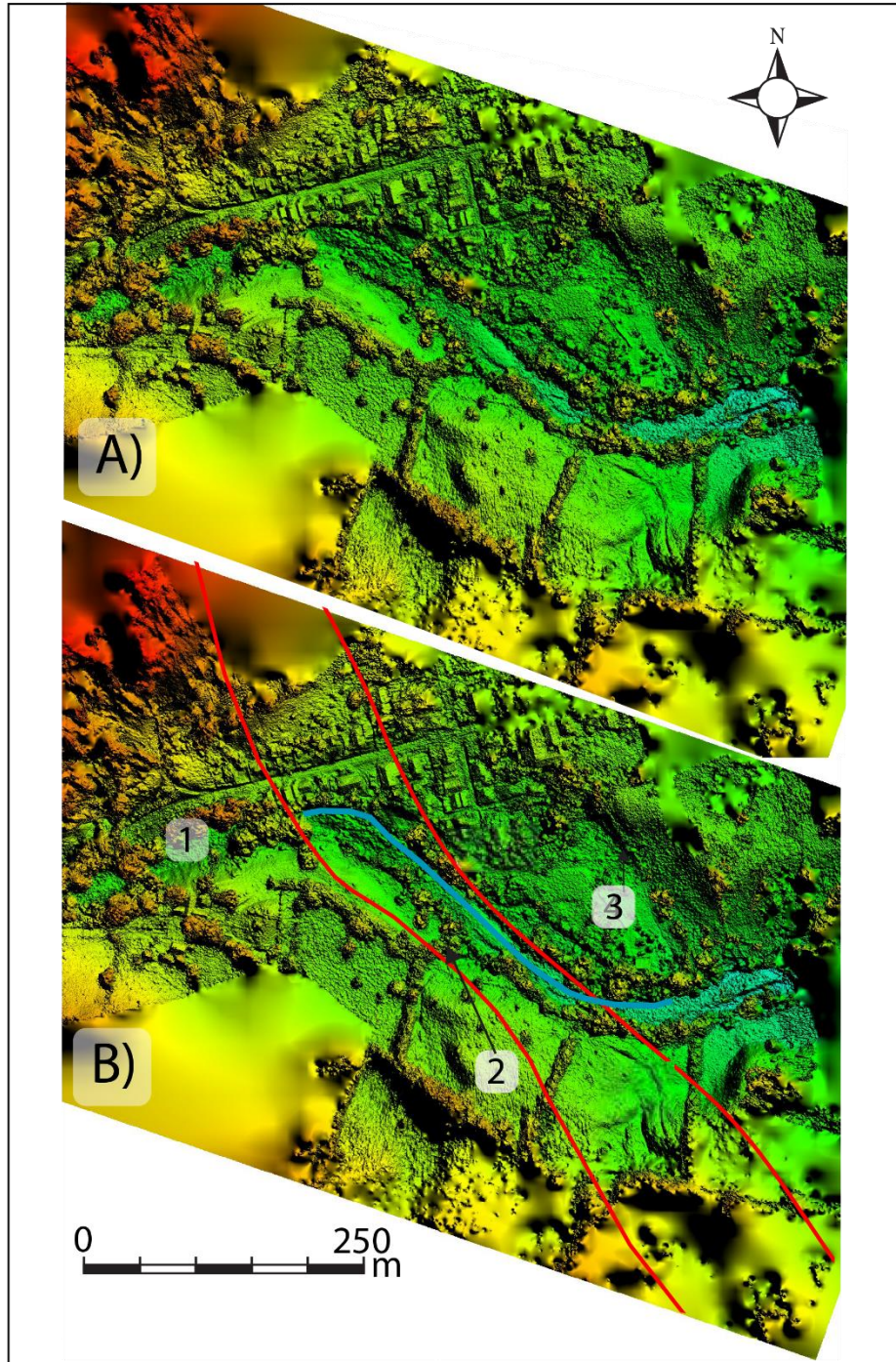


Figura 27. Modelo de elevación a partir de fotogrametría de VANT del desvío derecho del río La Muerte al oeste del poblado de Venado. A) original. B) con interpretación. 1) Cambio de ancho del cauce, 2) terraza y *riser*, 3) posible escarpe. También se observa el cambio de dirección del cauce del río La Muerte, por acción de las fallas y sus depósitos cuaternarios desplazados.

Al este de mismo punto 1.1, se encuentra un cuerpo intrusivo importante de al menos 50 m de alto. En este punto se encuentra la zona de contacto entre la roca caja (areniscas y lutita de la formación Venado) y el intrusivo. En este sector se muestran diques alineados con direcciones paralelas a la falla de entre 10 y 70 cm de espesor, también presenta xenolitos y peperitas (**Figura 28 B**). Aguas arriba de este punto, debido al desvío provocada por la falla, se observan 3 niveles de terrazas, con importantes espesores de depósitos aluviales (~5m) .

En la terraza del río Nilo se identificaron fracturas casi verticales $\sim 85^\circ$ cortando los depósitos aluviales gruesos en dos sitios cercanos a la traza principal (418346 E /1166816 N). Al sureste del río Nilo, la falla 1 se une con la falla 2 (PR: 1.2; 418720 E/ 1165899 N). Geológicamente, en esta zona se observan rocas intrusivas, alteradas hidrotermalmente, con presencia de minerales secundarios (sílice) rellenando vetas y microfracturas. En ocasiones también con presencia de cemento carbonatado.

Neotectónicamente, se sugieren movimientos recientes asociados con los desvíos de los cauces principales, principalmente de los ríos La Muerte y Nilo. En las terrazas del río La Muerte, al suroeste de Venado, son evidentes las terrazas de gran extensión que podrían tener evidencias de movimientos recientes. En la **Figura 27** se observa un detalle de elevación con precisión métrica, que permite definir detalles de las terrazas. En la parte B de la figura se sobreponen las trazas propuestas para las fallas y las evidencias observadas a esa escala.

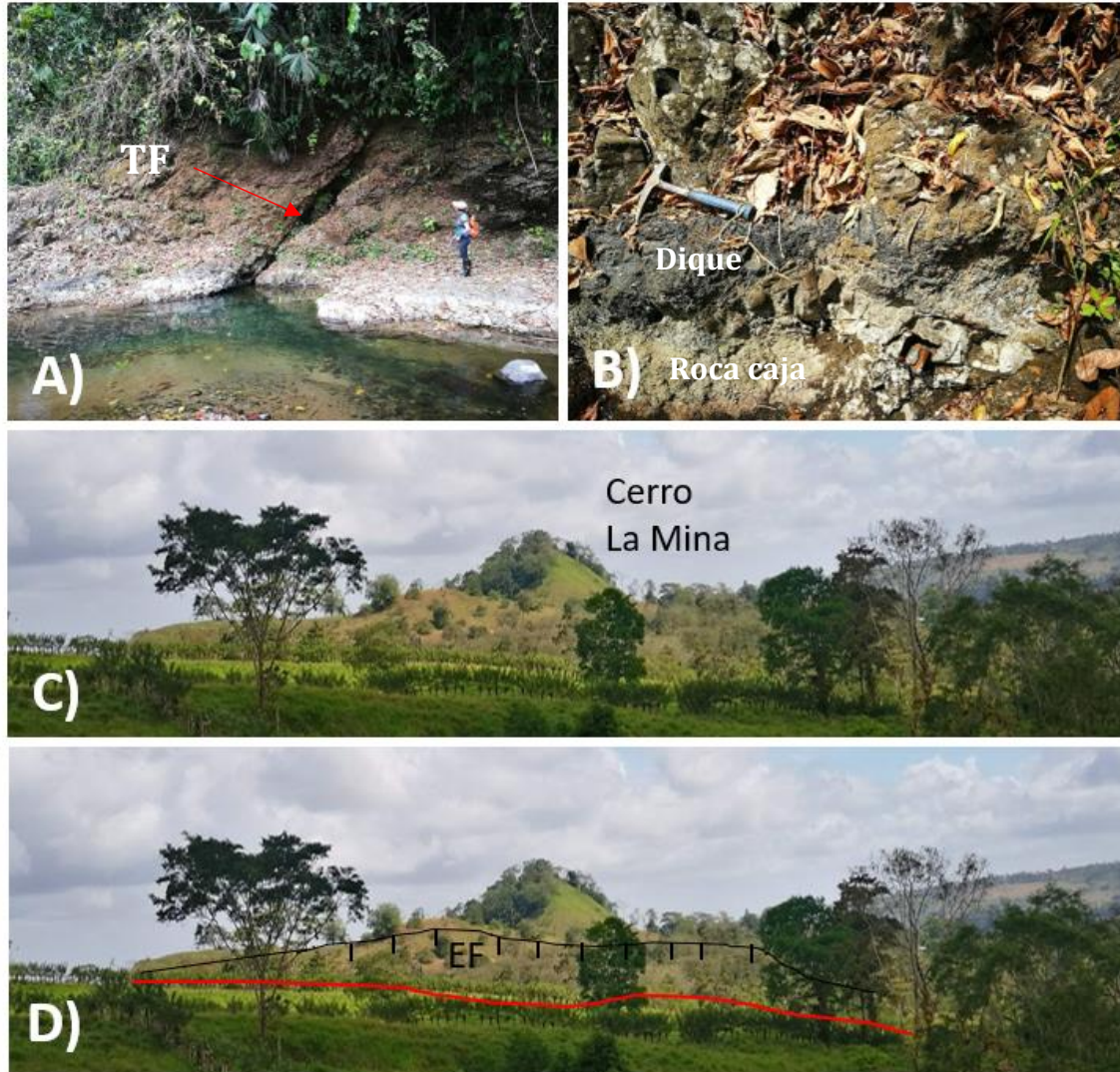


Figura 28. Elementos morfotectónicos y geológicos de las fallas 1 y 2. A) Traza de falla (TF) F1 en intrusivo en río Nilo (418471 E/ 1166646 N). B) detalle del sitio A, con presencia de intrusiones y la roca caja (areniscas), además de diques con rumbo 140°, C) Fotografía del Cerro la Mina (416940E/ 1168325N) y el escarpe de falla (EF) asociado con F2, D) Figura C interpretada.

4.1.3. FALLA 2: FALLA LA MINA

Esta falla presenta una fuerte componente de rumbo dextral. Posee evidencias morfotectónicas como desplazamientos de ríos, valles lineales, escarpes de falla, confluencias de drenajes, aluviales represados, entre otras. Al norte se observa que parte de la misma falla principal que la Falla 1 (Anexo 7: Mapa neotectónico).

La falla La Mina presenta una evidencia importante en cuanto a la geología y su geomorfología. Esta falla corta a través de la intrusión La Mina hacia el sur, dejando un escarpe de moderado a prominente, casi continuo, con una extensión de casi 1,3 km, en el que se observa un contacto por falla representado por arenisca al oeste y doleritas al este (PR 2.1, Anexo 7: Mapa neotectónico)). Continuando por el camino hacia el oeste desde Venado, pasando por el puente de quebrada El Túnel (PR. 2.2) (417330E/ 1167338 N, **Figura 30 A y B**) se evidencia un escarpe con vista al oeste, de al menos 20 m de alto de doleritas asociada a la intrusión del cerro La Mina. En el río, se observa un contacto por falla entre arenisca y este intrusivo, cerca de esta zona se pueden encontrar variaciones en el rumbo de buzamiento de hasta 40 ° y ángulos de buzamiento que van desde 10 a 40°.

La **Figura 29** muestra las trazas de falla sobre el modelo fotogramétrico a detalle. La misma evidencia de buena manera los escarpes asociados a las trazas de esta falla. Se evidencian desplazamientos de drenaje con movimiento dextral, así como valles lineales. Los escarpes marcados y prominentes al este de la traza de la falla se relacionan con rocas intrusivas. Las caras de los escarpes tienden al oeste y en su mayoría son caracterizados como rectangulares.

En el punto 2.3, al lado oeste de la falla cerca de quebrada El Túnel, se observa que esta quebrada y varios afluentes al mismo, cambian su patrón de drenaje y se redirigen al SSE, paralelo a la traza de falla, siendo drenajes alineados. Las areniscas y lutitas de la quebrada El Túnel, al oeste de la traza, no presentan una clara evidencia cinemática, solo un alto grado de fracturamiento y dadas sus características reológicas no fue posible la obtención de datos estructurales. Al llegar al río La Muerte se observa un cambio litológico importante entre calizas y areniscas, asociado a un contacto por falla con presencia también de cambios abruptos en los buzamientos. Entre las calizas, se definen fracturas paralelas a la traza de falla principal y en algunos casos se observan intrusiones de andesitas basálticas de entre 3 a 50 cm de espesor, con rumbos de entre 350°-10° (**Figura 30**).

Hacia el “Camino en Medio”, (PR 2.4) existe una quebrada desplazada que continua por la traza, esta represa y produce un drenaje represado evidenciado en un lago de al menos 100 m de largo, que drena hacia el río La Muerte. Donde la falla corta el río Nilo (PR 2.5), se evidencia una zona de intrusiones al este de la falla, esta vez con pequeños escarpes de hasta 15 m de alto. Su componente dextral desplaza los cuerpos hipoabisales en el costado norte del río Nilo,

generando el desplazamiento del drenaje y el encañonamiento del cauce aguas debajo de la falla (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Esta falla confluye al sureste con la falla 1 en una zona de intrusiones con gran alteración hidrotermal evidenciada en afloramientos de andesitas basálticas, con mucho cuarzo y reemplazamientos secundarios.

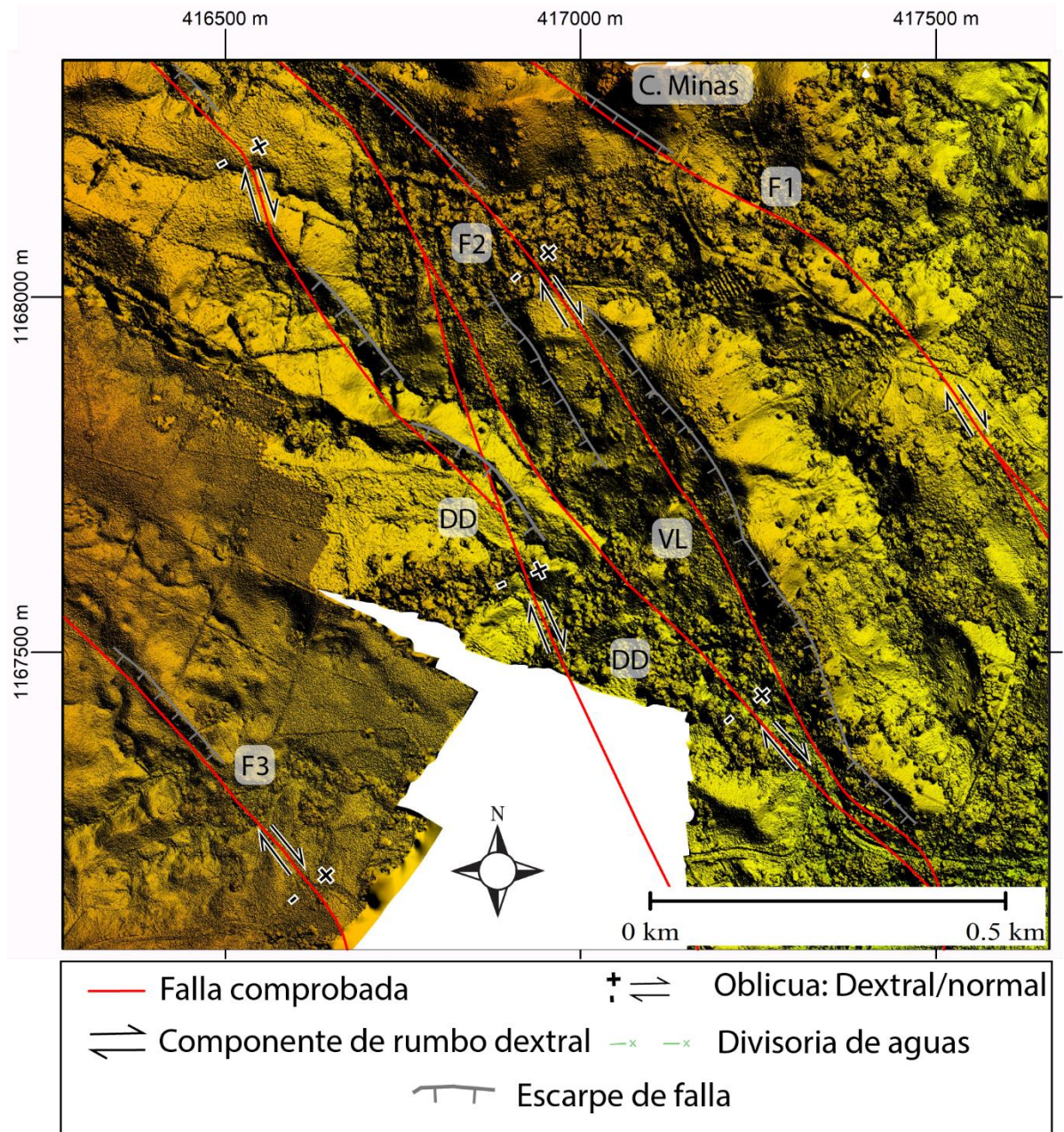


Figura 29. Trazas de falla sobre modelo fotogramétrico mostrando elementos morfotectónicos importantes. VL: Valle Lineal, DD: Drenaje Desplazado.



Figura 30. A) Escarpe de falla (EF) de la Falla 2 en 417330E/ 1167338 N. Fotografía de VANT, B) Vista hacia el escarpe de falla (EF) con al menos 20 m de altura. C) Intrusivo en roca caliza, paralelo a plano de falla y estrías de falla. Afloramiento en río La Muerte (417545E/1167178N). D: Dique de dolerita atravesando las calizas.

4.1.4. FALLA 3: FALLA SANTA LUCÍA

La Falla Santa Lucía tiene poca expresión morfortectónica en su sector norte, no obstante, se evidencian cambios geológicos importantes. Posee una componente dextral y una leve componente normal.

Al norte de la zona de estudio, se observa la afectación de la falla 3 en la cueva Catano (PR 3.1; 415815E /1168132 N), y en morfologías cercanas. Aparte de observaciones del karst se evidencia una quebrada desplazada. Específicamente en la cueva Catano, se evidencia en su topografía un cambio vertical representado por una caída o pozo de 45 m, las fracturas de la cueva paralelas a esta traza y mineralizaciones secundarias en este punto, permiten asociar este desplazamiento vertical y mayor disolución en el punto a la traza de la falla (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Debido a la reciente una remoción, en la zona norte, no se evidencian escarpes claros, si no es hasta las cercanías con la quebrada El Túnel (416371 E/1167408 N), donde destacan escarpes moderadamente prominentes, principalmente en caliza. Cerca de la quebrada El Túnel, cerca del punto de referencia 3.2 se observan escarpes de entre 5 y 15 m, en roca caliza cubierta con una capa delgada de piroclastos, este desplazamiento provoca un desplazamiento en la quebrada El Túnel y afluentes (**Figura 31 C y D**).

Al sur de la calle hacia Venado, en el punto 3.3, se observa un cambio geológico importante (416646 E/ 1167083 N), inicialmente hay un drenaje desplazado por al menos 50 m, directamente en el cambio de rumbo, se observa un escarpe menor (3 m) de roca intrusiva basalto-andesítica, con indicadores cinemáticos oblicuos (dextrales-normales), en el otro lado del escarpe, afloran areniscas de la formación Venado, mostrando un contacto por falla. En este mismo sector hacia el sur, continua un escarpe con vista al oeste sobre la misma traza de la falla de alrededor 20 m, en las bases del cerro intrusivo (Anexo 3: Mapa Geológico y Anexo 7: Mapa neotectónico).

Donde la Falla 3 corta el río La Muerte (PR 3.4, Anexo 7: Mapa neotectónico), se encuentra un importante escarpe de 350 m de largo (417067 E/1166472 N) y de gran altura en roca caliza (alrededor de 50 m) (**Figura 31 B**). Este escarpe no posee una génesis solamente tectónica, en esta zona el río se observa desplazado, que posiblemente fue obstaculizado y debido a su cambio de rumbo casi 90°, la erosión en este punto fue mayor. En la caliza se observan entradas de cuevas no exploradas completamente, que poseen una entrada vertical y con zonas de colapsos, indicando el alto control estructural y colapsos producto de estas fallas.

En la unión de la falla 3 con la falla 4 (PR 3.4, Anexo 7: Mapa neotectónico), se observa un leve desvío de un drenaje secundario al norte del Cerro Pirámide (417499 E/1165758 N), la falla corta el costado este del cerro intrusivo provocando un contacto por falla entre la formación Venado y un cerro intrusivo andesítico basáltico (Anexo 3: Mapa geológico). Al cruzar el río Nilo, se evidencian terrazas del lado sureste de la falla, sugiriendo una posible relación con la tectónica de la zona, estas terrazas de depósitos aluviales podrían tener deformaciones por acción reciente de las fallas, permitiendo entender mejor si el represamiento aguas arriba tiene un origen tectónico o se relaciona con la litología.

En el punto 3.6 se encontraron variaciones importantes en la litología (48688 E/1165248 N). En escasos 100 m aflora una secuencia de la formación Venado con carbón, areniscas, lutitas

y areniscas pumíceas, continuando con tobas pumíceas litificadas terminando con intrusivos de composición andesítico-basálticas. Debido a la poca zona de afloramiento (solo en el cauce), no se pudo detallar las transiciones entre los mismos. No obstante, este cambio tan repentino litológico más el análisis morfotectónicos indicando valle alineado, garganta de falla y superficies de aplanamiento, evidencian la continuidad de la traza de falla en este punto.

