

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

Trabajo Final de Graduación

Modalidad Tesis de licenciatura

**“Análisis geomorfológico de la vertiente pacífica del volcán Barva,
aplicado a la determinación de procesos de remoción en masa”**

Elaborado por:

Sebastián Carmona Arias

Carné: B11453

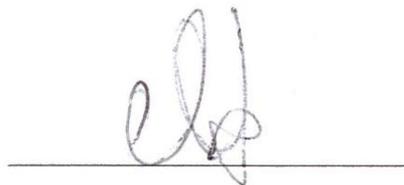
Agosto, 2021

Tesis sometida y aceptada por el tribunal del trabajo final de graduación como requisito para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

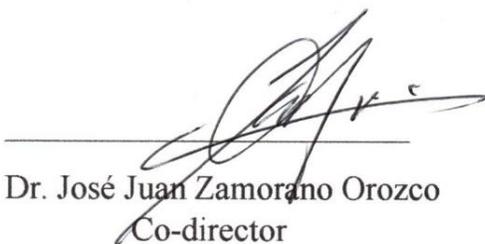
TRIBUNAL EXAMINADOR



Dr. Pablo Ruiz Cubillo
Director de tesis



M.Sc. Giovanni Peraldo Huertas
Co-director



Dr. José Juan Zamorano Orozco
Co-director



M.Sc. Fernando Alvarado Villalón
Miembro del Tribunal



M.Sc. Elena Badilla Coto
Presidenta del Tribunal



Sebastián de Jesús Carmona Arias
Postulante

DEDICATORIA

Dedico este trabajo primero a Dios
por darme las fuerzas para continuar.
A mis padres, familia, seres queridos y amigos
por brindarme todo su apoyo y confianza
incondicional durante todo este tiempo.

Agradecimientos

En primera instancia agradezco a mis padres por hacerme la persona que hoy soy, son mi más grande apoyo, y de ellos siempre tuve el más grato amor, confianza y motivación a lo largo de toda mi formación profesional.

A mi familia, quienes me acompañaron a lo largo de todo este proceso, porque creyeron en mí y me dieron su apoyo incondicional. Además, fueron quienes más me acompañaron a las giras.

A los profesores que participaron en este proyecto, especialmente a mi director de tesis Paulo Ruiz, quien me brindó las herramientas, el camino y la confianza para abordar este proyecto.

Al profesor Giovanni Peraldo, quien siempre estuvo como un padre dándome su acompañamiento en todo momento y brindando sus sabios consejos.

Al profesor José Juan Zamorano, quien me brindó su tiempo y paciencia para enseñarme geomorfología y consejos para mi vida como profesional.

A los geólogos Elena Badilla y Fernando Alvarado, quienes aportaron en este trabajo tanto al principio como la adquisición de información para las bases de datos, como en la corrección del documento final.

Al geólogo Juan Pablo Solano por sus consejos en todo el proceso de tesis y acompañarme al campo.

A mis amigos por apoyarme a lo largo de todo el proceso, por exigirme continuar con la investigación y por sus sabios consejos.

A Michel García por acompañarme a lo largo de una parte de todo el proceso de tesis, por motivarme a avanzar y hacerme el camino más fácil. También a Ricardo Alcaraz por colaborar en la corrección del documento.

Índice

Resumen.....	1
Introducción	3
Ubicación del área de estudio.....	3
Justificación	4
Objetivo General	6
Objetivos específicos.....	6
Hipótesis	6
Metodología	7
Marco Teórico.....	9
Antecedentes generales	9
Trabajos previos en geomorfología volcánica	11
Volcán Barva.....	11
Volcanes en Costa Rica.....	12
Uso del LiDAR en Costa Rica.....	13
Zonificación morfometría.....	14
Capítulo 1. Estratigrafía Local	17
1.1. Formación Colima.....	18
1.2. Formación Tiribí.....	21
1.3. Formación Barva	24
1.3.1. Unidad Bermúdez.....	25
1.3.2. Unidad Carbonal.....	28
1.3.3. Unidad Guararí	29
1.3.4. <i>Debris Avalanche</i> El Coyol	33
1.3.5. Unidad Los Bambinos	35
1.3.6. Unidad Los Ángeles	41
1.3.7. Unidad Porrosatí.....	42

Capítulo 2. Morfometría.....	49
2.1. Altimetría	49
1.1. Inclinación del terreno	54
1.2. Densidad de la disección	58
1.3. Profundidad de la disección.....	61
1.4. Energía del Relieve	64
1.5. Zonificación de procesos exógenos: Gravitacional.....	67
1.5.1. Identificación y clasificación de los procesos gravitacionales en la vertiente S-NW del volcán Barva	70
5.1.1 Factores Intrínsecos	73
5.1.1 Factores Desencadenantes	81
Capítulo 3. Geomorfología.....	92
Relieve Endógeno	94
1. Volcánico Acumulativo.....	94
1.1. Volcán Compuesto	94
1.1.1. Barva	95
1.2. Coladas de lava asociadas al volcán Barva	96
1.2.1. Tempranas	96
1.2.2. Intermedias.....	97
2. Volcánico Explosivo	98
2.1. Constructivo	98
2.1.1. Conos de escorias	98
2.1.2. Formas asociadas a Las Tres Marías	105
2.1.3. Volcán adventicio asociado al cono occidental de Las Tres Marías	106
2.2. Destructivo	108
2.2.1. Cráteres.....	108
3. Volcánico Efusivo.....	110

3.1. Domos	110
3.1.1. Coladas de lava asociadas a los domos	111
4. Lavas tardías volcán Poás	114
Relieve Exógeno	114
5. Erosivo	115
5.1. Valles Fluviales	115
6. Acumulativo	117
6.1. Terrazas fluviales	117
7. Erosivo-acumulativo gravitacional	117
7.1. Deslizamiento	118
7.2. Desprendimiento	118
7.3. Flujo de lodo	118
7.4. Movimiento gravitacional complejo	118
Consideraciones finales	119
Símbolos complementarios	120
Contactos reales	120
Discusión de resultados	121
Conclusiones	128
Recomendaciones	130
Referencias	132
Anexo 1. Mapa geológico local	138
Anexo 2. Mapa de distribución de afloramientos	139
Anexo 3. Mapa de secciones estratigráficas y pozos	140
Anexo 4. Mapa geomorfológico	141
Anexo 5. Mapa geomorfológico con elementos viales	142

Índice de Figuras

Figura 1: Ubicación del área de estudio.	4
Figura 2: Columna estratigráfica de la vertiente pacífica volcán Barva. Elaboración propia.....	18
Figura 3: A y B. Afloramientos de la formación Colima sobre el cauce y márgenes del río Alajuela, coordenadas CRTM05. 4796883E- 1111955N. Código de afloramiento BA8-11. Fuente propia.	20
Figura 4: Perfil esquemático (E-E´) a partir de la base de datos de pozos de SENARA. La formación Colima se reporta en los pozos BA-814, BA-838 y BA-786. Elaboración propia (en el Anexo 3 se incluye mapa con ubicación de líneas de perfil).....	21
Figura 5: A. Afloramiento BA8-10 correlacionado con la formación Tiribí sobre el cauce del río Los Ahogados, coordenadas CRTM05. 481026E- 1114497N. B. Afloramiento BA8-1, talud con contacto de la Fm. Tiribí en la base y en la cima colada Aeropuerto (unidad Bermúdez). 478216N - 1104862N. Fuente propia.	24
Figura 6: Perfil esquemático (B-B´) mediante la información de pozos. La Fm. Tiribí se reporta en los pozos del SENARA BA-569, BA-177, BA-410 y BA-786 (Anexo 3 incluye mapa con localización de las líneas de perfil y pozos). Elaboración propia.	24
Figura 7: A y B afloramientos de la unidad Bermúdez sobre el cauce y márgenes de la quebrada Los Rastrojos, coordenadas CRTM05. 479981E- 1121456N. Código de afloramiento BA10-9. Fuente propia.	27
Figura 8: Perfil esquemático (D-D´) mediante la información de pozos. En el pozo BA-928, se interpretó el contacto entre la unidad Bermúdez y Achioté, en el cual Bermúdez es más reciente. Fuente propia.	28
Figura 9: Perfil esquemático (A-A´) mediante la información de pozos. En los pozos BA-192 y BA-928 se observa la relación estratigráfica entre la unidad Bermúdez y Achioté. Fuente propia.	28
Figura 10: Perfil esquemático (C-C´) mediante la información de pozos. Se correlacionó un paquete de tobas de ceniza de 6 m con la unidad Carbonal. Elaboración propia.	29
Figura 11: A. Afloramiento BA12-4 correspondiente a lavas brechosas con algunas secciones masivas asociadas a la unidad Guararí, coordenadas CRTM05: 484035E- 1118796N. B. Contacto lateral con tefras afloramiento, BA12-4, coordenadas: 484035E - 1118796N. C. Afloramiento BA8-5 de lavas masivas unidad Guararí, coordenadas: 481808 N - 1116790 N. D. Lava masiva con alteración hidrotermal vista en el afloramiento BA8-3, coordenadas: 481951E- 1117124N. Fuente propia.....	33
Figura 12: A. Unidad Bambinos inferior, afloramiento BA13-6 sobre afluente del río Pacayas, coordenadas CRTM05: 485417E – 1115771N. B. Unidad Bambinos inferior, afloramiento BA5-11 sobre quebrada Honda, coordenadas 487921E – 1117882N. Fuentes propia.	38
Figura 13: A. Bloques lávicos métricos apilados de la Unidad Bambinos superior, afloramiento BA4-5, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. B. Afloramiento BA11-6, frente de colada,	

coordenadas: 487074E – 1117547N. C. Campo de lavas Los Bambinos Superior, coordenadas: 489002N - 1117958N. D. Afloramiento BA5-2, bloques decimétricos a métricos, coordenadas: 487854E – 1117251N. E. Muestra de andesita basáltica del afloramiento BA4-5, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. F. Frente lávico con bloques hasta métricos, coordenadas: 487757E – 1117080N. Fuente propia.	40
Figura 14: A. Afloramiento correlacionado con las Capas Heterogéneas, se distingue el alto grado de meteorización, BA10-1, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. B. Se observa capa de pómez ~35 cm de espesor correlacionado con la Capa Lapilli 2, BA10-4: 483747E – 1122778N. C. Afloramiento con alternancias de capas de cenizas gruesas y lapilli fino correlacionadas a Capas Heterogéneas, BA11-1, coordenadas: 486209N - 1120055N. D. Paquete de lapilli fino con algunas alternancias de cenizas gruesas correlacionados a la Capa Lapilli 2, BA14-2, coordenadas: 485541E – 1116979N. E. Se observa en la base paleosuelo y contacto con Capa Lapilli, BA17-9, coordenadas CRTM05: 486491E y 1119195N. F. Se distinguen capa de lapilli con pómez centimétricas, correlacionado con la Capa Lapilli, afloramiento BA17-6, coordenadas: 487618E – 1120637N. Fuente propia.	48
Figura 15: Mapa altimétrico y regiones geomorfológicas mayores I) Zona cumbrial, II) Piedemonte volcánico superior y III) Piedemonte volcánico intermedio.	53
Figura 16: Mapa de inclinación del terreno.	57
Figura 17: Mapa de la densidad de disección.	60
Figura 18: Mapa de profundidad de disección.	63
Figura 19: Mapa de energía del relieve.	66
Figura 20: Mapa de zonificación de procesos exógenos: gravitacionales.	69
Figura 21: Procesos de ladera identificados por interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite, LiDAR, trabajo de campo y regiones de ocurrencia, resultado del análisis morfométrico. .	71
Figura 22: Clasificación del valor por litología (Mora y Vahrson, 1994).....	74
Figura 23: Mapa de susceptibilidad por litología (SI).....	75
Figura 24: Clasificación por el grado de pendiente.	76
Figura 25: Mapa de susceptibilidad por pendientes (Sp).....	77
Figura 26: Clasificación de los valores de peso por lluvia mensual (Mora y Vahrson, 1994)	78
Figura 27: Clasificación del valor del factor humedad del suelo	78
Figura 28: Toma del valor resultante para el área de estudio, con base en el promedio de 24 años de registro (Gutiérrez, Soto y Alpízar, 2002).	79
Figura 29: Mapa de susceptibilidad de contenido de humedad con base en Gutiérrez, Soto y Alpízar (2002).	80

Figura 30: Factor de intensidad de la precipitación (Tp) Mora y Vahrson (1994).	81
Figura 31: Disparo por índice de Saturación	83
Figura 32: Clasificación del parámetro sísmico (Ds) (Mora y Vahrson, 1994)	85
Figura 33: Sismos históricos asociados al fallamiento entre volcán Poás-Barva. Datos a partir de Alvarado et al. (1988), Peraldo y Montero (1994); Montero, Soto, Alvarado y Rojas (2010), Morales, Montero y Madrigal (1974). ** Ubicación no es precisa.....	85
Figura 34: Mapa de valores de disparo DT por sismos con origen en el posible trazo de la falla El Ángel y ubicación del terremoto de Fraijanes de 1888 (Montero et al., 2010). A) Para evento de 6.5Mw. B) Para evento de 5.5Mw.....	86
Figura 35: Susceptibilidad integral a procesos de ladera mediante método Mora-Vahrson (1994) modificado.	90
Figura 36: Resultados de susceptibilidad a los procesos gravitacionales de ambas metodologías. ...	91
Figura 37: Estructuras volcánicas asociadas al volcán Barva: I. Volcán Cacho Negro, II. Conos cimeros y III. Borde de caldera (paleo-Barva). En línea punteada la zona de estudio	96
Figura 38: Lavas tempranas asociadas a la Fase Neo-Barva, en las vertientes occidentales de la estructura principal.....	97
Figura 39: Datos morfométricos para los flujos intermedios, este tipo de lavas corresponden a eventos ocurridos ente la actividad más antigua (temprana) y reciente (tardía).....	98
Figura 40: A. Volcán de escorias: Cerro Guaraní (485500E-1119900N) B. Sector sureste del cono.	99
Figura 41: Datos morfométricos en las lavas asociadas al Cerro Guaraní.	100
Figura 42: Conos de escoria del conjunto Las Tres Marías	101
Figura 43: Distribución de las lavas asociadas a los conos Las Tres Marías, dichas fueron clasificadas en: occidental, central y oriental. Los flujos presentan una predominante orientación SW-S y SE-S.	102
Figura 44: Conjunto de lavas asociadas al cono occidental, en total se delimitaron 26 derrames de lava.....	103
Figura 45: Conjunto de lavas asociadas al cono central, en total se delimitaron 12 derrames de lava.	104
Figura 46: Conjunto de lavas asociadas al cono central, en total se definieron 6 flujos.....	104
Figura 47: Leveé correspondiente relacionado al flujo occidental. Coordenadas 488049E/1116827N.	105
Figura 48: Llano volcánico identificado contiguo al domo sur. Coordenadas 488517E /1118687N	106

Figura 49: Frentes de colada asociados a las coladas oriental (A) y central (B).	106
Figura 50: Cono adventicio asociado al conjunto Las Tres Marías, el mismo se localiza el norte del cono occidental.	107
Figura 51: Lava asociada al cono adventicio occidental, presenta forma lobular y dispuesta al suroeste del foco eruptivo.	108
Figura 52: La morfología de cráter se delimitó en la cúspide de los conos cerro Guararí (abierto) y adventicio (abierto).	109
Figura 53: Cráter cerrado del volcán adventicio, el fondo está ocupado por una laguna y densa cobertura vegetal en el atrio. Fuente propia.....	110
Figura 54: Se identificaron tres domos distribuidos alrededor de la zona cumbre, su morfología es asimétrica.	111
Figura 55: Se identificó un flujo correspondiente al domo norte dentro del área de estudio, el mismo tiene una corta longitud y orientación SW.....	112
Figura 56: La unidad corresponde a dos flujos principales emplazados de manera subradial, de composición andesítica y con orientación SW.	113
Figura 57: Esta estructura consiste en un flujo al norte del domo, sobre la cual su superficie está suavizada por la cubierta de piroclastos.	114
Figura 58: El flujo de lava asociado al volcán Poás se localiza en el extremo noroeste del área de estudio.....	114
Figura 59: Patrones de drenaje ladera sur volcán Barva: fucsia (dendrítico), naranja (subdendrítico) y morado (subparalelo).	116
Figura 60: Distribución espacial de los movimientos gravitacionales, la región occidental concentra la mayoría de estas formas.	119
Figura 61: Resumen de los datos espaciales de los procesos de remoción en masa y morfológicos.	125
Figura 62: Gráficos representativos de la relación entre los procesos de remoción en masa y las unidades geomorfológicas.....	126

Resumen

La vertiente pacífica del Volcán Barva está constituida por una secuencia estratigráfica volcánica que data del Pleistoceno medio (Paleo-Barva) y que se extiende hasta el presente (Neo-Barva). La estratigrafía consta de las Formaciones Colima, Tiribí y Barva, esta última constituida por las Unidades Bermúdez, Carbonal, Guararí, Los Bambinos Inferior, *Debris Avalanche* El Coyol, Los Bambinos Superior, Los Ángeles y Porrosatí.

Los suelos en el entorno tropical típicos del Volcán Barva están caracterizados por un importante desarrollo, alta precipitación, fuertes pendientes, fácil erodabilidad, alta tasa de meteorización, alta densidad fluvial y sismicidad activa. Estas condiciones los hacen susceptibles a procesos de remoción en masa, con repercusiones sobre la infraestructura y las actividades productivas de la región. La inestabilidad de laderas fue valorada mediante el estudio de la geología local, morfometría y cartografía geomorfológica, estableciendo las litologías presentes y las condiciones que generan la inestabilidad del relieve y las formas relacionadas.

En esta investigación se implementó el uso del LiDAR (del inglés *Laser Imaging Detection and Ranging*) como herramienta para la adquisición de bases de datos topográficos de alta calidad, en apoyo al trabajo de campo, en una región con importantes restricciones asociadas a la densa cobertura vegetal, altas precipitaciones y fuertes contrastes topográficos. La aplicación del LiDAR y los trabajos de campo complementarios, permitieron establecer una cartografía geomorfológica detallada con la que se clasificó la morfología en dos grupos genéticos, a saber, endógenos y exógenos.

El uso de mapas morfométricos aplicados ampliamente en otras latitudes, junto con la integración de los índices del relieve (densidad, profundidad de la disección, y energía del relieve), así como el álgebra de mapas, permitió definir que el territorio occidental y central de la región, presenta el mayor grado de susceptibilidad a movimientos en masa, así como la mayor cantidad de este tipo de eventos, comprobados mediante un inventario de procesos de remoción en masa.

Algunas geoformas fueron correlacionadas a su fuente de origen, tal es el caso del campo de coladas Los Bambinos, originados en los conos de escorias Las Tres Marías, y a partir de algunos domos que aún no han sido reportados en la literatura. Por otro lado, se logró correlacionar que las morfologías asociadas a las Lavas Tempranas y Guararí, y los Valles Fluviales son las geoformas que concentran la mayor parte de la inestabilidad de laderas, en alrededor del 68% del total de los eventos inventariados. Por el contrario, las lavas de los Conos Occidental, Central y Oriental tuvieron una relativa estabilidad.

Palabras clave: geología; morfometría; geomorfología; LiDAR, procesos de remoción en masa, movimientos gravitacionales, densidad y profundidad de la disección, energía del relieve.

Introducción

El volcán Barva es un extenso escudo andesítico complejo situado en la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica (CVC), que cubre un área total de 1120-1500 km²; lo cual lo convierte en el volcán más extenso del país y de la región centroamericana (Alvarado, 2011).

Ubicado a una distancia de 21 km al noreste de la capital, y la existencia de múltiples desarrollos socioeconómicos en sus laderas, requiere desarrollar más investigaciones, tal es el caso de la geomorfología a detalle para determinar las eventuales zonas susceptibles a sufrir el impacto de la actividad exógena.

El volcán Barva ya ha sido previamente estudiado en aspectos de geomorfología, sin embargo, nunca ha sido sujeto de análisis mediante el uso de imágenes LiDAR, las cuales favorecen una mejor definición de las unidades. En cuanto a los estudios previos destacan la Campaña Geológica del 2003 (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003 y Vargas, 2003), siendo el establecimiento de la geomorfología y geología del sector suroeste del volcán Barva uno de los temas abordados. Asimismo, Obando y Peraldo (2004), quienes elaboran mapas no detallados por cada área de estudio asignada, recopilan la información de la Campaña Geológica 2003 con información propia y proponen 9 unidades geomorfológicas entre las que destacan laderas denudacionales de variable pendiente, deslizamientos-anfiteatros y cañones fluviales.

De igual manera, en la investigación de Brenes (2003), se realizó un cartografiado geológico del flanco sur del volcán Barva, con el fin de aportar información geológica, estratigráfica y de amenaza volcánica. Bergoeing, Brenes, Salas y Carrillo (2007), Bergoeing (2007) y Bergoeing (2015), describen algunos rasgos generales del volcán Barva como composición de coladas, actividad histórica, centros de emisión y algunas otras estructuras morfológicas asociadas.

Asimismo, el edificio carece de estudios sobre evaluación de deslizamientos y su relación con las morfologías a las que están asociadas, por lo que se pretende con esta investigación es proponer un modelo geomorfológico detallado, con énfasis en el reconocimiento de procesos de remoción en masa, a partir de un análisis morfométrico, que permita determinar las regiones con mayor ocurrencia a estos procesos.

Ubicación del área de estudio

En la Figura 1A se presenta el área de estudio a nivel regional, este cuadrante está delimitado entre las coordenadas 478000 E-490000N y 111550E-1124000N, proyección CRTM05, dentro de la

hoja topográfica escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) Barva. En la Figura 1B se observa a escala local la zona de estudio, dicha comprende las provincias de Alajuela y Heredia, propiamente en los cantones de Alajuela, Santa Bárbara, Barva y Heredia, sobre la Cordillera Volcánica Central (CVC). Los poblados principales en área son Sacramento, Cinco Esquinas, Porrosatí, Los Cartagos y La Laguna. La zona de estudio se localiza en la vertiente del océano Pacífico, cuenca del río Virilla; su extensión total es de 63,31 km².

Los accesos al área de estudio fueron en gran medida por caminos vecinales de lastre en muy mal estado, estrechos y empinados, en los que el ingreso es solo a través de vehículos todo terreno. En cuanto a la red de caminos secundaria, las rutas 114 (Porrosatí-Birrí), 120 (Vara Blanca-Poasito) y 126 (Carrizal-Poasito), tienen buenas condiciones (pavimentadas), son de tránsito para cualquier tipo de vehículo liviano y permiten el ingreso a las regiones limítrofes del área de estudio.

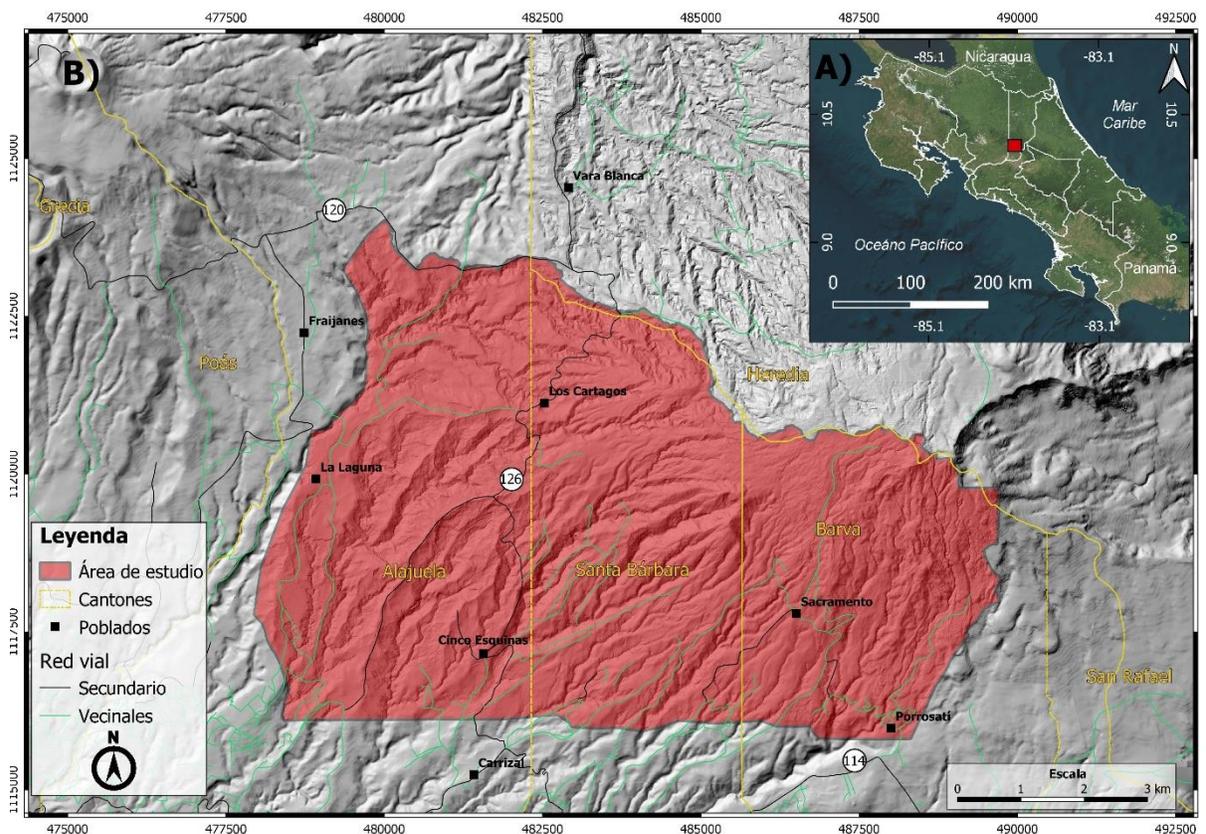


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

Justificación

El presente estudio se delimita al sector sur del volcán Barva, debido a que es más favorable para el trabajo de campo, hay una mayor cantidad de poblados y obras de infraestructura vulnerables

ante amenazas en comparación al sector norte, tal es el caso de las rutas nacionales Vara Blanca-Poasito (ruta 120) y Carrizal-La Virgen (ruta 126), de vital importancia para la conexión del Valle Central con la Zona Norte y entre poblaciones cercanas. En general, en toda la región existen pocos caminos interconectados, los cuales se pueden relacionar a las fuertes irregularidades del terreno por amplios valles fluviales, laderas con altas pendientes e inestables, y la extensa cobertura de bosques densos. Los inconvenientes para este estudio se solucionaron al utilizar LiDAR e imágenes satelitales recientes (2019-2020), como herramientas útiles en la determinación de las unidades geomorfológicas, delimitación de procesos gravitacionales y análisis morfométricos.

Las características de los materiales superficiales del volcán Barva, son en su mayoría tefras y suelos con distinto grado de consolidación, dispuestos en terrenos de alta pendiente, los cuales pueden incidir en la pérdida de su estabilidad. Sumado a lo anterior, las precipitaciones intensas, tanto estacionales como ciclónicas y sismicidad histórica; potencian la ocurrencia de movimientos en ladera, de ahí el interés de conocer el vínculo entre la litología, y su competencia a la erosión.

Evidentemente, debido a las condiciones de inestabilidad potencial, relacionados a altos valores en los índices morfométricos del relieve y la existencia de asentamientos humanos en el área de estudio, resulta necesario conocer las zonas en mayor riesgo por inestabilidad de laderas para las comunidades.

Por lo tanto, a falta de estudios en ese sentido, se decidió realizar un estudio geomorfológico detallado de una parte del edificio, que conduzca a una zonificación morfométrica de laderas con énfasis en la susceptibilidad a la remoción en masa y su vínculo con el relieve, apoyado con el uso de datos LiDAR para acceso a información topográfica de calidad.

De lo anterior, cabe señalar que este modelo incluye técnicas y mediciones que han sido poco utilizadas en el país y favorecen el entendimiento de los factores intrínsecos que generan movimientos de ladera en el área de estudio.

A su vez, se contribuya a complementar la estratigrafía volcánica, así como un impulso del desarrollo de nuevos estudios en geomorfología cuantitativa aplicados al reconocimiento de zonas de inestabilidad de laderas para más regiones del país y estimular el desarrollo de otras investigaciones para los demás sectores restantes del volcán.

En definitiva, la línea de investigación en este trabajo está relacionada a la gestión del riesgo ante desastres, mediante la delimitación de zonas potenciales a procesos de remoción en masa y el establecimiento de un modelo geológico – geomorfológico para la falda sur del volcán. Habiendo dicho esto, la investigación tiene un carácter de interés para aquellas instituciones como la Comisión

Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT), Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales de la Universidad de Costa Rica (LANAMME-UCR), municipalidades de los cantones de Alajuela, Heredia, Santa Bárbara y Barva e investigación académica.

Objetivo General

Elaborar un análisis geomorfológico en un sector del volcán Barva, por medio de técnicas geomorfológicas cuantitativas y cualitativas, con el fin de identificar las áreas susceptibles a procesos de remoción en masa, que sean un factor de riesgo para la población local y entender el vínculo del relieve con los procesos de modelado.

Objetivos específicos

- 1) Realizar un modelo teórico sobre la estratigrafía volcánica del macizo por medio de la compilación de bibliografía y el control estratigráfico de campo, con el fin de que sirva de insumo para el análisis morfológico y redefinición de unidades estratigráficas.
- 2) Elaborar una zonificación de susceptibilidad a procesos de remoción en masa, por medio de algebra de mapas de índices morfométricos en un Sistema de Información Geográfica (SIG), para identificar las áreas donde los procesos exógenos son más intensos.
- 3) Elaborar un modelo geomorfológico a detalle del área de estudio por medio de la interpretación de los datos LiDAR, imágenes aéreas y datos morfométricos, para delimitar y caracterizar las unidades geomorfológicas presentes.

Hipótesis

Los volcanes del Cuaternario ubicados en ambientes tropicales, donde hay una alta generación de suelos residuales debido a la intensa meteorización y erosión, hace que junto a factores como las fuertes pendientes y depósitos no competentes, resulte en que exista una alta susceptibilidad a la ocurrencia de procesos de remoción en masa. Al realizar un modelo geomorfológico a detalle y de zonificación morfométrica a partir de índices derivados del relieve, nos permite identificar aquellos sitios que presentan una mayor susceptibilidad a procesos de remoción en masa, así como la relación que estos tienen con el relieve.

Aquellas regiones que presentan altos valores de pendiente, alta densidad de cauces, mayor profundidad en los valles fluviales, mayor energía potencial del relieve y cobertura por depósitos de

poca competencia, son más susceptibles a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, que aquellos sitios donde estos valores son menores y la litología aflorante es más competente a la erosión. Al relacionar las variables analizadas mediante el álgebra de mapas, observaciones de campo y un modelo geomorfológico local, nos permite determinar con precisión aquellas zonas que son más susceptibles a que estos procesos ocurran.

Metodología

Para completar los objetivos de esta investigación, se emplearon las siguientes etapas metodológicas:

Estratigrafía local: Se recopilaron y sintetizaron los datos existentes de la bibliografía del área de estudio, a través de la consulta de tesis, informes de campañas geológicas, artículos de revista, mapas y revisión de reportes de pozos de SENARA. Se hicieron giras principalmente para el control estratigráfico y descripción de las unidades en aquellos sitios de interés donde había aspectos no claros, y descripción de las geoformas.

Se tomaron muestras de roca representativas de las unidades vistas en campo y se describieron en macroscopía. Las cuales fueron usadas para la correlación con los modelos propuestos por la literatura, se elaboró un modelo local que incluyera las observaciones de los trabajos previos que resultó en el mapa final de geología. Se generó el apartado final.

Morfometría: Se utilizó las imágenes LiDAR adquiridas por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) en el año 2009, el cual tiene una resolución de tres puntos por m² y una resolución de 50 cm en los ejes X y Y, y 15 cm para el Z. Se realizó la extracción de las curvas de nivel del LiDAR cada 5 m como topografía base. Se elaboró una recopilación bibliográfica sobre trabajos con aplicación del método morfométrico, a partir de esto, se generó una base de datos que incluyó el trazó la red de drenaje y curvas de nivel; se elaboraron los mapas de altimetría e inclinación del relieve para la delimitación de las regiones geomorfológicas mayores, posterior a esto se elaboraron los mapas de densidad y profundidad de la disección y energía del relieve.

Se debió complementar el faltante de información del LiDAR para los límites orientales del área de estudio, en este caso se utilizó las curvas de nivel cada 10 m a escala 1:5000 del Sistema Nacional de Información Territorial del año 2017.

El procesado de toda esta cartografía se dio mediante el uso de Arcgis 10.5 y de sus distintas herramientas (*create fishnet, slope, topo to raster, nature neighbor, raster calculator, etc.*). Se hizo una clasificación y análisis del terreno mediante la subdivisión del área en celdas de 400 m. De los

mapas elaborados, se seleccionaron aquellos con rasgos morfológicos más cercanos con la realidad (criterio geomorfológico). A partir de los mapas finales de energía del relieve, densidad y profundidad de la disección, se les aplicó una estandarización en los valores e integraron en un modelo final de ocurrencia a procesos gravitacionales.

Geomorfología: Se elaboró una base de datos con la información del modelo de elevación digital (MED) del LiDAR, junto a las curvas de nivel (5 m). Se hizo una revisión de la bibliografía de modelos cartográficos a detalle. Se consideró la clasificación morfogenética del relieve tomando en cuenta el criterio de Simonov (1985), de esta manera, las formas identificadas quedaron clasificadas en dos grupos genéticos: endógenos y exógenos. Los primeros relacionados al relieve originado por procesos volcánicos extrusivos, intrusivos y tectónicos; los segundos asociados a la dinámica erosiva y acumulativa.

Se realizaron giras donde se identificaban las formas y se registraban en el mapa. De las observaciones de campo y aplicando los criterios geomorfológicos escogidos, se procedió a realizar el mapa geomorfológico, el cual se fue enriqueciendo con cada control de campo posterior. Se generó el apartado final.

Marco Teórico

Antecedentes generales

Los primeros trabajos en estratigrafía que abarcan los depósitos provenientes del volcán Barva, fueron elaborados por Crosby (1945); Williams (1952); Bohnenberger (1968); Fernández (1969); quienes describieron y diferenciaron la estratigrafía regional. Definen algunas formaciones como Colima, Tiribí y Barva, de uso para el presente estudio. Williams (1952) identificó las unidades geológicas aflorantes del Valle Central, y las nombró como: Lavas Intracañón, Avalancha Ardiente y Lavas Post-Avalancha; de igual manera contribuyó con la clasificación de las lavas e indicó que la primera constituye la base de la secuencia, así como proveniente de un vulcanismo fisural ubicado actualmente debajo de los estratovolcanes de la Cordillera Volcánica Central.

A su vez, Bohnenberger (1968) realizó estudios fotogeológicos en la región oeste del Valle Central, con el fin de reconocer las unidades geológicas y su descripción; incluye en las fotointerpretaciones aquellas lavas provenientes del volcán Barva, tales como los flujos Cebadilla, Aeropuerto El Coco y cerro La Cruz.

Asimismo, algunas unidades identificadas dentro del área de estudio fueron descritas por Fernández (1969) y Echandi (1981). El primero propuso el nombre de las unidades de origen volcánico del sitio, como: Fm. Colima, Fm. Tiribí, Fm. Setillal y Fm. Barva. También define como formación Barva a aquellos materiales recientes provenientes del volcán Barva.

Mientras que Echandi (1981), formalizó la nomenclatura de las unidades volcánicas aflorantes del centro y norte del Valle Central, donde propuso el Grupo Volcánico Central, el cual está constituido por materiales post-Aguacate provenientes de los volcanes Poás, Barva y algunos focos eruptivos al este del Valle Central. En esta clasificación se incluyen las Formaciones: Colima, Tiribí y Barva. Menciona que la Formación Barva está constituida por aquellas rocas que sobreyacen a las Formaciones Tiribí y Colima, y agrupó todos los productos litológicos que constituyen al volcán Barva.

De la misma forma, Protti (1986) elaboró un mapa geológico de una parte del flanco sur del volcán Barva, debido a la carencia de un mapa geológico base para el sitio. Considera de cierta manera más general a la Formación Barva, como todos aquellos productos que forman parte del estratovolcán, y cita que está constituido por alternancias de flujos de lava y depósitos de piroclastos no consolidados.

Por otra parte, estudios sobre las estructuras volcánicas, dataciones e historia volcánica fueron abordados por distintas publicaciones (Alvarado, 1984; Alvarado et al., 1992; Denyer, Kussmaul y Arias, 1994; Alvarado, 2011), donde se realizan estudios de recopilación y análisis de información de dataciones de K-Ar y U-Th, realizadas en Costa Rica hasta el año 1990. De allí, Alvarado (1984) elabora un cuadro cronoestratigráfico correspondiente a la evolución de las rocas ígneas y sus relaciones estratigráficas. Con relación al volcán Barva, incluye muestras de lava tomadas de la estación biológica La Selva de Puerto Viejo de Sarapiquí, y muestras de las Formaciones Colima y Tiribí. En Alvarado et al. (1992) realizan un estudio petrológico de las unidades del Neógeno-Cuaternario de Costa Rica, principalmente de origen lávico, para definir el carácter petrográfico correspondiente; describen que, a nivel de petrografía, las lavas del volcán Barva son andesitas piroxénicas, andesitas basálticas y en menor medida, basaltos con olivino y latianandesitas-dacitas.

Por otro lado, Denyer et al. (1994) describieron la estratigrafía de las rocas volcánicas de Costa Rica, así como las características de las Formaciones Colima, Tiribí y los estratovolcanes de la Cordillera Volcánica Central. Asimismo, Alvarado (2011) aborda desde un punto de vista volcanohistórico algunos de los edificios volcánicos que componen las cordilleras del país incluyendo el área de interés, donde se mencionan características de los productos del estratovolcán y estructuras volcánicas relacionadas.

Hay que mencionar, que parte del estudio de depósitos ignimbríticos en el Valle Central, asociados a la Fm. Tiribí, ha sido abordado por Pérez (2000) y Hannah (2000), quienes identifican que estos depósitos cubren un área aproximada de 785 km² y de un volumen de 22 km³; estudian las variaciones químicas y composiciones del evento ignimbrítico que datan del Pleistoceno. Haciendo una caracterización y redefinición de la nomenclatura estratigráfica de la formación Tiribí a Fm. Ignimbritas Río Tiribí, y mediante datos de isopletas y correlaciones estratigráficas se asocia como fuente de origen, el colapso de una caldera en el volcán Barva, que por medio del método ⁴⁰Ar/³⁹Ar se dató a una edad aproximada de 0,330 Ma.

Por su parte, Brenes (2003) realizó un cartografiado geológico del flanco sur del volcán Barva, con el fin de aportar información geológica, estratigráfica y de amenaza volcánica; su trabajo reconoce 7 unidades litoestratigráficas nombradas como: Setillal, Tambor, Tajo Mayo, Guararí, Sacramento, Peineta y Porrosatí. En los análisis incluye la datación mediante ¹⁴C restos de materia orgánica carbonizada dentro de una capa de lapilli en la unidad Porrosatí, lo cual resulta en una edad de 11 380 años ± 278 años, esto mismo es citado por Arredondo y Soto (2006), quienes hacen una corrección de la edad anterior y la estiman en 13,4 ± 0,4 ka, calibrada con base en Stuiver y Reimer (2006).

Obando y Peraldo (2004) elaboraron una compilación sobre los estudios de la Campaña Geológica del 2003 (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003 y Vargas, 2003) del flanco suroeste del volcán Barva. Tal estudio abarca gran parte de la vertiente pacífica del volcán e incluye análisis geomorfológicos, estructurales, geotécnicos entre otros.

Mientras que en el trabajo de Arredondo y Soto (2006) se elaboró una recopilación de investigaciones anteriores sobre estratigrafía, mapeos geológicos y datos geocronológicos, para hacer un sumario de la cronoestratigrafía de la formación Barva. Además, reinterpretan la información recopilada para analizar la extensión espacial del miembro Los Bambinos, y dividen esta unidad en Los Bambinos Inferior y Los Bambinos Superior, siendo descritos como lavas andesíticas separadas por un lahar datado con una edad de 27,4 ka.

Por último, Pérez, Alvarado y Gans (2006) trabajaron en establecer la historia eruptiva y de transporte de la Fm. Tiribí, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datan al evento con una edad de 322 ± 2 ka, interpretando que este depósito se originó a partir de una caldera al noreste del volcán Barva, basado en mapas de isopleas, isopacas, datos geoquímicos y geocronológicos; citando que este flujo está constituido principalmente por 2 facies: Facies del Valle Central y Facies del Orotina. También, en Siebert, Alvarado, Vallance y van Wyk de Vries (2006) elaboraron un estudio sobre peligros volcánicos asociados a colapsos de volcanes, donde toman los principales casos de colapsos en Centroamérica, incluyéndose los depósitos provenientes del volcán Barva los cuales citan como *Western Central Valley Avalanche* y *Tivives Avalanche*.

El último estudio con mención a la estratigrafía volcánica del volcán Barva fue elaborado por Solano y Soto (2020), quienes mencionan las unidades geológicas que conforman el Paleo-Barva y Neo-Barva. Citan que está constituido por las Formaciones Colima y Tiribí, así como los miembros Bermúdez, Carbonal, Coyol, Alajuela, Los Bambinos, Los Ángeles y Porrosatí.

Trabajos previos en geomorfología volcánica

Volcán Barva

Como parte del estudio realizado en la Campaña Geológica 2003 (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003 y Vargas, 2003), uno de los temas abordados fue el establecimiento de la geomorfología del sector suroeste del volcán Barva. Elaboran mapas geomorfológicos no detallados por cada área de estudio asignada. Obando y Peraldo (2004) recopilan la información de la Campaña Geológica 2003 con información propia y proponen 9 unidades geomorfológicas entre las que destacan laderas denudacionales de variable pendiente, deslizamientos-anfiteatros y cañones fluviales.

Por su parte, como estudio geomorfológico generalizado del Barva, Obando (2004) realizó un análisis mediante la interpretación de un modelo de elevación digital e integración de información litológica de trabajos previos, donde describe rasgos geomorfológicos generalizados para el volcán. En este trabajo se proponen al menos dos unidades de laderas denudacionales, campos de coladas de lava, cráteres y depósitos de avalanchas.

Al mismo tiempo, Bergoeing et al. (2007); Bergoeing, (2007) y Bergoeing, (2015), describen algunos rasgos generales del volcán Barva como composición de coladas, actividad histórica, centros de emisión y algunas otras estructuras morfológicas asociadas. Asimismo, Bergoeing (2015) elabora un mapa geomorfológico con base en fotointerpretación del sector norte del volcán, donde representa las calderas Molejón y Santa Clara, además del cerro Cacho Negro.

Para finalizar, el último trabajo publicado para el volcán Barva en cuanto a geomorfología fue elaborado por Rojas, Barahona y Alvarado (2017) donde realizaron un análisis geomorfológico y petrográfico para la colada Los Ángeles y Monte La Cruz, citan que dicha lava proviene de esta última, y cuya génesis es de tipo piroclástica. Mediante criterios geomorfológicos y petrográficos, les permiten dividir a la colada Los Ángeles, en inferior y superior. En definitiva, cabe mencionar que el uso de datos LiDAR para levantamientos de interés geomorfológico en la región estudiada, es algo que no ha sido realizado en trabajos anteriores ni tampoco la propuesta de un modelo a detalle de la geomorfología de una parte del edificio.

Volcanes en Costa Rica

En cuanto a trabajos realizados sobre el análisis o representación geomorfológica volcánica en Costa Rica, destaca el Atlas Geomorfológico elaborado por Bergoeing et al. (2007), representando de manera generalizada la geomorfología de Costa Rica a una escala 1:350000. Asimismo, Bergoeing (2007) y Bergoeing (2015) aborda la geomorfología en la Cordillera Volcánica Central, y describe algunas de las características generales de estos macizos, sin embargo, por su escala de trabajo no es recomendable utilizarse como insumo para el establecimiento de un modelo detallado.

Ruiz (2012) como parte del estudio del contexto geológico del volcán Poás y Turrialba, incluye la descripción geomorfológica e interpretación geológica de algunas de las estructuras relacionadas al edificio volcánico del Poás. Cabe destacar que, para dicha investigación se implementó el uso de LiDAR para la delimitación de deslizamientos y caracterización del relieve.

Por otra parte, en el volcán Irazú se analizó desde el punto de vista geomorfológico la Colada de Cervantes por Alvarado y Vega (2013), quienes realizan una descripción detallada de los campos

de lavas oriental y occidental. Soto (s.f) describe brevemente la geomorfología en el volcán Turrialba para el cual establece tres regiones morfológicas relacionadas a formas de origen volcánico, estructural y erosivo.

Uso del LiDAR en Costa Rica

El LiDAR es una tecnología de medición de distancias con base en la reflexión de una serie de pulsos, de un escáner láser sobre una superficie, esta serie de pulsos de luz al regresar del objetivo permite reconocer y reconstruir superficies tridimensionales. Comúnmente es utilizado para elaborar modelos de elevación digital de alta resolución, su nombre se originó en la década de los 60's, el cual significa en inglés *Laser Imaging Detection and Ranging* (Haneberg, 2018).

