The background of the entire page is a grayscale photograph of a large handprint carved into a rock surface. The handprint is the central focus, with its fingers spread and palm facing forward. The rock surface shows some texture and shadows, giving it a three-dimensional appearance.

Universidad de Costa Rica  
Facultad de Ciencias Básicas  
Escuela Centroamericana de Geología

# **MODELO GEOLÓGICO DEL CUADRANTE TAPANTÍ, COSTA RICA.**


**Tesis para optar por el grado de Licenciatura en Geología**

**Dennis Sojo Rivera**

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

Octubre, 2015

Tesis sometida y aceptada por el tribunal del trabajo final de graduación como requisito para optar por el grado académico de licenciado en geología.




---

Dr. Percy Denyer Chavarría  
Director



---

Dr. Guillermo Alvarado Induni  
Codirector



---

M.Sc. Rolando Mora Chinchilla.  
Presidente del Tribunal



---

M.Sc. Giovanni Peraldo H.  
Lector



---

Dennis Sojo Rivera  
Candidato

## **Agradecimientos**

A los miembros del tribunal asesor de este trabajo, el Dr. Percy Denyer por confiar en mí para llevar adelante esta tarea y por apoyarme como director del proyecto. Al Dr. Guillermo Alvarado y al Dr. Olman Arias por sus tantos consejos y su apoyo, por motivarme a sacar adelante este trabajo. Igualmente quiero agradecer al Dr. Esteban Gazel por la oportunidad que me brindó para realizar una pasantía en el laboratorio de Geoquímica del Instituto Politécnico de Virginia, y a la estudiante de doctorado Pilar Madrigal quien me ofreció su ayuda durante el trabajo de laboratorio. Al proyecto de investigación 830-B0-242 "Fortalecimiento a la investigación estratigráfica y tectónica", el cual me dio soporte económico para la realización de la tesis. A don Roberto Protti, por sus consejos y enseñanzas durante todo el periodo en que estuve trabajando en la tesis. También agradezco a don Walter Montero y Wilfredo Rojas por sus consejos y observaciones y por permitirme participar como asistente en sus investigaciones de la actividad neotectónica de la falla Navarro.

A la Comisión Nacional de Emergencias (CNE) por medio del M.Sc. Lidier Esquivel, quien me apoyó con el préstamo de vehículo para el trabajo de campo, insumo clave para la ejecución de este. Al personal del Parque Nacional Tapantí, por brindarme el permiso de trabajar dentro del mismo. Al personal del ICE, especialmente a la Ing. Geol. Cristina Castanedo por permitirme el acceso al proyecto Río Macho y por dejarme analizar los núcleos de perforaciones realizadas en el cuadrante Tapantí. Al personal de la ECG, Patrik Durán, Giovanni Peraldo y Lolita Campos por sus valiosos consejos, a Sergio Hernández, Ramiro García y Clara Fernández, por su disposición a colaborar.

Finalmente agradezco a mis amigos de clase, José Manuel Rodríguez, Arístides Alfaro, Alejandro Montero, David Araya y Ariadna Mesén, por su compañía durante algunas giras y por el tiempo que me regalaron para discutir varios de los temas de este trabajo. A mis primos Maycol, Fabián y Alberto, por acompañarme durante tantas giras, a mi tío Rodolfo, mi hermana Rosa y mi hermano Luis, por prestarme sus vehículos para realizar algunas de las giras.

## ÍNDICE

Introducción .....	1
Justificación.....	3
Objetivos .....	4
Objetivo general.....	4
Objetivos específicos .....	4
Antecedentes Generales .....	5
Metodología .....	6
Aspectos regionales .....	8
Geología del Cuadrante Tapantí .....	10
Formación Pacacua .....	13
Formación Peña Negra .....	18
Formación San Miguel .....	23
Formación Coris .....	26
Intrusivo de Dota-Candelaria .....	29
Formación La Cruz.....	31
Intrusivo de Tapantí.....	37
Formación Grifo Alto .....	40
Formación Doán.....	42
Formación Suretka .....	46
Formación Paraíso .....	47
Formación Ujarrás.....	50
Formación Cervantes .....	52
Depósitos de coluvios .....	55
Abanicos aluviales.....	55
Aluvión .....	55
Geoquímica .....	56

Rocas Volcánicas .....	58
Rocas Plutónicas.....	68
Geología estructural .....	71
Zona de plegamiento Orosi-Patarrá .....	72
Anticlinales .....	72
Sinclinales .....	73
Fallas .....	74
Fallas con orientación NE-E.....	75
Fallas con orientación N-NW .....	77
Fallas con orientación N-S.....	78
Basculamiento de Paraíso .....	79
Historia Geológica .....	80
Discusión y Conclusiones .....	83
Referencias .....	87

## Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación del cuadrante Tapantí. Modificado de Denyer et al. (2013) y Montero (2003) .....	1
Figura 2. Ubicación de los cuadrantes cercanos al Tapantí .....	8
Figura 3. Modelo simplificado de la región de estudio.....	9
Figura 4. Elementos geológicos del Cuadrante Tapantí y afloramientos observados.....	10
Figura 5. Columna estratigráfica del cuadrante Tapantí .....	11
Figura 6. Estratos correspondientes a la parte media de la secuencia de estratos de la Formación Pacacua. Coordenadas 551077-199948 .....	13
Figura 7. Estratos correspondientes a la parte superior de la secuencia de estratos de la Formación Pacacua. Coordenadas 549361- 199790 .....	14
Figura 8. Unidad media, Formación Peña Negra. Camino que conduce al embalse El Llano, 551490-195610 .....	19
Figura 9. Afloramiento de la unidad superior de la Formación Peña Negra. Tajo La Chilena, 547623-200650.....	19

Figura 10. Formación San Miguel. Tajo La Chilena. ....	24
Figura 11. Afloramiento tipo de la Formación Coris. Cuadrante Tapantí, 548180-198100	27
Figura 12. Tajo El Volcán, Formación La Cruz (Basaltos y tobas color rojizas).....	32
Figura 13. Detalle de las peperitas en el tajo El Volcán .....	35
Figura 16. Paisaje desarrollado en la Formación Grifo Alto. La Lucha .....	40
Figura 14. Formación Doán. Puente sobre el río Reventazón, Fajardo.....	42
Figura 15. Contacto de la Formación Doán con la Formación Paraíso .....	45
Figura 17. Formación Paraíso (0,59 Ma.), diaclasas rumbos N20°W,80° y N40°E,75° . ...	47
Figura 18. Cobertura laterítica, Formación Paraíso, cerca de Las Cóncavas .....	48
Figura 19. Formación Ujarrás. Paleoaluvión del río Reventazón.....	50
Figura 20. Formación Cervantes. Cercanías del poblado de Boquerón, cuadrante Istarú	53
Figura 21. Aluvión del río Reventazón en las cercanías de Tapantí.....	55
Figura 22. Diagrama Irvine & Baragar (1971). Nótese la diferenciación que existe entre las muestras de la Formación La Cruz e Indiferenciado con respecto a las rocas de la formación Grifo Alto, Doán y Paraíso. *Fe <sup>+3</sup> .....	59
Figura 23. Diagrama Peccerillo & Taylor (1976).....	60
Figura 24. Diagrama Álcalis Totales/Sílice (TAS) para la clasificación geoquímica de las rocas aflorantes en el cuadrante Tapantí .....	61
Figura 25. Diagramas de variación de elementos mayores utilizando MgO como índice de diferenciación .....	62
Figura 26. Diagrama de variación de elementos traza seleccionados utilizando MgO como índice de diferenciación .....	63
Figura 27. Razones promedio Zr/Nb vs. Ba/La, nótese que el aporte de fluidos de la placa subducida aumenta a la derecha .....	64
Figura 28. Razones promedio La/Yb vs. Ba/La .....	65
Figura 29. Razones promedio U/Th vs. Ba/La.....	65
Figura 30. Diagramas Araña normalizados a condrito (Sun & McDonough, 1989).....	66
Figura 31. Razón La/Yb para las muestras analizadas .....	67
Figura 32. Relación Sr/Y vs. Y, donde un enriquecimiento en la relación Sr/Y corresponde con una tendencia adakítica (Defant et al., 1991) .....	67
Figura 33. Diagrama Álcalis Totales/Sílice (TAS) para la clasificación geoquímica de las rocas intrusivas aflorantes en el cuadrante Tapantí, correspondientes a rocas asociadas al intrusivo de Dota-Candelaria (10 Ma.) y al intrusivo de Tapantí (4,5 Ma.) .....	68

Figura 34. Diagrama Irvine & Baragar (1971). Nótese la diferencia entre los grupos de roca. ....	69
Figura 35. Diagramas Araña normalizados a condrito (Sun & McDonough, 1989).....	70
Figura 36. Estructuras y sismos del cuadrante Tapantí. solamente se tomaron en cuenta sismos Mw mayor a 3, reportados por más de 8 estaciones sísmicas, un rm menor a 1 y una profundidad menor a 7 km. Fuente RSN.....	71
Figura 37. Modelo simplificado de la región (según Figura 3) de estudio. Basado en datos del presente trabajo, Fernández (1987), Denyer & Arias (1991) y Denyer & Alvarado (2007) .....	80

### **Índice de Cuadros**

Cuadro 1. Petrografía de la Formación Pacacua .....	16
Cuadro 2. Petrografía de la Formación Peña Negra .....	20
Cuadro 3. Resultados del procesamiento paleontológico.....	21
Cuadro 4. Petrografía del I. de Dota-Candelaria .....	30
Cuadro 5. Petrografía de la Formación La Cruz.....	34
Cuadro 6. Petrografía del Intrusivo de Tapantí.....	38
Cuadro 7. Petrografía de la Formación Doán.....	44
Cuadro 8. Petrografía de la Formación Paraíso .....	49
Cuadro 9. Resumen de los resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza (ppm) y mayores (%) .....	56
Cuadro 10. Continuación resumen de los resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza (ppm) .....	57
Cuadro 11. Comparación entre los aportes del presente trabajo y los realizados por Berrangé & Wittaker (1977) .....	83

## RESUMEN

El área de estudio se ubicada en la región central de Costa Rica y es conocida como cuadrante *Tapantí3445-III*, con una extensión de 500 km<sup>2</sup>. La región forma parte del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), el cual es producto de la interacción de la cordillera de Coco (proveniente del punto caliente de las Islas Galápagos) y la región oeste de la microplaca Panamá. Metodológicamente se trabajó obteniendo los datos mediante técnicas convencionales de cartografiado geológico, con un total de 132 afloramientos analizados, de los cuales se seleccionaron algunos sitios de toma de muestras de roca para la ejecución de 18 análisis para determinar concentraciones de elementos mayores y traza por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de Masas (LA-ICP-MS). En general se determinó que los sedimentos de la cuenca de Candelaria representan las rocas más antiguas de las estudiadas, se encuentran en un 20% del área de estudio, representados por las formaciones Pacacua, Peña Negra, San Miguel y Coris, con un rango de edad de Mioceno Inferior a Mioceno Superior. Los primeros eventos ígneos se ven evidenciados durante el Oligoceno al Mioceno, por medio del arco volcánico Oligoceno-Mioceno Superior (Formación La Cruz y clastos volcánicos dentro de la Formación Pacacua) y el Intrusivo de Dota-Candelaria (intrusivo del Mioceno Superior), representan un 30% del área de estudio. Posterior al arribo de la cordillera de Coco, se desarrolló un nuevo periodo de actividad ígnea (arco volcánico del Plioceno), el cual está representado por las Formaciones Grifo Alto, Doán e Intrusivo de Tapantí (evento intrusivo del Plioceno). Dicho periodo presenta un rango de edad de 6 Ma a 4,2 Ma y representa un 30% del área. Finalmente, se desarrolla el arco volcánico actual, el cual está representado por las Formaciones Paraíso y Cervantes, con un rango de edad entre los 0,6 Ma y 0,03 Ma y se extienden en un 7% del área de estudio, mientras que los sedimentos recientes representan un 13 %. Desde el punto de vista geoquímico se evidenció que el magmatismo del área presenta un cambio fuerte en su composición hacia los 10 - 6 Ma, lo cual se expresa por medio del enriquecimiento de K y Si, y los cambios en la concentración de U, Sr, Ba, La, entre otros. Dicho cambio se da simultáneo con el arribo de la cordillera de Coco a la Fosa Mesoamericana y es reflejado en la región por medio del arco volcánico del Plioceno, el evento intrusivo del Plioceno (Intrusivo de Tapantí) y el arco volcánico actual. Por otra parte, según los altos valores en las concentraciones de La, Sr y Yb, se asocian a las rocas de la Formación Doán a rocas con tendencia adakítica. Finalmente, el modelo estructural sugiere la existencia de dos episodios de deformación a partir del Mioceno Superior y hasta la actualidad; el primero ocurrió durante el periodo comprendido entre el Mioceno Superior y el Plioceno y produjo la zona de plegamiento Orosi-Patarrá mientras que el segundo corresponde con la instauración del CDCCR, probablemente desde el Plioceno hasta la actualidad, conformado por fallas sinestrales con orientación NE y dextrales con orientación NW.

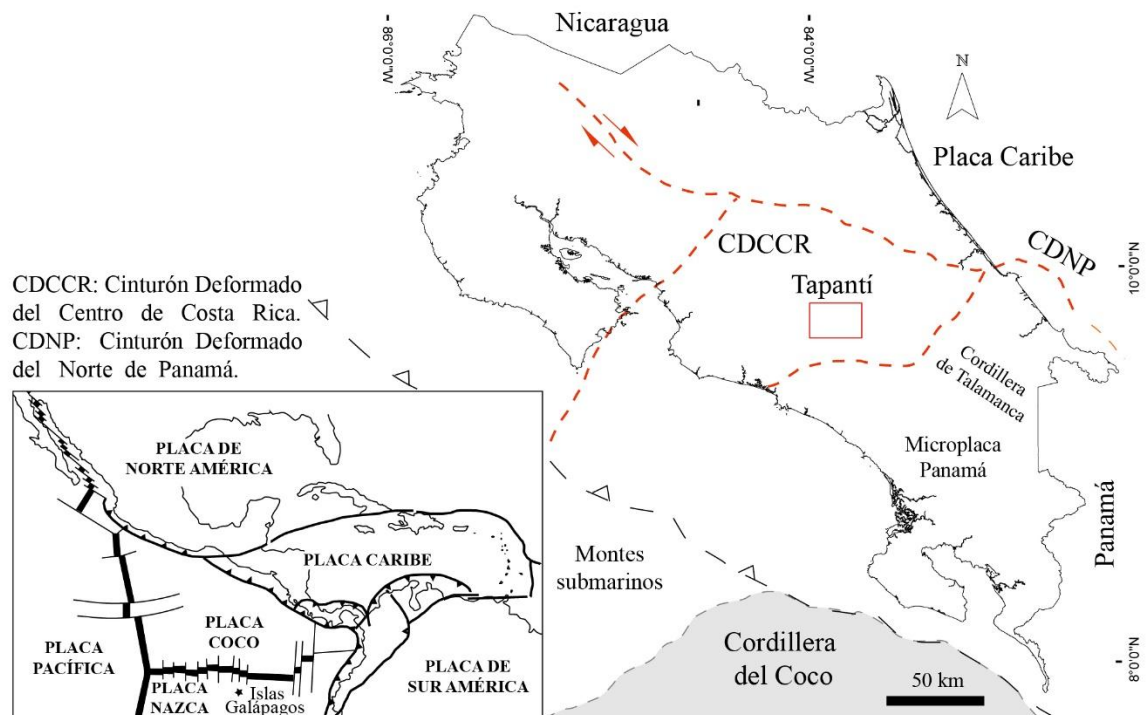


## INTRODUCCIÓN

El cuadrante Tapantí se encuentra situado en la parte central del país (Figura 1), y se identifica como cuadrante *Tapantí3445-III*. Recibe su nombre debido a que dentro de su área se encuentra ubicado un área boscosa con dicho nombre, la cual desde 1982 fue declarada como Parque Nacional Tapantí.

Forma parte de la cordillera de Talamanca y es atravesada por la divisoria continental de aguas, presentando ríos y afluentes que drenan hacia el Caribe y hacia el Pacífico; de hecho, gran parte de esta divisoria fue utilizada para trazar parte de la carretera Interamericana Sur. Su punto más alto se presenta en la localidad de Madreselva, con una cota de 2852 m.s.n.m., mientras que su punto de menor elevación se localiza en las cercanías del embalse de Cachí, a una cota de 990 m.s.n.m.

En general, el terreno presenta características agrestes, con un relieve pronunciado y un clima lluvioso, donde la estación meteorológica Taús ha registrado precipitaciones anuales promedio de más de 8000 mm y una temperatura promedio de 22°C, por lo que el trabajo de campo se vio complicado en algunas ocasiones. Sus ríos principales son el Grande de Orosi y el Reventazón, los cuales drenan hacia el Caribe.



**Figura 1. Ubicación del cuadrante Tapantí. Modificado de Denyer et al. (2013) y Montero (2003)**

Por otra parte, las fuertes pendientes, que alcanzan hasta los 65°, son una consecuencia de las diferencias litológicas y las estructuras tectónicas recientes, además del hecho que es una región en constante ascenso (Miyamura, 1975), como resultado de los efectos isostostáticos de masas magmáticas de composición intermedia-ácida, dominada por dioritas y granodioritas.

Las litologías aflorantes tienen un rango de edad desde el Mioceno al presente, siendo las rocas más jóvenes de menos de cien mil años (Alvarado & Gans, 2012). Las rocas con mayor antigüedad corresponden con sedimentos neríticos, que se asocian con dos orígenes: al NW corresponden con la continuidad oriental de la cuenca de Candelaria y al S con los sedimentos continentales de la cuenca de Limón Sur. Se interpreta que el desarrollo de dichas cuencas se dio paralelamente a la evolución del arco volcánico del Oligoceno-Mioceno (tal como se expondrá más adelante). Posteriormente, el magmatismo se vio impulsado por el arribo de la cordillera del Coco, con lo que se instauró el arco volcánico del Plioceno y se emplazó el Intrusivo de Tapantí. Tal proceso culmina con la instauración del arco volcánico actual y la depositación de sedimentos continentales.

El ambiente tectónico regional está primeramente determinado por la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe, impulsada por el centro de dispersión Pacífico E y el centro de dispersión Coco-Nazca. La corteza oceánica derivada de este último centro de dispersión se encuentra contaminada con la firma geoquímica del punto caliente de Galápagos (Figura 1). La cordillera del Coco se subduce al S de Costa Rica y debido a su "boyancia" hace que la subducción en esa área cambie de grado de inclinación, tasa de deslizamiento y temperatura. Dichos cambios se ven reflejados en la evolución geoquímica y estructural de la región.

Hasta el momento se ha considerado que la corteza bajo el territorio costarricense es anómala (Vogel et al., 2004, Vogel et al. 2007), por lo cual, recientemente Gazel et al. (2015) concluyen que dichos cambios son parte de un proceso de continentalización cortical, lo cual se ve reflejado en las características geoquímicas, por lo que el área de estudio forma parte del continente más joven del planeta.

Finalmente, la región de Tapantí se encuentra en lo que Montero (2003) define como el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) (Figura 1).

## JUSTIFICACIÓN

Costa Rica está seccionado en 133 hojas topográficas 1: 50.000, de las cuales se han publicado como mapas geológicos completos solamente 35, lo que representa solo un 26% del área total del país.

Dentro de este marco de necesidad de cartografía geológica básica, para la planificación y material base para los tomadores de decisiones, se consideró la imperiosa necesidad de presentar el mapa geológico del cuadrante Tapantí, el cual contiene varios elementos relevantes desde un punto de vista geológico, y que tienen un importante impacto para la sociedad. Por ejemplo, una parte de este territorio está ocupada por el Parque Nacional Tapantí, también existen tres proyectos de generación eléctrica y una de las tomas de agua potable más importante del país, así como varios reservorios de recursos para la minería no metálica, además varias rutas de carreteras nacionales, entre ellas la Carretera Interamericana, y varios asentamientos de poblados importantes como lo es Orosi, motor de una parte del desarrollo turístico del país.

Sin embargo, no existe un mapa y modelo geológico actualizado para este territorio, por lo que el principal obstáculo que encuentra el geólogo y tomador de decisiones al trabajar en el área es que la información muchas veces no está unificada, y en algunos casos es contradictoria. Es por tanto que surge la necesidad de adquirir información geológica actualizada, la cual asegure certeza en los elementos geológicos para los tomadores de decisiones e investigadores. Con este trabajo se genera conocimiento acerca de la historia geológica del lugar, así como determinar gráficamente las variaciones geológicas de un lugar a otro, estableciendo así un modelo geológico.

Por otra parte, al área de estudio se encuentra afectada por fallas importantes, como lo son la Navarro y la Orosi. Estas fallas han generado terremotos (Montero, 2013), morfologías sobresalientes como lo son algunos valles y abanicos aluviales, justamente donde se encuentran asentados varios poblados importantes como Orosi, Cachí, Navarro, Ujarrás, Loaiza y Río Macho. El trazado de estas fallas formó parte de los objetivos de este trabajo. Finalmente, desde un punto de vista paleogeográfico es muy importante clarificar los límites de las cuencas del Pacífico y el Caribe, lo cual se trata de argumentar, así como aportar datos sobre la geoquímica y petrográficas del magmatismo del Plioceno al presente.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo general**

Establecer un modelo geológico para el cuadrante Tapantí, que proporcione información geológica coherente y actualizada, que pueda ser usada en la planificación territorial, gestión del riesgo e historia natural, además de contribuir al acervo geológico del país.

### **Objetivos específicos**

- a. Desarrollar un modelo estratigráfico para el área de estudio por medio del cartografiado geológico y ensayos de laboratorio, el cual muestre parte de la historia geológica del área.
- b. Determinar y caracterizar el límite entre las cuencas de Candelaria, Limón Sur y Terraba por medio del reconocimiento de campo y cartografiado geológico, para mejorar el conocimiento acerca de la evolución geológica y sedimentológica entre ambas cuencas.
- c. Establecer un modelo estructural que permita detallar a los sistemas de fallas presentes en el área, para explicar algunas de las relaciones estratigráficas.
- d. Estudiar la génesis de la Formación Doán y hacer un análisis comparativo en cuanto a su edad y relaciones con otras formaciones aflorantes en el área de estudio, por medio del cartografiado geológico y análisis geoquímico, para mejorar la comprensión respecto a estas litologías.
- e. Delimitar las fases intrusivas del área, sus edades y relaciones estratigráficas, por medio del cartografiado geológico y análisis geoquímico, para detallar su historia evolutiva.
- f. Delimitar el alcance del metamorfismo provocado por las distintas fases intrusivas, por medio del cartografiado geológico y análisis geoquímico.
- g. Establecer las relaciones geoquímicas dentro de un modelo regional que contribuyan con el mejor conocimiento acerca de la evolución tectónica de la región.
- h. Detallar conocimientos acerca de la evolución de arcos de islas en la región, por medio del análisis químico y su interpretación, para obtener un mejor entendimiento acerca de la evolución tectónica de la región.

## ANTECEDENTES GENERALES

Las litologías aflorantes en el cuadrante Tapantí han sido descritas por varios autores, esto como parte de trabajos con distintos énfasis. Romanes (1912) describe gran parte de la estratigrafía de la región central del país, incluyendo algunas de las litologías aflorantes en el cuadrante Tapantí. Autores como Weyl (1954) describen por primera vez los intrusivos aflorantes en las cercanías de Santa María de Dota, mientras que Dengo (1962) menciona las rocas del Grupo Aguacate y Escalante (1966) denomina por primera vez a la Formación Doán.

Posteriormente trabajos cercanos al área de estudio continúan detallando parte de las litologías aflorantes en el área, como fueron Castillo (1969) quien describió las Formaciones Pacacua y Coris, también Krushensky (1972) estudia las litologías del grupo Irazú, y define a la Formación Reventado, mientras que, Valverde (1989) realiza el cartografiado de un sector al SE del cuadrante y por último Denyer & Arias (1991) describen por primera vez a la Formación Peña Negra e integran gran parte del conocimiento estratigráfico de la región central del país. Sin embargo, fueron Berrangé & Wittaker (1977) quienes realizaron el primer estudio geológico específico para el área comprendida por el cuadrante Tapantí (1:50 000). Este trabajo consistió principalmente de una fotointerpretación con algunos puntos de comprobación en el campo y comparación petrográfica y se describieron formalmente a los cuerpos intrusivos y rocas metamórficas asociadas.

En los últimos años se han derivado trabajos en búsqueda de mejorar la comprensión de las unidades litológicas descritas dentro del área del cuadrante Tapantí y en la región, donde destacan algunos informes internos del ICE donde se han detallado petrográficamente algunas de las formaciones (SE cuadrante Tapantí). Trabajos como el de Aguilar (1982) quien realiza el cartografiado de un sector del área de estudio, mientras que Alvarado & Pérez (1998) discuten acerca de la Formación Doán (hacia el NE del área de estudio), mientras que Badilla *et al.* (1999) realizan una campaña geológica al NW del área y, por último, Alvarado & Gans (2012) realizan una compilación de datos radiométricos existentes en el área de estudio. A lo anterior se suman trabajos a escala regional, como lo es el realizado por Denyer & Alvarado (2007), donde a menor escala, se integra parte de la información estratigráfica a un Mapa Geológico de Costa Rica.

## METODOLOGÍA

La información geológica se compiló en forma gráfica en un SIG, donde los mapas fueron georeferenciados, comparados y posteriormente se fue incorporando la información de campo y de sensores remotos. La escala final del presente trabajo es la 1:50 000, sin embargo, en algunas ocasiones se trabajó con escalas de mayor detalle, lo cual brinda una mayor precisión al mapa geológico.

El sistema de coordenadas empleado fue el Lambert Norte, debido a que los mapas oficiales del Instituto Geográfico Nacional (IGN) son presentados en este sistema, y todavía no se han hecho las actualizaciones referidas en el decreto 33797 de la Rep. Costa Rica. Se utilizaron las curvas del proyecto TERRA, a escala 1:25 000, debido a que presentan una cobertura total del área de estudio (no hay espacios sin información, como los 1: 50 000 del IGN) y su escala es de mayor detalle que la escala final de trabajo. Dichas curvas de nivel fueron dispuestas a una diferencia de altura de 10 m para la etapa de visualización de MED (Modelo de Elevación Digital) y trabajo de campo, mientras que para la presentación final del mapa geológico se dispuso de las curvas a una diferencia de altura de 50 m entre ellas, con la intención de mejorar la calidad de la presentación del mapa.

Se visitaron algunos de los afloramientos mencionados en publicaciones previas, a la vez que se planificaron nuevos recorridos. Paralelamente, se trabajó en la visualización de fotografías aéreas por medio de un estereoscopio de espejos (se observaron las fotografías del proyecto TERRA 1997, códigos 03-150 a la 03-155 y 05-83 a la 05-89, escala 1:40000) y MED (realizado a partir de curvas de nivel e interpolado por medio del programa ARGIS 10), con el objetivo de identificar aspectos morfológicos de relevancia.

Durante la etapa del trabajo de campo se hicieron recorridos en ríos, quebradas, caminos, u otros lugares que permitieran al acceso a información litológica, como, por ejemplo, los túneles del proyecto hidroeléctrico Cachí realizados por el ICE. También se hizo una descripción de los núcleos de perforación realizados por el ICE durante los últimos 60 años.

