

**PROPUESTA DE MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO DE  
BAJA ENTALPÍA PARA EL VALLE DE OROSI, PARAÍSO,  
CARTAGO, COSTA RICA.**

**Geól. Iván Josué Sanabria Coto.**

**Tesis para optar por el grado académico de licenciado en Geología.**



**Enero 2014  
Ciudad Universitaria Rodrigo Facio.**

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

**Propuesta de modelo conceptual geotérmico de baja entalpía  
para el Valle de Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica.**

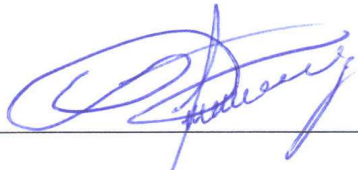
**Tesis presentada para optar por el grado académico de  
licenciado en geología.**

**Geól. Iván Josué Sanabria Coto.**

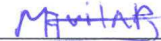
**Ciudad Universitaria Rodrigo Facio, Costa Rica  
2014**

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

TRIBUNAL EXAMINADOR



Lic. Sergio Castro Zúñiga  
Director de tesis.



Lic. Miguel Ávila Ballar  
Codirector de tesis.



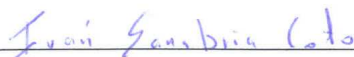
Dr. Olman Arias Molina  
Codirector de tesis.



M.Sc. Mario Arias Salguero  
Lector de tesis



M.Sc. Rolando Mora Chinchilla  
Director de la Escuela  
Centroamericana de Geología  
Presidente del Tribunal



Iván Josué Sanabria Coto  
Sustentante

## **DEDICATORIA.**

*A Dios, a mis padres, hermanos y mi novia.*

*A todos aquellos que luchan para lograr lo imposible.*

***“¡Acta Non Verba!”***

## AGRADECIMIENTOS

A mi familia, a mi madre María Elena por todo su apoyo, motivación y fe incondicional en mí, a Maureen por su voluntad y amor.

Agradezco bastante al Geól. Sergio Castro del Centro de Recursos Geotérmicos (ICE), por su confianza y consejo en la dirección del trabajo, además a la Química Biyun Zhen, también en Miravalles. Al área de investigación en energías alternativas del ICE, con su Ing. Orlando Barrios y la Química Maricruz Saborío.

Le doy las gracias sinceras al Geól. Miguel Ávila del área de geofísica del ICE, también al administrativo Manrique Azofeifa y la Dr. Lolita Campos de la UCR por su gran ayuda y profesionalismo. En México a la Dr. Ruth Ester Villanueva de la UNAM, por brindarme su valioso conocimiento, y su tiempo.

También hago extensivos mis agradecimientos al Geól. Manuel Barrantes (ICE), por su excelente trabajo petrográfico, también al Geól. Wilbert Siles por su asistencia en el campo, así como a la Ing. Ivette Sanabria y al practicante Geól. Fabián Monge por su ayuda en el procesamiento de datos.

Finalmente agradezco a todas las personas que han confiado y me ayudado en diferentes momentos de mi vida y profesión, aunque sea brindándome un poco de su tiempo, mi sincero agradecimiento y respeto.