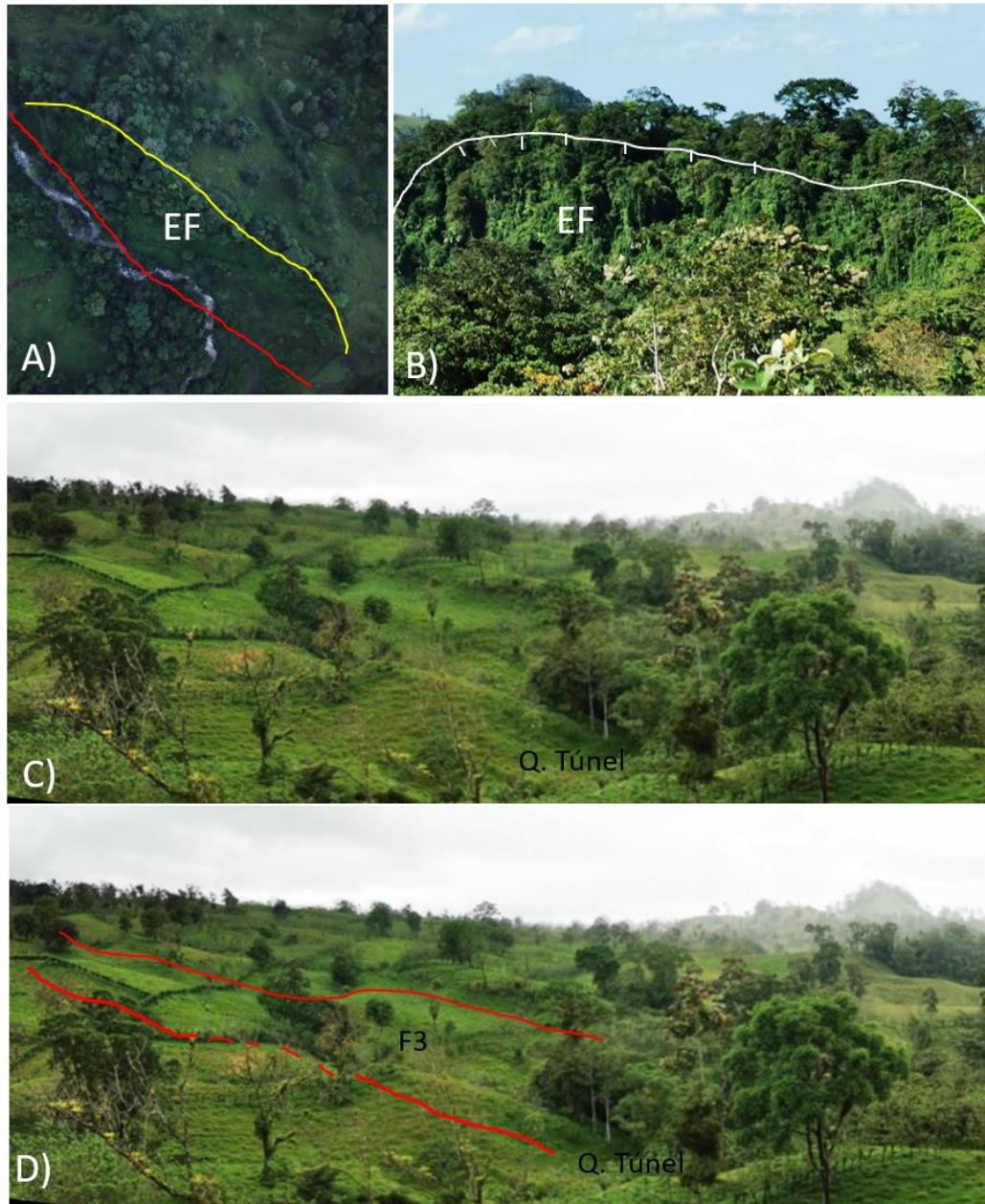


Figura 31. A y B: fotografías de escarpe de falla (EF) en roca Caliza asociados con la falla F3, al cruzar el río La Muerte (417067E/1166472N) en toma aérea y terrestre específicamente. C y D) Escarpes de falla al cruzar la quebrada El Túnel (416437E/116735N).

4.1.5. FALLA 4: FALLA LA CUEVA

Esta falla coincide con el azimut principal de la “Caverna de Venado” o “Caverna Gabinarraca”. Tanto la falla como la dirección preferencial de la cueva es de 330° de rumbo. Esta falla presenta desplazamientos de cauces, alineamientos de ríos y elementos asociados al karst como dolinas, cuevas y depresiones, que podrían tener asociación con el fallamiento (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Al norte se bifurca de la falla 3, esta zona presenta pantanos, con diferentes terrazas y drenajes obstaculizados (415545E/1168228 N). Al sureste del sitio anterior, se observa un drenaje alineado que proviene de una laguna ubicada al oeste. Toda esta zona se encuentra en una antigua zona de deslizamiento, que, a su vez, presenta un deslizamiento pequeño activo entre esta traza y la falla 5, denominado Deslizamiento Menonitas (415466E/1167714N).

Al norte al bifurcarse de la falla 3, se presenta una zona pantanosa, con diferentes terrazas y drenajes obstaculizados (415545E/1168228 N). Al sureste del sitio anterior, se observa un drenaje alineado que proviene de una laguna ubicada al oeste. Toda esta zona se encuentra en una antigua zona de deslizamiento, que, a su vez, presenta un deslizamiento pequeño activo entre esta traza y la falla 5, denominado 1menonitas (415466E/1167714N) (Anexo 7: Mapa neotectónico). En la parte superior izquierda de la **Figura 32** se observa que con el detalle de la fotogrametría se pueden ver desplazamientos derechos en los bordes del deslizamiento 2 (Mapa geomorfológico **Figura 15**) por acción de las fallas 4 y 5. Estos desplazamientos muestra el cambio de la divisoria hasta en 150 m, mostrando un aspecto escalonado producto de estas fallas de rumbo.

Los depósitos del deslizamiento Menonitas topan con la falla 4 y provocan zonas pantanosas que prosiguen al sur sobre la traza y en dirección de la cueva Gabinarraca (**Figura 32 A y B**). Cabe resaltar que hídricamente, a lo largo de la zona de falla, hay un río subterráneo y uno superficial, que poseen direcciones de flujo asociadas con esta traza. Sobre la caverna Gabinarraca se observan importantes cambios geológicos, como discontinuidades de afloramientos, basculamientos en aluviones y obstrucciones de drenajes (Anexo 7).

En la mayor parte de la quebrada sobre la traza de falla, que sobrepasa la cueva, se observa caliza en el piso del río, con gran cantidad de fracturamiento y en ocasiones disoluciones

asociadas, surgencias, dolinas, sumideros y entradas de la misma caverna (**Figura 33**). También se encontró basculamiento de depósitos cuaternarios de al menos 25° buzantes al SE.

La cueva Gabinarraca se caracteriza por poseer una dirección principal paralela a la traza de falla 4. A lo largo de esta cueva se observan evidencias asociadas a la falla como fracturas, mineralizaciones secundarias, desplazamientos de salas, nichos aluviales y espeleotemas, como se observa la Sala 2 (**Figura 34 y 38**). Al evidenciar que el agua entrante por la cueva Menonitas presenta una salida por la boca principal de la cueva Gabinarraca, se considera que el cambio de dirección general en el cauce subterráneo podría ser considerado un drenaje alineado.

En Sala 2 (**Figura 34**), se observa un desnivel desde la entrada de agua al oeste, por la dolina de Boca del Potrero. Debajo de esta entrada, se crea la sala señalada como El Altar con un desnivel de al menos 8 m. A escasos 10 m al este, se observa una catarata dentro de la cueva con una caída de 10 m, y siguiendo hacia la sala dos, se encuentran una zona con un desnivel importante. Al llegar a la Sala 2 y una entrada con escalera hacia la sala de la “Papaya”, se ve desplazado el río subterráneo en ángulo recto, por más de 25 m. En este punto se observan mineralizaciones secundarias de yeso en la zona de falla; las mismas no son tan extensas o de gran tamaño, debido a la alta tasa de inundación y deterioro por acción antrópica.

En la **Figura 34 B**, se observa un costado de la sala 2 levantado con alta precisión mediante LIDAR, el cual presenta evidencias cinemáticas en la pared de caliza. Identificados con números 1: hace referencia a estrías casi continuos, 2: escalonamientos *riedels* y con criterios P en algunos casos detallado in situ. 3: Fracturas en forma de luna asociadas con *riedels*. Al analizar estos detalles se comprueba un movimiento relativo de la falla oblicua con componente de rumbo dextral y normal. En este mismo sector, visible en la parte C de la **Figura 38**, se observa un desplazamiento normal y rumbo, de un antiguo nicho aluvial, con al menos 2 m de desplazamiento. En el techo de este pasaje se observa un escalonamiento debido a la falla, y un cambio de buzamiento encontrado en la caliza en ambos lados de la falla. La zona de falla en este punto tiene un espesor variable de entre 1 m a 2,5 m.

La Sala 8 presenta una altura de hasta 18 m, y dimensiones de 30 m x 22 m (**Figura 35**). En el levantamiento topográfico se describieron fallas observadas, con rumbos NNW, que limitan las paredes de la sala, y fallas secundarias con rumbos NE, que cortan entre la sala y su parte sur (**Figura 35 A**). El techo de esta falla posee una génesis de colapso, por tanto, el techo mantiene la inclinación del buzamiento del estrato superior, el cual presenta variaciones entre

ambos sectores de la falla de hasta 25° de rumbo y 15 ° en su ángulo de buzamiento, pero con una dirección preferencial al NE (**Figura 35 B**).

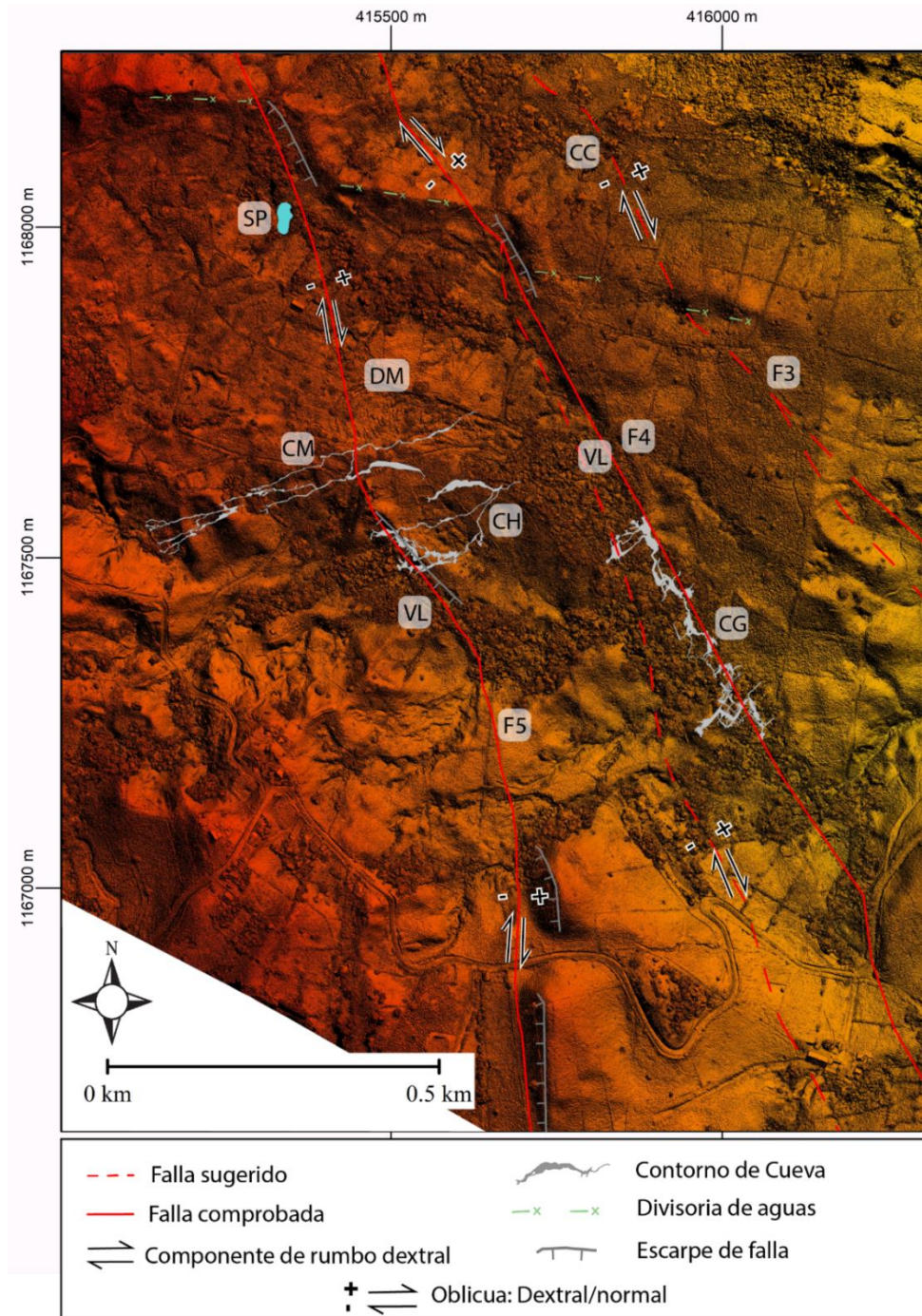


Figura 32. Fotogrametría de VANT con las trazas de falla sugeridas que muestran diversos elementos morfotectónicos que sugieren desplazamientos dextral y normal en las fallas 3, 4 y 5. VL: Valle Lineal, CH: Cueva Higuera, CM: Cueva Menonitas, CG Cueva Gabinarraca, DM: Deslizamiento Menonitas, SP: *Sag pong*/ Lago de falla.

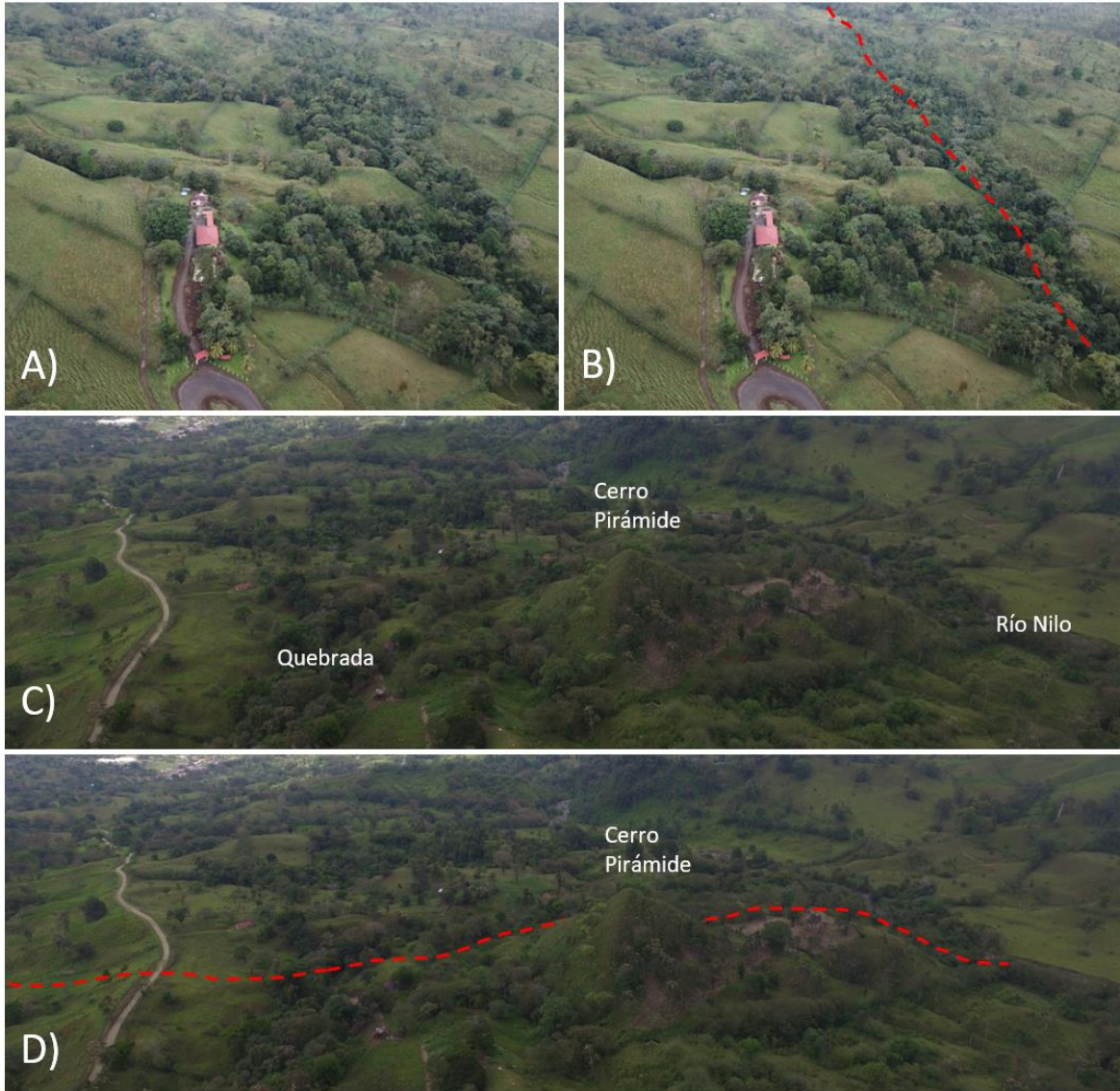


Figura 33. Traza de falla 4 (línea roja a trazos). A y B, fotografía de VANT, mostrando el río alineado sobre la cueva Gabinarraca o de “Venado”, coincidente con la traza de la falla 4. C y D. Fotografía de VANT, viendo el Cerro pirámide (417488E/1165737N) y río Nilo de fondo, donde se observan las terrazas de la misma.

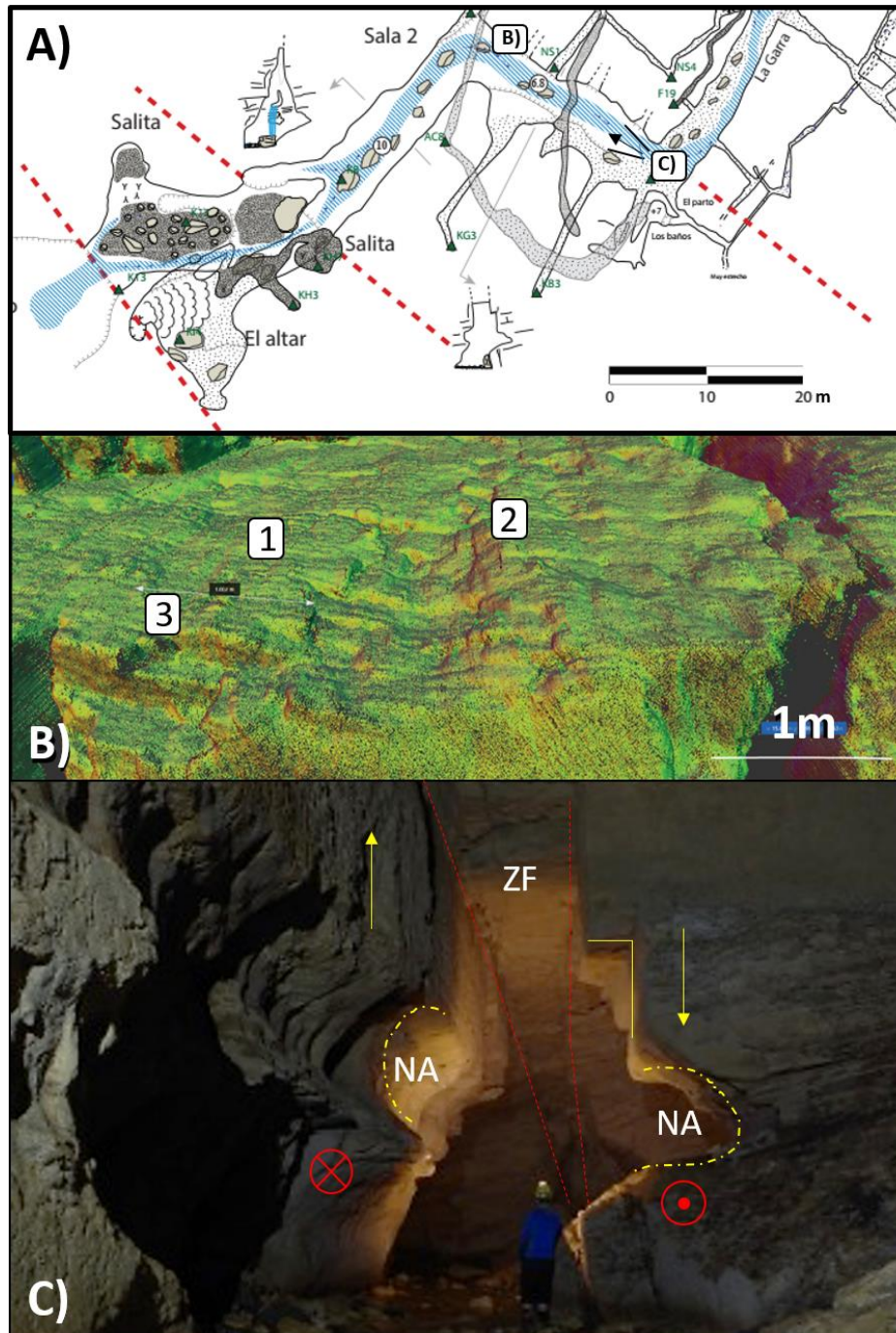


Figura 34. Detalles de la cueva Gabinarraca. A) Detalle de plano topográfico mostrando desvíos derechos en la sala 2. Además, se ubican las figuras B y C. B) Morfología mediante LIDAR, donde se observan indicadores cinemáticos oblicuos (dextral-normal) en pared N. C) Fotografía viendo al NW en donde se observa la zona de falla (ZF), que desplaza normalmente un nicho aluvial (NA) y también se nota un movimiento dextral al desplazar el cauce del río subterráneo.

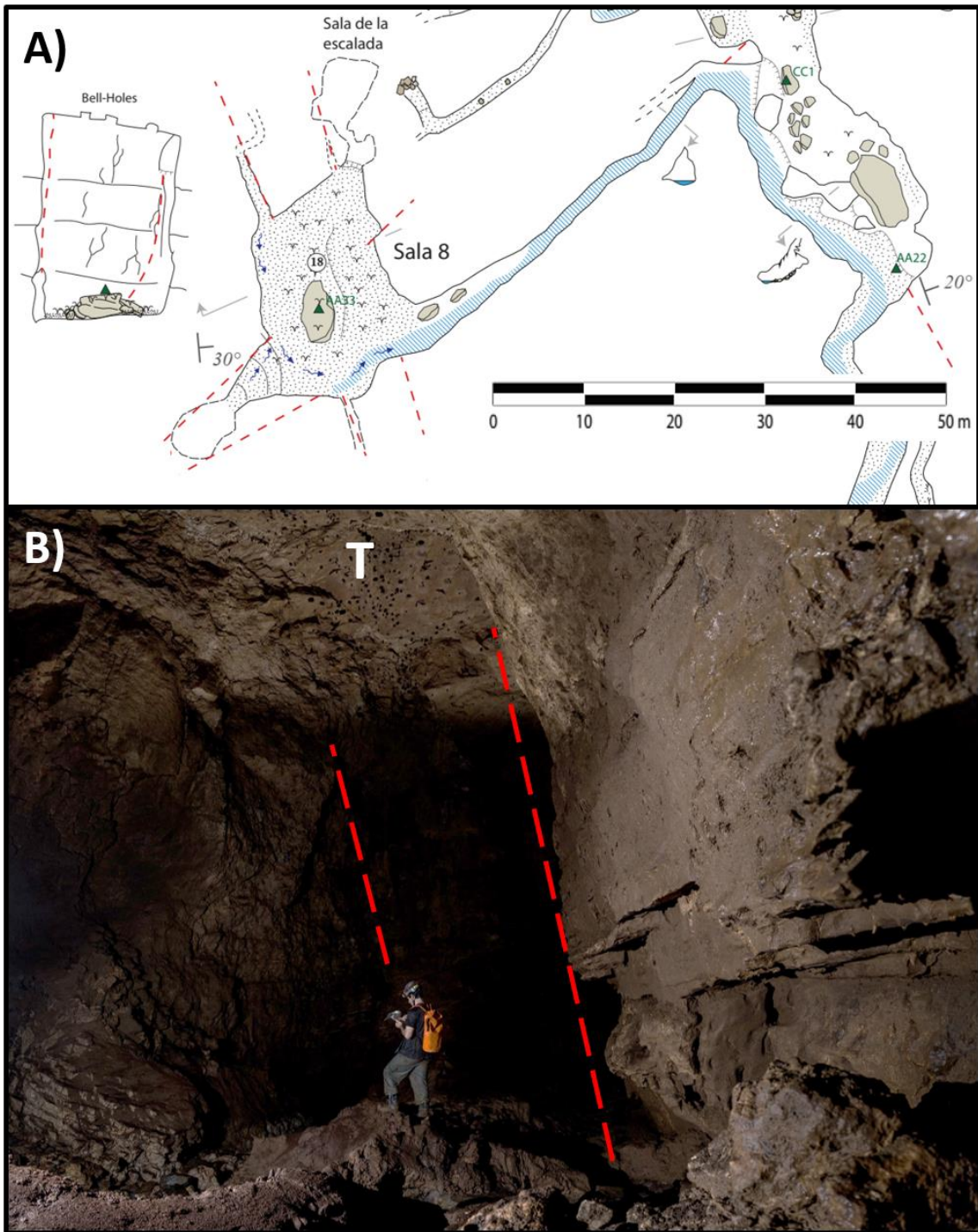


Figura 35. Detalle de la Sala 8. A) Plano topográfico de la cueva Gabinarraca con detalle en la Sala 8, en la que se observan las fracturas de rumbo NNW. B) Fotografía de la Sala 8, y un detalle de las trazas observadas, así como el techo (T) asociado a colapso.