En Costa Rica aún no existe una amplia cobertura de LiDAR que permita un mejor análisis de las estructuras y procesos dinámicos en los diferentes ambientes del territorio, así como para el estudio de las amenazas naturales a la población. Sin embargo, hay algunos trabajos que han utilizado esta herramienta, siendo uno de ellos Alvarado et al. (2011), que abordan los maares de Hule, Pata de Gallo y Rio Cuarto; realizando una reconstrucción e interpretación de trabajos previos para sintetizar la historia volcánica, así como su caracterización geológica. En este trabajo se utilizó el LiDAR como modelo digital de elevación de alta resolución, con lo cual se tuvo resultados muy positivos en cuanto a la identificación de estructuras volcánicas, que no fueron reconocidas mediante la fotogrametría. Esta herramienta permitió entre otros aspectos descubrir dos conos piroclásticos intramaaricos y no uno, como se conocía anteriormente.

Ruiz, Garro y Soto (2014) hacen un recuento de algunos casos del uso de LiDAR en el país, exponiendo los casos de investigaciones arqueológicas de asentamientos precolombinos alrededor del volcán Arenal y de un caso de las esferas precolombinas. En el primer caso, el LiDAR facilitó la identificación de anomalías lineales en el relieve, las cuales, posteriormente fueron confirmadas como de senderos precolombinos, y que, sin el uso de este elemento, posiblemente por la alta densidad de vegetación, no hubiese sido posible su identificación. En el segundo, su uso permitió hacer la comparación de dos esferas, una precolombina, con lo cual se logró hacer mediciones de la dimensión, peso y el porcentaje de error en la forma de esta.

Al mismo tiempo, otros casos expuestos en esta investigación son el análisis de los maares del volcán Poás por Alvarado et al. (2011) y el uso de LiDAR terrestre de un deslizamiento sobre la ruta nacional N°1, lo que permitió identificar las dimensiones de este y las secciones más críticas en la carretera.

Por otro lado, en cuanto a la gestión de riesgo, Ruiz y Soto (2014) hacen uso del LiDAR para el sector de los cerros de Escazú incluyendo algunos cantones como Desamparados, Aserrí, Santa Ana, Alajuelita, entre otros. Su uso les permitió entre varios aspectos, una mayor definición en las unidades geomorfológicas e identificación de estructuras de interés para la generación de mapas de susceptibilidad de procesos de ladera.

Mientras que fuera del país, Bisson, Behncke, Fornaciai y Neri (2009), aplicaron esta herramienta, elaborando un modelo del riesgo por afectación de flujos de lava en un poblado del flanco sur del volcán Etna, cuyos datos del LiDAR permitieron hacer una distinción a detalle de la cobertura urbana, suelo y boscosa del área; siendo vital para la superposición con los datos geológicos y de riesgos volcánicos. Esto les permitió identificar que el 52% del poblado se encuentra dentro de zonas que podrían ser afectados por un escenario de moderada a alta intensidad de flujos de lava.

Otro caso de aplicación del LiDAR en ambientes volcánicos fue por Fornaciai et al. (2010), quienes elaboraron un análisis morfológico de un campo de conos de escoria, en una parte volcán Etna. Esta herramienta por su alta resolución (1 m) permitió calcular el volumen de dos conos por primera vez, permitiendo identificar cambios morfológicos debido al proceso de degradación histórico de los conos. Para este caso en específico, una gran ventaja fue que contaban con LiDAR de diferentes periodos, por lo que les permitió elaborar un modelo evolutivo sobre la degradación de los conos.

Zonificación morfometría

Con respecto a la morfometría, se toma como base la definición de Lugo (2011), quien cita que, la morfometría es el estudio de las características cuantitativas del relieve, las cuales pueden ser derivadas como una serie de índices morfométricos. También, menciona que los principales índices para el análisis del relieve son: profundidad de disección, densidad de disección, amplitud del relieve, altimetría, entre otros.

Asimismo, la cuantificación de los elementos del relieve mediante mapas específicos permite no sólo el estudio de la superficie o topografía terrestre, sino también el estudio de los procesos endógenos y exógenos presentes en la actualidad (Lugo, 1988).

Cabe aclarar, que el trabajo a realizar utilizará una metodología de zonación morfométrica para definir aquellos sitios donde la susceptibilidad o el grado de ocurrencia de procesos de remoción en masa son mayores, por medio de elaboración e integración de mapas de altimetría, pendientes, densidad de disección, profundidad de la disección y energía del relieve.

En cuanto a la altimetría e inclinación, ambos son los primeros que se realizan para el análisis morfométrico; el primero tiene como finalidad expresar de manera inmediata y clara el relieve a partir de los intervalos delimitados de altitudes máximas y mínimas, así como identificar y delimitar unidades mayores del terreno (Lugo, 1988; Quesada, 2016). En el segundo, el objetivo es establecer una relación de la dinámica de la ladera, la morfología y la estructura geológica (Quesada, 2016).

De este modo, la densidad de la disección con base en Lugo (1988), tiene como fin determinar el resultado de la acción de los drenajes fluviales sobre el relieve debido a su concentración. La profundidad de disección es la medida en la componente vertical de la erosión a través del tiempo Quesada y Feoli (2018). La energía del relieve representa el potencial erosivo al que es capaz de estar sujeto el terreno, como resultado de la máxima diferencia de altura relativa.

El uso del método morfométrico en áreas susceptibles a procesos exógenos en Costa Rica no es muy conocido y por ende hay pocos estudios en los que se ha aplicado; algunos casos en los que ha sido utilizado fueron por Quesada (2016), y Quesada y Barrantes (2017), utilizados en sitios con un contexto geológico distinto. El primero aborda desde el punto de vista de peligros geomorfológicos, la cuenca alta del río General, en este trabajo se desarrollan los mapas morfométricos relacionados a la altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección, energía del relieve, erosión potencial y erosión total, con los cuales le permite establecer desde el punto de vista cuantitativo, las relaciones entre la geología y las formas del relieve, además de determinar zonas propensas a procesos de inundaciones y laderas.

Para el segundo caso, los autores elaboraron un modelo morfométrico de una parte del volcán Poás, el cual, a partir de los índices morfométricos del relieve, determinaron las áreas susceptibles a los procesos gravitacionales. El estudio tuvo muy buenos resultados, ya que, al comprobar el modelo obtenido con el inventario de deslizamientos, producto del terremoto de Cinchona del 2009, las áreas delimitadas como de frecuencia ocurrente y máxima ocurrencia en deslizamientos, coincidieron en un 98% con la totalidad de los deslizamientos sucedidos.

El último caso en que se aplicó esta metodología en el país fue en la comparación del método morfométrico con la metodología Mora-Vahrson (1994) en la microcuenca del río Macho, San José. Los autores llegan a la conclusión que ambos métodos tuvieron resultados similares en la determinación de áreas de mayor susceptibilidad a procesos de remoción en masa. No obstante, hacen la salvedad de que el método morfométrico tiene la ventaja de no depender de la escala de trabajo, sino que más bien de las curvas de nivel y cauces para determinar las variables de su análisis.

Para finalizar, en México se han desarrollado muchas investigaciones del uso de la morfometría como herramienta para el análisis de la susceptibilidad a los procesos exógenos (Muñiz y Hernández, 2012; Figueroa, Zamorano y Salinas, 2014; Quijada, Zamorano y Salinas, 2014; Morales, Zamorano y Quijada, 2014; Galindo y Alcántara, 2015). Un caso donde se aplicó la zonificación morfométrica fue por Legorreta y Lugo (2014), quienes estudiaron el flanco suroccidental del volcán Pico de Orizaba, el estudio les permitió identificar que el 40% de los procesos de remoción en masa ocurren a lo largo de los sitios con barrancas y que un 25% ocurre en laderas de un gradiente moderado.

Capítulo 1. Estratigrafía Local

En este capítulo se analiza en orden cronológico las unidades geológicas presentes en el área de estudio. Esta información permite identificar la composición y temporalidad de los materiales que constituyen el sector del edificio estudiado, así como sus aspectos genéticos y estructurales.

En tal sentido, la estratigrafía del área de estudio parte del análisis e interpretación de los datos de modelos geológicos anteriores, así como la integración de nuevos datos de interés estratigráfico provenientes del trabajo de campo e interpretación del LiDAR. Por lo tanto, este apartado, es una integración de la información geológica relevante junto a la corroboración hecha en el campo.

Ahora bien, para una óptima presentación del capítulo, solo se incluyó la información estratigráfica de las etapas o fases evolutivas del volcán propuestas por Soto (1999), que, para este caso, son Paleo-Barva (~800-240ka) y Neo-Barva (<240ka), ya que tienen evidencia o afloramientos en superficie, a diferencia del Proto-Barva. Asimismo, se excluyen las secuencias sedimentarias del Mioceno que forman parte de la cuenca del Valle Central abordadas en otras investigaciones.

En la Figura 2 se presenta la columna estratigráfica del área de estudio, la cual incluye las unidades geológicas identificadas en campo (Bermúdez, Guararí, Los Bambinos y Porrosatí), así como otras que se identifican en registros de pozos del SENARA o en la literatura de la vertiente pacífica del volcán. Cada unidad descrita está representada con los colores del mapa geológico (Anexo 1), o en su defecto, en los diagramas de correlación de pozos.

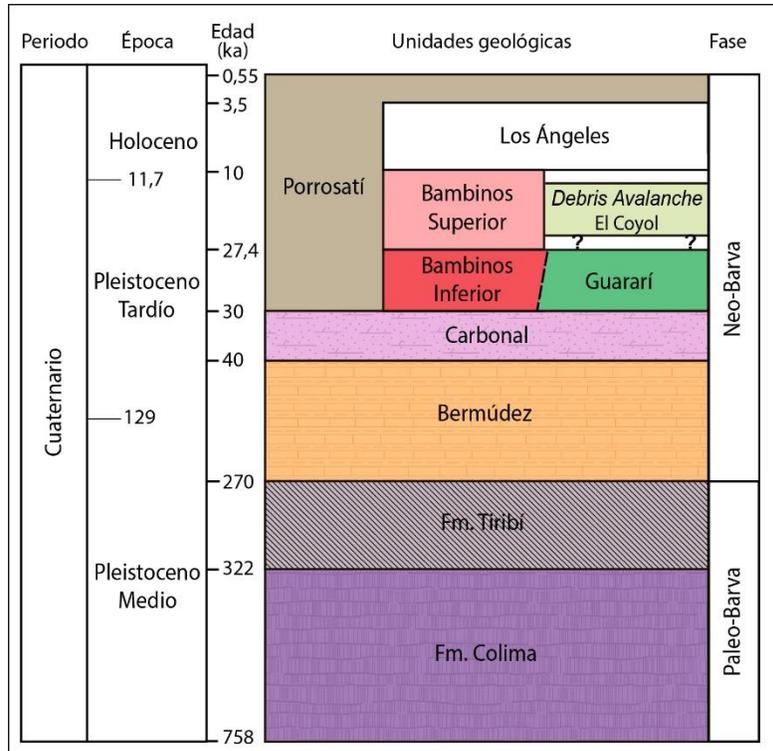


Figura 2: Columna estratigráfica de la vertiente pacífica volcán Barva. Elaboración propia.

1.1. Formación Colima

Se utiliza la definición de Formación Colima dada por Fernández (1969) y Echandi (1981), para aquellas rocas lávicas de composición andesítica a andesítica-basáltica, las cuales se restringen en algunos de los cauces de la región norte del río Virilla. Dichas lavas corresponden a la base de la secuencia volcánica de la cuenca del Valle Central.

Antecedentes

En lo que respecta a los antecedentes históricos, en los estudios de Romanes (1912) y Williams (1952) se reconocen por primera vez las rocas que integran la secuencia estratigráfica del Valle Central. Por su parte, Fernández (1969), denomina Fm. Colima a todas aquellas lavas basálticas-andesíticas que afloran en el cañón del río Virilla, y con estratotipo en el Tajo Colima. A su vez, Echandi (1981) describe que la formación está constituida por andesitas, así como un miembro ignimbrítico intercalado entre las unidades lávicas. Define los miembros Belén, Puente de Mulas y Linda Vista.

Según lo anterior, el primero es la base de la secuencia volcánica y corresponde a andesitas. El segundo, trata de ignimbritas soldadas en la confluencia de los ríos Tiribí y Virilla, y el tercero,

tiene una amplia distribución al norte del río Virilla, constituido por intercalaciones de andesitas-basálticas (Echandi, 1981).

El estudio de Pérez (2000) incluye al miembro Nuestro Amo como un evento de *debris avalanche* entre la ignimbrita Puente de Mulas, además, menciona que la afinidad química de las rocas se asocia con las del volcán Barva. En los cauces de los ríos Alajuela y Ciruelas, se reportan algunas andesitas con augitas (unidad Río Alajuela y Finca Marías) que son sobreyacidas en la columna estratigráfica por ignimbritas (Fm. Tiribí), las cuales se correlacionan con la Formación Colima (Rojas, 2003; Obando y Peraldo, 2004).

Por último, en el estudio de Thiele y Vargas (2017) sobre la volcanoestratigrafía del piso del Valle Central, describen que la formación está constituida por más niveles de lavas e ignimbritas que subyacen al miembro Belén, existiendo al menos tres paquetes de ignimbrita y dos de lavas. Asimismo, indican que el miembro Nuestro Amo corresponde a un *debris Avalanche* no correlacionable con El Coyol de la Formación Barva. Por otro lado, asocian la fuente de origen de las lavas a dos fracturas volcanotectónicas ya sobreyacidas, una de ellas con dirección N18°W al pie de lo que hoy se conocen como cerros de Zurquí y la otra al oeste del cerro de las Palomas con orientación N40°W.

Observaciones de campo

La Formación Colima no tiene afloramientos en la extensión del área de estudio, ya que está cubierta por los productos volcánicos más recientes del volcán Barva. Sin embargo, a una escala más amplia, se constató que, al sur de la región estudiada, sobre el río Alajuela (CRTM05: 479681 E y 1111964 N; Rojas, 2003) afloran lavas masivas poco meteorizadas y fisuradas, de matriz grisácea oscura (Figura 3).

La roca tiene un bajo grado de meteorización, no presenta vesículas, su textura es afanítica porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxenos; los primeros son tabulares con tamaño promedio de 3 mm y máximo de 4 mm, los cuales representan un 15-20% del volumen total. Los piroxenos son hipidiomórficos y en promedio son de 2 a 3 mm, en un porcentaje menor al 5%. La matriz (78%) es de tonalidad gris oscura a negruzca, con una ligera pátina de alteración color café oscuro a naranja. Asimismo, se observaron algunas vesículas no mayores a 1,5 cm que abarcan el 2%. Las lavas se clasificaron como andesitas-basálticas.

Distribución geográfica y localidad tipo

Los afloramientos están restringidos en algunos de los cauces que han removido la secuencia piroclástica y lávica de las demás unidades posteriores. Estos sitios se localizan al sureste del área de estudio, algunos ríos son Poás y Mastate (Campos et al., 2005), y Ciruelas y Alajuela, en este último se definió la localidad tipo (Rojas, 2003).

En cuanto a los perfiles geológicos, fue reconocida en las secciones B-B' y E-E' (Figura 4 y Figura 6), pozos BA-410, BA-814, BA-838 y BA-786, sobreyacida por la Fm. Tiribí; el espesor máximo aparente de la formación es de 35 m a una profundidad media de 91 m.

Edad

Mediante dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, se estimó un rango de edad de entre 758 a 331 ka para todos los miembros de la formación Colima (Alvarado y Gans, 2012).



A.



B.

Figura 3: A y B. Afloramientos de la formación Colima sobre el cauce y márgenes del río Alajuela, coordenadas CRTM05. 4796883E- 1111955N. Código de afloramiento BA8-11. Fuente propia.

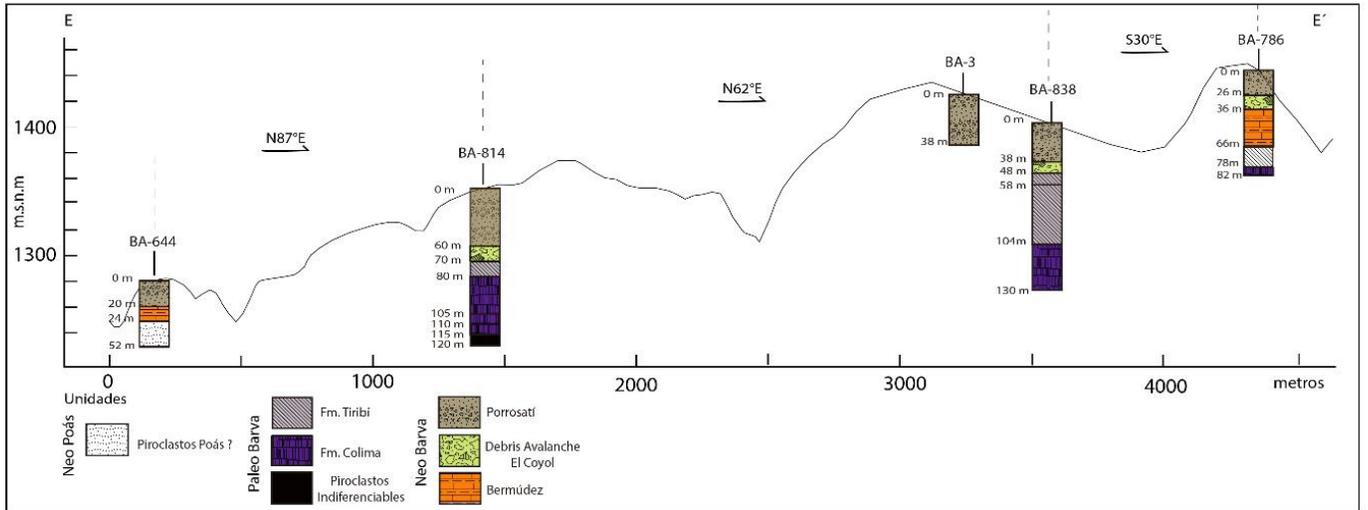


Figura 4: Perfil esquemático (E-E') a partir de la base de datos de pozos de SENARA. La formación Colima se reporta en los pozos BA-814, BA-838 y BA-786. Elaboración propia (en el Anexo 3 se incluye mapa con ubicación de líneas de perfil).

1.2. Formación Tiribí

Anteriormente conocida como Formación Depósitos de Avalancha Ardiente por Williams (1952) y otros estudios posteriores; esta unidad corresponde a aquellas ignimbritas que afloran ampliamente en el Valle Central, sobre la Fm. Colima, siendo los sitios de cañones fluviales donde hay una mayor superficie de exposición.

Antecedentes

La Fm. Tiribí es considerada el evento ignimbrítico más importante del Valle Central. Algunos de los primeros trabajos que hacen referencia a esta formación son Alfaro (1913); Schaufelberger (1931); Schaufelberger (1935); Crosby (1945); Dengo y Chavarría (1952), y Williams (1952), quienes describen tobas y escorias de hasta 90 m de espesor en los cañones de los ríos Virilla y Tiribí.

Por su parte, Fernández (1969) la describe como tobas soldadas que afloran en el río Tiribí, define los miembros La Caja y Nuestro Amo. Del mismo modo, Echandi (1981) mantiene el nombre de ambos miembros definidos por Fernández (1969), sin embargo, define otro miembro conocido como Electriona.

El miembro Nuestro Amo se localiza al oeste del río Virilla y corresponde a la base de la Formación Tiribí. Consta de una matriz tobácea densa, la cual engloba líticos milimétricos hasta

bloques métricos, principalmente lávicos y pómez. Presenta *fiammes* de pómez, estructuras columnares e intercalaciones con cenizas meteorizadas (Echandi, 1981).

El miembro Electriona se trata de una ignimbrita gris oscura a clara, tiene *fiammes* de pómez y vítreos, y fragmentos de lavas y escorias. Su matriz es tobácea, medianamente soldada, aunque puede ser mayor y presenta disyunción columnar bien desarrollada (Echandi, 1981).

El Miembro La Caja son tobas poco soldadas en la sección superior de la Fm. Tiribí. No presenta estructuras de flujo, obsidianas ni bandeamiento. Está constituido por cenizas finas a gruesas, con poco soldamiento, así como fragmentos líticos, escorias y lapilli. Su distribución en el Valle Central se da hacia el este, desde San Antonio de Belén a Santo Domingo de Heredia (Echandi, 1981).

Pérez (2000) redefinió la unidad a Fm. Ignimbrita Tiribí, haciendo un estudio detallado de este evento ignimbrítico, llegando a determinar que el depósito es posible dividirlo en dos unidades litoestratigráficas: a) la ignimbrita inferior; caracterizada por no estar soldada ni compactada y, b) la superior, estando soldada con disyunción columnar; ambas separadas por paleosuelos. De igual manera, se indica que las ignimbritas pueden presentar diferentes grados de soldamiento y compactación, y que junto a la meteorización y la alteración deutérica, un mismo afloramiento a nivel lateral y vertical puede ser interpretado como varios flujos. Con lo anterior, concluye que los miembros determinados por Echandi (1981) corresponden al mismo, pero con diferentes facies de soldadura y compactación.

Por otro lado, Pérez (2000) logró distinguir cuatro facies ignimbríticas (Valle Central, Puente de Piedra, La Garita y Orotina) con base en observaciones del grado de soldadura, compactación, textura, color, entre otros. Desde el punto de vista geoquímico, Pérez, Alvarado y Gans (2006) indican que presenta un amplio rango de composición, desde basáltica-andesítica a riolítica, donde la traquítica es la predominante, y su fuente es el volcán Barva. Brenes (2003) correlaciona algunos de los afloramientos sobre los ríos Itiquis y Los Ahogados a la ignimbrita Setillal, que el presente trabajo asocia a Fm. Tiribí.

Descripción

La formación Tiribí aflora en algunos cauces del sector suroeste del volcán (fuera del área de estudio). Se describió un afloramiento en el río Los Ahogados (481027E y 1114498N, Brenes, 2003), donde la facies se caracteriza por ser una toba masiva de hasta 3,5 m de espesor, la cual presenta diaclasas verticales cada 70 cm. La matriz es gris cafezusa con cristales de plagioclasa de hábito alargado a prismático, de 1mm de tamaño promedio a 2 mm máximo. Además, presenta algunas

escorias con poco grado de aplastamiento de hasta 1,2 cm, también, posee pómez no mayores a 1,9 cm de largo, observándose algunos clastos negros indiferenciables de 0,5 cm y *fiammes* blancos de entre 2 a 9 mm de longitud. Otro aspecto descriptivo es la selección del depósito, la cual es media y el contacto entre los clastos es flotante, los mismos son angulares y las plagioclasas son tabulares (Figura 5).

Distribución geográfica y localidad tipo

La formación Tiribí es asociada al colapso de una caldera durante la etapa evolutiva del volcán Barva (Pérez; 2000; Hanna, 2000; Alvarado y Gans 2006), que produjo una amplia distribución del depósito en las laderas del volcán y en el actual Valle Central, y que aflora principalmente en los sitios donde la erosión fluvial ha sido lo suficiente para remover la cobertura de las unidades superiores.

La localidad tipo fue delimitada sobre el cauce de la quebrada Los Ahogados cercana a Carrizal de Alajuela, en el sitio aflora una ignimbrita soldada de mediana meteorización (afloramiento BA8-10; Anexo 2).

En cuanto a los perfiles geológicos, fue reconocida en las secciones E-E' y B-B' (Figura 4 y Figura 6), propiamente en los pozos BA-767, BA-177, BA-410, BA786 y BA-838. El espesor promedio de la formación es de 37,6 m y se encuentra a una profundidad media de 60 m. Sobreyace a la Fm. Colima y es sobreyacida por las unidades Bermúdez, Carbonal, *Debris Avalanche* El Coyol y Porrosatí. Las líneas de perfiles se pueden observar en el Anexo 3.

Edad

Con base en la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Pérez et al. (2006), se define una edad de 322 ± 2 ka para el evento ignimbrítico.



A.

B.

Figura 5: A. Afloramiento BA8-10 correlacionado con la formación Tiribí sobre el cauce del río Los Ahogados, coordenadas CRTM05. 481026E- 1114497N. B. Afloramiento BA8-1, talud con contacto de la Fm. Tiribí en la base y en la cima colada Aeropuerto (unidad Bermúdez). 478216N - 1104862N. Fuente propia.

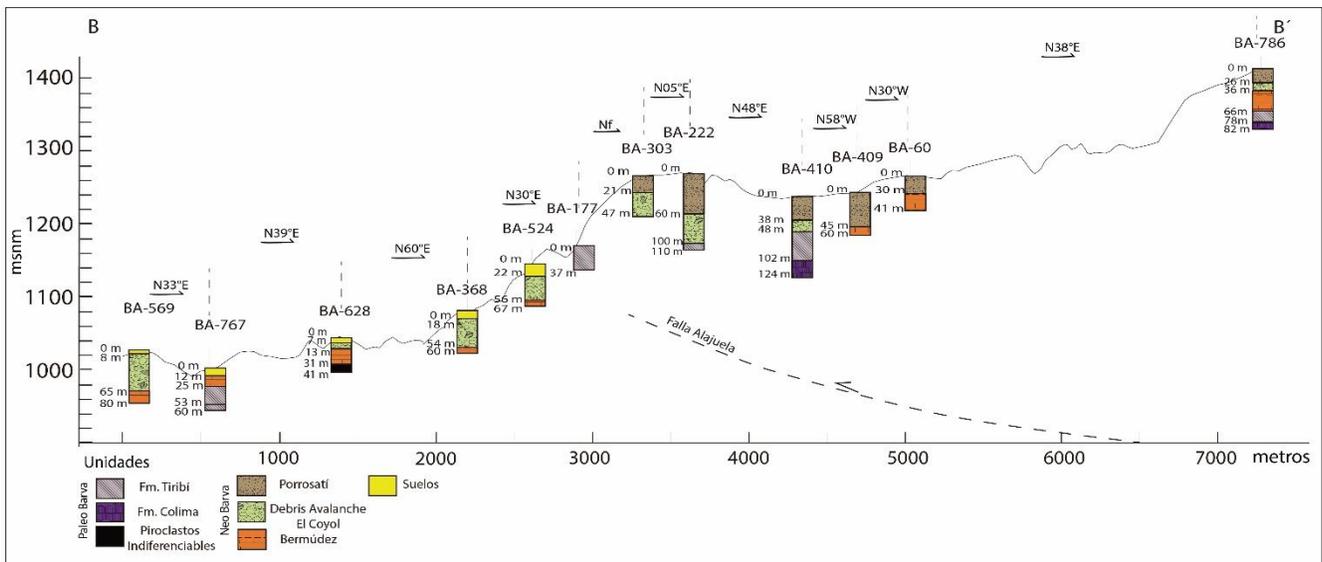


Figura 6: Perfil esquemático (B-B') mediante la información de pozos. La Fm. Tiribí se reporta en los pozos del SENARA BA-569, BA-177, BA-410 y BA-786 (Anexo 3 incluye mapa con localización de las líneas de perfil y pozos). Elaboración propia.

1.3. Formación Barva

La Formación Barva corresponde a los productos volcánicos con fuente de origen en el edificio del mismo nombre, y que sobreyacen los depósitos de las Formaciones Colima y Tiribí. Está dividida en las Unidades Bermúdez, Carbonal, Guararí, Los Bambinos inferior, *Debris Avalanche* El Coyol, Los Bambinos Superior, Los Ángeles y Porrosatí.

1.3.1. Unidad Bermúdez

Los primeros estudios que abordaron la geología del volcán Barva fueron BGS y SENARA (1985) y Protti (1986), en éstos surge el nombre del miembro Bermúdez para aquel grupo de lavas que sobreyacen a la Formación Tiribí y por lo tanto son el primer evento efusivo de la etapa Neo-Barva definido por Soto (1999). Dichas lavas fueron clasificadas en su mayoría como andesitas basálticas.

Antecedentes

Echandi (1981) describe ciertos flujos lávicos que conforman la Formación Barva, los cuales corresponden a las coladas Cebadilla, San Antonio y Los Ángeles. En Barva de Heredia, con base en el pozo BA-163 determinó un espesor máximo de 115 m. Menciona el autor, que la colada Cebadilla tiene una amplia distribución al suroeste de la ciudad de Alajuela, abarcando sitios como Cebadilla, Turrúcares y la Guácima. Asimismo, indica que esta colada es la más vieja de la formación Barva y aflora principalmente como bloques relictos en suelos arcillosos de color naranja a rojizos. Con respecto a la colada San Antonio, tiene una procedencia más clara y se extiende al sur de la Ciudad de Heredia hasta los sectores de San Antonio de Belén y Ojo de Agua.

Asimismo, Protti (1986) indica que el miembro Bermúdez es la base de la Fm. Barva, el cual Tiribí; con un espesor aproximado de 85 m. El miembro consta de coladas basálticas a andesíticas de textura afanítica y porfirítica con escasos fenocristales feldespáticos. Por otro lado, se menciona que las estructuras de flujo son particulares, dada una baja viscosidad en su emplazamiento.

De igual manera, en la tesis de Brenes (2003) se definen las unidades informales: Setillal, Tambor, Tajo Mayo, Guararí, Sacramento, Peineta y Porrosatí. Siendo las lavas Tambor correspondientes a Bermúdez. Indica que la unidad Tambor está constituida por coladas basálticas, que, pese a que no describe el contacto inferior, se interpreta que sobreyacen a la unidad Setillal (Fm. Tiribí). En general, se caracterizan por tener matriz color gris oscuro, de textura porfirítica con fenocristales de piroxenos y plagioclasas, donde el espesor de las lavas puede rondar los 15 y 20 m.

Por otro lado, parte del flanco sur del volcán Barva fue estudiado por los integrantes de la Campaña Geológica del 2003 (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003; Vargas, 2003), además, en el informe de Obando y Peraldo (2004) se recopilan los datos de ese trabajo. En este último se definen 14 unidades informales. De allí que, las lavas de la unidad Roble Alto por su posición estratigráfica, es posible correlacionarla con la unidad Bermúdez. Por su parte, en Arredondo y Soto (2006) identifican y mencionan que estos flujos tienen amplia extensión en el sector sur del volcán.

Descripción

Para el caso del área de estudio, en el afloramiento BA10-9 (479974 E y 1121456 N, Anexo 2) se observó una lava de textura afanítica porfirítica con cristales de plagioclasa, piroxenos y hornblenda. Las plagioclasas son tabulares de tamaño promedio 2,5 mm y constituyen el 15% del volumen total. Las hornblendas son hipidiomórficas, algunas se encuentran alteradas con color naranja óxido, el tamaño máximo es de 2,5 mm, el porcentaje total en la muestra es del 2%. Los piroxenos en promedio son de 2-3 mm, se encuentran aglomerados en la matriz y representan el 3% del total. La matriz presenta una tonalidad gris oscura y una pátina de alteración color óxido, representa el 78% de la roca. Otro aspecto, fue que se observaron algunas vesículas de tamaño promedio de 1,5 cm y son el 2% del volumen. Se clasificó como andesita-basáltica (BA10-9-1).

También, cercano al afloramiento anterior, la lava es de textura afanítica porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxeno. La roca se encuentra poco meteorizada y la pátina es de color óxido. Las plagioclasas son tabulares, tienen un tamaño promedio 3 mm y máximo de 4 mm. Las mismas se encuentran hidratadas y son el 20% de la roca. Los piroxenos son de tamaño promedio de 2,5 mm hipidiomórficos con un porcentaje del 5%. La matriz es de color negruzco y poca meteorizada, abarca el 75% total de la muestra; siendo clasificada como andesita-basáltica.

Distribución geográfica y localidad tipo

La unidad Bermúdez tiene una amplia distribución al occidente del área de estudio, aflorando solo en cauces profundos, tales como Tambor, Desengaño y Chorreras (Anexo 1), cubre una superficie de 1,6 km². En las Figura 7, 8, 9 y 10, se observa que sobreyacen a la formación Tiribí y las coladas del miembro Achiote (Ruiz, 2012).

Por su parte, estas lavas están cubiertas por las de tefras de las unidades Porrosatí y Carbonal, así por los flujos lávicos de los miembros Guararí y Los Bambinos, y el *Debris Avalanche* El Coyol, lo anterior mediante criterios geomorfológicos y de edad relativa en trabajos previos (Obando y Peraldo, 2004; Brenes, 2003; Arredondo y Soto, 2006).

A través de la interpretación de pozos, se permitió reconocer que la unidad también se distribuye hacia la porción sur y oriental del área de estudio (Figura 6 y Figura 10). Lo cual concuerda con lo propuesto en mapas anteriores (Protti, 1986; Arredondo y Soto, 2006).

La unidad Bermúdez es correlacionable con lavas distales en el Valle Central (Belén, Ojo de Agua y Aeropuerto), y que por consiguiente se asocian a los primeros pulsos efusivos del volcán Barva, por lo que será necesario ampliar en trabajos posteriores sobre su posible división en

subunidades desde la base a la cima de la secuencia, a partir de una ampliada correlación de pozos y trabajo de campo.

Edad

En el trabajo de Pérez et al. (2006) se realizaron dataciones, dos asociadas a la colada Aeropuerto y San Antonio, las cuales mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtuvieron una edad de 258 ± 5 ka y 270 ± 6 ka, lo que correspondería a la base de la secuencia, mientras que en las correlaciones de Vargas y Acosta (2007) se tendría una edad de la cima en ~ 40 ka.



A.



B.

Figura 7: A y B afloramientos de la unidad Bermúdez sobre el cauce y márgenes de la quebrada Los Rastrojos, coordenadas CRTM05. 479981E- 1121456N. Código de afloramiento BA10-9. Fuente propia.

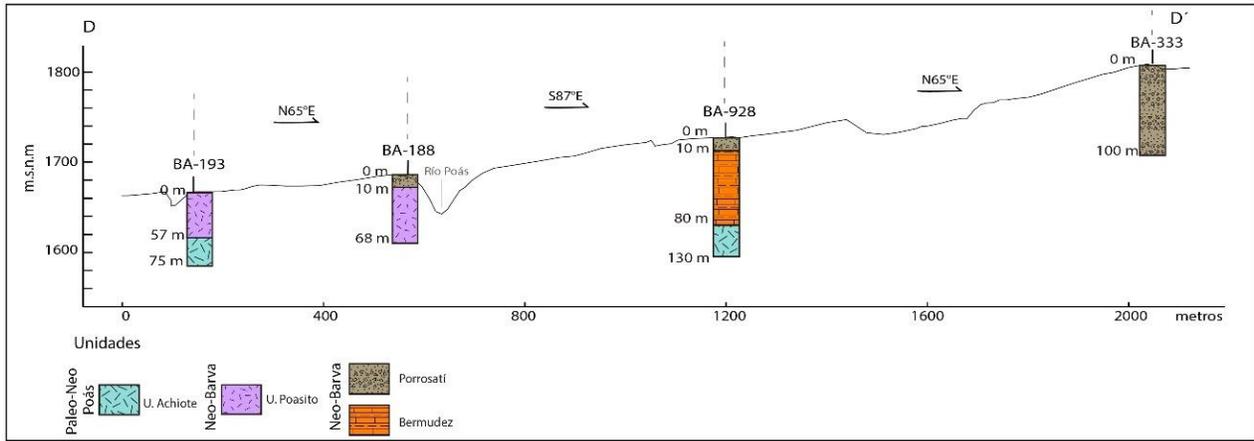


Figura 8: Perfil esquemático (D-D') mediante la información de pozos. En el pozo BA-928, se interpretó el contacto entre la unidad Bermúdez y Achioté, en el cual Bermúdez es más reciente. Fuente propia.

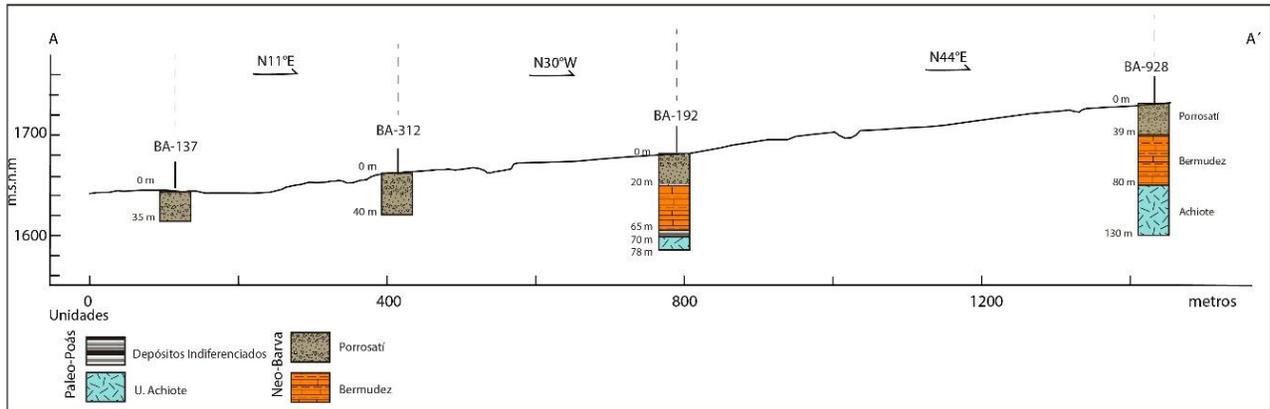


Figura 9: Perfil esquemático (A-A') mediante la información de pozos. En los pozos BA-192 y BA-928 se observa la relación estratigráfica entre la unidad Bermúdez y Achioté. Fuente propia.

1.3.2. Unidad Carbonal

Esta unidad no fue identificada dentro del área estudio debido a la sobreposición de los materiales más recientes, no obstante, fue incluida en la estratigrafía local, ya que tiene una amplia distribución en la ladera sureste del volcán con base en la literatura. las fuentes que hacen una breve descripción son Protti (1986) y Arredondo y Soto (2006).

Antecedentes

Con base en lo expuesto por Protti (1986), la unidad está compuesta por tobas líticas y tobas de ceniza poco consolidadas, que alcanzan un espesor de 20 m, y tienen una amplia extensión en el sector sureste del volcán Barva. Se caracteriza por una alta meteorización del depósito con transición a suelos; reporta que los sitios con mejor calidad de afloramientos permiten distinguir fragmentos

lávicos heterogéneos de hasta 5 cm dentro de una matriz poco soldada de ceniza pumítica. Arredondo y Soto (2006) describen que la unidad consta de una serie de capas de piroclastos y epiclastos que mantelan parte sureste del edificio.

Distribución Geográfica y Localidad Tipo

Protti (1986) señala que los mejores afloramientos se localizan en los alrededores de la comunidad de Carbonal, sobre el cauce del río Segundo. La unidad sobreyace a las lavas Bermúdez y es sobreyacida por los flujos lávicos Los Bambinos y Guararí. En cuanto a las secciones analizadas, se observó en el pozo BA-760 (Figura 10) hay un espesor de 6 m de tobas cafés a una profundidad de 36 m entre los miembros Bermúdez y Los Bambinos. Asimismo, en Arredondo y Soto (2006) la reportan en los pozos BA-809 y BA-403, donde puede alcanzar hasta los 15 m de espesor.

Edad

La edad aproximada de este depósito ronda entre los 40 a 27,4 ka (Arredondo y Soto, 2006; Vargas y Acosta, 2007).

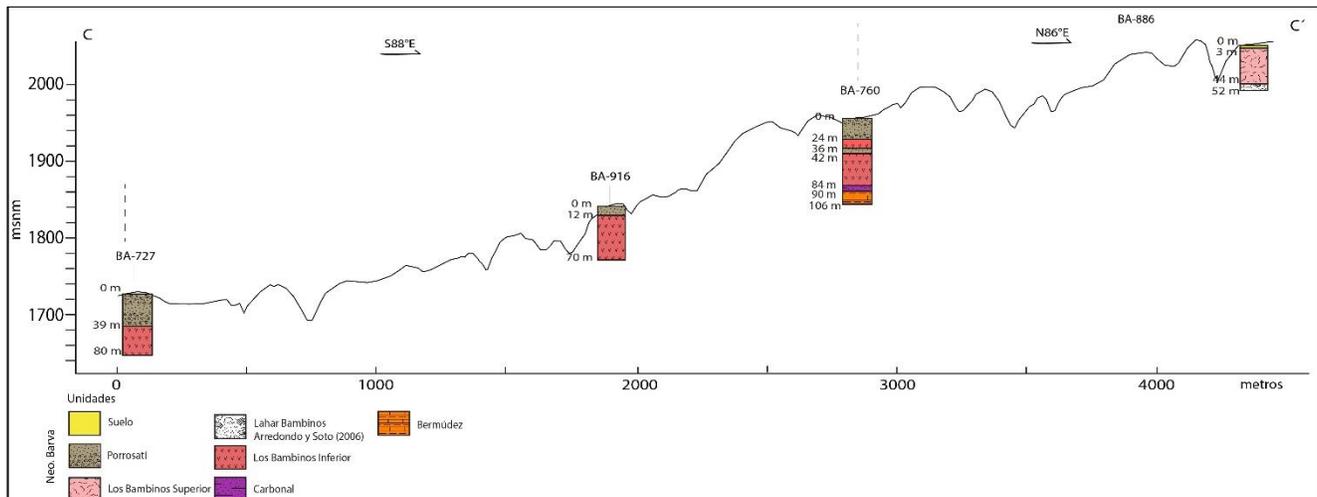


Figura 10: Perfil esquemático (C-C') mediante la información de pozos. Se correlacionó un paquete de tobas de ceniza de 6 m con la unidad Carbonal. Elaboración propia.

1.3.3. Unidad Guararí

La unidad Guararí ha sido mencionada en diferentes estudios (Brenes 2003; Alfaro 2003; Vargas 2003; Obando y Peraldo 2004;) e incluso considerada parte de la unidad los Bambinos (Arredondo y Soto, 2006), a pesar de ello, su génesis, petrografía y edad permiten diferenciarla de las anteriores. Está constituida por andesitas y andesitas-basálticas que proceden del cono del mismo

nombre. Afloran principalmente en los cauces de los ríos y quebradas, tales como: quebrada Honda, yurro Seco y quebrada las Conejas.

Antecedentes

El primero en describir la unidad fue Brenes (2003), quien mencionó su origen en Cerro Guararí, y que están constituidas por lavas andesítico-basálticas blocosas, con espesores hasta de 15 m. En macroscopía, la describe como lavas basálticas grises oscuras a claras, vesiculares, con textura afanítica porfirítica y cristales de plagioclasa de hasta 1 cm y piroxenos milimétricos.

A nivel de petrografía, se clasifican como andesitas basálticas de textura intergranular, con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivinos pequeños. Además, mediante análisis geoquímicos, se determinó que las lavas son de tipo basáltico y basáltico-andesítico con contenido medio de K (Brenes, 2003).

En la Campaña Geológica del 2003 (Alfaro 2003; Vargas 2003) la unidad fue clasificada como basaltos andesíticos a andesitas de color gris. Reportan un espesor de 5 m en algunas localidades. En macroscopía describen textura afanítica porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos inmersos en una matriz morada, rosada o a veces grisácea, además, un 5% de vesículas de hasta 1 cm. En petrografía, describen una textura hipocrystalina porfirítica, con matriz hialopilitica, los fenocristales presentes son plagioclasas, hornblendas y augitas.

Es conveniente puntualizar que en la campaña geológica del 2006 elaborada por Abarca et al. (2006), hacen una breve descripción de la unidad Guararí, la clasifican como lavas de composición andesítica-basáltica. Por otra parte, para los depósitos piroclásticos, realizaron un análisis mediante columnas tefroestratigráficas para elaborar mapas de isopacas y asociarlos a una posible fuente; en este caso, asocian al cerro Guararí como emisor de las capas Lapilli Fino y Capa Freática, las cuales podrían integrar la secuencia superior de Guararí.

La primera capa y contemporánea a las lavas, trata de un paquete de lapilli medio a fino que grada a una toba de color café y presenta algunas laminaciones de color naranja de tamaño milimétrico; en cuanto a su composición, indican que la constituyen al menos un 30% de fragmentos de plagioclasa, 20% de ferromagnesianos y 10% de clastos, para un total de matriz del 40% (Abarca et al. 2006).

A su vez, la Capa Freática, consiste en clastos hidrotermalizados dentro de una matriz alterada, con clastos blancuzcos, angulosos (3-4 cm) y que se encuentran meteorizados, asociados a una composición andesítica. Además, incluyen algunos bloques lávicos de la unidad Guararí de hasta

1 m, inmersas en una matriz de ceniza con alteración hidrotermal de color blancuzca (Abarca et al., 2006).

Descripción

La unidad consta de lavas en bloques y masivas que afloran al suroeste del cerro Guararí. (Anexo 1), principalmente en las quebradas circundantes como Yurro Seco, Las Conejas y Honda. A partir del trabajo de campo se estima un espesor máximo de 85 m.

En tal sentido, las lavas son clasificadas como andesitas basálticas a andesita (Figura 11), las cuales muestran un grado de meteorización moderado. Los sitios donde son masivas presentan una textura afanítica porfirítica, con matriz gris oscura y pátina café naranja. Al mismo tiempo, presentan cristales de plagioclasa y piroxeno, algunas veces la roca puede presentar textura vesicular con hasta un 15%. El tamaño promedio de las plagioclasas es de 2 mm y máximo 9x8 mm; en los piroxenos el promedio es de 2x1 mm y no superan los 5 mm. Del total de la roca, la matriz varía entre el 45-68%, plagioclasa 25-54% y 7% piroxeno. La relación de cristales es de 90% plagioclasa y 10% de piroxeno. En el afloramiento BA8-3, se evidenció que estos flujos pueden presentar un moderado grado de alteración hidrotermal.