## RESUMEN

El modelo conceptual geotérmico de baja entalpía propuesto en esta investigación se localiza en el Valle de Orosi, Paraíso, Cartago, el área de interés posee una extensión total de 30,86 km<sup>2</sup>. La geología local está compuesta por las formaciones: Pacacua, Peña Negra, Coris, Doán (Grupo V. Aguacate), Lavas del Miembro Paraíso (Formación Reventado), Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmático de Talamanca); y finalmente los depósitos recientes. La fuente de calor en el sistema se asocia con los Intrusivos de Tapantí, los cuales Denyer & Alvarado (2007), cartografían muy cerca del límite SW del área de estudio (< 2 km aproximadamente); y Alvarado & Gans (2012), les asignan una edad de 4,20 a 3,89+/-0,30 Ma. En 3 análisis petrográficos al S del área de estudio (cercanos a la fuente de calor), se aprecian paragénesis mineralógicas secundarias de abundante clorita azul (pennina) y epidota + leucoxeno + cuarzo fino, vinculadas con temperaturas máximas >240 °C, específicamente en las litologías de la Fm. Pacacua (basamento). Los estudios tectónicos basados en evidencias de campo, geomorfología y geofísica (32 anomalías), sugieren la existencia de 2 fallas regionales: Falla Orosi (rumbo SE-NW), y Falla Navarro (NE-SW), también de 28 fallas locales de importancia. Del total de fallas propuestas al menos 11 tienen relación directa con la ubicación de sitios con aguas termales. La existencia y ubicación de los sitios con aguas termales se relacionan con la permeabilidad secundaria producto del sistema tectónico preponderante de la Falla Orosi y de las zonas de interacción de este sistema con las fallas orientadas al N-S y NE-SW principalmente. Se investigaron 81 muestras de agua provenientes de 42 sitios visitados, hallando presencia de aguas termales en los sitios: BE-A11, BE-Z21, Pozo BE, BE-27, BE-28 y BE\_38-39. Las muestras del sitio BE-28 (Finca Chúcaras), sugieren una mayor estabilidad hidrogeoquímica y térmica profunda (150 °C aprox.), siendo el sector del área de estudio con el mayor potencial teórico para la exploración o aprovechamiento de recursos geotérmicos de baja entalpía. En el modelo conceptual geotérmico las condiciones tectónicas favorecen la permeabilidad secundaria de los fluidos, iniciando en las montañas de la Cordillera de Talamanca al S y SW del valle, en la zona de captura de aguas meteóricas, las cuales posteriormente interactúan en profundidad con la fuente de calor y/o la roca caja calentada absorbiendo masa y temperatura, lo que origina un flujo caracterizado por aguas geotérmicas relativamente sulfatadas, menos evolucionadas, que ascienden al S y SW del área de estudio en los sitios con aguas termales: BE\_38-39, BE-28 y BE-27 (cercanos a la fuente de calor). Además se presentan fluidos geotérmicos movilizados de forma compleja y restringida por el diaclasamiento predominante hacia las partes más distales del sistema (N del área de estudio), caracterizados por una mayor concentración de cloruro, siendo relativamente más

evolucionados; y manifestándose en los sitios con agua termal: BE-A11, Pozo BE, BE-Z21 y no termal: BE-40 y BE-A13. No obstante este segundo grupo presenta una aparente mayor dilución o afectación por aguas superficiales dentro del sistema.

**Palabras clave:** Geotermia de baja entalpía, aguas termales, Cordillera de Talamanca, energías alternativas, Valle de Orosí, Costa Rica.

Correo para contacto con el autor: [isanac81@gmail.com](mailto:isanac81@gmail.com)

Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 3.0 Costa Rica (CC BY-NC-ND 3.0)

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/cr/>

# ÍNDICE DE CONTENIDOS.

|          |  |          |
|----------|--|----------|
| <b>1</b> | <b>INTRODUCCIÓN .....</b>  | <b>1</b> |
| 1.1      | JUSTIFICACIÓN.....   | 1        |
| 1.2      | OBJETIVO GENERAL.....  | 2        |
| 1.3      | OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....   | 2        |
| 1.4      | UBICACIÓN.....   | 3        |
| 1.5      | METODOLOGÍA.....   | 4        |
| <b>2</b> | <b>CONCEPTOS GENERALES.....</b>  | <b>5</b> |
| 2.1      | DEFINICIÓN DE GEOTERMÍA Y CARACTERÍSTICAS ASOCIADAS. ....                | 5        |
| 2.1.1    | Sistemas geotérmicos convectivos.....                                    | 6        |
| 2.1.2    | Sistemas geotérmicos de baja entalpía. ....                              | 7        |
| 2.1.3    | Sistemas geotérmicos magmáticos (baja entalpía).....                     | 7        |
| 2.2      | ALTERACIONES HIDROTERMALES ASOCIADAS A LOS SISTEMAS<br>GEOTÉRMICOS. .... | 10       |
| 2.3      | TECTONISMO Y GEOTERMIA.....  | 11       |
| 2.4      | GEOFÍSICA Y GEOTERMIA.....   | 16       |
| 2.4.1    | Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).....                                 | 16       |
| 2.4.2    | Refracción sísmica. ....   | 17       |
| 2.5      | ESTUDIOS HIDROGEOQUÍMICOS.....   | 18       |
| 2.5.1    | Tipos básicos de aguas. ....   | 18       |
| 2.5.2    | Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas.....                               | 19       |