En general, se realizaron más de 100 visitas al campo, con más de 300 afloramientos levantados (Figura 4), de los cuales la mayoría fungieron como punto de control litológico y algunos fueron visitados en repetidas oportunidades. En los afloramientos de mayor calidad se muestreó para la confección de lámina delgada (proceso el cual se llevó a cabo en el Laboratorio de petrografía de la Escuela Centroamericana de Geología, UCR) y al

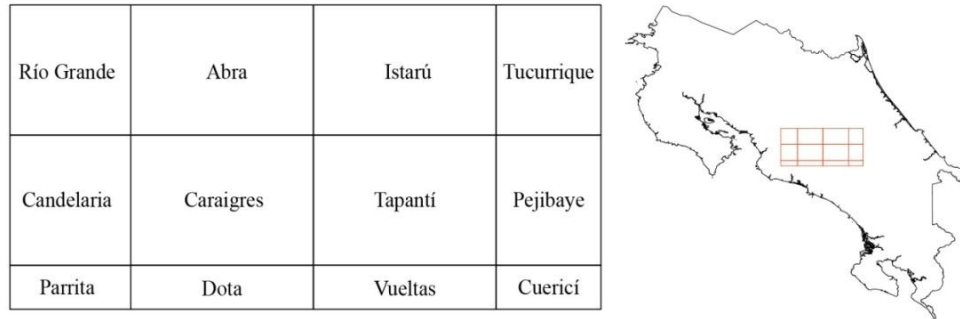
levantamiento detallado de información litológica. Algunos afloramientos permitieron la extracción de muestras para el análisis paleontológico, el cual se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleontología de la Escuela Centroamericana de Geología, UCR.

Se obtuvo la oportunidad de realizar una pasantía en el Instituto Politécnico de Virginia (Virginia Tech) por medio del Dr. Esteban Gazel para el uso del laboratorio de petrología, lo cual se llevó a cabo en el mes de octubre del 2014. Conforme fue avanzando el trabajo de campo y depurando el panorama estratigráfico, se determinaron las unidades que debían de ser analizadas desde el punto de vista geoquímico. Por lo que durante el mes de agosto y septiembre del 2014, se procedió a realizar una campaña de toma de muestras para el análisis geoquímico. La recolección de muestras se realizó utilizando un mazo de 4,5 kg, con la intención de poder garantizar el mejor estado de conservación de las muestras. Una vez obtenidas las muestras se procedió en el mes de octubre del 2014 a visitar las instalaciones del Instituto Politécnico de Virginia (Virginia Tech).

Se trabajó con 18 muestras de rocas, las cuales se analizaron petrográficamente para descartar muestras alteradas. Posteriormente, fueron cribadas y los granos o gravas obtenidos fueron lavados con agua des-ionizada en una pila ultrasónica. Por medio de un microscopio estereoscópico se descartaron las gravas que mostraban indicios de alteración. Se tomaron aproximadamente 25 mg de cada muestra y se pulverizaron por medio de una pulverizadora de porcelana. Dicho producto fue fundido y combinado con tetraborato de Litio ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) y vertido en discos de vidrio. Finalmente, se analizaron los discos para determinar concentraciones de elementos mayores y traza por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) en un *Bruker S4 Pioneer*, y por medio de un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS) en un *Micromass Platform ICP-MS*, respectivamente. Los datos obtenidos fueron procesados por medio del programa IGPET con el cual se generaron varios diagramas basados en trabajos anteriores que tuvieran alguna aplicabilidad según el contexto geológico y tectónico del área de estudio.

## ASPECTOS REGIONALES

En este trabajo se considera como regional la información geológica disponible acerca de los cuadrantes cercanos al Tapantí (Figura 2) (Río Grande, Candelaria, Abra, Caraigres, Istarú, Tucurrique, Pejibaye, Parrita, Dota, Vueltas y Cuericí) y se combinó con los datos recolectados por parte del presente trabajo para lograr proyectar el contexto geológico sobre el cual se desarrollan las litologías aflorantes en el cuadrante Tapantí.



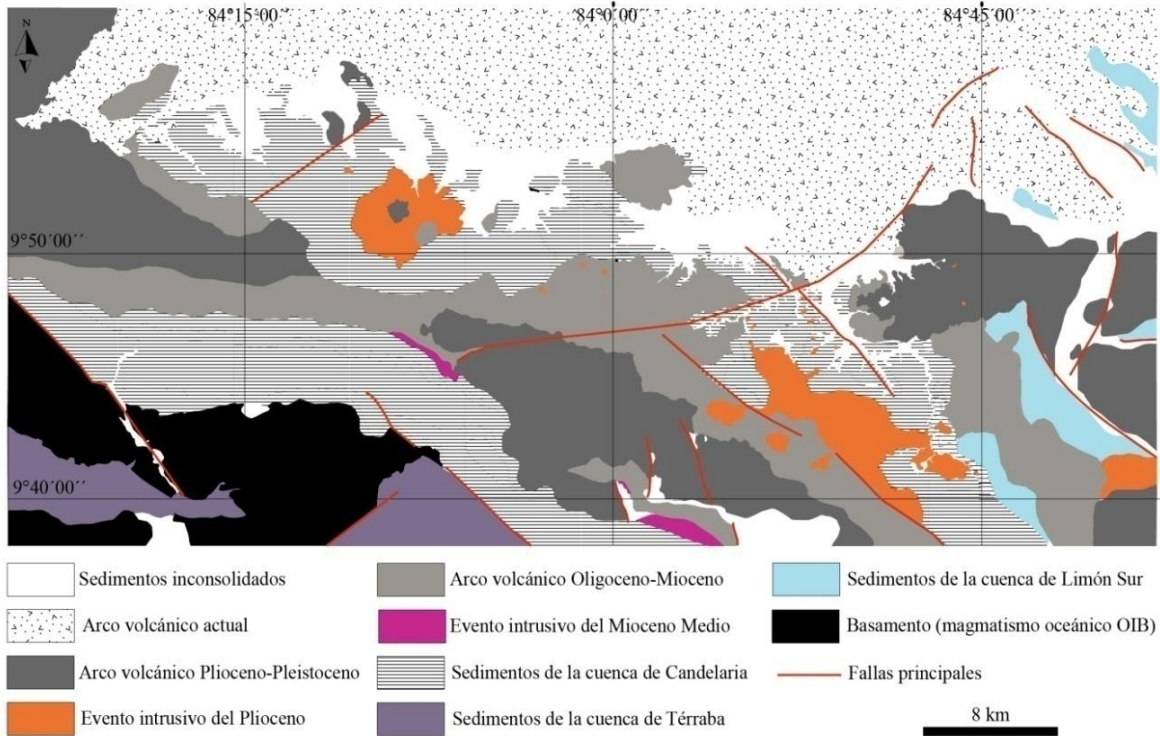
**Figura 2. Ubicación de los cuadrantes cercanos al Tapantí**

La información ha sido visualizada desde la evolución tectónica de la región, lo cual engloba procesos como la evolución de arcos de islas, "continentalización" de corteza oceánica y evolución de cuencas sedimentarias. Tales procesos se ven reflejados en el área de estudio, la cual presenta la existencia de al menos tres arcos volcánicos, dos cuencas sedimentarias, dos eventos intrusivos, y un basamento basáltico, que corresponde con rocas magmáticas con signatura geoquímica contaminada por una fuente mantélica de tipo OIB.

Los trabajos cartográficos de mayor importancia han sido los realizados por Kruschensky (1972), Fernández (1987), Denyer & Arias (1991) y Denyer & Alvarado (2007). En general dichos trabajos han establecido de manera gráfica la distribución de las distintas unidades geológicas de la región, sin embargo cuadrantes como el Tapantí urgen de una actualización que esté más acorde con los últimos conocimientos obtenidos en la región.

La Figura 3 muestra la distribución de los elementos geológicos ubicados dentro de los cuadrantes aledaños al Tapantí. El basamento está representado por la Formación Tulín, el cual fue redefinido por Arias (2003), los sedimentos de la cuenca de Limón Sur están representados por las formaciones Tuis y Suretka (Fernández, 1987), los sedimentos de la cuenca de Térraba están conformados por la Formación Puerto Carrillo y han sido delimitados por Denyer & Arias (1991) y Denyer & Alvarado (2007).





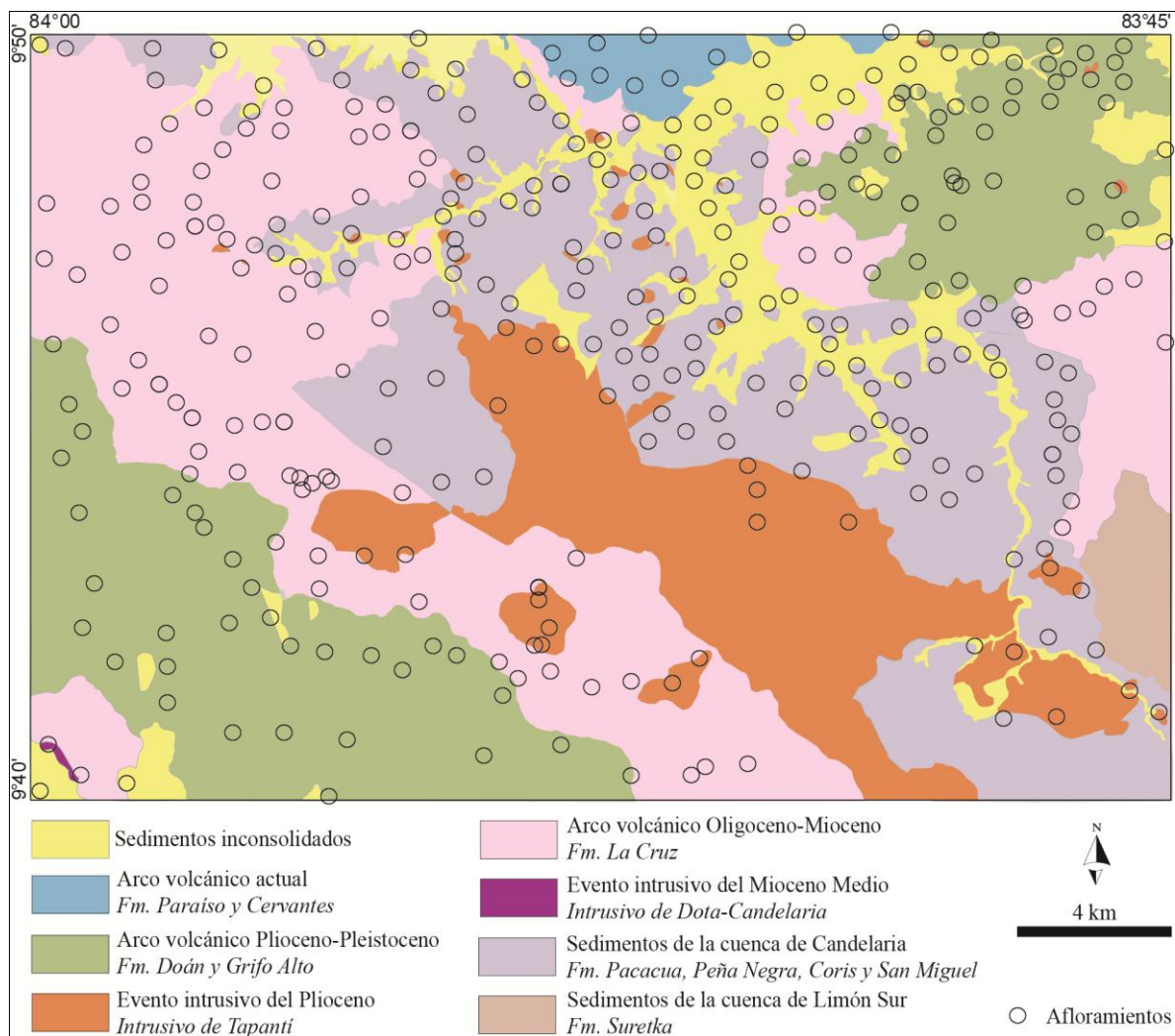
**Figura 3. Modelo simplificado de la región de estudio**

Los sedimentos de la cuenca de Candelaria (formaciones Parritilla, Carraigres, Pacacua, Peña Negra, Turrúcares, San Miguel y Coris) han sido tomados del trabajo de Denyer & Arias (1991) y datos del presente trabajo. La diferenciación entre eventos arcos volcánicos es un aporte que deriva del uso de datos geoquímicos (Gazel et al. 2006, 2009, 2011), geológicos (Denyer & Arias, 1991) y radiométricos (Alvarado & Gans, 2012) y se detallará a lo largo de este trabajo. La diferenciación entre dos eventos intrusivos es un aporte que se da después del análisis geológico, geoquímico y radiométrico de los intrusivos y se detallará más adelante, siendo Denyer & Arias (1991), MacMillan et al. 2005) y Alvarado & Gans (2012) las principales fuentes de información al respecto junto con los datos obtenidos en el presente trabajo. Con respecto a la deformación registrada por las rocas preexistentes durante el arribo de la cordillera del Coco hace 10 - 6 Ma (Gazel et al. 2011), Denyer & Arias (1991) determinan la existencia de varias estructuras, como lo es el homoclinal de Candelaria y el anticlinal de Patarrá, el cual se correlaciona en el presente trabajo con los pliegues observados en el cuadrante Tapantí. La deformación producto de la colisión continua hasta la fecha, dando como resultado la instauración del CDCCR (Montero, 1994), sin embargo, es necesario un mayor control espacial de estas estructuras.

## GEOLOGÍA DEL CUADRANTE TAPANTÍ

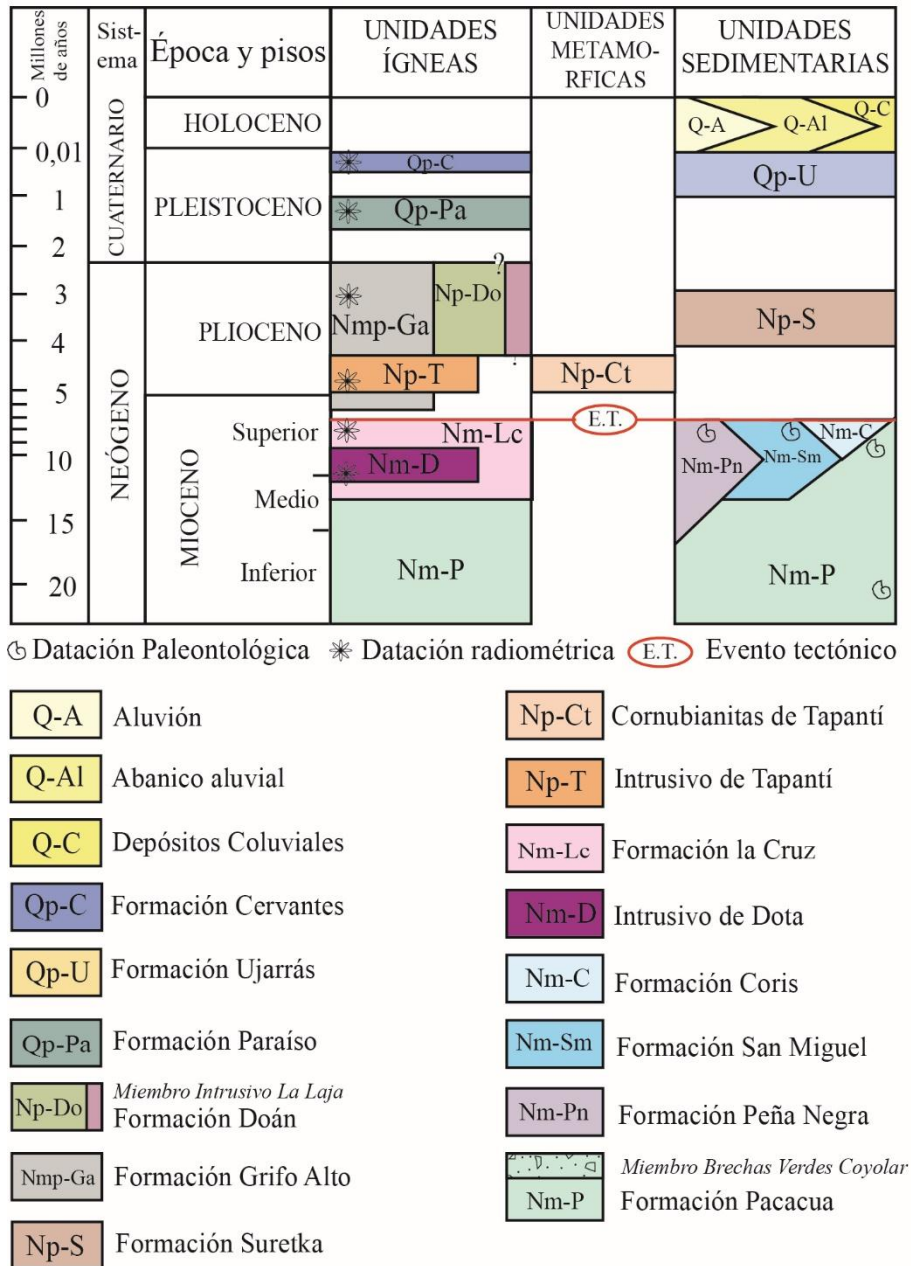
El área de estudio (500 km<sup>2</sup>) fue abarcada desde el punto de vista geológico, geoquímico y estructural. En general se trabajó bajo lo establecido en el apartado anterior, buscando relaciones entre los aspectos descritos dentro del cuadrante Tapantí y la región. La Figura 4 muestra los elementos geológicos aflorantes dentro del área de estudio según lo establecido en el presente trabajo, mientras que la Figura 5 muestra la columna estratigráfica del área de estudio y las relaciones temporales entre unidades geológicas.

Las unidades son presentadas y referidas al mapa geológico derivado del presente trabajo, donde se detalla a escala 1:50 000 (mapa adjunto) la distribución espacial de las mismas y sus relaciones de campo, por lo que es un instrumento fundamental a la hora de leer el presente documento.



**Figura 4. Elementos geológicos del Cuadrante Tapantí y afloramientos observados**

## Columna Estratigráfica



**Figura 5. Columna estratigráfica del cuadrante Tapantí**

Los sedimentos de la Cuenca de Limón sur se consideran como las rocas más antiguas, sin embargo, en el área de estudio aflora una de las Unidades más jóvenes de dicha cuenca (Formación Suretka), la cual cubre un 3% del área de estudio. Los sedimentos de la cuenca de Candelaria se encuentran en gran parte del área de estudio (19%) y están

representados por las formaciones Pacacua, Peña Negra, San Miguel y Coris. Dichos sedimentos presentan un rango de edad que va de Mioceno Inferior a Mioceno Superior.

Los eventos ígneos se ven evidenciados durante el Mioceno, por medio de un arco volcánico (Formación La Cruz y clastos volcánicos dentro de la Formación Pacacua) y el Intrusivo de Dota-Candelaria, representan un 30% del área de estudio (Figura 5).

Posterior al arribo de la cordillera de Coco, se desarrolló un nuevo periodo de actividad ígnea, el cual está representado por las Formaciones Grifo Alto, Doán e Intrusivo y Cornubianitas de Tapantí. Dicho periodo presenta un rango de edad que se extiende de los 8 Ma. a los 4,2 Ma. y representa un 31% del área de estudio. Finalmente, se desarrolla el Arco Volcánico Actual, el cual está representado en el área de estudio por las Formaciones Paraíso y Cervantes, las cuales presentan un rango de edad entre los 0,6 ma y 0,02 ma (Alvarado et al., 2006) respectivamente y se extienden en un 5% del área de estudio (Figura 5).

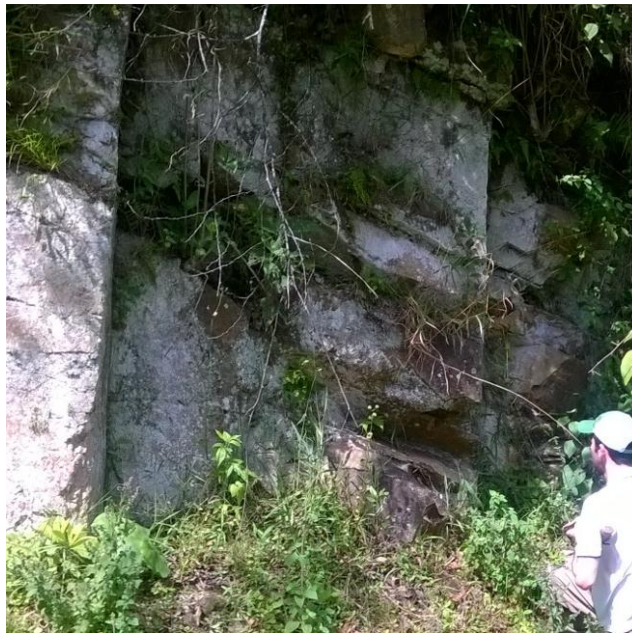
Los sedimentos Inconsolidados son parte de la erosión actual y representan el 11% de la extensión del área de estudio. Los siguientes apartados exponen los resultados obtenidos en el presente trabajo.

## FORMACIÓN PACACUA

### *Estratotipo*

Castillo (1969) define por primera vez a esta formación y menciona como localidad tipo al flanco N del cerro Pacacua, autores posteriores como Denyer & Arias (1991) realizan descripciones en otras localidades, principalmente en las cercanías del río Candelaria.

En el cuadrante Tapantí solamente afloran la parte media y superior de la secuencia de estratos correspondiente a la Formación Pacacua, por lo tanto y debido a la dificultad de encontrar afloramientos continuos, se proponen dos afloramientos para el cuadrante, el camino que va de Puente Negro a San Chiri, donde se observa la parte media de la secuencia y el otro en el poblado de Navarro, donde se observan estratos correspondientes a la parte superior de la secuencia (Figura 6 y Figura 7).



**Figura 6. Estratos correspondientes a la parte media de la secuencia de estratos de la Formación Pacacua. Coordenadas 551077-199948**



**Figura 7. Estratos correspondientes a la parte superior de la secuencia de estratos de la Formación Pacacua. Coordenadas 549361- 199790**

### ***Descripción***

Romanes (1912) menciona "tobas fosilíferas" haciendo referencia a las rocas correspondientes a esta formación. Posteriormente, numerosos autores describen a esta Formación, tal como Dengo & Chaverri (1944), Rivier (1978), Alvarado (1982), Castillo (1969), Berrangé & Wittaker (1977), y finalmente Denyer & Arias (1991), quienes redefinen a esta unidad, excluyendo las lutitas y areniscas finas de la Formación Peña Negra.

En el área de estudio se presenta principalmente como volcarenitas, tobas, lavas, e ignimbritas.

Las volcarenitas presentan tonalidades grises y moradas, granulometría diversa (de arenas medias a conglomerados brechosos con clastos de hasta 25 cm de diámetro), granos mayoritariamente angulosos, estratificación decimétrica a masiva, los clastos están compuestos principalmente por fragmentos de rocas volcánicas en las facies de granulometría gruesa y en las arenas medias por material variado entre restos de moluscos, gasterópodos, cristales de plagioclasa idiomórficos, cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas.

Las tobas presentan tonos que varían de morado a verde, estratificación decimétrica, y están compuestas por granos de cuarzo, clastos volcánicos, feldespatos y ocasionalmente vidrio. Se estima según su posición estratigráfica que las tobas forman parte de la transición entre volcarenitas e ignimbritas, debido a los cambios de color y composición (Cuadro 1).

Las ignimbritas se presentan hacia el techo de la secuencia y se correlacionan con el miembro Brechas Verdes Coyolar, propuesto por Denyer & Arias (1991), debido a la similitud en las descripciones, así como su ubicación estratigráfica. Generalmente presentan tonalidades verdes, granulometría media, fiammes de hasta 2 cm de largo, amígdalas rellenas con variedades amorfas de cuarzo, litoclastos andesíticos, cristales de piroxeno y una matriz verdosa, la cual ha sido sustituida por minerales secundarios como epidota, clorita y glauconita.

Las coladas de lava se presentan de forma ocasional, intercaladas con los sedimentos (Muestra ALE-1) en algunos afloramientos aislados, como por ejemplo en los cimientos del puente que comunica al poblado de la Alegría con Orosi. Aunque estas rocas ígneas, dentro de la formación, han sido mencionadas desde trabajos como el de Crosby (1945) y Alvarado & Gans (2012), hasta la fecha no se ha realizado ningún estudio detallado que involucre el análisis avanzado de estas litologías. En el campo se presentan como coladas de lava, de composición andesítica y basáltica, generalmente presentan texturas porfiríticas, fenocristales de plagioclasa, piroxeno, tonalidades grises, amígdalas rellenas con variedades amorfas de cuarzo y minoritariamente algunos olivinos (Cuadro 1).

Toda la secuencia está deformada, conformando parte de la charnela de al menos un sinclinal en las cercanías del parque Tapantí y coronando la cúspide de un anticlinal en la parte alta de la cuenca del río Sombrero. Los buzamientos son variados, desde subhorizontales hasta inclinaciones cercanas a los 70°.

### ***Edad***

Mioceno inferior a Mioceno medio con base en sus relaciones de campo (Denyer & Arias, 1991), mientras que Alvarado & Gans (2012) la correlacionan con la unidad Mata de Limón (19,4-10,9 Ma.)

## Paleontología-icnología

Valverde (1989) describe la presencia de radiolarios del grupo *spumellaria*, mientras que se han observado en el presente trabajo además trazas fósiles *zoophycus*, estructuras de carga (laminación convoluta, estructuras en flama), fragmentos de moluscos y gastrópodos. Las tobas muestran abundancia de materia orgánica.

Lo anterior sugiere un ambiente somero, cercano a la línea de costa.

**Cuadro 1. Petrografía de la Formación Pacacua**

Datos de la roca			Composición de la roca			
Cód.	Clasif. macro.	Clasif. Micro.	Comp. Biogén.	Comp. no Biogén.	otros	Matriz
422514 A	Brecha	Brecha	3%, fragmentos de moluscos.	87%, clastos angulosos de rocas volcánicas, granos de cuarzo y plg..	5% Cemento calcáreo	5% limos
14614	Brecha	Brecha	-	25% clastos volcánicos, 25% cristales de plg..	10% cemento calcáreo	40 %, limos y cristales de plg.
39414	Brecha	Grauvaca	-	15% cristales de plg., 15% clastos volcánicos	-	70% cristales de pg. Qz, clastos volc.
518314	Arenisca	Grauvaca	2%, fragmentos de conchas	20% clastos volcánicos, 30% cristales de plg., 13% cuarzo,	4% glauconita, 5% calcita.	26%, plg, líticos, calcita, Qz
218314	Brecha	Brecha	-	45% clastos andesíticos, 10% plg.	20% amín. con calcedonia, 5% glaucon., 5% clorita	15%, clastos, plg, minerales de alteración.
118314	Brecha	Brecha	-	75% clastos volcánicos, 3% min. opacos	10% cemento silíceo, 5% calcita, 2% calcedonia	5% limos
918314	Brecha	Brecha	-	30% clastos volc., 45% cristales de plg., 2% min. opacos	10% cemento silíceo, 6% calcita, 2% calcedonia	5% limos
ALE-1	Andesita	Basalto andesítico		(25%) Plg., (8%) augita, (3%) olivino, (5%) opacos.	(59%) Matriz pilotaxítica con microlitos de plg..	



### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Según Rivier & Calvo (1988) la Formación Pacacua sobreyace discordantemente a la Formación Parritilla, la cual presenta una edad de Eoceno. Sin embargo, Denyer & Arias (1991) definen la Formación Carraigres, subyaciendo esta última a la Formación Pacacua. El presente trabajo sigue lo propuesto por Denyer & Arias (1991) debido a que se pudo comprobar que son unidades cartografiables y que responden a una estratigrafía siguiendo el principio de superposición.

Fischer & Franco (1979), Alvarado (1982) y Rivier (1982) afirman que su contacto con las formaciones San Miguel y Coris es lateral, mientras que Castillo (1969) afirma que subyace a la Formación San Miguel. Denyer & Arias (1991) describen que su contacto superior se da ya sea con la Formación Peña Negra o bien con el miembro Brechas Verdes Coyolar.

En el área de estudio se presenta como la unidad de mayor antigüedad, mientras que su contacto superior se da de manera gradual entre las Brechas Verdes y sobreyacido por la Formación Peña Negra.

Según los autores citados, su espesor varía entre 4300 m (Rivier & Calvo, 1988) a 1300 m (Denyer & Arias, 1991), mientras que en el área de estudio se logra estimar un espesor cercano a los 500 m, sin embargo, no se descarta la posibilidad de un espesor mayor al SE del área de estudio.