En algunos sitios (BA12-2, BA12-3 y BA12-6) se observó que existe una matriz arcillosa-limosa de color café clara que contiene bloques polimícticos de lavas, tobas consolidadas ceniza, y de lapilli fino a medio (2-8mm) de color negruzco y rojizos. Los bloques tienen un diámetro de 10 cm a 25 cm. El depósito tiene una mala selección y los bloques son redondeados, en general abarcan entre el 5 al 10% del total, y su espesor menor a 3 m. Lo anterior se asocia a lahares o depósitos de procesos de remoción en masa intercalados en la secuencia.

En cuanto a lo correlacionado como capa lapilli fino, el depósito es de color naranja terrosa, con clastos en promedio de 3 mm y máximo 1,4 cm; su matriz es café a naranja terrosa. Se distinguen algunos fragmentos de óxidos de manganeso, así como lavas de color grisáceo oscuro, negro y naranja, además de algunos cristales de plagioclasa y piroxeno. El porcentaje de lapilli y matriz es del 60/40, la compactación es media. El espesor es variable, en promedio es de 1,17 m, a pesar de ello, puede ser hasta de 2 m. Cabe mencionar que puede haber algunos horizontes de ceniza gruesa ~ 1 mm de coloración café a naranja, en las mismas se distinguen líticos de lavas indiferenciables de color café claro, grisáceos y naranja, así como plagioclasas.

Distribución estratigráfica y localidad tipo

La unidad cubre una superficie dentro del área de estudio de 3,6 km², se localiza al suroeste del cerro Guararí, principalmente en las márgenes de las quebradas Las Conejas, yurro Seco y yurro Hondo. El estratotipo se definió cercano al poblado de Cinco Esquinas (Figura 12C), margen este de la quebrada Conejas, donde se observa una sección masiva de 15 m de altura de andesitas poco meteorizadas.

La unidad Guararí sobreyace a las lavas Bermúdez y es contemporánea con la base de la secuencia de la unidad Porrosatí y Los Bambinos Inferior. Alfaro (2003) y Vargas (2003) indican que el contacto inferior es concordante con la unidad Carbonal y el contacto superior es inconforme con la unidad Toba Chagüite (Porrosatí).

Esta unidad se considera como un evento efusivo correlacionable con Los Bambinos (Arredondo y Soto, 2006), sin embargo, por su expresión morfológica y distinto foco emisor, se considera como un evento autónomo.

Edad

Aún no se ha realizado la datación a través de métodos radiométricos directos, en cambio, con base en las estimaciones de Arredondo y Soto (2006) y Vargas y Acosta (2007), la edad puede rondar alrededor de los 27,4 ka.



A.



B.



C.



D.

Figura 11: A. Afloramiento BA12-4 correspondiente a lavas brechosas con algunas secciones masivas asociadas a la unidad Guararí, coordenadas CRTM05: 484035E- 1118796N. B. Contacto lateral con tefras afloramiento, BA12-4, coordenadas: 484035E - 1118796N. C. Afloramiento BA8-5 de lavas masivas unidad Guararí, coordenadas: 481808 N - 1116790 N. D. Lava masiva con alteración hidrotermal vista en el afloramiento BA8-3, coordenadas: 481951E- 1117124N. Fuente propia.

1.3.4. *Debris Avalanche El Coyol*

Se trata de un evento descrito en la literatura como *debris avalanche* con amplia extensión al oeste de la ciudad de Alajuela originado en la vertiente pacífica del volcán Barva.

Antecedentes

En el estudio de Méndez e Hidalgo (2004) se realizaron distintas secciones estratigráficas a lo largo de la Ruta 1, entre el aeropuerto y La Garita. Subrayando que en algunas de estas secciones aflora un depósito de material volcánico de pobre selección y con alteración hidrotermal, en el cual hay bloques lávicos de gran dimensión (10-15 m), asimismo, la matriz es tobácea de coloración gris a café rojizo, algunas veces con presencia de alteración hidrotermal de

color pardo a rojiza en la matriz. Estiman una dirección de flujo S55°W mediante bloques imbricados, asociando su proyección hacia el noreste, mencionando al volcán Barva como fuente.

Méndez e Hidalgo (2004) identificaron que en la superficie del depósito tiene suelos tobáceos de tonalidad grisácea con cantos rodados, restos vegetales y óxidos de manganeso, por otra parte, se menciona la presencia de suelos de coloración café rojizo de hasta 1 m de espesor, típicos de la región. Se caracteriza por tener algunas lomas aisladas de hasta 3 m asociadas a *hummockys*.

En el análisis de Thiele y Vargas (2017), se menciona que esta unidad es diferente a la denominada como Nuestro Amo. Delimitan el depósito espacialmente en los alrededores de Ciruelas, Cebadilla, Turrúcares y Nuestro Amo, lo anterior mediante el registro de 353 pozos. En uno de los afloramientos tipo, describen múltiples facies asociadas a este tipo de evento, así como bloques lávicos métricos a decimétricos (< 60 cm), dentro de una matriz arenosa. Determinaron un espesor máximo de 152 m utilizando los datos del pozo NA-196, y en promedio ronda los 27,25 m para el resto de la región. Estiman una extensión total dentro de su área de estudio de 121 km².

Igualmente, Thiele y Vargas (2017) señalan que este depósito es diferente al miembro Nuestro Amo tal y como fue correlacionado en otros trabajos, debido a que este último es reportado en pozos a un nivel más profundo, intercalado entre el miembro Belén, mientras que el *Debris Avalanche* El Coyol es más superficial.

Tanto en Porras et al. (2012) como Alvarado y Gans (2012) se menciona que el depósito presenta al menos 4 facies asociadas al evento, debido al aporte de agua durante el transporte, lo que explica que en algunos sitios tenga apariencia de *debris flow*.

Descripción

Al igual que la unidad Carbonal, esta unidad no tiene afloramientos dentro del área de estudio, aunque, a nivel más amplio, se registra en los niveles de pozos un depósito lahárico de espesor considerable y que se asocia directamente con el reportado por Méndez e Hidalgo (2004), y Thiele y Vargas (2017).

Se reportó su presencia en las secciones B-B' y E-E' (Figura 4 y Figura 6), en la primera, el depósito tiene un espesor promedio de 30 m y hacia la sección noroeste del perfil, y se encuentra a una profundidad de 26 m. En la segunda se reporta un espesor medio de 10 m y una profundidad entre los 26 m a 60 m. En general, en estos pozos se describe un depósito de matriz arcillosa que engloba bloques lávicos y de tobas.

Se correlacionó el depósito de Avalancha Lahárica Inferior propuesta por Brenes (2003), que aflora al suroeste del volcán con esta unidad, menciona que está constituida por depósitos de bloques volcánicos centimétricos hasta de 3,5 m, inmersos en una matriz lodosa, donde la densidad de los bloques en la matriz es del 1%, además, indica la presencia de capas gravosas color gris claro.

Distribución estratigráfica y Localidad tipo

En las distintas fuentes mencionan su distribución espacial (Méndez e Hidalgo, 2004; Porras et al., 2012; Thiele y Vargas, 2017), delimitándolo en la región occidental del Valle Central. Los mejores afloramientos se encuentran cercanos a los poblados de Turrúcares, Ciruelas y La Garita. En las secciones estratigráficas se evidencia que la unidad sobreyace a las unidades Colima, Tiribí y Bermúdez, mientras que el contacto superior es con las tefras de la unidad Porrosatí, y se asocia que es contemporáneo a las lavas Guararí y Los Bambinos Inferior.

Cercano al área de estudio, Brenes (2003) menciona que este depósito se distribuye la localidad de El Roble y entre los ríos Guararí y Pacayas, en la cual distingue hasta una longitud de 6 km y un ancho de 1 km.

Edad

Si bien se han hecho correlaciones de edad relativa contemporánea con las lavas Belén, Fm. Colima (Alvarado y Gans, 2012), queda claro que este depósito es un episodio de *debris avalanche* más reciente (Thiele y Vargas, 2017).

Esta unidad sobreyace las lavas de la unidad Bermúdez y es sobreyacida por los piroclastos de la unidad Porrosatí, además Obando y Peraldo (2004) identifican que este depósito yace las lavas de lo correlacionado a los Bambinos Inferior, por lo que se propone una edad entre los 27,4 ka a 13,4 ka.

1.3.5. Unidad Los Bambinos

Se ubica en sector oriental del área de estudio, la unidad consiste en un campo de coladas en bloques, que corresponden a los últimos episodios efusivos del Neo-Barva en la secuencia estratigráfica local. Cubre un área total de 9,47 km², no obstante, en su totalidad se estiman 17,5 km². Por su distribución espacial, la fotointerpretación, interpretación del LiDAR y trabajo de campo, se concluye que proceden de una etapa previa o contemporánea al crecimiento de los tres conos cuspidales de la cima del volcán (“Las Tres Marías”), así como a un domo de menor dimensión al sur de estos, no reportado en la literatura.

Antecedentes

Al respecto, Protti (1986) indica que está constituida por lavas andesíticas con clara textura porfirítica y abundantes fenocristales de feldespatos. Menciona que estas coladas son de tipo brechosas con escasas estructuras de flujo. Asimismo, se describe que pueden formar algunos lomeríos elongados en las laderas del margen derecho del río Ciruelas.

Este campo de coladas se correlaciona con la unidad Sacramento de Brenes (2003), quien describe lavas hacia el suroeste de la cima del volcán, que presentan textura afanítica con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y olivinos, las cuales alcanzan un espesor máximo de 25 m. Menciona que es sobreyacida por la unidad Porrosatí.

Con base en análisis geoquímicos elaborados por Malavassi (1991), y Kussmaul y Sprechamann (1982), las rocas asociadas a esta unidad se clasifican como basaltos y andesitas con alto contenido de K. Cabe señalar que, a nivel de petrografía, también se clasifican como basaltos y andesitas basálticas con textura intergranular a intersertal (Brenes, 2003).

Rojas (2003) correlaciona la unidad Lavas Roble Alto con Los Bambinos de Protti (2006); describe andesitas blocosas grisáceas a verdosas cuando están meteorizadas. Expone que, a nivel de macroscopía, tienen textura afanítica porfirítica con cristales de feldespatos de hasta 5 mm, su matriz está conformada por microlitos de feldespato y piroxenos de hasta 2 mm de diámetro. Además, presenta vesículas irregulares que tienden a concentrarse mayormente hacia la sección superior de las coladas con hasta 5 cm de longitud y 15% de vesicularidad. Mediante petrografía las clasifica como andesitas augíticas con olivino.

Según Arredondo y Soto (2006), la unidad consiste en un campo de lavas de tipo en bloque de composición andesítica. A nivel macroscópico describen una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (30-40%), piroxenos (25-25%) y poco olivino (~1%). Consideran que la unidad se puede clasificar en superior e inferior, por la presencia de un lahar entre ambas.

Descripción

En general, la unidad Los Bambinos corresponde a una serie de coladas superpuestas descritas en campo como lavas andesíticas a andesitas-basálticas de textura afanítica porfirítica, con un porcentaje de 40-57% de plagioclasa, piroxeno < 6% y olivino < 3%. El porcentaje de los cristales ronda entre el 45-60%, con un tamaño máximo visto en las plagioclasas de 9 mm.

Con relación a la subdivisión de la unidad por Arredondo y Soto (2006) en superior e inferior por la presencia de un lahar entre ambas, lo anterior se puede integrar con la expresión morfológica

y distribución espacial de la unidad, dado que, en el sector oriental del área de estudio las formas primarias de flujo son más marcadas (superior) y la cobertura piroclástica es reducida o nula, en comparación con el territorio occidental de la unidad Los Bambinos, donde afloran únicamente en los cauces (inferior), y su morfología es menos evidente por los espesores de tefras (hasta 39 m, pozo BA-727).

Con base en lo anterior, se describe a Los Bambinos en sus subunidades inferior y superior:

Los Bambinos inferior

Consiste en una serie de flujos lávicos tipo en bloques, clasificadas como andesitas-basálticas a andesitas. En el cauce del yurro Seco (BA6-1) se observó una lava de textura afanítica porfirítica de matriz gris oscura, con pátina café naranja; donde solo se distinguen cristales de plagioclasa y piroxeno. El tamaño promedio de las plagioclasas es de 2 mm y máximo 9x8 mm; en los piroxenos el promedio 2 mm y máximo 5 mm. El porcentaje de la matriz es del 40-45%, plagioclasa 45-54% y piroxeno del 6%. La relación de cristales es de 90% plagioclasa y 10% piroxeno. Asimismo, el arreglo de los cristales no presenta una distribución particular y se clasificó como andesita.

Por otro lado, en el cauce de la quebrada Honda, afloramiento BA5-11 (Figura 12) se identificó una colada de espesor 3,3 m, en la base hay una sección masiva de 1,8 m la cual consiste en una textura afanítica porfirítica con cristales de plagioclasa de tamaño promedio de 2 x 1 mm hasta 6 x 4 mm. Además, contiene algunos cristales de piroxeno no mayores a 4 mm. La matriz es color gris oscuro con café-beige en las partes alteradas, el porcentaje de cristales es 96% plagioclasa y 4% piroxeno. En general, la composición es 45% de matriz, 54% de plagioclasa, < 1% piroxeno; se clasificó como andesita.

Sobre la sección anterior hay una brecha autoclástica de 1,5 m descrita como lava de textura afanítica porfirítica con cristales de plagioclasa y piroxeno en menor medida, donde la matriz es gris clara y mayormente meteorizada y la brecha alterada tiene un color café claro. Las plagioclasas en promedio son de 2 mm y máximo 5 mm, en los piroxenos son de 2 mm, y menores a 4 mm. Además, el porcentaje de la matriz es del 40%, 57% plagioclasa y 3% piroxeno y la relación de cristales es del 92% de plagioclasa y 8% piroxeno.

Esta subunidad es mejor vista en los cauces debido a que la erosión ha removido las capas de tefras de Porrosatí, a pesar de ello, hay sitios a nivel de superficie donde se observan algunos bloques lávicos decimétricos a métricos (BA4-2); en total aflora en un área de 2,27 km².



A.



B.

Figura 12: A. Unidad Bambinos inferior, afloramiento BA13-6 sobre afluente del río Pacayas, coordenadas CRTM05: 485417E – 1115771N. B. Unidad Bambinos inferior, afloramiento BA5-11 sobre quebrada Honda, coordenadas 487921E – 1117882N. Fuentes propia.

La unidad Los Bambinos Superior

Al igual que la unidad inferior, aflora como lavas de tipo en bloques que se extienden dentro del área de estudio por 7,2 km². Tienen mejor expresión en superficie por la despreciable o nula cobertura de tefras y por su menor edad. Además, tienen un grado de meteorización bajo a moderado, estas coladas fueron clasificadas como andesitas-basálticas a andesitas.

Las características en esta subunidad varían lateralmente debido a los múltiples flujos que la componen y son abordados en el capítulo de geomorfología. En distintos afloramientos (BA5-2, Figura 13) se describen lavas de textura afanítica porfirítica con cristales plagioclasa, olivino; sin tener ningún arreglo en particular en los cristales. Por su parte, el tamaño promedio de las plagioclasas es de 2 mm y máximo de 9 x 3 mm; los olivinos en general son <1 mm. La matriz es de color gris oscuro con pátina café clara y el porcentaje de matriz es del 60%, plagioclasa 35%, olivino 5%. Se clasificó como andesita basáltica.

En el afloramiento BA5-1, se mantiene una andesita-basáltica de textura afanítica porfirítica de matriz gris oscura sin vesículas y pátina café clara. De igual manera, la plagioclasa en promedio es de 3 x 2 mm y máximo 9 x 6 mm, los piroxenos en general tienen son de 2 mm. La matriz es el 71% de la roca, seguido de 25% de plagioclasa, 3% de piroxeno y < 1% olivino.

En el afloramiento BA15-12-1 se observó una brecha lava muy meteorizada en transición a suelo café claro, la cual fue clasificada como andesita, se distinguen cristales de plagioclasa y piroxeno, la matriz está muy meteorizada, tiene un color desde rojiza a café claro; la textura es

porfírica con diámetro mayor en las plagioclasas de 3 mm y en promedio de 1 mm, los piroxenos son <1 mm. El porcentaje de matriz es de 60%, plagioclasa 38% y 2% piroxeno.

Distribución geográfica y localidad tipo

La unidad Los Bambinos inferior aflora en el sector E-SE del área de estudio, entre la quebrada Honda (localidad tipo, BA5-12) y yurro Seco, mediante el uso de LiDAR y trabajo de campo, se confirmó que su fuente de origen está localizada en los conos cuspidales del volcán Barva. Si bien no se logra observar una fuente clara por la cobertura de los materiales posteriores a su emplazamiento para Los Bambinos inferior, pueden asociarse una o varias fuentes previas a los conos actuales de la cima.

La unidad Los Bambinos Superior aflora entre el río Guararí y el cerro Peineta, con localidad tipo en Montaña La Isla (BA1-3). Presenta claramente cuatro fuentes principales, tres de las cuatro fuentes están localizadas en la cima del volcán, que corresponden a los tres conos conocidos como “Las Tres Marías”, lo cual concuerda con lo descrito por Soto (1994). La otra fuente se localiza a 1400 m al sur del cono más occidental, el cual se asocia a un domo (Anexo 4). Se infiere que estas lavas se empezaron a formar previo a la creación de los conos actuales y que continuaron contemporáneos con estos, logrando evidenciar la existencia de flujos desde la base y la selección media de los conos.

En cuanto al arreglo espacial de Los Bambinos Inferior, la longitud máxima en el área de estudio es de 5,9 km, aunque es de 7,5 km si se considera toda la vertiente; el rumbo predominante es S40°W.

A su vez, en Los Bambinos Superior, el flujo de mayor longitud es de 4,0 km dentro del área estudiada. Sin embargo, fuera de esta, pueden alcanzar hasta los 5,2 km. La tendencia general de las múltiples lavas es S15°W.

La subunidad Los Bambinos Superior es sobreyacida por las tefras de la unidad Porrosatí. Los Bambinos inferior sobreyace las lavas de la unidad Bermúdez y los piroclastos de la unidad Carbonal.

Edad

Con base en la datación aportada en el trabajo de Arredondo y Soto (2006), en el depósito lahárico entre las lavas, se permite estimar indirectamente la edad de las subunidades en 27,4 ka, por lo que son un punto de partida para indicar que las lavas inferiores son más antiguas y las superiores más recientes a esa datación.



A.



B.



C.



D.



E.



F.

Figura 13: A. Bloques lávicos métricos apilados de la Unidad Bambinos superior, afloramiento BA4-5, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. B. Afloramiento BA11-6, frente de colada, coordenadas: 487074E – 1117547N. C. Campo de lavas Los Bambinos Superior, coordenadas: 489002N - 1117958N. D. Afloramiento BA5-2, bloques decimétricos a métricos, coordenadas: 487854E – 1117251N. E. Muestra de andesita basáltica del afloramiento BA4-5, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. F. Frente lávico con bloques hasta métricos, coordenadas: 487757E – 1117080N. Fuente propia.

1.3.6. Unidad Los Ángeles

Se trata de un campo de lavas andesíticas-basálticas a andesíticas situadas al noreste del poblado de Barva que tienen su origen en el denominado Monte de La Cruz (Rojas et al., 2017).

Antecedentes

Echandi (1981) define que la colada Los Ángeles es la más reciente y la cual proviene de varios puntos de emisión al noreste de Barva. Hace referencia a la descripción de Williams (1952) como lavas basálticas blocosas con piroxenos y olivino, que tienen origen en el cerro Redondo. Finalmente menciona que existen algunas capas de piroclastos interestratificados con las lavas, por lo que se pueden observar horizontes quemados entre las cenizas.

Protti (1986) describe las lavas como andesitas-basálticas originadas en el cerro Redondo o Monte de La Cruz, y que se extienden hasta el poblado de Barva. Indica que el espesor es alrededor de 15 m, y se caracterizan por ser blocosas, agrega que tienen textura afanítica y vesicular, pueden presentar estructuras de flujo, por su baja viscosidad.

Rojas et al. (2017) clasifican la unidad en inferior y superior, la primera es una andesita-basáltica con bloques escoriáceos, que en petrografía tienen una textura hipocristalina porfirítica y glomeroporfirítica, los fenocristales presentes son plagioclasa (4,5-6%), clinopiroxenos (5,5-7%), olivinos (3-5%) y ortopiroxenos (1-2%), en una matriz (67-75%) intersertal-vesicular. La segunda trata de una andesita vesicular con textura hipocristalina, glomeroporfirítica a glomeroporfirítica seriada; el contenido de fenocristales varía entre 21-32%, en los cuales identifican plagioclasa (12-18%), clinopiroxenos (5,5-8%), ortopiroxenos (1-4%), olivinos (0,5-1%) y opacos (<1,5%), esto dentro de una matriz (42-65%) intersertal-vesicular.

Distribución estratigráfica y localidad tipo

Se localiza al suroeste del Monte de La Cruz y se extienden hasta Barva y San Rafael de Heredia. Rojas et al. (2017) mencionan que algunas localidades tipo son el centro de Barva de Heredia, para la unidad inferior (486420E-1108174N), y el tajo Florida en Getsemaní, para la superior (489274E-1110576). Además, se incluyen algunos de los afloramientos de carretera que Protti (1986) menciona entre Los Ángeles y San Rafael. La unidad sobreyace a los piroclastos de Carbonal y posiblemente intercalado con Porrosatí.

Edad

En Arredondo y Soto (2006) y Rojas et al. (2017) aproximan una edad relativa entre 10-3,5 ka, por estar fuera del campo piroclástico del Barva y por su morfología con rasgos primarios distinguibles.

1.3.7. Unidad Porrosatí

La unidad Porrosatí se trata de la última etapa eruptiva del volcán, la cual sus productos son principalmente de génesis piroclástica y se distribuyen hacia ambas vertientes del Barva, y mantelan mayor parte de la secuencia eruptiva.

Antecedentes

Los primeros en definir esta unidad fueron BGS y SENARA (1985), y Protti (1986), quienes describen depósitos piroclásticos gruesos emplazados discordantemente sobre los miembros Carbonal y Los Bambinos, que pueden alcanzar un espesor de 15 m y algunas veces tienen pseudoestratificación. Se menciona que se intercalan con capas de cenizas pumíticas, de poca consolidación y moderada meteorización. Protti (1986) agrega un miembro superior definido como Cráter, correlacionado a la última actividad eruptiva del Barva, con tefras de poco espesor, situados hacia el sector oeste de la cima del macizo, vistos como capas de ceniza pumítica de color claro con algunas alternancias de cenizas negruzcas, el cual se considera en este trabajo como parte de Porrosatí.

En el estudio de Brenes (2003) se subdivide la unidad Porrosatí en cenizas y lapilli, lahares, y depósitos aluvionales. Clasifica la secuencia de la base a la cima en: a) Avalancha Lahárica Inferior (*Debris Avalanche* El Coyol); b) Secuencia Piroclástica y c) Avalancha Lahárica Superior. Menciona que el contacto inferior es discordante con la unidad Guararí, Sacramento, Tajo Mayo y Peineta.

La secuencia piroclástica, trata de capas de cenizas y lapilli, alternadas con paleosuelos. Se reconoce como una capa guía de ceniza con vestigios de vegetación fosilizada, además, de depósitos de lapilli con poca consolidación que están ampliamente extendidos en el flanco sur del volcán. Hace la distinción que las capas con mayor consolidación tienen matriz, y aquellas no consolidadas no la presentan (Brenes, 2003).

Las avalanchas laháricas superiores son descritas como al menos 3 eventos. El primer depósito aflora en algunos cortes en las localidades de Carrizal, Cinco Esquinas, Domingas y San Isidro de Alajuela, que sobreyacen las unidades Guararí y Sacramento. La matriz es lodosa color gris a café con una densidad baja de clastos y espesor máximo entre 3 a 20 m. El segundo se encuentra cercano a la localidad de Espino y en el río Tambor; su espesor máximo ronda los 15 y 20 m. El tercer depósito se localiza cercano a Finca Giralda, entre los sectores de Cartagos y Bandera, en dicho sitio

describe estructuras *hummockys* métricas (Brenes 2003); estos depósitos se asocian a procesos de ladera recientes.

En algunos estudios de campo (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003; Vargas, 2003; Obando y Peraldo, 2004), clasifican los piroclastos Porrosatí en las unidades: Toba Chagüite y Tobas No Consolidadas El Roble. Describen que la unidad Tobas Chagüite tiene una amplia distribución, vista en relieve como morfologías redondeadas y de topografía suave, cuyo espesor máximo es de 15 m. A su vez, está constituida por piroclastos de caída tanto consolidados como no consolidados, meteorizados hasta a transición a suelos. Como parte de su clasificación se dividió la unidad en dos: Depósitos Piroclásticos Sin Diferenciar y Depósitos Piroclásticos Diferenciados.

La primera constituye la base de la secuencia piroclástica, compuesta por capas de ceniza y lapilli; presentan colores cafés, rojizos, amarillentos, naranjas y oscuros, así como transiciones a suelos de hasta de 8 m con gradación positiva. La matriz es limo-arcillosa la cual abarca más del 90% del depósito. La segunda la dividen en 3 capas reconocibles: Capa de Lapilli Huacalillo, Toba Gris Verdosa y Capa de Lapilli Carrizal-Paso Llano. Dichas fueron utilizadas como capas guías en los depósitos tobáceos, dada su amplia extensión en el área; tal es el caso de la Toba Gris Verdosa y Lapilli Carrizal-Paso Llano (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003; Vargas, 2003).

En el estudio de la campaña geológica del 2006 (Abarca et al., 2006) abordaron la tefrostratigrafía, geología e historia eruptiva de los volcanes Poás y Barva. En este trabajo se realizaron múltiples columnas estratigráficas que permitieron definir diferentes eventos (capas) y su eventual foco de emisión. En total, para el volcán Barva describieron 11 unidades con fuentes de emisión en la cima o precima y el cerro Guararí, definiendo a las tefras Capa Lapilli 3, Capa Fito-Toba Carrizal, Capa de Lapilli 2, Capa de Toba, Capa de Lapilli 1, Capas Heterogéneas, Capa de Toba Negra, Capa de Lapilli y Capa de Lapilli Escoriáceo. A continuación, se mencionan algunas de las características de cada una:

- Capa Lapilli 3: Matriz tobácea fina meteorizada con mala selección, de color café naranja, con clastos entre 3 a 0,7 cm, de composición andesítica que abarcan el 50% del volumen; lo restante corresponde a 20% plagioclasa, 10% pómez, lapilli acrecional 3% y 17% de matriz. Señalan que tiene un espesor máximo observado de 34 cm; sus contactos son netos y le sobreyace la capa Fito-Toba Carrizal (Abarca et al., 2006).
- Capa Fito-Toba Carrizal: Toba gris verdosa con buena selección. Como criterio de identificación, tiene la presencia de improntas vegetales de entre 0,6 a 2 cm en promedio, que pueden abarcar entre el 5% hasta un 20% del depósito. Distinguen algunos lixiviados de hierro

y manganeso producto de la meteorización, y hacia el techo de la capa una transición a suelo. El espesor máximo asignado fue de 1,60 m hasta 4 m. Identifican una superficie erosiva tanto en la base como la cima (Abarca et al., 2006).

- Capa de Lapilli 2: El depósito es rojizo y contiene óxidos de manganeso. Describen una buena selección, gradación inversa y laminaciones hasta centimétricas. Está constituido por 73% de litoclastos andesíticos, 10% de cuarzo, 7% de ferromagnesianos y 10% de pómez. El tamaño promedio de los clastos es de 2 mm. El contacto superior es ondulado con transición a una toba gris clara a naranja hacia la cima (Figura 14). El espesor máximo es de 60 cm en la lapilli y 20 cm en la toba (Abarca et al., 2006).
- Capa de Toba: Mencionan que es una toba fina de color café oscuro con transición a suelo que, aflora en los alrededores de la laguna del volcán Barva, y que contiene restos de carbón en al menos un 3% y el restante es matriz. Estiman un espesor de 30 cm y es sobreyacida por la capa lapilli 1 (Abarca et al., 2006).
- Capa de Lapilli 1: Indican que está constituida por lapilli medio de tonalidad café-naranja; el depósito es inconsolidado y mal seleccionado, también, presenta gradación normal e inversa. Está compuesta por litoclastos juveniles con plagioclasas en un 25%, no juveniles 25% (andesíticos), 20 % de ferromagnesianos, 3% de biotita y 27 % de pómez (0,5 a 8 cm). Se menciona que los componentes no superan los 0,5 cm de diámetro; el espesor total lo estiman en 64 cm (Abarca et al., 2006).
- Paquete Capas Heterogéneas: Consiste en tobas que sobreyacen una capa de lapilli con pómez y ceniza laminada (Figura 14). Describen en la base una toba de color café oscuro con mala selección, altamente meteorizada y en transición a suelo. El paquete posterior es una toba gruesa a lapilli fino de color café rojizo que contiene algunas laminaciones rojizas, además, pueden presentar gradación normal y pómez, el espesor promedio de la capa es de 30 cm (Abarca et al., 2006).
- Capa de Toba Negra: Consta de una toba de ceniza negra con algunas laminaciones milimétricas blancuzcas, el espesor promedio de la capa es de 25 cm (Abarca et al., 2006)
- Capa de Lapilli: Describen que tiene una coloración café oscuro con mala selección y gradación normal, mencionan que está constituido por 30% de pómez, 40% ceniza y 30% de litoclastos

de andesita, los cuales no superan los 3 cm (Figura 14). El espesor promedio de 15 cm (Abarca et al., 2006).

- Capa de Lapilli Escoriáceo: Consta de un depósito que aflora en las cercanías de la laguna del volcán Barva y tiene un espesor promedio de 70 cm. La capa es masiva y tiene una mala selección, la composición es de un 90% de escorias y 10% de litoclastos. El tamaño promedio de los clastos es 0,3 cm y máximo de 3 x 4 cm. (Abarca et al., 2006).

Descripción

La unidad tiene una amplia distribución en el área de estudio y está constituida por diversos paquetes de tefras, por lo que, para este caso, se adoptó y correlacionó con el modelo propuesto en Abarca et al. (2006), el cual permitió dividir los paquetes piroclásticos que están relacionados a la unidad Guararí y Porrosatí. Además, permitió identificar que la edad del depósito es más amplia que los otros mencionados en la literatura y, por lo tanto, su base sería contemporánea a las lavas Guararí y Los Bambinos Inferior.

Se describen algunos de los paquetes correlacionados con Abarca et al. (2006) vistos en las visitas de campo:

Fito Toba-Carrizal: Se identificó esta capa en dos sitios, BA14-7 y BA17-7. En el primero aflora una capa de ceniza fina de 80 cm, con fragmentos <1 mm y pintas óxido. El espesor varía lateralmente hasta 47 cm, se distingue una matriz de color beige clara. En el segundo, hay secuencia de piroclastos de compactación media, de la base a la cima se describió una capa de 3 cm de ceniza fina de color beige con algunos clastos blancos y negros (<1 mm); le sobreyace ceniza gruesa con clastos entre 1 a 3 mm, de color naranja, negruzcos, blancos y cafés oscuros, el espesor es de 8 cm. Seguido de 3 cm de ceniza fina de color café. Y finalmente en el techo, una capa de ceniza de 52 cm de ceniza gruesa con litoclastos indiferenciables de 1 mm en promedio de coloración naranja y café oscuro, sin descartar la presencia de algunas pómez (< 3%) de 1 cm, además, se distinguen algunos clastos con pintas de óxidos de manganeso y algunas laminaciones menores de ceniza fina.

Capa Lapilli 2: En la base se observa capa lapilli fino de diámetro promedio 3 mm de color café claro con litoclastos, negruzcos, rojizos y cafés, así como fragmentos de pómez (< 5%). Los clastos de mayor tamaño son de 1,8 x 1,1 cm de forma subangular a subredondeada y pueden tener óxidos de manganeso; su matriz es color café a beige y naranja terroso. Hacia la cima hay un pequeño horizonte quemado de 8 cm y transición a toba de ceniza café clara con pómez (<3 cm) y componentes <1 mm, su espesor máximo es de 1,9 m.

El grado de compactación de la capa es moderado. El depósito puede presentar gradación inversa en algunos horizontes, en donde la relación lapilli sobre finos es de 60-70/40-30, mientras que en el resto del depósito es 20/80.

Al mismo tiempo, se correlacionaron algunos depósitos más distales con esta capa, en los cuales se observó que la fracción más gruesa cambia a una ceniza media a gruesa meteorizada de color café terroso, en la cual se distinguen algunas pómez de entre 1 a 3 cm de diámetro. El espesor es alrededor de 1,1 m, no obstante, este es variable, ya que la superficie inferior es irregular. Sobre esto yace una capa de ceniza gruesa blancuzca a amarilla de 20 cm.

Capa Toba: Capa de cenizas finas muy meteorizadas con algunos clastos tamaño lapilli fino, la matriz es de color café a naranja la cual está en transición a suelo orgánico; presenta algunos litoclastos indiferenciables de hasta 1,8 cm y piroxenos (<1 mm). El espesor promedio es de 1,18 m y máximo de 1,61 m. En general la compactación del lapilli es moderada.

Capas Heterogéneas: Consiste en una serie de paquetes de lapilli fina y ceniza intercalados de poco espesor. En el afloramiento BA9-5 hay naciente cercana, la cual ha permitido que se expongan intercalaciones de piroclastos meteorizados. En la base con un espesor de 25 cm de lapilli fina con fragmentos color café terroso y gris claro de lavas indiferenciables y algunos cristales de anfíboles. Sobre esto hay una capa de 5 cm de ceniza fina color café claro sin componentes distinguibles. A su vez, le sobreyace una secuencia de lapilli fino de 1 m, con laminaciones, la matriz es de color café claro, compuestos por líticos cafés indiferenciables. Le sobreyace 20 cm de ceniza fina color café beige, seguido, 50 cm de lapilli fina de matriz café terrosa con algunos clastos indiferenciables negruzcos. En la cima yace una capa de lapilli fino de coloración rojiza de 40 cm de espesor.

Sumado a lo anterior, en otros de los afloramientos (BA10-1, BA10-2 y BA10-4) se distingue una secuencia interestratificada de tefras dispuestas en manera ondulada, el cual corresponde al relieve ondulado preexistente. En general, las capas tienen una matriz color café oscuro, naranja terroso y amarillo claro. La capa basal es un lapilli fino de 3 mm y con 40 cm de espesor, los clastos son grisáceos, negruzcos y plagioclasas hidratadas, el diámetro máximo es de 4 mm, subredondeados a subangulares (Figura 14). Le sobreyace capa de ceniza gruesa de color café oscuro con algunos con litoclastos indiferenciables gris negruzcos, su espesor es de 50 cm. Sobre esto, hay una capa de ceniza gruesa de color amarillo claro a beige, con algunos litoclastos indiferenciables grises claros, cuyo espesor total es de 35 cm. Finalmente, en la cima hay capa de ceniza media con fragmentos en

promedio de 0,5 mm, el color de la matriz es naranja óxido, se distinguen algunas pómez y líticos grisáceos de hasta 2 mm, el espesor es de 30 cm.

Capa Lapilli

En general, presenta una matriz de coloración naranja terrosa a café, de granulometría media a gruesa. En el afloramiento (BA17-5 y BA17-6) se observó en la base una capa de pómez de 64 cm con gradación negativa (diámetro mayor 5 x 3,5cm), seguido de esto, una capa de ceniza gruesa a lapilli fino grisáceo a café claro, con cristales de piroxenos y plagioclasa, y en la cima lapilli fino de color café terrosa con clastos lávicos indiferenciables, en transición a suelo. El depósito puede presentar bloques por caída que incluyen, lavas basálticas alteradas de color rojizo y grisácea y de andesita, de hasta 60 cm (Figura 14).

Distribución geográfica y localidad tipo

La unidad tiene una amplia distribución en el área de estudio, tanto en comprobación de campo como en los trabajos previos, se estima que tiene una extensión dentro del área de estudio de 48,97 km².

Además, se evidenció que la distribución de las tefras tiene una preferencia hacia el oeste de la cima actual. A partir del pozo BA-333 se estima un espesor máximo de 100 m, cercano al parque Bosques de Fraijanes.

Se identificó que sobreyace a las demás unidades lávicas y que incluye algunos episodios intercalados entre las lavas sea por registro de pozos (BA-760) o descrito en la literatura (Tajo Mayo: Brenes, 2003; Fito toba Carrizal y Capa lapilli 2: Abarca et al., 2006). Los mejores afloramientos se encuentran entre la entrada al parque nacional Volcán Barva y Laguna del Barva (BA11-1 - BA17-5).

Edad

Brenes (2003) realizó una datación mediante ¹⁴C en maderas carbonizadas para la unidad Porrosatí, la cual arrojó una edad de 11380 ± 288 años para la capa de secuencia de piroclastos. Sin embargo, esta edad sería mayor al considerar esta unidad como un evento contemporáneo con las lavas de Los Bambinos Inferior y Guararí, por lo que se asigna un rango de edad de 27,4 a 0,55ka (Arredondo y Soto, 2006; Vargas y Acosta, 2007).

En el estudio de Abarca et al. (2006), estiman una edad al evento de 500 años para capa lapilli escoriaceo en la cima de la secuencia.



A.



B.



C



D



E.



F.

Figura 14: A. Afloramiento correlacionado con las Capas Heterogéneas, se distingue el alto grado de meteorización, BA10-1, coordenadas CRTM05: 487980E y 1116643N. B. Se observa capa de pómez ~35 cm de espesor correlacionado con la Capa Lapilli 2, BA10-4: 483747E – 1122778N. C. Afloramiento con alternancias de capas de cenizas gruesas y lapilli fino correlacionadas a Capas Heterogéneas, BA11-1, coordenadas: 486209N - 1120055N. D. Paquete de lapilli fino con algunas alternancias de cenizas gruesas correlacionados a la Capa Lapilli 2, BA14-2, coordenadas: 485541E – 1116979N. E. Se observa en la base paleosuelo y contacto con Capa Lapilli, BA17-9, coordenadas CRTM05: 486491E y 1119195N. F. Se distinguen capa de lapilli con pómez centimétricas, correlacionado con la Capa Lapilli, afloramiento BA17-6, coordenadas: 487618E – 1120637N. Fuente propia.

Capítulo 2. Morfometría

La morfometría es la caracterización cuantitativa de las formas del relieve, a través de distintas variables como: profundidad de disección, densidad de disección, amplitud del relieve, altimetría, entre otras (Lugo, 1991). Tiene como fin de conocer la influencia de los procesos exógenos, su magnitud y la morfología asociada.

La cuantificación de los elementos del relieve mediante mapas específicos permite no sólo, el estudio del relieve, sino también conocer la dinámica endógena y exógena presente en la actualidad (Lugo, 1988). El análisis morfométrico, permite establecer el vínculo entre los agentes modeladores y la susceptibilidad del sustrato a ser erosionado. De esta manera es posible entender la evolución del relieve (Figuerola, 2016).

Las variantes morfométricas utilizadas en esta investigación son: densidad de la disección, profundidad de la disección y energía del relieve. Los datos obtenidos (numéricos y cartográficos), analizados en conjunto permitieron identificar terrenos susceptibles a presentar procesos de remoción en masa.

El análisis morfométrico inicia con la elaboración y análisis del mapa altimétrico y de inclinación del relieve, el objetivo es establecer unidades mayores del relieve. Esta zonificación permite reconocer de manera general, pero con un alto grado de precisión, la génesis del territorio y la morfología, resultado de la dinámica endógena-exógena que existe en el territorio de estudio.

Las unidades mayores del relieve son el punto de partida del análisis morfométrico, a través de ellas se interpretan los índices numéricos de manera espacial. Si bien aparecen ya en el mapa altimétrico (Figura 15), hay que mencionar que la zonificación es el resultado de un trabajo previo en donde fueron examinados los datos altitudinales y de inclinación del relieve (Lugo, 1988; Quesada, 2016).

2.1. Altimetría

El mapa altimétrico tiene como objetivo simplificar la información contenida en un mapa topográfico, de esta manera es posible visualizar *pisos* y desniveles a través de intervalos altitudinales, Mediante esta cartografía, también es posible reconocer rupturas de pendiente, rasgos estructurales e incluso sustratos geológicos específicos. La información litológica, es un elemento esencial en la correcta interpretación de este tipo de cartografía (Lugo, 1988; Quesada, 2016)

El mapa altimétrico se elaboró través de un SIG (Arcgis 10.5), en este proceso, el primer paso fue la elaboración de un MED, a partir de él y usando la herramienta de clasificación *Natural Neighbor*, se realizaron tres variantes altimétricas, cada una de ellas con distintos intervalos, de ellos se escogió el mapa con 9 rangos por representar los rasgos morfológicos más cercanos con la realidad, en otras palabras, se usó un criterio geomorfológico (Figura 15). Este proceso de selección se aplicó para todos los mapas morfométricos que integran este apartado.

La información altitudinal del mapa seleccionado se vinculó con los sustratos volcánicos, lo que permitió diferenciar el origen efusivo o explosivo de los materiales. Los arreglos estructurales se reconocieron e interpretaron a partir de las alineaciones de volcanes, cambios en la dirección de los cauces (en bayoneta o deflexiones) y existencia de procesos gravitacionales. El uso del LiDAR permitió contar con curvas de nivel de 5 m, datos manejables y de calidad en la elaboración de los modelos (MED), este hecho facilitó el análisis.

El mapa altimétrico, muestra dos niveles altitudinales bien definidos: la zona cumbral y el piedemonte volcánico, este último, subdividido en superior e intermedio. Las unidades mencionadas reflejan un vínculo estrecho entre el sustrato, su estructura o arreglo y su temporalidad (Figura 15).

Zona cumbral

Ocupa la parte centro-este de la zona de estudio y se dispone entre las cotas de 2 583 - 2 895 m s.n.m., en este intervalo existen conos de escoria, domos, secuencias lávicas recientes y mantos piroclásticos, todos ellos asociados con la última etapa eruptiva del volcán Barva. En este sector no existen sistemas de drenaje bien definidos e integrados, hecho que se explica por la existencia de un sustrato permeable que favorece la filtración y no los escurrimientos en superficie, no obstante, llegan a existir ríos estacionales de corto recorrido que fluyen entre las depresiones que existen entre las coladas o en la periferia de los conos (contactos geomorfológicos), por tanto, el carácter erosivo de este tipo de escurrimientos no es relevante.

Los rasgos morfológicos de esta región presentan dos patrones, el primero, se caracteriza por la sobreposición de flujos de lava de composición andesítica y andesita-basáltica que se asocian con los conos de escoria emplazados a 2724 m s.n.m. El segundo, está representado por potentes cubiertas piroclásticas que tienen la capacidad de *suavizar* el relieve irregular de las coladas de lava y de algunos volcanes, entre ellos como en herradura del Cerro Guararí.

Piedemonte volcánico (PmV)

Se trata de una rampa volcánica-acumulativa, que tiene su origen en la acumulación, apilamiento o sobreposición de variados depósitos entre los que destacan los flujos de lava; los laháricos; piroclásticos; de pómez; de bloques-ceniza y cubiertas de caída. El acomodo heterogéneo de los materiales mencionados favorece el crecimiento vertical y horizontal de la rampa.

El piedemonte volcánico es característico de complejos volcánicos, donde la actividad ha sido continua desde tiempos geológicos hasta la actualidad, de esta manera, se explican los variados e importantes volúmenes de materiales entorno de uno o varios focos de emisión. En la segmentación de PmV, se tomó en cuenta la posición altitudinal, inclinación del terreno y la morfología asociado a los procesos exógenos actuales, de esta manera se delimitaron los siguientes sectores:

Piedemonte volcánico superior

Es una superficie que ocupa las cotas de 1530- 2725 m s.n.m., se trata de un terreno inclinado en un rango de 13° a $> 45^\circ$, hay que mencionar que la espacialidad de estos valores es heterogénea en todo este territorio, característica que responde a la existencia de una dinámica erosiva fluvial intensa, asociada a cabeceras activas, en donde la erosión regresiva se lleva a cabo a través de numerosos saltos de cabecera.

El patrón de drenaje es dendrítico y subparalelo, en ambos casos con alta densidad de afluentes. El primero, es característico de sector proximal en donde se han desarrollado las cabeceras fluviales, donde la inclinación del terreno es $> 45^\circ$ y existen contrastes marcados en cuanto longitud de vertientes, orientación y geometría.

El segundo, es característico del sector medio y distal del PmV superior, en esta zona la dirección de las coladas de lava es controlada por la pendiente general del terreno, este hecho que define flujos de morfología alargada y provoca una disposición paralela de los cauces respecto a ellos. La densidad de afluentes responde al desmantelamiento de las cubiertas piroclásticas que son potentes y susceptibles al acarreo erosivo fluvial.

Piedemonte volcánico intermedio

Este sector se localiza entre las cotas de 1359 - 2041 m s.n.m., hay que mencionar que el límite altitudinal inferior, es el límite de la zona de estudio y no el de la estructura completa. En el PmV intermedio, continua el control de coladas de lava en el diseño subparalelo de los cauces. El patrón dendrítico de este territorio presenta una ligera simplificación, es decir, los afluentes disminuyen en la medida que los ríos se aproximan a los terrenos del límite distal.

La simplificación del drenaje, aunque es muy sutil es evidente y tiene tres posibles explicaciones, la primera, puede estar vinculada con el decremento general de la pendiente ya que en este sector es de 5° a 11° de inclinación. Estos valores hacen que la potencia erosiva de los cauces disminuya, en general y de ahí, la desaparición de afluentes.