|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| 2.5.3    | Aguas carbonatadas.....   | 19        |
| 2.5.4    | Aguas mezcladas.....  | 20        |
| 2.5.5    | Diagramas hidrogeoquímicos en geotermia. ....                               | 20        |
| 2.5.6    | Geotermómetros.....   | 21        |
| <b>3</b> | <b>ESTUDIOS PREVIOS. ....</b>   | <b>25</b> |
| 3.1      | IDENTIFICACIÓN DE RECURSOS GEOTERMICOS DE BAJA ENTALPÍA EN COSTA RICA. .... | 25        |
| 3.2      | INTERPRETACIONES PREVIAS SOBRE EL HIDROTERMALISMO REGIONAL. ....            | 25        |
| 3.3      | GEOLOGÍA REGIONAL.....  | 26        |
| 3.4      | ESTRATIGRAFÍA REGIONAL. ....  | 27        |
| 3.5      | TECTÓNICA .....   | 31        |
| 3.5.1    | Falla Navarro. ....   | 32        |
| 3.5.2    | Falla Aguacaliente.....   | 32        |
| 3.5.3    | Falla Orosi. ....   | 33        |
| 3.6      | GEOFÍSICA.....  | 34        |
| 3.7      | HIDROGEOQUÍMICA.....  | 36        |
| <b>4</b> | <b>INTERPRETACIÓN DE DATOS. ....</b>  | <b>36</b> |
| 4.1      | GEOLOGÍA.....   | 36        |
| 4.1.1    | Formación Pacacua. ....   | 37        |
| 4.1.2    | Formación Peña Negra. ....  | 44        |
| 4.1.3    | Formación Coris.....  | 47        |
| 4.1.4    | Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmático de Talamanca).....                 | 48        |

|  |    |
|--|----|
| 4.1.5 Formación Doán (Grupo Volcánico Aguacate). .....                                   | 49 |
| 4.1.6 Lavas del Miembro Paraíso (Formación Reventado).....                               | 56 |
| 4.1.7 Depósitos Cuaternarios.....  | 57 |
| 4.2 CORRELACIONES ENTRE LA GEOLOGÍA Y EL HIDROTERMALISMO EXISTENTE.<br>.....             | 57 |
| 4.3 TECTÓNICA. ....  | 59 |
| 4.3.1 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-A11.....                            | 59 |
| 4.3.2 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-Z21y el Pozo BE.....                | 60 |
| 4.3.3 Falla relacionada con el manantial termal BE-28. ....                              | 61 |
| 4.3.4 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-27. ....                            | 62 |
| 4.4 DISCONTINUIDADES LITOLÓGICAS Y SU POTENCIAL PERMEABLE EN EL ÁREA<br>DE ESTUDIO. .... | 65 |
| 4.4.1 Condiciones de mayor permeabilidad efectiva e intrínseca.....                      | 66 |
| 4.4.2 Condiciones de menor permeabilidad efectiva e intrínseca.....                      | 67 |
| 4.5 DIRECCIÓN PREFERENCIAL DE DISCONTINUIDADES EN EL CAMPO. ....                         | 68 |
| 4.6 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA.....   | 69 |
| 4.6.1 Correlaciones entre alineamientos y el emplazamiento de fuentes termales. ....     | 71 |
| 4.7 GEOFÍSICA.....   | 74 |
| 4.7.1 Perfil geofísico integrado A-A´. ....  | 74 |
| 4.7.2 Perfil geofísico integrado B-B´.....   | 78 |
| 4.7.3 Perfil geofísico integrado C-C´.....   | 80 |
| 4.8 HIDROGEOQUÍMICA. ....  | 85 |