En una quebrada menor (PR 4.1; 416166E/1166695N), se observa un desplazamiento de unos 20 m, junto con una zona localizada de depósitos cuaternarios y dos niveles de terrazas. Al este de este punto, se observa como la traza paralela limita el afloramiento de roca intrusiva (ver Anexo 3: Mapa Geológico). En el río La Muerte, en la falla 4, se observa un desplazamiento del drenaje (PR 4.2; 416906E/1166169N), además, se observan las superficies de aplanamiento asociadas a depósitos cuaternarios con un posible desplazamiento derecho limitando la extensión de el afloramiento, visible en el Mapa Geológico. Esta falla concluye uniéndose con la falla 3.

4.1.6. FALLA 5: FALLA EL TÚNEL

Esta falla presenta desplazamientos menores al norte en quebradas poco caudalosas. En la **Figura 32**, se observa como desplaza la divisoria de agua del borde del deslizamiento 3 de manera dextral, al sur de este desplazamiento, se reconoce un *sag pond* o lago de falla elongado hacia el NNW, concordante con la traza de la falla (PR 5.1, Anexo 7: Mapa neotectónico). Al sureste, se presenta la aparición de un deslizamiento de menor tamaño, denominado deslizamiento Menonitas (Ver Anexo 3: Mapa geológico y **Figura 32**), en donde la traza pasa al borde superior de la corona del deslizamiento, con la posibilidad de que la debilidad provocada por la falla tuviera una correlación con esta zona de inestabilidad.

En la cueva Higuera se observa la traza de la falla 5 evidenciada de diferentes formas dentro de la cueva. El sector Oeste de la cueva se ve mayormente influenciado por esta falla, en el detalle C de la **Figura 36**, se observa el plano topográfico para este sector. Dentro de la cueva se encontraron fracturas importantes con direcciones NNW, asociada con los límites de las salas de gran tamaño de la cueva, por lo que la falla tiene influencia en la espeleogénesis de ese sector. Se observa un pliegue abierto con dirección NE localizado para la Sala Nevada (Anexo 6: Plano Higuera).

En la cueva Menonitas (**Figura 36**), se evidencian diferentes trazas de falla que atraviesan la caverna y afectan pasajes, flujo de agua y desplazamientos de pasajes. En la parte B de la **Figura 36** se muestra un detalle de la topografía de la cueva, en donde pasa la falla, en ella se observa el sector del “Paso del Tany” mostrando importantes fallas principalmente con rumbos entre 340 y 10°, con múltiples evidencias cinemáticas, principalmente estrías que sugieren un movimiento con componente de rumbo dextral y una leve componente normal. También se observa como el flujo del cauce subterráneo cambia de un rumbo ~NE, a un ángulo casi recto

con rumbo ~N, este desplazamiento es paralelo a la Falla 5 y desplaza alrededor de 50 m, donde vuelve a cambiar su rumbo a ~NE. En esta zona específica de la cueva se observan mineralizaciones secundarias de yesos en forma de cristales de dientes de perro y geodas de hasta 10 cm.

En la cueva Menonitas, se evidenciaron rupturas de la falla en diferentes pasajes. En la **Figura 37** se observan evidencias de la ruptura y fallas dentro de la cueva, en el detalle A, B y C, se observa un pasaje desplazado dextralmente y presentando estrías y espeleotemas fracturados por acción de la falla. En el detalle D, se observan las estrías reemplazadas encontradas comúnmente en la cueva, siendo para la falla principal una cinemática de rumbo dextral con un rake de $\sim 10^\circ$. En las fallas secundarias, varían las evidencias cinemáticas, así como los rumbos, de igual manera predomina una componente de rumbo, pero en ocasiones se observan componentes inversas y sinestrales. En el detalle E, se observa una zona de falla de ~ 1 m con mineralizaciones secundarias de yeso asociadas. La fotografía F, muestra el techo del pasaje La Repisa en la cueva Menonitas, con estrías a lo largo de la misma (Anexo 5: Plano cueva Menonitas).

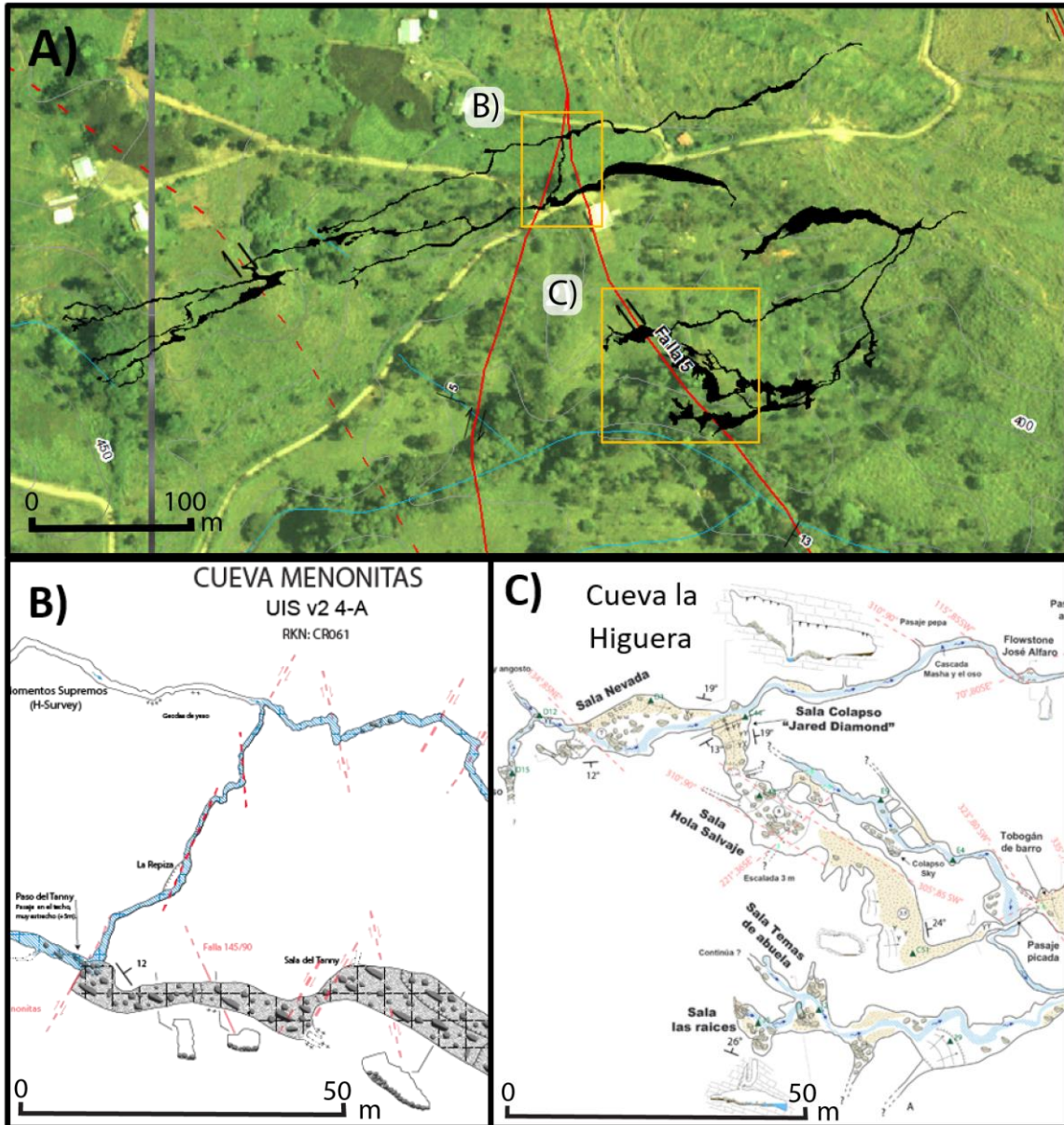


Figura 36. Detalles de traza de falla 5 por la cueva Menonitas e Higuera. A) Croquis de ubicación de las cuevas, respecto a las trazas, ubicando también A y B, donde se observan los detalles de planos de las cuevas. A) Detalle de la cueva Menonitas donde atraviesa la falla, con fracturas en rojo (Plano rotado 15° respecto al Norte). B) Detalle de la cueva la Higuera, con sus estructuras asociadas al paso de la falla en su margen oeste.

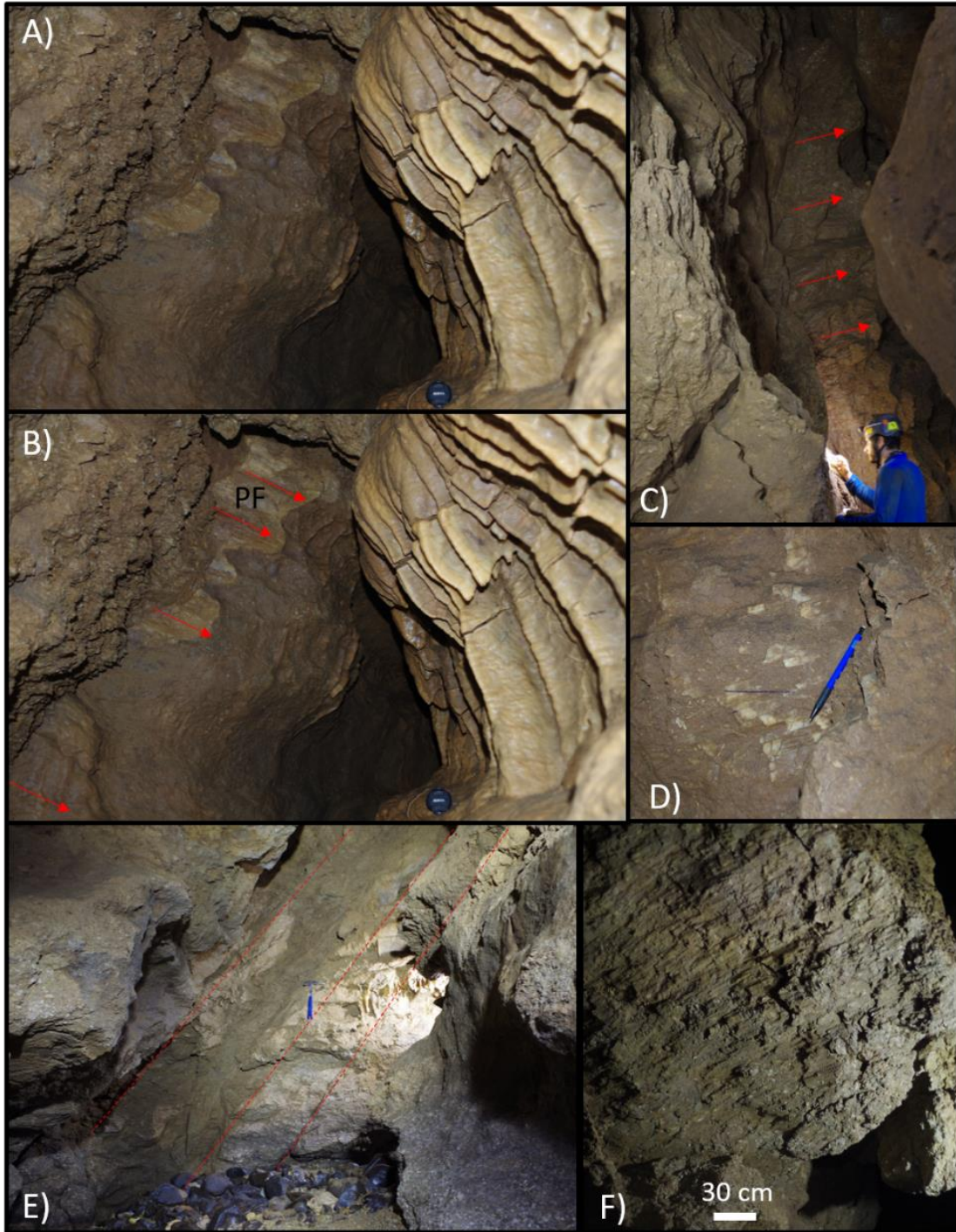


Figura 37. Fotografías dentro de la cueva Menonitas. A y B) Zona de falla con desplazamiento original e interpretada. C) Zona de fracturas y fallas a lo largo del pasaje, y fallas secundarias con diferentes evidencias cinemáticas. D) Estrías de falla en roca caliza recristalizadas con evidencias dextrales. E) Falla con zona de brecha de falla y fractura asociada. F) Techo con evidencias cinemáticas, estrías y medias lunas.

En las quebradas secundarias en la superficie cercana a la cueva Menonitas (PR 5.2), se observan quebradas ciegas, y deslizamientos activos, además, parches de calizas altamente fracturados y aislados. También se destaca un escarpe de al menos 3 m cerca de una quebrada secundaria (415386 E/1167446 N), el cual presenta un rumbo de 335° y una inclinación casi vertical, asociado con esta misma falla y un leve desplazamiento en el cauce. Sobre la cueva Higuera se observa un desplazamiento dextral del cauce y un valle lineal de la quebrada El Túnel a lo largo de la falla (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Al sur, donde pasa la carretera hacia la Tigra, se observan dos cerros separados (415668 E/ 1166890 N) (**Figura 38 A y B**), los cuales se encuentran escarpados hacia el oeste, elongados en dirección de la falla y se asocian a intrusivos de la formación Grifo Alto que son limitados por la falla 5. En la base del cerro, al sur, se encuentra una zona de aplanamiento con zona pantanosa debido al represamiento de cauce.

Donde la traza interseca el río La Muerte, se observa una zona escarpada al este de la traza de la falla y un desplazamiento de 50 m en el río de manera dextral. En la margen norte del río, la falla limita al este un cerro hipoabisal (416117 E/1166061 N) y al llegar al cauce, se observa un cambio litológico, aflorando calizas, las cuales presentan un escarpe de al menos 15 m de alto, provocando un desplazamiento del drenaje de 50 m, también se observa en la zona un incremento en disolución de la caliza en estos puntos. En la finca denominada “Vainicón” (416654 E/1165927 N) se observan al menos 4 superficies de aplanamiento bien definidas, 2 de ellas con presencia de depósitos aluviales confirmados, además, en esta zona se observa un contacto por falla evidenciado por lavas en el tajo de la propiedad (416799 E/1165734 N) y a escasos 50 m, se observan aflorando calizas entre una zona altamente fracturada (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Al sureste, sobre el camino de En Medio (PR 5.4), en las coordenadas 417062 E/11665505 N, se observa al costado norte de la carretera, en una zona de extracción de material en la que quedó expuesto un afloramiento. En este afloramiento la falla F5 desplaza rocas intrusivas y depósitos recientes, que podrían ser sujetos de estudios paleosísmicos más detallados (**Figura 39 A y B**) (Anexo 7: Mapa neotectónico).

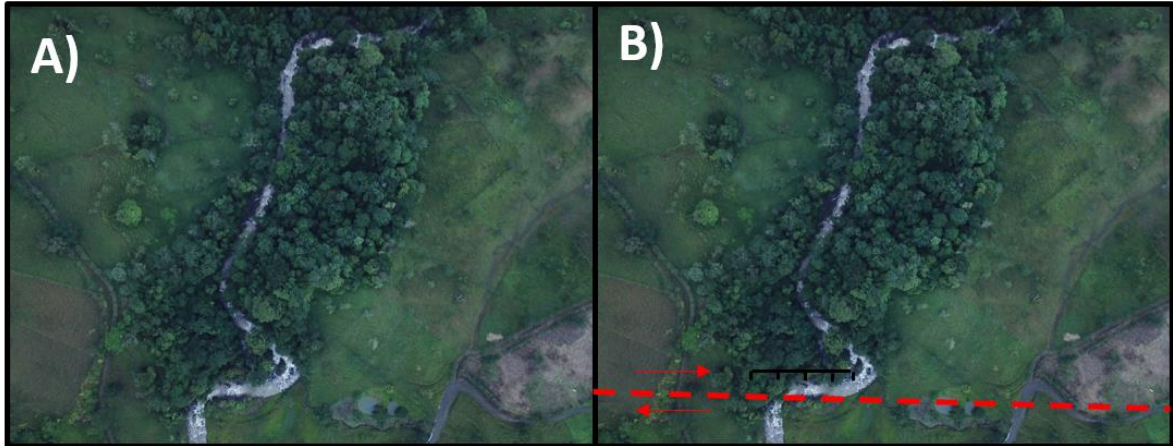


Figura 38. Zona de evidencia morfotectónica de desplazamiento de río Nilo y escarpe de falla. A, original y B interpretada. Posterior a la traza de falla comienza a aflorar zonas de caliza con escarpes y taludes de hasta 40 y 50 m (416621 E/1165927 N).

Al cruzar el río Nilo (PR 5.5, Anexo 7: Mapa neotectónico), se observan rocas hipoabisales desplazadas por la falla y con escarpes asociados a la traza principal. Además, se encuentran importantes mineralizaciones en las lavas y también influencia hidrotermal, mayormente presenta mineralizaciones y rellenos de vetas de hasta 5 cm con silicatos.

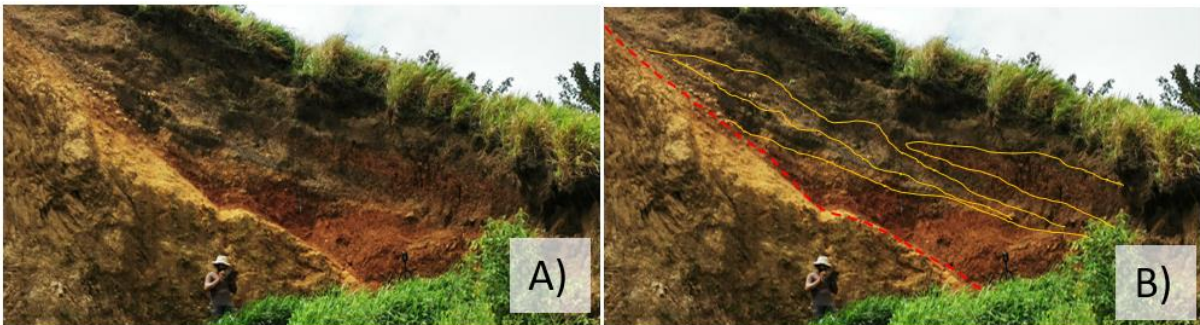


Figura 39. Fotografías del sector 417062 E/11665505 N, con afloramiento de ruptura de falla. A y B: Fotografías del afloramiento con ruptura de la falla 5 afectando depósitos recientes, y con un potencial paleosísmico importante.

4.1.7. FALLA 6: FALLA LA TIGRA

El nombre de la falla proviene por la cercanía de su trazo con el poblado de La Tigra de Venado de San Carlos. De norte a sur destaca un drenaje adaptado en una quebrada menor, donde se separa de F7 (PR 6.2, Anexo 7: Mapa neotectónico). En este punto 6.2 (414801 E/1167001 N) se observa un cauce alineado a la traza de la falla.

El poblado de La Tigra, se encuentra en una superficie de aplanamiento importante asociada al posible represamiento de un cauce y acción de la falla 5. En la quebrada La Tigra, donde la falla corta la quebrada, se observa un cambio en la dirección del río, también se evidenció un encajonamiento del río aguas abajo, provocando una zona de depositación aguas arriba de la traza de la falla, también se encontraron lavas andesíticas (Fm. Monteverde) altamente fracturadas con rumbos entre 345 y 360°, y ángulos casi verticales (Anexo 7: Mapa neotectónico).

En una quebrada sin nombre (PR 6.2) se observa como la traza de la falla produce un valle lineal de más de 500 m hasta llegar aguas abajo a confluir con la quebrada La Tigra. Cerca de este valle y visible desde el cementerio de esta comunidad, se observa un cerro escarpado (PR 6.3; 415147 E/1166355 N) en dirección paralela a la falla, con dos niveles de superficies de aplanamiento en su base, asociando este punto con la falla 5 o una traza secundaria de la misma.

Al llegar al río La Muerte (PR 6.4, Anexo 7: Mapa neotectónico), se observa una obstrucción de drenaje, provocando una zona de sedimentación de depósitos aluviales provocados por la falla al cortar y desplazar el cerro hipoabisal. En la zona de falla se observan las litologías altamente fracturadas, con un escarpe medianamente prominente con cara al SW. En este sitio se determinaron planos de falla en el punto 415965 E/1165268 N, con rumbos de entre 320 y 360° y ángulos variables de entre 60° a 90°, estas fallas se encontraron en rocas andesíticas de disposición masiva y en la zona de falla se observó una brecha de falla de al menos 1,5 m (**Figura 38 A y B**). En el detalle C de la figura, se observa la roca intrusiva con menor fracturamiento 50 m aguas debajo de la traza de falla.

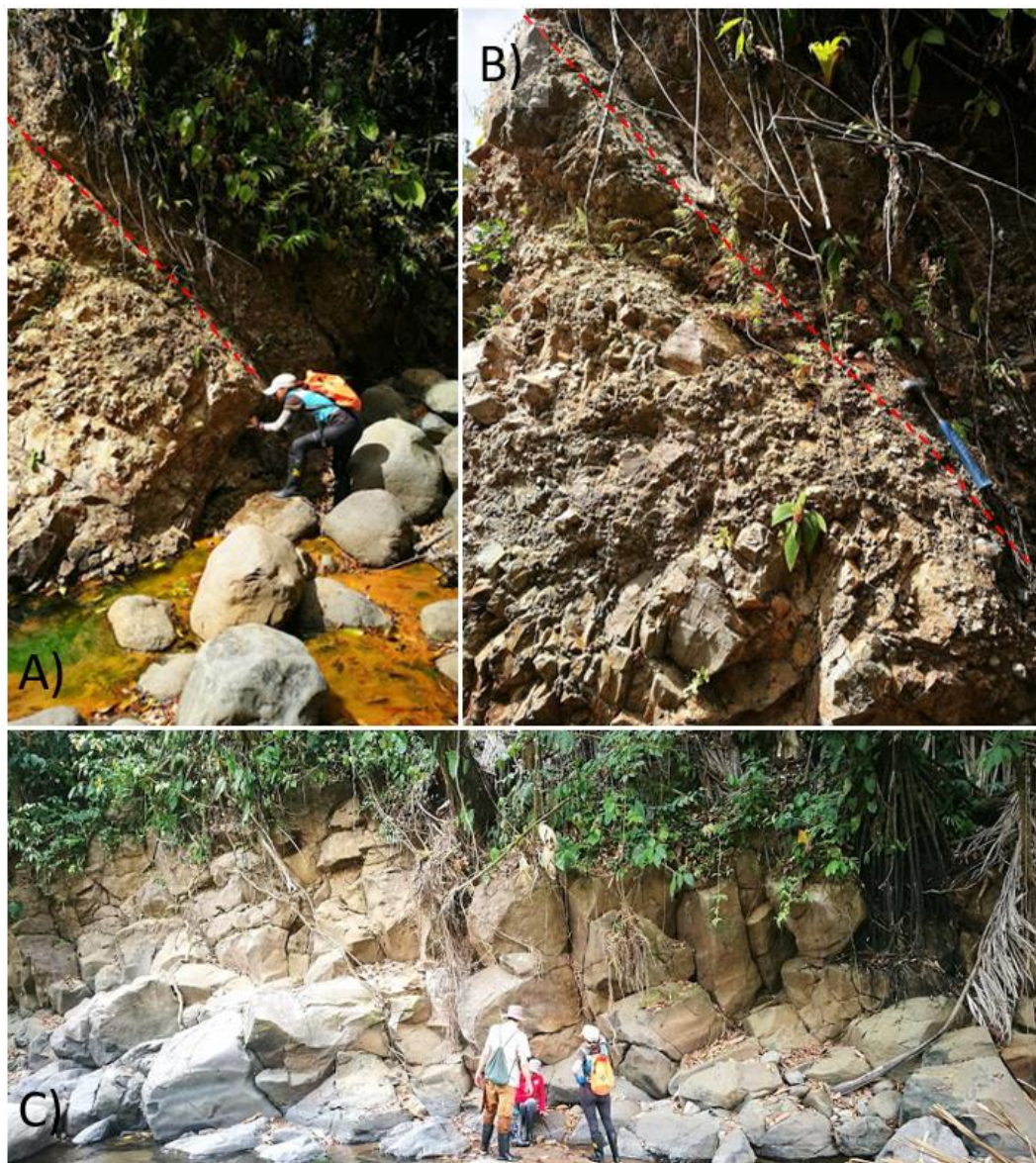


Figura 40. Fotografías del sector de falla ubicado en 415965 E/1165268 N, en la parte alta del río La Muerte. A) Plano de falla y zona de ruptura con una brecha de falla de 1,5 m. B) Detalle del plano de falla y fracturas asociadas. C) Zona de bloques masivos, asociados a intrusivos con control estructural asociados a la falla 6.