### ***Génesis***

Alvarado (1982) fue el primero en aplicar un modelo de facies basado en la ley de Walter para las rocas sedimentarias aflorantes en el Valle Central. Según este autor, el ambiente de depositación de esta litología es Sub litoral, somero (esto último coincide con lo expuesto por Denyer & Arias (1991)), y la sedimentación se dio en un delta o fandelta.

Lo propuesta anterior se ve reforzada en el área de estudio por el hecho de que es notable que la sedimentación fue cercana a la línea de costa, lo que se refleja en la granulometría de las volcarenitas, la abundancia de materia orgánica en las tobas, la presencia de ignimbritas (gradación negativa), y coladas de lava intercaladas con los sedimentos y presencia de peperitas reportadas por Soto & Alvarado (2012).

Como se mencionó anteriormente, tal vulcanismo no ha sido lo suficientemente estudiado, por lo cual no se puede ir más allá de la génesis de los sedimentos. Esto es importante porque dicho vulcanismo puede aportar información de las características del arco de islas que fue erosionado durante la depositación de la Formación Pacacua, y también podría aportar información acerca de las características de la subducción y eventos tectónicos del principio del Mioceno inferior basal y Mioceno medio terminal.

## **FORMACIÓN PEÑA NEGRA**

### ***Estratotipo***

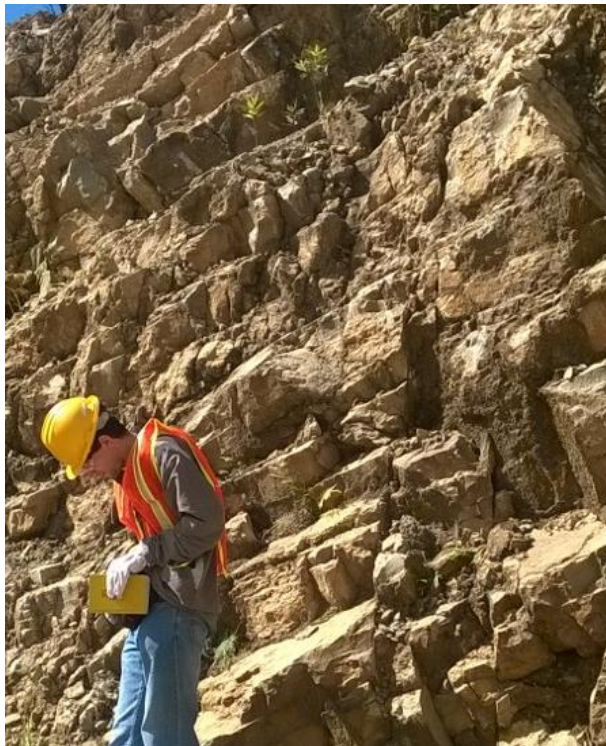
Denyer & Arias (1991) describen por primera vez a esta unidad y definen su localidad tipo en el poblado de Peña Negra, en el cuadrante Candelaria. Según dichos autores, esta formación contiene 3 litologías o facies diferenciables; a) la unidad inferior corresponde con areniscas medias y finas, con tonalidades pardas, b) la unidad media corresponde con lutitas y areniscas finas, con tonalidades oscuras y abundancia de pirita, c) finalmente, la unidad superior está representada por areniscas de grano medio a grueso, con abundante influencia volcánica.

En el área de estudio se han logrado identificar la unidad media y la unidad superior. Para la unidad media, lutitas y areniscas finas se propone como hipoestratotipo el camino que conduce de la planta de generación eléctrica en Río Macho hacia el embalse El Llano, dicho camino muestra varios afloramientos especialmente sobre la coordenada 551490-195610 (Figura 8).



**Figura 8. Unidad media, Formación Peña Negra. Camino que conduce al embalse El Llano, 551490-195610**

La unidad superior puede ser observada en el hipoestratotipo Tajo La Chilena, en Agua Caliente de Cartago, donde se observa con bastante claridad, en contacto con la unidad media de la Formación Peña Negra y con las calizas de la Formación San Miguel (Figura 9).



**Figura 9. Afloramiento de la unidad superior de la Formación Peña Negra. Tajo La Chilena, 547623-200650**

## Descripción

Tal y como se mencionó anteriormente, en el área de estudio la Formación Peña Negra presenta dos de las unidades descritas por Denyer & Arias (1991). La unidad media aflora en las cercanías del valle de Orosi y Agua Caliente de Cartago, en general se presentan como lutitas y areniscas finas.

Las lutitas presentan abundancia de pirita, moldes de moluscos, esporádicamente algunos clastos andesíticos y tonalidades oscuras. En el sector de Calle Lajas fue posible observar concreciones calcáreas y abundancia de moldes de bivalvos, mientras que en el hipoestratotipo de esta unidad son observables los moldes de bivalvos, pero no la presencia de concreciones.

Las areniscas finas se presentan hacia la parte superior de la unidad media, sobre las lutitas, lo cual denota la presencia de gradación negativa en la Formación Peña Negra. Se observó en el campo estratificación decimétrica, laminación convoluta y estratos acuñaados.

Petrográficamente las areniscas y lutitas muestran clastos subredondeados a angulosos y presencia de cemento calcáreo. Es notable la presencia de plagioclasa hipidiomorfica en muchas de las muestras, así como la presencia de opacos (Cuadro 2).

**Cuadro 2. Petrografía de la Formación Peña Negra**

Datos de la roca			Composición de la roca			
Código	Clasif. macro.	Clasif. Micro.	Comp. biogénicos	Componentes no biogénicos	otros	Matriz
54314A	Arenisc a	Arcos a	5%, frags de bivalvo.	35% cuarzo, 5% plg., 5% opacos	45% cemento calcáreo	10% limos, plg.
818314	arenisc a	arcosa	5% fraga. bivalvo.	40% plg., 30% clastos volcánicos, 5% cuarzo, 5% opacos	10% cemento calcáreo	5%
34614	Arenisc a	Grauv aca	-	20% clastos volcánicos, 30% cristales de plg., 13% cuarzo,	4% glauconita, 7% calcita.	26%, plg., líticos, calcita, cuarzo.
123514	Arenisc a	Grauv aca	5%	15% clastos volcánicos, 30% cristales de plg., 15% cuarzo, 5% opacos.	5% glauconita,	25%, plg., líticos, calcita, cuarzo.

Según las observaciones de campo y los resultados del cartografiado geológico, el espesor mínimo para esta formación es de 450 m (Según perfiles geológicos) en el área de estudio (para el conjunto de las dos unidades) y se presenta de manera tabular. Según el cartografiado de esta formación se observa la existencia de al menos dos pliegues, un

sinclinal en las cercanías de Orosi y un anticlinal en las cercanías del poblado de Muñeco y Estrella, ambos pliegues orientan sus ejes en promedio SE-NW, y se infiere que se extienden transversalmente en toda el cuadrante Tapantí.

### **Edad**

Rivier (1979) es el primero en aportar evidencias paleontológicas acerca de la edad de los sedimentos aflorantes en el Valle Central. En su momento, dicho autor definió para la Formación Pacacua dos unidades, inferior y superior (la cual posteriormente fue redefinida como Formación Peña Negra por Denyer & Arias, 1991), se aportó una datación que muestra una edad de Mioceno Medio, basado en *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina cf. universa*, *Bulimina sp.* y *Globorotaria sp.*

En el presente trabajo se realizó el procesamiento de varias muestras con el fin de colaborar con el marco estratigráfico de la zona estudiada. De las muestras procesadas se extrajeron 10 foraminíferos, de los cuales 6 estaban quebrados.

De los 4 foraminíferos completos dos son bentónicos, 1 se identificó a nivel de especie y el otro a nivel de género. De los 2 planctónicos restantes, corresponden a la misma especie y se identificó a nivel de grupo (Cuadro 3).

El procesado de las muestras fue realizado en el laboratorio de Paleontología de la E.C.G. por parte de Sergio Hernández y Joliet Betancourt.

Por otra parte, el Dr. Guillermo Alvarado por medio de una comunicación escrita aportó al autor del presente trabajo el análisis paleontológico (realizado por Terecita Aguilar) de la muestra LT-LL1-1 (tomada en el área de estudio, coordenada 549140- 194859), la cual presentó un ejemplar de *Chlamys (Aequipecten) aff. levicostatus*, el cual se correlaciona con una edad de Mioceno Medio a Mioceno Superior.

**Cuadro 3. Resultados del procesamiento paleontológico**

<b>Género-Especie</b>	<b>Rango estratigráfico</b>
<i>Anomalinoidea sp.</i>	Cretácico-Reciente
<i>Eponides crebbisi</i>	Mioceno Medio Temprano-Mioceno Medio tardío
Grupo <i>Globigerina praebulloidea</i> ( <i>occlusa</i> , <i>praebulloidea</i> y <i>leroyi</i> )	Eoceno Medio-Mioceno Medio.

El rango estratigráfico común para las tres es Mioceno Medio Temprano - Mioceno Medio tardío, lo cual coincide con lo expuesto con autores como Rivier (1979), Alvarado (1982) y Denyer & Arias (1991).

### ***Paleontología-icnología***

Por medio de la observación de láminas delgadas, se identificaron varios foraminíferos y varios fragmentos de moluscos.

En muestras de mano es posible observar moldes de bivalvos, y concreciones calcáreas. A nivel de afloramiento son notables estructuras de carga, laminación paralela y estratos acuñados.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Según Denyer & Arias (1991) se encuentra sobreyaciendo a la Formación Pacacua o al miembro Brechas Verdes Coyolar por medio de un contacto transicional y se encuentra en contacto lateral con las formaciones Coris y San Miguel.

Rivier (1979) y Fisher & Franco (1979) describen a los tipos de roca pertenecientes a la Formación Peña Negra en contacto lateral con las formaciones Coris y San Miguel, pero no hacen distinción de las rocas subyacentes. Por otra parte, Alvarado (1982) aplica la ley de Walter para las rocas estudiadas y sugiere que, las litologías descritas actualmente como parte la Formación Peña Negra, se encuentran en contacto lateral tanto con las rocas de la Formación Pacacua como con las formaciones Coris y San Miguel.

En el área de estudio se logró obtener evidencia de contactos con la Formación San Miguel y Coris en el tajo la Chilena, y el camino que comunica a Muñeco con Navarro, mientras que el contacto con la Formación Pacacua no ha sido observado y es inferido por medio de la observación de afloramientos y morfología presentada por cada unidad.

Según lo expuesto en el cuadrante Tapantí, la Formación Peña Negra grada hacia facies someras y facies continentales de manera lateral. En el Tajo La Chilena se exponen las dos unidades de esta Formación gradando hacia las calizas de la Formación San Miguel, mientras que en las cercanías del embalse el Llano y en el río Sombrero y Naranjo se observa a la unidad superior de esta Formación en contacto con las areniscas cuarzosas de la Formación Coris.

El contacto con la Formación Pacacua no ha sido posible de observar, sin embargo, se estima por medio de los resultados cartográficos que el contacto es brusco, por medio de las rocas del miembro Brechas Verdes Coyolar, y la unidad media de la Formación Peña Negra.

### ***Génesis***

Según el modelo propuesto por Alvarado (1982), se depositó en condiciones anóxicas, sin influencia de mareas, y con influencia de varios episodios volcánicos, lo cual coincide con lo expuesto por Denyer & Arias (1991), donde se interpreta que la sedimentación se dio en plataforma interna. En el cuadrante Tapantí se observa pirita en varios de los afloramientos levantados, lo cual afirma el modelo planteado.

Según varios de los cortes levantados en el presente trabajo, la unidad media de esta Formación responde a un periodo de calma tectónica, con influencia de al menos dos eventos volcánicos (lo cual se evidencia en el aumento de granulometría en algunos estratos en contraste con las lutitas). Finalmente, la unidad superior representa un periodo de mayor actividad volcánica, lo cual se ve reflejado en el cambio de granulometría y tonalidad con respecto a la unidad media y a la presencia de cristales idiomórficos a hipidiomórficos descritos por Denyer & Arias para esta unidad.

## **FORMACIÓN SAN MIGUEL**

### ***Estratotipo***

Según Denyer & Arias (1991) los mejores afloramientos de esta Formación se presentan en el anticlinal de Patarrá, cuadrante Abra, lugar el cual proponen como hipoestratotipo. En el cuadrante Tapantí se le puede observar en la base al techo en el Tajo La Chilena, el cual se propone como hipoestratotipo para el área de estudio (Figura 10).



**Figura 10. Formación San Miguel. Tajo La Chilena.**

### ***Descripción***

Según Carballo (1978) está compuesta por calizas bioclásticas, calizas cristalinas y calizas nodulares, con la ocurrencia esporádica de estratos de volcarenitas y calizas guijarrosas, mientras que Umaña & Escalante (1962) señalan que en el cuadrante Tapantí la Formación está compuesta por areniscas, calizas y conglomerados.

En el presente trabajo los afloramientos visitados han mostrado que las calizas son de tipo cristalino, compuestas en más de un 50% de material aloquímico, y con la poca presencia de algunos fósiles. Dichas calizas presentan tonalidad pardo claro, estratificación blocosa, con estratos no mayores a 1 m de espesor, el material interestrato ocasionalmente se compone por lutitas pardas y areniscas finas y se encuentra alterado.

Los estratos de conglomerados descritos por Umaña & Escalante (1962), se lograron identificar en el campo (Tajo La Chilena). Corresponden con el techo de la unidad superior de la Formación Peña Negra el primer estrato, mientras que, el segundo estrato se identifica hacia la parte media de la Formación San Miguel. Dichos conglomerados están compuestos por litoclastos volcánicos andesíticos, la mayoría subredondeados, con tamaños no mayores a los 10 mm de diámetro, cristales de plagioclasa, vidrio, fragmentos de fósiles y una matriz arenosa.

La composición de la Formación San Miguel en el área de estudio presenta un dominio de materiales autóctonos (caliza de tipo cristalina), lo que junto con el aumento de espesor de esta unidad en el área de estudio (200 m según observaciones de campo, tajo La



Chilena) indica que la geometría de esta formación es acuñada, con presencia de materiales que sugieren mayor profundidad de depositación con respecto a otras localidades reportadas como Patarrá, donde Carballo (1978) describe la presencia de macrofauna como componente principal de estas rocas. Lo anterior puede ser relacionado con aspectos sedimentológicos como lo es la distancia con respecto a la línea de costa o bien con características geométricas de la cuenca estudiada, la cual sugiere mayor espesor hacia el cuadrante Tapantí.

Se encuentra formando parte de un sinclinal (sinclinal de Navarro), mientras que, debido a las condiciones de meteorización de la zona y las características geométricas de la formación, no se le ha podido identificar dentro de las rocas presentes en el anticlinal de Muñeco.

### ***Edad***

Carballo & Fischer (1978) determina una edad de Mioceno Inferior - Mioceno Medio basado en criterios paleontológicos. En el área de estudio se la ha observado sobreyaciendo a la unidad superior de la Formación Peña Negra, la cual ha sido datada con una edad de Mioceno Medio.

### ***Paleontología***

En los afloramientos visitados se determinó por medio de un reconocimiento rápido la presencia de al menos los siguientes fósiles: *Argopecten*, *Aequipecten* y *Flabellipecten*

No se lograron identificar trazas ni concreciones, mientras que las capas de conglomerados mostraron agradación. y laminación paralela en las lutitas del material interestrato.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Según Carballo (1978) esta Formación se encuentra sobreyaciendo a la Formación Térraba (ahora Peña Negra), y subyaciendo a la Formación Coris. Denyer & Arias (1991) sugieren que sus contactos son laterales con las formaciones Peña Negra y Coris, lo cual coincide con el modelo propuesto por Alvarado (1982) y Fisher y Franco (1979).

El presente trabajo logró identificar a la Formación San Miguel sobreyaciendo a la Formación Peña Negra por medio de un contacto gradacional, mientras que se observó a la Formación Coris sobreyaciendo a la Formación San Miguel por medio de un contacto concordante abrupto. Sin embargo, se señala que este orden estratigráfico es local, ya que como lo sugiere el modelo de facies, los contactos son laterales y hay interdigitación, lo que provoca que el orden estratigráfico de las unidades varíe un poco en diferentes localidades. En este trabajo se cartografía por primera vez una faja de calizas de 4 km al sur de la falla Navarro

### ***Génesis***

Carballo (1978) concluye que el ambiente fue de baja salinidad, temperatura tropical, lejos de tierra firme, turbulento, con una tasa de sedimentación rápida que se interrumpía ocasionalmente, somero hasta emergido y limpio.

El presente trabajo concuerda con lo anterior, y además se señala que durante la sedimentación de las calizas se dieron varios eventos volcánicos, los cuales alteraron el sistema, lo que se refleja en los estratos de conglomerados y lutitas.

## **FORMACIÓN CORIS**

### ***Estratotipo***

Castillo (1969) define el Alto de Coris como localidad tipo de esta Formación. Fischer & Franco (1979) proponen en sector que se extiende de Río Azul a San Diego de Tres Ríos, ya que este camino muestra uno de los perfiles más completos de esta Formación. Denyer & Arias (1991) proponen varios sitios donde es observable esta litología, tanto en el cuadrante Abra, Tapantí, Río Grande e Istarú.

El presente trabajo propone como hipoestratotipo en el cuadrante Tapantí el camino que va del Hotel Río Perlas hacia el poblado de Muñeco, donde se exponen varios cortes de esta unidad. También aflora en las cercanías del embalse El Llano, tajo La Chilena y los poblados de Palo Verde y La Estrella (Figura 11).



**Figura 11. Afloramiento tipo de la Formación Coris. Cuadrante Tapantí, 548180-198100**

### ***Descripción***

Castillo (1969) define litológicamente a la Formación Coris como capas espesas de areniscas cuarzosas con intercalación de algunas capas delgadas de lutitas. Denyer & Arias (1991) presentan una descripción similar, agregando además la presencia de algunas capas de conglomerado y lignito.

Fisher & Franco (1979) presentan un trabajo enfocado únicamente en esta formación, con lo cual se describe a gran detalle varios aspectos sedimentológicos, paleontológicos y genéticos. Presentan un trabajo realizado entre los cuadrantes Tapantí, Istarú y Abra. Dicho trabajo expone la correlación estratigráfica de varios perfiles medidos (21 perfiles en total), determinando la presencia de 3 facies (marina sublitoral, aguas someras y terrestre). Por otra parte, dichos autores determinan que el material de aporte proviene de una fuente volcánica, con aporte de rocas ricas en cuarzo (intrusivos o ignimbritas).

En los cortes levantados en el presente trabajo se logró determinar la presencia de dos de las tres facies mencionadas. Las facies marinas son observables en el cerro Jucosal (545500-200250) y en la localidad tipo propuesta para el cuadrante Tapantí, en ambos casos los afloramientos se encuentran en las cercanías del contacto con la Formación San Miguel. Esta litología se presenta con areniscas cuarzosas, con presencia de laminación cruzada, alta madurez textural, compuesta por granos de cuarzo

subredondeados a redondeados, y la presencia esporádica de feldespatos retrabajados, tonalidades blancas cuando no está meteorizada y tonos pardos cuando se encuentra afectada por la meteorización.

En las cercanías del embalse El Llano, se observa una capa de lignito de 2,3 m de espesor, intercalada con las tobas y areniscas, lo cual se interpreta como la facies terrestre. Los estratos de arenisca y toba muestran tonalidades pardas, selección regular, y microscópicamente se nota la presencia de cemento silíceo y baja porosidad. Sin embargo, no se ha podido determinar si dicho cemento es diagenético o más bien se encuentra relacionado a la cercanía de este afloramiento con algún cuerpo ígneo.

La Formación Coris tiene forma tabular, un espesor mínimo para el área de estudio cercano a los 200 m, y se extiende en un área de 34 km<sup>2</sup> en el área del cuadrante Tapantí. También se logró observar que sus capas se encuentran formando parte del eje del sinclinal que aflora en Navarro.

### ***Edad***

Basados en criterios paleontológicos Fischer & Franco (1979) le asignan una edad de Mioceno Medio a Mioceno Inferior.

Una muestra de la Formación La Cruz tomada para la realización de la datación por Bellon & Tournon (1978) se encontró muy cerca del contacto con la Formación Coris (contacto concordante) obteniendo una edad de 8,3 Ma., Por lo tanto, el presente trabajo apoya la edad propuesta por Fischer & Franco (1979).

### ***Paleontología-ignología***

Fischer & Franco (1979) reportan la presencia de bivalvos y gasterópodos, ignofósiles y lignito. Denyer & Arias (1991) reportan además la presencia de foraminíferos.

En el presente trabajo se logró determinar la presencia de ignofósiles y lignitos en las facies terrestres. También se lograron identificar laminación cruzada y ripples en las facies intermedias.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Franco (1978) señala que su contacto superior se da de manera concordante con rocas volcánicas, lo cual es reafirmado por Denyer & Arias (1991).

Fischer & Franco (1978) y Carballo (1978) determinan que su contacto inferior se da de manera concordante con la Formación San Miguel, mientras que Denyer & Arias (1991) señalan que el contacto inferior es difícil de determinar pues existe una intercalación de la Formación San Miguel y Formación Coris, mientras que el contacto con la Formación Peña Negra se da de manera gradacional, concluyendo finalmente que los contactos se dan de manera lateral, concordantemente con las Formación San Miguel y Peña Negra. Lo anterior corresponde con el modelo propuesto por Alvarado (1982).

En la parte N del área de estudio se le observa sobreyaciendo a la Formación San Miguel, mientras que hacia la parte central del cuadrante Tapantí se le infiere un contacto con la Formación Peña Negra. El contacto superior puede ser observado en el camino que comunica al poblado de Muñeco con Lourdes de Agua Caliente, donde se tiene a la Formación La Cruz cubriendo a las areniscas cuarzosas. Sin embargo, debido al alto grado de meteorización es fácil confundir a ambas formaciones.

### ***Génesis***

Fischer & Franco (1978) interpretan un ambiente de playa, con distinción de tres facies e influencia de al menos tres episodios volcánicos. Sin embargo, los detalles de dicho vulcanismo son escasas, por lo que se puede interpretar muy poco acerca de su influencia.

## **INTRUSIVO DE DOTA-CANDELARIA**

### ***Estratotipo***

Weyl (1962) reporta por primera vez cuerpos intrusivos en las cercanías de la comunidad de Dota, en el límite entre las cuadrantes Tapantí y Vueltas. Denyer & Arias (1991) realizan el cartografiado de este cuerpo intrusivo en el cuadrante Caragres, en la localidad de Monterrey.

Se encuentra aflorando al SW del cuadrante Tapantí, hacia la base de los cerros San Pedro y La Chonta, sin embargo, la mayoría de su extensión se encuentra cubierta por depósitos de coluvios. Se propone como estratotipo al afloramiento ubicado 200 m al W de la entrada del poblado de Santa María de Dota, en el límite entre el cuadrante Tapantí y Vueltas.

### **Descripción**

Gabb (1874) reporta la presencia de rocas intrusivas en la Cordillera de Talamanca, posteriormente numerosos autores han mencionado dichas rocas.

Kussmaul (1987) describe brevemente a esta litología y determina que se trata de gabros hasta granodioritas. Denyer & Arias (1991) describen un cuerpo intrusivo tabular, concordante con la secuencia sedimentaria, con 6 km de longitud y 500 m de ancho, el cual correlacionan con el Intrusivo de Escazú. Sin embargo, dicha correlación fue errónea ya que MacMillan et al. (2004) demostró que existe una diferencia de edad al menos 3 Ma entre ambas litologías.

En el presente trabajo se determinó que se trata de un cuerpo intrusivo, que no generó aureola de metamorfismo considerable, presenta rocas que van desde granodioritas con hornblenda y biotita a monzogabros y, según los análisis químicos realizados (2 muestras), se tiene que las rocas se clasifican como gabros y monzodioritas (Cuadro 4).

**Cuadro 4. Petrografía del I. de Dota-Candelaria**

<b>Código</b>	<b>Datos de la roca</b>		<b>Composición de la roca</b>		
	<b>Clasif. Macro.</b>	<b>Clasif. Micro.</b>	<b>Fenocristales</b>	<b>otros</b>	<b>%An</b>
Gb-Dot1	Gabro	Monzogabro	Plg., augita, olivino, hornblenda e hipersteno	opacos, Clorita	45
Gb-Dot2	Gabro	Monzogabro hornblendico	Plg., augita, olivino, hornblenda, opacos	Clorita	40
In-Dot	Granodiorita	Granodiorita con biotita	Plg., cuarzo, hornblenda, biotita, augita.	opacos, Sericita	65

Dicha litología presenta una forma tabular y un espesor de al menos 500 m en el área de Candelaria, mientras que es un poco más irregular en el área de Dota debido probablemente a la afectación por estructuras recientes. Específicamente en el cuadrante Tapantí aflora al E del poblado de San Pedro, sin embargo, la mayoría de afloramientos se encuentran cubiertos por coluvios.

### ***Edad***

Bergoeing (1982) reporta una edad de 9,13 Ma. obtenida por el método K/Ar, mientras que MacMillan et al. (2004) reportan edades de 10,6 a 8,68 Ma. (Ar/Ar).

### ***Correlación con otras Unidades y áreas***

Se encuentra en contacto concordante con las rocas del Mioceno Medio según el marco geocronológico y las observaciones de campo.

### ***Génesis***

Alvarado & Gans (2012) determinan que se trata de un pulso magmático que se dio en un periodo de tiempo claramente establecido entre los 12,4 y los 7,8 Ma y que se encuentra relacionado con la evolución magmática de la Cordillera de Talamanca.

Por otra parte, según los datos geoquímicos se tiene que hay una tendencia que va de toleítica a calco-alcalina, lo cual será discutido en el apartado de geoquímica.

## **FORMACIÓN LA CRUZ**

### ***Estratotipo***

Denyer & Arias definen por primera vez a esta Formación y ubican su localidad tipo en el poblado de La Cruz, en el cuadrante Candelaria.

El presente trabajo determinó que la mejor localidad para observar esta litología dentro del cuadrante Tapantí es en el tajo El Volcán, a 1 km S de San Isidro de Cartago, junto a la Carretera Interamericana, el cual se define como hipoestratotipo para el sector estudiado (Figura 12).



**Figura 12. Tajo El Volcán, Formación La Cruz (Basaltos y tobas color rojizas)**

Otras localidades donde se puede observar la litología correspondiente a la Formación La Cruz es en el tajo Ventolera, en las cercanías del Empalme, tajo Don Luis, en las cercanías de Paraíso, Parque Nacional Tapantí y varios afloramientos aislados en la sobre la Carretera Interamericana.

### ***Descripción***

Denyer & Arias (1991) la definen como basaltos, leucobasaltos, andesitas y tobas. Determinan como criterios más importantes para su reconocimiento la presencia de amígdalas rellenas, vetillas rellenas con calcita y tobas color rojizo y generalmente presenta evidencias de basculamiento.

En el presente trabajo se utilizaron los criterios anteriores para el reconocimiento de esta Formación. Además, se señala la presencia de mineralizaciones de malaquita en varios de los afloramientos, así como la intercalación de los basaltos y las tobas, lo cual en algunas ocasiones puede llevar a la interpretación de los basaltos sobreyaciendo sedimentos de la Formación Pacacua. El afloramiento en el tajo El Volcán se considera clave para comprender las características de estas litologías, pues se observa una secuencia de basaltos, tobas y brechas (estas últimas son producto de la alteración epitermal presentada por los basaltos), y que es lo expuesto en la mayoría de los



afloramientos dentro del cuadrante Tapantí. Por otra parte, dicho afloramiento muestra además el espesor y grado de deformación de estas litologías.

Otro aspecto destacable dentro de la Formación La Cruz es la presencia de peperitas en el contacto entre basaltos y tobas, obteniéndose un criterio de polaridad y ambiente. Es importante señalar que la presencia de peperitas en localidades cercanas ya ha sido reportada por Soto & Alvarado (2012).

A nivel macroscópico, los basaltos sanos muestran tonalidades oscuras, fenocristales de plagioclasa y esporádicos olivinos; cuando se encuentran meteorizados toman una textura brechosa, mostrando pseudoclastos subredondeados, tonalidades verduzcas producto de la fuerte alteración y son fácilmente deleznable. Las tobas por lo general exhiben tonalidades rojizas, cristales de plagioclasa, clastos lávicos y una matriz fina.