|   |            |
|---|------------|
| 4.9 IDENTIFICACIÓN DE LAS AGUAS NO TERMALES EN EL CAMPO.....                    | 86         |
| 4.10 IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS AGUAS TERMALES EN EL CAMPO.<br>.....   | 87         |
| 4.10.1 Manantial termal: BE- 27. ....   | 87         |
| 4.10.2 Manantial termal: BE-28. ....  | 89         |
| 4.10.3 Manantiales termales: BE- 38_39. ....                                    | 91         |
| 4.10.4 Manantial termal: BE- A11.....   | 92         |
| 4.10.5 Manantial termal: BE -Z21. ....  | 94         |
| 4.10.6 Pozo de agua termal “Pozo BE”. ....                                      | 95         |
| 4.11 ANÁLISIS HIDROGEOQUÍMICO.....  | 97         |
| 4.11.1 Diagrama de Piper.....   | 98         |
| 4.11.2 Diagrama de Schoeller. ....  | 102        |
| 4.11.3 Diagrama ternario SO <sub>4</sub> , Cl y HCO <sub>3</sub> . ....         | 105        |
| 4.11.4 Geotermómetro de Na-K-Mg.....  | 107        |
| 4.11.5 Otros geotermómetros aplicados.....                                      | 109        |
| <b>5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES. ....</b>   | <b>111</b> |
| 5.1 MODELO GEOTÉRMICO CONCEPTUAL EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....                     | 111        |
| 5.1.1 Perfil A-A´.....  | 111        |
| 5.1.2 Perfil B-B´.....  | 114        |
| 5.1.3 Perfil C-C´.....  | 114        |
| 5.2 ESTIMACIÓN PRELIMINAR DEL POTENCIAL DE CALOR (TEÓRICO)<br>APROVECHABLE..... | 118        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 5.3      | USOS DEL POTENCIAL DE CALOR (TEÓRICO) DEL SITIO BE-28 (FINCA LAS CHÚCARAS). ..... | 119        |
| 5.4      | CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES. ....  | 124        |
| <b>6</b> | <b>REFERENCIAS</b> .....  | <b>128</b> |
| <b>7</b> | <b>ANEXOS</b> .....   | <b>142</b> |

## ÍNDICE DE FIGURAS.

- Fig. 1: Mapa de ubicación en coordenadas CRTM 05, para zona de estudio, los sitios en rojo corresponden con las fuentes termales de interés, el polígono en amarillo el área de investigación. . 3
- Fig. 2: Diagrama del modelo geotérmico conceptual asociado al campo geotérmico Miravalles en Costa Rica, donde se infiere la ubicación de la capa sello en la parte superior del sistema (sobre isotermas de 200 °C), el reservorio (en el centro), zonas de recarga (en partes laterales) y la fuente de calor en la base del mismo perfil (Tomada de Sánchez, 2010b). ..... 6
- Fig. 3: Modelo conceptual de un sistema geotérmico magmático de líquido dominante asociado con una falla de rumbo en los Alpes italianos (Tomada de Sánchez, 2010a). ..... 8
- Fig. 4: A). Cuerpo magmático de 100 m de ancho donde la perturbación termal no llegará más allá de 0.12 km y el equilibrio se alcanzará solamente en decenas de años. B) Una intrusión de 5 km de ancho, donde la perturbación termal afectará a kilómetros de distancia y será perceptible a 100 °C en la roca caja aún a 10 Ma. (Modificada de Martini, 2008). ..... 9
- Fig. 5: A) En el descenso del flujo se captura el calor de las rocas circundantes que luego se liberara en las descargas termales. B) En un proceso idealizado, el diagrama de la derecha muestra como se deprime el flujo calórico y el gradiente geotermal en la zona de captura, posteriormente se incrementa en la zona de descarga. (Modificada de Martini, 2008). ..... 10
- Fig. 6: Ejemplo de formación de minerales de alteración asociados a la temperatura (°C) en el campo geotérmico de Cerro Prieto; México (Tomado de Henley & Ellis, 1983). ..... 11
- Fig. 7: Modelos conceptuales para la comprensión de diferentes sistemas geotérmicos de baja entalpía, los 4 primeros (A, B, C, D), implican la manifestación superficial (manantiales) y el final (E), no necesariamente con la aparición de manantiales y/o de una expresión geomorfológica asociada (Modificada de Sorey *et al.*, 1982). ..... 12
- Fig. 8 : Modelo conceptual propuesto por Martini (2008), de una zona de falla de rumbo de gran escala, con el desplazamiento ubicado en el núcleo de la falla “*Fault Core*” donde se ubica la brechificación y cataclasis, lateralmente se aprecia la zona de daño (Breakdown o Damage Región), importante para la transmisión de fluidos (Modificada de Martini, 2008). ..... 13

Fig. 9: Manifestaciones termales relacionadas con los dos principales tipos de mecanismos. La zona de ruptura (Breakdown región) en círculos, los manantiales termales con estrellas, las flechas señalan la dirección de movimiento tectónico, el símbolo + (bloque que sube) y – (bloque que baja). 1) Áreas ligadas a terminación o propagación de fallas. 2) Áreas de solapamiento o por interacción de fallas, 3) Áreas bloqueadas por intersección de fallas. 4) Áreas deslizantes por intersección de fallas. 5) Áreas de trazas de falla. 6) Áreas asistemáticas (Modificada de Curewitz & Karson, 1997).