En el punto 6.5 del anexo 7: Mapa neotectónico, se observa, posterior a la unión de las fallas 6 y 7, se observa como la unión de estas, afecta la parte alta del río Nilo, en este punto se observan escarpes de falla, cuaternarios represadas aguas arriba e importantes fallamientos en lavas andesíticas con una componente dextral.

4.1.8. FALLA 7: FALLA CATANURIA

Esta traza surge de la misma falla madre de F6 al norte. Para esta falla cabe destacar que se reconoce una mayor componente normal que las fallas anteriores. En el punto 7.1 del anexo 7: Mapa neotectónico (414234 E/1167673 N) se observa al sur del camino a San Isidro, la traza de falla generando una silla de falla y un escarpe de falla del lado oeste de la traza. En el punto 7.2 se observa la confluencia de quebradas secundarias y un valle alineado de unos 125 m, provocado por una loma de obstrucción de pequeño tamaño (414293 E/1167306 N).

Sobre la carretera principal, al oeste de la Tigra se observan afloramientos de lahares y depósitos piroclásticos, haciendo visible un cambio en la morfología del terreno (ver anexo 3: Mapa Geológico). Debido a esto, la traza de falla en esta zona presenta mayor prominencia en elementos morfotectónicos en contraste con el sector norte, donde se encuentra zonas de remoción en masa.

En el punto 7.3 la carretera cruza un escarpe grande que se extiende por más de 500 m y presenta alturas de hasta los 40 m, con la cara escarpada hacia el este (**Figura 41.A**). Al pie de este escarpe son visibles alteraciones en los flujos de agua, se destacan represamientos y un drenaje represado que termina en un pequeño lago, en una pequeña zona de aplanamiento local. En la parte alta, al oeste, y detrás de la falla se observan lagos asociados a la interrupción del cauce por basculamiento en la parte trasera del escarpe de la falla, verificando que el escape tiene una edad relativamente reciente, ya que la acción erosiva del cauce no ha sido suficiente para abrir paso al nuevo cauce. Al norte de este punto se observan un contra escarpe (CE) a la orilla de una quebrada, posiblemente relacionado con una falla antitética (**Figura 41.D**) (Anexo 7: Mapa neotectónico).

En el afloramiento de la **Figura 41 B** localizado en la carretera hacia Nuevo Arenal donde se corta el escarpe (414344 E / 1166117 N), afloran depósitos laháricos, siendo basculados por la falla 7. Este basculamiento llega hasta los 30° y presenta fracturas secundarias en los depósitos laháricos, así como mineralizaciones secundarias de zeolitas principalmente. Este afloramiento, a su vez presenta un contacto discordante con un afloramiento de lavas sobreyacentes posiblemente de la formación Monteverde, las cuales presentan un ángulo de buzamiento, de unos 5° al oeste. Lo anterior, sugiere diferentes eventos de basculamiento en la falla (Anexo 7: Mapa neotectónico).

Al sur de la calle a Nuevo Arenal, se observan dos quebradas desplazadas al menos 50 m al pie del escarpe y una silla de falla (415087 E/1165212 N) visible en **Figura 41.C**. Continuando al sur (PR 7.4, Anexo 7: Mapa neotectónico), la traza desplaza dextralmente un afluente del río La Muerte y posteriormente este río por 172 m. También, se observan variaciones en los buzamientos de las areniscas aflorantes en el cauce (ver anexo 3: **Mapa Geológico**), con direcciones de buzamiento que pueden diferir hasta en 180 ° y con ángulos de buzamiento de hasta 80°. Esta falla se une con la falla 6, y continúa con un rumbo al este y con una menor expresión morfotectónica.

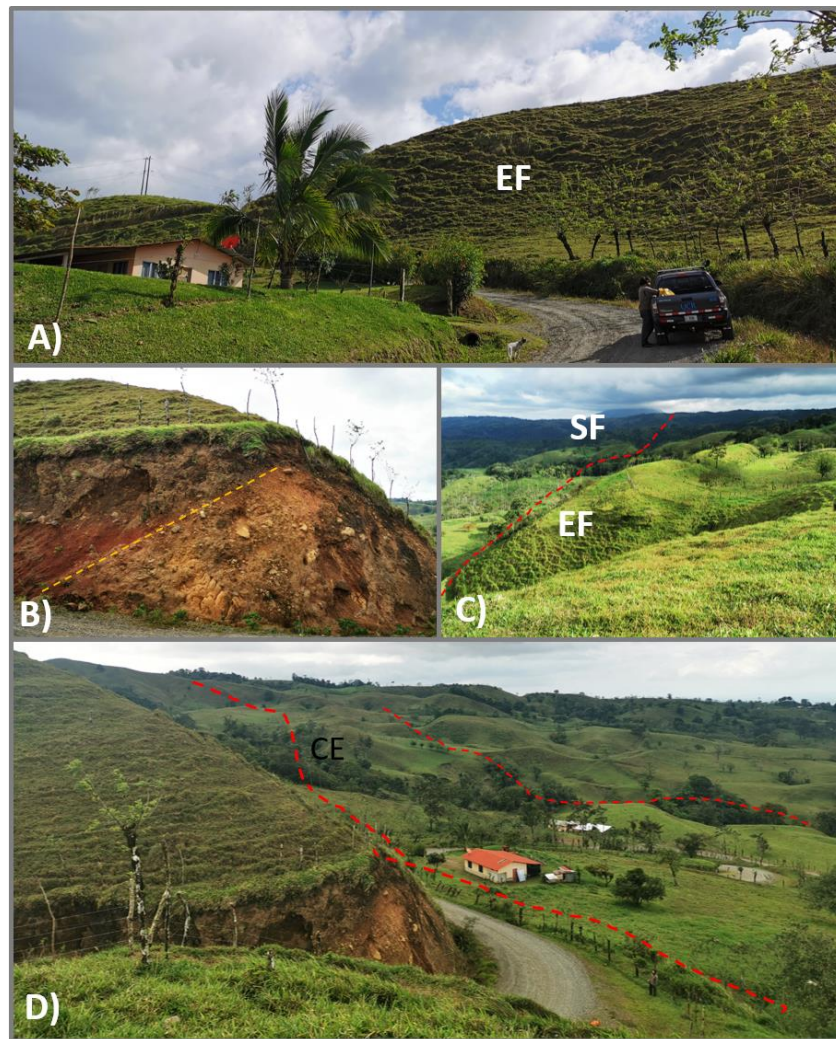


Figura 41. Fotografías con detalles de la falla 7. A) Fotografía hacia el oeste observando el escarpe de falla (414365 E/1166244 N). B) Detalle de basculamiento de lahar en 414344 E / 1166117 N por la falla 7. C) Fotografía que muestra escarpe de falla y silla de falla (SF). D) Misma ubicación de B) vista al SE, con trazas de falla secundarias y un contraescarpe (CE).

4.1.9. FALLA 8: FALLA SUAMPO

La Falla Suampo, hace referencia a un conjunto de fallas paralelas que definen diferentes sectores de transtensión y deslizamiento gravitacional al costado oeste del sistema de fallas. De norte a sur se destaca por desplazar diferentes quebradas menores entre 20 y 70 m; además, generando pequeños cerros escarpados. Esta falla presenta elementos morfotectónicos de rumbo y un componente importante normal, con una inclinación del fallamiento al este, al igual que las caras de los escarpes (Anexo 7: Mapa neotectónico).

El P.R. 8.1 (413731 E/1166691 N), ubicado en la cercanía de la corona del paleodeslizamiento 1 (**Figura 15**), se muestran mostrando dos valles lineales en su traza de 300 y 425 m. Desde la traza de falla 7 se encuentran zonas escalonadas, con diferentes niveles de escarpes que varían entre los 10 a los 30 m de altura, haciendo evidente un importante esfuerzo gravitacional. Estas trazas presentan quebradas cercanas a la carretera (PR 8.2; 413975 E/1166045 N) con desvíos derechos importantes y al igual que la falla 7 se observan lagunas de falla, ocasionadas por la interrupción del flujo de agua (**Figura 42**). También se observan al menos dos quebradas lineales a la traza (Anexo 7: Mapa neotectónico).



Figura 42. Lago de falla debido al represamiento de los causes debido al levantamiento. Se encuentra ubicado en las coordenadas 414075 E/ 1165512 N.

Al cortar el río La Muerte (PR 8.3, Anexo 7: Mapa neotectónico), se observa un drenaje desplazado dextralmente 170 m, además, cerca de esta zona se pueden observar importantes cataratas entre 5-30 m. (414590E/1164793N). La continuidad de esta falla no es clara, pero podría estar asociada a un cambio de dirección al este hasta unirse con la falla 6.

4.2. FALLA FORTUNA

La falla Fortuna es una falla de rumbo dextral de rumbo noroeste definida por primera vez en este trabajo (ver anexo 8: Mapa tectónico regional). Presenta un control morfotectónico moderado, evidenciado por desplazamientos de quebradas y ríos, escarpes, valles lineales, desvío de divisorias de aguas, sillas de fallas y en ciertas zonas se pueden ver manifestaciones de aguas termales. Es una falla regional con un rumbo casi paralelo al sistema de fallas Hacienda-Chiripa (Montero et al.,2017).

Al norte del área de estudio, se observa afectando los cauces de ríos, con movimientos que sugieren un desplazamiento dextral; los rasgos prominentes son pocos y principalmente están asociados con movimientos dextrales, que por la pendiente regional y un componente leve transtensivo, genera en algunas zonas escarpes. Estas características se utilizaron para el trazo de la falla en el mapa tectónico regional, Anexo 8 de este trabajo. Esta falla fue abarcada a grandes rasgos en este trabajo, con el fin de delimitar la continuidad en los alrededores del área de estudio, no obstante, las características de la misma, la gran longitud que posee y su interacción con sistemas aledaños, hacen de gran importancia continuar con el estudio de esta falla.

En la zona de estudio, esta falla presenta un cambio de dirección, variando en alrededor de 8° más hacia el sur, y es la razón por la que se genera el Sistema Transtensivo Venado. Al sur la falla continua con un cambio leve de rumbo tendiendo hacia el SSW. Al salir de la zona de estudio, desvía ríos levemente (desvíos entre 20 y 50 m), hasta llegar al río Arenal. En este sitio presenta un gran desplazamiento en sentido dextral del río, de hasta 300 m; además, en este lugar se logró observar un control estructural en la zona incluyendo arcillicificación, bloques basculados, alteraciones hidrotermales y pequeños afluentes de aguas termales, en los alrededores de las dos trazas principales de esta falla. Dentro de lo más relevante, es que esta falla puede ser la que domine el ascenso de las aguas termales en el río Arenal y en ciertos sectores de La Fortuna. También, podría tener influencia con litorales de petróleo que se han descrito para Patate y alrededores (ver anexo 8: Mapa tectónico regional).

A lo largo de esta falla hay una sismicidad cortical dispersa (ver anexo 8), además, en la parte norte se observa una mayor cantidad de sismos en contraste con la parte sur, aunque la información sísmica no es concluyente.

4.3. SISTEMA TRANSTENSIVO VENADO

Las diferentes fallas descritas anteriormente, se agruparon en el Sistema Transtensivo Venado (STV), denominado y caracterizado por primera vez en este trabajo. En este apartado se describen las características generales del sistema, así como las estructuras regionales con las cuales se relaciona este sistema transtensivo.

Entre las características generales de las fallas descritas en este capítulo y visibles en el mapa geológico y neotectónico, se evidencia que la geometría de las nueve fallas tiene relación directa con el STV. La falla principal que origina el sistema transtensivo o cuenca transtensiva de Venado (*pull-apart*) es la falla Fortuna y se encuentra fuera del área de estudio, al NW y al SE, siendo visible solo en el mapa tectónico regional.

La falla Fortuna, genera esfuerzos transtensivos directamente en el sector de Venado de San Carlos, debido a una curvatura a la derecha a lo largo de su rumbo, lo cual genera un cambio en los esfuerzos a una componente normal, originando una cuenca transtensiva. En sus inicios esta geometría pudo estar asociada con un relevo o salto de falla. La forma de este STV y de las zonas de mayor depositación de materiales cuaternarios (depocentros) están controlados por la velocidad de movimiento, geometría y cambio de ángulo de la falla principal (ver anexo 8: Mapa tectónico regional).

Cinemáticamente, las fallas 0 a la 3, muestran evidencias de fallamiento dextral con componente normal, y una inclinación general del plano de falla hacia el oeste. Las fallas 4 y 5, presentan una componente dextral, con evidencias de componente normal de menor magnitud, y un plano de falla subvertical. Continuando al oeste, las fallas 6, 7 y 8 tienen inclinación al este y, aumentan su componente normal, observándose una cantidad importante de escarpes con cara al este de hasta 50 m de altura (ver anexo 8: Mapa tectónico regional).

Con base en la disposición geométrica de sistema de fallas, evidencias de movimientos con componente dextral (cauces desviados, divisorias desviadas, pasajes de cuevas desplazados e indicadores cinemáticos), variaciones laterales a una componente normal o extensiva (escarpes, lagos de falla a pie de los escarpes o en su parte trasera, cauces obstruidos, entre otros) y un análisis neotectónico básico regional, se describen formalmente las fallas de esta área de estudio como el Sistema Transtensivo Venado.

Al ser caracterizado como un sistema transtensivo es importante destacar las evidencias generales de este tipo de estructuras. Al analizar el modelo de elevación digital regional del terreno, en conjunto con las trazas de falla, se observa que la pendiente general de la zona es hacia el NE, pero donde se encuentra el STV, se observa una depresión no congruente con la pendiente general (**Figura 43 A**). Normalmente, la evidencia geomorfológica para estos sistemas es más prominente en zonas planas, pero al existir una pendiente regional y estar ubicado en una zona montañosa, la preservación y la geometría generalizada es variada.

Al realizar un perfil topográfico en la dirección de la pendiente regional de la zona, se evidencia una depresión precisamente en donde se presentan las fallas con respecto a la línea de tendencia de la pendiente esperada (línea amarilla en perfil A-A', **Figura 43 C**). Además, es visible la diferencia altimétrica encontrada en la zona y configurando una zona deprimida, con sus bajos específicos en el río La Muerte y el pueblo de Venado. También es posible visualizar los escarpes de falla (EF) y contra escarpes (CE) (**Figura 43 C**).

Se realizó un análisis con base en el MED, para determinar a partir de la geometría de las fallas las zonas con mayor subsidencia (**Figura 43 B**). Para esto se simplificó el sistema geométrico y se asoció con la forma romboidal (línea roja punteada en la **Figura 43 B**) coincidiendo la zona de mayor subsidencia, con la ubicada entre las fallas 0 y 5.

Caracterizar los depocentros en los ST es de vital importancia, para caracterizar el sistema, no obstante, para esta zona, por su pendiente regional, y al tener una geomorfología tan variable, las zonas de depositación son difíciles de delimitar. Al contrastar el STV con la zona de mayor subsidencia planteada por el modelo de ruptura romboidal, se observan principalmente zonas de importante depositación aluvial, superficies de aplanamiento, terrazas e importantes espesores de materiales acarreados por el río La Muerte y el río Nilo, entre las fallas 0 y 5. Estos son más visibles, hasta llegarse a encontrar importantes zonas de depósitos de materiales cuaternarios especialmente entre las trazas F1 y F2, evidenciando también las zonas con mayor subsidencia (**Figura 43 B**).

Cabe destacar la influencia del caudal y de la capacidad de transporte de sedimentos que acarrea el río La Muerte, al ser el colector general de esta depresión, provocando que, al noreste, al salir del área de estudio origina una importante depositación de materiales cuaternarios, propiciando un cambio morfológico en el sector noreste del STV, diferente de los modelos

generales en los que se podrían esperar mayor depositación en la parte interna del sistema transtensivo.

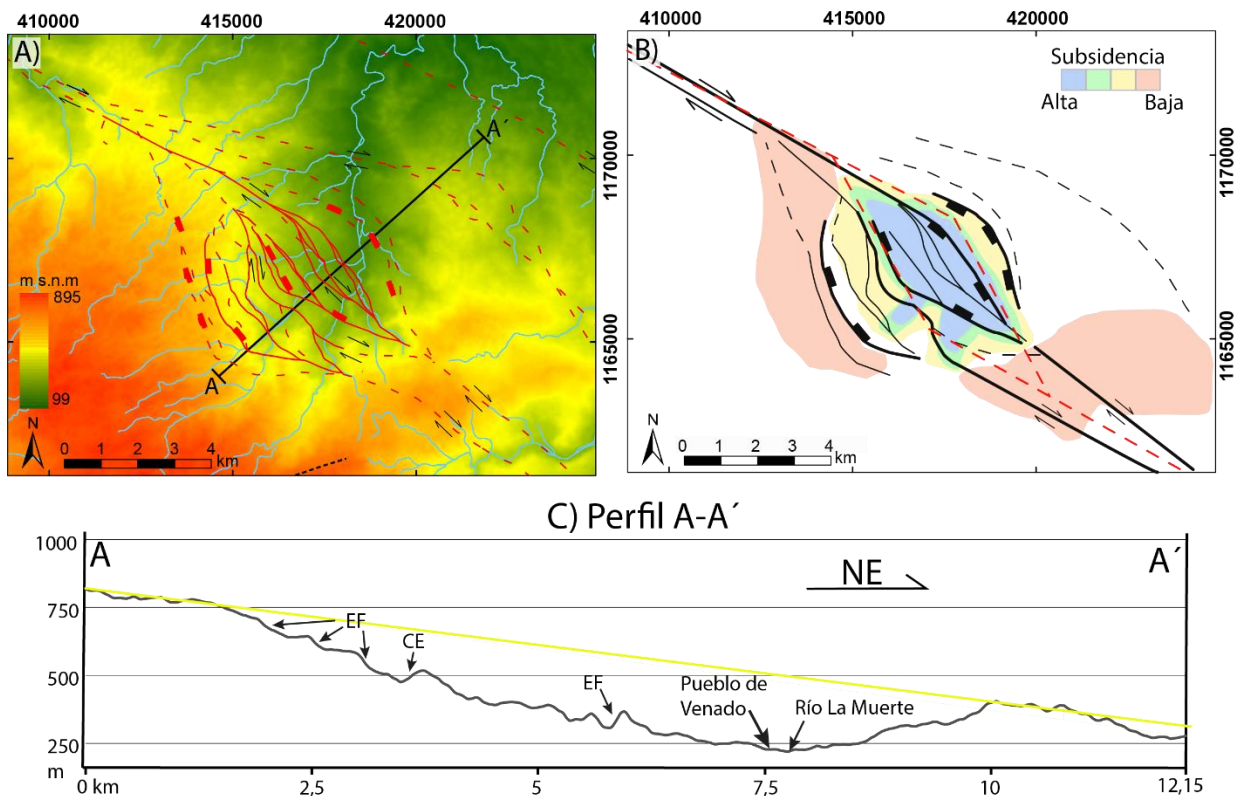


Figura 43. A) Sistema Transtensivo Venado (STV) superpuesto sobre un MED y la línea de perfil AA' el cual se muestra en la parte C. B) Estructuras simplificadas del STV y en colores tasas de subsidencia; la línea roja ejemplifica la forma rómbica del sistema de transtensión. C) Perfil A-A', muestra el perfil representado en la parte A) con escarpes de falla (EF), contra escarpes (CE) y lugares importantes; la línea amarilla simboliza la línea media de la pendiente regional esperada para la zona, en contraste con la topografía modificada por la subsidencia relacionada al STV.

4.4. POTENCIAL SÍSMICO

El potencial sísmico es la capacidad que tiene una falla de generar sismos de una determinada magnitud. Wells y Coppersmith (1994), obtuvieron mediante regresión lineal, diversas fórmulas para el cálculo del potencial sísmico, despejando diferentes variables, con base en un catálogo sísmico global. En el caso de este trabajo, se estimará la magnitud máxima del sismo que puede generar una determinada falla, utilizando la longitud máxima de la traza de la falla dentro de la zona transtensiva de Venado, para obtener un estimado del potencial sísmico que podría tener un sismo que ocurra en este sistema de falla. Se eligió la traza de falla 7 por ser la que posee mayor longitud dentro del área de estudio. Cabe destacar que existen otras relaciones empíricas para obtener este cálculo y se recomienda profundizar en este tema posteriormente, pero al no ser objetivo directo del presente trabajo se decidió calcular un valor aproximado que sirva de referencia.

La fórmula de Wells y Coppersmith (1994) que se aplica es:

$$M_w = a + b \cdot \ln(L) \dots (1)$$

Donde M_w es la magnitud momento y L la longitud de ruptura superficial. La longitud de ruptura (L) utilizada es de 9,5 km. Se utilizaron los valores de a y b para fallamiento asociado con fuente cortical para todo tipo de fallas (a : 5,08 y b : 1,16) y para fallas de rumbo (a : 5,16 y b : 1,12), ya que las fallas del sistema STV también presenta componente oblicuo (Parámetros a y b , tomados de Wells y Coppersmith, 1994).

Con estos datos se obtuvo que la magnitud M_w esperada para fallamiento de rumbo es de 6,3 M_w y con los valores de a y b para cualquier tipo de falla es de 6,2 M_w . Por lo mencionado anteriormente, y dado el margen de error se manejará para la discusión que el potencial sísmico es de 6,3 M_w para las fallas localizadas dentro del STV.

4.5. SISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA

La sismicidad de la zona se analizó abarcando los sistemas regionales de fallamiento que pueden tener una correlación con el STV. Al examinar la sismicidad en los alrededores se decidió relocalizar los sismos a 5 km a la redonda del área de estudio, con el fin de limitar el margen de error en la localización. Con esto se relocalizaron 52 sismos cercanos al área de estudio, de los cuales al menos 15 fueron considerados para realizar los mecanismos focales.