La segunda causa tiene que ver con la disminución del espesor y falta de continuidad de las cubiertas piroclásticas, al no existir o ser muy delgadas, los afluentes entran en contactos con las lavas, se filtran y desaparecen.

La tercera explicación tiene que ver con la existencia de fallas, al ser líneas de debilidad cortical favorecen la excavación de profundos y rectilíneos valles orientados al SW, en donde las laderas son abruptas y de morfología en V, estas condiciones concentran la mayor parte de los afluentes en las vertientes interiores, lo que provoca una disminución de los escurrimientos hacia los interfluvios.

El mapa altimétrico, permitió establecer dos unidades morfogenéticas mayores, cada una de ellas se relacionó con el tipo de sustrato, la morfología y la dinámica exógena actual, estos aspectos representan la primera aproximación del análisis geomorfológico. Con respecto a la temporalidad de las lavas se deduce que las secuencias con una posición más alta coinciden con las más tardías.

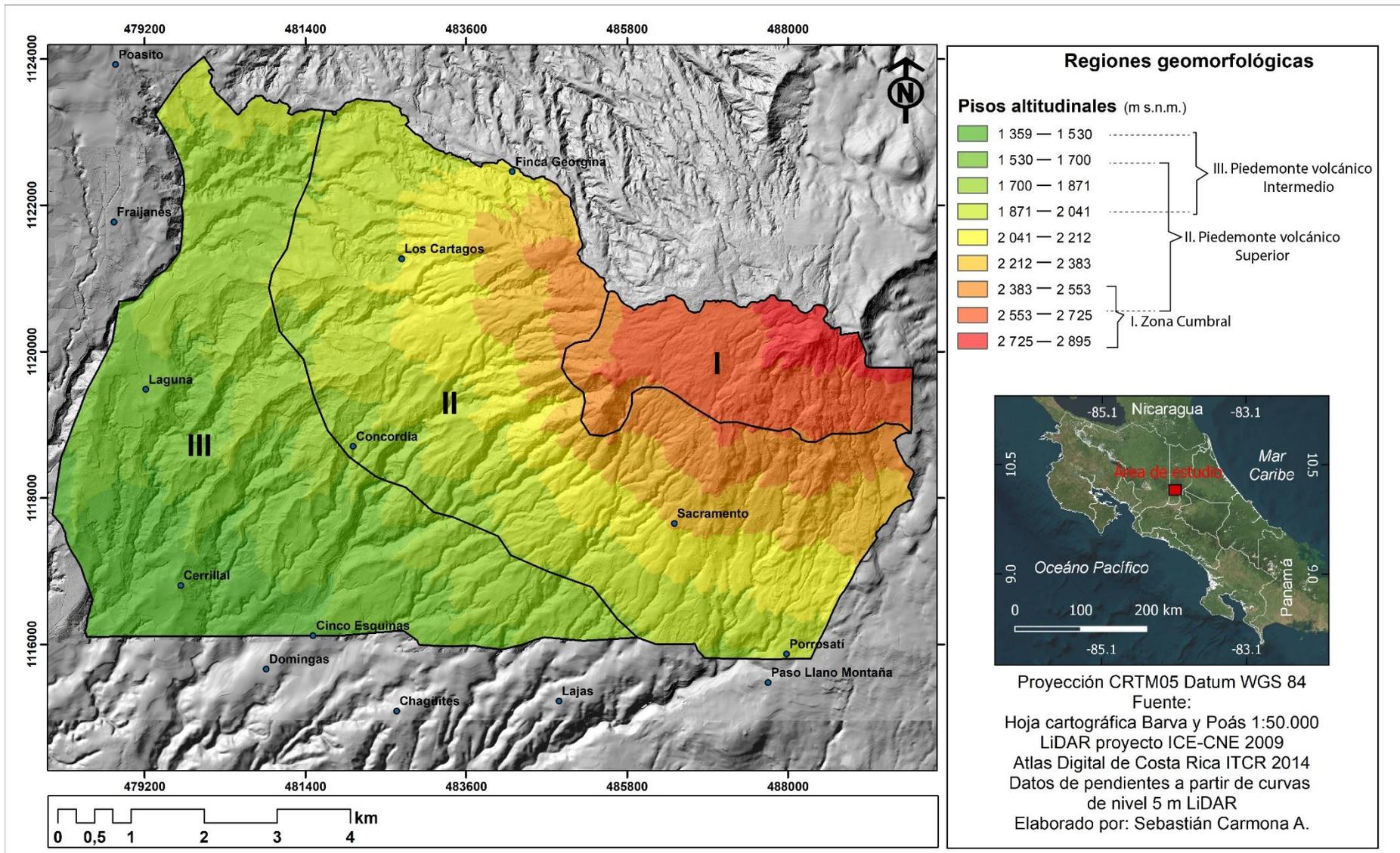


Figura 15: Mapa altimétrico y regiones geomorfológicas mayores I) Zona cumbre, II) Piedemonte volcánico superior y III) Piedemonte volcánico intermedio.

1.1. Inclinación del terreno

El objetivo de este mapa es clasificar las laderas en grados de pendiente a partir de rangos de inclinación establecidos bajo un criterio geomorfológico. De esta manera, es posible reconocer la relación entre la dinámica de las laderas, su morfología y su espacialidad. La inclinación del terreno se vincula con la litología y la expresión del relieve, esta última, resulta de la intensidad de los agentes de erosión y de la susceptibilidad del sustrato a desplazarse (Quesada, 2016).

La inclinación del terreno se considera una de las formas de expresión de la litología en la superficie, de esta manera es posible diferenciar, a través del mapa, terrenos constituidos por materiales poco consolidados (detríticos), de los constituidos por sustratos más compactos (lavas).

En la elaboración del mapa, se tomó en cuenta el DEM creado a partir de la topografía extraída del LiDAR a través de un SIG (Arcgis 10.4), en donde se utilizó la herramienta slope. De esta manera se obtuvo la caracterización del relieve en grados de inclinación. En la cartografía que se presenta, los datos se han agrupado en diez intervalos (Figura 16). Los índices de inclinación del terreno se interpretan siguiendo el orden de las unidades mayores del relieve: zona cumbral y piedemonte volcánico, superior e intermedio.

Zona Cumbral

La inclinación del relieve en este territorio presenta una morfología ligeramente cóncava, que se intercala con superficies subhorizontales-ligeramente inclinadas, expresión que se vincula con flujos de lava tardíos, cubiertas de piroclastos y conos de escoria, todos asociados con los últimos eventos volcánicos del volcán Barva.

En general este territorio es homogéneo en cuanto a pendiente, las variaciones se mantienen en el rango de $< 5^\circ$ a 11° de inclinación, valores que responden a la existencia de potentes capas de piroclastos que, al mantear las coladas lávicas, simplifica o disimula la expresión. En los sectores donde la capa de detritos volcánicos es superficial, el índice aumenta a 15° y evidencia la morfología agreste de los flujos de lava como ocurre al oriente de la zona de estudio, así como en las laderas de los conos Las Tres Marías y Cerro Guararí.

Piedemonte volcánico superior

La inclinación del terreno en este sector es heterogénea, no obstante, hay características distintivas en lo que hemos denominado porción centro-noroccidental y la porción centro-oriental. En el primer caso, la inclinación del terreno está condicionada por la existencia de secuencias de

flujos de lava que soportan mantos piroclásticos potentes. Esta alternancia de texturas favorece la existencia de inclinaciones menores ($<5^\circ - 9^\circ$) con respecto al sector centro-oriental, en donde la morfología es ondulada.

Por otro lado, el intervalo de $20^\circ - >45^\circ$ grados de inclinación se restringe a profundos valles fluviales que integran las cuencas altas de los principales ríos de la región. Hay que mencionar que la erosión fluvial y gravitacional (zapa), son los procesos responsables en la evolución de las depresiones fluviales, a través de ellos, se desarrollan en profundidad y anchura.

Las superficies subhorizontales con valores entre 5° y 9° grados de inclinación, hacen evidente la existencia de variados flujos de detritos volcánicos y explican la amplitud de los interfluvios en este sector.

El sector centro-oriental, al estar configurado por alternancias de coladas de lava y mantos de caída, define una morfología ondulada en donde la pendiente se incrementa en el rango de $< 5^\circ - 15^\circ$.

Piedemonte volcánico intermedio

La morfología en este sector se distingue por la presencia de interfluvios amplios con laderas moderadas en inclinación ($>35^\circ$), que integran valles fluviales estrechos y profundos. En la medida que el sustrato cambia, la pendiente se modifica, es el caso de la existencia de superficies subhorizontales ligeramente inclinadas formadas a partir de la acumulación de depósitos provenientes de flujos piroclásticos y lahares, estos materiales al rellenar parcial o por completo cárcavas, barrancos o depresiones, modifican inclinación del terreno ($>5^\circ$ a 11°).

Si bien existen numerosos factores que condicionan los procesos gravitacionales, sin duda la inclinación del terreno y la altitud tiene importancia en la generación y desarrollo de esta dinámica. De ahí el interés de elaborar este tipo de cartografía, al mostrar la espacialidad de la pendiente evidencia y zonifica los terrenos susceptibles a presentar este tipo de fenómenos.

El análisis de la inclinación del terreno permite establecer el vínculo entre la inclinación y la litología al diferenciar áreas constituidas por materiales consolidados, de los integrados por sustratos poco compactos, esta información es de importancia para el estudio de la dinámica gravitacional. Al mismo tiempo ha permitido una mejor comprensión de la génesis y dinámica exógena actual, del volcán Barva.

La información en grados de pendiente y su cartografía es precisa, no obstante, en su interpretación deben sumarse datos geomorfológicos, litológicos, estructurales y climáticos, entre

otros. De esta manera los resultados serán cercanos a la realidad y deberán ser confirmados el trabajo de campo.

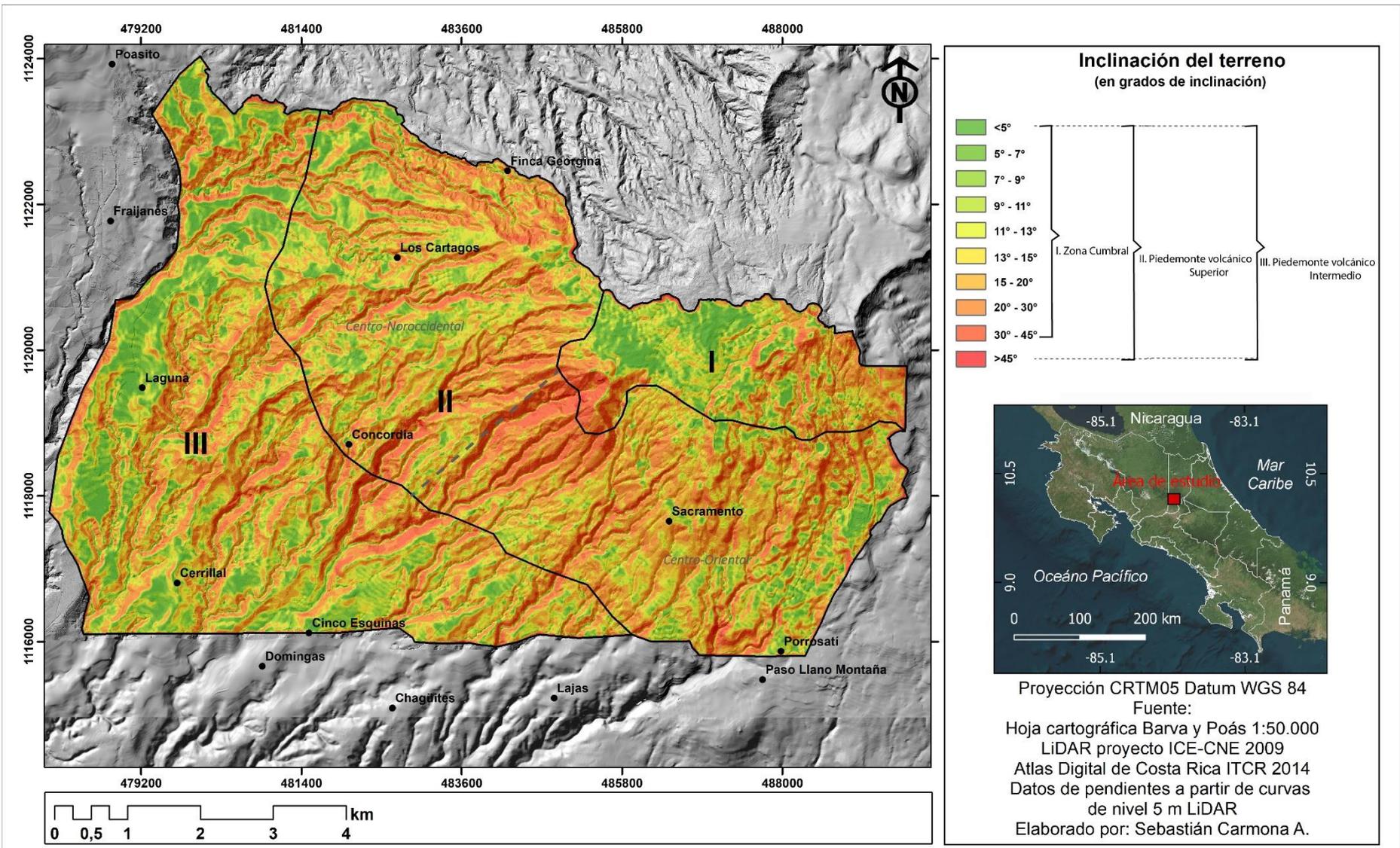


Figura 16: Mapa de inclinación del terreno.

1.2.Densidad de la disección

A través de esta cartografía la intensidad de la erosión fluvial es zonificada, de esta manera es posible vincular de forma indirecta, la susceptibilidad de la roca a este tipo de erosión, la permeabilidad, tipo de cubierta vegetal e incluso se puede deducir la importancia de la precipitación en el territorio de análisis (Lugo, 1991).

La elaboración de este tipo de cartografía inició con una interpretación geomorfológica preliminar y el trazo de las corrientes fluviales sobre el mapa topográfico (1:25.000), una vez terminado este proceso fueron vectorizados a través de un SIG (Arcgis 10.4), de esta manera se calculó la longitud de los cauces en áreas de 400 m². Los índices obtenidos se registraron en una base de datos y se interpolaron a través de la herramienta Natural Breaks (ArcGis 10.4). El mapa de densidad que se presenta está organizado en cinco clases de densidad de la disección: 1,4 - 2,5; 2,5 - 3,0; 3,0 - 3,5; 3,5 - 4,0 y 4,0 - 5,0 km/km² (Figura 17).

Zona Cumbral

La longitud de cauces en la cima es baja (1,4 - 3,5 km/km²), hecho que refleja de alguna manera la existencia de un sustrato volcánico reciente que no favorece el escurrimiento, pero si la filtración (áreas de recarga acuífera), son de alta permeabilidad. Otro factor que limita el desarrollo de cauces es el morfológico, en estas superficies predominan estructuras tabulares cubiertas por mantos de piroclastos discontinuos y de poco espesor, condiciones que restan potencial a la erosión remontante y al desarrollo de saltos de cabecera, procesos vinculados con el crecimiento longitudinal de los cauces.

Piedemonte volcánico superior

La densidad de cauces en este sector se presenta en dos zonas de contraste, la primera, se localiza en el centro-norte y se caracteriza por favorecer su desarrollo (3.0 – 5.0 km/km²), en planta, se disponen a manera de alveolos discontinuos, configuración que es condicionada por la existencia de mantos potentes de piroclastos. Este tipo de detritos al ser materiales poco o nada consolidados, son susceptibles al transporte fluvial, proceso que se lleva a cabo a partir de numerosos surcos, canales, cárcavas y barrancos, todos ellos organizados en patrones dendríticos densos.

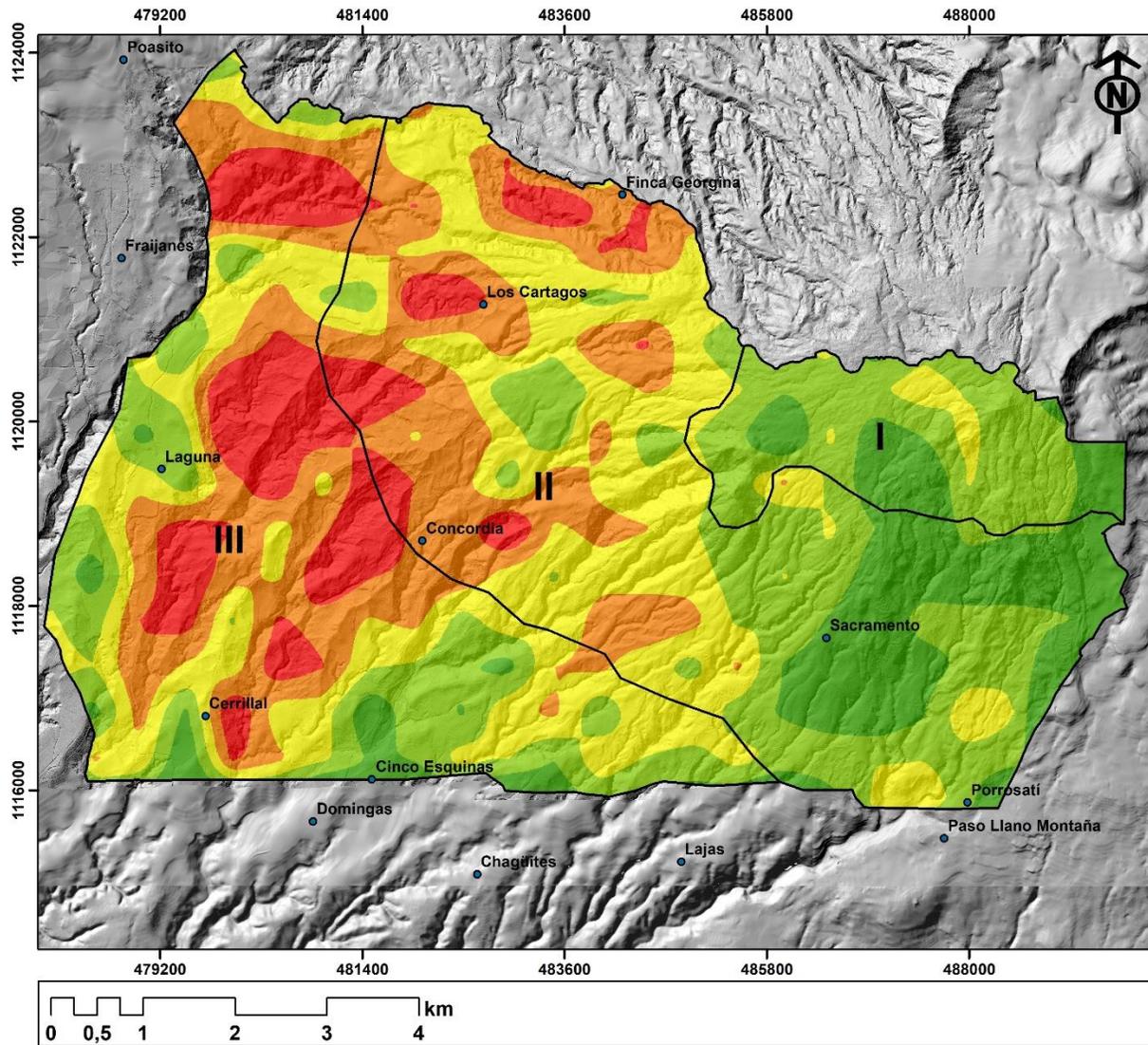
Hay que mencionar que en el sector centro-norte afloran los materiales volcánicos más antiguos de la región, lo que también puede explicar el desarrollo de cuencas densas y bien integradas, hecho que depende del tiempo de exposición del terreno al proceso fluvial, sobre todo cuando la tasa de lluvia anual es cercana a los 3768 mm/año (Solano, 1992).

El bajo desarrollo de cauces ($1 < 3 \text{ km/km}^2$), es característica principal del sector centro-sureste del piedemonte volcánico superior. La explicación con los extensos afloramientos de lava, expuestos en superficie a manera de rocas vivas sin cubiertas piroclásticas, lo que favorece la filtración e inhibe el escurrimiento.

Piedemonte volcánico intermedio

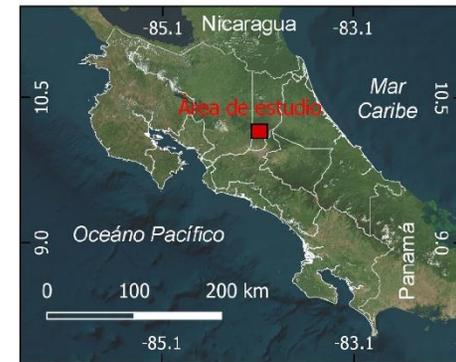
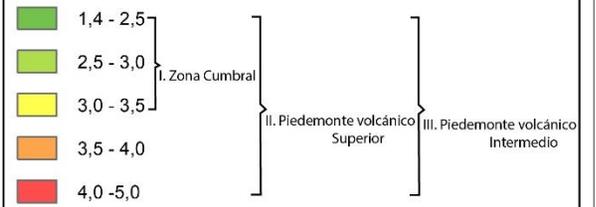
Las condiciones descritas en el apartado anterior se continúan en este sector del piedemonte, un dato que complementa la información es el espesor registrado a través de las distintas secciones estratigráficas (Figura 8 y 9), donde varían entre los 10 m (pozo BA-928: SENARA) hasta 100 m (pozo BA-333: SENARA) de cubiertas piroclásticas.

Se puede afirmar que, en la zona de estudio, los factores que condicionan la intensidad de la erosión fluvial son la competencia del sustrato, el espesor de las cubiertas piroclásticas, la inclinación del terreno y la existencia de fallas.



Densidad de la disección

(valores en km/km²)



Proyección CRTM05 Datum WGS 84
 Fuente:
 Hoja cartográfica Barva y Poás 1:50.000
 LiDAR proyecto ICE-CNE 2009
 Atlas Digital de Costa Rica ITCR 2014
 Datos de pendientes a partir de curvas
 de nivel 5 m LiDAR
 Elaborado por: Sebastián Carmona A.

Figura 17: Mapa de la densidad de disección.

1.3. Profundidad de la disección

La erosión vertical de los ríos fue valorada a través de este método morfométrico y el proceso consistió en medir en una base topográfica la distancia entre el talweg y la ruptura de pendiente más próxima y representativa de la vertiente inferior del valle (Zamorano, 1990). Las estructuras disyuntivas es un factor para tomar en cuenta en el desarrollo de este proceso, en particular, la presencia de fallas, fracturas, planos de estratificación, contactos geológicos y geomorfológicos.

La base topográfica es la información de inicio en la elaboración de este mapa, al igual que en los casos anteriores se utilizó una malla de 400 m². Los valores obtenidos se interpolaron a través de la herramienta Natural Breaks (ArcGis 10.4). De esta manera se obtuvo un mapa en donde la profundidad de la disección es expresada en metros en los siguientes rangos: < 20; 20-40; 40-60; 60-80; 80-120 m). El análisis se realiza, como en los casos anteriores, en función de las regiones mayores del relieve (Figura 18).

Zona Cumbral

Esta región los valles alcanzan profundidades entre 20 - 40 m, rango que se mantiene a lo largo de este sector, a excepción de un pequeño sector localizado en el extremo centro-oriental en donde los desniveles son de 60 -120 m, valores vinculados a la estructura volcánica conocida como *Cerro Guararí*.

La baja profundidad de los valles en este sector guarda una estrecha relación con la morfología y el sustrato de la cumbre; convexa de base amplia (volcán en escudo) y potentes flujos de lava sobrepuestos, de edad reciente.

Piedemonte volcánico superior

Este sector del piedemonte representa la periferia de la zona de montaña y en él, los valles alcanzan profundidades entre 20 - 40 m, estos valores tienen una distribución homogénea con excepción de los terrenos adyacentes al volcán Cerro Guararí (60 - 120 m).

Los factores que condicionan el desarrollo de los valles en la vertical son similares a los ya explicados en el apartado anterior, solo hay que destacar que las lavas de la unidad geológica Los Bambinos, es un sustrato reciente y no permite desarrollo de valles.

Piedemonte volcánico intermedio

En toda esta vertiente la profundidad de los valles varía entre 20 - 40 m, valores representativos de la mayor parte de este territorio. Esta característica podría explicarse a partir de la

espacialidad de las numerosas coladas que integran este sector del piedemonte volcánico. En este marco, hay que decir que los ríos al disponerse entre fronteras de coladas, su potencial erosivo está condicionado por una inclinación homogénea, una resistencia del sustrato similar y un acomodo del material que puede favorecer condiciones similares en el desarrollo de los valles.

Este tipo de cartografía permite reconocer la influencia de la estructura (acomodo de los materiales y la existencia de fracturas y fallas. El primero, tiene relación con las fronteras geomorfológicas, es decir, los contactos entre lavas de diferente temporalidad y competencia erosiva. El segundo, hace evidente la existencia de estructuras disyuntivas en terrenos donde el espesor de las lavas y mantos piroclásticos dificultan su identificación.

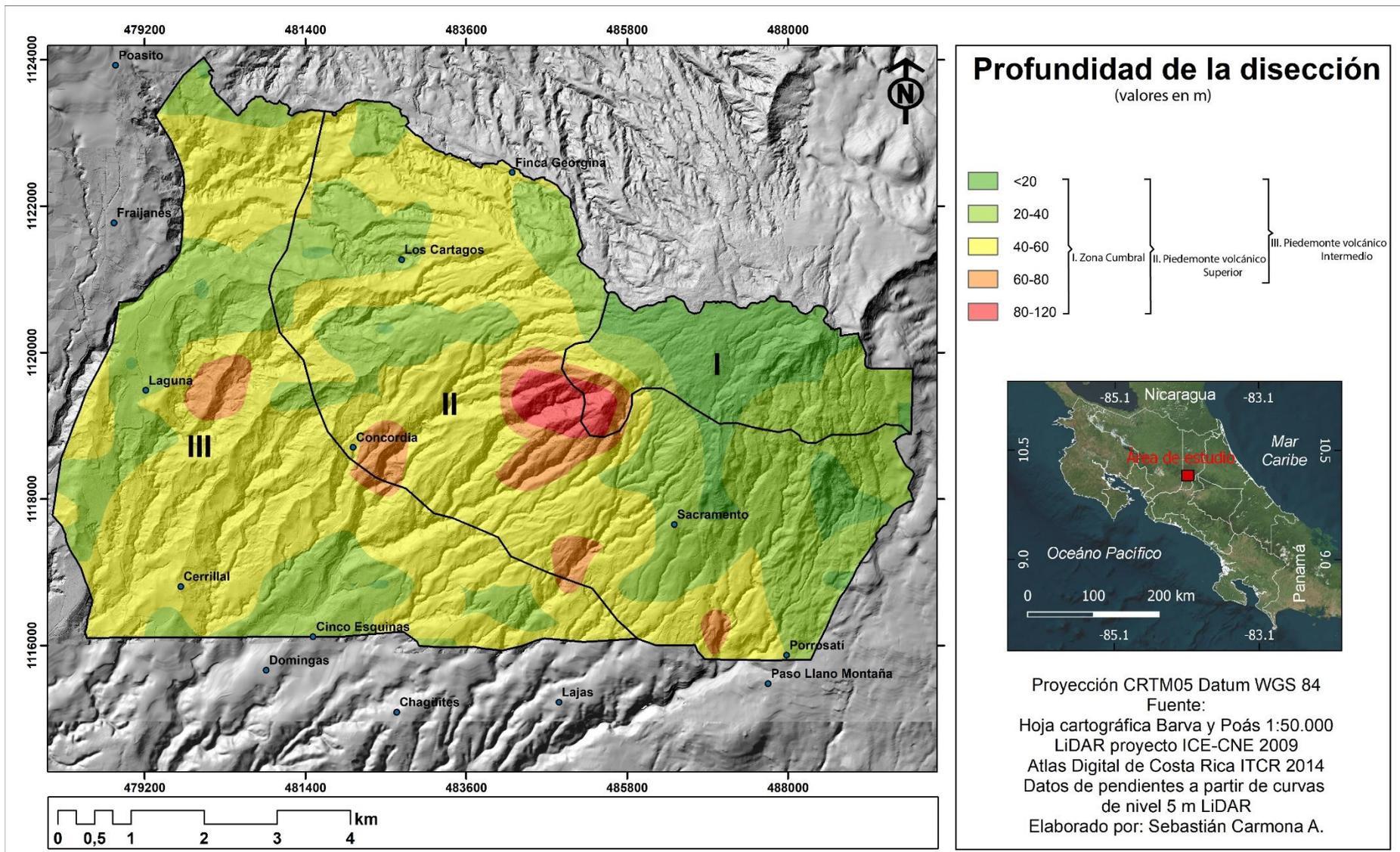


Figura 18: Mapa de profundidad de disección.

1.4. Energía del Relieve

A partir de esta cartografía se identifica el potencial erosivo al que puede estar sujeto el relieve (Lugo, 1991), a partir del desnivel topográfico que existe en un área determinada. Los valores que se obtienen se pueden evidenciar la relación endógena-exógena (Alvarado, 2003). En este marco Galván (2012), menciona que, en la interpretación de este método, se debe tomar en cuenta el resto de las cartografías morfométricas elaboradas, de este modo es posible relacionarlos con procesos tan específicos como los fluvio-gravitacionales.

El método utilizado consiste en restar la altitud mínima a la máxima en un área de 400 m², los datos obtenidos fueron interpolados a través de la herramienta Natural Neighbor (ArcGis 10.4). Los resultados se presentaron en una cartografía que evidencia terrenos en donde existe un mayor contraste de altura relativa (Figura 19) Los valores están agrupados en 5 rangos (37-101; 101-132; 132-160; 161-208; 209-340 m), que guardan relación con las unidades mayores del relieve en que se ha dividido la zona de estudio.

Zona cumbral

En esta región los valores son poco significativos (37-132 m), este comportamiento no es típico de las cumbres y se explica por la existencia de una morfología en escudo, de geometría convexa de base amplia que no favorece la existencia de alturas relativas superiores a 132 m, como respuesta a la viscosidad de las lavas que integran la cima del volcán Barva.

Piedemonte volcánico superior

La energía del relieve es heterogénea, se presentan todos los índices de energía del relieve en este territorio (37 – 340 m). Diferencias >161 m se disponen en la región centro-oriental, y se relacionan con el emplazamiento de los flujos procedentes del *Cerro Guararí* y de los conos Las Tres Marías. Desniveles con otra génesis, también los hay y se asocian con laderas de valles fluviales abruptas.

Piedemonte volcánico intermedio

La energía del relieve tiende a ser homogénea en este territorio, se identifican dos tendencias; la primera, concentra valores bajos (37-132 m), se localiza a lo largo del extremo sur y noroccidental. En este terreno predominan los mantos piroclásticos que al *suavizar* la morfología presenta los más bajos desniveles topográficos. La segunda en el sector central, los desniveles son de 132 - 280 m, todos ellos vinculados a laderas de valle abruptos y profundos.

El mapa de energía del relieve permitió analizar la espacialidad de los desniveles del terreno (altura relativa) y a partir de ellos, el potencial erosivo. En la interpretación se hace necesario sumar los datos de inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección. Si bien estos factores tienen un vínculo estrecho con la remoción en masa, no es suficiente para caracterizar este proceso, por tanto, debe de considerarse la litología (disposición y densidad de las grietas de enfriamiento y las lavas), la existencia y espesor de los mantos piroclásticos, el arreglo espacial de las fallas la traza y la sismicidad.

El mapa de energía del relieve que se presenta, se muestra los territorios de mayor potencial fluvio-gravitacional (160-340 m), al mismo tiempo las zonas con aparente estabilidad (37 -132 m).

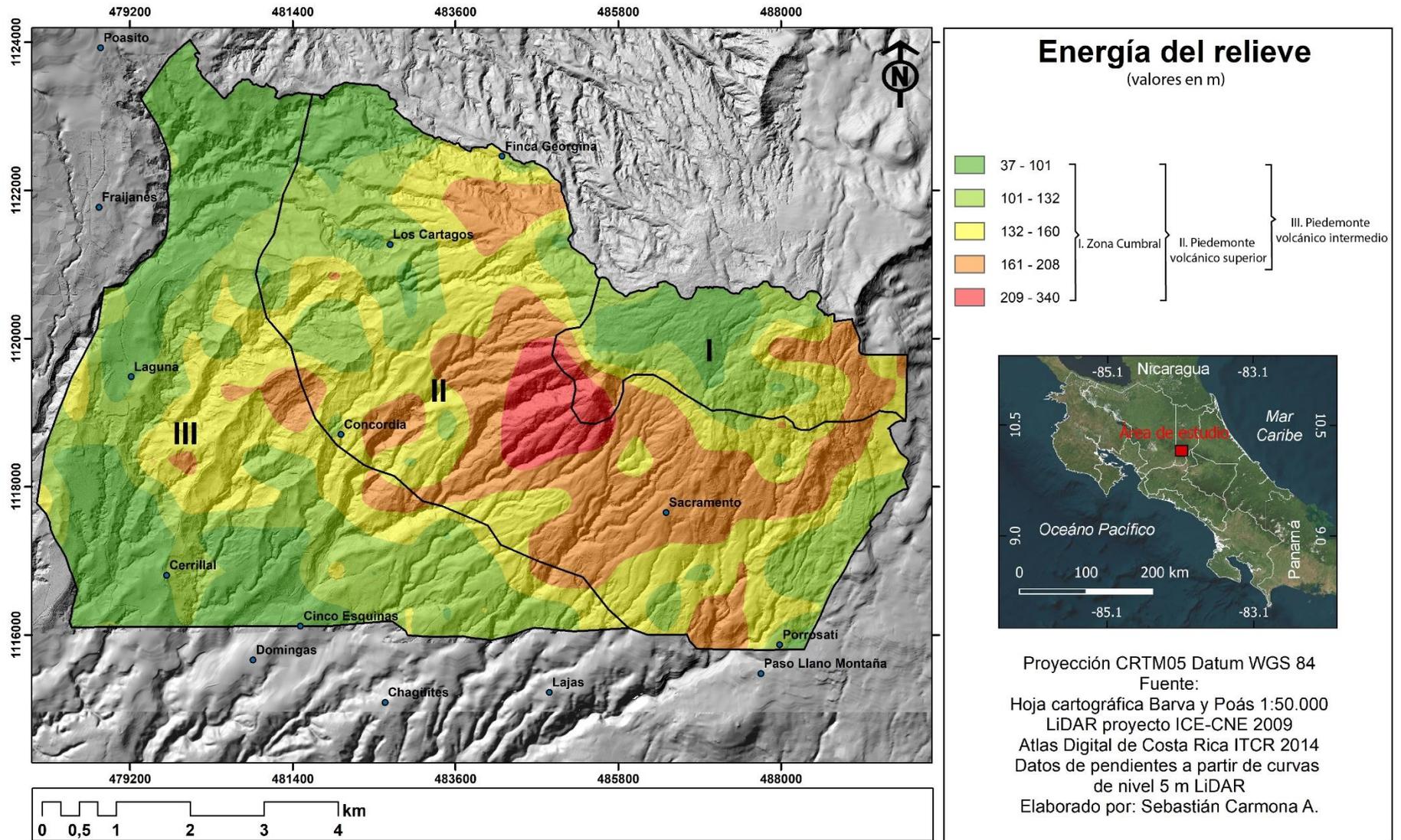


Figura 19: Mapa de energía del relieve.

1.5.Zonificación de procesos exógenos: Gravitacional

El análisis morfométrico permitió determinar la influencia de los procesos exógenos en la zona de estudio, de esta manera se articuló la génesis, morfología y dinámica del relieve, en una interpretación cartográfica integral, que resulta de la sobreposición de los mapas de energía del relieve, densidad y profundidad de la disección.

El mapa síntesis se realizó mediante el uso del álgebra de mapas, a través de un SIG (Arcgis 10.4). Con el fin de realizar el cruce de variables, fue necesario estandarizar los datos con el fin de uniformar las unidades ráster en valores de 0 y 1 (Velázquez y Celemín, 2011; Buzai, 2013). Una vez tratados los parámetros, se obtuvo la zonificación de procesos exógenos mediante la siguiente fórmula:

$$Susc = \frac{DD + PD + ER}{3}$$

Donde:

Susc =Susceptibilidad a procesos exógenos erosivos; DD =Densidad de disección; PD= Profundidad de disección; ER= Energía del Relieve.

De esta manera los procesos gravitacionales estarían localizados en las áreas donde los índices morfométricos al sobreponerse son altos. En este caso, se presentan en el piedemonte volcánico superior e intermedio. Sectores en donde existe una dinámica fluvial intensa, organizada en un patrón dendrítico denso y valles fluviales con profundidades >80 m. El mapa síntesis muestra los terrenos susceptibles a desarrollar procesos gravitacionales, para ello la ocurrencia se clasifica en baja, moderada y alta (Figura 20).

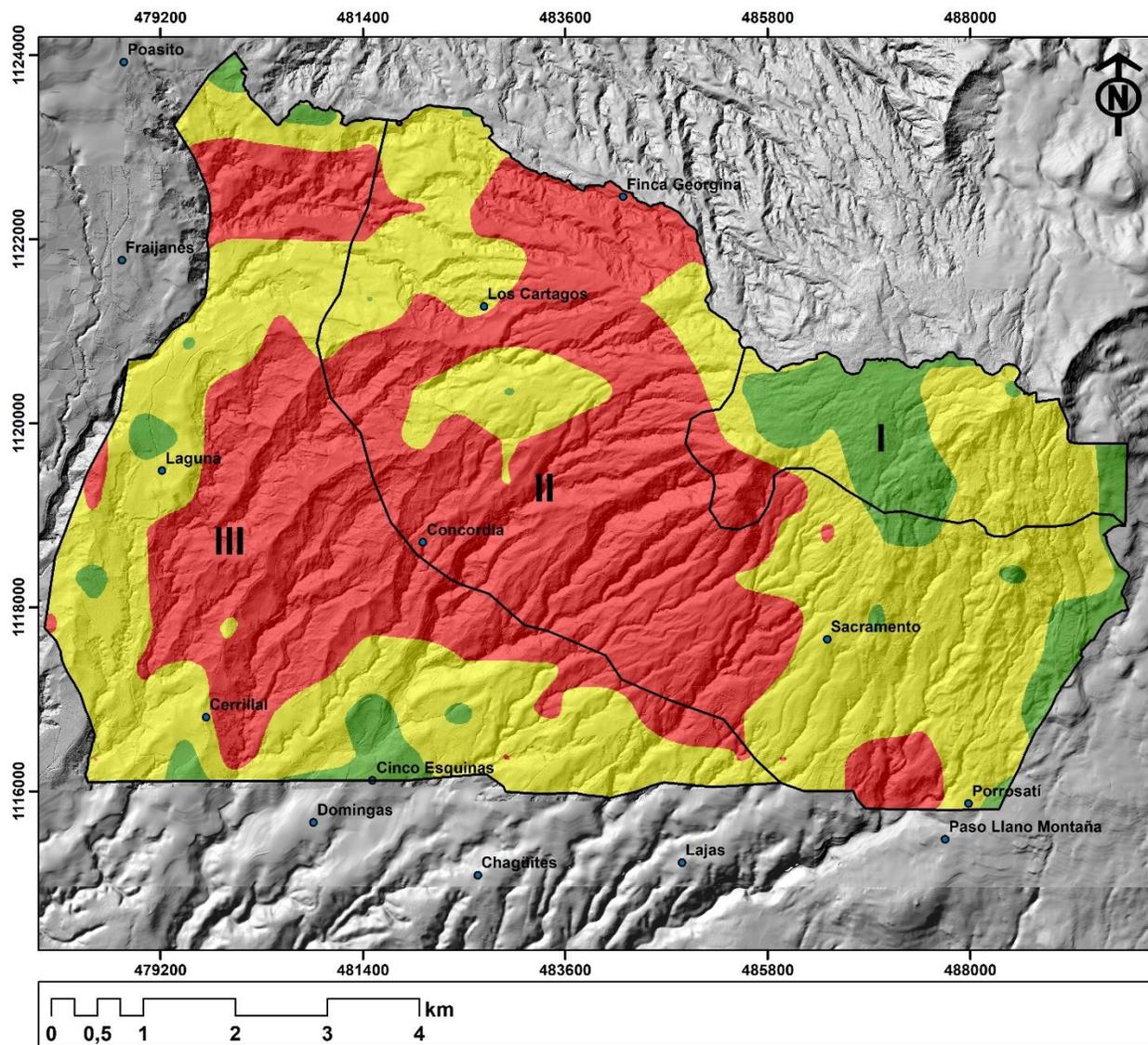
Ocurrencia baja se presenta en los terrenos de la cumbre, en donde alternan superficies subhorizontales, convexas y ligeramente inclinadas, las fronteras entre las morfologías mencionadas son gradual y no existen contrastes altitudinales en esta zona. Lo anterior, explica una dinámica gravitacional extraordinaria para la mayor parte de la zona cumbral.

Ocurrencia moderada se presenta en todo el territorio de estudio, en particular donde los valles no son profundos y están separados por interfluvios moderados en amplitud, de cimas subhorizontales-onduladas e inclinadas ligeramente. Estas superficies, en la mayoría de los casos, se formaron por el paso de flujos de piroclastos, pómez, bloques-ceniza y lahares, detritos con distintos grados de compactación, permeabilidad y competencia a la erosión. Si a estos factores se suma la lluvia y efecto

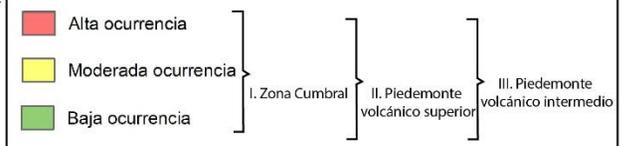
de zapa en la margen inferior de las laderas que están en contacto con los cauces, la desestabilización de las vertientes es evidente.

Ocurrencia alta se presenta en general al centro de la zona de estudio coincide con valles profundos separados por amplios interfluvios. Las condiciones morfológicas y litológicas mencionadas en el apartado anterior aplican para esta modalidad. Lo que puede ser es diferente, es la magnitud y frecuencia de los eventos gravitacionales, hipótesis que se fundamente en la existencia de valles amplios, de laderas muy inclinadas en donde alternan geometrías cóncavas rectas y convexas sin un arreglo aparente pero vinculadas con la variedad de detritos volcánicos que las integran.

Por último, hay que mencionar que la morfometría y en particular el mapa síntesis, son la primera aproximación para entender la dinámica del territorio de estudio. Esta información debe de validarse en campo y análisis geomorfológico.



Zonificación de procesos exógenos



Proyección CRTM05 Datum WGS 84
Fuente:
Hoja cartográfica Barva y Poás 1:50.000
LiDAR proyecto ICE-CNE 2009
Atlas Digital de Costa Rica ITCR 2014
Datos de pendientes y DEM a partir de curvas de nivel 5 m LiDAR
Elaborado por: Sebastián Carmona A.

Figura 20: Mapa de zonificación de procesos exógenos: gravitacionales.

1.5.1. Identificación y clasificación de los procesos gravitacionales en la vertiente S-NW del volcán Barva

En este apartado se elabora una base de datos que concentra los movimientos en masa identificados a través de la interpretación de 39 fotografías aéreas (IGN: 1945; 1964; 1980; 1998). También se contó con imágenes de satélite (LANSAT 8: 2019-2020), LiDAR (abril del 2009) y trabajo de campo.

De esta manera se identificaron un total de 324 procesos de remoción en masa, con esta información se valida de alguna manera los resultados del análisis morfométrico. Los procesos gravitacionales se clasificaron de acuerdo con los criterios de Alcántara (2000), en los siguientes tipos: desprendimientos o caídas, vuelcos o desplomes, deslizamientos, flujos y movimientos complejos.

En la Figura 21 se representan los diferentes tipos de movimientos gravitacionales sobre las áreas de ocurrencia obtenidas del análisis morfométrico y que aparecen en la Figura 20. Las unidades mayores del relieve enmarcan cada variante y se observa una coincidencia con los territorios determinados por métodos indirectos, en general las zonas de alta ocurrencia tienen el 76,5% de los procesos de ladera, mientras que el 22,8% está en los de moderado grado.