Geoquímicamente se clasifican como basaltos y andesitas basálticas, en general con porcentajes menores del 50% de  $\text{SiO}_2$ . El análisis geoquímico de las formaciones ígneas se resume en el apartado de Geoquímica.

Petrográficamente, se analizaron varios basaltos, andesitas basálticas, andesitas y brechas. Por lo general las lavas presentan amígdalas rellenas con minerales secundarios, olivinos alterados a clorita e Iddingsita, cristales hipidiomórficos de plagioclasa, un solo tipo de piroxeno (clinopiroxeno), y alteración a epidota, clorita y calcita. Las brechas analizadas corresponden con lavas con un avanzado estado de cizalle, donde la matriz y la mayoría de fenocristales han sido reemplazados por minerales de alteración (epidota, clorita, calcita) y la mayoría de grietas u oquedades han sido rellenas con variedades amorfas de cuarzo, zeolitas y calcita (Cuadro 5).

**Cuadro 5. Petrografía de la Formación La Cruz**

Datos de la roca			Composición de la roca		
Código	Clasif. macro.	Clasif. Micro.	Fenocristales (%)	otros	Matriz (%)
119214	Andesita	Andesita	Plg, (40) augita (15), cuarzo (3, secundario), opacos (5)	Clorita, epidota	(35) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio.
212214	Lava	Andesita silicificada	Plg. (25) augita (10%)	sílice	-
426214	Andesita	Andesita Basáltica	Plg (24), olivino (5), opacos (4), augita (10).	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (20)	(37) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio-
326214	Andesita	Andesita Basáltica	Plg. (20) olivino (5), opacos (5), augita (10)	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (25)	(35)Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio-
212614	Andesita	Andesita	Plg, (15) olivino, (3) opacos (7) augita (10)	Epidota, clorita, calcita (5)	(60) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio pardo
112614	Basalto	Basalto	Plg, (19) olivino (6) opacos (5) augita (5)	Iddingsita hematita, clorita, epidota (15)	(40) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio negro.
312614	Brecha	Roca cizallada	Plg	Iddingsita amígdalas rellenas con clorita, epidota, calcita y calcedonia	Sustituída por clorita, epidota y calcita.
126214	Brecha	Roca cizallada	Plg	Iddingsita amígdalas rellenas con clorita, epidota, calcita y calcedonia	Sustituída por clorita, epidota y calcita.
226214	Brecha	Roca cizallada	Plg	Iddingsita amígdalas rellenas con clorita, epidota, calcita y calcedonia	Sustituída por clorita, epidota y calcita.
522514	Basalto	Basalto	Plg (25) opacos (5) olivino (5) augita (16)	Epidota, clorita (4)	(45) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio negro.
34314	Andesita	Andesita	Plg (24) augita, (8) opacos (6)	Epidota, calcita, clorita (7)	(55) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio pardo
826214	Andesita	Andesita	Plg (21) olivino (3) opacos (6) augita (5)	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (5)	(60) intergranular con microlitos de plg., augita y vidrio-
Dike 1	Andesita	Andesita	Plg (32) augita (10) opacos (5)	-	(53) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio pardo
Tp1	Basalto	Basalto	Plg (15) olivino (5) opacos (4) augita (12)	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (6)	(62) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio-
Tp2	Basalto	Basalto	Plg (15) olivino (6) opacos (3) augita (12)	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (4)	(60) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio-
Tp3	Basalto	Basalto	Plg (23) olivino (8) opacos (6) augita (17)	Amígdalas rellenas con zeolitas y calcedonia (6)	(40) Andesítica con microlitos de plg., augita y vidrio-



**Figura 13. Detalle de las peperitas en el tajo El Volcán**

Debido a la naturaleza del depósito es difícil definir la geometría de esta Formación, sin embargo, se estima se dio en forma tabular, al menos en las áreas donde se encuentra en contacto con las formaciones sedimentarias.

En el área de estudio se le determinó un espesor de 650 m basado en perfiles, mientras que Denyer & Arias (1991) determinaron un espesor de 1500 m.

### ***Edad***

Según Denyer & Arias (1991) esta formación presenta una edad de Mioceno Superior terminal basado en criterios estratigráficos y en la datación (K/Ar) suministrada por Bellon & Tournon (1978) de 8,3 Ma.

En las cercanías del área de estudio (cuadrante Vueltas) Gazel et al. (2009) reportan edades Ar/Ar de hasta 14,1 Ma. mientras que MacMillan et al. (2004) reportan para localidades cercanas edades de 10,5 Ma, mientras que Alvarado & Gans (2012) le asignan un rango de edad de 19,9 - 10,5 Ma.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Fischer & Franco (1978) y Carballo (1978) reportan un contacto concordante entre la Formación Coris y rocas volcánicas sobreyacientes. Denyer & Arias (1991) coinciden con lo anterior y definen que la Formación La Cruz se encuentra sobreyaciendo de manera concordante a las formaciones sedimentarias.

Posterior al análisis de los trabajos anteriores y por medio de las observaciones de campo, el autor del presente trabajo sugiere que el contacto entre la Formación La Cruz y formaciones sedimentarias es concordante, se concluye además que las coladas de lava asociadas a la Formación La Cruz acaba cubriendo la secuencia sedimentaria cuando los sedimentos todavía estaban blandos, originando las peperitas (Figura 13).

Se encuentra sobreyacida por rocas asociadas a las formaciones Grifo Alto, Doán y Paraíso, las cuales sobreyacen a la Formación La Cruz por medio de una discordancia angular.

### ***Génesis***

Denyer & Arias (1991) asocian a esta Formación con una serie de rocas volcánicas posiblemente extruidas por medio de fisuras eruptivas, basculadas, al igual que la secuencia sedimentaria subyacente, determinando que la depositación de dichas rocas volcánicas fue interrumpida por un evento tectónico asociado al arribo de la cordillera de Coco, cerca del límite Mioceno-Plioceno.

Autores como MacMillan et al. (2004), Gazel et al. (2006) y Alvarado & Gans (2012) aportan nuevos datos acerca de las características genética. En general, dichos autores obtienen una serie de datos geocronológicos y geoquímicos, con el objetivo de enmarcar las rocas de esta Formación dentro del contexto de evolución de arcos de islas y la influencia de eventos tectónicos como lo es el arribo de la cordillera de Coco. El consenso entre dichos autores es la existencia de un arco volcánico entre el Oligoceno-Mioceno (Frente Protovolcánico), el cual presenta una tendencia toleítica a calcoalcalina.

El presente trabajo asocia a las rocas de la Formación La Cruz con una fase final de dicho arco volcánico (19-8 Ma.). Dicha fase volcánica puede ser considerada como volcanismo preintrusivo (con respecto al Intrusivo de Dota-Candelaria, 8,9 Ma.), y simultáneo a la depositación de la secuencia sedimentaria subyacente, la cual (como se verá en el

apartado de sedimentología) presenta varias capas o eventos volcánicos dentro de las facies sedimentarias. También fue posible realizar el análisis geoquímico de 5 muestras de esta Formación, lo cual se discutirá en el apartado de geoquímica.

## **INTRUSIVO DE TAPANTÍ**

### ***Estratotipo***

Durante el proceso de ejecución del P.H. Río Macho, durante finales de los cincuentas y principio de los sesentas se realizan los primeros trabajos geológicos en el área al SE del cuadrante Tapantí, dichos trabajos son presentados por Umaña (1964) y es donde por primera vez se evidencia la existencia de cuerpos intrusivos en el área de estudio, reportándose afloramientos en las líneas de túneles del proyecto. Berrangé & Wittaker (1977) llegan a las mismas conclusiones, sin embargo, parece ser que Berrangé & Wittaker (1977) no tomó en cuenta los resultados obtenidos por Umaña (1964).

Dadas las condiciones actuales de los afloramientos y debido a que el acceso al P.H. Río Macho es restringido se propone como hipoestratotipo al afloramiento situado en las coordenadas 553095-194920, al lado del camino que conduce hacia el embalse El Llano.

### ***Descripción***

Umaña (1964), Berrangé & Wittaker (1977), Madrigal et al. (1987) y Sanabria (2014), lo describen como una serie de rocas que van desde gabros a granodioritas. Además, los autores concuerdan en que se encuentra cortando la secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias del Valle Central y presenta una aureola de metamorfismo considerable.

Valverde (1989) reporta la presencia de tonalitas, monzodioritas, monzogabros, gabros, granodioritas con biotita y sienitas. Por otra parte, Berrangé & Wittaker (1977) describe ampliamente las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, determinando la presencia de cornubianitas y metamorfismo diferencial entre rocas sedimentarias tanto en el cuadrante Tapantí como en el cuadrante Pejibaye. Por su parte MacMillan et al. (2004) reportan un gabro hornblendico y una granodiorita con hornblenda y biotita.

Para el presente trabajo se logró realizar dos análisis químicos de esta litología y 2 análisis petrográficos, obteniendo como resultado que la clasificación geoquímica va de un gabro a una monzosienita.

Los resultados del análisis petrográfico se resumen en el Cuadro 6.

**Cuadro 6. Petrografía del Intrusivo de Tapantí**

Datos de la roca			Composición de la roca		
Código	Clasif. .macro.	Clasif. Micro.	Fenocristales (%)	otros	% An
Tp-IN	Granodiorita	Leucogabro con augita	Plg (55) opacos hornblenda (8) cuarzo (7)	augita (15) (12) basáltica	Sericita, uralita (3) 60

Tanto los afloramientos visitados como los bloques observados en los cauces de los ríos muestran la presencia de autolitos y xenolitos con tamaños de hasta 50 cm y diques sinmagmáticos de espesores variables en el orden de 20 cm.

Umaña & Escalante (1962) sobredimensionan la extensión de esta unidad, lo que ha influido en trabajos posteriores como Berrangé & Wittaker (1977), Tournon & Alvarado (1997) y Denyer & Alvarado (2005). En el presente trabajo se reduce la extensión de esta unidad ya que se contó con mejores accesos a caminos y quebradas. Se determinó que la unidad se divide en varios cuerpos intrusivos aislados, aflorando a lo largo del río Navarro, Sombrero y Grande de Orosi y al N de El Empalme y en el Alto Tres Picos.

Normalmente la aureola de metamorfismo se presenta asociada a los cuerpos de mayor tamaño, hacia la parte central y SE del área de estudio. Dicha aureola presenta dos litologías principales, una generada a partir de rocas sedimentarias y otra a partir de rocas volcánicas. Las primeras son generalmente cornubianitas cuando la roca madre es la Formación Peña Negra mientras que las rocas de la Formación Pacacua produce metamorfismo diferencial debido a las intercalaciones de limos, arenas y brechas. Cuando la roca original ha sido volcánica se genera una silicificación, produciendo suelos con tonalidades blancuzcas y moradas.

Otro aspecto a considerar es que esta unidad está alineada NW-SE, y regionalmente se alinea con el Intrusivo de Escazú. Como se observa en el apartado de aspectos regionales esta alineación es la misma que presenta el tren de pliegues de Patarrá.

### **Edad**

Berrangé & Wittaker (1977) realizan 5 dataciones K/Ar para el cuadrante Tapantí y Cuericí, 4 de estas no presentan coordenadas mientras que una fue reportada en el sitio

de presa del P.H Río Macho. En todo caso, dicha datación reporta una edad de 11,4 Ma. lo que no es coherente con el modelo manejado, por lo que se decide prescindir del dato, ya que además puede estar errado o no es confiable, por haber sido obtenido mediante el método K/Ar.

MacMillan et al. (2004) realizan 3 dataciones Ar/Ar obteniendo edades entre 4,20 a 3,89 Ma.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

el intrusivo se encuentra cortando toda la secuencia de sedimentos del Valle Central y a la Formación La Cruz. Se estima que es un equivalente lateral del Intrusivo de Escazú, debido a las edades de ambos cuerpos, a su alineamiento y a sus similitudes litológicas.

### ***Génesis***

Alvarado & Gans (2012) sugieren que forman parte de uno de los últimos pulsos magmáticos generados en la Cordillera de Talamanca.

Con base en la extensión de la aureola de metamorfismo, la presencia de diques sinmagmáticos y las edades reportadas, se puede sugerir que la intrusión se dio en ambiente frágil, cuando ya la secuencia de rocas estaba emergida y deformada. Según lo anterior y debido a las relaciones espaciales entre las charnelas de los pliegues y la orientación de algunos cuerpos intrusivos se puede presumir que varios de los mismos corresponden con facolitos (observados en el parque Tapantí y en Navarro, ver mapa geológico, normales en ambientes frágiles). Los cuerpos intrusivos aflorantes cerca del río Sombrero y Navarro corresponden en su mayoría con diques asociados a las facies de gabros, mientras que los intrusivos presentes en el Alto Tres Picos, El Empalme, y Alto Cedral corresponden con batolitos, que sin embargo denotan cierto control estructural asociado a los pliegues.

## FORMACIÓN GRIFO ALTO

### *Estratotipo*

Denyer & Arias describen por primera vez a esta formación, y asignan al poblado de Grifo Alto como localidad tipo.

En el cuadrante Tapantí se le ha identificado hacia el sector W-SW, y los mejores afloramientos se observan en el poblado de La Lucha (Figura 14).



**Figura 14. Paisaje desarrollado en la Formación Grifo Alto. La Lucha**

### *Descripción*

Denyer & Arias (1991) la describen como una serie de rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas. Barrantes (1991) detalla en aspectos petrográficos y determina que las rocas van desde basaltos a andesitas, con predominancia de las últimas.

En el área de estudio solamente se observan lavas, que en general muestran tonos oscuros y un alto grado de meteorización. Se encuentran aflorando en un área de 15 km<sup>2</sup> en el cuadrante Tapantí.

Macroscópicamente, las lavas se describen como andesitas con fenocristales de plagioclasa, y una matriz oscura.

Se realizó un análisis petrográfico y un análisis geoquímico, determinando petrográficamente que la roca se trata de una andesita, mientras que geoquímicamente



se clasifica como basalto traquiandesítico, con una clara tendencia calcoalcalina, dichos resultados serán discutidos a fondo en el apartado de geoquímica.

Presenta un espesor de al menos 300 m y normalmente está afectada por alteración hidrotermal en las cercanías de la carretera Interamericana.

### ***Edad***

Denyer & Arias (1991) le asignan un rango de edad Plioceno, basados en relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas.

MacMillan et al. (2004) y Alvarado & Gans (2012) realizan varias dataciones por medio del método Ar/Ar para varias muestras en las cercanías del área de estudio (cuadrantes Río Grande, Carraigres y Abra) y determinan que dicha formación se produjo desde hace 7,3 - los 3,3 Ma.

### ***Correlación con otras Unidades y áreas***

Según Denyer & Arias (1991) la Formación Grifo Alto sobreyace por medio de una discordancia angular a toda la secuencia sedimentaria del valle central y a la Formación La Cruz y subyace a las rocas asociadas arco volcánico actual y sedimentos no consolidados.

En el área de estudio no fue posible observar ningún afloramiento que mostrara el contacto inferior de esta formación, sin embargo, lo propuesto por Denyer & Arias (1991) coincide con el modelo geocronológico expuesto en el presente trabajo.

Por otra parte, se estima que esta formación tiene equivalencia lateral con la Formación Doán, debido a sus relaciones estratigráficas y rasgos geoquímicos, sin embargo, dataciones radiométricas en la Formación Doán son necesarias para corroborar esta hipótesis.

### ***Génesis***

Esta unidad geológica se depositó después del basculamiento de finales del Mioceno y antes de la instauración del arco magmático en la posición que ocupa actualmente (Denyer & Arias, 1991).

## FORMACIÓN DOÁN

### *Estratotipo*

La heterogeneidad de su litología, el relieve agreste presente en las localidades donde esta formación aflora y problemas de acceso a caminos que muestren afloramientos adecuados para su identificación, han hecho que los trabajos que han estudiado esta unidad tengan como rasgo en común definir varias localidades tipo.

Escalante (1966) define a la Formación Doán basado en el nombre del cerro Doán, sin embargo, los afloramientos en el Cerro Doán presentan varias dificultades para su observación, por lo que el presente trabajo define como Neoestratotipo la margen derecha del puente viejo en la localidad de Fajardo (Figura 15).



**Figura 15. Formación Doán. Puente sobre el río Reventazón, Fajardo**

### *Descripción*

Escalante (1966) define por primera vez a la Formación Doán, mientras que Umaña (1966) describe la misma litología con el nombre de Formación Peñas Blancas. Por otra parte, Dóndoli & Torres (1954) reportan descripciones de esta litología, pero sin asociarla a una formación.

Alvarado & Pérez (1998), discuten ampliamente las descripciones presentadas en trabajos anteriores, realizan un análisis de los conceptos formulados a través de varias

décadas y determinan que existió cierto grado de contradicción con otras formaciones o bien que se confundía su litología con la de otras formaciones similares.

Por lo anterior Alvarado & Pérez (1998) por medio del trabajo de campo y discriminación de conceptos publicados en trabajos anteriores, describen a la Formación Doán, definiendo que se trata de una masa de la menos 800 m de espesor, compuesta en un 80% de rocas clásticas y un 20% restante de lavas y diques subordinados. Los depósitos piroclásticos corresponden con depósitos de flujos de bloques y cenizas, flujos ricos en cristales y líticos, posibles avalanchas volcánicas e intercalaciones de cenizas. Además, contiene extensos depósitos epiclásticos, los cuales consisten en flujos de escombros, tobitas, conglomerados y brechas tobáceas. Las coladas de lava consisten en basaltos hasta andesitas y traquiandesitas basálticas.

El presente trabajo está de acuerdo con la descripción anterior y agrega además datos cartográficos, petrográficos y geoquímicos de esta formación. Algunos criterios para su reconocimiento son que la Formación Doán aflora en toda la esquina NE del cuadrante Tapantí, donde se encuentra afectada por las varias fallas y alteración sericítica. La unidad presenta varias capas con inclinaciones de hasta 30° en diferentes direcciones, morfología pronunciada y presencia de fenocristales de augita en la mayoría de sus capas.

Para las rocas de la Formación Doán se realizó el análisis petrográfico de 14 muestras, obteniendo los siguientes resultados (Cuadro 7), donde resalta la presencia de vidrio incoloro, dos tipos de piroxeno, cristales hipidiomórficos de plagioclasa. y cristales de augita con longitudes de hasta 2 cm, algunos cristales de olivino. La textura de la matriz varía desde hialopilitica a pilotaxítica, y en general las muestras se presentan relativamente sanas, con algunos feldespatos afectados a sericita. Un aspecto destacable lo presenta la muestra 618314, la cual es tomada cerca de la base de esta formación, donde se pueden observar la presencia de autolitos de composición granítica.

**Cuadro 7. Petrografía de la Formación Doán**

Datos de la roca			Composición de la roca		
Código	Clasif. macro.	Clasif. Micro.	Fenocristales (%)	otros	Matriz (%)
M-v lago	Andesita	Andesita con augita	Plg (30) augita (25) opacos (5)	Sericita (5)	(35) Hialopilítica con microlitos de plg. y vidrio.
618314	Andesita (Base de la Fm)	Andesita con augita	Plg (20) augita (10) olivino (5) autolitos de granodiorita (15)	Sericita (2)	(48) Ofítica con microlitos de plg. y vidrio
24314	Andesita	Andesita Basáltica	Plg (40) olivino (10) opacos (10) augita (10)	Iddingsita Sericita (4)	(36) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio-
522114	Andesita	Andesita con augita	Plg (15) olivino (3) opacos (3) augita (12) autolitos andesíticos (5)	Iddingsita Sericita, clorita (2)	(60) Intersticial con microlitos de plg., augita y vidrio-
212214	Andesita	Andesita Con augita	Plg (27) olivino (3) opacos (8) augita (12) autolitos andesíticos (5)	-	(45) Intersticial con microlitos de plg., augita y vidrio

Para el análisis geoquímico se seleccionaron 8 muestras, de las cuales se obtiene que geoquímicamente las rocas equivalen con andesitas, basaltos y basaltos traquiandesíticos. Los demás resultados derivados del análisis geoquímico serán discutidos en el apartado de geoquímica.

#### *Miembro intrusivo Laja*

La presencia de diques ha sido reportada en varios trabajos, y en el presente se logró ubicar un enjambre de diques cerca de las coordenadas 558450-201900, en la localidad de La Laja. Se trata de un grupo de al menos 4 diques cortando las rocas de la Formación Doán, con espesores mínimos de 2 m y composición andesítica hasta basáltica. Por otra parte, en las cercanías de Cerro Doán se logró identificar un afloramiento de gabro. En general dichos intrusivos se asocian a la actividad volcánica de la formación, lo cual se ve reflejado en el análisis químico realizado a la muestra Dike-1 (dique basáltico), la cual presenta las mismas características químicas que el resto de rocas analizadas de la Formación Doán.

Dado lo anterior, y debido a que dichos cuerpos intrusivos han sido cartografiados se propone diferenciarlos como un miembro correspondiente a la Formación Doán.

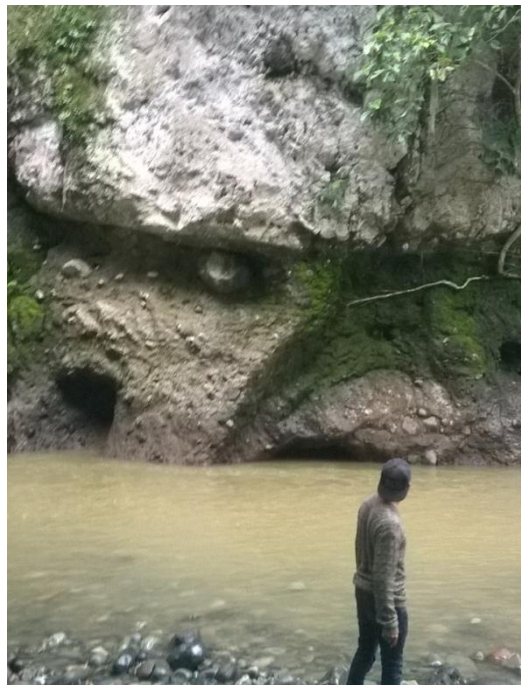
#### **Edad**

Según Alvarado & Pérez (1998) su edad es del inicio del Plioceno por su supuesta relación lateral con la Formación Suretka.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

No se ha encontrado su contacto inferior en afloramiento, por lo cual el mismo ha sido inferido como una discordancia con los sedimentos neógenos y con el vulcanismo del Mioceno, lo cual se infiere con base en el cartografiado geológico y la posición estratigráfica.

Sus contactos superiores se dan con la Formación Ujarrás, Paraíso, y Cervantes, las cuales sobreyacen discordantemente a la Formación Doán, lo que puede ser observado en el hipoestratotipo propuesto para esta Formación (Figura 16).



**Figura 16. Contacto de la Formación Doán con la Formación Paraíso**

### ***Génesis***

Alvarado & Pérez (1998) lo relacionan con una fase orogénica desarrollada en el neógeno y al rápido levantamiento y destrucción del arco magmático. En el presente trabajo se determina que se encuentra sobreyaciendo a la Formación La Cruz, por lo que su edad definitivamente debe de ser menor a 8 Ma, siendo correlacionable con eventos de vulcanismo adakítico y alcalino, el cual está relacionado con la interacción del arco de islas preexistente y el punto caliente de las islas Galápagos.

## **FORMACIÓN SURETKA**

### ***Estratotipo***

En el área de estudio aflora en las cercanías de las tomas del PH. Río Macho, sobre el túnel que conecta el río Pejibaye con el río Grande de Orosi. Valverde (1989) es quien describe por primera vez esta litología en el cuadrante Tapantí y Pejibaye. Debido a la ejecución de las obras del túnel dicho autor contó con la oportunidad de visualizar varios afloramientos que en la actualidad están ocultos por cobertura boscosa, definiendo varias quebradas de la parte alta del cerro que separa los ríos Grande de Orosi y Pejibaye. Por lo que se propone como hipoestratotipo la localidad del sitio de presa sobre el río Grande de Orosi, al E del cuadrante Tapantí.

### ***Descripción***

Esta formación está constituida por clastos milimétricos hasta métricos. redondeados a subredondeados. Los fragmentos son en su mayoría sedimentarios a metamórficos (cornubianita) y en menor proporción fragmentos ígneos (volcánicos). La matriz arenarcillosa, de color amarillento con un grado de cementación silíceo variable. Presenta una forma tabular, con un espesor de hasta 150 m según sondeos de refracción sísmica (Valverde, 1989).

### ***Edad***

Para las rocas aflorantes en el área de estudio, Valverde (1989), asigna una edad de Plioceno, lo cual es consistente con los tipos de sedimentos que componen a esta formación, debido a que incluye rocas metamórficas (metamorfismo de contacto producido por el Intrusivo de Tapantí, 4,3 ma).

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

Debido a la dificultad de acceso de afloramientos ha sido complicado identificar contactos de esta formación, sin embargo, Valverde (1989) define que se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la secuencia sedimentaria y al Intrusivo de Tapantí.

## ***Génesis***

Valverde (1989) identifica varias evidencias (canales, imbricaciones, discordancias erosivas) que indican que el ambiente de depositación fue continental. Dicha depositación se vio impulsada por el levantamiento de la cordillera de Talamanca y la rápida erosión.

## **FORMACIÓN PARAÍSO**

Tal y como será expuesto en los siguientes apartados, el grado de deformación, edad, su extensión y morfología y la discordancia angular existente con las rocas sobreyacentes sugieren que se debe de elevar al rango de formación a esta litología.

## ***Estratotipo***

Dondoli & Torres (1954) describen por primera vez a esta formación, definiendo como estratotipo a el camino que comunica a Paraíso con Orosi y la Catarata Los Novios, por el antiguo camino que comunicó a Paraíso con Cachí (cuadrante Tapantí e Istarú, respectivamente). Berrangé & Whittaker (1977) utilizan Esta misma localidad para su trabajo en el cuadrante Tapantí.



**Figura 17. Formación Paraíso (0,59 Ma.), diaclasas rumbos N20°W,80° y N40°E,75°.**

## ***Descripción***

Dondoli & Torres (1954) la describen como una colada de lava andesítica cubierta por tobas y depósitos lacustres. Umaña (1966) y Escalante (1966) la definen como una colada

de lava andesítica hasta basáltica con presencia de diaclasas debido al enfriamiento. Krushensky (1972) divide a este grupo de rocas como el Miembro Paraíso y el Miembro Capa de Ceniza, pertenecientes a la Formación Reventado, del Grupo Irazú. Según este autor, los materiales correspondientes a lavas y brechas pertenecen al Miembro Paraíso, mientras que los materiales de color pardo lo que el definió como "Capas de Ceniza" correspondieron con el Miembro Capa de Ceniza.

Pocos años después, Berrangé & Wittaker (1977) evalúan la propuesta anterior y afirman que los materiales del Miembro Capa de Ceniza en realidad corresponden con laterita producto de la meteorización de las lavas y brechas subyacentes.

Los nuevos afloramientos producto de la ampliación de los caminos han permitido al autor del presente trabajo corroborar lo planteado por *ibid.*, observando repetitivamente la presencia de bloques lávicos dentro del material pardo que corresponde en su mayoría con arcillas producto de la meteorización de la roca y no con arcillas producto de la alteración de la ceniza (Figura 18).



**Figura 18. Cobertura laterítica, Formación Paraíso, cerca de Las Cóncavas**

Por tanto, en el cuadrante Tapantí, la Formación Paraíso está representada por una serie de lavas y brechas andesíticas y un fuerte espesor de laterita (hasta 10 m). Los afloramientos muestran una serie de rocas con fenocristales de plagioclasas y piroxenos,



matriz color gris oscuro y presencia de disyunción laminar en la localidad tipo y disyunción columnar en el afloramiento de la catarata los Novios.