A grandes rasgos se nota una sismicidad somera (menos de 15 km) y dispersa, donde se obtuvieron 24 sismos relocalizados (máx. 2 km a la redonda del área de estudio) con localización fiable y menores márgenes de error en parámetros como la profundidad y la magnitud. De ellos 4 se localizaron dentro del área de estudio (ver anexo 8: Mapa tectónico regional).

Las magnitudes de los sismos están entre 1,0 a 4,0 Mw, con profundidades generalmente menores a 10 km y en menor cantidad entre 10 km y 30 km. Los RMS se mantuvieron en menos de 0,5 seg para los sismos relocalizados y en los otros eventos circundantes. El Gap varía entre 29° a 241°.

En el *Anexo 2: Base de datos de Sismos* se presentan los parámetros principales de los sismos como son las coordenadas, magnitud, profundidad, fecha, cantidad de estaciones, el GAP y el RMS. Además, para los sismos del área de estudio se describen cuáles permitieron ser relocalizados y cuales tienen mecanismos focales. En cuanto a la actividad temporal, no se observan patrones específicos, ni el registro de enjambres.

Al analizar y relocalizar los diferentes sismos, se observaron varios eventos con réplicas de pequeño tamaño (microsísmicos) y ocurriendo unos 2 a 4 segundos y hasta 1 minuto después del sismo principal, estos se observaron en las estaciones más cercanas del área de estudio, principalmente en Monterrey (Estación REY).

Entre las consideraciones importantes de los sismos encontrados es importante resaltar que se utilizó una red sísmica regional la cual no está enfocada con el estudio de un sistema de falla específico. También, una gran cantidad de las estaciones no presentan corrección por ruido sísmico, haciendo a veces difícil la detección de los sismos pequeños o microsismos. Asimismo, el GAP para la zona es grande, debido a la falta de estaciones entre el este y el norte. La estación

más cercana al área de estudio se encuentra en Monterrey, a menos 10 km al este del área de estudio. En una gran cantidad de sismos, no se encontraron los datos de dicha estación, lo cual limitó la precisión de la profundidad.

Pese a las limitaciones de la red sísmica usada y las magnitudes de los sismos, se realizaron mecanismos focales para al menos 15 sismos, de los cuales 6 fueron fiables y fueron utilizados en este análisis (ver anexo 8: Mapa tectónico regional). En el Mapa tectónico (Anexo 8), se muestran los sismos con los 6 mecanismos focales obtenidos y la sismicidad de la zona. En la Tabla 2 se observan los mecanismos realizados y datos específicos de los mismos, los cuales poseen diferentes calidades, que van entre la A y la C, siendo los de calidad A los de calidad alta. Estos rangos se definen con base en el GAP, el RMS y cantidad de estaciones. Entre los mecanismos destacan los de fallamientos de rumbo, con componentes oblicuas tanto normales como inversas.

Los mecanismos numerados 5 y 6, son de tipo de rumbo casi neto, calzando con la tendencia predominantes de esfuerzos de las fallas estudiadas para el STV, así como con el rumbo al NNW o al 320°, congruentes con las trazas halladas y, por tanto, de carácter dextral. El sismo 1 es de tipo oblicuo, de rumbo con componente normal, cuyo rumbo se asocia directamente con la naturaleza del sistema transtensivo, principalmente en las zonas externas del sistema. Por último, los mecanismos 2, 3 y 4, son oblicuos, con componentes de rumbo e inversos. En el caso de los mecanismos 2 y 3, se observan en el sector del ápice sur del sistema transtensivo, por tanto, se podrían asociar con una posible compresión relacionada con el acomodo de bloques en la zona de unión de las trazas y que llegaría a generar una zona con mayor compresión que en las otras regiones del STV. Alternativamente, los mecanismos 2, 3 y el 4 se pueden relacionar con alguna de las fallas inversas de rumbo cercano al E-W, como las que sugiere Rojas (2019) en la hoja Monterrey.

Entre las consideraciones sismotectónicas generales para el área se permite destacar:

- Tanto para la zona de estudio como para las zonas circundantes del STV se presenta una sismicidad somera (< 15 km), de baja a media magnitud (< 4 Mw) haciendo evidente actividad cortical.
- No se observan sismos alineados ni agrupación de sismos, pero su distribución permite asociarlos directamente con la STV o con fallas cercanas a la zona cartografiadas por Rojas (2019).

- De estudiarse la microsismicidad de la zona, se podría determinar mejor las características de la sismicidad que evidencian las estaciones cercanas al área de estudio.

- Los mecanismos focales encontrados concuerdan con el fallamiento descrito en este trabajo y muestra concordancia cinemática con los esfuerzos predominantes en la región, confirmando a su vez la sismicidad de la zona y la actividad de las fallas encontradas en el STV.

Tabla 2: Mecanismos focales y sus calidades.

No	Prof.	Mw	Tipo	Calidad	RMS	No Pol.	Rumbo	Inclinación	Rake
1	6,6	3,5	Oblicuo Rumbo- Normal	A	0,5	57	233	77	-35
2	4,2	2,9	Oblicuo Rumbo - inverso	B	0,4	22	237	49	39
3	4,4	3,9	Oblicua Rumbo- Normal	B	0,5	28	212	57	20
4	10	4,2	Oblicuo Rumbo - inverso	C	0,4	38	270	52	61
5	5,9	3,7	Rumbo Dextral	A	0,4	23	49	76	6
6	12,7	3,6	Rumbo Dextral	A	0,6	25	233,3	73,7	-11,7

5.1. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1.1. ESTRATIGRAFÍA Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Con el fin de realizar una síntesis estratigráfica, se realiza un cuadro sinóptico donde se muestran las épocas geológicas del Mioceno al Cuaternario, a partir de las múltiples dataciones que hay en la zona (**Figura 44**). Este cuadro sinóptico contempla tanto dataciones rocas ígneas (Alvarado y Gans, 2012; Rojas, 2019; Sen Gupta, Malavassi y Malavassi, 1986) y sedimentarias (Malavassi y Madrigal, 1970; Pizarro, 1993; Rojas, 2019; Sen Gupta, Malavassi y Malavassi, 1986), con su respectiva correlación con litologías y formaciones geológicas reportadas en la zona. Este cuadro sinóptico junto con el trabajo geológico a detalle realizado en este trabajo, se utiliza como base para una actualización de la información geológica, contemplando las unidades sedimentarias del Mioceno (Formación Venado) y la evolución del magmatismo.

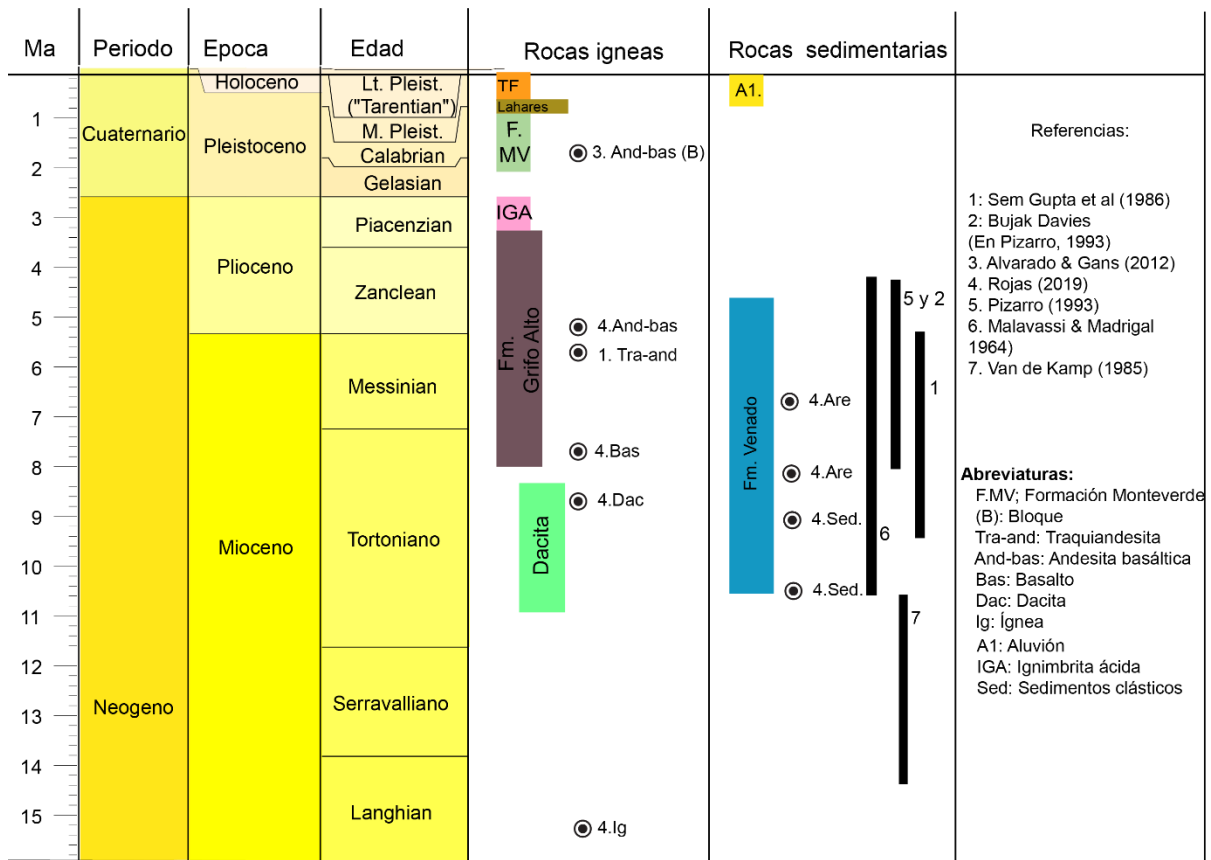


Figura 44. Geocronología de las rocas ígneas y sedimentarias de la zona y su correlación con las formaciones geológicas presentes en la zona.

En la **Figura 45** se presenta una comparación del modelo geológico previo (compilado de Obando, 1986) con el modelo geológico actual, el cual se encuentra simplificado. Con el modelo geológico actual, se logra definir un claro control estructural, dominado por el STV, que se caracteriza en este trabajo. Asimismo, cabe resaltar que muchos contactos geológicos son controlados por falla, que, si bien es cierto, Obando (1986) menciona que las rocas se encuentran muy tectonizadas y con indicadores de fallas de rumbo, esto no se veía reflejado en dicho modelo. Con el detalle cartográfico realizado, se identifican nuevas zonas donde afloran calizas y formación Venado, que no habían sido delimitados con anterioridad (e.g. al Norte de Venado, sector de Brujo Cubero). Otra diferencia importante en cuanto a la actualización de la cartografía geológica es que en el modelo anterior se subestima la cobertura volcánica, mientras que en el modelo presentado en este trabajo se resalta que la formación Venado se encuentra aflorando en “ventanas erosivas”.

La delimitación de rocas intrusivas también fue sujeto de mejora en la zona. En el modelo geológico anterior, se delimitaron intrusivos en el sector del Cerro La Mina, mientras que, en la actualización geológica, se encuentran muchas rocas intrusivas, que en el modelo anterior habían sido cartografiadas como rocas sedimentarias.

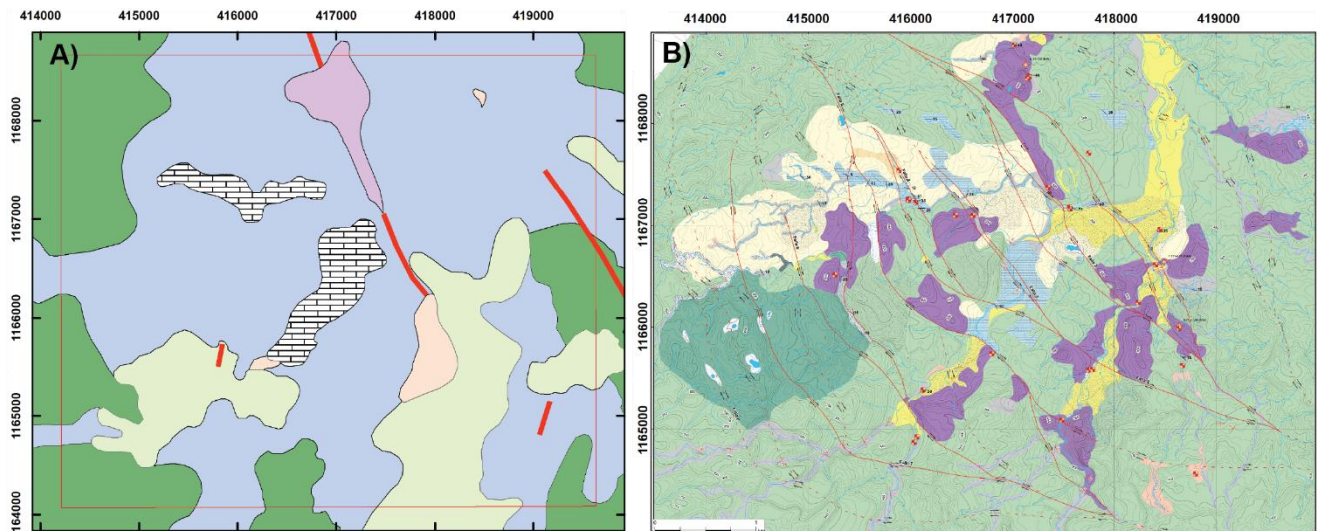


Figura 45: Mapas simplificados donde se comparan los modelos geológicos de Obando (1986) y Echandi (1986) y, la actualización cartográfica de este trabajo.

A raíz del nuevo modelo geológico presentado en este trabajo, es importante una revaloración de los trabajos sedimentológicos realizados previamente (e.g. Calvo y Bolz, 1987; Obando, 1986; Echandi, 1968), en los que se realizan cálculos de espesores para la formación

Venado con base en levantamientos detallados de columnas estratigráficas. Esto debido a que no se encuentran afloramientos continuos a lo largo de las quebradas que se habían detallado y es muy factible una sobre o subestimación de los espesores por repetición de secuencias. Es importante resaltar que, para realizar una adecuada caracterización sedimentológica, sería necesario una estratigrafía de alta resolución en la Formación Venado, apoyada en bioestratigrafía a detalle para poder correlacionar las diversas unidades geológicas a ambos lados de las falas.

Entre los cuerpos magmáticos del Mioceno se reconocen cuerpos hipoabisales de diques, *sills*, y posibles lacolitos. . Rojas, (2019) agrupa y asocia por primera vez estas litologías con el Grupo Aguacate, específicamente con la Formación Grifo Alto, con base en su correlación temporal. Esta correlación con la Formación Grifo Alto, también es utilizada en este trabajo, aunque en algunos sectores como río Nilo, donde se observan afloramientos de dacitas, rocas más antiguas en la evolución magmática, tuvieron más bien una tendencia a la Formación La Cruz, no obstante, debido a que su diferenciación no es tan simple sin estudios geoquímicos detallados.

En las relaciones cronoestratigráficas (Figura 47), es posible determinar la existencia de un magmatismo contemporáneo con la formación Venado. Con base en las descripciones petrográficas realizadas en este trabajo (e.g., textura ofítica, intercrecimientos entre plagioclasa y piroxenos), así como las características geológicas de estas unidades observadas en el campo, se determina que la mayoría de cuerpos magmáticos del Mioceno corresponden con intrusivos someros, hipoabisales. Estos cuerpos magmáticos interactuaron con sedimentos blandos de la formación Venado, produciendo texturas peperitas, como las descritas por Soto & Alvarado (2012) para diferentes formaciones geológicas del Mioceno de Costa Rica. Algunas de estas peperitas son de tipo blocoso, aunque también se pueden encontrar en forma globular, algunas de ellas presentan importante alteración, bandeamientos de minerales secundarios. Son evidentes en los sectores como cerro La Mina, y el “Camino de En Medio”. Aunado a las peperitas, también se observan xenolitos de rocas caja y alteraciones hidrotermales y minerales asociadas a esta interacción de intrusivos someros con sedimentos poco consolidados.

En el Pozo Monterey 1 (MY-R e-1), Echandi (1986), cerca del río Pataste, describe secuencias volcánicas asociadas a *sills* o posibles “lacolitos pequeños” en los que se reportan intercalaciones de materiales volcánicos entre los sedimentos asociados a la formación Venado

de doleritas y lavas. Estas rocas y correlaciones estratigráficas son correlacionable con lo observado y descrito anteriormente, en cuanto a eventos magmáticos importantes, y una continua sedimentación contemporánea. En esta perforación resalta la discontinuidad de la sección sedimentaria, la cual posiblemente por estos eventos volcánicos y tectónicos se aceleraron los eventos de depositación, evitando que se produjeran plataformas continuas de sedimento, al menos para este sector.

Rojas (2019) con base en clasificación geoquímica reporta la presencia de dacitas de $8,71 \pm 1,56$ Ma en la zona en un afloramiento donde se extrae material (418638 E / 11666014 N). Esta interpretación implicaría que el magmatismo de la zona evolucionó de ácido a básico en dos millones de años, lo cual se sale de la tendencia evolutiva tradicional magmática, o, un ascenso rápido de material que se diera bajo una debilidad estructural importante que permitiera la inyección de material básico rápida y constantemente. Este afloramiento fue investigado a detalle en el presente trabajo, a nivel macroscópico y microscópico se observan basaltos alterados (**19214-1**) con presencia de vetas de sílices amorfos de hasta 4 cm de espesor, así como brechas sugerentes de alteración hidrotermal. Por lo tanto, en este afloramiento se discrepa de la interpretación litológica realizada por Rojas (2019) y una posible causa de la diferencia es que la presencia de cuarzo en vetas, haya podido afectar la clasificación geoquímica de la roca por su aporte de sílice. Asimismo, la datación reportada por Rojas (2019) para este mismo sitio que realizada mediante K/Ar igual podría estar afectada por la alteración. Por lo tanto, una evolución magmática de dacitas a basaltos y/o doleritas es cuestionable. En otros afloramientos se reportaron dacitas, pero presentaban altos niveles de alteración y no fue posible determinar sus relaciones estratigráficas.

Los eventos de vulcanismo ácidos de la zona se muestran en afloramientos muy localizados y algunos sectores con importante aporte de pómez (desde 5 mm a 3 cm) dentro de las rocas de la formación Venado. Cabe destacar, que la sección superior de la Formación Venado presenta facies más someras (debido a la colmatación de la cuenca) y hay un dominio de depósitos volcanoclásticos como lo son los flujos de pómez, con presencia de hasta un 40% de pómez en una matriz vitroclástica. Alvarado y Gans (2012) sugieren que el vulcanismo ácido en zonas cercanas podría provenir de Nicaragua y algunos autores como Žáček et al. (2012) reportan la presencia de un vulcanismo ácido en el límite entre las rocas del Grupo Aguacate y la Formación Monteverde, por lo que se asocian estas unidades encontradas, con las reportadas por dichos autores.

Los lahares de la zona presentan una gran variedad de texturas y composición, no descritas a detalle por los autores que mapearon anteriormente esta zona (Echandi, 1986; Obando, 1986), a excepción de Rojas (2019), quien describe ciertas facies del lahar, pero fuera del área de estudio. Para este trabajo, no se logró asociar los lahares de la unidad Buena Vista como tales, si no más bien se propone agregar los lahares descritos así anteriormente, a la Formación Monteverde, ya que en trabajos como Žáček et al. (2012), describen que esta formación incluye diferentes tipos de lahares, similares a los descritos. No obstante, para detallar mejor estas características, hace falta un detalle estrigráfico mayor y dataciones, ya sea radiométricas o estratigráficas.

5.1.2. INTRUSIONES Y FALLAMIENTO

La localización de cuerpos intrusivos en la zona, hacen visible un claro control estructural dominado por el Sistema Transtensivo Venado. Asimismo, Astorga et al (1991) indica la presencia de cuerpos intrusivos durante el Plioceno inferior que llegaron a afectar las rocas sedimentarias. Propiamente en el área de estudio, el emplazamiento de diques con direcciones NW-SE para finales del Mioceno presenta una complejidad geométrica y de una continuidad de su emplazamiento en los alrededores del área de estudio para ser mejor caracterizada. Se sugiere un sistema de fallamiento maduro para el emplazamiento, que propiciara la constante incorporación de magma en una zona de depositación que propiciara la interacción con sedimentos de la época; por ejemplo peperitas; y son sugerentes de que el sistema de fallamiento de rumbo NW-SE, pudo haber estado activo desde finales del Mioceno, como es sugerido por Astorga et al 1991. Este fallamiento activo a finales del Mioceno en rasgos generales se considera con un diferente régimen tectónico, debido a variaciones que han ocurrido entre el Mioceno y presente, y con los datos recopilados no ha sido definido, no obstante, se define que este fallamiento fue importante, ya que pudo significar no solo el ascenso de material magmático, si no también un posible ascenso acelerado debido a la debilidad cortical, que diera interacción entre magmas que iban tendiendo a ácidos (como Dacitas) y por la incorporación rápida de magmas juveniles desde profundidad, el ascenso rápido de magmas más básicos, dando como resultados los intrusivos que predominan en la zona (principalmente doleritas, o andesitas basálticas).

En la **Figura 46**, se muestra un modelo de intrusivos afectados por fallamientos, basándose en dos tipos de fallas, fallas simples o un sistema maduro de fallas. Para la zona se

puede encontrar evidenciado muchos contactos del intrusivo por falla visibles en el mapa geológico. En el trabajo de campo se lograron observar zonas de gran longitud como el intrusivo en la falla 2, que limita el cerro La Mina, es una falla madura, ya que limita fuerte mente las litologías y se observan escarpes de gran tamaño. También existen modelos con fallas menos maduras, en este caso, asociadas a fallas secundarias, que no afectan tanto la intrusión y la falla es más lineal, estas, no presentan rasgos prominentes geomorfológicamente, pero si se observan las intrusiones de escalas centimétricas a métricas, afectadas con falla en un borde y con indicadores cinemáticos. Por tanto, la descripción de este tipo de emplazamiento y control estructural en las fallas, por primera vez para la zona, es vital importancia, ya que logra comparar y abrir camino para la historia geológica de este campo de intrusivos y es congruente con descripciones de este tipo de condiciones geoestructurales de otros autotes (e.g. Giambiagi et al., 2009; Spacapan et al., 2016).

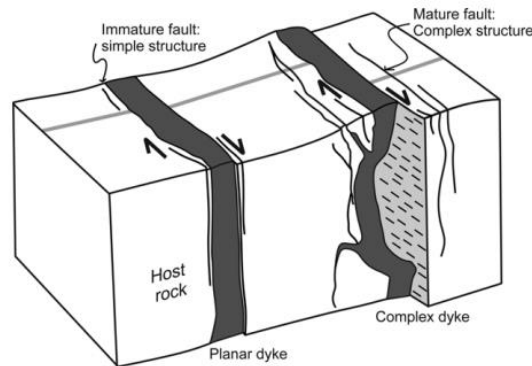


Figura 46. Diagrama que muestra la expresión de diques a lo largo de las fallas. Con un movimiento leve en la falla de la izquierda y a la derecha una falla madura con un movimiento mayor, controlando el emplazamiento del dique con una forma compleja. Tomado de: Spacapan et al (2016).