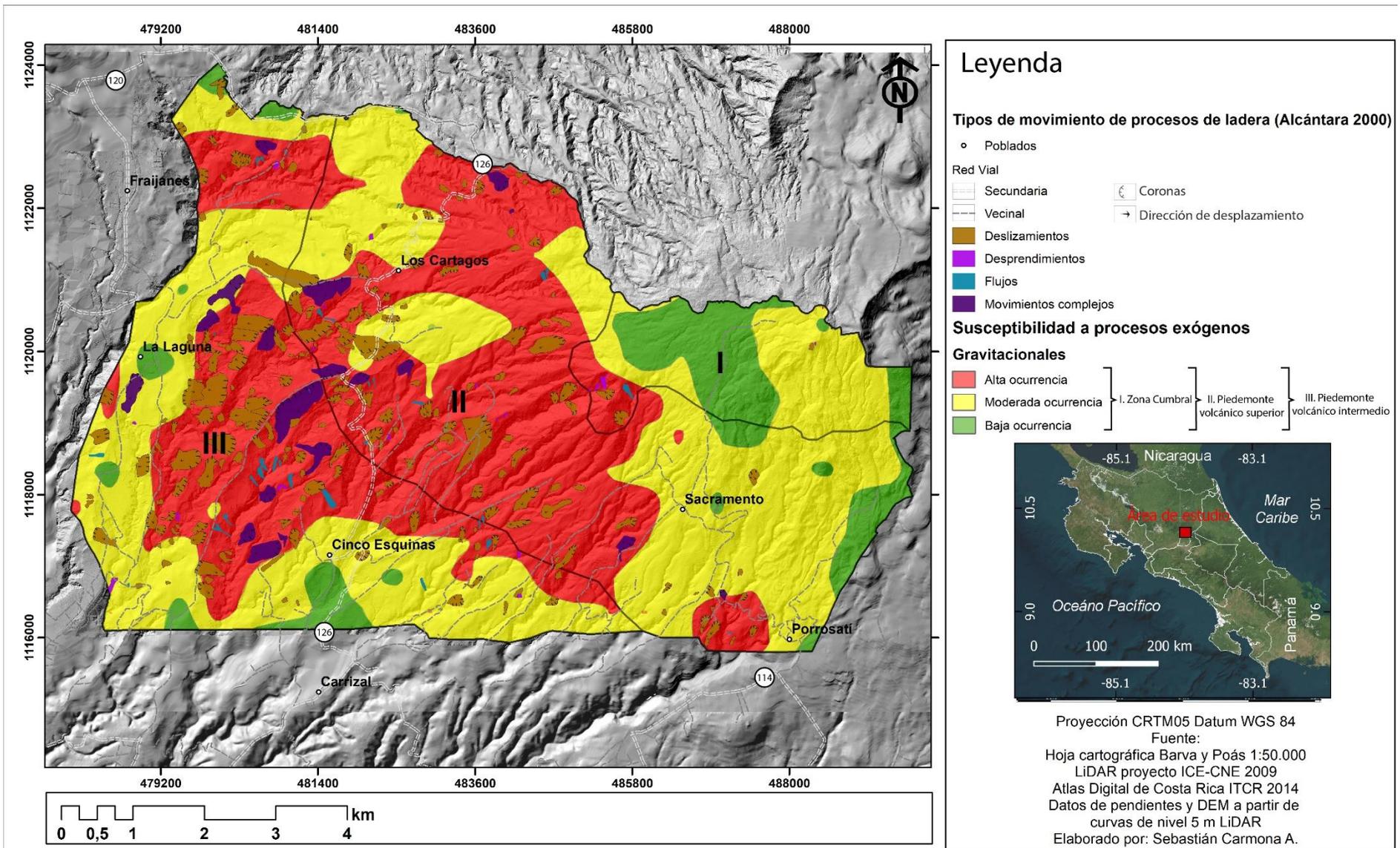


Figura 21: Procesos de ladera identificados por interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite, LiDAR, trabajo de campo y regiones de ocurrencia, resultado del análisis morfométrico.

1.5.2. Modelo Mora-Vahrson 1994 modificado, para la identificación de procesos de ladera.

La aplicación de este modelo en la zona de estudio tiene como objetivo comparar los resultados obtenidos del análisis geomorfológico, de esta manera no solo se validarán los dos procedimientos, también será posible complementar la información de uno y otro, en estudios a futuro aplicados a la dinámica gravitacional.

El método Mora-Vahrson 1994, tiene una amplia aceptación para el estudio de los procesos de ladera en nuestro país, el cual permite la clasificación de los riesgos de movimientos de ladera en zonas tropicales sísmicamente activas. Este está integrado por cinco parámetros, agrupados en: factores de disparo (D) e intrínsecos (I). Los primeros tienen un comportamiento dinámico activo sobre la superficie terrestre y son los que desencadenan los movimientos de ladera (sismos y precipitaciones intensas). Los segundos se relacionan con las características del medio, tales como la litología, humedad del suelo e inclinación del terreno.

En este método se asigna un peso relativo a cada uno de los parámetros, de esta manera se establece el grado de influencia o participación dentro de la ecuación. La expresión del grado de susceptibilidad a movimientos de ladera se entiende de la siguiente manera:

$$\text{Susc} = D \times I$$

Donde:

Susc: Susceptibilidad a deslizamientos

D: valor de los factores de disparo

I: Valor del producto de los factores intrínsecos

Para el cálculo del factor desencadenante o disparo, se muestra la siguiente expresión y en él se suma la precipitación y los sismos:

$$D = D_{ll} + D_s$$

Donde:

D = valor de los factores de disparo

D_{ll} = Disparo por lluvias

D_s = Disparo por sismo

Para el caso de los factores intrínsecos, la expresión se debe al resultado del producto de sus variables, como se muestra continuación:

$$I = I_{it} \times I_h \times I_p$$

Donde:

I: Valor del producto de los factores intrínsecos

I_{lit} : Valor del parámetro litológico

I_h : Valor del parámetro humedad del suelo

I_p : Valor del parámetro pendiente

Al sustituir todos los valores en una sola expresión, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\text{Susc} = (I_{lit} \times I_h \times I_p) \times (D_{11} + D_s)$$

5.1.1 Factores Intrínsecos

Litología

La litología tiene una gran influencia en el comportamiento del material para ser deslizado. El tipo de suelo y roca de una región son un factor de gran relevancia en el comportamiento de las laderas (Montero et al., 1992). La inestabilidad del terreno dependerá entre tanto de la composición mineralógica, la capacidad de retención de humedad, los espesores, meteorización, fracturamiento, el ángulo de buzamiento, nivel freático entre otros.

Para determinar de mejor manera las características mecánicas de una formación se debe utilizar muestreos de geotecnia. Para el caso de no contar con datos geotécnicos cuantitativos, es necesario sustituirlos por descripciones más cualitativas. Por esta razón, se tomó la información del mapa geológico local, como fuente para determinar los parámetros litológicos.

En términos generales, litología del volcán se puede reclasificar según la metodología Mora Vahrson en dos grupos, detritos y lavas, los cuales tienen una alta implicancia en la morfología del relieve (Figura 22).

Tipo de litologías	Tipo de susceptibilidad	Peso parámetro
Aluvión: grueso, permeable, compacto, nivel freático bajo. Caliza: duras, permeables. Rocas intrusivas: poco fisuradas, bajo nivel freático. Basaltos andesita, ignimbritas y similares: sanas, permeables y poco fisuradas. Rocas metamórficas: sanas, poco fisuradas, nivel freático bajo	Baja susceptibilidad	1
Rocas sedimentarias poco alteradas, estratificación maciza (decimétricas a métricas), poco fisuradas, nivel freático bajo.	Moderada susceptibilidad	2

Rocas intrusivas, calizas duras, lavas, ignimbritas, rocas metamórficas alteradas y fisuradas. Aluviones: compactación leve, proporción de finos considerables, drenaje moderado, nivel freático intermedio.		
Rocas sedimentarias, intrusivas, lavas, ignimbritas, tobas poco soldadas, rocas metamórficas de mediana a fuerte alteración. Coluvios, lahares, arenas, suelos regolíticos: levemente compactos, drenaje poco desarrollado, niveles freáticos alto.	Media susceptibilidad	3
Aluviones fluvio lacustres, suelos piroclásticos poco compactos, sectores de alteración hidrotermal, rocas fuertemente alteradas, estratificadas, fracturadas y foliaciones a favor de la pendiente, con rellenos arcillosos. Nivel freático somero.	Alta susceptibilidad	4
Materiales aluviales, coluviales y regolíticos de muy baja calidad mecánica.	Muy alta susceptibilidad	5

Figura 22: Clasificación del valor por litología (Mora y Vahrson, 1994)

Con base en lo anterior, la generalización de la litología obtenida del mapa geológico se ponderó con una susceptibilidad moderada (2), en particular para el campo lávico y depósitos aluviales localizados al E del Barva. Las lavas pertenecientes a la Unidad Tiribí, Bermúdez y Guararí, se consideraron con una clasificación media (3), y los depósitos piroclásticos de Porrosatí fueron asignados con una susceptibilidad alta (4) (Figura 23)

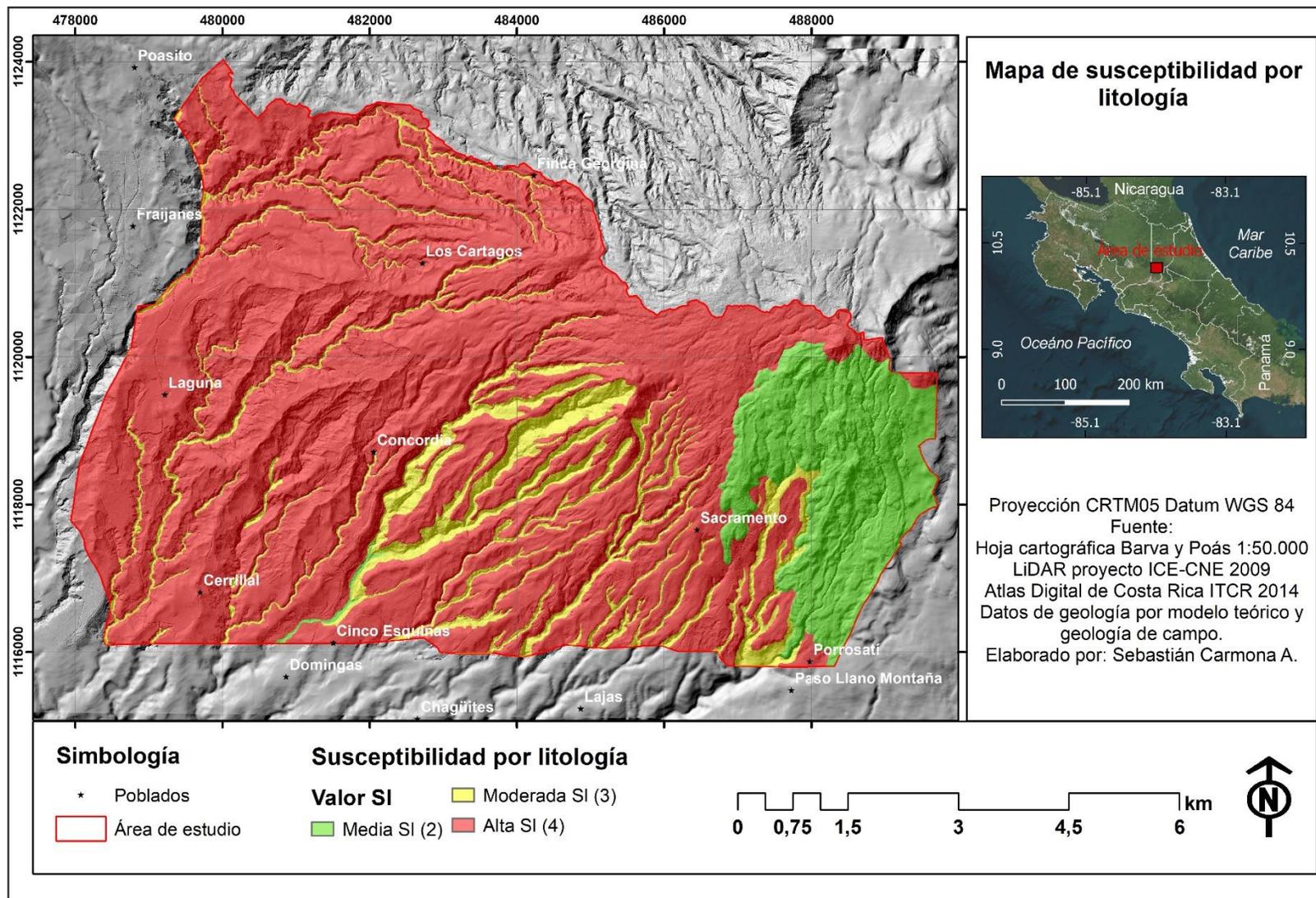


Figura 23: Mapa de susceptibilidad por litología (SI)

Pendiente

La inclinación del terreno juega un rol determinante en la generación de procesos de remoción en masa, por lo que es un factor determinante en esta metodología. Para calcular este parámetro, se tomaron los datos del modelo LiDAR (ICE, 2009) y se utilizaron los rangos de pendientes propuestos por Mora y Vahrson (1994) (Figura 24).

La Figura 25 muestra la amplia distribución que tiene el rango 10°-20° de inclinación, por otro lado, se hacen evidentes inclinaciones más fuertes (>20°), localizadas en las áreas más occidentales (cuencas), las cuales están relacionadas a un relieve más antiguo y expuesto a los procesos dinámicos.

Rango de Pendiente	Peso del parámetro	Procesos y características del terreno
0-2°	1	Planicie, procesos acumulativos.
2-5°	2	Pendiente leve, muy pocos procesos erosivos.
5-10°	3	Pendiente moderada, procesos erosivos notorios.
10-20°	4	Pendiente alta, procesos erosivos intensos.
20-35°	5	Pendiente muy alta, procesos erosivos muy intensos.
35-45°	6	Pendiente escarpada, procesos erosivos muy intensos.
> 45°	7	Pendiente muy escarpada, procesos erosivos muy intensos.

Figura 24: Clasificación por el grado de pendiente.

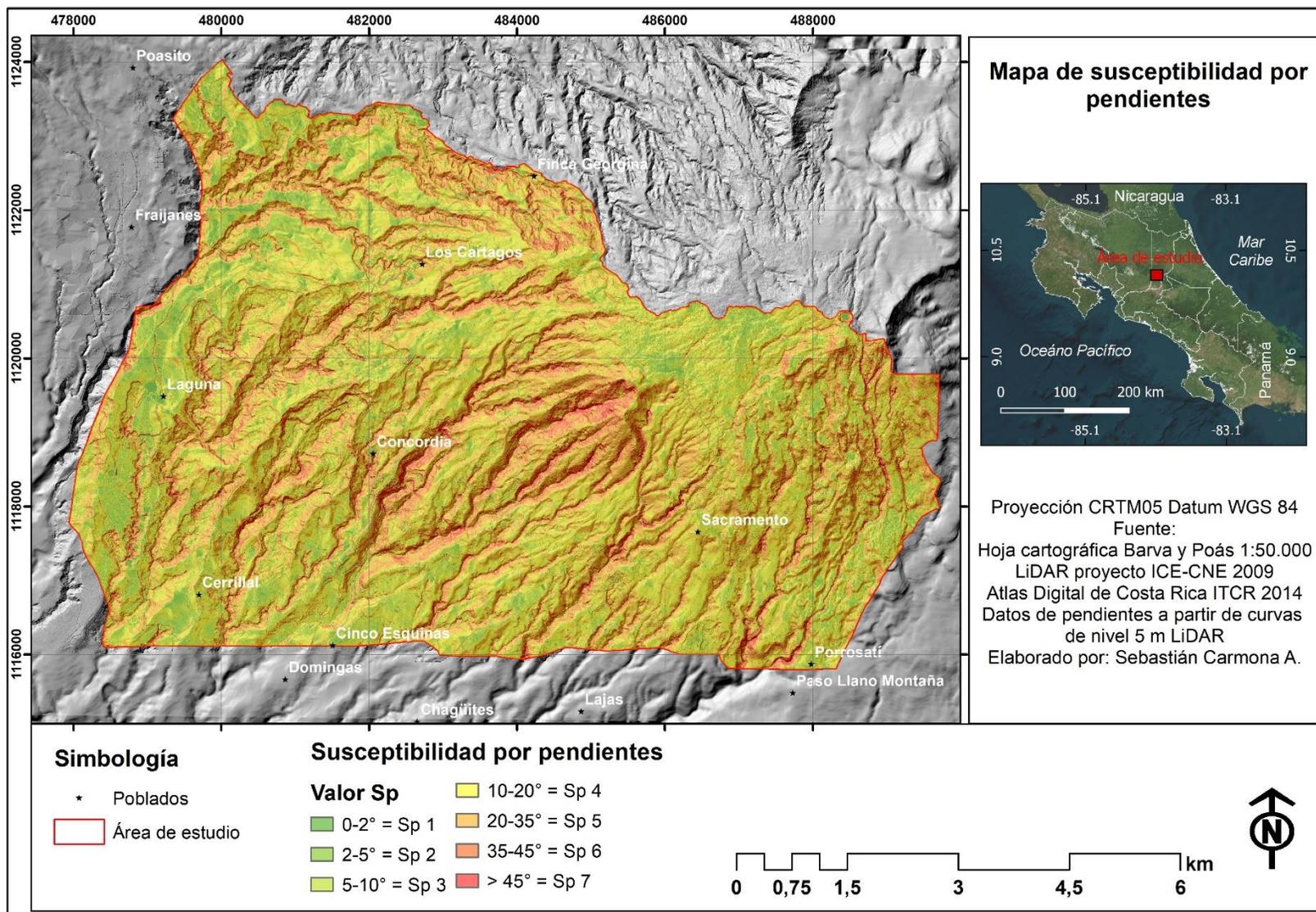


Figura 25: Mapa de susceptibilidad por pendientes (Sp)

Humedad

La humedad del suelo tiene importancia en la generación de procesos de ladera, ya que puede inferir en la baja de la resistencia al corte del material, a partir de los cambios en la presión de poro.

Para cuantificar este parámetro es necesario realizar un balance hídrico, a partir de los promedios de precipitación mensuales. Sin embargo, Arroyo (2019) propuso sustituir esta información por provincias de humedad, las cuales fueron trabajadas por Herrera (1985), y permiten evaluar el índice hídrico para los distintos tipos de climas a partir de los valores de precipitación mensuales (Figura 26 y Figura 27).

Precipitación media mensual	Peso del parámetro
<125	0
125-250	1
>250	2

Figura 26: Clasificación de los valores de peso por lluvia mensual (Mora y Vahrson, 1994)

Valores acumulados de precipitación	Clasificación	Factor de humedad
0-4	Muy bajo	1
5-9	Bajo	2
10-14	Medio	3
15-19	Alto	4
10-24	Muy alto	5

Figura 27: Clasificación del valor del factor humedad del suelo

Los datos de precipitación que se utilizaron fueron los de la estación de Fraijanes, la cual tiene un registro activo de 24 años (Gutiérrez, Soto y Alpízar, 2002). De lo anterior se toma el promedio de lluvia mensual y se procede asignar el peso por lluvia mensual (Figura 28).

Valores acumulados de precipitación	Peso parámetro	Factor de humedad
Enero	0	Alto (Fh=4)
Febrero	0	
Marzo	0	
Abril	0	
Mayo	2	

Junio	2	
Julio	2	
Agosto	2	
Setiembre	2	
Octubre	2	
Noviembre	2	
Diciembre	1	
Valor acumulado de precipitación	15	

Figura 28: Toma del valor resultante para el área de estudio, con base en el promedio de 24 años de registro (Gutiérrez, Soto y Alpizar, 2002).

Como se observó en la Figura 28, el valor de humedad se clasifica como alta, esto debido a que las precipitaciones durante 7 de los meses (mayo-noviembre) del año son superiores a los 250 mm y solo diciembre ronda entre los 125 - 250 mm. El peso asignado de este parámetro es 4 (alto). La Figura 29 presenta los datos sobre el mapa.

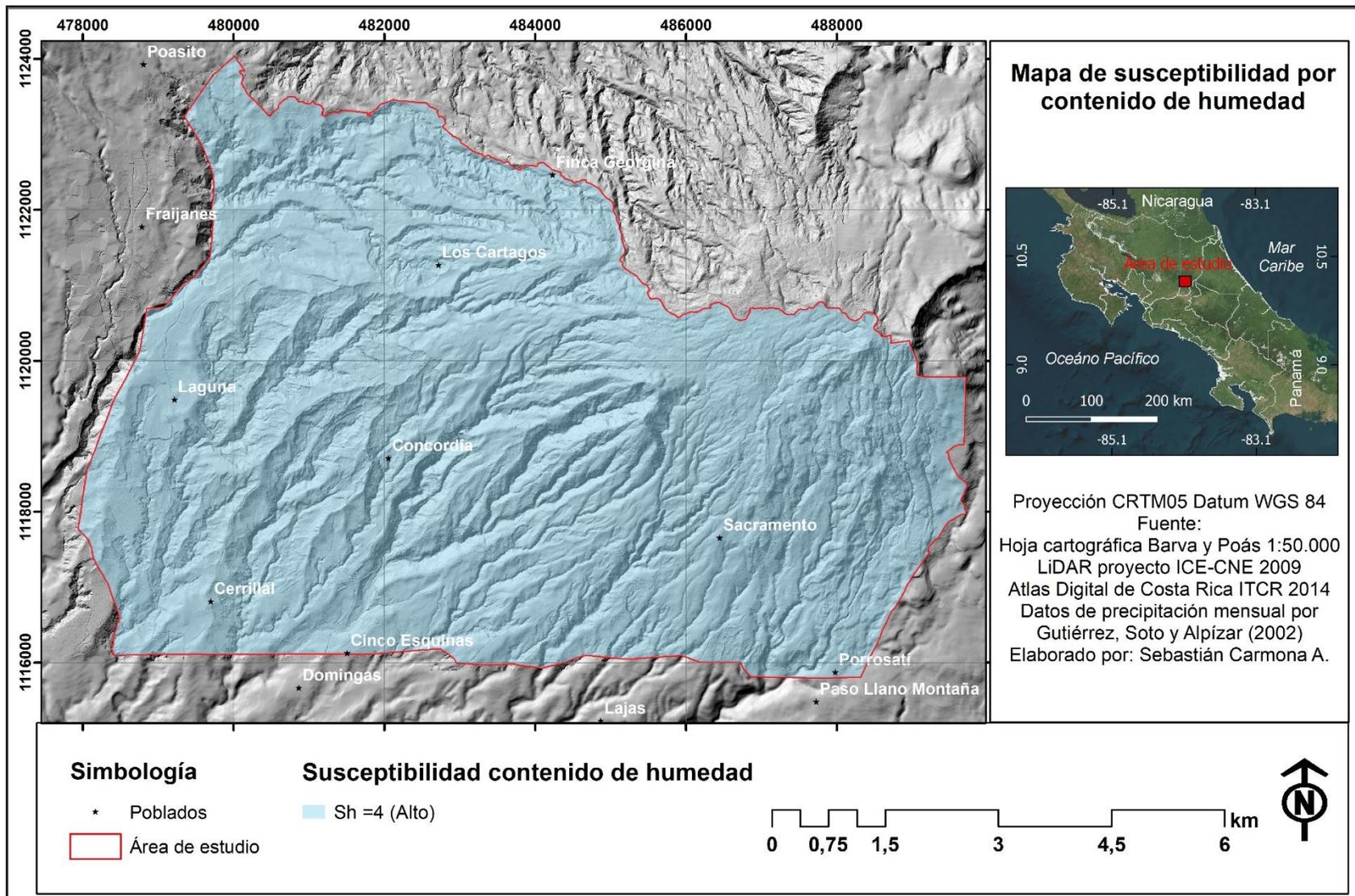


Figura 29: Mapa de susceptibilidad de contenido de humedad con base en Gutiérrez, Soto y Alpizar (2002).

5.1.1 Factores Desencadenantes

Precipitaciones

El método se basa en la información de lluvias máximas ocurridas durante un periodo de 24 h, ya que este fenómeno es un agente potencial de disparo de movimientos en masa. En la Figura 30 se resumen los datos presentada por Mora-Vahrson (1994) en cuanto a las precipitaciones máximas diarias para un periodo de recurrencia de 100 años.

Precipitación máxima n>10 años, Tr = 100 años	Clasificación	Factor Tp
< 100 mm	Muy bajo	1
101 – 200 mm	Bajo	2
201 – 300 mm	Medio	3
301 – 400 mm	Alto	4
> 400 mm	Muy alto	5

Figura 30: Factor de intensidad de la precipitación (Tp) Mora y Vahrson (1994).

El área de estudio tiene la limitación de no contar con estaciones pluviométricas cercanas, por lo que se decidió sustituir este valor por la información del registro de precipitaciones mensuales del Centro Nacional de Información Ambiental (CENIGA), el cual almacena datos desde el año 1960 al 2013.

Para el cálculo de este factor, Ruiz y Soto (2014), sugieren el uso del índice de saturación elaborado por Orozco (2007), quien a partir del concepto de “intensidad de lluvia” en un lapso corto de tiempo, incrementa el grado de humedad del suelo y por tanto la posibilidad de generación de deslizamientos. Para el cálculo se utiliza la fórmula siguiente:

$$I_s = \frac{P}{D}$$

Donde:

I_s = Índice de saturación

D= Días al año con lluvias

P= Precipitación media anual

A partir de los estudios de Solano y Villalobos (2001) y Orozco (2007), se obtuvo que, de la totalidad de los días del año, el 35% corresponde a días de lluvia, lo que equivale a 130 días para la región del Valle Central.

En la elaboración de la interpolación anual integral, se procedió a sumar los valores mensuales y dividirlos entre los meses para tener un dato más representativo a la realidad. En la Figura 31 se observa el mapa de precipitación anual integrando los datos mensuales del CENIGA. En general, la región tiene dos rangos: alto (4) para el límite sur, mientras que el resto del área es muy alto (5).

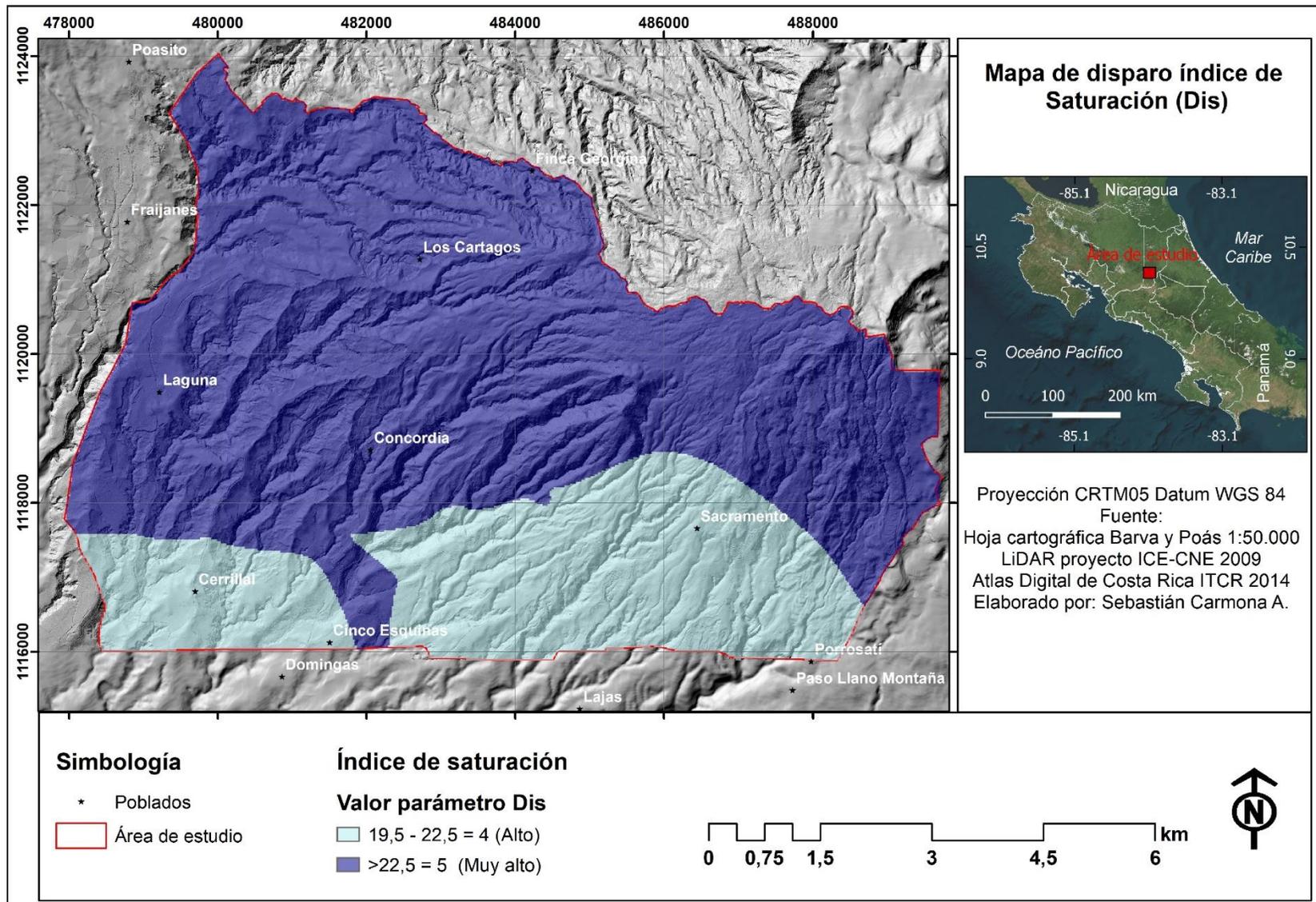


Figura 31: Disparo por índice de Saturación

Sismos

La sismicidad se considera como la fuente de mayor peso para desencadenar movimientos de laderas (Mora y Vahrson, 1994). En consecuencia, para determinar la susceptibilidad de los factores intrínsecos con los de disparo, es necesario calcular la atenuación de la aceleración máxima de un sismo en distintos escenarios, que, para este caso se toma la magnitud y la distancia hipocentral de un evento conocido.

La atenuación de aceleración máxima de sismos se desprende de la fórmula para terremotos corticales de Schmidt (2010).

$$\log_{10}(PGAa) = cb1 + cb2 \times (Mw) + cb3 \times \log_{10} \sqrt{d^2 + cb4^2} + s \times cb5 + h \times cb6$$

Las variables cb son constantes, cb1=0,15454; cb2= 0,48743; cb3= 1,83891; cb4= 3,83891; cb5=0,21489 y cb6= 0,11115. Mw corresponde a la magnitud de momento del sismo disparador, h es la distancia hipocentral, y los valores s y h son dependientes al suelo del área de estudio, para este caso y basados en la clasificación de Schmidt (2010), h= 0 y s=1.

A partir de los valores de aceleración pico del suelo (PGA) obtenidos de la fórmula anterior, para cada punto dentro del área de estudio los datos se agrupan en rangos de intensidad (MM), tal y como fue propuesto por Wald et al. (1999) y Linkimer (2008). Para transformar los resultados de PGA a los asociados por Mora et al. (1992) del factor disparador, se aplicó la fórmula empírica con mejor ajuste logarítmico.

$$DT = 1,2597 \times + \ln PGA - 1,2517$$

Los valores que se desprenden de la fórmula anterior se presentan en la Figura 32 según Ruiz (2012).

Intensidades (MM)	Rango PGAMax (cm/s ²)	Valor de parámetro DT
III	4,9 - 13,3	1
IV	13,3 - 36,0	2
V	36,0 - 80,3	3
VI	80,3 - 146,7	4
VII	146,7 - 268,0	5
VIII	268,0 - 638,8	6

IX	> 638	7
-----------	-------	----------

Figura 32: Clasificación del parámetro sísmico (Ds) (Mora y Vahrson, 1994)

Tomando en cuenta las fuentes sismogénicas principales de la región, tal y como propone Montero et al. (2010), reportan distintos eventos sísmicos históricos asociados a las fallas locales en la Cordillera Volcánica Central. Para el caso del volcán Barva, la fuente sísmica de mayor relevancia y cercana, es la falla El Ángel, la cual ha sido responsable episodios sísmicos relevantes para la generación de deslizamientos (Figura 33).

El último evento de mayor magnitud que tuvo epicentro en esta falla fue el terremoto de Cinchona del 8 de enero del 2009, cuya magnitud fue de 6,2 Mw y se situó a una profundidad de 4,6 km. A su vez, las intensidades máximas reportadas fueron de IX en Cinchona e Isla Bonita (Montero, et al., 2010; Barquero, 2009).

Sismos históricos	Año	Magnitud	Intensidad Barquero (2009)	Fuente
Terremoto de Barva**	1772	5,5-6,0 Ms	-	Peraldo y Montero (1994); Montero et al. (2010)
Terremoto de Fraijanes**	1851	5,5 Ms	VIII	Alvarado et al. (1988)
Terremoto de Fraijanes	1888	5,8 Ms	VII	Morales, Montero y Madrigal (1974)
Terremoto Bajos de Toro	1911	5,7 Ms	VII	Alvarado et al. (1988)
Terremoto de Cinchona	2009	6,2 Mw	IX-VIII	Barquero (2009)

Figura 33: Sismos históricos asociados al fallamiento entre volcán Poás-Barva. Datos a partir de Alvarado et al. (1988), Peraldo y Montero (1994); Montero, Soto, Alvarado y Rojas (2010), Morales, Montero y Madrigal (1974). ** Ubicación no es precisa.

Para el caso del área de estudio se modeló con dos sismos de disparo propiamente en la ubicación que Montero et al. (2010) señala como la posible para el terremoto de Fraijanes de 1888 y cercana a la región estudiada. Se tomó como evento crítico la magnitud de 6.5 Mw ya que alcanza el potencial sísmico de la falla El Ángel, y un escenario con un evento moderado (5.5 Mw).

En la Figura 34A se muestra que el valor DT para un sismo de 5,5 Mw, varía entre 5,2 y 4,2 con intensidades MM entre VI y VII, mientras que para el evento más crítico (6,5 Mw) va de 6,6 a 5,7, donde la intensidad varía entre VII y VIII (Figura 34B).

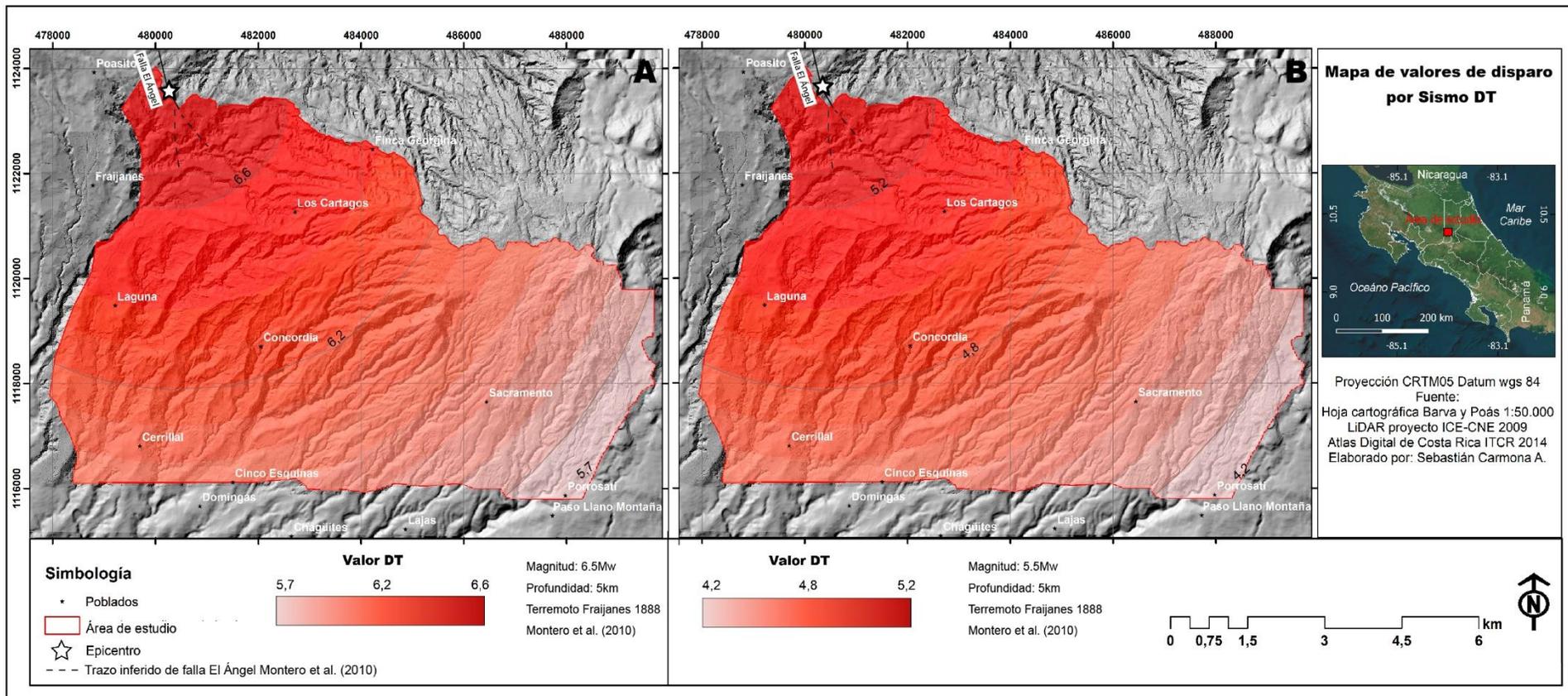


Figura 34: Mapa de valores de disparo DT por sismos con origen en el posible trazo de la falla El Ángel y ubicación del terremoto de Fraijanes de 1888 (Montero et al., 2010). A) Para evento de 6.5Mw. B) Para evento de 5.5Mw.

Los valores de PGA en el peor escenario propuesto para la falla El Ángel, con la posible localización del evento de 1888, estuvieron en el rango de 231 cm/s² a hasta 515 cm/s². Se podrían presentar valores de PGA mayores a 500 cm/s², en un radio de alrededor de 1,5 km inmediatos al epicentro. En cambio, los valores de PGA en el escenario moderado, estuvieron en el rango de poco menos de 100 cm/s² a hasta 167 cm/s². Se podrían presentar valores de PGA mayores a 150 cm/s², en un radio de 5 km inmediatos al epicentro. Por este motivo se tomó como único disparo el evento más crítico para el cálculo de la susceptibilidad de laderas.

Resultado del cálculo susceptibilidad

El modelo de susceptibilidad integrado se obtuvo a partir del cálculo de los ráster obtenidos en cada apartado. Mediante la herramienta *raster calculator* de Arcgis 10.5 se aplicó la fórmula anteriormente expuesta: **Susc = (D_{ll} + D_s) x (I = I_{lit} x I_h x I_p)**. Este resultado se observa en la Figura 35.

Cabe mencionar, que al modelo se le sobrepuso las regiones geomorfológicas mayores definidas en el apartado de morfometría para un mejor análisis. Asimismo, el mapa representa los niveles de susceptibilidad obtenidos para la zona de estudio con base la clasificación de Mora-Vahrson, los cuales corresponden a baja, media y alta (Figura 35).

Las zonas con bajo grado de susceptibilidad abarcan principalmente el oriente del área de estudio, sobre la zona cumbral y piedemonte volcánico superior, y de igual forma, al sur del piedemonte volcánico intermedio. Esta categoría en particular concentra los sitios con litologías compuestas por lavas recientes, inclinaciones (I) menores a 20° y menores valores de aceleraciones de PGA.

Las áreas con medio grado de susceptibilidad abarcan ampliamente el sector central de la zona cumbral y piedemonte volcánico superior, y de igual forma, al oeste del piedemonte volcánico intermedio. Estas zonas medias en particular se distribuyen en los sitios que presentan dos marcadas condiciones; la primera, en relieves con inclinaciones menores a 20°, los cuales se asocian a morfologías suavizadas por potentes mantos piroclásticos (interfluvios anchos); y la segunda, sobre sustratos que corresponden a flujos lávicos expuestos. Los deslizamientos y movimientos gravitacionales complejos son favorables sobre esta condición.

Para el caso de las áreas de alta susceptibilidad, estas se distribuyen principalmente en el sector centro-noroccidental de las regiones de piedemonte volcánico, así como restringidas en algunas partes de la zona cumbral. Abarcan interfluvios angostos con potentes coberturas piroclásticas y

cuencas anteriores a valles con alta intensidad erosiva, que, por lo general las pendientes son fuertes ($30 - >45^\circ$). Por su parte, en la zona cumbral, se limitan a estructuras de índole endógeno, como el *Cerro Guararí* y los conos Las Tres Marías, y algunos frentes de lava cubiertos, estos eventos se hacen más notorios conforme se acercan a la fuente sísmica. Se evidencia que los cuatro tipos de procesos gravitacionales se desarrollan bajo esta condición de alto grado.

En resumen, el modelo arrojó que el área de estudio consta de tres niveles de susceptibilidad, baja, media y alta, donde la primera corresponde al 18,8%, la segunda al 35,8%, y la tercera el 42,7% del área total. A partir del inventario de procesos de ladera, se comprobó que los movimientos tienen mayor ocurrencia en zonas delimitadas como de alta (58,6%), seguido de media (40,12%) y baja (1,2%), dicho caso, mantiene el comportamiento obtenido del método morfométrico, donde el 76,5 % de los eventos coinciden con el resultado de zonas de alta ocurrencia, por lo que se considera que el uso de este último es viable para el análisis de susceptibilidad (Figura 36).

Si bien en la Figura 36 se observa una variación en la configuración espacial de los grados de susceptibilidad, lo cual se asocia al tipo de interpolación, operaciones matemáticas y las fuentes de datos con los que se elaboran los mapas; ambas metodologías resultaron en que la región occidental del piedemonte volcánico es la que presenta una intensidad más alta tanto en los procesos erosivos como en las condiciones intrínsecas del material para la ocurrencia de procesos gravitacionales.

La aplicación del método Mora Vahrson tiene la limitante del acceso a la información y a la calidad con que esta se presente. Quesada y Feoli (2018) exponen que es necesario realizar mapas de humedad a partir de datos de precipitación mensuales para la cuenca, aunque no es viable para áreas de trabajo menores y donde la disponibilidad de estaciones pluviométricas es escasa, asimismo, es necesario obtener y darle tratamiento a la información sismológica, que en algunos casos requiere mayor tiempo para su obtención, también cabe señalar que la información litológica del país para ciertos lugares es muy generalizada y se consigue a escalas mayores a 1:50.000, de tal modo que es necesario aplicar algunos cambios a las variables para obtener un cálculo aproximado.

Ambos métodos nos permiten determinar regiones susceptibles a presentar movimientos gravitacionales, la diferencia entre ellos radica en la toma de los datos; para el caso del método morfométrico solo se necesita las curvas de nivel y trazar la red fluvial, por lo cual, tiene la ventaja de ofrecer un diagnóstico rápido de las condiciones de amenaza, al contrario, el Mora-Vahrson, requiere de la disponibilidad y calidad de información para sus cinco parámetros (litología, pendiente, humedad del suelo, intensidad sísmica e intensidad de lluvias). Cabe mencionar, que el resultado de este último método estará también en función de la extensión del área de trabajo y la escala de los

insumos, a diferencia del primero, el cual solo depende de la calidad de las curvas para el trazado de los cauces.

Cabe mencionar que ambas metodologías podrían complementarse entre sí como una herramienta práctica para la prevención de desastres por amenazas gravitacionales, un caso de esta aplicación fue por Arroyo (2019), quien sustituyó los valores de litología del Mora-Vahrson por los índices morfométricos de densidad y profundidad de la disección, lo cual resultó en un escenario positivo como solución en aquellos lugares donde no se cuenta con información cartográfica base de geología a detalle.

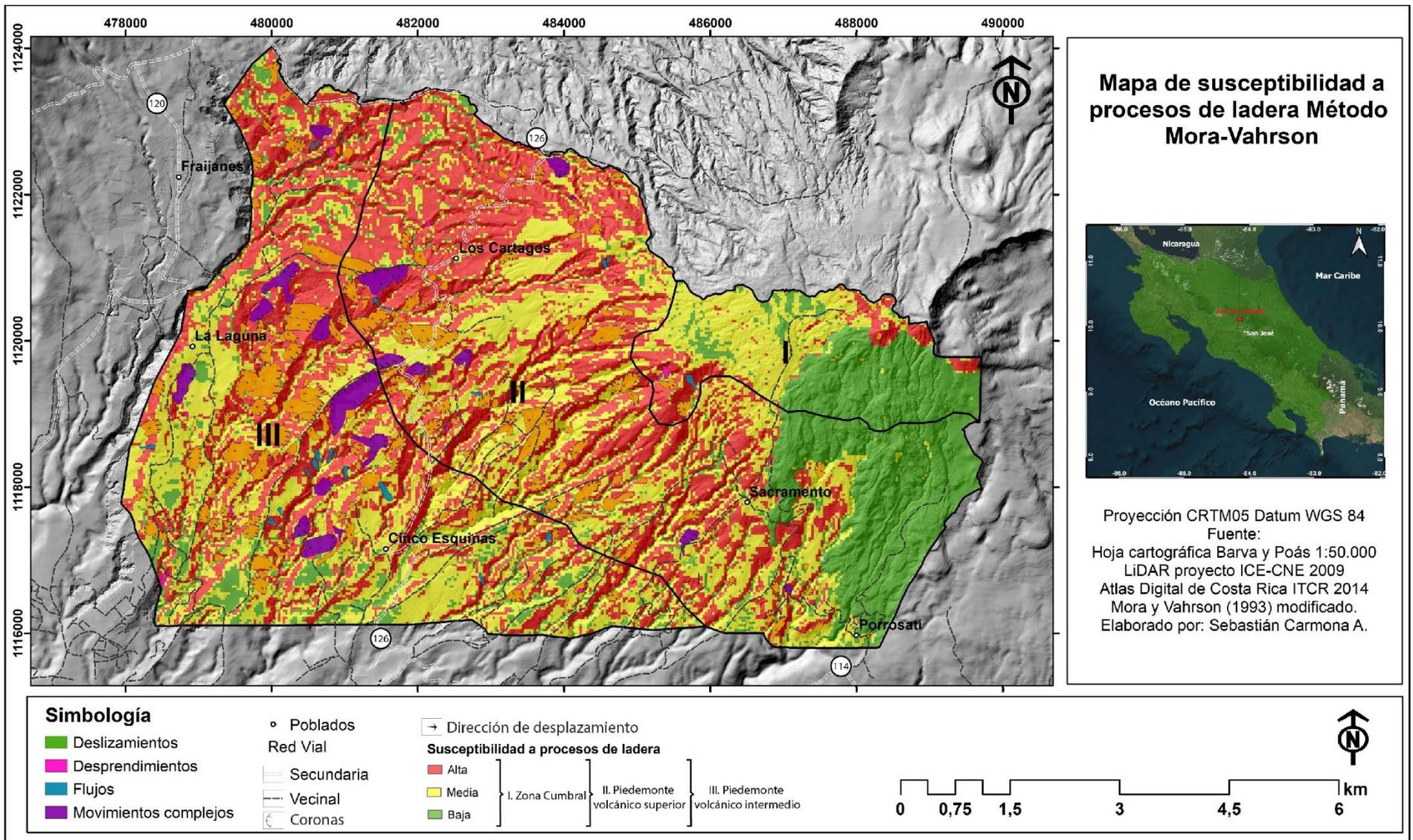


Figura 35: Susceptibilidad integral a procesos de ladera mediante método Mora-Vahrson (1994) modificado.