Petrográficamente, la roca se clasifica como andesitas basálticas con augita y andesitas, es común la presencia de fenocristales de plagioclasa, augita y olivinos, mientras que la textura de la matriz es andesítica en la mayoría de muestras analizadas, las cuales además no presentan minerales de alteración (Cuadro 8). Geoquímicamente, se clasifican como andesitas, sin embargo, los resultados de los análisis químicos serán discutidos en el apartado de geoquímica.

**Cuadro 8. Petrografía de la Formación Paraíso**

Datos de la roca			Composición de la roca		
Código	Clasif. macro.	Clasif. Micro.	Fenocristales (%)	otros	Matriz (%)
1151014	Andesita	Andesita	Plg (45) augita (12) opacos (8)	-	(35) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio
2151014	Andesita	Andesita	Plg (20) augita (13) opacos (5)	-	(62) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio
5151014	Andesita	Andesita Basáltica	Plg (35) augita (10) opacos (5) olivino (5)	-	(45) Pilotaxítica con microlitos de plg., augita y vidrio

Por otra parte, se determinó que esta formación se encuentra basculada unos 2°-3° con dirección N-NE, es de forma tabular y presenta un espesor variable que alcanza los 200 m.

### **Edad**

Dondoli & Torres (1954) le asignan una edad del Plioceno, Escalante (1966) deduce por relaciones estratigráficas con la Formación Ujarrás que su edad es más bien de Pleistoceno. Alvarado et al. (2006) realizan una datación radiométrica Ar/Ar, determinando que la edad de esta Formación es de 0,54-0,59 Ma.

### **Correlación con otras Unidades y áreas**

Escalante (1966) la ubica sobreyaciendo a la Formación Ujarrás por medio de una discordancia, sin embargo, el presente trabajo determinó que no es así, ya que los depósitos de la Formación Ujarrás no se encuentran basculados, y el grado de erosión y alteración de las terrazas es muy bajo comparado con lo expuesto por la Formación Paraíso.

En el cuadrante Tapantí, la Formación Paraíso sobreyace por medio de una discordancia angular a la Formación Pacacua (Berrangé & Wittaker, 1977) y a la Formación La Cruz.

### ***Génesis***

El trabajo presentado por Alvarado & Gans (2012) es principalmente los que han discutido aspectos genéticos de esta formación. Según dichos autores, estas rocas se encuentran asociadas a las primeras efusiones del volcán Irazú, y corresponde con lo que denominan el *Paleovolcán Irazú*.

## **FORMACIÓN UJARRÁS**

### ***Estratotipo***

Estas rocas son inicialmente descritas por Dóndoli & Torres (1954), posteriormente Escalante (1966) define a la Formación Ujarrás y determina que sus mejores afloramientos se encuentran en las orillas de ríos y quebradas que drenan al Valle de Ujarrás.

El presente trabajo propone como estratotipo a los afloramientos expuestos en el camino que comunica a la localidad de Ujarrás con Luisiana (Figura 19).



**Figura 19. Formación Ujarrás. Paleoaluvión del río Reventazón**

## ***Descripción***

Dondoli & Torres (1954) la describen como una serie de depósitos paleolacustres. Umaña (1966) coincide con tal descripción, mientras que Escalante (1966) determina que se trata de una formación compuesta por depósitos paleolacustres y aluviales, con presencia de capas de arcilla, arenas, limos y conglomerados con clastos de hasta 1 m de diámetro. Krushensky (1972) se basa en las descripciones anteriores para caracterizar los afloramientos de esta unidad al SE del cuadrante Istarú.

Berrangé & Wittaker (1977) profundizan en la descripción de estos sedimentos y señalan que los clastos normalmente están compuestos por granodioritas, andesitas, areniscas y brechas. Determinan que dichos presentan tamaños de hasta 2 m, y que algunas capas poseen imbricación y paleocanales.

El presente trabajo estima que se trata de una formación acuñada hacia el N, con un espesor que puede alcanzar hasta los 80 m según la interpretación estratigráfica y estructural. Por otra parte, se logró determinar la existencia de al menos dos niveles de terrazas, con una diferencia de altura promedio de 25 m,

## ***Edad***

Dondoli & Torres (1954) estiman que su edad es de Plioceno, según sus relaciones estratigráficas, mientras que Escalante (1966) le asigna una edad de Pleistoceno?

## ***Estructuras sedimentarias***

Paleocanales, clastos imbricados.

## ***Correlación con otras unidades y áreas***

Escalante (1966) determina que se encuentra subyaciendo a la Formación Paraíso, sin embargo, dicha afirmación parece ser incorrecta debido a que la Formación Ujarrás no se encuentra basculada y presenta un grado de erosión mucho menor que la Formación Paraíso. Por lo tanto, dicha litología se encuentra sobreyaciendo por medio de una discordancia angular a las formaciones Paraíso y Doán.

Según las descripciones realizadas por Umaña (1966), para las perforaciones de investigación en el sitio de presa de Cachí, dicha litología se encuentra subyaciendo a la Formación Cervantes, lo cual puede ser observado cuando el nivel de la presa baja durante el verano.

### ***Génesis***

Dondoli & Torres (1954) sugieren que su origen está relacionado a las coladas de lavas de la Formación Paraíso lo cual pudo haber colapsado el sistema de drenaje de los ríos preexistentes y provocado que se depositaran sedimentos fluvio lacustres.

Escalante (1966) relaciona su origen con el relleno de una depresión "Volcano-tectónica", la cual se rellenó durante el pleistoceno.

Linkimer (2002) relaciona a esta unidad con los efectos de la actividad neotectónica de los sistemas de falla Atirro y Navarro.

## **FORMACIÓN CERVANTES**

### ***Estratotipo***

Dondoli & Torres (1954) describen rocas de esta formación proponiendo como localidad tipo a una serie de afloramientos expuestas en el poblado de Cervantes, mientras que Escalante (1966) describe afloramientos en las cercanías de los poblados del Yas, Piedra Azul, Santiago y el sitio de presa del P.H. Cachí. Krushensky (1972) define a estas rocas como Formación Cervantes (Figura 20).

Berrangé & Wittaker (1977) señalan que esta litología se presenta en una pequeña porción en el cuadrante Tapantí, en las cercanías del sitio de presa del P.H. Cachí, el cual se propone como hipoestratotipo para el área de estudio, sin embargo, dichos afloramientos son observables solamente cuando el nivel de la represa baja unos 10 m de su cota normal.



**Figura 20. Formación Cervantes. Cercanías del poblado de Boquerón, cuadrante Istarú**

### ***Descripción***

Dondoli & Torres (1954) la describen como una serie de andesitas color gris, con textura vesicular. Umaña (1966) y Escalante (1966) señalan además la presencia diaclasas producto de la disyunción columnar, textura escoriácea y relieve irregular. Olson & Sáenz (1966) definen la presencia de un flujo occidental y otro oriental, el cual aflora en el área de estudio.

Alvarado et al. (2006) afirman que se trata de andesitas basálticas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y algunos olivinos y titanomagnetita en una matriz compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa, ilmenita y vidrio riolítico. Alvarado & Vega (2013) describen las morfologías presentadas por esta formación, definiendo la existencia de un túnel de lava, *kippukas*, depresiones y centros de emisión. Por otra parte *ibid.* determinan que el espesor de esta unidad alcanza los 80 m y presenta una forma irregular.

### ***Edad***

Según una datación radiométrica Ar/Ar esta formación presenta una edad de 0,02 Ma (Alvarado et al., 2006).

### ***Paleontología***

Alvarado et al. (2006) reportan la presencia de materia orgánica calcinada hacia la base de esta unidad.

### ***Correlación con otras unidades y áreas***

En el área de estudio se le observa sobreyaciendo discordantemente a la Formación Ujarrás.

### ***Génesis***

Su génesis se encuentra relacionada con los últimos eventos del volcán Irazú y ha sido emanada desde un cono parásito de dicho volcán, el cual se asocia con un alineamiento N-S de varios conos parásitos.

## **DEPÓSITOS DE COLUVIOS**

Los depósitos que presentan un tamaño visible para la escala de trabajo afloran principalmente en las cercanías de las trazas de las fallas agua Caliente, Navarro y Orosi. Presentan tamaños variados con clastos de hasta 12 m de diámetro.

## **ABANICOS ALUVIALES**

Se presentan en asocio a los Depósitos de Coluvios y a los Aluviones y están alineados principalmente con la traza de falla Orosi en la localidad de Orosi y Navarro y en la localidad de Cachí.

## **ALUVIÓN**

Corresponden con los sedimentos transportados por el cauce actual del río Reventazón, Grande de Orosi y Navarro. En general los clastos presentan tamaños de hasta 5 m de diámetro, composición variable y bajo grado de redondez (Figura 21).



**Figura 21. Aluvión del río Reventazón en las cercanías de Tapantí.**

## GEOQUÍMICA

Los datos presentados (Cuadro 9 al 11) muestran la abundancia de elementos mayores y traza, los cuales fueron obtenidos a partir de XRF y espectrometría de masas (detallado en el apartado de metodología). Posterior al análisis de los datos se procedió a trabajar con el programa IGPET y representar gráficamente las distintas relaciones entre los elementos. Dichas relaciones fueron adaptadas de publicaciones que tuvieran características similares al área de estudio.

**Cuadro 9. Resumen de los resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza (ppm) y mayores (%)**

Muestra	Unidad	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	% tot.
1-151014	Paraiso	58,06	0,97	17,46	6,99	0,10	3,46	5,92	3,41	2,53	0,30	99,20
2-151014	Paraiso	60,56	0,69	18,10	6,07	0,13	1,75	7,22	2,92	1,94	0,12	99,51
Ale-DK2	La Cruz	51,68	0,97	19,35	10,36	0,18	3,77	10,31	2,75	0,81	0,17	100
D-1	Doán	52,02	0,87	17,35	8,01	0,14	6,84	9,31	3,44	1,15	0,29	99,41
D-2	Doán	54,98	0,80	17,97	7,23	0,10	4,40	7,33	3,79	1,23	0,27	98,10
D-3	Doán	50,04	0,89	17,51	8,49	0,13	6,55	10,71	3,09	0,95	0,18	98,55
D-4	Doán	49,54	0,92	17,11	8,87	0,14	7,08	10,84	2,90	0,92	0,17	98,49
D-7	Doán	52,67	0,90	18,34	8,25	0,17	4,32	9,23	3,60	1,10	0,28	98,87
D-10	Doán	50,80	0,99	17,12	8,76	0,15	6,60	9,38	3,30	1,19	0,36	98,66
Dike-1	Doán	61,04	0,56	18,44	5,45	0,06	2,26	5,78	4,40	1,72	0,37	100
DT-IN	Dota	61,31	0,63	16,60	7,09	0,15	2,26	4,89	3,87	3,47	0,20	100
Gb-dot	Dota	49,51	0,69	20,45	10,79	0,19	4,10	11,11	2,09	0,21	-0,19	98,95
TP-1-2	La Cruz	48,94	1,05	18,62	11,65	0,21	4,76	9,96	2,92	0,66	0,16	98,93
TP-IN	Tapantí	61,83	0,63	16,66	5,81	0,12	2,44	4,89	3,19	4,55	0,23	100
GB-Pur	Tapantí	53,82	0,59	19,61	8,82	0,18	3,78	8,91	2,86	0,74	0,24	99,55
Dike Ale	La Cruz	51,33	0,97	19,45	10,20	0,20	3,74	9,91	2,94	0,90	0,25	99,89
1-141014	La Cruz	58,00	0,72	18,42	7,50	0,13	3,33	7,35	2,89	1,73	0,25	100
2-141014	Grifo Alto	53,49	0,82	17,86	8,83	0,23	3,69	7,62	2,74	2,69	0,30	98,27
Muestra	Unidad	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	
1-151014	Paraiso	31,68	175,51	57,03	21,65	38,44	120,31	88,60	29,29	1,26	71,57	
2-151014	Paraiso	33,75	199,82	8,76	17,15	8,39	26,03	92,71	20,06	1,21	42,63	
Ale-DK2	La Cruz	32,83	268,73	15,88	26,01	11,77	144,99	96,07	18,49	1,63	11,16	
D-1	Doán	29,50	229,86	262,48	32,48	126,31	155,45	92,58	26,68	1,19	17,73	
D-2	Doán	28,06	213,30	115,30	25,74	60,03	94,42	89,38	26,67	1,06	18,92	
D-3	Doán	32,18	274,54	169,85	33,11	60,18	241,90	89,22	22,37	1,24	14,76	
D-4	Doán	33,03	288,84	175,76	33,98	58,01	111,42	96,11	22,07	1,28	13,49	
D-7	Doán	29,88	244,47	47,26	27,92	31,74	77,66	96,72	26,78	1,13	16,48	
D-10	Doán	30,52	237,05	246,84	34,31	126,49	74,98	91,67	26,11	1,24	18,91	
Dike-1	Doán	28,97	120,85	15,71	14,21	17,44	147,66	96,30	36,55	1,15	34,36	
DT-IN	Dota	32,82	137,04	6,42	11,95	4,38	87,15	98,86	37,43	1,52	95,50	
Gb-dot	Dota	34,76	310,24	4,52	27,73	6,74	77,00	81,06	12,81	1,31	1,92	
TP-1-2	La Cruz	32,11	347,07	6,41	31,44	14,51	120,44	105,34	21,70	1,55	7,47	
TP-IN	Tapantí	29,76	123,62	23,70	15,08	12,54	105,66	89,70	31,12	1,36	161,37	
GB-Pur	Tapantí	29,52	182,16	10,30	24,01	1,20	118,60	110,54	32,04	1,47	12,75	
Dike Ale	La Cruz	33,64	259,97	13,89	25,35	7,53	292,74	106,98	29,64	1,73	12,92	
1-141014	Paraiso	32,31	208,37	3,36	21,47	-2,27	143,98	102,82	43,28	1,64	39,87	
2-141014	Grifo Alto	32,05	230,80	5,83	26,54	0,91	178,11	109,39	42,60	1,70	73,60	



**Cuadro 10. Continuación resumen de los resultados de los análisis geoquímicos de elementos traza (ppm)**

Muestra	Unidad	Sr	Y	Zr	Nb	Mo(Ru)	Cd(Sn)	Sn(Te)	Cs	Ba	La
1-151014	Paraíso	775,02	20,26	195,18	20,31	0,04	0,05	1,28	1,26	1015,09	45,43
2-151014	Paraíso	411,08	25,74	84,13	2,71	0,01	0,04	0,95	0,63	619,12	13,17
Ale-DK2	La Cruz	536,51	24,19	50,53	1,75	0,01	0,02	0,75	0,13	479,19	6,98
D-1	Doán	1273,55	12,58	75,63	6,98	0,01	0,06	0,92	0,23	868,24	24,78
D-2	Doán	1217,69	9,49	63,71	4,66	0,01	0,07	0,77	0,26	869,23	16,55
D-3	Doán	1116,54	13,45	53,25	5,51	0,01	0,07	0,82	0,15	638,98	15,69
D-4	Doán	1054,66	13,89	51,95	5,41	0,01	0,06	0,86	0,16	624,85	15,13
D-7	Doán	1290,01	17,25	67,00	7,00	0,01	0,06	0,91	0,16	828,69	22,26
D-10	Doán	1252,07	14,34	89,97	12,26	0,01	0,04	0,87	0,17	842,26	31,82
Dike-1	Doán	1372,61	11,77	116,51	10,86	0,02	0,04	0,68	0,36	1345,92	34,19
DT-IN	Dota	446,54	31,82	251,57	12,80	0,01	0,03	1,39	1,71	1474,22	20,97
Gb-dot	Dota	382,16	14,60	20,73	0,39	0,01	0,04	0,45	0,17	209,18	1,75
TP-1-2	La Cruz	750,37	24,74	48,99	2,09	0,01	0,02	0,79	0,06	630,52	8,64
TP-IN	Tapantí	728,27	39,22	343,57	22,57	0,03	0,03	1,45	2,57	1201,17	55,75
GB-Pur	Tapantí	910,08	17,27	45,23	1,94	0,01	0,16	0,73	0,24	757,45	10,42
Dike Ale	La Cruz	547,44	23,73	51,90	1,80	0,00	0,14	0,93	0,16	609,30	7,22
1-141014	La Cruz	710,68	40,04	107,70	5,99	0,01	0,12	1,17	0,59	1308,35	20,01
2-141014	Grifo Alto	1049,48	28,51	172,22	12,56	0,02	0,09	1,46	0,64	1268,72	46,39

Muestra	Unidad	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1-151014	Paraíso	81,34	10,26	36,55	6,08	1,60	5,02	0,67	3,61	0,67	1,81
2-151014	Paraíso	26,01	4,30	19,27	4,63	1,23	4,57	0,74	4,58	0,87	2,46
Ale-DK2	La Cruz	14,05	2,51	12,23	3,46	1,22	4,20	0,65	4,30	0,85	2,53
D-1	Doán	45,57	6,17	24,41	4,57	1,33	3,75	0,47	2,60	0,45	1,14
D-2	Doán	30,01	4,36	18,06	3,29	1,04	2,61	0,34	1,87	0,35	0,85
D-3	Doán	31,54	4,55	19,46	3,94	1,16	3,37	0,43	2,61	0,49	1,32
D-4	Doán	31,65	4,55	19,55	3,91	1,19	3,22	0,44	2,75	0,49	1,35
D-7	Doán	40,41	5,55	22,57	4,36	1,28	3,66	0,48	2,62	0,51	1,37
D-10	Doán	57,55	7,34	29,64	5,06	1,50	4,52	0,55	2,74	0,49	1,28
Dike-1	Doán	59,69	7,20	25,98	3,98	1,22	3,15	0,40	1,96	0,36	1,05
DT-IN	Dota	39,61	5,67	22,34	5,06	1,21	5,19	0,82	5,25	1,10	3,07
Gb-dot	Dota	3,79	0,75	4,56	1,39	0,58	2,07	0,38	2,49	0,54	1,51
TP-1-2	La Cruz	17,89	2,94	13,92	3,94	1,34	4,33	0,71	4,31	0,88	2,45
TP-IN	Tapantí	96,61	12,18	47,01	8,80	2,00	8,45	1,17	6,35	1,25	3,25
GB-Pur	Tapantí	18,39	2,84	12,33	3,02	1,05	3,10	0,46	2,78	0,60	1,67
Dike Ale	La Cruz	14,40	2,64	12,87	3,36	1,22	3,95	0,65	4,12	0,86	2,48
1-141014	Paraíso	32,37	5,09	20,39	4,51	1,35	5,06	0,82	5,07	1,12	3,32
2-141014	Grifo Alto	81,32	10,54	40,81	7,33	1,82	6,29	0,88	4,55	0,91	2,45

Muestra	Unidad	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Pb	Th	U
1-151014	Paraíso	0,25	1,82	0,24	4,72	1,09	0,78	8,43	11,13	4,06
2-151014	Paraíso	0,38	2,67	0,43	2,54	0,18	0,20	3,14	1,98	0,79
Ale-DK2	La Cruz	0,38	2,43	0,37	1,56	0,08	0,11	3,12	0,62	0,32
D-1	Doán	0,18	1,16	0,17	2,03	0,39	0,26	4,36	3,24	1,04
D-2	Doán	0,12	0,84	0,12	1,78	0,24	0,18	4,75	1,46	0,65
D-3	Doán	0,18	1,23	0,17	1,49	0,28	0,19	4,74	1,64	0,65
D-4	Doán	0,19	1,19	0,20	1,55	0,31	0,13	4,11	1,66	0,58
D-7	Doán	0,19	1,20	0,17	1,84	0,39	0,18	4,73	2,34	0,85
D-10	Doán	0,17	1,26	0,17	2,26	0,65	0,26	3,94	3,88	1,17
Dike-1	Doán	0,16	1,02	0,18	2,72	0,64	0,39	8,66	4,64	2,19
DT-IN	Dota	0,45	3,53	0,56	6,42	0,68	1,21	9,53	5,86	2,66
Gb-dot	Dota	0,24	1,57	0,27	0,65	0,02	0,06	0,86	0,14	0,09
TP-1-2	La Cruz	0,36	2,42	0,40	1,51	0,17	0,11	1,94	0,50	0,27
TP-IN	Tapantí	0,47	2,98	0,52	8,16	1,31	1,11	16,44	24,37	6,32
GB-Pur	Tapantí	1,81	0,28	1,34	0,09	0,09	0,09	3,34	0,73	0,30
Dike Ale	La Cruz	2,52	0,37	1,52	0,11	0,11	0,11	2,55	0,61	0,32
1-141014	Paraíso	3,18	0,56	2,81	0,28	0,28	0,28	4,91	2,85	1,08
2-141014	Grifo Alto	2,44	0,42	4,02	0,57	0,57	0,57	7,63	10,06	3,22

Gazel et al. (2009) muestran como el arribo de la cordillera de Coco a la fosa mesoamericana genera un cambio en las características de la composición del magma. Dicho cambio es notable a partir de los 10 - 6 Ma., donde en general el magma presenta

un enriquecimiento en Si y K, lo cual finalmente es relacionado con el proceso de evolución de la corteza oceánica a corteza continental o continentalización (Gazel et al., 2015).

El área de estudio forma parte de la región en proceso de continentalización, por lo cual se trabajó detallando desde el punto de vista geoquímico a las unidades ígneas aflorantes dentro del cuadrante. Con ello se obtuvo una buena correlación con los datos presentados en trabajos acerca del tema, lo cual será mostrado a lo largo del presente apartado, donde se separa el análisis de rocas volcánicas y el análisis de rocas plutónicas debido a sus características químicas y a los tipos de diagramas empleados para cada grupo.

Es importante señalar que las rocas de la Formación La Cruz corresponden con el arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior, las rocas de las formaciones Doán y Grifo Alto corresponden con el arco volcánico del Plioceno y la Formación Paraíso con el arco volcánico actual.

## **Rocas Volcánicas**

### ***Elementos Mayores***

De acuerdo con el Diagrama Irvine & Baragar (1971), las rocas volcánicas de las formaciones Grifo Alto, Doán, Paraíso se concentran predominantemente en la serie calco-alcalina mientras que las muestras asociadas a la Formación La Cruz presentan un carácter toleítico (Figura 22)

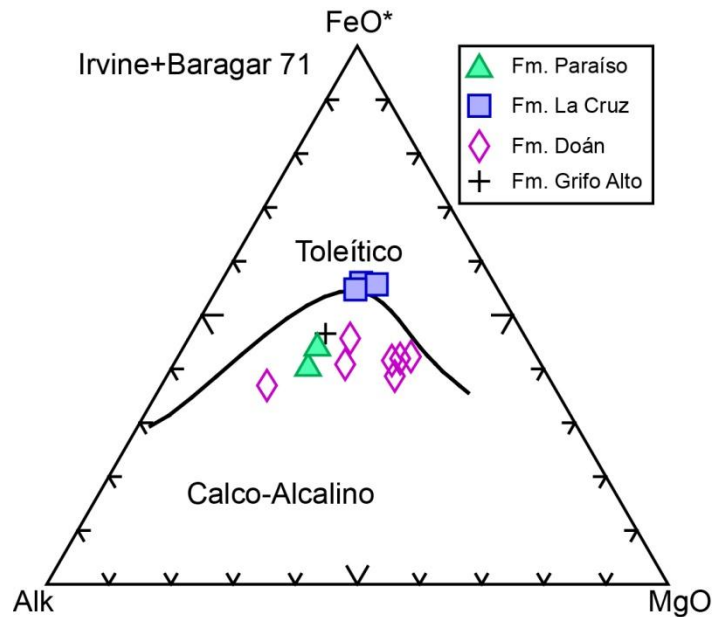
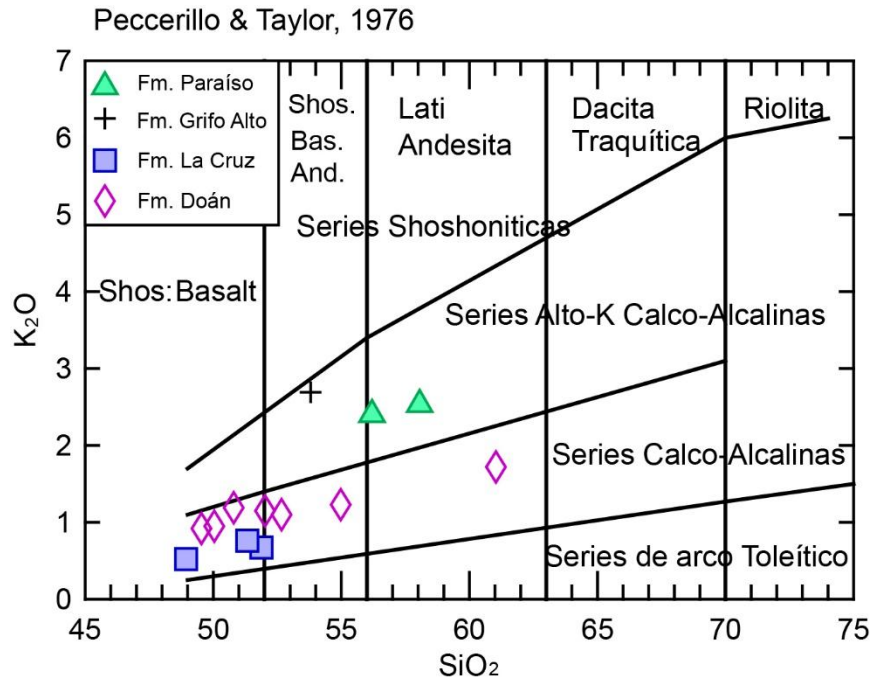


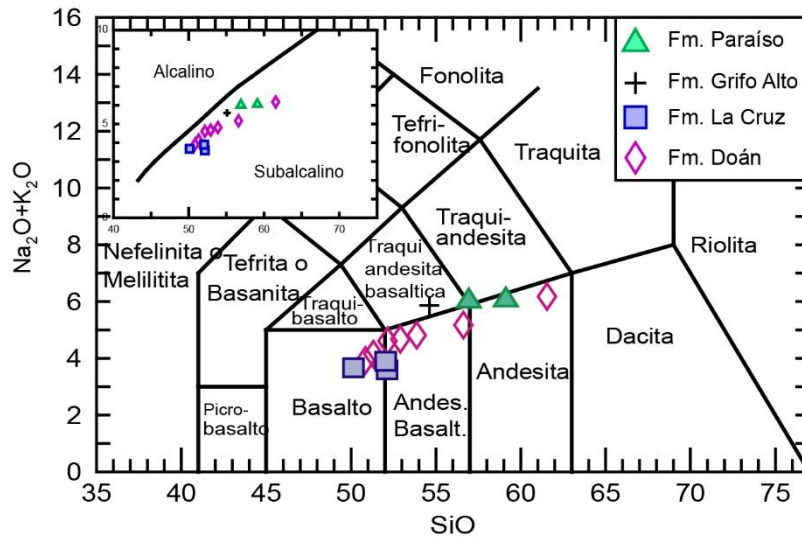
Figura 22. Diagrama Irvine & Baragar (1971). Nótese la diferenciación que existe entre las muestras de la Formación La Cruz e Indiferenciado con respecto a las rocas de la formación Grifo Alto, Doán y Paraíso.  $*Fe^{+3}$

Las series magmáticas van desde calco-alcalinas normales hasta calco-alcalinas con alto K, según el diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 23), utilizado para rocas de arco volcánico; se observa que las muestras de La Cruz y Doán pertenecen a la serie calco-alcalina (2 series). Mientras que las rocas pertenecientes a la Formación Grifo Alto y Paraíso presentan como parte de series con alto K, lo cual corresponde a un enriquecimiento de este elemento posterior al arribo de la cordillera de Coco para estas rocas.



**Figura 23. Diagrama Peccerillo & Taylor (1976)**

El vulcanismo del área de estudio presenta un espectro geoquímico relativamente restringido, entre una naturaleza básica hasta intermedia y está representado por basaltos, andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas basálticas (Figura 24). Los basaltos están representados principalmente por rocas de las formaciones Doán y La Cruz, mientras que las rocas con mayores concentraciones de K presentan características intermedias.