Las interacciones de las rocas intrusivas con los sedimentos, se evidenciaron en formas de peperitas (producto de interacción con sedimentos blandos), xenolitos, o bloques incorporados de la roca caja en el intrusivo. mientras que en otras ocasiones, la intrusión se da en forma de diques centimétricos a decimétricos con un importante control estructural (rumbos NW), como se evidencia en el río La Muerte (417578 E/1167197 N). Se observan contactos por falla en los límites oeste de la falla 2, con el cerro La Mina y su intrusión al sur y en menor tamaño, la falla 3, 4 y 5. Estos contactos presentan evidencias geológicas y morfotectónicas, como escarpes. En el mapa geológico los afloramientos de intrusivos presentan un alineamiento con las trazas de falla del STV, por tanto se asocia que los sistemas

de fallas fueron los responsables de la importante cantidad de intrusiones para este campo intrusivo. no obstante, no se puede definir con los datos recolectados hasta el momento, si los esfuerzos actuales, fueron los mismos a la hora del emplazamiento de los intrusivos, por tanto, valdría la pena detallar en este aspecto, con el fin de entender la historia evolutiva de las fallas y sus intrusiones.

Con base en las edades de los intrusivos hipoabisales de dacitas (8,71 Ma), basaltos (7,73 Ma) y las traquiandesitas del Cerro la Mina (6,1 Ma) (Rojas, 2019; SenGupta et al, 1986) es posible observar una tendencia de velocidad de migración hacia el noroeste, con un acenso a travez de una posible debilidad similar a la falla 2, que migrara de forma general a un rango de 1 millón de años por kilómetro. Esta tendencia de movimiento sería coherente con los desplazamientos actuales medidos con GPS (Feng et al., 2012), lo cual podría ser evidencia de que este tipo desplazamiento ha estado presente desde finales del Mioceno, pero podría ser comprobado con estudios más a detalle para fines tectónicos y conjunto con otros métodos geofísicos.

Pese a que para la zona Obando (1986) y Echandi (1986), describieron diferentes tipos de rocas igneas, hipoabisales, no se comprendía a detalle como en una zona de tan poca extensión, podía presentar intrusiones, karst, formaciones Miocénicas sedimentarias, anudado a una cobertura reciente por materiales volcánicos. Este trabajo llego a delimitar de mejor manera las formaciones y destacando el importante control que tienen las fallas en la zona para su expresión en superficie, siendo de gran resalte los diferentes intrusivos mapeados y descritos en el mapa con un control claro a lo largo de las diferentes fallas.

5.1.3. GEOMORFOLÓGIA Y MORFOMETRÍA

Para la caracterización geomorfológica destaca la importancia del uso de diferentes escalas de resolución topográfica para caracterizar desde elementos regionales en cuanto a distribución de litologías, estructuras tectónicas, hasta elementos kársticos de pocos metros de extensión. En comparación con trabajos como los de Obando (1986) y Echandi (1986), la geomorfología y las resoluciones del terreno utilizados, permitieron poder definir, estudiar y comprender mejor la zona en cuanto a la distribución de rocas, sus morfologías y hasta poder definir un fallamiento neotectónico no previamente identificado. Esto en comparación con escalas usadas anteriormente como la de los mapas del IGN 1: 50 000 creados en los 80's. Por lo tanto, las fotografías aéreas, MED a escalas 1: 25 000 y 1: 10 000 y las fotogrametría con

escalas métricas, permiten hacer un trabajo mucho más detallado y con una delimitación más precisa en cuanto a la geología y el fallamiento.

En cuanto a la geomorfología tectónica, se logró evidenciar que al utilizar diferentes escalas de trabajo y más aún el nivel de detalle métrico que posee la fotogrametría, permite reconocer y asociar elementos del fallamiento activo, en la superficie que también coinciden o se asocian con elementos kársticos. La utilización de topografía a detalle, generada por el VANT, permite también una mejor utilización y correlación de características kársticas con la superficie y con los trazos generales de las fallas. Por ejemplo, en el sector de la quebrada El Túnel, se reconoce un control estructural en las evidencias kársticas superficiales y subterráneas.

La morfometría en este caso usada para destacar elementos tectónicos y estructurales, ha sido usada en múltiples estudios de fallamiento activo bajo diferentes escenarios y escalas variables (Jordan, 2003, 2004; Jordan et al., 2005; Sukumar y Sukumar, 2013; Wood, 1996). Pese al gran desarrollo que ha tenido la morfometría y la facilidad con la que se incorporan estos métodos, ahora casi incluidos en cualquier SIG, es de importancia destacar las limitantes y ventajas de los mismos. Para caracterizar el sistema transtensivo se trataron tres metodologías morfométricas básicas: dirección de la orientación, pendiente y curvatura.

Las ventajas de los análisis morfométricos fue obtener fácilmente y con un procesamiento rápido, elementos asociables a estructuras morfotectónicas como escarpes, cerros aislados, lineamientos, entre otros. Estos elementos se usan principalmente para caracterizar fallamientos normales e inversos, ya que poseen una componente vertical importante y son más fáciles de destacar por su altimetría. De manera rápida, estos análisis permiten extraer las zonas de anomalías de interés en diferentes MED a diferentes escalas y manipular los DEM para unificar capas de datos de anomalías y fácilmente generar contornos o lineamientos de interés para su estudio posterior. También, de una manera más exacta se facilita la descripción de los elementos, como la geometría, pendientes, valor de la anomalía, entre otros, que permiten una descripción más precisa de varios elementos morfométricos. Sin embargo, estos métodos no destacan rasgos característicos de la falla de rumbo, a no ser que tengan una componente oblicua, como el caso de este trabajo, que se asocian con transtensión y en algunos sectores, se observan escarpes y también desvíos de drenaje. Pero debido a la dificultad de obtener parámetros relacionados con desplazamientos horizontales, los métodos morfométricos tienen

aplicación limitada, por tanto, es importante complementar estos con trabajo de campo, análisis estereográficos y neotectónicos.

5.1.4. SISTEMA KÁRSTICO VENADO

El desarrollo del karst tiene dependencia de diferentes variables como la topografía, tipo de roca, fracturas, hidrogeología y precipitación (Palmer, 2007; Veress, 2016). Para este sistema, es de gran relevancia la cobertura de materiales y el control estructural que posee la roca caliza y el karst, ya que influyen en el desarrollo y características del sistema kárstico. El karst presentado en la formación Venado, posee coberturas de materiales principalmente volcánicos, dados por las formaciones Monteverde y piroclastos recientes. También presenta coberturas de coluvios y deslizamientos de materiales, que erosionan los intrusivos y pueden encontrarse clastos de rocas, asociados a la unidad Grifo Alto. La alta meteorización y la falta de litificación, anudado a la pendiente y presencia de fallas, hacen muy vulnerable a esta zona en relación a los deslizamientos y movimientos de material.

Estos eventos de movimiento de material, llegan a aportar de manera abrupta gran cantidad de sedimentos de diferentes tamaños a los conductos de los pasajes y salas que son de importante notoriedad en las cuevas de la zona como Gabinarraca e Higuera. Los resultados del gran aporte de sedimentos en las cavernas son varios, como por ejemplo crecidas abruptas, bloqueos del paso de agua, variabilidad de disolución, variabilidad de apertura en niveles verticales, entre otros.

La mayoría del karst de la zona de Venado de San Carlos, corresponde con un karst cubierto por depósitos volcanoclásticos (e.g., lahares, tefras) y algunas coladas de lava alteradas correlacionables con la formación Monteverde. Con base en clasificaciones de karst cubierto (Veress M, Németh I, Unger Z, 2013; Veress, 2016), se podría considerar como un “*concealed karst*” o karst oculto, ya que la mayoría de su cobertura es no consolidada.

Generalmente las galerías de las cuevas, presentan un dominio estructural dominado por los sistemas de fallamiento local (Palmer, 2007), como sucede en el sistema de cuevas de Venado, principalmente en la caverna Gabinarraca y su relación con la Falla 4 (Falla la cueva). En esta cueva la dirección principal es controlada por la falla. En cuanto a características generales, la cueva posee pasajes y fracturas correlacionables con los sistemas de fracturas de

un elipsoide de esfuerzos de fallas transcurrentes o rumbo para la zona, por lo que su génesis posee un control estructural improtante. (**Figura 47**).

Las cuevas Menonitas e Higuera, presentan un desarrollo espeleogenético relacionado al buzamiento de las capas y una disolución preferencial entre los estratos de caliza, que regionalmente buzán al NE, no obstante, las evidencias neotectónicas que afectan estas cuevas son evidentes en cuando a pasajes desplazados, colapsos, estructuras cinemáticas, entre otras, y, aunque su desarrollo espeleogenético no sea principalmente por un control estructural producto de las fallas, la influencia del fallamiento se ve evidenciada en de diferentes formas como por ejemplo en el desarrollo de salas, colapsos y desplazamientos de espeleotemas, cauces activos, pasajes y salas.

La dirección preferencial de la cueva coincide con traza principal de la falla y en fracturas asociadas en este caso R (**Figura 47 A**). Como se observa en la **Figura 47.B**, como ejemplo de ruptura de una falla, se muestra una fotografía del terremoto de Canterbury (Nueva Zelanda), donde rompió en superficie, se observa como una falla de rumbo, no rompe de manera lineal solamente, si no, presenta fracturas asociadas que desplazan y describen el movimiento. Así como en este sismo, el patrón de la cueva Gabinarraca, posee una serie de pasajes asociados por las diferentes series de fracturas asociadas como R, R' y P.

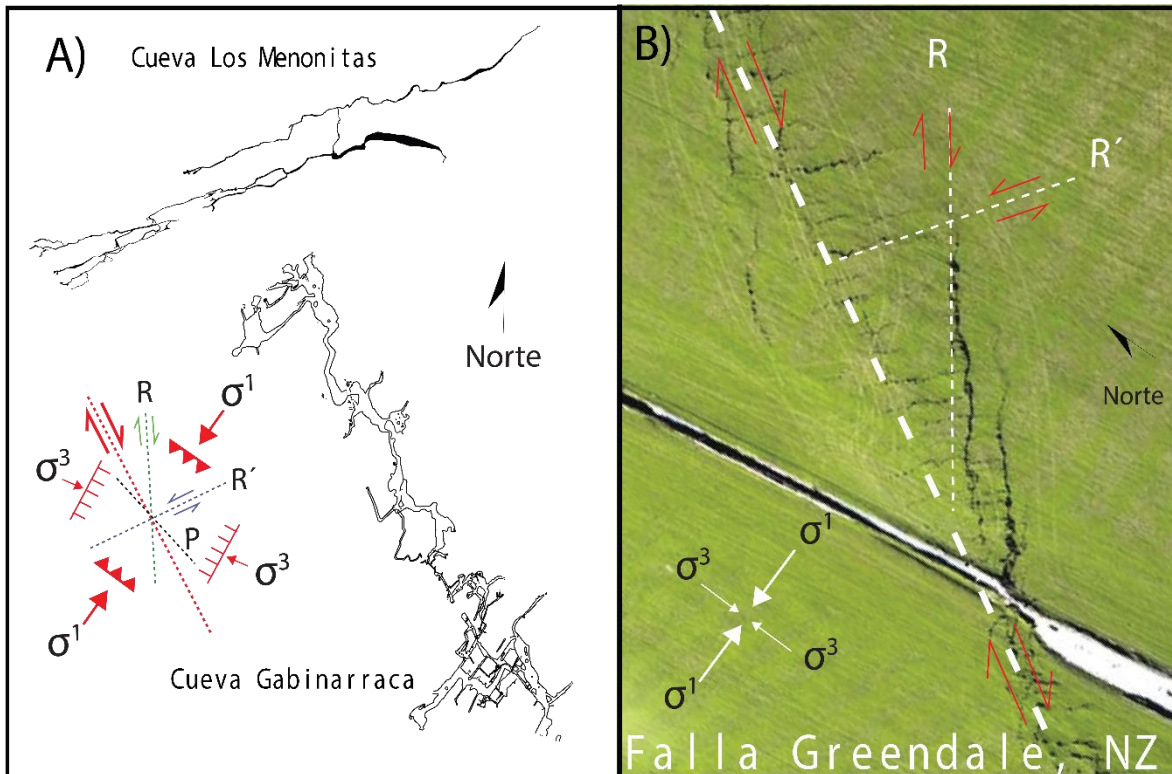


Figura 47. Escarpe de falla asociado a la falla 8 y un lago de falla debido al represamiento en las coordenadas 414075E/ 1165512N.

En la cueva Gabinarraca se observan pasajes menores, gateras, fracturas y zonas angostas, como por ejemplo, “los estrechos” que se desarrollan en fracturas asociadas a R' y P, con esfuerzos generales compresivos, dando por resultado un menor desarrollo por disolución y menor tamaño de pasajes y salas. Las salas que presentan dirección paralela con la traza de falla, son las que presentan mayor volumen y tamaño, están asociadas a regimenes normales-rumbo, lo cual permite una mayor disolución. Si analizamos las fallas asociadas a esfuerzo normal, por ejemplo en sala 8 (**Figura 35** y plano CG) se observan fracturas de rumbos entre 30 y 45° que podrían representar una componente gravitacional mayor y con esto, provocar el gran tamaño de la sala mediante el colapso de las antiguas capas del techo.

Diversos autores (Atalay, 2003; Becker et al., 2006; En et al., 2017; Lacave et al., 2004) han sugerido que el fallamiento activo en cuevas puede ser caracterizado mediante diversos indicadores tales como: fracturas; pasajes desplazados; espeleotemas quebrados, inclinados y/o desplazados; así como, indicadores cinemáticos en planos de fallas. En los sistemas de cuevas estudiados, se reportan posibles desplazamientos de espeleotemas, por ejemplo en la

cueva Menonitas (pasaje de los yesos, la repisa y, cercanías del “Paso del Tanny”), además de sectores de minerales secundarios como yesos y calcitas con una influencia y cercanía con la traza de falla (**Figura 39**), lo cuál podría ser utilizado para datar un posible evento sísmico mediante técnicas U/Th en una futura investigación,

5.1.6. POTENCIAL DE ESTUDIOS PALEOSÍSMICOS EN CUEVAS

El uso de cuevas y sistema kárstico como herramienta para colaborar y detallar elementos tectónicos en diferentes zonas ha tenido un importante crecimiento y se ha consolidado como una nueva rama para estudios estructurales y tectónicos, mediante el estudio medios kársticos y como insumos aportan a conformar un contextos tectónicos regionales (Shanov y Kostov, 2014). Dado que Costa Rica es un país tectónicamente activo, los sistemas kársticos y cuevas poseen un importante potencial para este tipo de estudios. Este trabajo evidencia las diferentes ventajas de poder estudiar tectónicamente la relación tectónica con la implementación de datos espeleológicos.

En algunas cuevas de Costa Rica, Gilli et al (1994) describe indicadores de fallamiento activo como el fracturamiento de concreciones calcáreas y el desplazamiento de galerías. En las cavernas de Corredores y Emus se encuentran pasajes inactivos que tienen una diferencia de elevación de aproximadamente 25 m con respecto al nivel base regional y podrían asociarse a un rápido levantamiento durante el Cuaternario que afectó el sistema kárstico (Gilli, 1996; Gilli et al., 1994). Asimismo, Gilli (1996) reporta posibles espeleotemas quebrados en algunas cuevas a causa del terremoto de Limón de 1991 y realiza una visita a la cueva Gabinarraca, en la cual menciona características un control estructural moderado, producto de esfuerzos de descompresión. En contraste con lo mencionado con Gilli, el control estructural es alto, y se correlaciona al STV descrito en este trabajo, pero coincide con el modelo de salas con esfuerzos normales, o, mejor dicho, transtensivos. También es de importancia que, para la caracterización realizada por el autor, no se menciona que sectores fueron explorados, y en este trabajo se correlacionaron no solo la cueva Gabinarraca, si no la mayoría del sistema. Por ejemplo, en cuevas cercanas cómo Menonitas, son visibles a simple vista rasgos que evidencian características estructurales importantes, como estrías, recristalización y desplazamientos del cauce activo.

El estudio paleosísmico en cuevas ha sido comprobado por diferentes autores como una técnica de gran utilidad, con un amplio rango temporal, precisión y preservación de

información (Farrant et al., 1995; Kagan et al., 2005; Kagan y Alfonsi, 2015; Lacave et al., 2004; Pace et al., 2020; Szczygieł et al., 2020). En las diferentes cuevas y principalmente en la cueva Gabinarraca, cueva Menonitas y cueva La Higuera, se observaron evidencias de desplazamientos de espeleotemas, minerales secundarios asociados al fallamiento, intercrecimiento de espeleotemas y colapsos de bloques y espeleotemas que poseen nuevos depósitos minerales, si se pudieran datar espeleotemas o minerales que presentaran características de eventos y su ruptura, se podría determinar periodos de ruptura de la falla y por ende actividad sísmica importante. Aportando al entendimiento de la física de la ruptura de fallas, su potencial y periodo de recurrencia. Por ejemplo, en la cueva Menonitas, se evidencian espeleotemas quebrados y recristalizados en sus fracturas, espeleotemas con formas variables cercanos a planos de falla y, además, cristalizaciones de yeso, que pudieron venir de fluidos que ascendieron por la traza de la falla, principalmente en la cercanía del “Pasaje de los yesos”. Estas

Un complemento a esta investigación sería la realización de futuros estudios complementarios paleosísmicos en cuevas se podría llegar a tener periodos de recurrencia de rupturas de fallas, evidencias de aceleraciones estimadas y caracterizaciones de las fallas con detalle tridimensional.

5.1.7. SISTEMA TRANSTENSIVO VENADO

El origen de este sistema se asocia con una curva a la derecha en la Falla Fortuna, el cual produce un cambio en la distribución de esfuerzos provocando la zona transtensiva, en concordancia con el modelo representado por Wu et al (2009) (**Figura 48**). Este modelo representa el origen de una zona transtensiva, por un cambio de rumbo entre ambas ramas de la falla principal de unos 5°. Para la Falla Fortuna, se observa la curva de la falla en el área de estudio, donde el cambio de dirección entre el sector NW de la falla, luego del STV, continuando hacia el SE es de ~8°. Por tanto, la presencia de una curva a la derecha en la Falla Fortuna, se considera la principal razón por la que se originó el STV, y su morfología es coincidente con esfuerzos transtensivos.

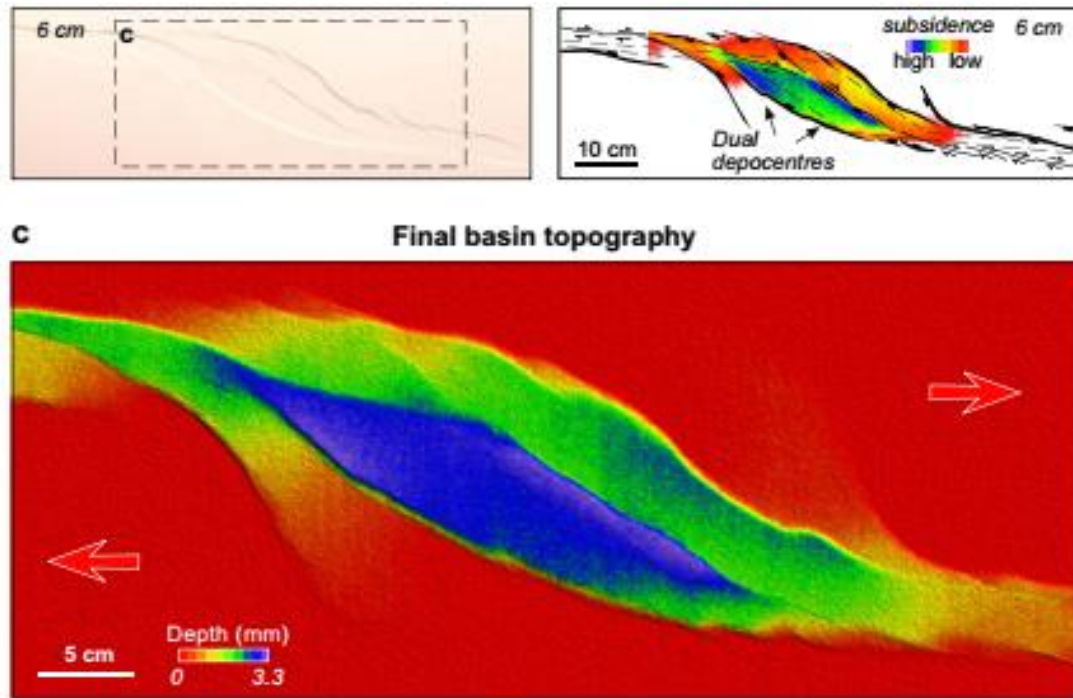


Figura 48. Modelo ejemplificando un sistema transtensivo, mostrando diferencias generales en un cuanto a subsidencia. Este modelo se asocia fallas con una variación del rumbo. Tomado de Wu et al (2009).

La falla Fortuna, que se describe por primera vez en este trabajo se define como una falla con rumbo noroeste de desplazamiento de rumbo dextral. Por lo general estas fallas son subverticales en superficie y son fallas asociadas al acomodo de esfuerzos transcurrentes horizontales. Cuando se presentan curvaturas o zonas de traslape en diferentes segmentos de las trazas de fallas, puede dar como resultado el desarrollo de sistemas transtensivos (asociado a esfuerzos extensivos) o transpresivos (asociado a esfuerzos compresivos). Esos sistemas producen depresiones o levantamientos topográficos provocadas por saltos o cambios de rumbo importantes en fallas de rumbo. El termino transtensión se asocia a la combinación de esfuerzos de rumbo y normales. Los movimientos de los bloques o “lazos” involucrados en la cuenca transtensiva, presentan variaciones de esfuerzos locales debido a su geometría y relación respecto a los esfuerzos regionales, siendo posible encontrar rotaciones, distensión, compresión y cizalle (Burchfiel y Stewart, 1966; Crowell, 1974; Mann, 1982; Mann et al., 2007; Woodcock y Fischer, 1986).

Las variaciones de rumbo que presenta la falla Fortuna en la zona de Venado hacen propicia la generación del sistema transtensivo. Las características geométricas y morfológicas del STV comparado con modelos geométricos planteados por otros autores como Dooley y Schreurs (2012) y Wu et al (2009) permiten apoyar la existencia de este sistema. Al ubicar zonas de subsidencia, fallas y geometría, se observa que las características clásicas planteadas de este modelo difieren, siendo más fuertes los rasgos morfotectónicos del lado SW del área de estudio en comparación con la sección NE. Esta variación es debido a que el sistema transtensivo de Venado, esta sobrepuesto sobre una morfología regional que tiene una pendiente hacia el NE, lo cual produce estas características que difieren de modelos generados en terrenos planos. Esta variación topográfica dificulta la caracterización y comparación del sistema transtensivo con otros sistemas o modelos varios, ya que presenta características únicas al desarrollarse en una ladera, y también, hace difícil la caracterización para conocer la madurez del sistema.

La correlación de este sistema transtensivo y la Falla Fortuna con el fallamiento regional son congruentes con los modelos tectónicos actuales y los esfuerzos descritos por autores como Camacho (2015), López (1999) y Montero et al (2017), siendo congruentes con los esfuerzos principales regionales y destacando una predominancia de fallas de rumbo noroeste para este sector del noroeste de Costa Rica.