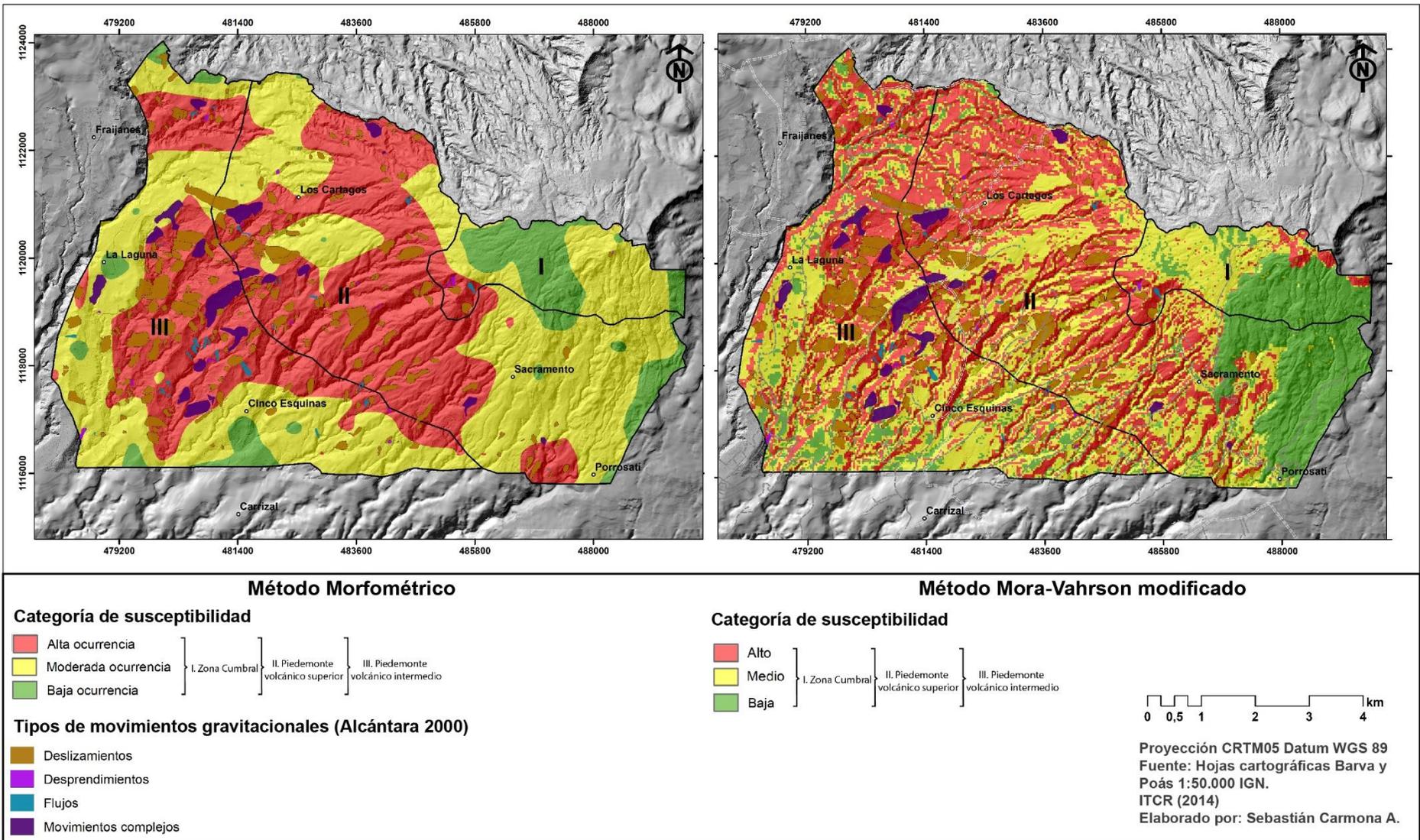


Figura 36: Resultados de susceptibilidad a los procesos gravitacionales para el método morfométrico y Mora-Vahrson modificado.

Capítulo 3. Geomorfología

La geomorfología es la ciencia encargada del estudio del relieve terrestre y para ello toma en cuenta la génesis, morfología, dinámica (procesos modeladores), evolución y edad. Con ayuda de una cartografía especializada, es posible conocer su espacialidad y su vínculo con el arreglo tectónico espacial y su vínculo con los procesos que los modelan (Simonov, 1985; Lugo, 2011).

El análisis geomorfológico y su cartografía permiten una relación estrecha con la litología (susceptibilidad a la erosión), el clima (procesos modeladores y morfología) y la tectónica (acomodo del sustrato).

Este capítulo se centra en el análisis del relieve a través de su cartografía, bajo criterios geomorfológicos de un sector del volcán Barva. En este marco la elaboración de mapa (documento anexo 4), dio inicio con la extracción de información topográfica del LiDAR, con el fin de crear un modelo de alta resolución (5 m) y así obtener un modelo de elevación digital (MDT) con una clara representación del relieve. A su vez, se realizó la fointerpretación de 39 fotografías aéreas en diferentes escalas (IGN: 1: 40000: 1945; 1:13500: 1964; 1:80000: 1984; 1:40000: 1998; 1:6000:1992). Por último, se realizaron numerosas salidas de campo con el fin de verificar la información interpretada y representada.

Las unidades geomorfológicas fueron clasificadas por jerarquía genética en dos categorías: endógeno y exógeno, esto según los criterios de Simonov (1985) y Zamorano (1990). El primer grupo se asocia a las formas producto del vulcanismo y sus derivados; la segunda a morfologías resultantes de procesos erosivos y acumulativos.

Relieve Endógeno

1. Volcánico Acumulativo
 - 1.1. Volcán Compuesto
 - 1.1.1. Barva
 - 1.2. Coladas de lava asociadas al volcán Barva
 - 1.2.1. Tempranas
 - 1.2.2. Intermedias
2. Volcánico Explosivo
 - 2.1. Constructivo
 - 2.1.1. Conos de escoria
 - 2.1.1.1. *Cerro Guararí*

- 2.1.1.2. Coladas de lava asociadas al *Cerro Guararí*
- 2.1.1.3. Las Tres Marías
 - a) Occidental
 - b) Central
 - c) Oriental
- 2.1.1.4. Coladas de lava asociadas a conos Las Tres Marías
 - a) Occidental
 - b) Central
 - c) Oriental
- 2.1.2. Formas asociadas a Las Tres Marías
 - 2.1.2.1. Leveés
 - 2.1.2.2. Llano volcánico
 - 2.1.2.3. Frentes de lava
- 2.1.3. Volcán adventicio asociado al cono occidental de Las Tres Marías
 - 2.1.3.1. Coladas de lava asociadas al cono adventicio occidental
- 2.2. Destructivo
 - 2.2.1. Cráteres
 - a) Abierto
 - b) Cerrado
 - c) Atrio
 - d) Fondo de cráter
- 3. Volcánico Efusivo
 - 3.1. Domos
 - a) Norte
 - b) Sur
 - c) Noroeste
 - 3.1.1. Coladas de lava asociadas a los domos:
 - a) Norte
 - b) Sur
 - c) Noroeste
- 4. Lavas tardías asociadas al volcán Poás

Relieve Exógeno

- 5. Erosivo

5.1. Valles con profundidad de:

- a) <20 m
- b) 20-40 m
- c) 40-80 m
- d) >80 m

6. Acumulativo

6.1. Terrazas fluviales

7. Erosivo-acumulativo gravitacional

7.1. Deslizamiento

7.2. Desprendimiento

7.3. Flujos de lodo

7.4. Movimientos gravitacionales complejos

Símbolos complementarios

Contactos Reales

Relieve Endógeno

Este apartado se incluye el relieve que tiene su origen en el interior de la corteza terrestre, en particular con los procesos volcánicos extrusivos y tectónicos. Se trata de formas recientes que conservan su morfología original (rasgos primarios), al no estar afectadas por los agentes de erosión conservan sus rasgos primarios.

1. Volcánico Acumulativo

Comprende las formas del relieve originadas por la extrusión y acumulación de variados materiales volcánicos. El volcán Barva, concentra una amplia diversidad de este tipo de morfologías entre las cuales destacan, domos, flujos lávicos, volcanes adventicios y el mismo escudo del edificio principal.

1.1. Volcán Compuesto

Los volcanes compuestos son aquellos que se constituyen por múltiples y variadas sobreposiciones de materiales volcánicos, expulsados a lo largo de amplios e intensos periodos de actividad. Se caracterizan por presentar en su registro histórico distintos estilos eruptivos, que responden a cambios en la composición del magma.

1.1.1. Barva

El volcán Barva (VB) es un edificio de 2906 m s.n.m, formado por la acumulación de rocas de composición basáltica – andesítica, que ha llegado a la superficie a través de múltiples estructuras efusivas que se han acumulado de manera preferente en los flancos norte y sur, debido a que en las vertientes el volcán Poas y Complejo Volcánico Zurquí, representan un obstáculo para el emplazamiento de flujos de lava.

La geometría del VB es convexa de base amplia a manera de un cono achatado, se trata de un edificio de gran tamaño que suma un área aproximada de 1500 km², sus laderas son suaves, sin desniveles marcados e inclinadas en un ángulo < 15°. Sobre ellas tuvieron desarrollo en el Pleistoceno Medio - Holoceno Inferior, conos monogenéticos y adventicios responsables de extensos campos de lava en las laderas orientales de la estructura y de potentes capas de piroclastos expulsadas en las últimas etapas eruptivas (> 100 m de espesor).

El Barva es un volcán escudo, formado a partir de continuas y prolongadas erupciones efusivas que generaron volúmenes de lava importantes. Dichos flujos tuvieron como característica, su poca viscosidad, su bajo contenido de sílice y de volátiles, por lo cual, las explosiones no fueron violentas.

Las estructuras volcánicas asociadas al Barva se observan en la Figura 37 y son, el volcán Cacho Negro (2500 m s.n.m.), situado en la vertiente Caribe; los conos cimeros (> 2600 m s.n.m.) y al noreste, los bordes de la caldera asociada al Paleo-Barva, fuente de la Ignimbrita Tiribí (Alvarado, 1984; Pérez 2000; Pérez et al., 2006).

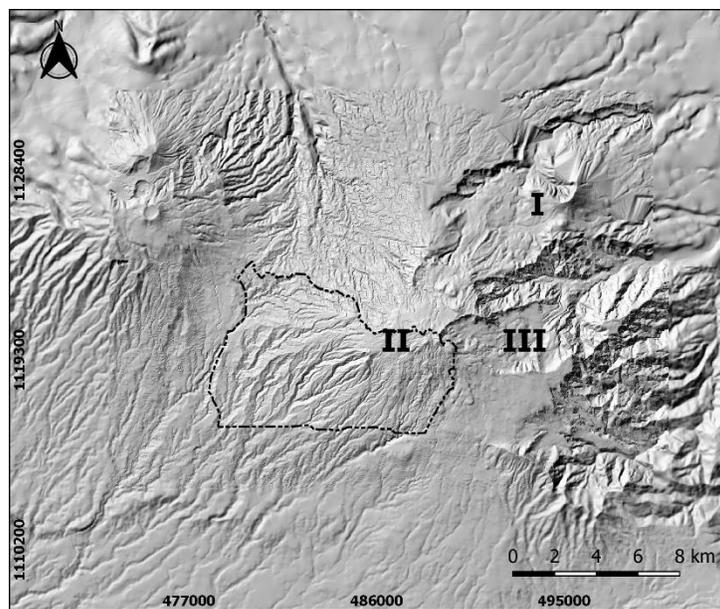


Figura 37: Estructuras volcánicas asociadas al volcán Barva: I. Volcán Cacho Negro, II. Conos cimeros y III. Borde de caldera (paleo-Barva). En línea punteada la zona de estudio

1.2. Coladas de lava asociadas al volcán Barva

Las coladas de lava se asocian con la actividad volcánica efusiva y llegan a la superficie a través de un centro eruptivo, su temperatura, viscosidad, existencia de volátiles, morfología e incluso su tasa de emisión, depende de su composición química. Su emplazamiento es a favor de la inclinación del terreno por el cual se desplaza.

Para el estudio de las coladas de lava se utilizó un criterio temporal relativo, de esta manera se establecieron dos grupos, las tempranas y las tardías. Todas ellas se asocian con la estructura principal y en el área de estudio suman 27,6 km².

1.2.1. Tempranas

Los flujos que integran este inciso representan la actividad volcánica efusiva más antigua del volcán Barva (Fase Neo-Barva), son las más alejadas de con respecto al foco emisor que les dio origen y llegan estar en contacto con el nivel base local. Este tipo de flujos son parte de las vertientes W, SW y SE de la zona de estudio y su superficie es de Se localizan 20,1 km² (Figura 38).

No obstante, se trata de las lavas más antiguas en un contexto volcánico activo, sus rasgos primarios de formación no son claros, están cubiertos por potentes mantos piroclásticos que mantienen una cobertura vegetal densa.

Este tipo de flujos integran los sectores medios y bajos del piedemonte volcánico, donde la inclinación general es $>15^\circ$ y se asocian con la Unidad Geológica Bermúdez (~270 – 40 ka), base de la secuencia volcánica del Neo-Barva (Soto, 1999).

En general el relieve del sector occidental del Barva se caracteriza por presentar superficies subhorizontal inclinadas y sin resaltes topográficos marcados, este tipo de morfología responde a la existencia de potentes capas de piroclastos de hasta 100 metros de espesor, como lo demuestra el pozo BA-333 (base de datos de pozos SENARA). Los afloramientos tipo de las lavas tempranas, se localizan en el fondo de valles profundos del sector occidental y se consideran los más extensos (8,5 km de longitud) y los más homogéneos en composición (basáltica a basáltica-andesítica).

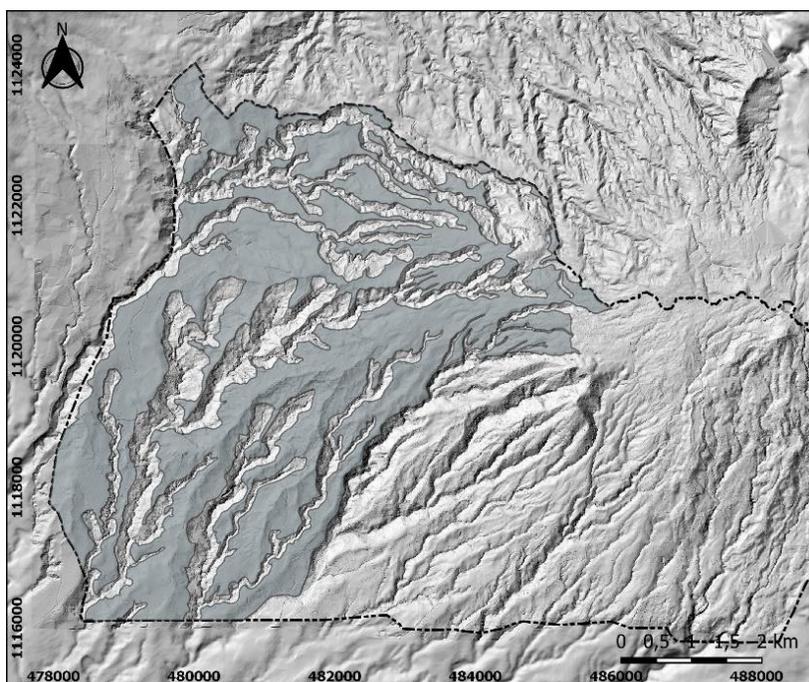


Figura 38: Lavas tempranas asociadas a la Fase Neo-Barva, en las vertientes occidentales de la estructura principal.

1.2.2. Intermedias

Se han considerado como lavas intermedias a los flujos que se ubican entre los tempranos (más antiguos) y los tardíos (más recientes), estos últimos integran la cumbre y no son parte de la zona de estudio.

Los flujos intermedios corresponden a las lavas de la unidad geológica Los Bambinos Inferior (~30-27,4 ka), los cuales están cubiertos por paquetes piroclásticos entre los 10 a 40 m, así como los flujos recientes de la unidad Los Bambinos Superior; la inclinación en general es $>20^\circ$ y sus morfologías primarias de flujo no son claras.

Las lavas que integran este apartado se vinculan con las Unidades Geológicas Los Bambinos Inferior (~30-27,4 ka: Arredondo y Soto, 2006) y Superior, al igual que en el inciso anterior, estos flujos se encuentran cubiertos por capas piroclásticas de espesores variables (10 - 40 m: pozos de SENARA BA-727, 760 y 916), característica que sepulta su morfología primaria, en ambos casos la inclinación es de $>20^\circ$. Su composición varía entre andesitas-basálticas a andesitas y afloran en el fondo y laderas de los valles, mientras que, en los interfluvios, se concentran las capas de tefras. En la Figura 39, se muestra que este sector está compuesto al menos por 7 coladas que se orientan al SW, las cuales cubren una superficie total de $7,5 \text{ km}^2$. La longitud de esta unidad es menor en comparación a las lavas tempranas, debido a la una composición ácida del magma, no obstante, el flujo seis alcanzo 4,5 km de longitud.

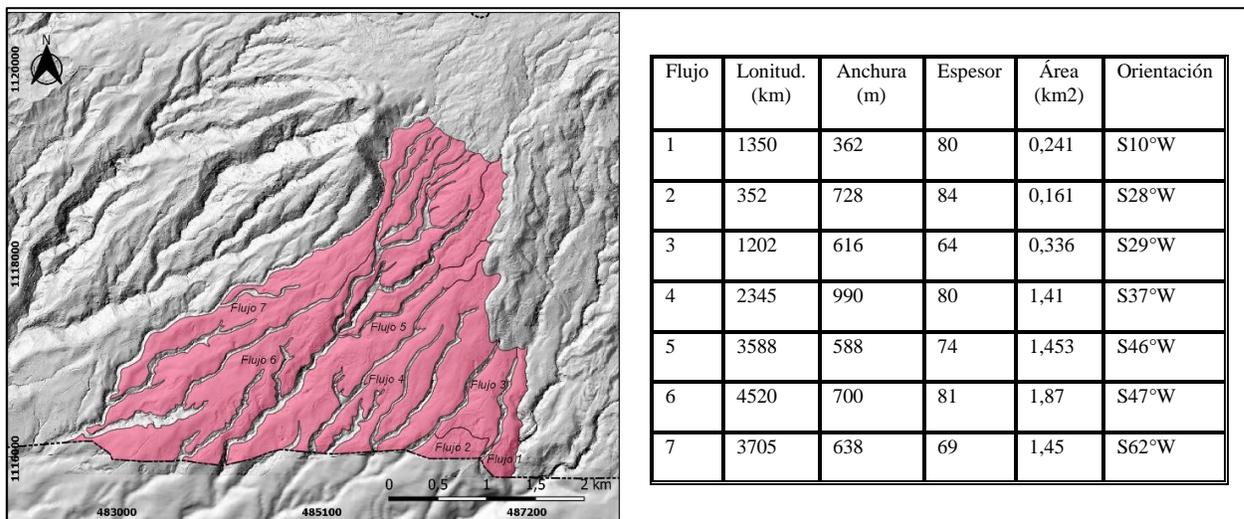


Figura 39: Datos morfométricos para los flujos intermedios, este tipo de lavas corresponden a eventos ocurridos ente la actividad más antigua (temprana) y reciente (tardía).

2. Volcánico Explosivo

En este apartado se incluyen las morfologías asociadas con eventos explosivos violentos, generados por magmas ácidos e intermedios con alto contenido de volátiles. Este estilo eruptivo es responsable de los relieves positivos (constructivos) y negativos (destructivos).

2.1. Constructivo

Hace referencia al relieve originado por la acumulación de detritos producto de la actividad explosiva, dando como resultado morfologías positivas sobre la superficie preexistente.

2.1.1. Conos de escorias

Se trata de volcanes con morfología de cono truncado y monogenéticos, por lo general presentan laderas < a 36° de inclinación. Se originan por acumulación de detritos volcánicos en torno a un foco eruptivo (Sánchez, 2018). En total se identificaron cuatro de ellos en el área de estudio, tienen una altura < 350 m y presentan cimas con cráter o convexas (cráter colmatado).

2.1.1.1. Cerro Guararí

Se localiza en la región centro-oriental del área de estudio, entre las altitudes de 2285 y 2605 m s.n.m. El edificio tiene una forma semicircular, se inclina al suroeste, es semicircular y presenta un eje mayor de 1 115 m y un menor de 710 m, la altura máxima es de 320 m y su área es de 0,55 km².

El *Cerro Guararí* está constituido por la intercalación de las lavas y tefras de la unidad geológica Guararí (~30-27,4; Arredondo y Soto, 2006), y se observó que también los piroclastos recientes de la unidad Porrosatí. Las laderas tienen una inclinación mayor a los 30°, y en la cima presenta un cráter abierto (Figura 40).

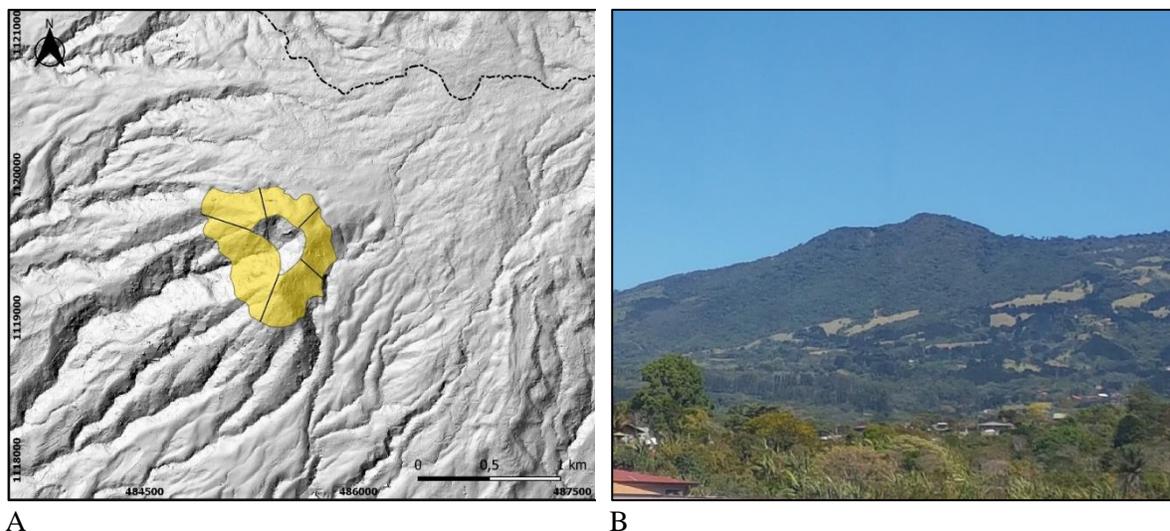


Figura 40: A. Volcán de escorias: Cerro Guararí (485500E-1119900N) B. Sector sureste del cono.

2.1.1.2. Coladas de lava asociadas al *Cerro Guararí*

Se han reconocido cinco flujos lava, son de composición andesítica y al estar cubiertas por potentes cubiertas de piroclastos no es posible reconocer sus rasgos originales, a lo anterior se suma la existencia de una cubierta vegetal denso. En general la morfología de estas estructuras es lobular tipo lomo de ballena, es decir, de cimas amplias y de superficie suavizada. Las fronteras están definidas por valles fluviales profundos (> 45°), asociados a un sistema fluvial activo y bien integrado.

La longitud de los flujos de lava del Cerro Guararí alcanza los 3 km y 110 m de espesor, todas ellas suman 6,83 km², mantienen un rumbo preferencial SW y se consideran de edad 30 - 27,4 ka (Arredondo y Soto, 2006) (Figura 40).

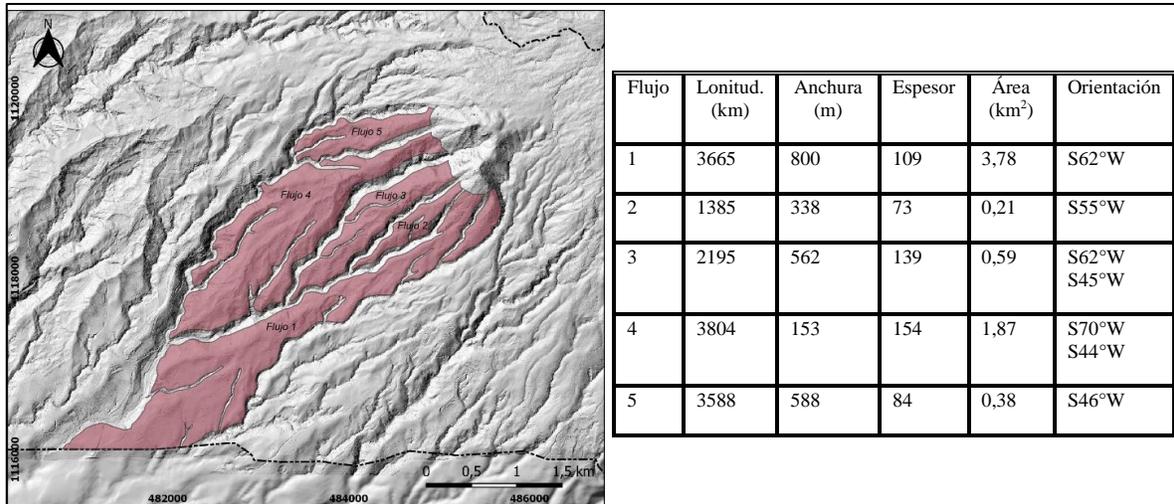


Figura 41: Datos morfométricos en las lavas asociadas al *Cerro Guararí*.

2.1.1.3. Las Tres Marías

Se trata de tres conos de escoria localizados en la zona cumbre, presentan una morfología de cono truncado y son los responsables de la emisión de importantes flujos de lava y piroclastos que se conocen como Unidad Geológica los Bambinos Superior y Porrosatí (< 27,4 - 0,55 ka; Arredondo y Soto, 2006). De acuerdo con su posición se han nombrado como Occidental, Central y Oriental (Figura 42).

a) Occidental

Cubre una superficie de 0,2 km²; tiene una altura de 115 m, en planta es semicircular, su eje mayor se orienta NE- SW y su longitud es de 530 m. El eje menor se orienta N-S y alcanza los 379 m. Las inclinaciones de sus laderas varían entre 30° a 45°.

b) Central

Su área es de 0,2 km²; su altura es de 120 m y es de cima convexa. En planta define un ligero elipse en donde el eje mayor alcanza los 659 m y se orienta de norte a sur. El menor mide 389 m y está orientado de orientado este a oeste. Las laderas se inclinan entre 20 ° - 30°.

c) Oriental

Es el cono de mayor extensión, cubre una superficie de 0,4 km²; su altura es de 80 m y en planta es semicircular, su eje se orienta de NW- SE y su longitud es de 671 m. El eje menor es de 655

m y se dispone de este a oeste. De igual manera que el central, las inclinaciones de sus laderas varían entre 20° y 30°.

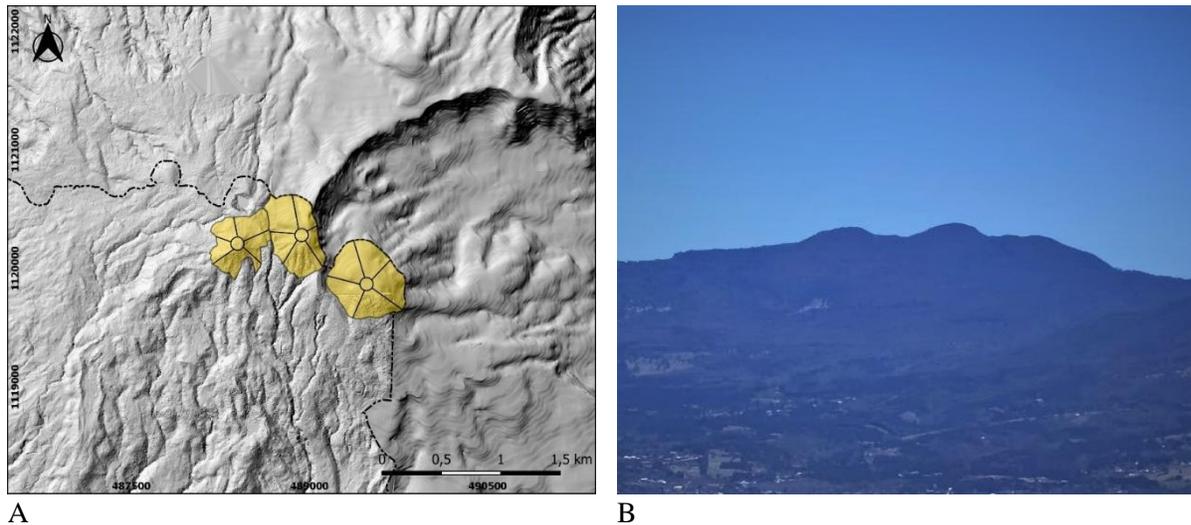


Figura 42: Conos de escoria del conjunto Las Tres Marías

2.1.1.4. Coladas de lava asociadas a los Conos Las Tres Marías

Se trata de un campo de lavas originado a partir de la sobreposición de flujos andesíticos-basálticos a andesíticos, procedentes del conjunto de conos Las Tres Marías, estos se emplazan sobre la vertiente pacífica con una orientación SW a SE y en su totalidad cubren una superficie de 10,79 km² (Figura 43).

Este conjunto de lavas se correlaciona con la Unidad Geológica Los Bambinos Superior, la cual se estima en una edad entre 27,4 a ~10 ka (Arredondo y Soto, 2006). Los rasgos primarios de formación son más notorios, debido a la reducida cobertura piroclástica y menor tiempo de exposición a los procesos exógenos.

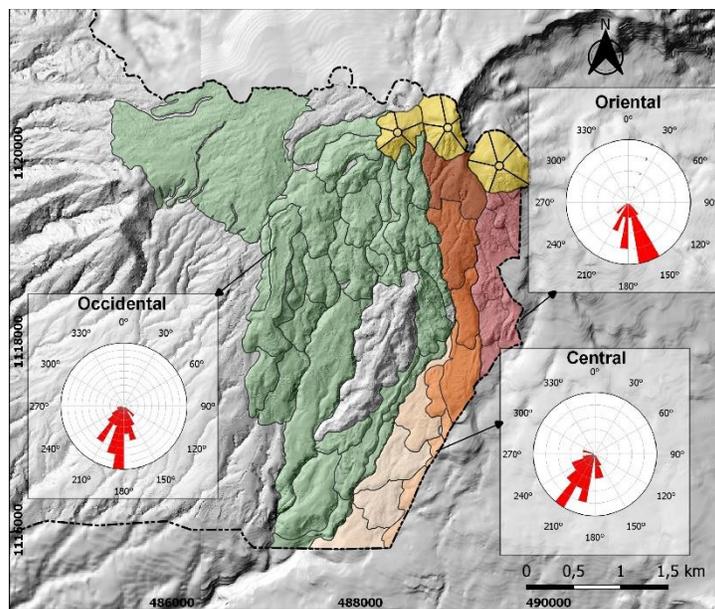


Figura 43: Distribución de las lavas asociadas a los conos Las Tres Marias, dichas fueron clasificadas en: occidental, central y oriental. Los flujos presentan una predominante orientación SW-S y SE-S.

a) Occidental

En total se reconocieron 26 derrames de lava para esta unidad, los cuales conforman una sucesión de coladas alargadas de hasta 1,5 km, se disponen de manera semiradial y abarcan una superficie de 7,91 km².

En la Figura 44 se muestra la distribución y dimensiones de cada flujo; en general, la sección sur tiene una morfología más suavizada que la norte debido a la existencia de una mayor cobertura piroclástica (<20 m). En la unidad se hace notorio la presencia de leveés, frentes de colada y forma lobular. La sobreposición de los flujos define una configuración escalonada y sinuosa; la orientación prominente es S10°W y el espesor en promedio es de 40 m.

Por su amplia extensión y múltiples direcciones de flujo, no fue posible numerar los flujos en función de su edad relativa.

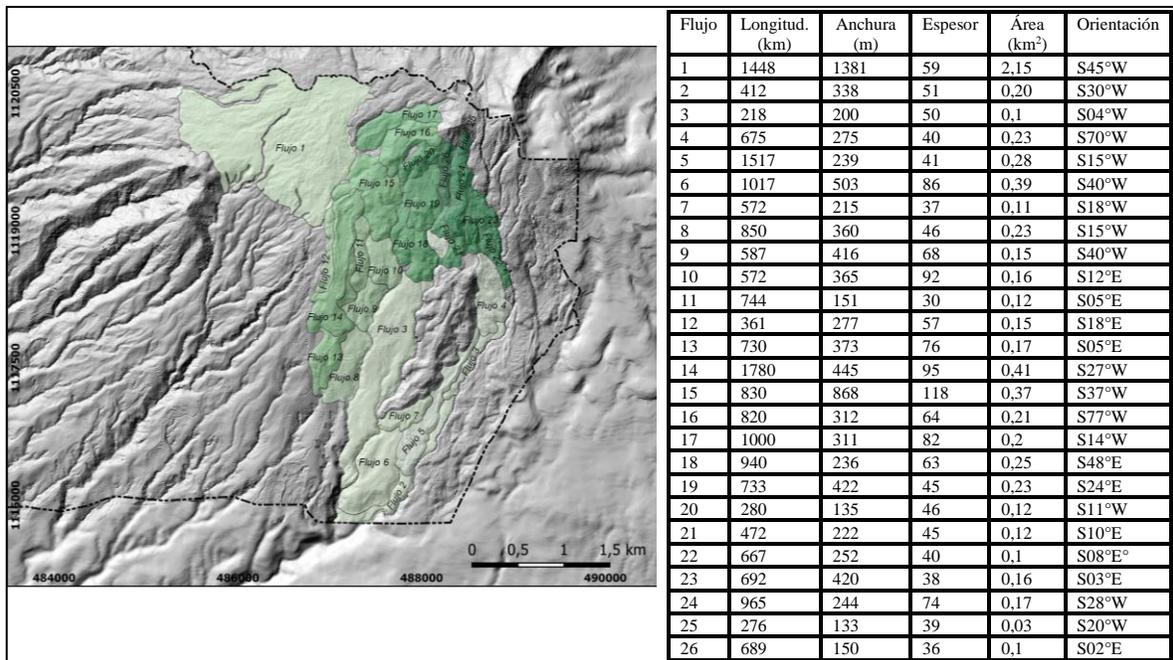
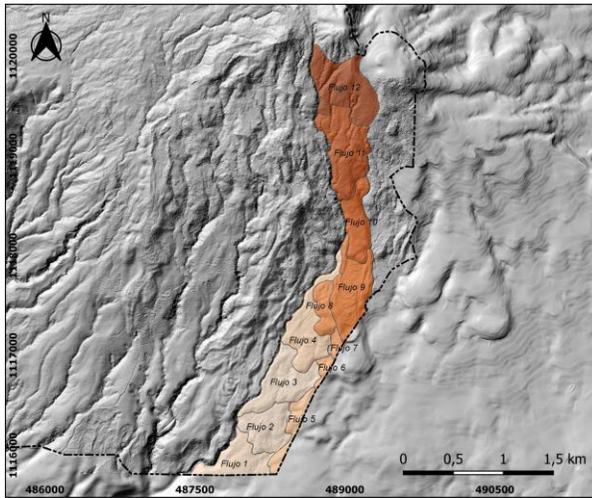


Figura 44: Conjunto de lavas asociadas al cono occidental, en total se delimitaron 26 derrames de lava

b) Central

El cono central es responsable de 12 coladas que fluyen hacia el SW, presentan una morfología de lóbulos sobrepuestos de manera escalonada. En total esta secuencia cubre una superficie de 2,17 km².

Los flujos son relativamente cortos y de poca anchura (Figura 45); la cubierta piroclástica es reducida (<10 m), por lo que es posible observar algunos de sus rasgos primarios de formación (levees y escarpes); la inclinación general varía ente 5° a 20°, y el espesor promedio es de 41 m. Se definió que dentro del área de estudio el flujo 1 corresponde al basamento y el número 12 es el más reciente.



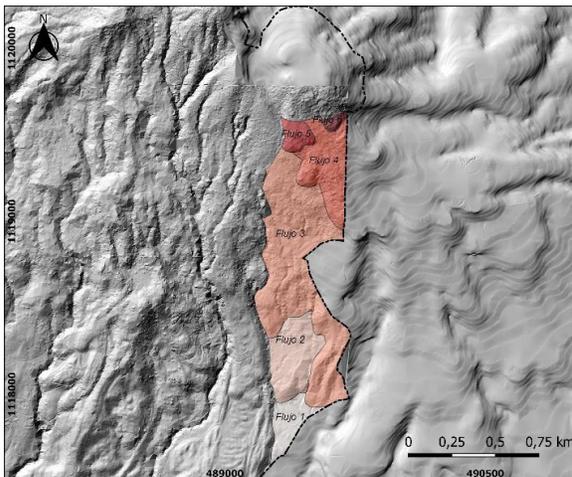
Flujo	Longitud. (km)	Anchura (m)	Espesor	Área (km ²)	Orientación
1	512	540	66	0,19	S32°W
2	560	573	54	0,19	S30°W
3	912	535	22	0,25	S62°W
4	960	547	33	0,25	S25°W
5	535	265	20	0,1	S45°W
6	200	176	35	0,03	S35°W
7	202	168	69	0,03	S40°W
8	200	176	46	0,1	S57°E
9	714	196	37	0,19	S12°E
10	668	349	37	0,16	S10°E
11	967	547	39	0,32	S15°E
12	618	797	44	0,31	S23°W

Figura 45: Conjunto de lavas asociadas al cono central, en total se delimitaron 12 derrames de lava.

c) Oriental

Para esta unidad se definieron 6 flujos (Figura 46), los cuales conforman una sucesión de coladas de corta longitud y anchura, posiblemente a una mayor acidez del magma. Dentro del área de estudio, los flujos abarcan una superficie de 0,7 km².

Estas lavas tienen una orientación prominente S15°E; presenta superficies subhorizontales e inclinadas entre los 2° y 30°. Los flujos se sobreponen de manera escalonada y presentan forma lobular. La cobertura piroclástica es alrededor de 10 m y el espesor de los flujos en promedio es de 36 m.



Flujo	Longitud. (km)	Anchura (m)	Espesor	Área (km ²)	Orientación
1	321	293	15	0,1	S12°E
2	498	230	50	0,1	S22°W
3	1593	448	52	0,25	S23°W
4	625	286	54	0,11	S25°E
5	182	200	26	0,03	S15°E
6	285	156	24	0,01	S30°E

Figura 46: Conjunto de lavas asociadas al cono central, en total se definieron 6 flujos.

2.1.2. Formas asociadas a Las Tres Marías

Este grupo concentra las formas vinculadas a los rasgos primarios de los flujos lávicos, tanto en área como elementos lineares. Por lo regular, consisten en formas recientes y se reconocieron leveés, llanos volcánicos y frentes de lavas.

2.1.2.1. Leveés

Se trata de bordes en forma alargada y estrecha, que se emplazan a lo largo de la dirección de flujo; estos se deben al enfriamiento diferencial entre las paredes y el centro de la corriente. La presencia de estas estructuras se asocia a eventos eruptivos recientes. En el área de estudio, se reconocieron leveés sobre las coladas de los grupos Occidentales y Centrales (Figura 49).



Figura 47: Leveé correspondiente relacionado al flujo occidental. Coordenadas 488049E/1116827N.

2.1.2.2. Llano volcánico

Esta forma del relieve trata de superficies subhorizontales o ligeramente inclinadas que no fueron cubiertas por los flujos lávicos. Se originan cuando el emplazamiento de coladas no alcanza para cubrir la superficie preexistente, dejando como resultado depresiones (Figura 48).



Figura 48: Llano volcánico identificado contiguo al domo sur. Coordenadas 488517E /1118687N

2.1.2.3. Frentes de lava

Esta morfología trata de los bordes frontales y laterales de los flujos de lavas, y que son producto del enfriamiento al detenerse la colada de lava, estas formas desarrollan fuertes desniveles topográficos, pueden alcanzar una inclinación $> 45^\circ$ (Figura 49).



A.



B.

Figura 49: Frentes de colada asociados a las coladas oriental (A) y central (B).

2.1.3. Volcán adventicio asociado al cono occidental de Las Tres Marías

Se trata de estructuras pequeñas con forma de cono que se originan por la actividad eruptiva en el flanco de un edificio volcánico de mayor dimensión. Para el área de estudio se definió una de estas morfologías, la cual se localiza al norte del cono Occidental. Abarca una superficie de $0,1 \text{ km}^2$; desde la base, la altura es de 30 m. El diámetro mayor es de 405 m, dispuesto de NE-SW, mientras que, el menor mide 307 m orientado de NW-SE. Sus laderas tienen una inclinación que varían entre 7° y 20° , y en la cima presenta un cráter cerrado (Figura 50).

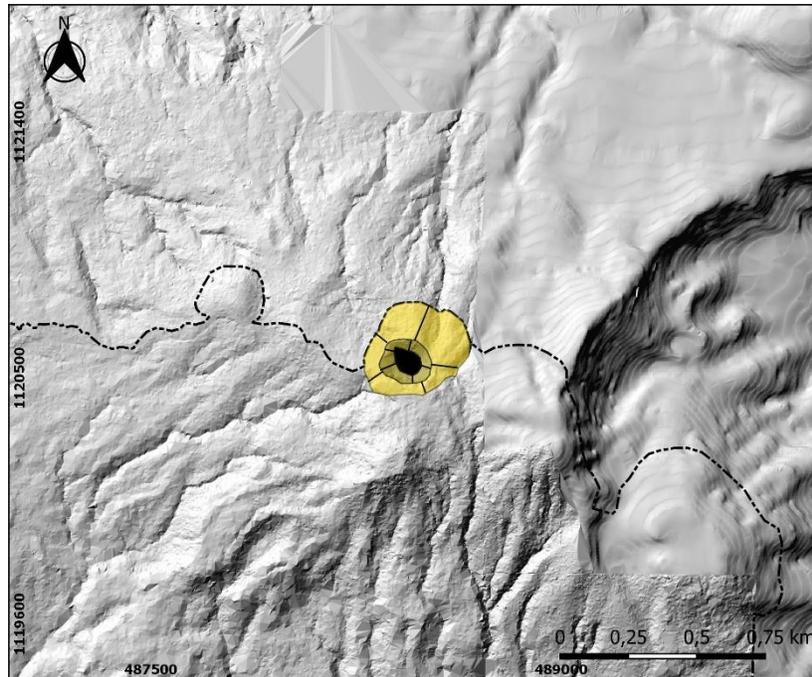


Figura 50: Cono adventicio asociado al conjunto Las Tres Marias, el mismo se localiza el norte del cono occidental.

2.1.3.1. Coladas de lava asociadas al cono adventicio occidental

Esta unidad corresponde a un flujo andesítico localizado al sureste del cono adventicio, y que está cubierto por las últimas tefras emitidas por el volcán, el rango de edad de esta lava varía entre 27,4 a 10 ka. El flujo cubre una superficie de 0,3 km²; su forma es de lóbulo alargado con longitud de 1,2 km y un espesor aproximado de 24 m. Su orientación es S63°W, y cambia a S15°W en el extremo distal (Figura 53).

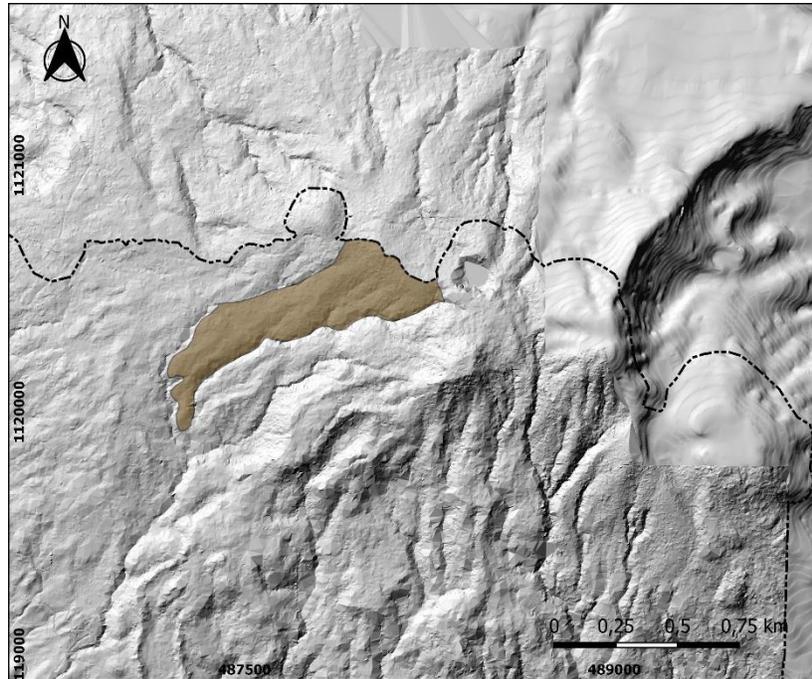


Figura 51: Lava asociada al cono adventicio occidental, presenta forma lobular y dispuesta al suroeste del foco eruptivo.