..... 14

Fig. 10: Relación esquemática entre la longitud (L) y cantidad de fracturas (N), ligando 3 posibles condiciones de permeabilidad intrínseca (K): 1) La condición superior (de numerosas fracturas), contribuye a la convección hidrotermal. 2) Una menor cantidad (N), pero de mayor longitud (al centro), favorece la posible aparición de un nivel productivo. 3) En la parte inferior, el fracturamiento en una menor cantidad (N), pero de una mayor longitud (L), permite la pérdida total de fluido de perforación, y un buen nivel productor en el pozo (Modificada de Hanano, 2000). .... 15

Fig. 11: Medidas de resistividad aparente con un aumento en el espaciamiento de electrodos, conllevando una profundización asociada. Los resultados se grafican en una curva geoelectrica (Tomada de Ernstson & Kirsch, 2006). ..... 17

Fig. 12: Configuración de dispositivo (geófonos y puntos de disparo), en el campo además de principales elementos asociado la geofísica del método de sísmica de refracción (Modificada de González de Vallejo *et al.* 2002). ..... 18

Fig. 13: Diagrama ternario triangular Na-K-Mg<sup>1/2</sup>.de Giggenbach (1988), (Modificada de Marini, 2000). ..... 24

Fig. 14: Marco tectónico en el que se localiza el área de estudio (amarillo), con el Arco Interno de Costa Rica, parte volcánica (en sector rojo) y sector magmático, en color morado (Modificada de Astorga *et al.*, 1991)..... 26

Fig. 15: Mapa geológico regional simplificado y su relación con el área de estudio (Modificada de Denyer Alvarado, 2007). ..... 28

Fig. 16: Principales estructuras tectónicas regionales (en rectangulo), el área de estudio se muestra en poligono interno (Modificada de Montero, 2001). ..... 32

Fig. 17: Columna litoestratigráfica generalizada para el área de estudio. .... 37

|  |    |
|--|----|
| Fig. 18:A) Afloramientos de la formación Pacacua con estratos masivos. B) Aflorando como bloques métricos consecuencia de la meteorización diferencial.....  | 38 |
| Fig. 19: Mapa de ubicación de afloramientos en el área de estudio y ubicación de perfiles de correlacion litológica de pozos .....   | 39 |
| Fig. 20 : Correlación de litologías en pozos del perfil A-A´ .....   | 40 |
| Fig. 21: Correlación de litologías en pozos del perfil B-B´.....   | 41 |
| Fig. 22: Mapa de ubicación de muestras petrográficas, mostrando las principales alteraciones hidrotermales en el área de estudio.....  | 42 |
| Fig. 23: A) Fotografía de muestra de mano código M8. B) Fotografía de matriz (Tomadas de Barrantes., 2012).....  | 43 |
| Fig. 24: A) Textura macroscópica de muestra M 10 correspondiente tobas bien soldadas. B) Fotografía a detalle de matriz de la misma muestra (Tomadas de Barrantes, 2012). .....  | 44 |
| Fig. 25: A) Areniscas medias (1) interestartificadas con gruesas (2). B) Detalle de areniscas medias (1). C) Muestra de mano de las areniscas gruesas (2).....   | 45 |
| Fig. 26: A) Lodolitas calcáreas aflorantes en estado sano, B ) Núcleos de una perforación llevada a cabo por el ICE (2007) en las cercanías del embalse El LLano. ....   | 46 |
| Fig. 27:A) Fuerte alteración hidrotermal formando precipitados y degradando la litología en arcillas). B) Depositaciones sílice y de minerales de alteración con tonalidades verdosas en las superficies de falla y fractura. .... | 47 |
| Fig. 28: Afloramiento de areniscas gruesas con abundancia de cuarzo, al centro (flecha blanca) se aprecia la capa de carbón, de un espesor máximo de 1 m.....  | 48 |
| Fig. 29: Muestra de mano de bloques masivos ígneos rodados procedentes de la cuenca superior del río Macho. ....   | 49 |
| Fig. 30: Afloramientos de areniscas gruesas y brechas en el margen derecho del río Grande de Orosi: A) Areniscas gruesas y brechas en estratificación decimétrica. B) Estratificación métrica de areniscas y brechas.....          | 50 |