Astorga et al. (1991) indican que la cuenca de San Carlos posee dos dominios estructurales principales, el más antiguo, de fallamiento oblicuo de rumbo-normal en dirección NW-SE, que dio origen a la apertura de la cuenca en el Mioceno, y un segundo estilo de fallamiento compresivo con un desarrollo local en dirección E-W con ciertos pliegues asociados. Este modelo también es utilizado por Barboza, Fernández, Barrientos, y Bottazi (1997), con base en perfiles sísmicos de la zona. Ballester, Dobrinescu, Jager, y Mayers (1995) sugieren un modelo compresivo NW-SE, en el Terciario Superior, basado en interpretaciones geofísicas. Contrastando con este modelo, en este trabajo de evidencia que el sistema neotectónico y con sectores activos, son los fallamientos de rumbo y transtensivos con direcciones preferenciales NW-SE, por ejemplo, la falla Fortuna y falla Cote, en contraste con que fueron los sistemas paleotectónicos. Las evidencias de un fallamiento reciente compresivo en la zona de estudio, no es evidente ni en los rasgos geomorfológicos, ni en los datos geológicos de campo, ya que localmente, las variaciones de buzamiento se asocian al buzamiento regional NE y las fallas neotectónicas de rumbo noroeste, por lo tanto no se encontraron evidencias de plegamientos

regionales descritos por autores anteriores que estudiaron la zona de estudio. Es decir, la falta de evidencia de estructuras asociadas con esfuerzos compresivos propuestos dentro de la zona de estudio como las mostradas en trabajos como los Echandi (1986) y Rojas (2019), no son evidentes en rasgos geológicos ni morfotectónicos. Por lo tanto, en este trabajo no se encontraron evidencias concluyentes que permitieran interpretar fallamientos inversos paleotectónicos. Debe indicarse, que Echandi (1986) y Obando (1986) describen en sus trabajos un importante control estructural, con evidencias cinemáticas de fallas de rumbo, desplazamientos de cauces y una dificultad importante en cuanto a la continuidad de las litologías debido al fallamiento presente. Los detalles topográficos usados para este trabajo, que permiten ver características del fallamiento de rumbo, así como técnicas recientes y actualización del modelo tectónico, permiten unificar los testimonios de estos trabajos, incorporándolos con características de neotectónicas en las fallas descritas, y que por la escala de trabajo, objetivo del estudio y estudios regionales, no fueron unificados en un modelo de fallamiento reciente.

Cabe destacar que este estudio se realizó tomando en cuenta detalles del fallamiento neotectónico principalmente, así, muchas de las estructuras fueron descritas con base en datos cinemáticos, morfotectónicos, con una escala detallada. Por tanto, con respecto a estructuras regionales y posiblemente inactivas, estas no fueron caracterizadas en detalle. En este sentido se destaca el contraste entre el modelo presentado en este estudio con el adoptado por Echandi (1986) , Astorga et al (1991), Barboza et al (1997), Pizarro (1993) y Rojas (2019), no es representativo superficialmente para la zona y no hay evidencias que comprueben la existencia de estos sistemas en la zona. De existir este modelo, que no ha sido descrito detalladamente más allá de los artículos Astorga et al (1991) y Barboza et al (1997), donde no son claras sus evidencias a detalle, nivel de escala, características superficiales, o adaptaciones del modelo con datos recientes geodésicos, es difícil poder validar su existencia. No obstante, de ser que exista, en la zona no se observaron evidencias, ya que el importante control estructural está dominado por el fallamiento asociado con la falla Fortuna y el Sistema Transtensivo Venado. Este trabajo no pretende invalidar ni validar la existencia de las estructuras inversas planteadas en los estudios realizados por Echandi (1986) , Astorga et al (1991), Barboza et al (1997), Pizarro (1993) y Rojas (2019), sino, más bien, delimitar las estructuras neotectónicas y activas que predomina en la zona de estudio y unificarlas con los modelos regionales actuales y con las evidencias de campo a una escala detallada.

La contribución de estudios recientes, permiten un mejor entendimiento de la tectónica regional, y también mediante la incorporación de mediciones satelitales de precisión, se cuenta actualmente con un modelo cinemático que caracteriza los esfuerzos regionales de la zona de estudio (e.g DeMets, 2001 y Montero et al., 2017). Estos hallazgos y sus características neotectónicas, son congruentes con los esfuerzos observados y definidos para el STV, ya que unifican y trabajan sobre un modelo tectónico actualizado para el área trasarco del norte de Costa Rica.

La descripción tectónica regional de la zona está basado principalmente en Montero et al (2017), quien indica que las fallas ubicadas del lado este de la Cordillera Volcánica de Guanacaste provocan el desplazamiento del Bloque de Guanacaste hacia el Noroeste, a lo largo del llamado Sistema de Fallas Hacienda-Chiripa. La cercanía de la Falla Fortuna y el Sistema Transtensivo Venado con las fallas descritas en Montero et al (2017) hace pensar que la falla Fortuna puede tener una correlación con el Sistema de Fallas Haciendas- Chiripa, ya que el tipo de fallamiento determinado por Montero et al (2017) de rumbo noroeste y movimiento dextral es consistente en cuanto a esfuerzos con el sistema asociado con la Falla Fortuna. Finalmente, se recomienda caracterizar mejor la falla Fortuna regionalmente y en las áreas circundantes a la zona de estudio, lo cual permitiría ayudar a comprender mejor el modelo geotectónico regional y pese a que se realizó un acercamiento a la caracterización de esta falla, su estudio estaba fuera de los límites de este trabajo.

5.2. CONCLUSIONES

Se actualizó el modelo geológico y tectónico del área de estudio, generando un mapa geológico a escala 1:10 000. El mapeo a detalle permitió una mejor caracterización y delimitación de las trazas de fallas y muestra además una influencia de las zonas de falla con los límites de algunas unidades geológicas, principalmente las intrusiones correlacionables con Grifo Alto. Con este modelo geológico, se actualizó la estratigrafía local y permitió el uso de datos estructurales, permitiendo asociar las litologías con un contexto regional actualizado, el cual no había sido detallado desde los años ochenta para el área de estudio.

La zona de Venado es uno de los pocos sitios donde aflora la secuencia sedimentaria de la Cuenca de San Carlos, ya que esta se encuentra cubierta por depósitos volcánicos. El afloramiento de la secuencia sedimentaria se asocia a erosión asociado a la cuenca transtensiva */pull-apart* del sistema transtensivo Venado.

Las diversas intrusiones descritas en la zona y las encontradas por este trabajo, permiten ampliar el conocimiento del magmatismo y el emplazamiento de los mismos en conjunto con datos de dataciones y geoquímica de trabajos anteriores, además destaca una importante influencia del control estructural de las fallas en los intrusivos. Además, podrían existir al menos dos etapas de las intrusiones de aproximadamente 8,7 Ma y 6,1 Ma asociadas a diferentes ascensos de magma por una debilidad cortical importante.

El análisis morfotectónico a diferentes escalas, la morfometría y morfología subterránea, junto con datos estructurales y geológicos en superficie y subterráneos en cuevas, permitió un análisis y un detallado nivel de precisión en el dibujo de las trazas de fallas. Con base en estos datos, se lograron describir elementos asociados a la deformación de las fallas, con un levantamiento geológico y estructural a detalle acompañando lo evidenciado en detalles geomorfológicos. En cuanto a técnicas morfométricas se destaca que su uso aporta un detalle importante y preliminar para caracterizar rasgos importantes principalmente para fallas normales, no obstante, para rasgos de desplazamiento de rumbo, no se obtuvo mucho beneficio.

Se analizó el sistema kárstico de Venado a detalle por primera vez en un trabajo de este tipo, con el fin de utilizarlo como insumo para obtener datos estructurales, geológicos, neotectónicos, morfológicos, y darle una perspectiva subterránea a la zona. Mediante esto se ubicaron y confirmaron 24 cuevas para la zona, además de zonas con dolinas, sumideros,

surgencias y características kársticas. Se definió el sistema kárstico como un karst cubierto. Además, se realizaron planos de las cuevas principales (Higuera, Gabinarraca y Menonitas) con información geológica y estructural que permitiera aportar datos importantes para el estudio y futuros trabajos. Se evidenció que las cuevas permiten acceder a una gran cantidad de información geológica y estructural relevante para sustentar modelos y es de vital importancia tomar en cuenta los sistemas kársticos para una incorporación general del modelo geológico.

La falla Fortuna es caracterizada regionalmente como una falla dextral con rumbo principal NW-SE, que puede tener una influencia con el sistema de falla Hacienda-Chiripa. Esta falla presenta drenajes desplazados, escarpes, lagunas, valles alineados, posee influencia en el control estructural del acenso de aguas termales e hidrocarburos. La continuidad al sur, debe ser estudiada con mayor detalle, ya que puede tener una continuidad en el poblado de Fortuna de San Carlos. El cambio de rumbo de esta falla en el sector de Venado de San Carlos, da origen al Sistema Transtensivo Venado.

Se describe por primera vez en este trabajo el Sistema Transtensivo Venado un sistema con predominancia de fallas oblicuas de rumbo normales. Para este sistema se definieron 9 fallas que presentan características geológicas y morfotectónicas de actividad neotectónica y en ciertos sectores de fallamiento activo. La geometría y expresión topográfica de este sistema, presenta variaciones a considerar debido a la pendiente topográfica regional con dirección al NE.

. En diferentes puntos, se logran observar que las fallas presentan ruptura en litologías cuaternarias, como lo son depósitos volcánicos, aluviones recientes, espeleotemas y algunos pasajes de cuevas. Con esto se puede evidenciar que el sistema posee fallamientos con rupturas recientes. Las diferentes evidencias neotectónicas para este sistema, son de gran importancia para un posterior análisis de riesgo sísmico.

La zona posee un importante potencial para realizar análisis paleosísmicos, destacando el afloramiento en la Falla 5 (sección 4.1.6), que demuestra una ruptura de falla en depósitos cuaternarios desplazamiento. Otras zonas con potencial de estudios paleosísmicos son las cuevas, ya que presentan espeleotemas desplazados por trazas de falla, colapsos y recristalizaciones asociadas a planos de falla, que permitirían información importante sobre las rupturas de las fallas.

En las cercanías del Sistema Transtensivo Venado, se presenta una sismicidad somera importante, principalmente dadas por sismos que van desde 1 a 4 Mw. Los mecanismos focales estudiados para el área de estudio son congruentes con los esfuerzos y rumbos de los planos de falla del sistema, siendo en su mayoría dextrales con componente normal. A grandes rasgos, se calcula un potencial sísmico de 6,3 Mw.

5.3 RECOMENDACIONES

Se recomienda estudiar a detalle los sistemas de fallas aledaños, así como la falla Fortuna de manera regional, para terminar de comprender y correlacionar el modelo regional y su contexto macro para la evolución geotectónica de la zona.

Se recomienda estudiar con mayor detalle y con dataciones rasgos morfotectónicos y paleosísmicos en las cuevas Menonitas y/o Gabinarraca, que pueden dar mayor información sobre la ruptura pasada de estas fallas, tales como espeleotemas quebrados, sedimentos afectados o mineralizaciones secundarias a raíz del fallamiento.

En diferentes sectores con depósitos cuaternarios, se recomienda realizar estudios paleosísmicos para conocer las zonas exactas donde se da la ruptura y la época en que pasó, y también, complementar los modelos de fotogrametría las zonas de terrazas, con el fin de delimitar influencia de las fallas en estos depósitos.

Es recomendable estudiar la microsismicidad para la zona, y realizar una campaña de recolección de datos con estaciones localizadas con una grilla local, con el fin de caracterizar de una mejor manera los sismos y microsismos que permitan terminar de caracterizar el sistema de fallas, tanto en su cinemática a profundidad, cómo su geometría.

Realizar una caracterización petrográfica, geoquímica y geocronología a detalle de los diferentes cuerpos magmáticos de la zona, con el fin de diferenciar las diversas etapas de magmatismo en este campo de intrusivos.

REFERENCIAS

- (GEA), G. E. A. (2018). *Speleobase*.
- (RSN), R. S. N. (2020). *Catálogo sísmico Red Sismológica Nacional*.
- Alvarado, G. (1989). Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores de la Laguna de Arenal, Costa Rica. *Bol. OSIVAM*, 3, 6–14.
- Alvarado, G. E. (2009). Geología de la hoja Fortuna, Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*.
- Alvarado, G. E., y Gans, P. B. (2011). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46(46), 7–122. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i46.1836>
- Alvarado, G. E., y Gans, P. B. (2012). Síntesis Geocronológica Del Magmatismo, Metamorfismo Y Metalogenia De Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de America Central*, 46, 7–122.
- Argüello, A., Ulloa, A., y Vargas, M. (2020). *Topografía Cueva Higuera* (p. 1).
- Astorga, A. (1992). Descubrimiento de corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y el sur de Nicaragua. En *Revista Geológica de América Central* (Vol. 14, pp. 109–112).
- Astorga, A., Fernández, J., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A., y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. En *Revista Geológica de América Central* (Vol. 13, pp. 25–59).
- Atalay, I. (2003). Effects of the tectonic movements on the karstification in Anatolia, Turkey. *Acta Carsologica*, 32/2(16), 195–203.
- Ballesterero C., L. E., Dobrinescu, M. M., Jager, G. C., y Mayers, I. R. (1995). An Integrated Geological and Geophysical Interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. En R. L. Miller, J. A. Escalante, G. Reinemund, y M. J. Bergin (Eds.), *Earth Science Series, Springer* (Vol. 16, Número January 1995, pp. 95–103). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79476-6_11
- Barboza, G., Fernández, J. A., Barrientos, J., y Bottazzi, G. (1997). Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. *The Leading Edge*, 16(12), 1787–1798. <https://doi.org/10.1190/1.1437582>
- Becker, A., Davenport, C. A., Eichenberger, U., Gilli, E., Jeannin, P. Y., y Lacave, C. (2006). Speleoseismology: A critical perspective. *Journal of Seismology*, 10(3), 371–388.

<https://doi.org/10.1007/s10950-006-9017-z>

Burchfiel, B. C., y Stewart, J. H. (1966). "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77(4), 439–442.

Calvo, C., y Bolz, A. (1994). Der älteste kalkalkaline Inselbogen-Vulcanismus in Costa Rica. Pyroklastite der Formation Loma Chúmico (Alb bis Campan). *Profil*, 7, 235–264.

Calvo, Claudio, y Bolz, A. (1987). La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, Costa Rica. En *Rev. Geol. Amér. Central* 6.

Calvo V, C., y Bolz, A. (1987). Secuencia Venado un estuario tropical. *Rev. Geol. Amér. Central* 6, 1–24.

Camacho, J. (2015). *Caracterización Geofísica y Neotectónica de la Falla Cote-Arenal , Costa Rica*. (tesis Lic.).Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

Chaves, R., y Sáenz, R. (1974). *Geología de la Cordillera de Tilarán*.

Crowell, J. C. (1974). *Sedimentation along the San Andreas fault California*.

DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4043–4046. <https://doi.org/10.1029/2001GL013518>

Dengo, G. (1962). *Estudio geológico de Guanacaste* (p. 141).

Denyer, P., y Arias, O. (1991). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*.

Denyer, P., Montero, W., y Alvarado, G. E. (2009). *Atlas tectónico de Costa Rica* (2 ed). Editorial de la Universidad de Costa Rica.

Dondoli, C., Dengo, D., y Malavassi, E. (1968). *Mapa Geológico de Costa Rica. Escala 1:700 000*.

Dooley, T. P., y Schreurs, G. (2012). Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574–575, 1–71. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030>

Echandi, E. (1986). *Informe geológico de la región Venado - Monterrey*.

En, C., Guanós, P., y Molerio-león, L. F. (2017). *NEOTECTÓNICA Y PATRONES DE*. 13, 29–39.

Farrant, A. R., Smart, P. L., Whitaker, F. F., y Tarling, D. H. (1995). Long-term Quaternary uplift rates inferred from limestone caves in Sarawak, Malaysia. *Geology*, 23(4), 357–360.

[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0357:LTQURI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0357:LTQURI>2.3.CO;2)

Feng, L., Newman, A. V., Protti, M., González, V., Jiang, Y., y Dixon, T. H. (2012). Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: Interseismic megathrust coupling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JB009230>

Flores, K., Denyer, P., y Aguilar, T. (2003). Nueva Propuesta Estratigráfica: Geología De Las Hojas Matambú Y Talolinga Guanacaste, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 28, 131–138.

Flores, K. E., y Gazel, E. (2020). 100 m.y. record of volcanic arc evolution in Nicaragua. *Island Arc, March*, e12346. <https://doi.org/10.1111/iar.12346>

Funk, J., Mann, P., McIntosh, K., y Stephens, J. (2009). Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Bulletin of the Geological Society of America*, 121(11–12), 1491–1521. <https://doi.org/10.1130/B26428.1>

Gartner, G., Meng, L., y Peterson, M. P. (2007). *Digital Terrain Modelling* (Springer (ed.)).

Gazel, E., Alvarado, G. E., Obando, J., y Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 13–31. <https://doi.org/https://doi.org/10.15517/rgac.v0i32.4242>

Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P., y Drosina, M. (2009). Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278–292.

Gilli, Eric. (1996). EFFETS DES SÊISMES DANS L'ENDOKARST Application aux études de sismicité historique. *Géomorphologie, risques naturels et aménagement*, 38–39(1990), 121–132.

Gilli, Erick, Delange, P., y Larre, P. (1994). RECONNAISSANCE SUR LA NEOTECTONIQUE DANS LES KARST DU COSTA RICA. *Centre d'Étude du Karst*, 13.

Girard, G., y van Wyk de Vries, B. (2005). The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: Results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4 SPEC. ISS.), 37–57. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.016>

Goicoechea, C. (2009). *La caverna de Gabinarraca*. EUNED.

Güendel, F. (1986). *Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus*

of the Middle America trench. University of California at Santa Cruz.

Gvozdetzkiy, N. (1965). Types of karst in the U.S.S.R. En *Problems of speleological Research*.

Havskov, J., y Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532–534.

Hayes, C. W. (1899). Physiography and geology of region adjacent to the Nicaragua Canal route. *Geological Society of America Bulletin*, 10(1), 285–348. <https://doi.org/10.1130/GSAB-10-285>

IGN. (2019). *SNIT*. Sistema Nacional de Información Territorial. Costa Rica.

Jordan, G. (2004). *Terrain Modelling with GIS for Tectonic Geomorphology*.

Jordan, G, Meijninger, B. M. L., y Hinsbergen, D. J. J. Van. (2005). *Extraction of morphotectonic features from DEMs : Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece*. 7, 163–182. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2005.03.003>

Jordan, Gyozo. (2003). Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: A case study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(8), 807–822. <https://doi.org/10.1002/esp.469>

Kagan, E. J., Agnon, A., Bar-Matthews, M., y Ayalon, A. (2005). Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology*, 33(4), 261–264. <https://doi.org/10.1130/G21193.1>

Kagan, E. J., y Alfonsi, L. (2015). *Speleoseismology in Northern Calabria : a tool for unravelling the paleoseismic history*. April.

Kamp, V. de. (1985). *Evaluation of Stratigraphy Source Rock potential and Reservoir Potential in Costa Rica*. En: Echandi, E. (1986).

Lacave, C., Koller, M. G., y Egozcue, J. J. (2004). What can be concluded about seismic history from broken and unbroken speleothems? *Journal of Earthquake Engineering*, 8(3), 431–455. <https://doi.org/10.1080/13632460409350496>

Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica*. Univ. Costa Rica.

Linkimer, L., y Alvarado, G. E. (2014). Distribución espacio-temporal de la sismicidad sentida en Costa Rica (1976-2013) en el marco histórico del 30 aniversario (1982-2012) de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE). *Revista Geológica de América Central*, 45–71.

<https://doi.org/10.15517/rgac.v0i0.16569>

López, A. (1999). *Neo-and paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean Plate and its fault reactivation potential*.

Malavassi, E., y Madrigal, R. (1970). Reconocimiento geológico de la zona norte de Costa Rica. San José, Costa Rica. En *Inf. Tec. y Not. Geol.* (Vol. 38).

Malavassi, Enrique, y Madrigal, R. (1970). *RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA ZONA NORTE DE COSTA RICA*.

Malavassi, V. E., y Madrigal, R. (1970). Reconocimiento geológico de la Zona Norte de Costa Rica. *Inf. Tec. y Not. Geol.*, 38, 1–18.

Mann, P., Schubert, C., and Burke, K. (1990). Review of Caribbean neotectonics. En E. Dengo, G., and Case, J.E. (Ed.), *The Caribbean region* (Geological, pp. 307–338).

Mann, P. (1982). *DEVELOPMENT OF PULL-APART BASINS* ' . 3.

Mann, P., Rogers, R. D., y Gahagan, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. *Central America: Geology, Resources and Hazards, August 2015*, 205–241. <https://doi.org/10.1201/9780203947043.ch8>

Marshall, J. S. (2007). The geomorphology and physiographic provinces of Central America. *Central America: geology, resources and hazards*, 1, 75–121.

Matumoto, T. (1973). *A study of the after shocks and intensity of the Tilarán earthquake of april 13, 1973*.

Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Salazar, E., Protti, M., y Poblete, F. (2017). Middle to late Miocene contractional deformation in Costa Rica triggered by plate geodynamics. *Tectonics*, 1–14. <https://doi.org/10.1002/2017TC004626>

Montero, B. W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, E., Cowan, H., Machette, M. N., Kathleen, M., y Dart, R. L. (1998). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Costa Rica and its Offshore Regions Regional Coordinator for Central America. *USGS open file report*, 98–481.

Montero, W. (1983). Sismicidad Histórica de Costa Rica 1638-1910. *Geofísica Internacional*, 28 (3), 531–559. https://www.researchgate.net/publication/320025055_Sismicidad_historica_de_Costa_Rica_1638-1910

Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la

microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i24.8551>

Montero, W., y Alvarado, G. E. (1988). Los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo transversal a la cordillera volcánica del Guanacaste, Costa Rica. *Revista de Ciencia y Tecnología*, 12, 69–87.

Montero, W., Lewis, J. C., y Araya, M. C. (2017). The guanacaste volcanic arc sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01593-8>

Montero, W., Rojas, W., y Linkimer, L. (2013). Neotectónica de las Fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el Sistema de Falla Aguacaliente, falda sur Macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geologica de America Central*, 48, 119–139.

Neely, A. B., Bookhagen, B., y Burbank, D. W. (2017). An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(6), 1236–1261. <https://doi.org/10.1002/2017JF004250>

Neuendorf, K. K. E., Mehl Jr, J. P., y Jackson, J. A. (2011). Glossary of Geology. revised. *American Geosciences Institute, Alexandria, Virginia*.

Obando, L. G. (1986). Estratigrafía de la formación Venado y Rocas Sobreyacentes (Mioceno-Reciente) Provincia de Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 5, 73–104.

Pace, B., Valentini, A., Ferranti, L., Vasta, M., Vassallo, M., Montagna, P., Colella, A., y Pons-Branchu, E. (2020). A Large Paleoearthquake in the Central Apennines, Italy, Recorded by the Collapse of a Cave Speleothem. En *Tectonics* (Vol. 39, Número 10). <https://doi.org/10.1029/2020tc006289>

Palmer, A. N. (2007). *Cave Geology* (R. Watson (ed.)). Cave Books.

Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos Litológicos y Bioestratigráficos. *Rev. Geol. Amér. Central*, 15, 81–85.

Plafker, G. (1973). *Field reconnaissance of the effects of the earthquake of april, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica*. <https://pubs.usgs.gov/of/1973/0371/report.pdf>

Recope. (1984). Exploración Petrolera en Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 137–141.

Roberts, A. (2001). Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break*, 19(2), 85–100. <https://doi.org/10.1046/j.0263-5046.2001.00142.x>

Rojas, M. (2019). *Geología de la Hoja Monterrey - 3247 I, Escala 1:50000*. <https://doi.org/10.1037//0033-2909.I26.1.78>

Rojas, M. (2019). *GEOLOGÍA DE LA HOJA MONTERREY - 3247 I*. <https://doi.org/10.1037//0033-2909.I26.1.78>

Schellart, W. P. (2005). Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(3-4), 197-219. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.019>

Sen Gupta, B.K., Malavassi, L. R., y Malavassi, E. (1986). Late Miocene shore in northern Costa Rica: Benthic foraminiferal record. *Geology*, 14, 218-219.