2.2.Destructivo

En este rubro se integran las estructuras consideradas como de relieve *negativo* producto de la actividad explosiva de un magma de composición intermedia o ácida; se identificó esta categoría tanto en *Cerro Guararí* como en el cono adventicio.

2.2.1. Cráteres

Los cráteres corresponden a depresiones circulares o semicirculares sobre la cima o ladera de un edificio volcánico producto de la destrucción parcial de la superficie del cono. Para el área de estudio en total se definieron dos de estas morfologías (Figura 52)

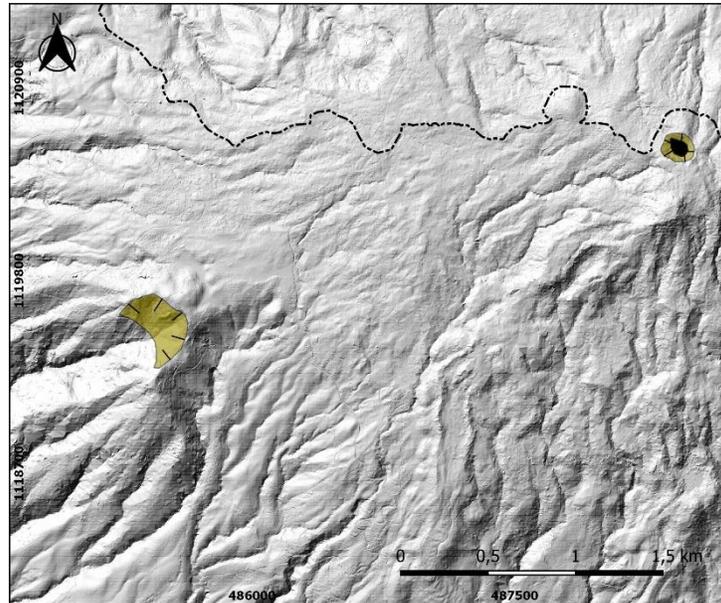


Figura 52: La morfología de cráter se delimitó en la cúspide de los conos cerro Guararí (abierto) y adventicio (abierto).

a) Abierto

Esta estructura se asocia a eventos donde la actividad eruptiva remueve parte de las paredes del cráter, posiblemente debido a erupciones laterales o colapsos. Esta morfología se ubica en la cima del *Cerro Guararí*, su forma es de herradura con apertura hacia el SW, y cubre un área de 0,1 km². El diámetro mayor es de 384 m, mientras que el menor es de 205 m, y su profundidad de 145 m.

b) Cerrado

Esta estructura se localiza en la cúspide del cono adventicio; presenta una forma semicircular, el cual su diámetro mayor es de 210 m y el menor de 163 m. Abarca una superficie de 20.000 m² y la profundidad del cráter es < 50 m (Figura 52 y Figura 53).



Figura 53: Cráter cerrado del volcán adventicio, el fondo está ocupado por una laguna y densa cobertura vegetal en el atrio.
Fuente propia.

c) Atrio

Se trata de las paredes con fuerte inclinación de forma cónica, semicónica o irregular, que definen las laderas interiores y convergen en el fondo del cráter. En el área de estudio se observaron en ambos cráteres, su profundidad varía entre 50 y 145 m y la pendiente es $> 45^\circ$ (Figura 53).

d) Fondo de cráter

Es la superficie que representa la porción más profunda del cráter, su morfología por lo regular es horizontal, inclinada u ondulada, están constituidas por los materiales piroclásticos, bloques y depósitos de caída (Figura 53).

3. Volcánico Efusivo

Se trata de las formas del relieve producto de la emisión de lava sobre la superficie; para el caso del área de estudio corresponden a domos y sus flujos lávicos asociados.

3.1.Domos

Los domos responden a la acumulación o sobreposición de lavas entorno a un foco eruptivo, por lo cual, podrían corresponder a la progresiva acumulación de coladas o a la poca movilidad del flujo por magmas de alta viscosidad y contenido de volátiles, este tipo de estructuras presentan morfología de cúpula (Lugo, 2011). Se definieron tres domos denominados norte, sur y noroeste, los cuales fueron definidos a partir de la interpretación del LiDAR y que en conjunto cubren $0,3 \text{ km}^2$ (Figura 54).

a) Norte

El domo norte se localiza en la zona cumbral del volcán Barva; su morfología es de cúpula asimétrica levemente inclinada al NW y convexa, abarca una superficie de 40.000 m². El eje mayor alcanza los 250 m y se orienta W-E; el menor mide 235 m dispuesto de NW-SE. La altura desde la base es de 55 m.

b) Sur

Este domo se localiza cercano al poblado de Montaña La Isla, cubre una superficie de 30.000 m²; desde la base, su altura es de 45 m. Su morfología es asimétrica y tiene la cima convexa bien definida, está inclinado hacia el SW, el eje mayor mide 235 m, orientado NE-SW, mientras el menor, 172 m dispuesto de NW-SE.

c) Noroeste

El domo noroeste se ubica al oeste de Los Cartagos, su eje mayor va de NE-SW y mide 651 m, por su parte, el menor mide 360 m de NW-SE. Tiene forma de cúpula asimétrica con cima convexa, abarca una superficie de 0,2 km² y su altura es de 50 m.

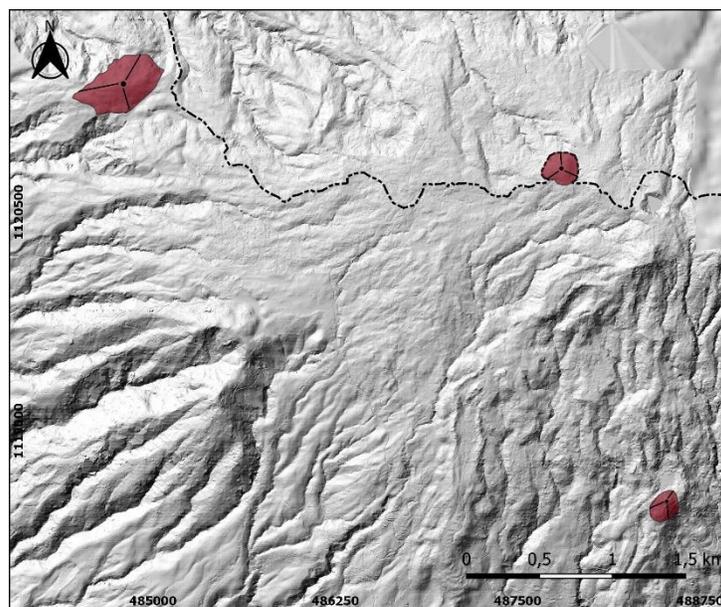


Figura 54: Se identificaron tres domos distribuidos alrededor de la zona cumbral, su morfología es asimétrica.

3.1.1. Coladas de lava asociadas a los domos

a) Norte

Se definió que del domo norte se origina un solo flujo, el cual se emplaza al suroeste de esta estructura. El flujo es de corta longitud y anchura (0,5 km y 215 m), tiene forma de lóbulo con orientación S51°W y un espesor de 15 m. Abarca una extensión de 0,1 km². El flujo está cubierto por piroclastos recientes de la unidad geológica Porrosatí, los cuales suavizan el relieve y ocultan sus rasgos primarios de formación, sus laderas tienen una inclinación entre 5° a 11° (Figura 55).

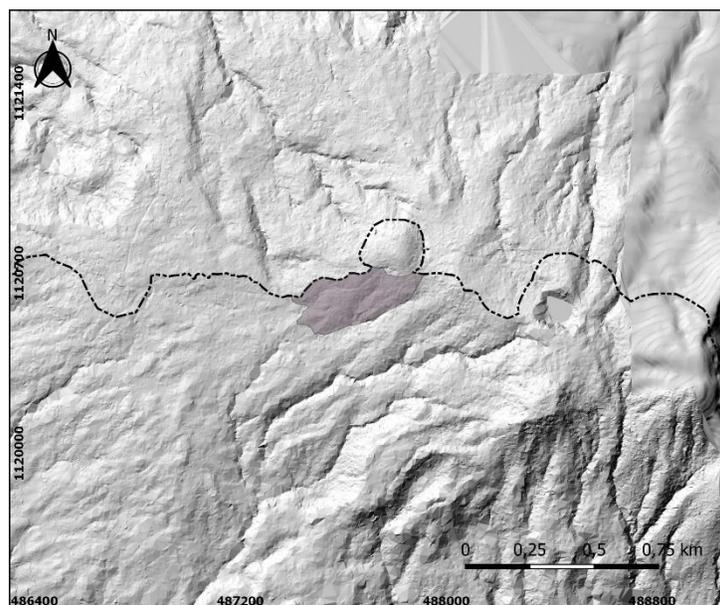


Figura 55: Se identificó un flujo correspondiente al domo norte dentro del área de estudio, el mismo tiene una corta longitud y orientación SW.

b) Sur

Para los flujos del domo sur, se identificaron dos coladas principales, las cuales están distribuidas de manera subradial al sureste del centro emisor, y que sobreyacen las lavas procedentes del cono oriental (Figura 56). En conjunto abarcan un área de 0,8 km². Presentan una morfología lobular superpuesta, donde el flujo inferior tiene una longitud mayor ~1780 m y una orientación S29°W. Por su parte, la lava superior es más corta 1230 m y su rumbo de emplazamiento cambia a S10°W.

La composición de ambas lavas es andesítica, se aproxima un espesor máximo para la inferior de 67 m, mientras que en la superior de 75 m. Su superficie presenta una leve cobertura piroclástica < 10 m.

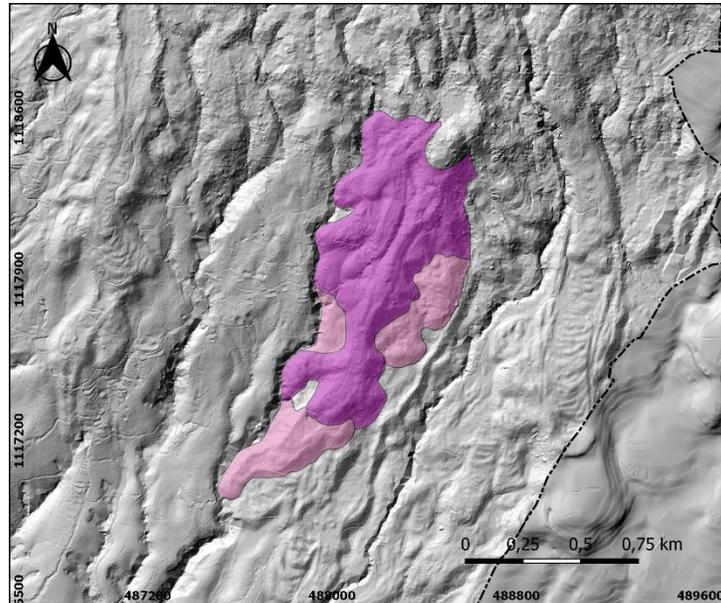


Figura 56: La unidad corresponde a dos flujos principales emplazados de manera subradial, de composición andesítica y con orientación SW.

c) Noroeste

Se trata de un flujo localizado en la ladera norte del domo, tiene una longitud de 1 km y espesor aproximado de 67 m. Abarca un área de 0,4 km², el flujo tiene un relieve suave sin evidencia de sus rasgos primarios, debido a la cubierta piroclástica de la unidad geológica Porrosatí. La dirección preferencial de flujo es N50°W (Figura 59).

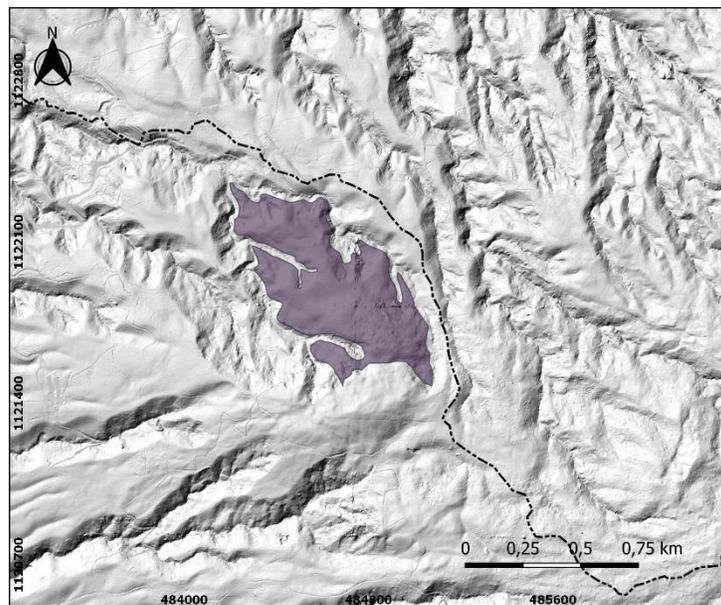


Figura 57: Esta estructura consiste en un flujo al norte del domo, sobre la cual su superficie está suavizada por la cubierta de piroclastos.

4. Lavas tardías volcán Poás

Dentro del área de estudio solo se reconoció un flujo de lava asociado al volcán Poás, el cual cubre un área reducida de 0,2 km². Se localiza en el extremo distal del piedemonte volcánico, al noroeste del área de estudio (Figura 58). El flujo es de composición basáltica-andesítica a andesítica de edad entre 40-25 ka, y se correlaciona a los últimos pulsos efusivos del volcán (Ruiz et al., 2010; Ruiz, 2012).

En esta porción del área de estudio no presenta rasgos primarios de formación, ya que está cubierta por paquetes de piroclastos de hasta 20 m; el flujo es de corta longitud ~990 m, y espesor de 64 m, su morfología es lobular, el cual se orienta S25°E con un leve cambio a S33°W al final de la colada.

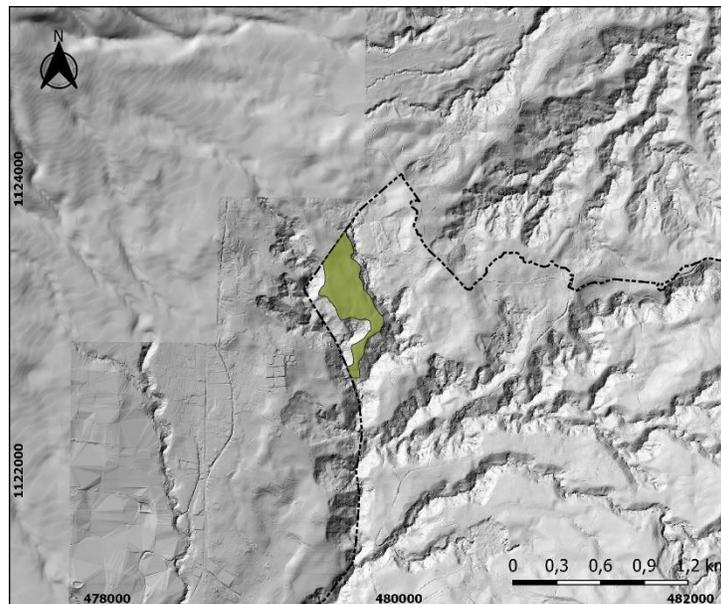


Figura 58: El flujo de lava asociado al volcán Poás se localiza en el extremo noroeste del área de estudio.

Relieve Exógeno

En este apartado se analizan las formas de relieve, que son el resultado de la interacción de la dinámica erosiva y acumulativa (gravitacional), la intensidad de los procesos exógenos depende de la competencia de la roca, permeabilidad, edad, inclinación, orientación, y condiciones climáticas de la región.

5. Erosivo

En esta clasificación se agrupan aquellas formas del relieve que deben su origen a la acción erosiva que ejercen los ríos sobre la superficie, lo anterior resulta en valles con profundidad, amplitud, longitud y arreglo variable, en función de las características intrínsecas del sustrato donde se desarrollan.

5.1.Valles Fluviales

Se trata de formas del relieve negativas producto de la acción erosiva de los ríos, que dan como resultado una geometría cóncava alargada que escurren en favor de la pendiente. La interacción de estos valles define los patrones de drenaje. Para el área de estudio se identificaron los de tipo dendrítico, subdendrítico y subparalelo (Figura 59).

En el patrón de drenaje dendrítico los cauces están dispuestos en direcciones heterogéneas que confluyen a una corriente principal en ángulos agudos. Este drenaje refleja homogeneidad en el sustrato sin cambios en el control estructural (Lugo, 2011). En el área de estudio, es característico de las regiones de piedemonte volcánico con lavas tempranas y potentes capas de piroclastos sobre sustrato rocoso. Este arreglo da indicios que la región ha estado expuesta a una mayor participación de los agentes exógenos que el resto del área.

El patrón subdendrítico es una modificación del dendrítico, en el cual se distingue menor concentración de cauces. Estos cauces se desarrollan en las regiones de piedemonte volcánico con flujos lávicos más recientes y menor espesor de piroclastos, además, está presente en los sitios donde el relieve tiene menor inclinación.

En la configuración del drenaje subparalelo los cauces siguen la misma dirección o pueden estar separados por ángulos pequeños (Lugo, 2011), los afluentes son cortos y el relieve está parcialmente sepultado. Es característico en la región oriental, zonas de piedemonte volcánico y cumbral, donde afloran lavas recientes de poco espesor piroclástico e inclinación entre 9° y 20°.

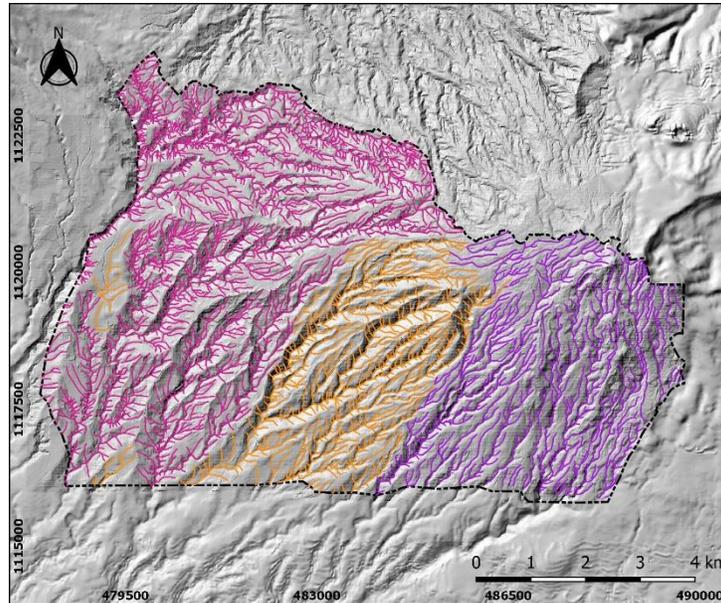


Figura 59: Patrones de drenaje ladera sur volcán Barva: fucsia (dendrítico), naranja (subdendrítico) y morado (subparalelo).

a) <20 m

En ese rubro se agrupan las formas menores del relieve erosivo fluvial, los cuales representan la etapa previa a los valles y barrancos, y se integran a las corrientes fluviales mayores. Presentan forma de V, lo que indica una erosión intensa; son de poca longitud, son características de los sitios con flujos lávicos recientes con poco espesor de piroclastos y con inclinaciones entre 10° - 20° , estos cauces aprovechan los contactos litológicos entre las lavas.

b) 20-40m

Corresponden a valles angostos, sinuosos y con laderas de fuerte inclinación ($>45^{\circ}$), localizados en las regiones de piedemonte volcánico, su origen y configuración se deben a los contactos geomorfológicos entre lavas y los focos eruptivos, además, se emplazan sobre algunos paquetes de piroclastos de fácil erodabilidad. Se caracterizan por tener una orientación SW y por lo general presentan estiaje la mayor parte del año.

c) 40-80 m

Estos valles se concentran en las regiones occidentales de piedemonte volcánico, desarrollados sobre depósitos de mayor edad, y contactos geológicos entre las lavas tempranas o presencia de estructuras disyuntivas. Estas depresiones son alargadas y amplias (~400 m), tienen una alta intensidad erosiva, presentan forma de V, pendientes escarpadas sobre los flancos y estiaje permanente.

d) >80m

Se trata de las estructuras erosivas de mayor amplitud (~ 740 m) y profundidad, se restringen en algunas de las cuencas de piedemonte volcánico tributarias a los valles anteriores; deben su origen a la erosión de materiales piroclásticos de gran espesor poco consolidados, y su disposición se da entre los contactos geomorfológicos de lavas tempranas.

6. Acumulativo

Consiste en el proceso exógeno opuesto al erosivo, en el cual las formas del relieve deben su génesis a la dinámica acumulativa del río cuando este pierde la capacidad de transportar los sedimentos. En este apartado se incluyen terrazas fluviales.

6.1. Terrazas fluviales

Esta forma del relieve corresponde a superficies subhorizontales o levemente inclinadas, por lo regular estrechas y alargadas, dispuestas a lo largo de las márgenes de los ríos, delimitadas por cambios bruscos en la pendiente. Su origen podría estar relacionado a cambios en el nivel base de erosión, en el gradiente o en el caudal de agua del río (Lugo, 2011).

En el área de estudio las terrazas se ubican en el sector occidental, aisladas dentro de los valles de los ríos Tambor, Ítiquis y Los Rastrojos, por lo regular, se disponen a una altura no mayor de 15 m sobre el talweg; la inclinación de estas superficies es menor a 5°. Alcanzan una longitud mayor a 209 m de longitud y anchura de 75 m, en conjunto abarcan un área de 30.000 m².

7. Erosivo-acumulativo gravitacional

En este apartado se analizan las formas del relieve originadas por el desplazamiento de los materiales en las laderas que ocurren por la acción de la gravedad, debido a la pérdida de la cohesión en el cuerpo rocoso o depósito, desencadenado por factores litológicos, disyuntivos, climáticos, tectónicos, antrópicos, etc. Estos elementos fueron clasificación según Alcántara (2000) en deslizamientos, desprendimientos, flujos de lodo y movimientos gravitacionales complejos, los cuales en su totalidad abarcan una superficie de 5,9 km².

La ocurrencia de estos eventos se debe a procesos internos y externos; los de carácter interno se relacionan a las propiedades mismas del material tales como la litología, contenido de humedad,

compactación, fisuras, etc., mientras que los externos responden a condiciones del medio como la precipitación, eventos tectónicos y magmáticos, antrópicos, entre otros (Terzaghi, 1950; Selby, 1993).

7.1.Deslizamiento

Esta forma resulta del desplazamiento ladera abajo de una porción de suelo, detrito o roca, que ocurren sobre una superficie de ruptura sea cóncava, ondulada o plana, y donde el material se deposita al pie de la ladera (Alcántara, 2000).

Se localizan en la región centro-occidental del área de estudio (Figura 62), sobre las regiones de piedemonte volcánico, esta unidad es la más numerosa y de mayor extensión (4,4 km²); los deslizamientos se restringen en las cuencas de los ríos, sitios donde la inclinación es fuerte al igual que en los interfluvios angostos, cabe señalar, que su ocurrencia está dada sobre litologías granulares que dependen más de su bajo grado de compactación que la edad del depósito. También se delimitaron algunas de estas formas en algunos frentes de colada al sureste del área, donde la pendiente es fuerte a escarpada y hay capas de tefras de hasta 20 m de espesor.

7.2.Desprendimiento

Los desprendimientos deben su origen al desplazamiento por caída libre del material tales como roca, derrubios o suelos, debido a la fuerte inclinación de la ladera, generalmente mayor a los 30° (Alcántara, 2000; Lugo, 2011). En la zona de estudio se ubican en las regiones de piedemonte volcánico, sección centro-occidental. Su longitud y anchura es reducida (<200 m y 100 m) y se disponen solo en los cauces con pendientes escarpadas, el material desplazado corresponde a suelos y detritos de tefras, y cubren una superficie de 0,1 km².

7.3.Flujo de lodo

Los flujos de lodo deben su origen a desplazamientos rápidos, de poca duración y espesor del material desplazado, originados por intensos periodos de precipitación o derretimiento rápido de nieve (Alcántara, 2000). Se localizan en el sector centro-occidental en las regiones de piedemontes volcánicos, tienen una forma alargada e inclinación fuerte, se presentan en sitios de potentes mantos piroclásticos, y abarcan un área de 0,2 km².

7.4.Movimiento gravitacional complejo

Se trata de aquellos eventos donde existen al menos la combinación de dos tipos de desplazamientos, en otras palabras, se inicia con un tipo movimiento y durante su emplazamiento se transforma a otro. En la zona de estudio, se localizan al occidente sobre la región de piedemonte volcánico, abarcan una superficie de 1,3 km², su distribución se da en las márgenes de los ríos, donde la pendiente es fuerte, así como en interfluvios anchos con potentes espesores piroclásticos que limitan con cuencas amplias y de fuertes pendientes.

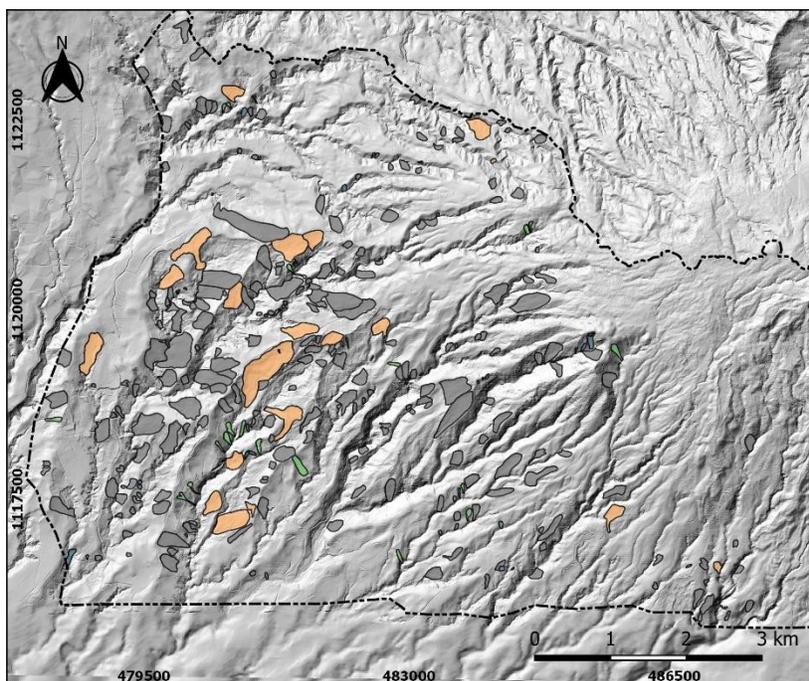


Figura 60: Distribución espacial de los movimientos gravitacionales, la región occidental concentra la mayoría de estas formas.

Consideraciones finales

En este capítulo se integró la información geológica y geomorfológica (génesis, morfología, dinámica y edad relativa) con el fin de representar de manera gráfica la configuración espacial de las formas y los procesos que las modelan en el área de estudio.

Las formas presentes en el área estudiada fueron clasificadas en dos categorías genéticas, endógenas y exógenas. La primera concentró las estructuras derivadas del vulcanismo, las segundas a los procesos modeladores relacionadas al carácter erosivo y acumulativo. En la región occidental, se observó que el relieve no ha sufrido mayores procesos de acumulación por productos efusivos, y por lo tanto muestra mayor desarrollo en la red fluvial, lo que evidencia un relieve más antiguo que la región oriental.

Por su parte, la presencia de estas formas se da en la región de piedemonte volcánico occidental, donde las características físicas del material (compactación, edad, meteorización, espesor, etc.) junto a las pendientes, precipitaciones y amplia red fluvial, dan las condiciones para su generación. Se observó que estas variables están presentes principalmente sobre las unidades de lavas tempranas de edad Pleistoceno medio (270 -40 ka). y coladas asociadas al *Cerro Guararí* Pleistoceno tardío (30-27,4 ka), en donde la inestabilidad es propia de la cubierta sobre este sustrato rocoso.

Símbolos complementarios

Contactos reales

Indican los límites precisos entre las unidades geomorfológicas.

Discusión de resultados

Contexto geológico

El análisis de la estratigrafía local se enfocó en las fuentes que en cierta manera definieron las unidades geológicas locales del volcán Barva (BGS-SENARA, 1985; Protti, 1986; Brenes, 2003; Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003; Vargas, 2003; Obando y Peraldo, 2004; Arredondo y Soto, 2006; Abarca et al., 2006; Solano y Soto, 2020), sin embargo, dichos datos se complementaron con la información de comprobación de campo, para dar validez a las descripciones que no estaban claras.

Por su parte, se valoró la necesidad de contar con un modelo geológico local en la línea de simplificar la estratigrafía, donde fueran correlacionadas las distintas unidades informales propuestas en las tesis y Campañas Geológicas, con las formales publicadas en los artículos científicos (Protti, 1986; Arredondo y Soto, 2006; Solano y Soto 2020). De este modo, se logró identificar en superficie las unidades Bermúdez, Guararí, Los Bambinos y Porrosatí, asimismo, mediante correlación de pozos del SENARA, Tiribí, Carbonal y Debris Avalanche El Coyal. Toda esta información fue de importancia para las correlaciones en los capítulos posteriores en cuanto al peso de la litología como factor de inestabilidad y origen de formas.

Como se mostró en la Figura 2, el modelo de la vertiente pacífica está integrada por las unidades del Paleo-Barva, Fm. Colima y Tiribí, y Neo-Barva, Bermúdez, Carbonal, Guararí, Los Bambinos, Los Ángeles y Porrosatí. Los datos analizados algunas veces difieren en cuanto a las interpretaciones en la literatura, sobre todo en cuanto a su acomodo en la columna estratigráfica. Tal es el caso de Colima y Bermúdez, las cuales tienen distinta definición en función de su disposición sobre las ignimbritas que, en algunos trabajos se correlacionan a Fm. Tiribí y en otros a “Setillal” (Neo-Barva), se adoptó la conclusión de Brenes (2003), que correlaciona estos depósitos piroclásticos a una facies proximal de Tiribí. Además, en la revisión de pozos solo se identificó un evento de este tipo.

La unidad Debris Avalanche El Coyal, es reportada en algunos de los pozos (BA-569, BA-368, BA-222, BA-768, entre otros) y permiten tener una noción de su ubicación en la columna estratigráfica y distribución, sin embargo, con la información descrita en la bibliografía, así como en lo observado en campo, la relación estratigráfica no es precisa a falta de no contar con suficientes dataciones radiométricas. De la misma manera, no son claras las relaciones estratigráficas en las tefras distales al área de estudio, Carbonal y Porrosatí, ya que los límites espaciales no son claros, en parte al cambio de las facies del material conforme se deposita.

En cuanto a las dataciones de rocas, existen pocos datos absolutos para la fase Neo-Barva, solo se obtuvo la información de cuatro (Brenes, 2003; Pérez et al., 2006; Arredondo y Soto, 2006). Dos son por Ar/Ar para las lavas Bermúdez para una edad entre 270-258 ka (Pérez et al., 2006); las restantes por 14C, una para Porrosatí resultando en 11,3 ka (Brenes, 2003) y 27,4 ka para el lahar entre Los Bambinos inferior y superior (Arredondo y Soto). Por tanto, las demás unidades fueron correlacionadas con interpretaciones de edad relativa.

Morfometría

A partir del análisis morfométrico se analizaron cinco variables, altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve. Para su elaboración se requiere contar con información de curvas de nivel a detalle (al menos cada 20 m) para una adecuada representación del relieve, ya que son usadas para el trazado de la red hídrica y mediciones de desniveles topográficos. Esta metodología en función de la extensión del cuadrante estudiado y tamaño de las celdas podría ser más laboriosa, por lo que se debe pensar en un área de celda apropiada para la escala de trabajo. Para este caso, se utilizó un largo de 400 m, la cual presentó mejores resultados que los de 500 m, 700 m y 1000 m, en cuanto al grado de relación entre relieve y los mapas temáticos (criterio geomorfológico).

La densidad de la disección es un término que podría ser sustituido a “densidad o concentración de cauces” ya que el término disección se refiere propiamente al proceso del corte vertical y lateral de la erosión (Lugo, 2011). Este índice permitió identificar áreas de mayor concentración de drenajes, las cuales tienen una distribución espacial correlacionable con las regiones con mayor disección del relieve y procesos gravitacionales, por lo tanto, se puede indicar que la delimitación de la red fluvial fue aceptable para este análisis, asimismo, coincide con lo planteado en la hipótesis en cuanto a que la región occidental es la más propensa a los procesos erosivos.

De lo anterior, valorar la concentración de drenajes permite entender la dinámica que existe entre las condiciones presentes con relación a sus factores que lo originan, tal es el caso de la litología, la cual puede en función de la dureza del sustrato, permeabilidad, meteorización, estructuras disyuntivas, compactación, entre otras, resultar en una mayor o menor densidad de cauces, asimismo, dentro de esta configuración caben otros factores que pueden propiciar su desarrollo tal es el caso de la latitud, ya que en terrenos tropicales con abundantes precipitaciones favorecerá la erosión que en regiones áridas, a su vez, el arreglo espacial tanto de los contactos geomorfológicos y litológicos, se suman como factor determinante.

Para el análisis de los datos, fue necesario ampliar los límites del área de estudio para evitar problemas de interpolación en los bordes y que, para este caso, implicó utilizar información de menor calidad ya que solo se disponía con curvas de nivel cada 10 y 20 m, en comparación con las cada 5 m del LiDAR, a pesar de ello, no se mostraron cambios significativos en el comportamiento de las áreas con problemas de cobertura de datos.

En la elaboración del mapa de profundidad de la disección, se definieron las áreas asociadas a una mayor intensidad erosiva en la componente vertical, la cual se concentran mayormente en las tefras (unidad Porrosatí) y contactos geomorfológicos (flujos lávicos Bermúdez y Guararí), para este cálculo se requiere el criterio geomorfológico para estimar la distancia vertical entre el talweg y la ruptura de pendiente más próxima de la ladera interior del valle, en algunos casos este valor fue representativo en toda la celda, sin embargo, en los que reflejaban valores distintos, se tomó el de mayor valor. Cabe agregar que la medición es más tardada ya que se hace un cálculo manual por celda, lo anterior también aplica para la energía del relieve.

De previo al cálculo del mapa de zonificación de procesos exógenos gravitacionales, con base en (Quesada y Barrantes, 2017) es necesario estandarizar los valores de cada índice en un mismo rango, por las diferencias en las unidades métricas de cada mapa, si bien, este resultado se puede calcular sin dicho procedimiento, al hacer la prueba con ambos procesos, se observó mejores resultados en la versión estandarizada, ya que en la anterior, se subestimaban los grado de ocurrencia más altos en sitios con evidencias de intensa erosión.

Al comparar los resultados de ambos modelos de susceptibilidad, en el método morfométrico se clasificó las áreas en tres categorías (baja, moderada y alta ocurrencia), las zonas de moderada fueron las de mayor extensión con un 49%, seguido de altas 46% y bajas 5%; por su parte, a través del Mora-Vahrson modificado, resultó que los grados de alta amenaza son el 42,7%, 35,8% para las moderadas y 18,8% en las bajas. Al momento de comparar sus resultados con el inventario de procesos de ladera, se obtuvo que, en ambas, las zonas de alto grado abarcan la mayor cantidad de los movimientos gravitacionales, 76% para el método morfométrico, mientras que el Mora-Vahrson es más conservador con un 58,6%. Por lo que se considera que la susceptibilidad a partir de la morfometría tuvo resultados aceptables en este territorio y podría ser usada como herramienta de primera aproximación para toma de decisiones sobre gestión del riesgo, aunque no sustituyen los estudios más específicos por los expertos competentes.

Con relación a lo anterior, cabe reiterar que el arreglo espacial de los grados de susceptibilidad no coinciden en su totalidad entre ambas metodologías, ya que se asocia a los tipos de interpolación,

operaciones matemáticas y las fuentes de datos que se integran al SIG al elaborar los mapas. Ambas resultaron en que la región occidental del piedemonte volcánico es la que presenta una intensidad más alta tanto en los procesos erosivos como en las condiciones intrínsecas del material para la ocurrencia de procesos gravitacionales, lo que coincide según el mapa geomorfológico con el Neo-Barva, unidades Bermúdez, Guararí y Porrosatí.

El nivel de detalle de los datos LiDAR (25 cm por píxel) hace que sea necesario decidir la calidad de la información topográfica para realizar los modelos morfométricos y de interpretación de los mapas geomorfológicos. La información es más manejable a nivel de SIG tomando curvas cada 5 m; antes de esta extracción no fue posible afinar el MED del LiDAR ya que en algunos sitios tenía problemas con la interpolación, ya que no se contaba con los puntos de la base de datos primaria en bruto, sin embargo, esto no tuvo mayor impacto en el manejo de la información.

Geomorfología

A diferencia de los modelos geomorfológicos propuestos en los trabajos previos (Alfaro, 2003; Barahona, 2003; Rojas, 2003 y Vargas, 2003; Bergoeing et al., 2007; Bergoeing, 2015), se logró definir una cartografía en detalle que expone a través de una leyenda explicativa y organizada, las distintas unidades geomorfológicas que conforman el área, a su vez, este mapa da indicios sobre la evolución del relieve, las relaciones con la geología, clima, topografía y dinámica de exógena.

Esta porción del volcán estuvo dentro de los criterios genéticos de Simonov (1985) clasificada en dos categorías, Endógena y Exógena, sin embargo, se podrían presentar las formas endógenas-modeladas con forme se amplíe el área y se analice las morfologías más antiguas asociadas al Paleo-Barva.

El área de estudio requirió ser ampliada para abarcar aquellos sitios donde se encontraba la fuente de origen de flujos lávicos y la estructura completa de conos y domos. En este sentido, hubo unidades que no fueron abordadas en su totalidad como lo son las coladas asociadas al conjunto las Tres Marías y Tardías, que tienen su origen en el área de estudio, y que por su extensión se descartaron, por lo que se requiere ampliar este estudio al resto del edificio para una mejor integración de las formas.

La cartografía geomorfológica permitió la identificación de estructuras que por escala no fueron identificadas en los trabajos anteriores, como domos y los flujos lávicos asociados a estos, se logró correlacionar la fuente de las lavas más recientes con sus focos de emisión, a falta de dataciones radiométricas, las distintas coladas se numeraron en términos de edades relativas, aunque para las

asociadas al cono oriental, no fue posible por la distribución en múltiples direcciones en una amplia extensión y sobreposición de los productos del domo sur.

Distribución de la geomorfología y procesos de remoción en masa

Con base en el resultado de la cartografía geomorfológica detallada junto al inventario de procesos gravitacionales, se analizó la distribución de la ocurrencia de los movimientos de ladera con las formas donde ocurren, esto con el propósito de identificar aquellas morfologías más susceptibles a desplazarse.

En esta asociación se consideró evaluar la cantidad porcentual de procesos de remoción en masa por unidades morfológicas, el porcentaje del total de área desplazada y la relación entre el área deslizada en cada unidad. En total, se identificaron 324 procesos gravitacionales que en conjunto cubren un área de 5,93 km².

La Figura 61 incluyó la distribución de los movimientos de ladera y parte de los datos estadísticos y porcentuales, con respecto a las morfologías donde yacen. La cantidad de estos eventos se asocia a la frecuencia con que ocurren en cada una de las morfologías. Cabe agregar que, en algunos casos a consecuencia de las dimensiones del área de cada unidad, la relación fue mayor, aunque el número de eventos fuera reducido.

Morfología	Área de geoforma		Cantidad de procesos de ladera		Área procesos de ladera		Relación procesos gravitacionales/morfología
	Área km ²	%	Número	%	Área km ²	%	
Lavas tempranas	20,1	31,8	126	39,9	2,5	41,7	12,4
Lavas intermedias	7,5	11,9	30	9,5	0,5	8,3	6,7
Cono de escoria cerro Guararí	0,6	0,9	4	1,3	0,06	1,0	10,7
Lavas Guararí	6,8	10,7	37	11,7	1,2	20,0	17,6
Cono occidental	0,2	0,3	2	0,6	0,02	0,3	10,0
Cráter abierto	0,1	0,2	2	0,6	0,01	0,2	10,0
Cráter cerrado	0,02	0,03	1	0,3	0,01	0,2	5,0
Lavas occidentales	7,91	12,5	6	1,9	0,2	3,3	2,5
Valles fluviales	14,6	23,0	108	34,2	1,6	25,0	11

Figura 61: Resumen de los datos espaciales de los procesos de remoción en masa y morfológicos.

De la figura anterior se evidenció que de la totalidad de las unidades definidas en el mapa geomorfológico (Anexo 4), nueve de las morfologías presentaron procesos de ladera. Se identificó que las lavas tempranas y valles fluviales son las geoformas de mayor extensión y con mayor número de movimientos de ladera. Por su parte, las tres unidades con mayor frecuencia a procesos de ladera son Lavas Guararí, Lavas Tempranas y Valles Fluviales, las cuales comprenden la región central y occidental de los piedemontes volcánicos. Este comportamiento se podría repetir para aquellas regiones del volcán que no fueron incluidas en este estudio.

Las unidades geomorfológicas que presentaron mayor superficie deslizada fueron las Lavas Tempranas y Valles Fluviales para un total de 4,1 km² (68% del total deslizado). Además, cabe destacar el caso de la unidad Lavas Guararí, la cual tiene la relación más alta entre las tres, aunque esto se debe a la menor extensión en comparación con las otras dos unidades, ya que posee un área desplazada equiparable con las presentes en los Valles Fluviales (Figura 62). Por otro lado, se debe resaltar otros elementos que poseen una alta relación, estos son los cráteres y conos de escoria que se asocian de igual forma a la poca área que cubre.

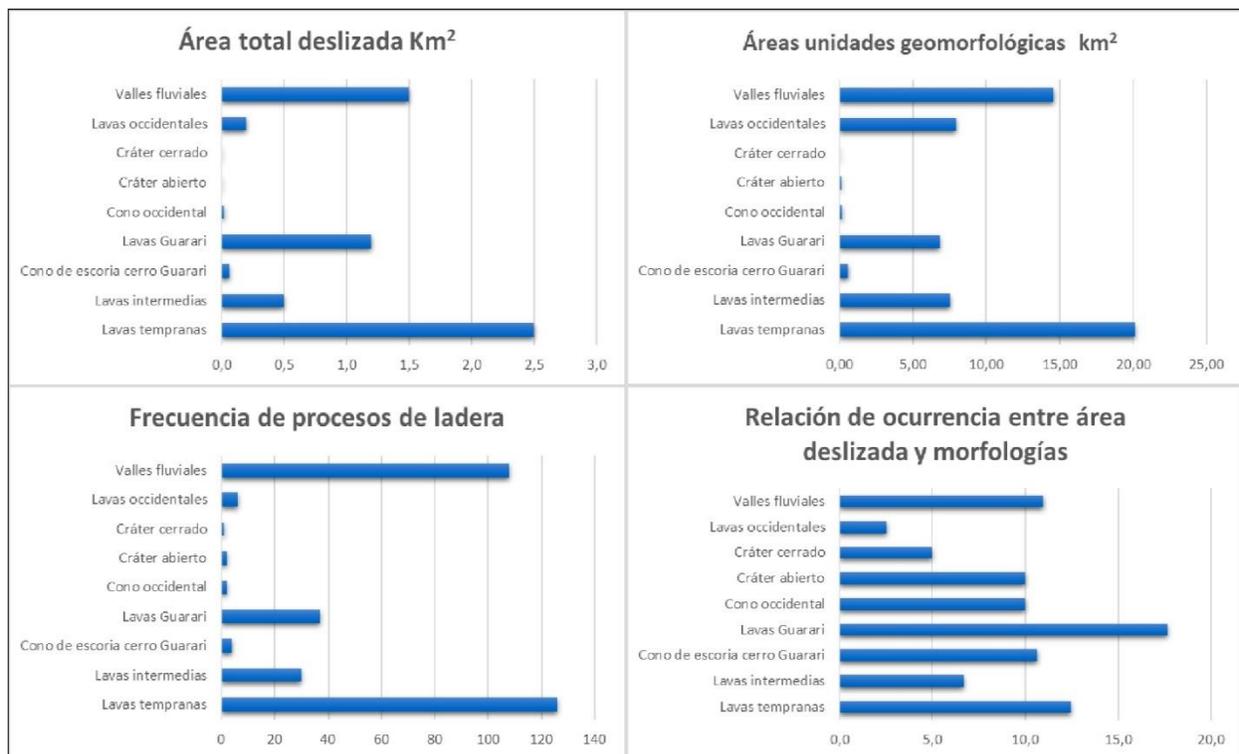


Figura 62: Gráficos representativos de la relación entre los procesos de remoción en masa y las unidades geomorfológicas.

La unidad Lavas Tempranas se correlaciona a una serie de flujos basálticos a basálticos-andesíticos del Pleistoceno medio que afloran al oeste del área de estudio, generalmente con buen

grado de conservación, los cuales según el mapa geológico Anexo 1 (Bermúdez) se encuentran cubiertos en su gran mayoría por tefras meteorizadas e inconsolidadas asociadas a la unidad Porrosatí.