**Figura 24. Diagrama Álcalis Totales/Sílice (TAS) para la clasificación geoquímica de las rocas aflorantes en el cuadrante Tapantí**

Por otra parte, la tendencia máfica a intermedia de las rocas volcánicas permite utilizar el MgO para analizar los procesos de diferenciación confrontándolo con los demás elementos mayores (Figura 25). Se observa que los elementos mayores muestran una buena correlación general con el MgO. Donde el SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O disminuyen conforme aumenta el MgO, presentando una mayor concentración en las muestras de rocas con edades menores a los 8 Ma. Por otro lado, los porcentajes de TiO<sub>2</sub>, CaO y FeO<sub>t</sub> muestran una perceptible correlación positiva acorde a los óxidos compatibles.

Es importante señalar que las muestras de la Formación Doán presentan resultados anómalos con respecto a las demás muestras analizadas y en general se caracterizan por presentar altos valores de MgO.

El enriquecimiento en SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O con respecto al MgO en las rocas con edades menores a los 8 Ma es un aspecto de recalcar ya que es la manera en que se refleja el proceso de continentalización de las rocas del área de estudio.

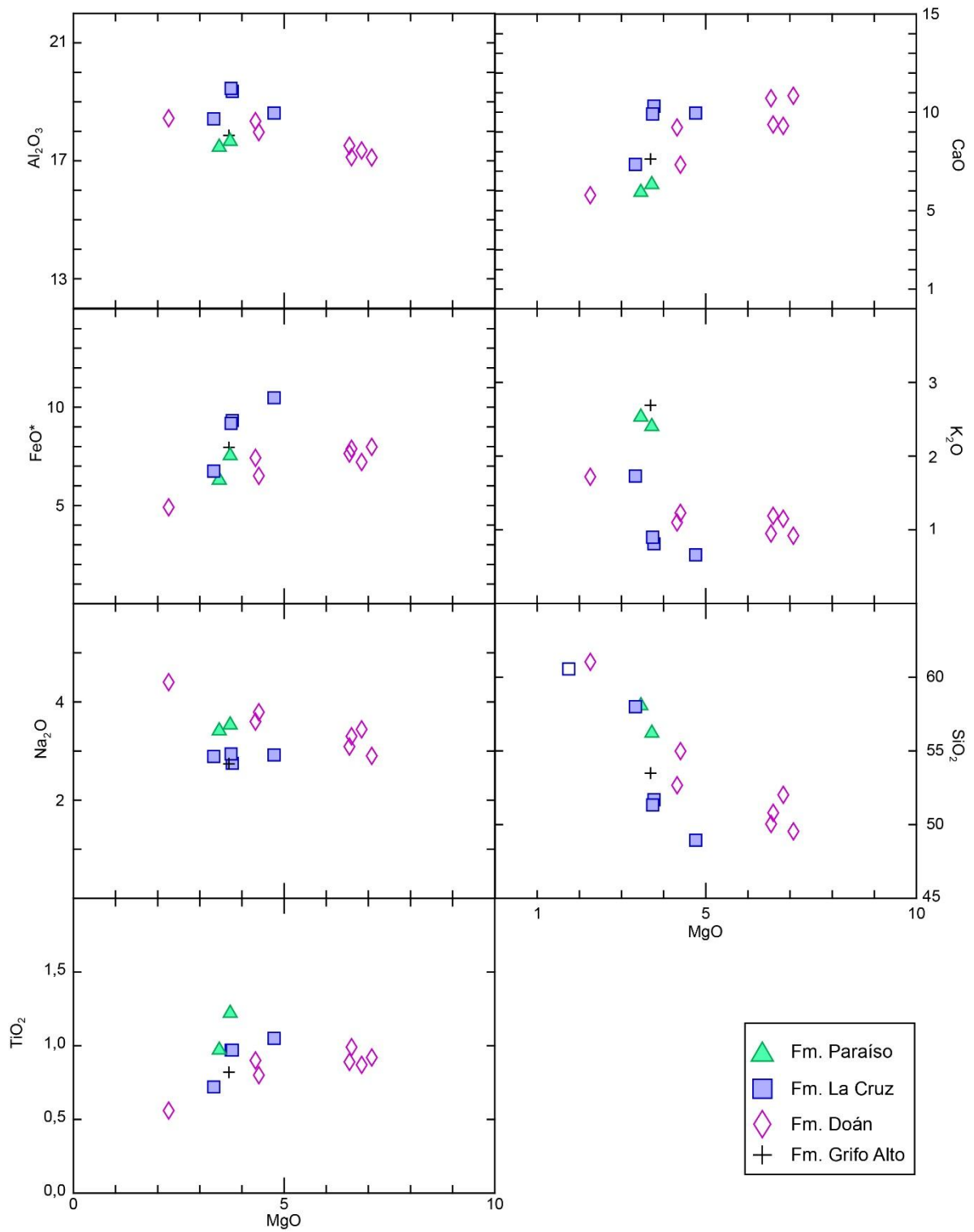


Figura 25. Diagramas de variación de elementos mayores utilizando MgO como índice de diferenciación

## Elementos Traza

Utilizando el MgO como índice de diferenciación con elementos traza, se observa una correlación positiva con Ni, Cr, y Co, evidenciando un carácter compatible. Además, se puede considerar que las muestras asociadas con la Formación Doán muestran una población distinta al resto de muestras estudiadas; esto también sucede con el análisis de elementos mayores vs. MgO (Figura 26).

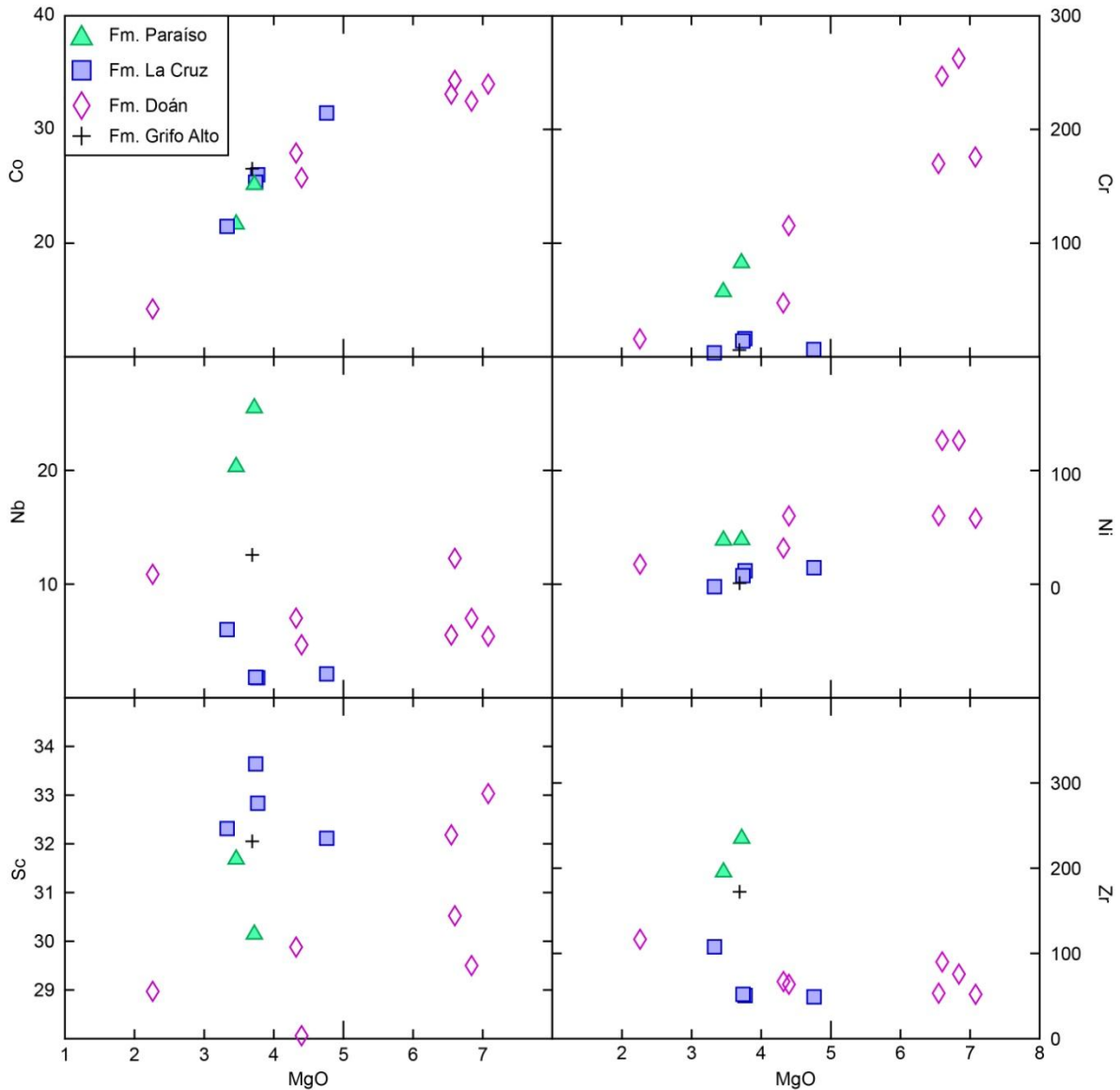
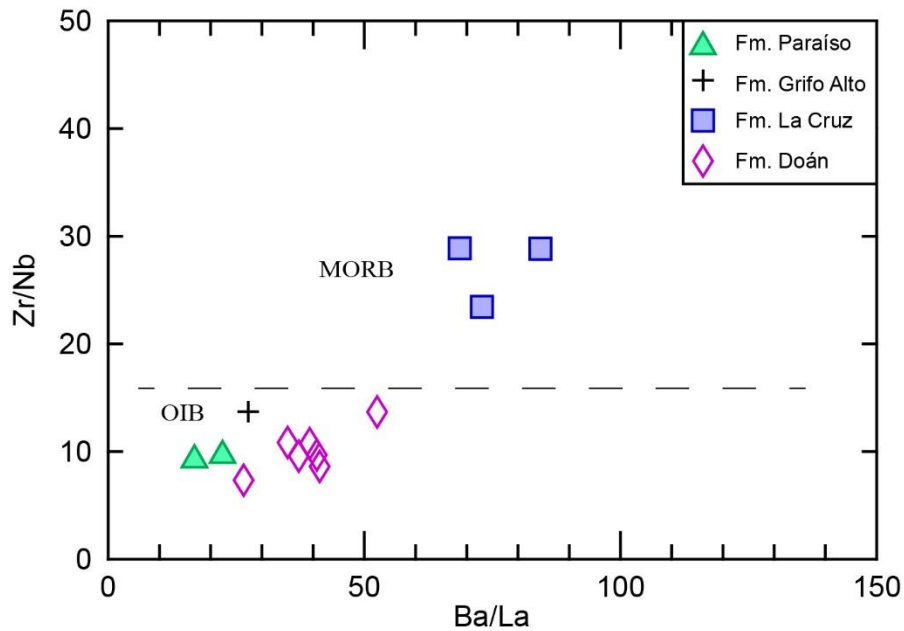


Figura 26. Diagrama de variación de elementos traza seleccionados utilizando MgO como índice de diferenciación

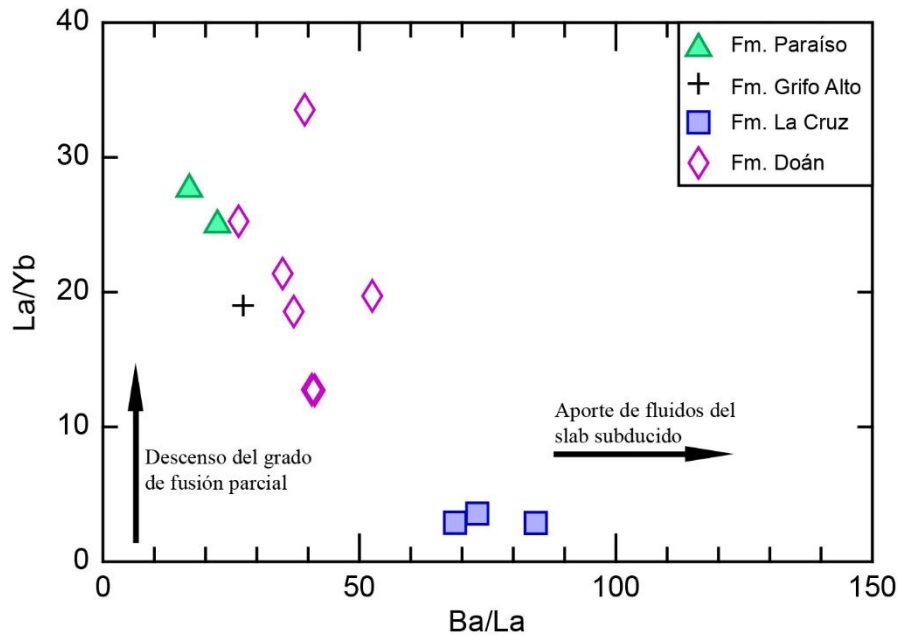
La Figura 27 muestra la relación  $Zr/Nb$  y  $Ba/La$  para las fuentes mantélicas de las muestras de las rocas volcánicas, donde  $Zr/Nb$  aumenta conforme aumenta el  $Ba/La$  (Figura 27). Gazel et al. (2009) utilizan esta relación para trabajar con rocas similares a las del presente trabajo, y afirman que la tendencia hacia la fuente mantélica OIB corresponde a la contaminación con la firma geoquímica de las islas Galápagos, por medio de la cordillera de Coco y es notable en rocas con edades menores de 8 Ma.



**Figura 27. Razones promedio  $Zr/Nb$  vs.  $Ba/La$ , nótese que el aporte de fluidos de la placa subducida aumenta a la derecha**

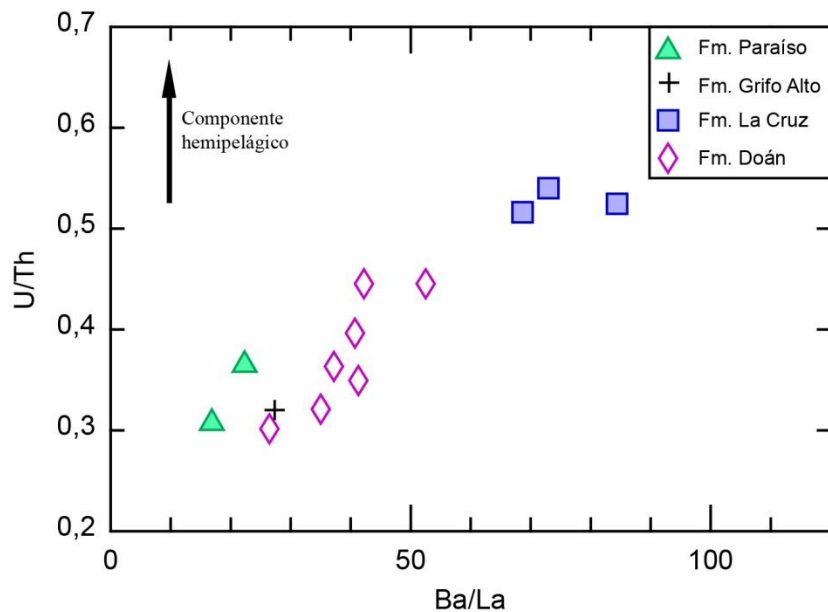
El diagrama de  $Ba/La$  vs  $La/Yb$  (Figura 28) (Cameron et al., 2003) utilizado para mostrar las diferencias que ocurren como resultado del aporte de fluidos de la placa (que se subduce) versus los procesos de fusión.  $La/Yb$  incrementa con la adición de material cortical a los fundidos del manto, y a su vez aumenta con el descenso del porcentaje de fusión de la roca fuente, que puede ser material de la corteza o manto. Las muestras con  $La/Yb > 10$  se originaron a partir de bajos grados de fusión parcial del manto (o una derivación de una fuente enriquecida (Gazel et al., 2009)) y poseen una afinidad OIB concordante con los patrones altos de REE de las lavas eruptadas de la parte central de C.R. (Carr et al., 1990).





**Figura 28. Razones promedio La/Yb vs. Ba/La**

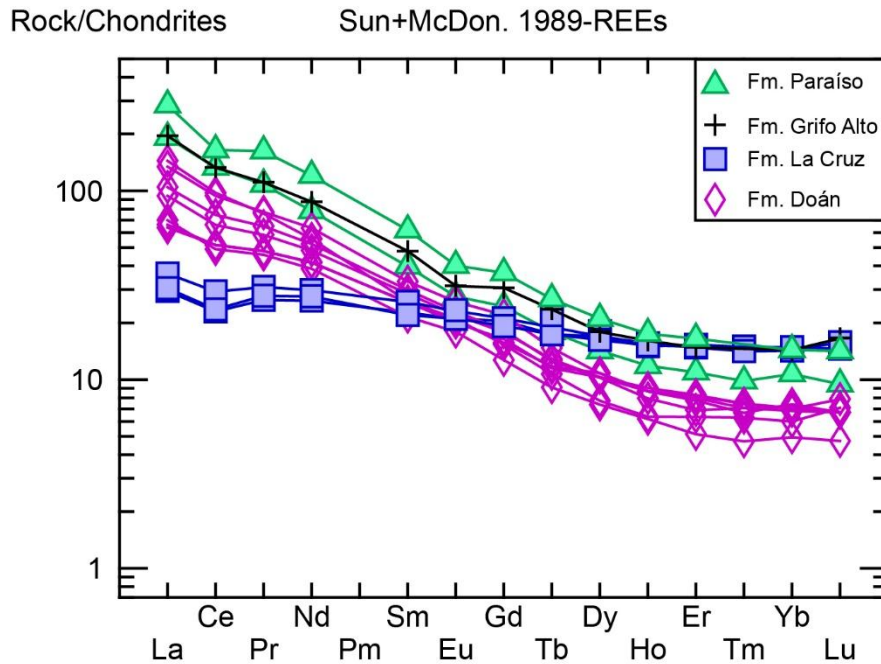
Según los valores de la Figura 29, la razón U/Th tiende a ser menor a 0,5 para rocas con edades menores a 8 Ma, lo cual coincide con lo expuesto por Saginor et al. 2013), quien indica que hace alrededor de los 12-9 ma la razón U/Th decae, lo cual se relaciona con un menor aporte del componente hemipelágico en el magmatismo de arco, relacionado a un cambio en las condiciones de la subducción, o bien el arribo de la cordillera de Coco.



**Figura 29. Razones promedio U/Th vs. Ba/La**

*Diagrama Araña normalizado a condrito:*

Un enriquecimiento en LILE se da en la normalización a condrito según Sun et al. (1980) (Figura 30), donde predominan los elementos que se concentran en la fase líquida del manto (incompatibles).



**Figura 30. Diagramas Araña normalizados a condrito (Sun & McDonough, 1989)**

Con la figura anterior se evidencia la diferencia de patrones de REE entre las rocas estudiadas, donde las rocas asociadas a la Formación La Cruz muestran un patrón semiplano con un leve enriquecimiento en LILE, mientras que el resto de rocas presenta un patrón de pendiente fuerte, mostrando un mayor enriquecimiento en las rocas de las formaciones Grifo Alto y Paraíso.

***Muestras con tendencia adakítica***

El vulcanismo adakítico se caracteriza por presentar alto Sr, bajo Y y HREE, para un origen de fusión parcial de eclogitas o anfibolitas con granate (Defant & Drummond, 1990; Defant et al., 1991a, b), además de valores altos de las razones de Sr/Y y La/Yb y anomalías negativas en Nb, Ti y Zr. Según dichos autores, son series andesíticas, dacíticas y riolíticas sódicas de una composición química inusual que se encuentran en arcos de islas. Las muestras correspondientes a la Formación Doán (Figura 31 y Figura

32) presentan un carácter adakítico, caracterizadas por valores de  $La/Yb > 10$  y  $Sr/Y > 60$ ,  $Y < 20$ . Es importante señalar que las muestras de la Formación Doán pertenecen a series basálticas, con lo que el espectro geoquímico se ve ampliado para las adakitas.

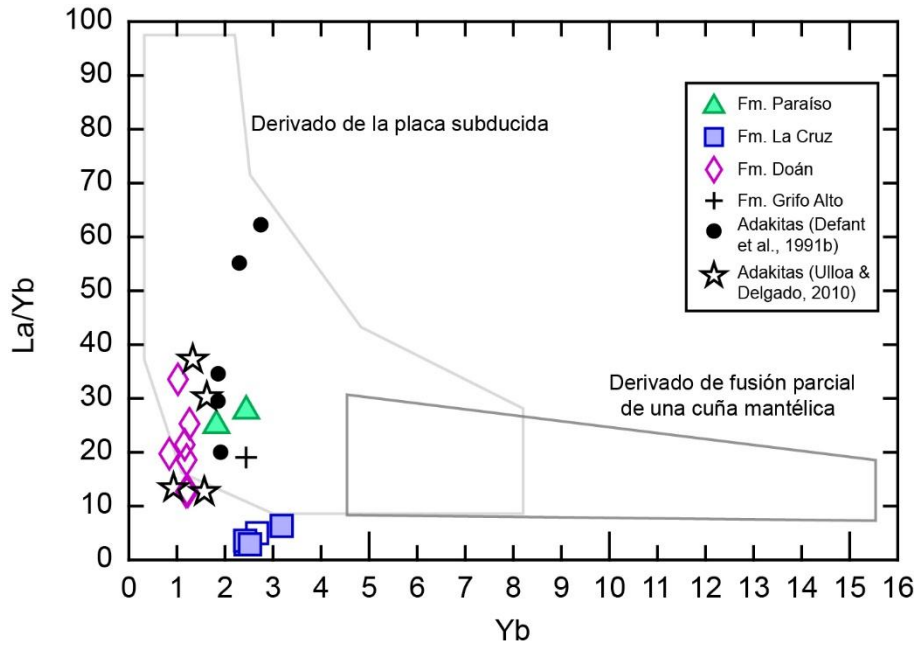


Figura 31. Razón  $La/Yb$  para las muestras analizadas

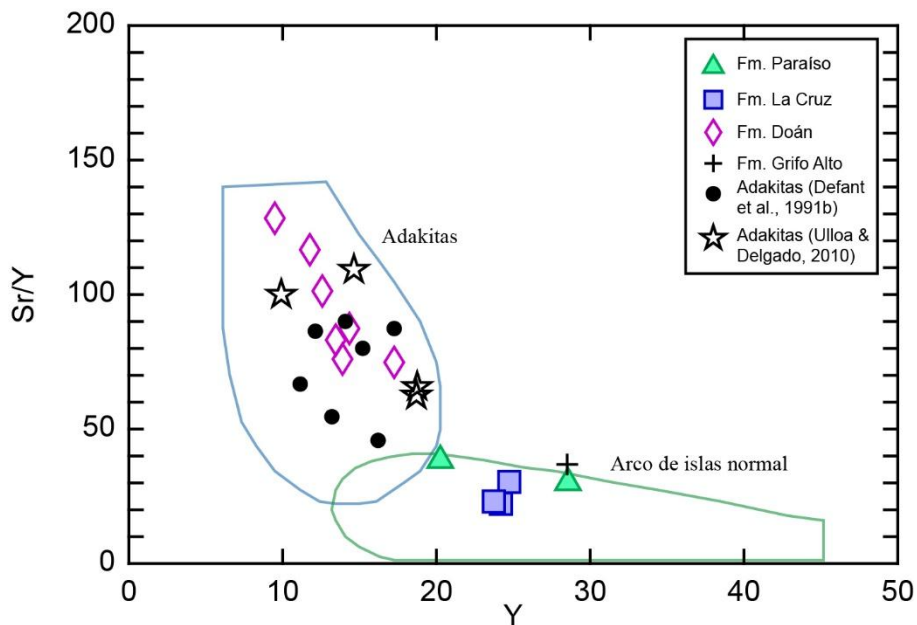
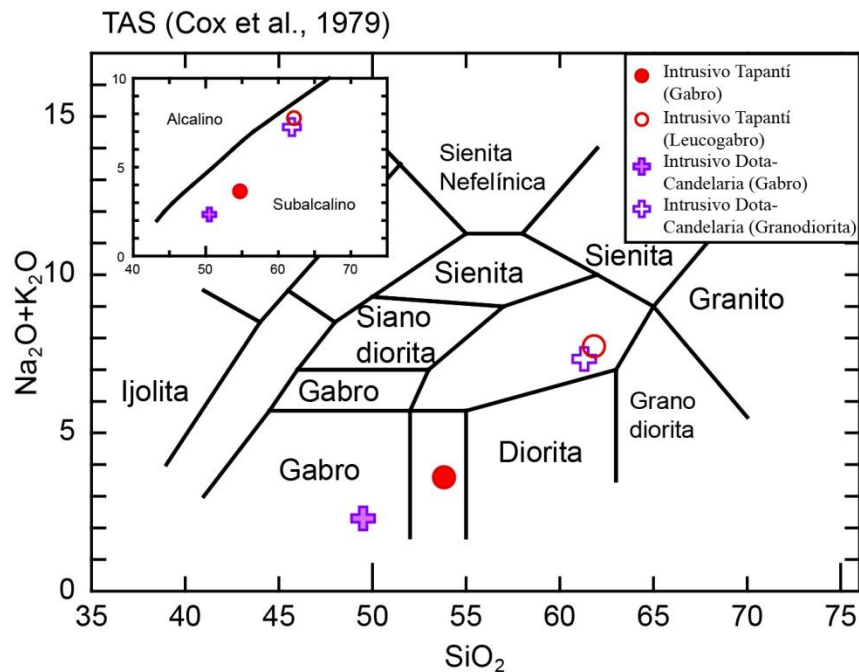


Figura 32. Relación  $Sr/Y$  vs.  $Y$ , donde un enriquecimiento en la relación  $Sr/Y$  corresponde con una tendencia adakítica (Defant et al., 1991)

## Rocas Plutónicas

### Elementos mayores

Las rocas intrusivas analizadas corresponden con dos muestras del Intrusivo de Dota-Candelaria (10 - 8 Ma.) y dos muestras del Intrusivo de Tapantí (4,5 Ma.). Se observa según la Figura 33 que para cada intrusivo se tiene una muestra con un porcentaje bajo en sílice (gabros) y otra muestra con un porcentaje mayor de sílice (granodioritas o leucogabro), lo cual es esperable debido a la diferenciación que se da durante el enfriamiento del intrusivo. También la Figura 33 muestra como ambos intrusivos tienen un comportamiento subalcalino.



**Figura 33. Diagrama Álcalis Totales/Sílice (TAS) para la clasificación geoquímica de las rocas intrusivas aflorantes en el cuadrante Tapantí, correspondientes a rocas asociadas al intrusivo de Dota-Candelaria (10 Ma.) y al intrusivo de Tapantí (4,5 Ma.)**

Las rocas del intrusivo de Dota-Candelaria presentan una tendencia relativamente más toleítica que las rocas del Intrusivo de Tapantí, o bien una mayor concentración de FeO, lo cual coincide con el marco cronológico de estas unidades y el arribo de la cordillera de Coco (Figura 34

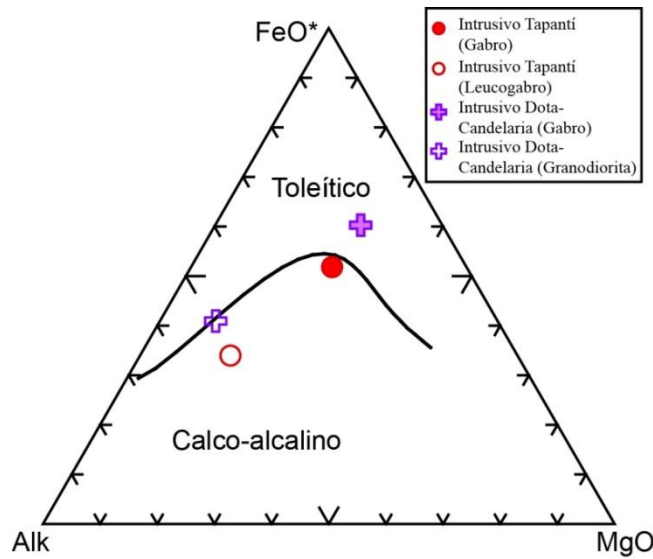


Figura 34. Diagrama Irvine & Baragar (1971). Nótese la diferencia entre los grupos de roca.