|   |    |
|---|----|
| Fig. 31: A) Clastos de tonalidades verdosas subagulares de naturaleza volcánica. B) Detalle de clasto (fragmento de tobita), angular en contacto flotante. ....   | 51 |
| Fig. 32: A) Tobas en estratos decimétricos en la margen izquierda del río Grande de Orosi contiguas al cerro de morfología circular denominado “Pilón de azúcar” en Río Macho, el círculo rojo señala sitio de muestra: 2OROSI 23/3/11a. B) Tobas con coloraciones moradas, estratificaciones decimétricas al N de ciudad de Orosi en cerro aislado dentro de la finca la Troya. .... | 52 |
| Fig. 33: A) Lavas grises masivas con laminaciones de gran resistencia a la meteorización y abundante matriz. B) Lavas moradas en el camino de ascenso hacia altos de Araya desde el fondo del Valle de Orosi, aflorando principalmente en forma masiva. ....  | 53 |
| Fig. 34: Muestra de mano asociada a las lavas gris/rojizas, con evidente presencia de zeolitas de gran tamaño. ....   | 54 |
| Fig. 35: A) Bloques estratificados (50°/55°), de ignimbrita soldadas. B) Predominancia de ignimbritas menos consolidadas compuestas por bloques y piroclastos (cenizas, pómez y lapillis), con presencia de carbón (foto en detalle), buzando en la misma dirección de las ignimbritas soldadas. ....   | 55 |
| Fig. 36: Bloques centimétricos de naturaleza polimíctica y volcánica, con contacto de punto y flotantes dentro de una matriz arcillosa de color amarillo a parda en los alrededores de la población de Altos de Araya. ....   | 56 |
| Fig. 37: Estructura ligada a la falla Pozo Tibio en la quebrada los tanques, cortando los depósitos de aluvión consolidados y de naturaleza polimíctica permitiendo el represamiento y sedimentación de los más recientes. ....   | 59 |
| Fig. 38: Estructuras relacionadas con la presencia de una falla en la finca La Troya (Al oeste del centro de Orosi). A) En amarillo los planos afectando depósitos de origen volcánico (tobas y lavas), el cuadro en rojo señala donde se realizaron mediciones. B) Detalle del sector donde se realizaron las mediciones. ....   | 61 |
| Fig. 39: Tres de los principales planos de falla observados (líneas en rojo), mostrando la formación de espesores centimétricos de arcillas o también llamadas como “harina de falla” (flecha roja). ...  | 62 |



|   |    |
|---|----|
| Fig. 40: A. Planos de falla observados en el costado oeste del cerro Pílon de Azúcar, B. Detalle del buzamiento del plano de falla central 330°/45° (cuadro rojo en A), no se aprecian criterios cinemáticos que permitan dar un sentido de movimiento a la misma.....  | 63 |
| Fig. 41: Mapa de principales fallas cartografiadas en el campo y en trabajos previos. ....  | 64 |
| Fig. 42: Diagrama de rosas para 108 planos de falla observados y recopilados, mostrando 4 principales clases de rumbo con el siguiente orden de preponderancia: I.SE-NW (Falla Orosi), II.E-W, III.N-S y IV. NE-SW.....   | 65 |
| Fig. 43: Fracturas plumosas presentes en el sitio de muestreo de aguas: BE 27, con rumbos de N 20°E, se asocia a los planos la presencia de óxidos de hierro. ....  | 66 |
| Fig. 44: A) Plano general de espaciamentos entre fracturas (rumbo N 20°E) y su relación con la salida de aguas termales en sitio BE-27 (flecha roja), en la margen izquierda del río Grande de Orosi. B) Detalle de diaclasas con espaciamentos de 10 cm como máximo.....                                     | 67 |
| Fig. 45:A) Diaclasamiento, observado en Q. Loaiza, con depositación de calcita (flecha roja). B) Diaclasas irregulares rellenas de sílice (flecha roja), aflorando en camino de Finca la Troya.....   | 67 |
| Fig. 46: Muestra de roca perforada a los 55 m de profundidad, directamente en la traza de la falla Orosi, con el fracturamiento relleno completamente de calcita (flecha roja), provocando una reducida a nula permeabilidad.....   | 68 |
| Fig. 47: Análisis de 485 discontinuidades (fracturas principalmente), observadas en el campo y recopiladas en toda el área de estudio, mediante una rosa de rumbos, donde se aprecia una tendencia general de rumbo N10°E (más preponderante) y una secundaria con un rumbo ligeramente NW-SE. ....           | 69 |
| Fig. 48: Rosa de rumbos de los alineamientos observados (total de 113), se aprecia la existencia de cinco clases de rumbo preponderantes con el siguiente orden: I. N-S, II.NW-SE, III.E-W y IV. NE-SW. ....  | 71 |
| Fig. 49: Mapa de alineamientos y ubicación de las fuentes termales en el área de estudio. ....  | 72 |
| Fig. 50: Alineamiento transversal al valle de Orosi, iniciando al E por la quebrada Aguas Regadas (valle juvenil), con dirección al cerro Pílon de azúcar (flecha roja), limitando una terraza levantada, en la margen derecha del río Macho, el cuadro rojo indica el sitio del manantial termal BE-27. .... | 73 |