La unidad Lavas asociadas al Cerro Guararí, a nivel de geología llevan el mismo nombre, este emplazamiento tiene una edad Pleistoceno superior, su composición es andesítica con buena conservación del sustrato, sin embargo, está sobreyacido por piroclastos de su última etapa eruptiva, así como las tefras meteorizadas de Porrosatí. De la misma manera, las Lavas intermedias tienen esta misma cobertura piroclástica y es sobre la cual se desarrollan los procesos de remoción en masa, esta última unidad se correlaciona al miembro Los Bambinos Inferior de edad Pleistoceno. Tanto los valles fluviales como conos y cráteres, su condición de fuertes inclinaciones en las márgenes hace que las interstratificaciones de piroclastos y suelo sean susceptibles al movimiento gravitacional.

En cuanto a la región oriental, la ocurrencia de estos eventos fue menor que el resto del área de estudio, en la Figura 62 se evidencia que la unidad que concentró la mayor cantidad y relación de procesos de ladera fueron las lavas intermedias, para un total de superficie desplazada de 0,5 km². Que al igual que las anteriores, su superficie está dada por la misma secuencia piroclástica.

Por lo tanto, la inestabilidad es intrínseca a los materiales constituidos por capas piroclásticas de la unidad Porrosatí y no por el sustrato rocoso. Esto queda claro al comparar la existencia de estos procesos en la región oriental del área de estudio, donde no se reportan estos eventos en el campo de lavas recientes asociados a los conos de escorias Las Tres Marías.

Ahora bien, además del componente del sustrato, en la sección de morfometría se evidenció que las zonas con más presencia de procesos de ladera coinciden a las categorías de susceptibilidad más altas obtenidas a través del método morfométrico. En efecto, la localización de los desplazamientos coincide en su mayoría con el 76,5% de las zonas de alta ocurrencia, y 22,8% para las de media. Los índices morfométricos arrojaron que los territorios con alta frecuencia a procesos de remoción en masa hacia el centro-noroccidental, tienen una alta erosión que evidencian una red fluvial desarrollada con valles amplios y profundos en parte al arreglo espacial de las formas (contactos), altos regímenes de lluvias, rasgos estructurales y características litológicas, asimismo, coinciden con sitios donde la inclinación de las laderas es $> 20^\circ$.

A un nivel de impacto para los elementos de infraestructura, en el Anexo 5 se muestra que la red vial compuesta por las rutas nacionales 120 y 126, así como algunos caminos terciarios en el piedemonte volcánico se intersecan con algunas áreas dentro del inventario de procesos de ladera y también se extienden sobre estas unidades geomorfológicas más críticas. Por lo cual es de interés

valorar la posible aplicación de otros estudios más asociadas al ámbito de la geotecnia y escala local para definir las zonas con mayor amenaza a deslizarse.

Conclusiones

1. La estratigrafía local está integrada, de la base a la cima, por las Formaciones Colima y Tiribí, seguido por varias Unidades de la Formación Barva, incluyendo Bermúdez, Carbonal, Guararí, Los Bambinos inferior y superior, *Debris Avalanche* El Coyol, Los Ángeles, y Porrosatí; esto a partir de los trabajos de campo y fuentes bibliográficas tales como Protti (1986); Brenes, 2003; Arredondo y Soto, 2006; entre otras.
2. En el área de estudio afloran las Unidades Bermúdez, Guararí, Los Bambinos y Porrosatí. A partir de correlaciones estratigráficas con reportes de perforación de pozos del SENARA y mediante afloramientos distantes se reconocieron las Formaciones Colima, Tiribí, así como las Unidades Carbonal y Debris Avalanche El Coyol.
3. La unidad Porrosatí abarca la mayor parte del área de estudio (78%), la cual define el último evento eruptivo del Volcán Barva. Los afloramientos de las otras unidades se limitan a las márgenes de los valles de los ríos, con excepción de la Unidad los Bambinos Superior (14,9 %).
4. En la Unidad Bermúdez se incluyó a todas aquellas lavas reportadas en la literatura al sur del área de estudio posteriores a la Formación Tiribí, sin embargo, no se contó con suficiente información para realizar una subdivisión por flujos.
5. En la utilización del LiDAR y sus ortofotos de alta resolución en esta investigación fueron esenciales para la determinación de los rasgos geológicos y geomorfológicos de interés, en especial, en aquellos sitios de difícil acceso, debido a la densa cobertura vegetal, las altas tasas de precipitación, y la topografía poco accesible. Adicionalmente, la excelente calidad de los datos LiDAR permitió identificar aquellos procesos de remoción en masa que no fueron evidentes durante el trabajo de campo o mediante la fotointerpretación de imágenes aéreas de mayor escala.
6. La clasificación de las Unidades Los Bambinos Superior e Inferior, se realizó utilizando un criterio de edad relativa, gracias a la datación de un lahar entre ambas unidades descrito por Arredondo y Soto (2006). Adicionalmente, aspectos morfológicos y de campo incluidos en esta investigación, permiten evidenciar que la primera tiene una morfología clara, conservando sus rasgos primarios de formación y nulo espesor piroclástico. En contraste, la segunda aflora en los valles de los ríos y está sobreyacida por espesores de hasta 20 m de tefras.

7. Mediante la correlación de pozos de SENARA, la unidad definida como *Debris Avalanche* El Coyol descrita en la bibliografía por Méndez e Hidalgo (2004), así como Thiele y Vargas (2017), tiene continuidad en el área de estudio. En la región centro occidental, el origen de esta unidad puede ser asociado al edificio volcánico del Barva, aunque en superficie no quede clara la exposición de su estructura debido a una cubierta piroclástica reciente.
8. Se logró establecer de manera precisa tres regiones geomorfológicas a saber, zona cumbral, piedemonte volcánico superior e intermedio, esto a partir del análisis de los índices morfométricos de altimetría, inclinación, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve. Las unidades morfológicas evidencian características litológicas y de génesis comunes con las geoformas. Asimismo, el estudio de estas variables permitió establecer la intensidad de los procesos erosivos sobre la superficie del volcán, y, de manera indirecta determinar la edad relativa de las unidades presentes.
9. La aplicación de los métodos Mora-Vahrson y Morfométrico permitieron definir una categorización por grados de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa. Ambos métodos caracterizan a la región occidental estudiada con los valores más altos de amenaza, a pesar de un arreglo espacial distintivo entre los grados de inestabilidad identificados. Así, por ejemplo, las áreas de alta ocurrencia de eventos mediante el método morfométrico comprenden el 76 % del total de los procesos definidos en el inventario; de manera análoga, a través del método Mora-Vahrson modificado, el 58,6 % de este tipo de eventos coincide con un grado de susceptibilidad alto.
10. A partir de la fotointerpretación de imágenes aéreas y satelitales, LiDAR y trabajo de campo, se establecieron 324 procesos de remoción en masa. La mayor parte de estos ocurren en el sector occidental de piedemonte volcánico, asociados con depósitos no competentes de la unidad Porrosatí; interfluvios angostos con fuertes inclinaciones; altas tasas de precipitación; valles profundos y fuentes sísmicas cercanas.
11. La integración de la morfología con el modelo geológico permitió establecer: a) un modelo de la evolución del relieve local, desde las formas más antiguas (Lavas Tempranas del volcán Barva e Intermedias) hasta las más recientes (conos de escoria de la última etapa eruptiva); b) la dinámica responsable de su modificación. Lo anterior resultó en una cartografía geomorfológica de detalle que incluyó 37 formas, clasificadas en función de su génesis Endógena o Exógena.
12. Las regiones geomorfológicas Cumbre y piedemonte volcánico superior del sector oriental, son las menos susceptibles a los procesos de remoción en masa, dada la menor concentración y

profundidad de los cauces. Estas regiones se correlacionan a la existencia de un sustrato más competente a la erosión, más permeable y de génesis más reciente, incluso en presencia de fuertes pendientes, desniveles del terreno y la cobertura de piroclastos no competentes.

13. En la zona cumbral, a partir de la cartografía geomorfológica se obtuvo la delimitación de cinco conos de escorias (cuatro localizados en la cima y el otro al suroeste de esta), así como tres domos. Las estructuras endógenas más recientes corresponden con conos y domos localizados sobre la cima, en contraste con las estructuras más antiguas presentes en el piedemonte volcánico.
14. La totalidad del campo de coladas del sector oriental (Bambinos Superior) está integrado por tres fuentes de origen asociadas a los tres conos situados en la zona cumbral (“Las Tres Marías”) y un domo al sur de estos. Los primeros flujos, se clasificaron acorde con su ubicación como Oriental, Central y Occidental, mientras aquellos que sobreyacen a los primeros, se clasificaron como Lavas Asociadas al Domo Sur.
15. En general, de la totalidad del área considerada como inestable (5,93 km²), las formas que concentran la mayor cantidad de estos procesos fueron las Lavas Tempranas, las Lavas Guararí y los Valles Fluviales, que abarcan en conjunto un total del 68 % (4,1 km²) del área desplazada.
16. Esta investigación demuestra la hipótesis originalmente planteada según la cual, es posible delimitar procesos de remoción en masa mediante el desarrollo de un modelo geomorfológico detallado junto al uso de índices morfométricos del relieve. Lo anterior, permitió confirmar que efectivamente existe un comportamiento de inestabilidad marcado en la región occidental del área de estudio.

Recomendaciones

- Ampliar el estudio de la estratigrafía volcánica del Barva a través de la toma de muestras para dataciones radiométricas, con el fin de obtener una secuencia temporal más precisa.
- Esclarecer las relaciones estratigráficas propias de la Unidad Bermúdez, a partir del estudio de secciones mediante pozos y perfiles geofísicos, ya que actualmente su definición es generalizada y no se detalla en la relación entre todos sus flujos.
- En cuanto a la vertiente Caribe del Volcán Barva (área accesible), realizar estudios dirigidos a la correlación y definición de unidades, con el propósito de determinar una secuencia estratigráfica más completa.

- Realizar convenios enfocados en la adquisición de datos LiDAR o topográfica de buena calidad (uso de drones), a nivel del aparato estatal, que faciliten el estudio en campo de las geociencias para el sector Sur y Este del volcán Barva y con el fin de completar el estudio del edificio.
- Incentivar el uso de la morfometría a partir de sus índices del relieve en próximas investigaciones, como una herramienta práctica para el entendimiento de la acción de los procesos de modelado y ocurrencia de movimientos en masa.
- En una misma línea que lo anterior, se recomienda que la geomorfología para próximas investigaciones geológicas sea vista como una herramienta fundamental y de aplicación para el análisis de la estructura y evolución del relieve, así como de identificación de procesos dinámicos que modifican el paisaje.
- Implementar este tipo de investigaciones son un primer paso para el ordenamiento territorial, y a su vez como apoyo a la disminución de la vulnerabilidad de la población ante los fenómenos naturales.

Referencias

- Abarca, S., Acosta, P., Durán, M., González, C., Lücke, O., Marín, C., Vindas, A., Matamoros, R., Padilla, A., Quitanilla, E., Ramírez, C., Sandoval, M. y Vargas, C. (2006). *Tefrostratigrafía y peligro volcánico. Sectores sur y suroeste de los volcanes Barva y Poás* Cordillera Volcánica Central, Costa Rica (informe campaña geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Alcántara, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimiento del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Boletín de Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía-UNAM*, 41, 7-25
- Alfaro, A. (1913). Rocas volcánicas de costa Rica. *Boletín de Fomento, año III*, 8, 549- 555.
- Alfaro, R. (2003). *Geología de la región suroeste del cerro Guararí* (Informe Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Alvarado, G.E., (1984). *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica* (Tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Alvarado, G.E., Morales, L., Montero, W., Climent, A. y Rojas, W. (1988). Aspectos sismológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 9(1). 75-98.
- Alvarado, G.E., Kussmaul, S., Chiesa, S., Gillot, P., Appel, H., Wörner, G., y Rundle, C. (1992). Cuadro cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 151–168.
- Alvarado, R. (2003). *Cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México*. (Tesis de Licenciatura). Universidad Autónoma de México, Ciudad de México.
- Alvarado, G.E. (2011). *Volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural*. San José, Costa Rica. Editorial UNED.
- Alvarado, G.E., Soto, G., Salani, F. M., Ruiz, P., Hurtado, L., y Mendoza, D. (2011). The formation and evolution of Hule and Río Cuarto maars, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 342–356.
- Alvarado, G.E. y Gans, P. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46 (1). 7-122
- Alvarado, G.E. y Vega, A. (2013). La geomorfología de la colada de Cervantes, volcán Irazú (Costa Rica): descripción de uno de los campos de lava más grandes de América Central. *Revista Geológica de América Central*, 48 (1). 99-118.
- Arredondo, S. y Soto, G. (2006). Edad de las lavas del Miembro Los Bambinos y sumario cronoestratigráfico de la Formación Barva, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 34, 59-71.
- Arroyo, M. (2019). *Zonificación de la amenaza por deslizamiento del sector noroeste del volcán Poás, a partir de evaluación sísmica y geomorfológica* (tesis de licenciatura). Universidad Nacional, Heredia.
- Barquero, R. (2009). *El terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009*. San José, Costa Rica: RSN.
- Barahona, D. (2003): *Estudio Geológico de los alrededores del volcán Barva Flanco S-SE* (Informe Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Bergoeing, J., Brenes, L., Salas, D., y Carrillo, M. (2007). Atlas Geomorfológico de Costa Rica. San José: Instituto Costarricense de Electricidad.

- Bergoeing, J. (2007). *Geomorfología de Costa Rica*. San José, Costa Rica: Librería Francesa.
- Bergoeing, J. (2015). *Geomorphology of Central America. A Syngenetic Perspective*. Ámsterdam, Países Bajos: Elsevier
- British Geological Survey y SENARA. (1985). *Mapa hidrogeológico del Valle Central de Costa Rica escala 1:50000*. San José, Costa Rica
- Bisson, M., Behncke, B., Fornaciai, A. y Neri, M. (2009). LiDAR-based digital terrain analysis of an area exposed to the risk of lava flow invasion: the Zafferana Etnea territory, Mt. Etna (Italy). *Natural Hazards*, 50 (2), 321-334. doi: 10.1007/s11069-009-9346-7.
- Buzai, G. (2013). El mapa social de la ciudad de Luján, 2010. Modelo socioespacial basado en cluster analysis. *Tiempo y espacio*, 31.
- Bohnenberger, H. (1968). *A photogeological study of the western Central Valley, Costa Rica*. San José, Costa Rica.
- Brenes, J. (2003). *Geología y peligro volcánicos del Flanco Oeste y Suroeste del volcán Barva* (Informe Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Campos, A., Castro, L., Gazel, E. Jara, D., Montes, N., Murillo, S., Ramirez, S., Ruíz, P. y Sequira, M. (2005). *Geología, geomorfología, amenazas naturales del cantón de Poás, Alajuela* (informe de Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Crosby, I. (1945). Geología del cañón del río Virilla, en la Meseta Central Occidental de Costa Rica. *Depto. Nacional de Agricultura, Boletín Técnico*, 49 (1), 217- 231.
- Denyer, P., Kussmaul, S., y Arias, O. (1994). Estratigrafía de las rocas ígneas. En Denyer y Kussmaul. (Eds.), *Atlas Geológico Gran Área Metropolitana*. (pp. 61-70). San José, Costa Rica: Tecnológico de Costa Rica.
- Dengo, G. y Chaverri, G. (1952). Reseña geológica de la región sudoeste de la Meseta Central de Costa Rica. *Revista Universidad de Costa Rica*, 5, 313-326.
- Echandi, E. (1981). *Unidades Volcánicas de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla*. (Informe Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Fernández, M. (1969). *Las unidades hidrogeológicas y los manantiales de la vertiente norte del río Virilla*. (Tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Figueroa, J., Zamorano, J., y Salinas, S. (octubre de 2014). Análisis morfométrico y zonificación geomorfológica del Volcán de Colima, México. En N. Pineda (presidencia). *IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Congreso llevado a cabo en la Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca.
- Figueroa, E. (2016). *Cartografía geomorfológica del volcán de Colima, México* (tesis de licenciatura). Universidad Autónoma de México, Ciudad de México.
- Fornaciai, A., Behncke, B., Favalli, M., Neri, M., Tarquini, S y Boschi, E. (2010). Detecting short-term evolution of Etnean scoria cones: a LIDAR-based approach. *Bulletin of Volcanology*, 72 (10), 1209–1222. doi: 10.1007/s00445-010-0394-3
- Gutiérrez, M., Soto, D. y Alpízar, M. (2002). El clima de la subestación experimental de Fraijanes, en un ecosistema montano bajo y húmedo.

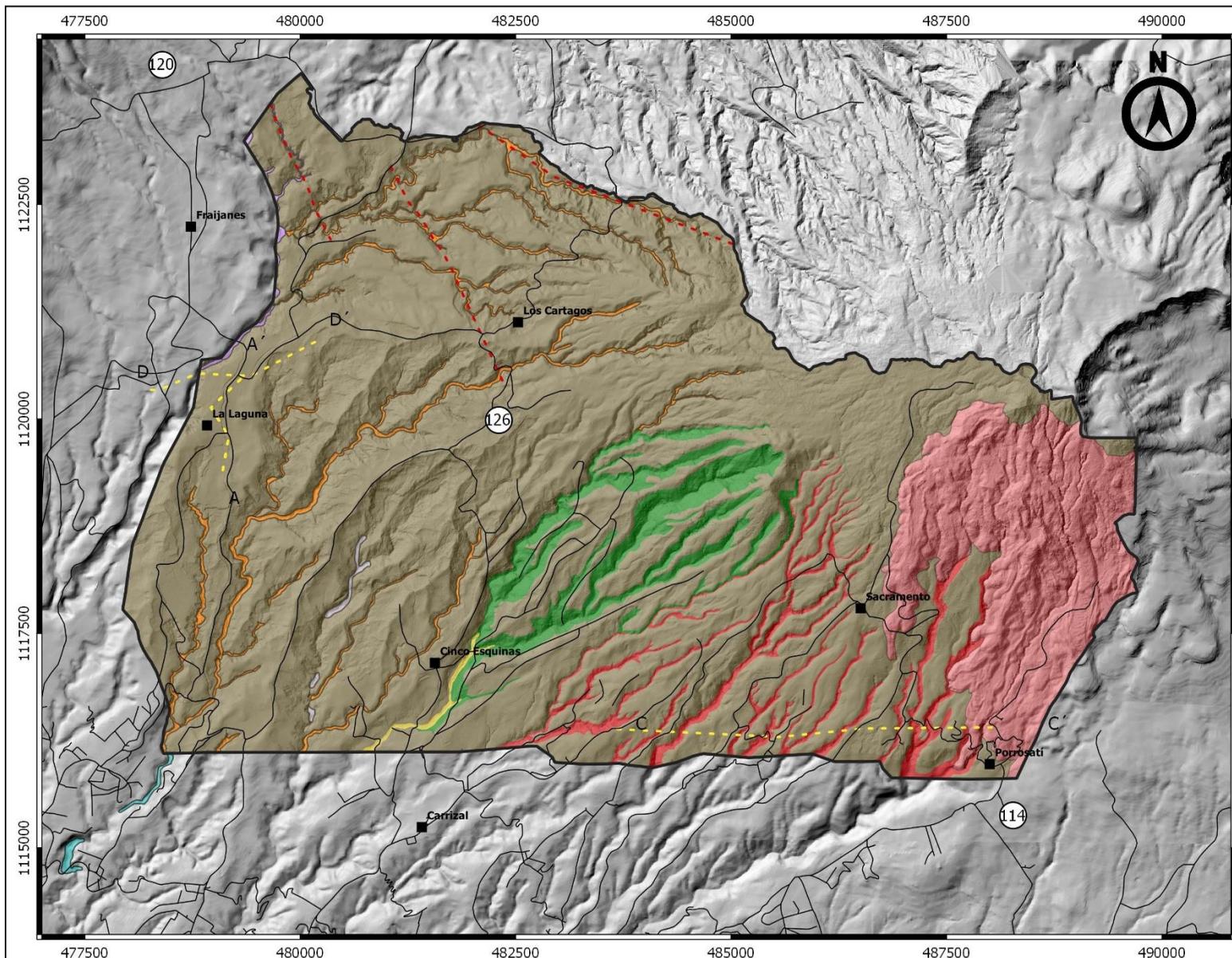
- Galindo, J., y Alcántara, I. (2015). Inestabilidad de laderas e infraestructura vial: análisis de susceptibilidad en la Sierra Nororiental de Puebla, México. *Investigaciones geográficas*, 88 (1), 122-145. doi: 10.14350/rig.43790.
- Galván, A. (2012). *Procesos de remoción en masa en la delegación Álvaro Obregón: peligros asociados y su cartografía*. Tesis. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de México, Ciudad de México.
- Haneberg, W. (2018). Lidar. En Bobrowsky P.T., Marker B. (Ed.), *Encyclopedia of Engineering Geology*. (pp.589-587). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Cham.
- Hannah, R. (2000). *Origin of the Chemical Variation in the Valle Central Tuff, Costa Rica*. (Tesis de Maestría). University of Michigan, Estados Unidos.
- Herrera, W. (1985). *Clima de Costa Rica*. Editorial Museo Nacional de Costa Rica 10 mapas, escala 1: 200.000.
- Kussmaul, S. y Sprechamann, P. (1982). Estratigrafía de Costa Rica (América Central), II: Unidades litoestratigráficas ígneas. V *Congreso Latinoamericano de Geología*. Congreso llevado a cabo en Buenos Aires, Argentina.
- Legorreta, G., y Lugo, J. (2014). Zonación de peligros por procesos gravitacionales en el flanco suroccidental del volcán Pico de Orizaba, México. *Investigaciones Geográficas*, 84 (1), 20-31. doi: 10.14350/rig.37004.
- Linkimer, L. (2008). Relationship between peak ground acceleration and Modified Mercalli Intensity in Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 38: 81-94.
- Lugo, J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Recuperado de <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/book/138>
- Lugo, H. (1991). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México. 128 págs.
- Lugo, H. (2011). *Diccionario geomorfológico*. Recuperado de <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/book/32>
- Malavassi, E. (1991): *Magma sources and crustal processes at the terminous of the Central American Volcanic Front* (tesis de Doctorado). Universidad de Santa Cruz, California.
- Méndez, J. y Hidalgo, P. (2004). Descripción del depósito de Debris Avalanche El Coyol, Formación Barva, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 30 (1). 199-202.
- Montero, W., Paniagua, S., Kussmaul, S. y Rivier, F. (1992). Geodinámica interna de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 14 (1). 1-12.
- Montero, W., Rojas, W., Boschini, I., Barquero, R., Soto, G.J., W., Alvarado, G.E., Vargas, A., Taylor, W., López, A., Climent, A., Moya, A., Peraldo, G., Redondo, C., Taylor, M. (2009). El terremoto de Cinchona. En: Barquero, R. (Ed.): El terremoto de Cinchona, 8 enero de 2009. *Informe interno*. RSN. 34-59
- Montero, W., Soto, G., Alvarado, E. y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica América Central*, 43 (1). 13-36.

- Mora, R., Mora, S. y Vahrson, W. (1992). Microzonificación de la amenaza de deslizamientos y resultados obtenidos en el área del Valle Central de Costa Rica. Escala 1:286000 Cepredenac, San José, Costa Rica.
- Mora, S. y Varhson, W. (1994). Macrozonation methodology for landslide hazard determination. *Bulletin of the Association of Engineering and Geologist*, 31 (1), 49-58.
- Morales, L. Montero, W. y Madrigal, R., (1974). El terremoto de Fraijanes de 1888 y el sistema de fallas de Alajuela: implicaciones del peligro sísmico potencial para el Valle Central Occidental. *Revista Geográfica de América Central*, 25(1), 227-238.
- Morales, D., Zamorano, J., y Quijada, I. (Octubre de 2014). Análisis morfométrico y zonificación de procesos de remoción en masa e inundaciones en Huehuetla, Puebla. *IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Congreso llevado a cabo en la Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca.
- Muñiz, J., y Hernández, V. (2012). Zonificación de procesos de remoción en masa en Puerto Vallarta, Jalisco, mediante combinación de análisis multicriterio y método heurístico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29 (1), 103-114. Recuperado de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742012000100007&lng=es&tlng=es.
- Obando, L. (2004). Mega-rasgos geomorfológicos del modelo de elevación digital, asociados al volcán Barva. *Revista geológica de América Central*. 31(1), 81-86.
- Obando, L. y Peraldo, G. (2004). *Geología, geomorfología, geotecnia, hidrogeología y consideraciones ambientales del flanco Sur del Volcán Barva*. Universidad de Costa Rica, San José.
- Orozco, E. (2007). *Zonificación climática de Costa Rica para la gestión de infraestructura vial* (Tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José.
- Peraldo, G. y Montero, W. (1994). Terremotos coloniales de Costa Rica. Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago.
- Pérez, W. (2000). *Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 Ma) del Valle Central de Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Pérez, W., Alvarado, G.E. y Gans, P.G., (2006). The 322 ka Tiribí tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in the Valle Central, Costa Rica. *Bulletin of Volcanology*, 69, p. 25-40.
- Porras, H., Cascante, M, Granados, R. y Alvarado, G. (2012). Volcano-estratigrafía y tectónica del Valle Central Occidental y las estribaciones de los Montes de Aguacate a lo largo de la Ruta 27, Costa Rica. – *Revista Geológica de América Central*, 47, 69 -93.
- Protti, R. (1986). Geología del flanco sur del volcán Barva. *Boletín de Vulcanología*. UNA, 17, p. 23-31.
- Protti, H., Cascante, M., Granados, M. y Alvarado, G.E. (2012). Volcano-estratigrafía y tectónica del Valle Central Occidental y las estribaciones de los Montes de Aguacate a lo largo de la Ruta 27, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 47(1). 69-93
- Quesada, A. (2016). *Peligros geomorfológicos: Inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del Río General, Pérez Zeledón, Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Quesada, A., y Barrantes, G. (2017). Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera. *Investigaciones Geográficas*, 94. doi: 10.14350/rig.57318.

- Quesada, A. y Feoli, S. (2018). Comparación de la Metodología Mora-Vahrson y el Método Morfométrico para Determinar Áreas Susceptibles a Deslizamientos en la Microcuenca del Río Macho, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 61, 17-45.
- Quijada, I., Zamorano, J., y Salinas, S. (octubre de 2014). Análisis morfométrico y peligros asociados a inundaciones y procesos gravitacionales en la Zona Metropolitana de Monterrey, Nuevo León. *IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Congreso llevado a cabo en la Universidad Autónoma del Estado de México, Toluca.
- Rojas, J. (2003). *Estudio geológico integrado del sector sur del Roble, Heredia, Costa Rica* (Informe Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Rojas, V., Barahona, D., y Alvarado, G. (2017). Geomorfología y petrografía de la colada Ángeles y del cono Monte de la Cruz, volcán Barva, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 56 (1), 17-35.
- Romanes, J. (1912). Geology of part of Costa Rica. *The Quarterly Journal of the Geological Society*, 68 (1), 103-139.
- Ruíz, P., Gazel, E., Alvarado, G. E., Carr, M. J. y Soto, G. J. (2010). Caracterización geoquímica y petrográfica de las unidades geológicas del macizo del volcán Poás, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 37-66.
- Ruiz, P. (2012). *Reconstruction of the Paleo and Neo Stages of Poás and Turrialba Volcanoes, Costa Rica: Competing Processes of Growth and Destruction* (Tesis Doctorado). Rutgers University, New Jersey, Estados Unidos.
- Ruiz, P., y Soto, G. (2014). *Preparación del mapa de susceptibilidad a deslizamientos utilizando imágenes lidar en los Cerros de Escazú, cantones Aserrí, Desamparados, Alajuelita, Santa Ana y Escazú*. Recuperado de <https://www.cne.go.cr/index.php/prevenie-desastres-menuprincipal-93/investigaciones-sobre-riesgos>
- Ruiz, P., Garro, J. y Soto, G. (2014). El uso de imágenes LiDAR en Costa Rica: Casos de estudio aplicados en geología, ingeniería y arqueología. *Revista Geológica de América Central*, 51 (1), 7-31. doi: 10.15517/rgac.v51i1.16849.
- Schaufelberger, P., (1931). Apuntes de Geología 3: Sobre cráteres parásitos del macizo volcánico. *Estudios*, 3: 1-11.
- Schaufelberger, P. (1935): Un estudio elemental sobre la geología de Costa Rica. *La Escuela Costarricense* 1-3, San José.
- Schmidt, V. (2010). Avances para estudios del riesgo a escala regional y local: Aplicación América Central y la bahía de Cádiz (Sur de España) (Tesis doctoral). Cataluña, España: Universidad Politécnica de Catalunya.
- Selby, M. (1993). *Hillslope materials and processes*. Editorial. Oxford University Press, Oxford.
- Siebert, L., Alvarado, G.E., Vallance, J.W. y van Wyk de Vries, B. (2006). Large-volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards. En Rose, W.L., Bluth, G.J., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L.C. y Vallance, J.W. (Eds.), *Volcanic hazards in Central America*. pp. 1-26. Estados Unidos.
- Solano, J. (1992). *Características Básicas del Período Seco en la Vertiente del Pacífico de Costa Rica* (tesis de licenciatura). Universidad Nacional de Costa Rica, Heredia.

- Solano, J y Soto, G. (2020). Geología, estratigrafía, evolución y mapa del macizo volcánico del Barva. Trabajo presentado en el IV *Congreso Geológico UCR*, San José, Costa Rica.
- Solano, J. y Villalobos, R. (2001). Aspectos fisiográficos aplicados a un bosquejo de regionalización geográfica climática de Costa Rica. Instituto Meteorológico Nacional, San José.
- Soto, G. (s.f). *Geología y Volcanología del volcán Turrialba*. Recuperado de <https://www.cne.go.cr/CEDO-CRID/pdf/spa/doc912/doc912.htm>
- Soto, G. (1994). Volcanología física. En Denyer, P. y Kussmaul, S. (Eds), Atlas Geológico Gran Área Metropolitana. San José, Costa Rica.
- Soto, G.J. (1999). Geología Regional de la Hoja Poás (1:50 000). En Alvarado, G.E. y Madrigal, L.A. (Eds.), *Estudio Geológico-Geotécnico de Avance a la Factibilidad*. San José, Costa Rica.
- Simonov, Y. (1985). Análisis morfométrico. En Quesada, A. (2016) (Ed.), *Peligros geomorfológicos: Inundaciones y procesos de ladera en la cuenca alta del Río General, Pérez Zeledón, Costa Rica*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Stuiver, M. y Reimer, P. (2006). CALIB 5.1.0 beta. Recuperado de <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.
- Thiele, K. y Vargas, A. (2017). *Actualización volcanoestratigráfica del piso del Valle Central, de Costa Rica, específicamente la denominada Formación Colima y sus miembros* (tesis de licenciatura). Universidad de Costa Rica, San José
- Vargas, C. (2003). *Geología integral del flanco SW del volcán Barva, (Carrizal, El Roble y alrededores)* (Informe. Campaña Geológica). Universidad de Costa Rica, San José.
- Vargas, C. y Acosta, P. (2007). Tephrostratigraphy and volcanic hazards for the upper part of Barva volcano, Costa Rica. *Workshop to Integrate Subduction Factory and Seismogenic Zone Studies in Central America*. Congreso llevado a cabo en la ciudad de Heredia, Costa Rica.
- Velázquez, G. y Celemín, J. (2011). Elaboración y aplicación de un índice de calidad ambiental para la región de Cuyo, Argentina, 2010. *Cuadernos Geográficos*, 49 (2), 179-197.
- Terzaghi, K. (1950). *Mechanisms of landslides*. *Geological Society of America*, 83-123.
- Wald, D., Quintoriano, V., Heaton, T. y Kanamori, H. (1999). Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, 15: 557-564.
- Williams, H. (1952). Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. *Bulletin of the Department of Geological Sciences*. 29 (1). 145-180.
- Zamorano, J. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México* (en ruso). Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M.V., Lomonosov

Anexo 1. Mapa geológico local



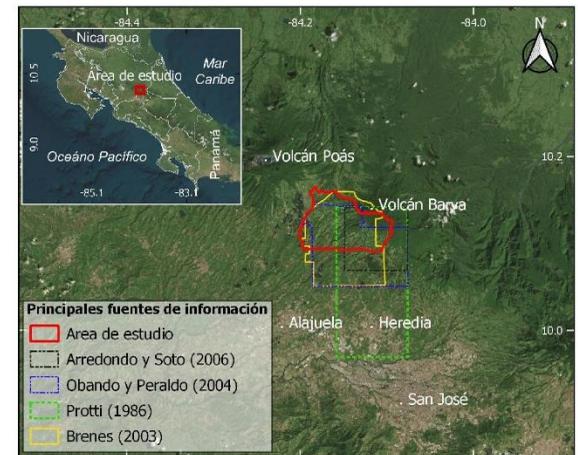
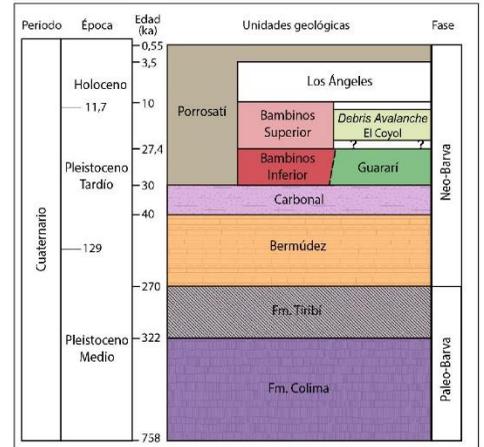
Mapa geológico local

Leyenda

- Área de estudio
- Carreteras
- Secciones estratigráficas
- Lineamientos

Unidades Geológicas

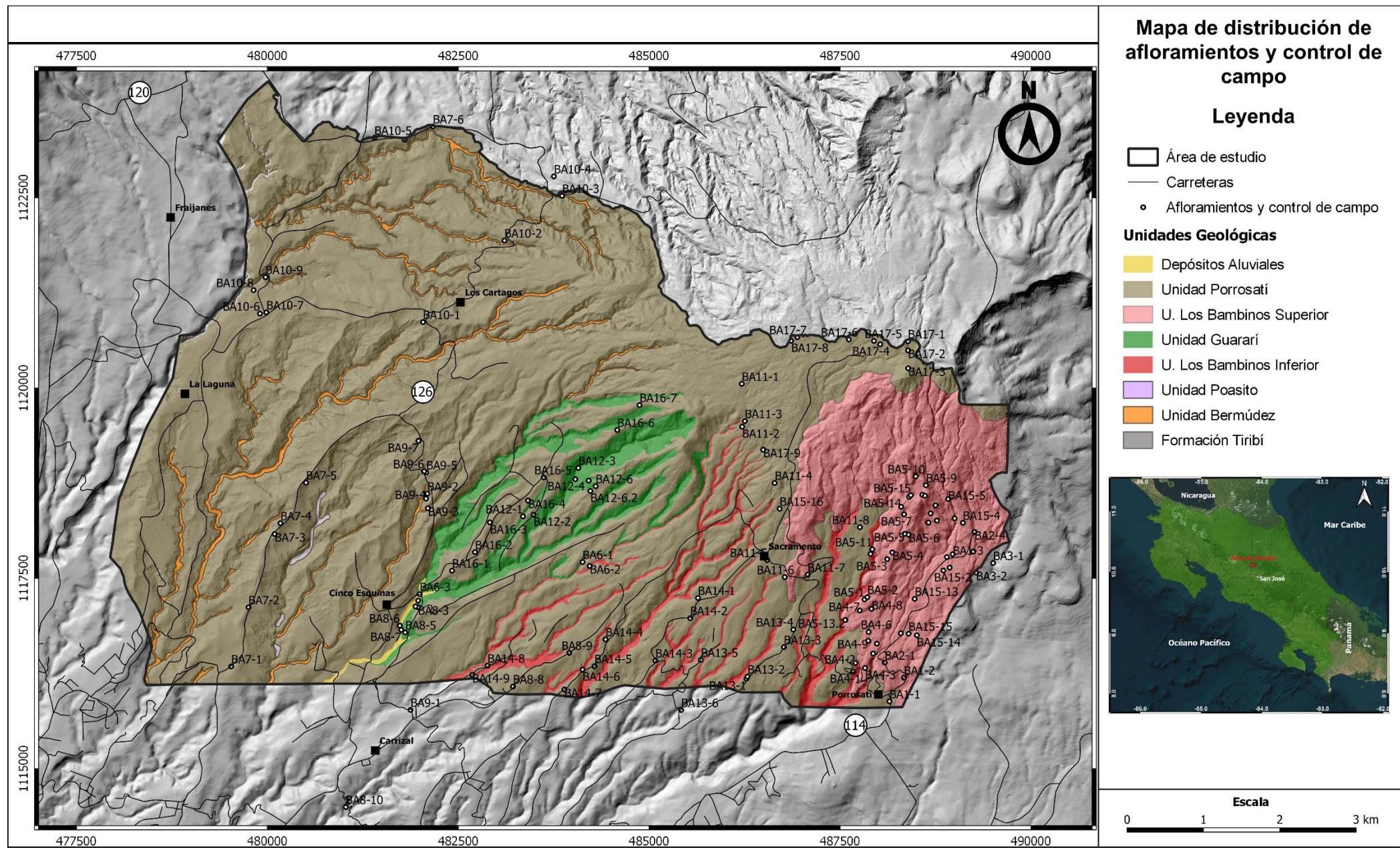
- Depósitos Aluviales
- Unidad Porrosati
- U. Los Bambinos Superior
- Unidad Guararí
- U. Los Bambinos Inferior
- Unidad Poasito
- Unidad Bermúdez
- Formación Tiribí



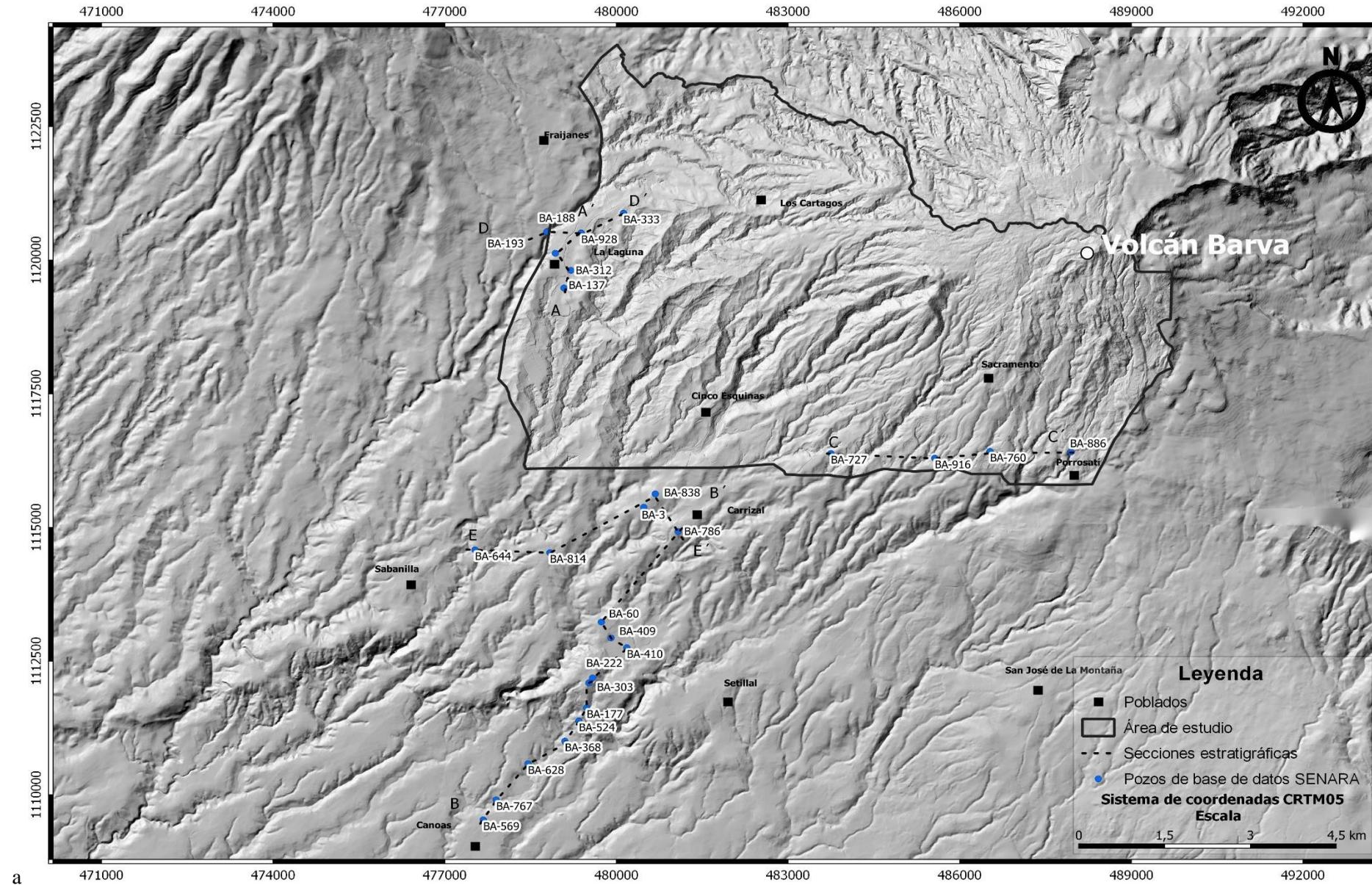
Fuentes vectoriales:
 ICE (2009); Atlas Digital de Costa Rica ITCR (2014)
 Proyección CRTM05 DATUM WGS 84
 Elaborado por Sebastián Carmona A.



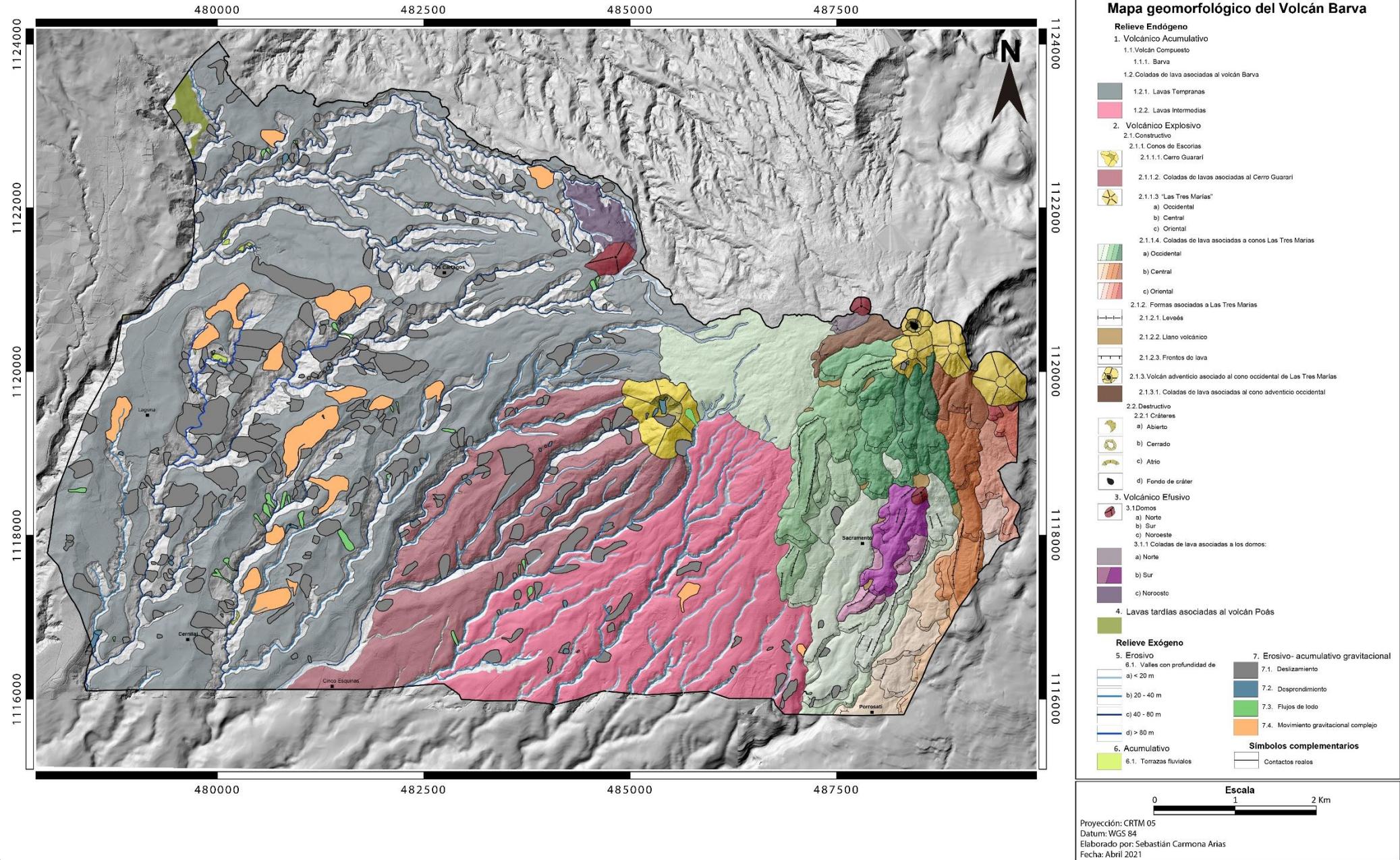
Anexo 2. Mapa de distribución de afloramientos



Anexo 3. Mapa de secciones estratigráficas y pozos



Anexo 4. Mapa geomorfológico



a

Anexo 5. Mapa geomorfológico con elementos viales