### ***Elementos traza***

La Figura 35. Diagramas Araña normalizados a condrito (Sun & McDonough, 1989) muestra como las muestras del Intrusivo de Tapantí y el leucogabro o sienodiorita del intrusivo de Dota-Candelaria presentan un patrón normal de REE y una anomalía en Eu, la cual puede estar asociada al efecto acumulativo de la remoción de la plagioclasa durante la cristalización (Drummond et al., 1995). Por su parte, el gabro del intrusivo Dota-Candelaria presenta un patrón plano y una anomalía en Ce, similar a las rocas de la Formación la Cruz.

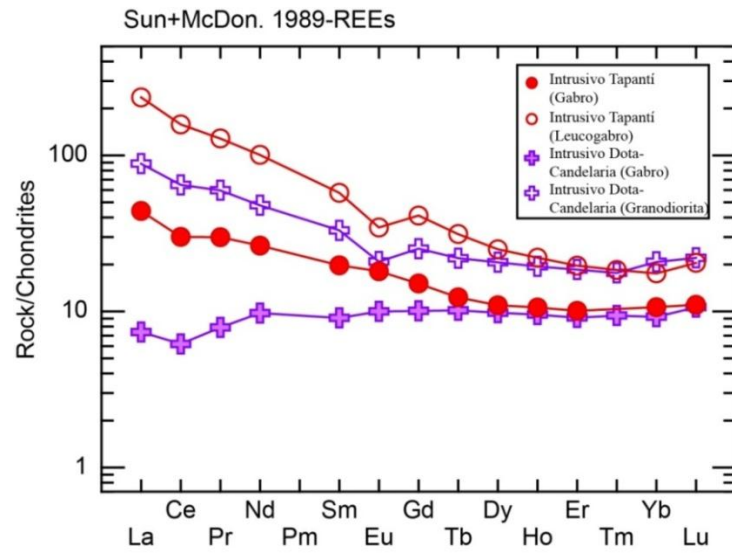
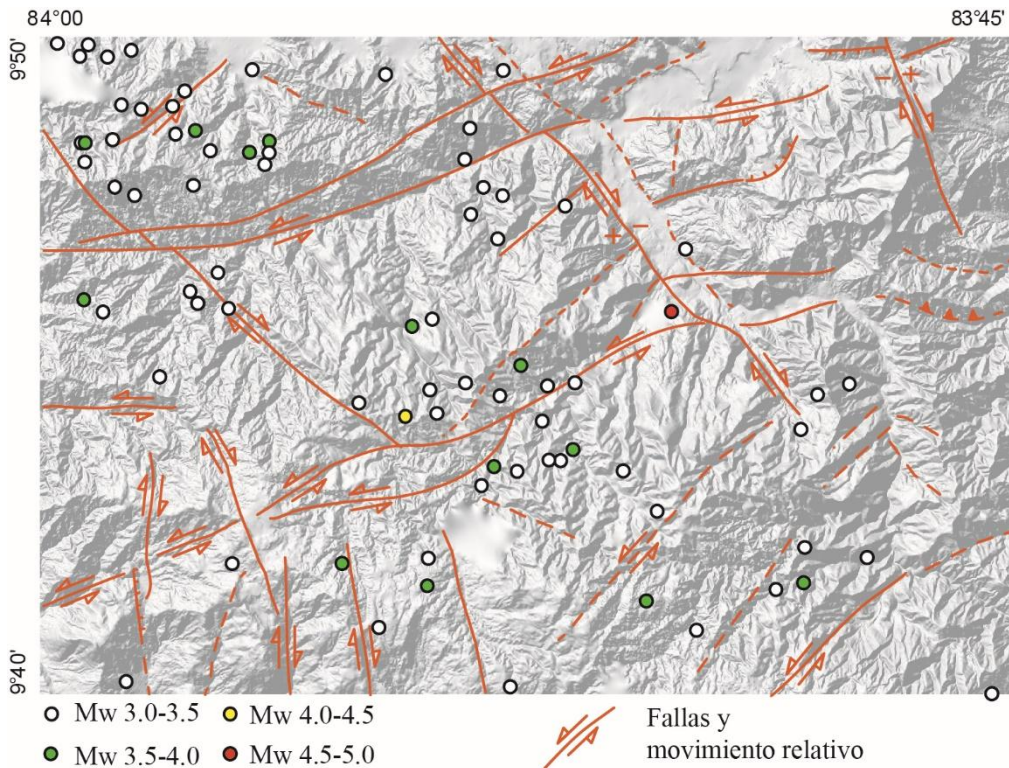


Figura 35. Diagramas Araña normalizados a condrito (Sun & McDonough, 1989)

## GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El cuadrante Tapantí se encuentra ubicado dentro de la región neotectónica conocida como el CDCCR (Montero, 2001), en el cual hay una predominancia de fallas sinestrales con orientación NE-E y fallas dextrales con orientación N-NW. Arias & Denyer (1991) previamente habían llegado a conclusiones similares, en un estudio al W del cuadrante Tapantí y además detallan que la región ha experimentado deformación con esfuerzos compresivos N-S desde finales del Cretácico, sobresaliendo un periodo de deformación durante el Mioceno Superior-Plioceno, el cual se ve reflejado por medio de una serie de pliegues presentes en los cuadrantes Abra, Istarú y Tapantí, y por un basculamiento en la cuenca del río Candelaria. Por tanto, el presente trabajo muestra y describe dichos procesos que afectan al cuadrante Tapantí (Figura 36 y Mapa Geológico), lo cual se determinó por medio del trabajo de campo, fotogeología y observación de varios MED.



**Figura 36. Estructuras y sismos del cuadrante Tapantí. solamente se tomaron en cuenta sismos Mw mayor a 3, reportados por más de 8 estaciones sísmicas, un rm menor a 1 y una profundidad menor a 7 km. Fuente RSN.**

Con el siguiente apartado se describen los resultados expuestos en la Figura 36 y en el Mapa Geológico, detallando los aspectos geométricos y cinemáticos de las estructuras presentes en el cuadrante Tapantí.

## ZONA DE PLEGAMIENTO OROSI-PATARRÁ

Fernández & Madrigal (1960) describen la estructura geológica del anticlinal de Patarrá, al SE del cuadrante Abra, mientras que Arias & Denyer (1991) relacionan dicha estructura con un periodo de deformación desarrollado en el Mioceno Superior y asociado al arribo de la cordillera de Coco a la fosa Mesoamericana.

Según lo expuesto por los trabajos anteriores y por los resultados obtenidos durante el presente trabajo, se propone la Zona de plegamiento Orosi Patarrá, la cual está compuesta por una serie de anticlinales y sinclinales ubicados en los cuadrantes Abra, Istarú y Tapantí (Figura 37). Los datos de los pliegues en el cuadrante Tapantí se presentan por primera vez en el presente trabajo y en complemento con los pliegues ubicados en los demás cuadrantes sugieren una zona de pliegues orientados NW-SE, provocados posiblemente por esfuerzos N-S a NE-SW (Figura 37) y que muestran una posible continuación al SE del cuadrante Tapantí, en los cuadrantes Vueltas, Pejibaye y Cuericí.

El periodo de deformación donde se originan los pliegues se desarrolló posiblemente entre los 6 y 10 Ma debido a que afecta a litologías del Mioceno Superior como Formación La Cruz, San Miguel e Intrusivo de Dota-Candelaria y es más joven que la Formación Grifo Alto (6 Ma, Alvarado & Gans, 2012).

En el cuadrante Tapantí se determinó la existencia de dos posibles franjas de pliegues, orientadas al NW-SE, anticlinal (al W) y sinclinal (al E) (Figura 36), las cuales se encuentran cortadas por las fallas neotectónicas asociadas al CDCCR. Para la determinación de dichos pliegues se contó principalmente con medidas de buzamientos en el campo y se respaldó dicha información con los datos cartográficos que consideran la estratigrafía como base de definición del plegamiento. Los pliegues ubicados dentro del cuadrante Tapantí son descritos a continuación mientras que los ubicados en los cuadrantes Abra e Istarú han sido descritos por Arias & Denyer (1991).

### **Anticlinales**

Se logró identificar la presencia de un anticlinal en las cercanías del poblado de Muñeco, el cual se encuentra cortado por la falla Navarro en dos tramos, lo que hace que haya dos orientaciones del mismo. Específicamente, en la parte alta del río Sombrero, los datos indican que se trata de una estructura con un eje axial orientado N3°W, relativamente simétrico, con una extensión longitudinal de al menos 8 km y vergencia al N. Es un



pliegue abierto, con longitud cercana a los 6 km, en donde hacia el centro del pliegue se encuentra aflorando la Formación Pacacua (Mioceno Inferior), mientras que hacia los flancos se observa aflorando la Formación Peña Negra (Mioceno Medio-Superior), lo cual respalda desde el punto de vista estratigráfico la existencia del pliegue (Figura 36 y Mapa Geológico).

El segundo segmento de dicho pliegue se encuentra 1 km al N del poblado de Muñeco, presenta un eje axial orientado al  $N45^{\circ}W$  y al igual que el segmento anterior, es simétrico, con una extensión longitudinal de 1,4 km, aunque no se pudo determinar si tiene vergencia. Dicho pliegue es abierto, igualmente con una extensión de 6 km y hacia su charnela afloran rocas de la Formación Peña Negra y hacia sus flancos rocas de la Formación Coris, lo cual también respalda desde el punto de vista estratigráfico la existencia de esta estructura.

Finalmente, hacia el sector SE del cuadrante, en las cercanías del río Venegas, se infiere la presencia de un anticlinal con orientación  $N55^{\circ}W$ . Debido al proceso de metamorfismo local, producto de la intrusión del Plioceno y a las características del relieve y clima en el lugar, no fue posible compilar datos de buzamientos, por lo cual se tiene únicamente como respaldo a este supuesto una morfología sobresaliente, compuesta por las formaciones Pacacua y Cornubianitas de Tapantí hacia los flancos y el Intrusivo de Tapantí hacia la charnela (posiblemente facolitos, como se discutió en la descripción del intrusivo Tapantí).

### **Sinclinales**

Se cartografiaron dos estructuras sinclinales, una al N del área de estudio y otra al SE. El sinclinal ubicado al N del área de estudio se encuentra cortado en tres segmentos por la acción de la falla Navarro. El segmento de mayor tamaño se observa en el camino que comunica al embalse de Río Macho con la localidad de Puente Negro y en el camino que comunica a Río Perlas con Navarro, presenta una orientación de su eje axial de N-S, asimétrico, con plano axial inclinado al  $W/75^{\circ}$ , una extensión longitudinal de 13 km y un ancho de 8 km. En el flanco W está compuesto por rocas de la Formación Peña Negra, la cual presenta inclinaciones promedio de  $N75^{\circ}E/30^{\circ}$ , hacia la charnela afloran rocas de la Formación Coris, la cual presenta inclinaciones bajas ( $N/5^{\circ}$ ,  $N70^{\circ}E/15^{\circ}$ ,  $S80^{\circ}W/15^{\circ}$ ), mientras que el flanco E está compuesto por rocas de la Formación Peña Negra y la Formación San Miguel (Mioceno Medio-Superior) (inclinación promedio  $S80^{\circ}W/25^{\circ}$ ), esta última aflora en una franja que inicia desde el tajo La Chilena y se extiende hacia el S,

donde toma una curvatura correspondiente con la nariz del pliegue (Figura 36 y Mapa Geológico).

Los segmentos ubicados al N de la traza de la falla Navarro presentan una orientación de su eje axial al  $N20^{\circ}W$ , y su simetría no está clara debido a que el flanco W y la charnela de estos pliegues está compuesto en superficie únicamente por rocas de la Formación Coris, la cual muestra muy pocos planos de inclinación en este sector. Para ello solamente se puede presumir que su comportamiento geométrico es similar al del segmento de mayor tamaño, mientras que en el flanco E afloran las formaciones Pacacua, Peña Negra, San Miguel y Coris (margen derecha del río Navarro, con inclinaciones promedio de  $S70^{\circ}E/30^{\circ}$ ). El sinclinal ubicado más al N presenta una extensión longitudinal de 5 km (el extremo W se cubre con sedimentos aluviales) y se puede observar en las cercanías del tajo La Chilena, Surtubal y Lourdes. El sinclinal ubicado hacia el centro de los tres segmentos presenta una extensión longitudinal de 2 km, y puede observarse en las cercanías de Navarro.

En el camino que comunica al Parque Nacional Tapantí con la Reserva Río Macho, se determinó la existencia de un sinclinal con orientación de su eje axial de  $N40^{\circ}W$ , extensión longitudinal de al menos 14 km, asimétrico, con un eje axial inclinado  $S50^{\circ}W/80^{\circ}$  y un ancho de 8 km. En ambos flancos está compuesto por rocas de las formaciones Pacacua y Peña Negra, mientras que hacia la charnela se logró observar la presencia del Intrusivo de Tapantí (Plioceno), con lo cual se puede concluir que además de la existencia del pliegue se tiene un facolito.

## **FALLAS**

Arias & Denyer (1991) determinan que, en la región central de Costa Rica, predominan estructuras sinestrales con orientación NE y dextrales con orientación NW, las cuales se relacionan con una dirección de esfuerzos N-S, provocada por la interacción de la cordillera de Coco y la fosa Mesoamericana. Posteriormente, Montero (2001) determina que la región se encuentra afectada por el CDCCR, el cual se considera como el borde W de la microplaca de Panamá y donde predominan estructuras sinestrales con orientación NE-E, dextrales NE-N, normales N-S e inversas SW-W Marshall et al. (2001), paralelamente desarrolló resultados similares.

Específicamente, para el área de estudio, Umaña (1964) propone la existencia de varias fallas, mientras que Berrangé & Wittaker (1977) proponen un modelo fotogeológico para las estructuras presentes en el cuadrante Tapantí.

Según los resultados obtenidos en el presente trabajo y la incorporación de los aspectos mostrados en trabajos anteriores, se tiene que las estructuras ubicadas dentro del cuadrante se presentan por medio de tres dominios estructurales; estructuras con orientación NE-E, orientación NW-N y orientación N-S. Las fallas NE-E aparentan ser dominantes sobre las demás y su interacción ha propiciado las condiciones para un fuerte levantamiento y erosión, lo cual ha hecho que hacia la parte central del cuadrante afloren las unidades geológicas de mayor edad, a modo de ventana estratigráfica. Por otra parte, las estructuras presentan evidencias sísmicas y morfológicas de ser neotectónicas (se emplea el término Neotectónica ampliamente para fallas que presentan evidencias de una edad desde el Mioceno Superior, por lo que lo estipulado en el presente trabajo no puede ser utilizado para estudios de amenaza sísmica o de ruptura de falla). Lo anterior es detallado en los siguientes párrafos para cada uno de los tipos de fallas (Figura 36 y Mapa Geológico).

### **Fallas con orientación NE-E**

Se presentan como las estructuras de mayor importancia en el área de estudio, considerándose como las estructuras principales del cuadrante Tapantí. El grupo de fallas está compuesto por el Sistema de falla Navarro (determinado por Montero, 1998), la falla Río Macho y las fallas  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$ . Al menos dos de las estructuras (Navarro y Río Macho) muestran un patrón en échelon, por medio de saltos derechos e izquierdos, generando morfologías importantes como lo es el área ocupada por Cachí y Ujarrás o Purisil, lo cual podría coincidir con cuencas de tipo tracción (Figura 36).

### ***Sistema de falla Navarro***

Según Montero et al. (1998) presenta un ángulo de inclinación alto y una orientación NE-E. Se presenta como un sistema de fallas sinestrales, el cual se expresa como una serie de escarpes prominentes en el valle de los ríos Navarro y Macho, mientras al N del cuadrante Tapantí su expresión morfológica se ve disminuida debido al recubrimiento generado por las unidades geológicas asociadas al frente volcánico actual.

Se logró determinar que las fallas asociadas a este sistema desplazan varias unidades geológicas. En el valle del río Navarro la separación horizontal de la Formación San Miguel es de al menos 600 m.

En general, el Sistema de Falla Navarro presenta una cantidad considerable de evidencias neotectónicas como lo son facetas triangulares, ríos alineados, divisorias desplazadas, aluvión represado, y según Montero (2001) se trata de una falla activa, con base a los estudios efectuados en una trinchera en 1994 por *Geomatrix Consultants*, y la actividad sísmica registrada en las cercanías de las trazas de la falla (Figura 36).

### ***Falla Río Macho***

El presente trabajo describe por primera vez esta falla, la cual se muestra paralela a la traza de la falla Navarro. Tiene un movimiento sinistral, una longitud mayor de 35 km (continúa al W y al E del cuadrante Tapantí), una traza semirectilínea, la cual presenta al menos dos saltos (Purisil y Cerro Belén). En apariencia, su plano es subvertical, y al E del cuadrante su morfología se curva, lo que se asocia con un comportamiento inverso en este sector. Se encuentra desplazando a varias unidades geológicas, y en el sector de río Macho pone en contacto a la Formación Pacacua con la Formación La Cruz (Figura 36 y Mapa Geológico).

Se considera como una falla con actividad neotectónica, lo cual está demostrado por medio de la actividad sísmica registrada en las cercanías de su traza, donde además se correlaciona con la mayor cantidad de eventos registrados (4,9 Mw) en el lugar, dentro de los cuales destacan los eventos de mayor magnitud registrados. Por otra parte, la información morfológica y sismológica se complementó con evidencias observadas en el campo, como lo son facetas triangulares, cauces alineados, divisorias desplazadas y aluvión represado.

### ***Falla $\alpha 1$***

Se ubica en las cercanías de Alto Tres Picos, se trata de una estructura sugerida por Umaña (1966), la cual coincide con el modelo planteado, sin embargo, solamente se pudo obtener información morfológica, debido a lo complicado del acceso en el lugar.

### ***Falla $\alpha$ 2***

Es una estructura rectilínea de 8 km de longitud, sugerida por la morfología y que presenta algunas evidencias de campo, como lo son mineralizaciones de cuarzo, cauces alineados y algunos planos de falla cerca de la coordenada 560000-186200.

### **Fallas con orientación N-NW**

Linkimer (2003) determina que el Sistema de Falla Atirro se presenta por medio de una serie de estructuras orientadas al N-NW, con movimiento dextral y en algunos casos presentan una componente vertical. Por su parte Montero et al. (2013) determina que este sistema se presenta en las cercanías de Atirro y Turrialba, mientras que Dóndoli & Torres (1954) mencionan que la falla Orosi presenta similitudes con la falla Azul, situada en Turrialba. En el presente trabajo no se ha podido correlacionar directamente las estructuras con orientación N-NW del cuadrante Tapantí con el estilo de deformación de las estructuras pertenecientes al Sistema Atirro, debido a la falta de datos y a que en apariencia las fallas con esta orientación se encuentran asociadas a las fallas de orientación NE-E.

Al W del cuadrante Tapantí este grupo de fallas presenta una estructura orientada al NW y con movimiento horizontal (falla  $\beta$ ), mientras que al NE del área de estudio el fallamiento presenta su mayor expresión con la falla Orosi y Doán, las cuales se orientan al NW-N (Figura 36 y Mapa Geológico).

### ***Falla $\beta$***

Su traza se ubica al NNW del cuadrante Tapantí y es una estructura con movimiento dextral, traza rectilínea, un plano inclinado hacia el NE, y muestra una longitud de 16 km. Se encuentra cortada por las trazas de fallas con orientación NE-E, y pone en contacto a la Formación Pacacua con la Formación La Cruz (según la expresión morfológica en el lugar). No ha sido posible tomar alguna estimación de la separación que ha provocado, sin embargo, aparenta presentar un movimiento oblicuo de importancia (Figura 36 y Mapa Geológico).

Ha sido definida a través de evidencias geológicas, morfológicas, donde presenta elementos importantes como lo son cauces alineados, divisorias desplazadas y contactos geológicos por falla.

### ***Falla Orosi***

La falla Orosi toma gran relevancia en el área de estudio debido a la magnitud de su separación, la cual hace que el bloque situado al E del plano de falla muestre una litología diferente a la litología del bloque W. En general esta falla es rectilínea, con una longitud de 12 km, tiene un plano inclinado hacia el E y se evidencia por medio de morfologías como lo son facetas triangulares, abanicos aluviales, cerros aislados y cauces alineados. Muestra un movimiento horizontal mínimo de 600 m y un desplazamiento vertical cercano a los 500 m (estimado según el escarpe de la falla) (Figura 36 y Mapa Geológico).

### ***Falla Doán***

Presenta evidencias de un movimiento horizontal fuerte, el cual se ve reflejado en un escarpe prominente de al menos 300 m de altura. Su traza es rectilínea, está orientada al NW-N, tiene una longitud de 8 km y desaparece abruptamente al N y al S, justamente al topar con las trazas de las fallas Navarro y Río Macho, lo cual podría sugerir algún tipo de asociación entre estas estructuras (Figura 36 y Mapa Geológico).

En general, este fallamiento presenta varias morfologías neotectónicas, donde sobresalen escarpes de falla poco erosionados, facetas triangulares, aluvión represado, cauces abandonados, cerros aislados, divisorias desplazadas, entre otros.

### **Fallas con orientación N-S**

Berrangé & Wittaker (1977) reportan por primera vez la existencia de este grupo de fallas presentes en el sector SW del cuadrante Tapantí y afirman que se trata de fallas normales. En el presente trabajo se consideran algunas de las trazas propuestas por Berrangé & Wittaker (1977). y se proponen algunas trazas más.

Según las morfologías observadas, tanto en el campo como en las fotografías aéreas, presentan un movimiento dextral con componente vertical. Sus trazas son rectilíneas y alcanzan hasta los 8 km de longitud en el área de estudio, sin embargo, se pudo reconocer que sus trazas se extienden hacia el S en el cuadrante Vueltas. En la cercanía de sus trazas, se pudo determinar la ubicación de un grupo importante de sismos y el campo se observaron morfologías como cauces alineados, escarpes rectilíneos, aluvión represado y divisorias alineadas, por lo que se consideran como fallas neotectónicas

(Figura 36 y Mapa Geológico). Afectan principalmente a las formaciones La Cruz y Grifo Alto, sin embargo, la separación de ha podido ser terminada.

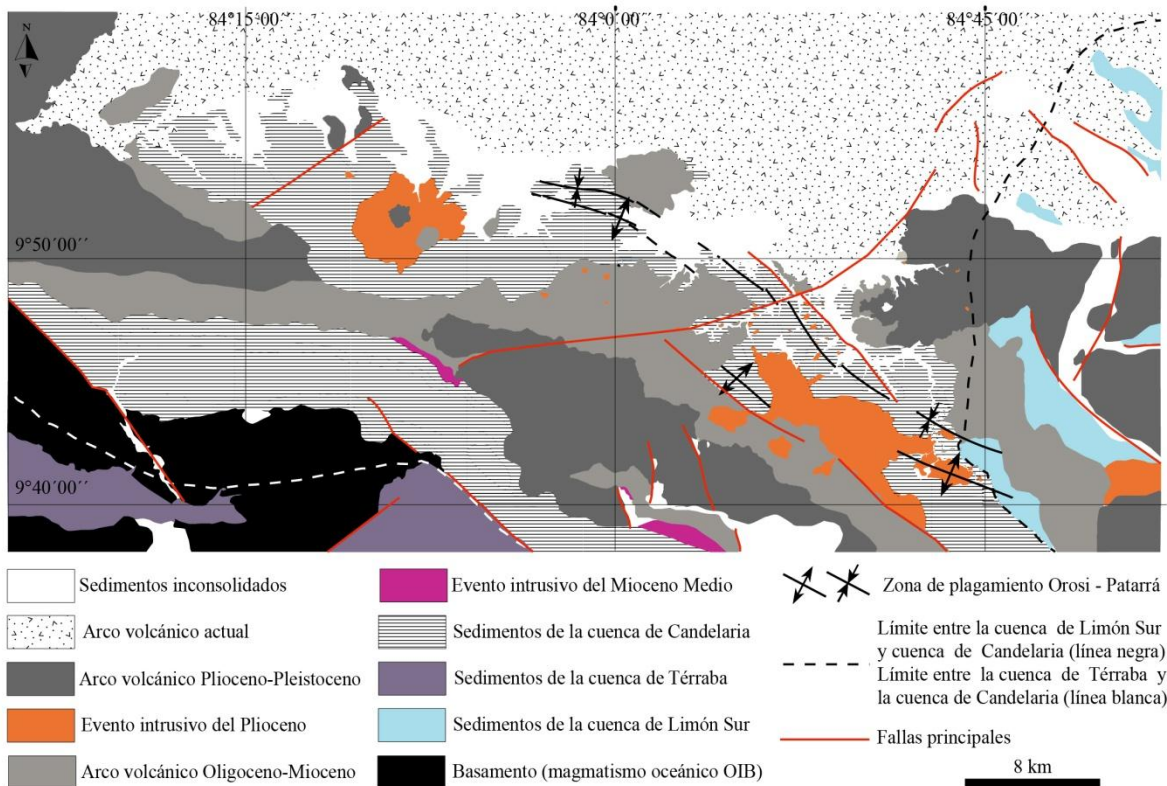
### **Basculamiento de Paraíso**

Según las observaciones de campo, tanto en el cuadrante Tapantí como al SE del cuadrante Istarú se pudo determinar que la Formación Paraíso se encuentra buzando al menos  $3^\circ$  con dirección N-NE, dicha afirmación está apoyada por medio de la observación de fotografías aéreas y curvas de nivel, que muestran la planicie con una inclinación el N-NE que no corresponde con lo esperado según su génesis; la inclinación esperada para esta unidad es más bien al SW, según la ubicación del volcán Irazú, por lo tanto, es de esperar un basculamiento general mayor a  $3^\circ$ . Por otra parte, la edad de esta formación (0,6 Ma) y su inclinación actual sugieren un fuerte movimiento por medio de un eje horizontal en la zona (Mapa Geológico).

## HISTORIA GEOLÓGICA

Con el fin de tener una visión regional se esquematizó la distribución de las macrounidades geológicas de los cuadrantes aledaños al Tapantí, incluyendo parte de los cuadrantes Abra, Candelaria, Caraigres, Dota, Istarú, Pejibaye, Río Grande, Tucurrique y Vueltas y se presentan los resultados por medio de la Figura 37.

Regionalmente, la Formación Tulín representa el basamento local, el cual es producto de la acreción del piso oceánico durante el Eoceno Medio (Arias, 2003; Denyer et al., 2006). Dicha formación presenta una signatura geoquímica tipo OIB, lo que Denyer et al. (2006) relacionan con la interacción con las islas Galápagos.



**Figura 37. Modelo simplificado de la región (según Figura 3) de estudio. Basado en datos del presente trabajo, Fernández (1987), Denyer & Arias (1991) y Denyer & Alvarado (2007)**

Posterior a la acreción del basamento local, se inició el proceso de acumulación de los sedimentos de la cuenca de Candelaria, que comienza con un periodo de sedimentación calcárea durante el Eoceno Superior (Formación Parritilla), el cual Bolz & Calvo (2002) relacionan con una etapa de calma tectónica y que se ve interrumpido por el inicio de la actividad volcánica, con la instauración de lo que Gazel et al. (2006) denominan como



arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior. Dicho arco tiene una influencia directa en la sedimentación de la cuenca de Candelaria y según Gazel et al. (2009) se caracteriza por presentar una firma geoquímica toleítica, normal de arcos de islas.

Posteriormente, durante el Mioceno Medio, la intensidad de la actividad volcánica disminuye, lo cual se evidencia en las características de la parte inferior de los depósitos de las formaciones Peña Negra, Coris y San Miguel. Aunque siempre se mantiene algún tipo de vulcanismo, evidenciado por capas tobáceas en Peña Negra y cristales de plagioclasa en Coris y San Miguel. Mientras que, durante el Mioceno Superior, se da nuevamente un aumento en la actividad volcánica (Formación La Cruz) y finalmente con el arribo de la cordillera de Coco (10 - 6ma) se da el inicio de la actividad del arco volcánico del Plioceno (Gazel et al., 2009). La actividad ígnea continúa con la instalación del arco volcánico actual, el cual se sitúa al NE de los arcos volcánicos anteriores.