Shanov, S., y Kostov, K. (2014). *Dynamic tectonics and karst*. Springer.

Snoke, J. A. (2003). 85.12 FOCMEC: FOCal MEChanism determinations. *International Geophysics*, 81(PART B), 1629-1630. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80291-7](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80291-7)

Soto, G. J., y Alvarado, G. E. (2006). Eruptive history of Arenal Volcano, Costa Rica, 7 ka to present. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1-3), 254-269. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.041>

Spacapan, J. B., Galland, O., Leanza, H. A., y Planke, S. (2016). Control of strike-slip fault on dyke emplacement and morphology. *Journal of the Geological Society*, 173(4), 573-576. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-166>

Sprechmann, P. (1984). Manual de Geología de Costa Rica - Volumen 1: Estratigrafía. En *Manual de Geología de Costa Rica* (p. 309).

Sukumar, B., y Sukumar, A. (2013). *Morphometric and Terrain analysis of Payaswani River Basin of Kerala and Karnataka States using GIS*. 4(2), 356-365.

Szczygieł, J., Wróblewski, W., Mendecki, M. J., Hercman, H., y Bosák, P. (2020). Soft-sediment deformation structures in cave deposits and their possible causes (Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland). *Journal of Structural Geology*, 140(February). <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104161>

Taylor, W. (2015). *Notas sobre el terremoto de Guatuso 10 de Octubre del 1911*. <http://historiasismicayvolcanicadecostarica.blogspot.jp/2015/02/notas-sobre-el-terremoto-de-guatuso-10.html>

Ulloa, A., Aguilar, T., Goicoechea, C., y Ramirez, R. (2011). *Descripción, clasificación y aspectos geológicos de las zonas kársticas de Costa Rica*. 53-74.

- Ulloa, A., y Vargas, M. (2014). *Plano Caverna Menonitas* (p. 1). Grupo espeleológico Anthros.
- Ulloa, A., y Vargas, M. (2018). *Plano Caverna Gabinarraca*.
- Veress M, Németh I, Unger Z, K. P. (2013). Predicting potential sites of covered Karstification. *Geogr Geo, 1*, 1–18.
- Veress, M. (2016). *Covered Karsts*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-7518-2>
- Villegas, A. (1997). *Geodinámica de La Cordillera de Tilarán, Relación entre el Volcanología y la Tectónica*. Universidad de Costa Rica. San José.
- Waldron, J. W. F. (2005). Extensional fault arrays in strike-slip and transtension. *Journal of Structural Geology, 27*(1), 23–34. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.015>
- Weinberg, R. F. (1992). Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics, 11*(5), 1010–1017. <https://doi.org/10.1029/92TC00859>
- Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America, 84*(4), 974–1002.
- Wood, J. (1996). The geomorphological characterisation of digital elevation models. *Ph. D. Dissertation, March*, 160. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Woodcock, N. H., y Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology, 8*(7), 725–735. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90021-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90021-0)
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., y Dooley, T. (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology, 26*(8), 1608–1623. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.007>
- Žáček, V., Janoušek, V., Ulloa, A., Košler, J., Huapaya, S., Mixa, P., Vondrovicová, L., y Alvarado, G. E. (2011). The late miocene guacimal pluton in the Cordillera de Tilarán, Costa Rica: Its nature, age and petrogenesis. *Journal of Geosciences, 56*(1), 51–79. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.087>
- Žáček, V., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., Mixa, P., Grygar, R., Havlíček, P., Čech, S., Hrazdára, P., y Metelka, V. (2012). Geology and stratigraphy of the sheet 3246-ii Miramar, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central, 47*, 7–54.

ANEXO 1: DESCRIPCIÓN DE SECCIONES DELGADAS

ROCAS PIROCLÁSTICAS

Código de muestra: **19212-6**

Nombre de la roca: **Toba vitroclástica con shards**

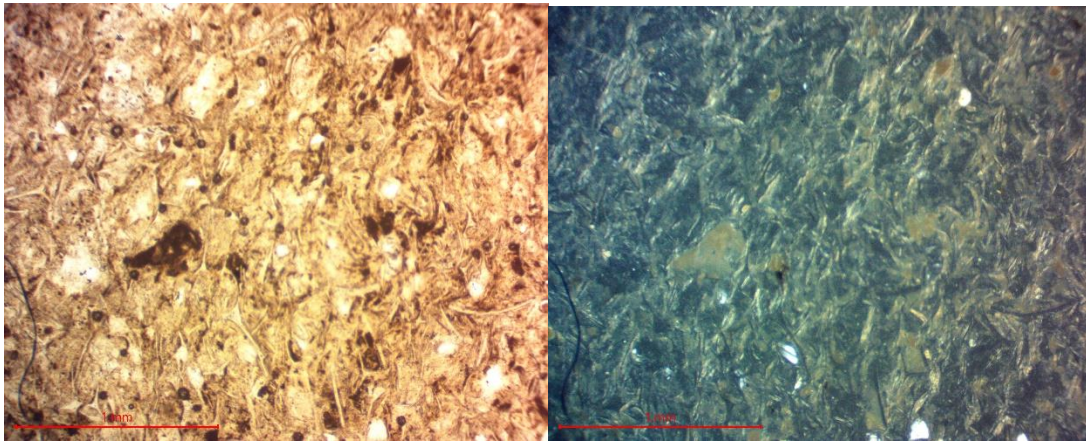
Descripción macroscópica:

Roca tobacea con fragmentos de pómez....

Descripción microscópica:

Textura vitroclástico con shards, matriz vítrea, con fenocristales aislados de plagioclasa, fantasmas de anfíboles y máficos. Estos fenocristales rondan los 0,2 mm de tamaño.

Matriz ocupa un 95% mientras que los fenocristales un 5 % (plagioclasa 2 %, anfíboles 1% y máficos 2%).



Código de muestra: **19621-666**

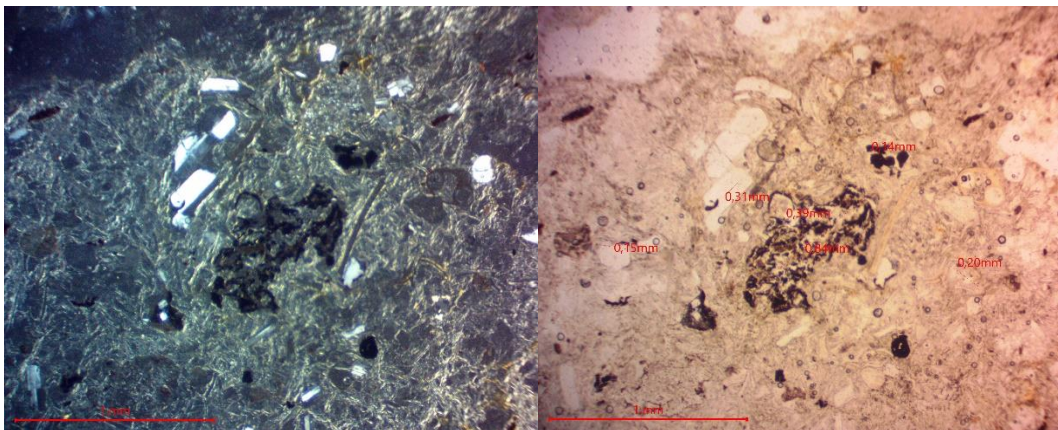
Nombre de la roca: **Toba vítrea con plagioclasa y máficos**

Descripción macroscópica:

Roca tobácea con fragmentos de pómez

Descripción microscópica:

Textura vitroclástico con fenocristales. Fenocristales de plagioclasa, anfíboles y máficos de tamaños variables. Para la plagioclasa se vieron de forma xenomórficos, con maclas asociada en la mayoría de los casos, sus tamaños van desde 0,3 mm a 2 mm, en un 8% de la muestra. Los anfíboles, en ocasiones se presentan alterados, hipidiomórficos y no mayores de 1 mm, en un 2%. Los máficos son xenomórficos, se encuentran en un 3% y se presentan de tamaños 0,1 a 0,3 mm.



ROCAS INTRUSIVAS

Código de muestra: **19214-1**

Nombre de la roca: **Andesita basáltica**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica-porfírica, de color gris muy oscuro, apariencia vítrea con fenocristales de grano fino (no más de 3 mm) de plagioclasa (2 x 0,3 mm) tabulares en un 2%, piroxenos en un 1 % de tamaños de 1 x1 mm aproximadamente y olivinos de 1x1 mm de tamaño promedio en un 2 %. A simple vista la roca parece afírica, debido a su porcentaje elevado de matriz de alrededor 95%.

En ocasiones se observaron alteraciones de cuarzo y minerales alterados cerca de la toma de la muestra y en sectores más alterados de la roca. El olivino, presenta a su vez alteración el cual cambia su tonalidad característica a un poco más turbia, y un verde más alterado, lo que lo hace difícil de diferencia en macroscopia con plagioclasa alterada.

En ciertos casos se ven vetas de alteración por cuarzo.

Descripción microscópica:

Roca hipocristalina de textura microlítica con fenocristales porfíricos y glomeroporfíricos de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 1x 0,3 mm en un 4% , augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,5 mm en un 2% de la muestra y olivinos de tamaño promedio de 0,3 x 0,4 mm de forma hipidiomórfica, alterados en ocasiones con iddingsita, algunos clastos vacíos y posibles fantasmas, se encuentran en un 2 %. La matriz representa un 94 % de la muestra y los fenocristales u 6 %.

La matriz está compuesta casi en su totalidad por vidrio volcánico, con presencia de microlitos dispersos de plagioclasa envueltos en la matriz vítrea alterada, lo que hace difícil calcular el porcentaje de microlitos y si es totalmente microlítica.

Código de muestra: **19211-04**

Nombre de la roca: **Andesita basáltica**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra oscura 97% aproximadamente con un 3% de cristales de plagioclasa en promedio menores de 1 mm. En ocasiones se observa alterada por cuarzo. Al ser tan bajo el porcentaje en ocasiones se observa casi afírica.

Descripción microscópica:

Roca hipocristalina de textura microlítica con fenocristales porfíricos y glomeroporfíricos de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 0,9x 0,4 mm en un 6%, augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,5 mm en un 4% de la muestra y olivinos de tamaño promedio de 0,2 x 0,3 mm de forma xenomórfica, alterados en ocasiones con iddingsita, algunos clastos vacíos y posibles fantasmas, se encuentran en un 2 %. La matriz representa un 94 % de la muestra y los fenocristales u 6 %.

La matriz está compuesta casi en su totalidad por vidrio volcánico, con presencia de microlitos dispersos de plagioclasa envueltos en la matriz vítrea alterada, lo que hace difícil denotar el porcentaje de microlitos y si es totalmente microlítica.

Código de muestra: **190211-01**

Nombre de la roca: **Andesita basáltica**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra oscura 98% aproximadamente con un 2% de cristales de plagioclasa en promedio menores de 1 mm.

Se encuentra en ocasiones alterada por cuarzo. Al ser tan bajo el porcentaje en ocasiones se observa casi afírica. En ocasiones se ven cristales pequeños con brillo fuerte, metálico.

Descripción microscópica:

Roca hipocristalina de textura microlítica con fenocristales porfíricos y glomeroporfíricos de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 0,9x 0,4 mm en un 6%, augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,5 mm en un 4% de la muestra y olivinos de tamaño promedio de 0,2 x 0,3 mm de forma xenomórfica, alterados en ocasiones con iddingsita, algunos clastos vacíos y posibles fantasmas, se encuentran en un 2 %. La matriz representa un 94 % de la muestra y los fenocristales u 6 %. Presenta olivino alterado a nontronita, posiblemente reemplazado con piritita o calcopiritita, también posible idingsitización.

Código de muestra: **VAIN 1/2**

Nombre de la roca: **Andesita basáltica**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra, aparecía muy vítrea (fractura concoide) 92% aproximadamente con un 6% de cristales de plagioclasa en promedio 1 x 0,3

mm y piroxenos en un 2 % de tamaños de 0,5 x 0,5 mm aproximadamente, que en ocasiones se encuentran en cumulitos con posibles otros máficos.

Se observa alteraciones leves, o zonaciones por posibles alteraciones.

Descripción microscópica:

Roca hipocristalina de textura microlítica con fenocristales porfiríticos, pero también una importante cantidad de glomeroporfiríticos. Presenta plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 0,8 x 0,1 mm en un 5% , augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,2 x 0,2 mm en un 5% de la muestra y olivinos de tamaño promedio de 0,2 x 0,2 mm de forma xeromórfica, en ocasiones se observan sanos y otras muy alterados, con posibles alteración a nontronita quedando reemplazos con apariencia máfica, en un 4% de la muestra.

La matriz se denota en un 86%, principalmente vítrea, pero con microlitos de plagioclasa alterados, que impiden caracterizar bien la distribución o trama de los mismos.

Código de muestra: **DM1**

Nombre de la roca: **Andesita (Dolerita)**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra, muy vítrea (fractura concoide) 92% aproximadamente con un 6% de cristales de plagioclasa en promedio 1 x 0,3 mm y piroxenos en un 2 % de tamaños de 0,5 x 0,5 mm aproximadamente, que en ocasiones se encuentran en cumulitos con posibles otros máficos. Se denota con gran alteración y fracturamiento, fue tomada instruyendo caliza en una intrusión de alrededor de 20 cm de ancho. Presenta alteraciones hidrotermales con cuarzo y variaciones fuerte en tonalidad, así como minerales secundarios de óxidos de hierro.

Descripción microscópica:

La descripción de la roca es similar a DM1, no obstante, se encuentra muy alterada para caracterizar mejor porcentajes y minerales en buena cantidad. Por tanto, por la proveniencia de la misma, se considera una descripción similar.

Roca Hialopilitica microlítica, y texturas subofítica. Presenta fenocristales de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 1 x 0,2 mm en un 10%, augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,4 mm en un 5% de la muestra y la posible presencia de olivinos que se observan mediante fantasmas o alteraciones en un 2% de tamaño promedio de 0,3 x 0,2 mm de forma xenomórfica.

La matriz es hialopilitica en un 83%, presentando microlitos de plagioclasa y piroxenos, augitas en su mayoría, otros no reconocidos tan claramente y algunos minerales reemplazados y con alto rango de color, posiblemente asociado con olivino. Los microlitos de plagioclasa presentan tamaños más gruesos que en muestras de andesitas basálticas, muy constantes de alrededor de 0,1 mm.

La alteración en esta roca es fuerte, presentando vetas de cuarzo de hasta 0,5 mm, con halos de alteración que superan los 2 mm alrededor de ellas, además se observan muchos minerales reemplazados.

Código de muestra: **D01-M**

Nombre de la roca: **Andesita (Dolerita)**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra, apariencia muy vítrea (fractura concoide) 92% aproximadamente con un 6% de cristales de plagioclasa en promedio 1 x 0,3 mm y piroxenos en un 2 % de tamaños de 0,5 x 0,5 mm aproximadamente, que en ocasiones se encuentran en cumulitos con posibles otros máficos.

Se observa alteraciones leves, o zonaciones por posibles alteraciones.

Descripción microscópica:

Roca Hialopilitica microlítica, y texturas subofítica. Presenta fenocristales de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 1 x 0,2 mm en un 10%, augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,4 mm en un 5% de la muestra y la posible presencia de olivinos que se observan mediante fantasmas o alteraciones en un 2% de tamaño promedio de 0,3 x 0,2 mm de forma xenomórfica.

La matriz es hialopilitica en un 83%, presentando microlitos de plagioclasa y piroxenos, augitas en su mayoría, otros no reconocidos tan claramente y algunos minerales reemplazados y con alto rango de color, posiblemente asociado con olivino. Los microlitos de plagioclasa presentan tamaños más gruesos que en muestras de andesitas basálticas, muy constantes de alrededor de 0,1 mm.

Código de muestra: **Ve0613-19 y 19 06 13**

Nombre de la roca: **Andesita**

Descripción macroscópica:

La Ve0613—19: Roca afanítica, presenta un gran porcentaje de matriz negra, muy vítrea (fractura concoide) presenta cristales de plagioclasa de hasta 2 mm en ocasiones arcitillizados, se observa muy masiva y dura, por posible alteración hidrotermal.

La muestra 19 06 13, presenta mayor meteorización y alteración, en ocasiones se observan plagioclasas hidratadas amarillentas y una matriz con mucha alteración presentando como bandas.

Descripción microscópica:

Ve0613—19: Matriz con apariencia fluidal alterada, se observa muy arcitillitizada, se cree que es una matriz microlítica fina. Presenta cristales xenomórficos de plagioclasa de 0,3x 0,2 mm en un 2% y piroxenos hipidiomórficos en un 2 % de tamaños de hasta 0,5 mm, en ocasiones se encuentran en intercrecimiento. Se observan bandas de alteración posiblemente sericita.

19 06 13: Presenta apariencia similar a diferencia que su alteración en los cristales es casi total, se observan formas hipidiomórficos que podrían correlacionarse tanto por su cercanía como por detalles de la muestra a la misma roca. Presenta plagioclasas y posibles reemplazamientos de piroxenos.

ROCAS VOLCÁNICAS

Código de muestra: **19214-1**

Nombre de la roca: **Andesita basáltica**

Descripción macroscópica:

Roca afanítica-porfirítica, de color gris muy oscuro, vítrea con fenocristales de grano fino (no más de 3 mm) de plagioclasa (2 x 0,3 mm) tabulares en un 2%, piroxenos en un 1 % de tamaños de 1 x1 mm aproximadamente y olivinos de 1x1 mm de tamaño promedio en un 2 %. A simple vista la roca parece affrica, debido a su porcentaje elevado de matriz de alrededor 95%.

En ocasiones se denotan alteraciones de cuarzo y minerales alterados cerca de la toma de la muestra y en sectores más alterados de la roca. El olivino, presenta a su vez alteración el cual cambia su tonalidad característica a un poco más turbia, y un verde más alterado, lo que lo hace difícil de diferencia en macroscopia con plagioclasa alterada.

En ciertos casos se ven vetas de alteración por cuarzo.

Descripción microscópica:

Roca hipocristalina de textura microlítica con fenocristales porfíricos y glomeroporfíricos de plagioclasa hipidiomórfico de promedio de 1x 0,3 mm en un 4% , augita hipidiomórficos de aproximadamente 0,5 x 0,5 mm en un 2% de la muestra y olivinos de tamaño promedio de 0,3 x 0,4 mm de forma hipidiomórfico, alterados en ocasiones con iddingsita, algunos clastos vacíos y posibles fantasmas, se encuentran en un 2 %. La matriz representa un 94 % de la muestra y los fenocristales un 6 %.

La matriz está compuesta casi en su totalidad por vidrio volcánico, con presencia de microlitos dispersos de plagioclasa envueltos en la matriz vítrea alterada, lo que hace difícil denotar el porcentaje de microlitos y si es totalmente microlítica.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Código de muestra: **19219-00**

Nombre de la roca: **Arenisca media volcanoclástica**

Descripción macroscópica:

Roca clástica media, con laminaciones entre grano fino a medio de tonalidad gris verdoso, presenta cristales de plagioclasa de 3x3 mm en un 2 %, así como líticos de tonalidad negra de menos de 2 mm en un 2 % y fragmentos de lo que parece ser pómez en laminaciones se encuentra más enriquecido, pero en un promedio de 5 %.

Descripción microscópica:

Roca sedimentaria con clastos volcanoclásticos de andesitas, basaltos, fragmentos vitreos (posible pómez) e indiferenciados en un 80%, presenta fenocristales flotantes de plagioclasa

en un 10 % el 10 % restante de matriz no se pudo caracterizar bien debido al pulido de la sección.



Código de muestra: **190211-4B**

Nombre de la roca: **Lutita bituminosa con aporte volcánico**

Descripción macroscópica:

Lutita fina bandeada, con cristales flotantes en un 5 % de plagioclasa. Matriz oscura deleznable y plasticidad media.

Descripción microscópica:

Roca sedimentaria laminada con tonalidades negras a café, bandas de promedio de 1 mm, entre ellos se observan cristales envueltos con matriz de textura fluidal. Entre los cristales se encuentran plagioclasa, de aproximadamente 0,6x 0,1 mm en un 2 % y piroxenos de 0,3x 0,3 mm en un 1 %. Se observan de forma idiomórfica principalmente.

Código de muestra: **19211-6**

Nombre de la roca: **Brecha volcánogénica negra**

Descripción macroscópica:

Brecha volcánica negra con matriz arenosa volcániclastica con clastos de angulares a subangulares, de basaltos y andesitas. Matriz 60%, clastos 40%-

Descripción microscópica:

Roca sedimentaria, matriz alterada, se presenta en un 30%, con clastos volcánicos asociados a andesitas y posibles basaltos que van desde 1 mm hasta 0,1 mm, redondeados en la matriz. Se encuentra muy alterada, lo que no permite caracterizar bien, matriz presenta alteración lo que aparenta ceritización.

Código de muestra: **Ve0402M**

Nombre de la roca: **Brecha volcanogénica**

Descripción macroscópica:

Roca clástica media, con matriz fina a media, presenta clastos subangulares desde 3 mm hasta métricos en el campo. Presenta cristales principalmente de plagioclasas flotantes en un 4% de un promedio de 2x 1 mm tabulares.

Descripción microscópica:

Roca con clastos volcánicos monolíticos, de andesitas, con selección buena, matriz presenta composición muy similar con plagioclasas flotantes en un 20% de la matriz.

Matriz se denota en un 45 % y clastos en un 55%.

Código de muestra: **1902012-4**

Nombre de la roca: **Lutita gris claro volcaniclástica**

Descripción macroscópica:

Roca fina, lutita, con matriz fina, maleable, plástica. Presenta cristales flotantes de plagioclasa de 1x 3mm en un 5%. Presenta clastos flotantes muy escasos en un 1% de hasta 5 mm de rocas ígneas.

Descripción microscópica:

Roca matriz muy fina alterada a sericita, con cristales de plagioclasa en un 5% de 0,2x 0,1 mm tabulares, piroxenos en un 3% de 0,3x 0,3 mm y olivinos alterados, en un 2 % de 0,4x 0,2 mm.

Matriz es un 90% y cristales en un 10 %

ANEXO 2: BASE DE DATOS DE SISMOS Y MECANISMOS FOCALES.

Tabla 3: Detalle de mecanismos focales obtenidos

No	Long/ LatY	Prof	Mw	Fecha	Hora	RMS	St	No Pol.	Rum bo	Inc.	Rake	GA P	BD
1	10,585 - 84,738	6,6	3,5	21/12/2015	7:16	0,5	163	57	233	77	-35	24	RS N
2	10,526 - 84,733	4,2	2,9	7/11/2017	9:53	0,4	70	22	237	49	39	58	RS N
3	10,575 - 84,813	4,4	3,9	6/12/2017	4:15	0,5	94	28	212	57	20	59	RS N
4	10,578 - 84,813	10	4,2	6/11/2017	7:29	0,4	100	38	270	52	61	54	RS N
5	10,557 - 84,814	5,9	3,7	5/6/2020	1:34	0,4	66	23	49	76	6	143	RS N
6	10,563 - 84,733	12,7	3,6	21/12/2015	7:16	0,6	70		233,3	73, 7	-11,7	75	RS N

No: número, Long; Longitud, Lat: Latitud, Prof: Profundidad, Mw: Magnitud momento, St: estaciones utilizadas, No Pol: Número de polaridades, Inc.: Inclinación y BD: Base de datos