Se considera que durante el Oligoceno y hasta el Mioceno Medio, los límites de la cuenca de Candelaria estaban marcados al E por el arco volcánico de ese momento, lo que la separaba de la cuenca de Limón Sur, mientras que al W la separación con la cuenca de Térraba estaba constituida por barreras propiciadas por promontorios de la Formación Tulín. Posteriormente, las rocas pertenecientes a las cuencas de Candelaria, Limón Sur y Térraba entran en contacto a finales del Mioceno Superior, probablemente en asociación con el arribo de la cordillera de Cocos a la Fosa Mesoamericana. Actualmente, el límite entre las cuencas de Candelaria y Limón Sur se da al E del cuadrante Tapantí (Figura 37) por medio de un contacto discordante entre las formaciones Pacacua y Suretka, mientras que al SW del cuadrante Tucurrique y W del cuadrante Pejibaye aflora la Formación Tuis (Paleoceno-Eoceno), lo que se interpreta como interdigitación entre ambas cuencas. Por otra parte, según el modelo regional planteado (Figura 37), las cuencas de Candelaria y Térraba se encuentran en contacto, por la interacción de estructuras asociadas al CDCCR.

A continuación, se discutirá la relación genética entre los arcos volcánicos del Oligoceno-Mioceno Superior y Plioceno con los eventos intrusivos del Mioceno Superior y Plioceno, con la información existente en este momento. El arco volcánico más antiguo tuvo una de sus fases de mayor intensidad durante el Mioceno Superior, lo cual corresponde con la fase intrusiva de la misma edad, y además, ambos presentan características de arcos de islas normal, por lo que es posible relacionar a la Formación La Cruz con el vulcanismo sin-intrusivo del Mioceno Superior. Esto se ve reforzado por las relaciones de campo

observadas entre ambas unidades (ver Capítulo 2). Con respecto a la relación entre el arco volcánico y la fase intrusiva durante el Plioceno, se puede considerar, además de su similar edad, que ambas unidades presentan una tendencia calcoalcalina. Sin embargo, las evidencias de campo y lo sugerido por Gazel et al. (2015) indican una relación genética más compleja, y probablemente asociada a la generación de corteza continental. Es importante recalcar, que específicamente en el cuadrante Tapantí, el vulcanismo del Plioceno está representado, al menos parcialmente, por rocas con tendencia adakítica (Formación Doán), siendo entonces, estas rocas adakíticas las más lejanas a la fosa (en comparación con afloramientos reportados por Defant et al. (1991a), Ulloa & Delgado (2009)) y más cercanas al arco volcánico actual, en Costa Rica. Lo anterior se relaciona con el metasomatismo de la cuña mantélica, como es aplicado por Gazel et al 2011 y con migración hacia el sur de la zona de contacto entre la microplaca Panamá y cordillera de Coco.

Finalmente, desde el Mioceno Superior se ha desarrollado una intensa deformación (a partir del arribo de la cordillera de Coco) la cual se ve reflejada inicialmente por los pliegues ubicados al NE del área de estudio, y posteriormente por los sistemas de fallas asociados al CDCCR (Montero, 2001), con fases de actividad desde el Plioceno, hasta la actualidad.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo logró establecer el modelo geológico para el cuadrante Tapantí, el cual es correlacionado en forma regional, tanto desde un punto de vista estratigráfico como estructural. Con ello se aportan los insumos geológicos necesarios para un mejor entendimiento de la evolución geológica de la región, además de proporcionar información coherente y actualizada para que pueda ser usada en la planificación territorial y gestión del riesgo.

Las diferencias entre los aportes realizados por Berrangé & Wittaker (1978) y los aportes realizados por el presente trabajo se resumen en el Cuadro 11, donde se puede observar un avance importante tanto en geoquímica, geología estructural y estratigrafía. Es importante señalar que dichas diferencias se vieron impulsadas por los conocimientos geológicos adquiridos durante las últimas décadas, donde destacan publicaciones clave, como las realizadas por Denyer & Arias (1991), Montero (2001), Alvarado & Gans (2012), Gazel et al. (2009).

**Cuadro 11. Comparación entre los aportes del presente trabajo y los realizados por Berrangé & Wittaker (1977)**

<i>Tipo de aporte</i>	<i>Berrangé &amp; Wittaker (1977)</i>	<i>Presente trabajo</i>
Estratigrafía	Modelo basado en conocimientos estratigráficos de la época, sin distinción de cuencas sedimentarias y sin distinción de desarrollo de arcos de islas.	Modelo estratigráfico basado en el desarrollo de cuencas sedimentarias, asociaciones de facies y evolución de arcos de islas.
Geología estructural	Descripción de fallas y alineamientos, sin correlación a un modelo estructural general.	Descripción de fallas y alineamientos y su correlación con el CDCCR y la tectónica global.
Geoquímica	Aporte de dos análisis químicos de elementos mayores para la descripción de unidades geológicas.	Aporte de 18 análisis químicos de elementos traza y mayores para la descripción de unidades geológicas y su correlación dentro del contexto de evolución de arcos de islas y tectónica global.

Los datos compilados en el área de estudio fueron correlacionados con los datos geológicos preexistentes, con lo que se tiene que se presentan tres arcos volcánicos, dos fases intrusivas, tres cuencas sedimentarias y un basamento con firma geoquímica OIB (Figura 41). En general, los rumbos de las unidades sedimentarias, así como la orientación longitudinal de las rocas ígneas tienen dirección NW a SE, lo cual se relaciona a la orientación de la Fosa Mesoamericana desde el Mioceno.

Según los datos litológicos, cartográficos, estratigráficos, radiométricos y geoquímicos, se concluye que en el cuadrante Tapantí, el arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior está representado por las rocas volcánicas presentes en los sedimentos de la Formación Pacacua y en los productos volcánicos de la Formación La Cruz, mientras que las rocas volcánicas de las formaciones Grifo Alto y Doán representan el vulcanismo del arco volcánico del Plioceno y las formaciones Paraíso y Cervantes forman parte del arco volcánico actual. Igualmente fue cartografiada la presencia de dos fases de intrusivos dentro del área de estudio (Dota-Candelaria, 10 Ma y Tapantí, 4,5 Ma).

El arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior, caracterizado por rocas de composición básica a intermedia, se presenta en dos formas, como coladas de lava e ignimbritas. Según los análisis de elementos traza y mayores, presenta una clara tendencia toleítica (normal para arcos de islas), compuesta por basaltos y basaltos andesíticos. Se asocia a una fuente magmática MORB, debido a los bajos valores de K y SiO<sub>2</sub> y un patrón de REE semiplano, el cual contrasta con los patrones de los arcos volcánicos posteriores, (según relaciones Zr/Nb vs Ba/La) (Los valores altos de la relación Ba/La sugieren un importante aporte de la loza subducida), lo cual es apoyado por sus concentraciones de U mayores a 0,5 (proveniente del aporte de componente hemipelágico). Algunas de las características anteriores se encontraron también en las muestras analizadas del evento intrusivo del Mioceno Superior (Intrusivo de Dota-Candelaria), el cual presenta patrones REE relativamente planos y una tendencia toleítica, los cuales se clasifican como gabro y monzosienita. Según las observaciones de campo y los datos radiométricos existentes, tiene una relación, tanto en su edad, como en su química, con la Formación La Cruz.

El magmatismo del área de estudio presenta un cambio fuerte en su composición hacia los 10 - 6 Ma, lo cual se expresa por medio del enriquecimiento de K y Si, y los cambios en la concentración de U, Sr, Ba, La, entre otros. Dicho cambio se da simultáneo con el arribo de la cordillera de Coco a la Fosa Mesoamericana (Gazel et al., 2009) y es reflejado

en la región por medio del arco volcánico del Plioceno, el evento intrusivo del Plioceno (Intrusivo de Tapantí) y el arco volcánico actual.

El arco volcánico del Plioceno está representado por un espeso grupo de lavas y brechas asociadas a las formaciones Grifo Alto y Doán, que desde el punto de vista geoquímico se clasifican como basaltos a andesitas y traquiandesitas (en el caso de las rocas de la Formación Grifo Alto). Este arco se asocia a series calco-alcalinas y calco-alcalinas con alto K, que muestra una relación de  $\text{SiO}_2$  vs MgO de 50% y patrones planos de REE con pendiente fuerte, lo que se interpreta como un enriquecimiento de una fuente mantélica. Además, este arco tiene valores bajos en la relación Zr/Nb vs Ba/La, que se asocian a una fuente mantélica OIB y presenta concentraciones de U menores a 0,5, lo que sugiere una disminución de sedimentos pelágicos al magma. Las rocas del intrusivo de Tapantí muestran características similares, con una tendencia calco-alcalina, pendiente fuerte en REE, y un rango de edad Plioceno, que se clasifican como monzosienita a gabro, aunque no se descarta la existencia de una gama más grande de rocas debido a la diferenciación sugerida por los REE. En el campo se presentan intruyendo a las rocas prepliocénicas principalmente por medio de facolitos. Por otra parte, el arco volcánico actual presenta características similares a las anteriores, junto con un mayor enriquecimiento en K, lo cual se asocia con el proceso evolutivo que se desarrolla en la región.

Según los altos valores en las concentraciones de La, Sr y Yb, asocian a las rocas de la Formación Doán a tendencias adakíticas, las cuales además de corresponder con el arco volcánico del Plioceno. Serían producto del metasomatismo proveniente de la loza subducida, y en general se asocian al proceso de continentalización de la corteza en la microplaca Panamá.

Por medio de la correlación de los sedimentos de la cuenca de Candelaria, se evidencia que el arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior ha tenido diferentes periodos de actividad, al menos desde el Mioceno Inferior, lo cual es notable hacia la parte superior de las formaciones Pacacua, Peña Negra, San Miguel y Coris, donde la abundancia de cristales hipidiomórficos y clastos volcánicos, elucidan periodos con distinta intensidad de la actividad volcánica, que finalmente, culminan con la aparición de la Formación La Cruz, la cual colmató la mayoría de la secuencia sedimentaria.

Según los datos aportados en la presente investigación y los trabajos previos, se tiene que la cuenca de Candelaria se desarrolló en un ambiente nerítico, donde coexistió un *fan delta* (Formación Pacacua), una plataforma anóxica (Formación Peña Negra) una

plataforma carbonatada (Formación San Miguel) que gradó a una playa (Formación Coris). En general, la cuenca estuvo influenciada por vulcanismo cercano a la costa, que debió de tener una elongación SE-NW, limitada al W por la Formación Tulin y al E por el arco volcánico del Oligoceno-Mioceno Superior, presentando las facies de mayor profundidad y espesor hacia el W. La Formación San Miguel se extiende hacia el SE en el cuadrante Tapantí y su forma y espesor sugiere mayor profundidad y gradación a la Formación Peña Negra de la cuenca hacia ese sector (con respecto a la parte N de la cuenca).

El modelo estructural sugiere la existencia de dos episodios de deformación a partir del Mioceno Superior y hasta la actualidad. El primero ocurrió durante el periodo temporal comprendido entre el Mioceno Superior y el Plioceno y produjo la zona de plegamiento Orosi-Patarrá (Figura 37), la cual consiste en una serie de pliegues en los cuadrantes Abra, Istarú y Tapantí. El segundo corresponde con la instauración y desarrollo del CDCCR, probablemente desde el Plioceno hasta la actualidad, conformado por fallas sinestrales con orientación NE y dextrales con orientación NW (Montero, 2001) (no obstante, no se descarta la posibilidad de la activación de algunas fallas del Mioceno Superior, como podrían ser algunas fallas como Pacacua, Navarro, Candelaria), que tienen los desplazamientos más importantes.

En el presente trabajo se propone elevar a rango de formación a la Formación Paraíso (0,6 Ma), se encuentra basculada a más de 3° N, lo cual muestra el grado de afectación por parte del CDCCR en la región. De ser así y de haber mantenido una tasa de rotación constante, habría un movimiento de aproximadamente 0,5° cada 0,1 Ma, o bien 40° durante los últimos 8 Ma (probablemente a partir del arribo de la cordillera de Coco).

Los niveles de terrazas observados en la Formación Ujarrás evidencian el grado de actividad del CDCCR en el cuadrante Tapantí y están especialmente relacionadas con la estructura transtensiva Cachí-Ujarrás, generada por el sistema de falla Navarro.

El CDCCR genera en el cuadrante Tapantí estructuras con orientación NE-E, NW-N y N-S deformando a la mayoría de unidades litológicas, sin embargo, se considera que las fallas con orientación NE-E son las de mayor importancia. Estas fallas son sinestrales y presentan varios relevos, lo que ha generado depresiones o cuencas como Ujarrás y Cachí o Purisil (transtensivo) y estructuras transcompresivas en las cercanías de Macho Gaff.

## REFERENCIAS

- AGUILAR, D.A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología de la cabecera del río Navarro, Cartago. -Tesis Lic. ECG-UCR: 168 págs.
- ALVARADO C, M.E., 1982: Estudios sedimentológico lógicos en la Formación Pacacua (Mioceno, CR). -Tesis Lic. ECG-UCR: 185 págs.
- ALVARADO, G.E., CARR, M., TURRIN, B., SWISHER, C., SCHMINCKE, H., & HUDNUT, K., 2006: Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: Alternation and mixing of two intracrustal chambers.- En: ROSE, W., BLUTH, G., CARR, M., EWERT, J., PATINO, L., & VALLANCE, J. (eds): Natural Hazards in Central America. Geol. Soc. Am. 412: 259-276.
- ALVARADO, G.E. & GANS, P., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central.- Rev. Geol. Amér. Central, 46: 7-122.
- ALVARADO, G.E., & PEREZ, W., 1998: The Doán formation (Pliocene) of Costa Rica: an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway.- En Nishimura, S. (ed): Sixth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP-355: Proceedings.-IGCP 150-167 págs.
- ALVARADO, G.E., & VEGA, E., 2013: La geomorfología de las coladas de Cervantes, volcán Irazú (Costa Rica): Descripción de uno de los campos de lava más grandes de América Central.- Rev. Geol. Amér. Central, 48:99-118.
- ARIAS M., O & DENYER CH., P., 1990: Geología de la hoja Caraigres (mapa). -IGN. Escala 1:50 000, San José, CR.
- ARIAS, O., 2003: Redefinición de la Formación Tulín (Mastrichtiano-Eoceno Inferior) del Pacífico Central de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 28: 47-68.
- BADILLA, E., LINKIMER, L. & ZUÑIGA, H., 1999: Geología de Navarro y alrededores, provincia de Cartago Costa Rica.-190 págs. Univ. De Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geol.].
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométric K-Ar á l'étude du magmatisme de CR., Amérique Central., Bull Soc. Géol. France 7, XX (6): 955-959.

- BERGOEING, J. P., 1982. Dataciones radiométricas en algunas muestras de CR. -Inf. Sem. IGN en jun. 1982. San José. CR: 71-86.
- BERRANGÉ, J.P., & WITTAKER, J. E., 1977: Reconnaissance Geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. -73 págs. Institute of Geological Sciences, Overseas Division. London.
- BOLZ, A. & CALVO, C., 2002: Calizas Lutetianas del Arco Interno Paleoceno de Costa Rica.- Rev. Geol. Amér. Central, 26: 7-24.
- BOYNTON, W. V., 1984: Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Rare Earth elements Geochemistry. Henderson, P (Editors), Elsevier, Amsterdam: 63-114.
- CAMERON, B.I., WALTER, J.A., CARR, M.J., PATINO, L.C., MATIAS, O. & FEIGENSON, M.D., 2002: Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. - J. Volcanol. Geoth. Res.119: 21-50.
- CARBALLO, M. A., 1978: La Formación San Miguel, Mioceno inferior, CR. -Tesis Lic. RCG-UCR: 157 págs.
- CARR, M.J., FEIGENSON, M.D. & BENNETT, E.A., 1990: Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. - Contrib. Mineral. Petrol. 105: 369-380.
- CASTILLO, R., 1969: Geología de los mapas básicos de Abra y parte de río Grande, Costa Rica.-Informes técnicos y notas geológicas.- Informes técnicos y notas geológicas, Ministerio de Industria y Comercio, dirección de Geología, Minas y Petróleo, 33: 1-40.
- CROSBY, I. B., 1945: Geología del cañón del río Virilla, en la meseta central Occidental de CR (Trad. F. Gutiérrez). -Bol. Téc. Depto. Nac. Arg. (49): 19 págs, San José-CR.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979: The interpretation of igneous rocks; George Allen & Unwin, London, 450p.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1$ - $R_2$  diagrams and major element analysis— its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*. 29:183–210.



- DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S., 1990: Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. – *Nature*, London, 347:662-665.
- DEFANT, M. J., CLARK, L. F., STEWART, R. H., DRUMMOND, M. S., DEBOER, J. Z., MAURY, R. C., BELLON, H., JACKSON, T. E. & RESTREPO, J. F., 1991a: Andesite genesis via contrasting processes; the geology and geochemistry of El Valle Volcano, Panama. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106:309-324.
- DEFANT, M. J., RICHERSON, P. M., DEBOER, J. Z., STEWART, R. H., MAURY, R. C., BELLON, H., DRUMMOND, M. S., FEIGENSON, M. D. & JACKSON, T. E., 1991b: Dacite genesis via both slab melting and differentiation; petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. – *Petrol.*, 1101-1142.
- DENGO, G., 1962: Tectonic-igneous sequence in Costa Rica.-En: *Petrologic Studies*, Geol. Soc. America, Buddintong: 133-16.
- DENGO, G & CHAVERRI R., G., 1951: Reseña Geológica de la región Sudoeste de la Meseta Central de CR. -*Rev. UCR* (5): 313-326.
- DENYER, P. & ARIAS, O. 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica.–*Rev. Geol. Amer. Central*, 12: 1-59.
- DENYER, P. & ALVARADO, G.E., 2007: Mapa Geológico de Costa Rica.- Escala 1:400 000 Librería Francesa, San José, Costa Rica.
- DENYER, P., BAUMGARTNER, P. & GAZEL, E., 2006: Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica).- *Geologica Acta*, 4(1-2): 203-218.
- DÓNDOLI B., C. & TORRES A, C., 1954: Estudio geo-agronómico de la región oriental de la Meseta Central.- San José-CR: Ministerio de Agr. Ind.: 11-47.
- ESCALANTE, G., 1966: Geología de la cuenca superior del río Reventazón, Costa Rica.- *Inst Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial, Publ. Geol. ICAITI*, I, 59-70.
- FISCHER, R & FRANCO A., J.C., 1979: La Formación Coris (Mioceno, Valle Central, CR). -*Inf. Sem. IGN. Jun*, 1979: 15-71. San José, CR.
- GAZEL, E., ALVARADO, G.E., OBANDO, J., & ALFARO, A., 2005: Evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica.- *Rev. Geól. Amér. Central*, 32: 13-31.
- GAZEL, E., CARR, M., HOERNLE, K., FEIGENSON, M. D., SZYMANSKI, D., HAUFF, F. & BOGAARD, P., 2009: Galápagos-OIB signatures in southern Central America:

- Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. – *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10 (2): 1-32.
- GAZEL, E., HOERNLE, K., CARR, M., HERZERG, G., SAGINOR, I., VANDENBOGAARD, P., HAUFF, FEIGENSON, M., & SWISHER III, C., 2011: Plume subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting.- *Lithos*, 121: 117-134.
- GAZEL, E., HAYES, J., HOERNLE, K., KELEMEN, P., EVERSON, E., HOLBROOK, S., HAUFF, F., BOGAARD, P., VANCE, E., CHU, S., CALVERT, A., CARR, M. & YOGODZINSKI, G., Continental crust generated in oceanic arcs.- *Nature* (Vol. 8): 321-328.
- HILL, R.T., 1898: The geological history of the isthmus of Panamá and portions of CR. - *Bull of the museum of Comparative Zoology*. 285 págs.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W.R. A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8:523-548.
- KRUSHENSKY. R.D., 1972: Geology of Istarú quadrangle, Costa Rica.- *U.S. Geol. Surv., Bull.* 1358, 46 págs.
- KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas Neógenas de CR. -*Rev. Geol. Amér. Central* 7: 83-111.
- LLAMBÍAS, E., 2012: Geología de los Cuerpos Ígneos- 235 págs. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Univ. Nac. de la Plata, Arg.
- LINKIMER, L., 2003: Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.-Tesis Lic. ECG-UCR: 103 págs.
- MADRIGAL M., J., 1989: Estudio geológico de una parte de la cuenca del río Tulín, entre el río Galán y la quebrada San Gabriel, San José, CR. - *Camp. Geol. ECG-UCR*: 55 págs.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S., 1995: The composition of the Earth. -*Chemical Geology*. 120:223-253.
- MACMILLAN, I., GANS, P. & ALVARADO, G.E., 2004: Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc.- *Tectonophysics*, 392: 325-348.
- MIYAMURA, S., 1975: Recent crustal movement in Costa Rica disclosed by releveling surveys.- *Tectonophysics*, 29: 191-198.

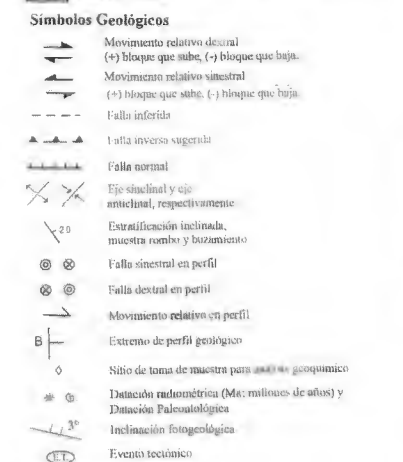
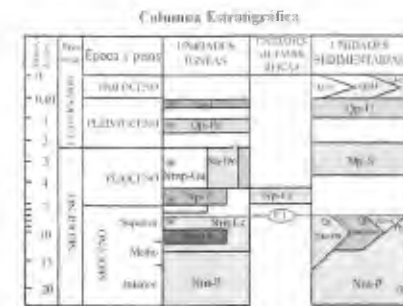
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la Microplaca de Panamá.- Rev. Geól. Amér. Central, 24: 29-56.
- OLSON, C. & SÁENZ, R., 1966: Fotointerpretación de la colada de Cervantes, Costa Rica.- Inf. Sem. IGN. Jun, 1965: (2): 23-37. San José, CR.
- PLANK, T., VAUGHN, B. & CARR, M. J., 2002: Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. – Geology, 30 (12): 1087-1090.
- PATINO, L.C., CARR, M.J. & FEIGENSON, M.D., 2000: Local and regional variations in the Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. - Contrib. Mineral. Petrol. 138: 265-283.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - [In:] R. S. THORPE [Eds.]: Orogenic Andesites and Related Rocks. - Chichester: Wiley & Sons, 437-464.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. - Contrib. Miner. Petrol. 69, 33-47.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. – Contrib. Mineral. Petrol, 58: 63-81.
- RIVIER, F., 1979: Geología del área norte de los cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica. -Inf. Sem. IGN. Jun, 1979: (1): 99-138. San José, CR.
- RIVIER, F. & CALVO, C., 1988: Terciario del S del Valle Central: sección estratigráfica del cerro Carraigres, prov. San José, CR. -Rev. Geol. Amér. Central (9): 61-74.
- ROMANES, J., 1912: Geology of part of CR. -Quart Jour Geology Society. London 68: 103-139.
- SANABRIA, I., 2014: Propuesta de modelo conceptual geotérmico de baja entalpía para el valle de Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica.-Tesis Lic. ECG-UCR: 167 págs.
- SOTO, D. & ALVARADO G.E., 2012: Peperitas en Costa Rica.- Rev. Geól. Amér. Central, 47: 55-68.
- UMAÑA, J., 1966: Geología del sitio de presa del proyecto Cachí, Costa Rica.- Inst Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial, Publ. Geol. ICAITI, I, 27-41.

- VALVERDE, R., 1989: Investigación geológico-ambiental del proyecto túnel de Pejibaye, Cartago, Costa Rica.-Tesis Lic. ECG-UCR: 138 págs.
- WEYL, R., 1960: Las ignimbritas centroamericanas. - Inf. Sem. ING. Jun, San José: 1960: 39-61.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology, 20: 325-343.

# MODELO GEOLÓGICO DEL CUADRANTE TAPANTI, COSTA RICA

## MAPA GEOLÓGICO

Dennis Sojo Rivera

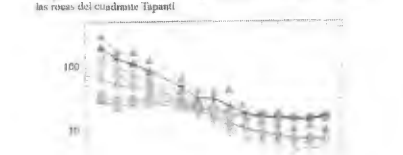


### Geoquímica

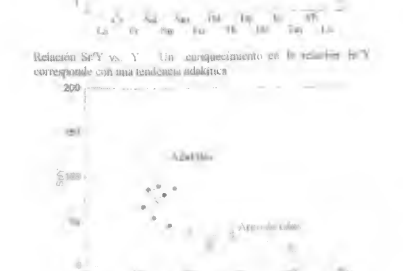
Diagrama Irvine & Baragar (1971)



Diagrama: arena normalizada a corintios (Sun & McDonna, 1989) para las rocas del cuadrante Tapanti



Relación SiO<sub>2</sub> vs. TiO<sub>2</sub> (un empacamiento en la relación SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> corresponde con una tectónica adakítica)



### Principales fuentes de información

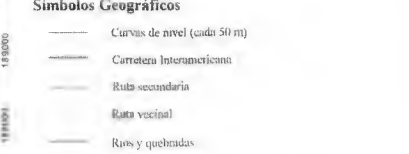


- UMARA (1981). Proyecto Río Macho No. 1. Geología General, escala 1:50,000 - 215 pág. Instituto Costarricense de Electricidad, San José. [In. Interno].
- ESCALANTE, C. 1966. Geología de la Cuenca superior del río Boyerán, Costa Rica - Inst. Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (IMCI) Geol. ICATEI, 1: 59-70.
- BERRANGE, J.P. & WITTAKER, J.F. 1977. Reconnaissance Geology of the Tapanti Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. - 73 págs. Instituto of Geological Sciences, Overseas Division, London.
- ACELAR, A. 1987. Sismosidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología, en la subcuenca del río Navarro. Cartago. -160 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- VALVERDE, R. 1989. Investigación geológico - ambiental del proyecto tucúel Pejuy, Cartago. Costa Rica. -180 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- BADILLA, E., LINKNER, L. & ZUNIGA, H. 1999. Geología de Navarro y alrededores, provincia 4 o Curupá Costa Rica. - 190 págs. Univ. de Costa Rica, San José. [In. Campaña Ucoel].
- ALVARADO, G. E. & PEREZ, W. 1998. The Doña formation (Pliocene) of Costa Rica, an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway. - En Nishimura, S. (ed): Sixth International Congress on Pacific-Basaltic Stratigraphy and IGCP-355: Proceedings. -IGCP 150-167 págs.
- MONTERO, W. 2001. Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera entre la Microplaca de Panamá - Rev. Geol. Amér. Central, 24: 29-56.
- ALVARADO, G., GANS, P. 2012. Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogénesis de Costa Rica, América Central. - Rev. Geol. Amér. Central, 46: 7-122.

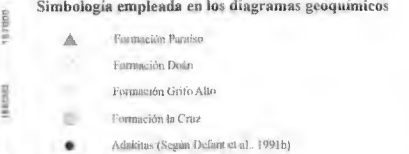
### Ubicación del cuadrante Tapanti, 3445 III



### Símbolos Geográficos



### Simbología empleada en los diagramas geoquímicos



### Fuentes de información geográfica

Base cartográfica del proyecto TIERRA, Centro de información geocientífica (CENIG) MINAE (1:25,000)  
 Sistema de coordenadas Lambert Norte.  
 \*Este mapa geológico es parte de un modelo conceptual, concebido como un modelo inicial para la planificación de uso de la tierra y como base para futuras investigaciones. Por lo tanto, no reúne las características de precisión para su aplicación directa en obras civiles.

### Modelo digital del sombreado del relieve y estructuras