|  |    |
|--|----|
| Fig. 51 : Sitios con aguas termales: BE Z21, BE A11, BE-28 y Pozo BE (triángulo verde), relacionados con las zonas de intersección entre la traza principal de la Falla Orosi:(A), y los alineamientos de la quebrada los Tanques: afluente este (E), y central (B), así como el alineamiento Finca La Troya (C). Además de un alineamiento casi paralelo a la falla Orosi en los alrededores de finca las Chúcaras (D)..... | 73 |
| Fig. 52: Mapa de ubicación de perfiles geofísicos realizados (naranja), y de los perfiles de integración geofísica de esta investigación (en azul).....  | 76 |
| Fig. 53: Perfil geofísico integrado A-A', mostrando 4 capas geoelectricas y 8 anomalías asociadas. ....  | 77 |
| Fig. 54: Perfil geofísico integrado B-B', mostrando 5 capas geoelectricas y 6 anomalías asociadas. ....  | 79 |
| Fig. 55: Perfil geofísico integrado C-C', mostrando 6 capas geoelectricas y 14 anomalías asociadas. ....   | 81 |
| Fig. 56: Mapa de correlación entre anomalías geofísicas y posibles alineamientos tectónicos.....   | 84 |
| Fig. 57: Diagrama para el procesamiento de muestras de agua obtenidas en el campo.....   | 86 |
| Fig. 58: Mapa de ubicación de los sitios de muestreo hidrogeoquímico en el área de estudio. ....   | 88 |
| Fig. 59: Manifestación termal del sitio BE-27 y su relación con el entorno litológico.....   | 89 |
| Fig. 60: Tanque de captación principal en la Finca Chúcaras en el sitio de muestreo BE-28.....   | 90 |
| Fig. 61: A) Precipitados de apariencia carbonatada en el tubo de la captación de agua termal en la finca las Chúcaras. B) Detalle del precipitado sólido. ....   | 90 |
| Fig. 62: Variación de temperatura (°C) vs tiempo (años), para los manantiales termales: BE-28, BE-A11 y BE-Z21 dentro del área de estudio. ....  | 91 |
| Fig. 63: A) Sitio de muestras BE-38. B) Lugar de muestras BE-39 (Tomado de Arias, 2011).....   | 92 |
| Fig. 64: Pozo artesanal en plena explotación para aprovechar recurso geotérmico en aplicaciones directas en el “Balneario los Patios”.....   | 93 |

|   |     |
|---|-----|
| Fig. 65: Detalle del mayor manantial usado para llenado de las piscinas en el balneario: “ <i>Aguas Termales de Orosi</i> ”. .....  | 94  |
| Fig. 66: A Ubicación de máquina perforadora del ICE, en condiciones superficiales similares al sitio BE -Z21, ubicado en la parte con vegetación al fondo. B Detalle de medición de nivel del agua en el pozo. ....   | 95  |
| Fig. 67: Variación histórica de la temperatura (°C) vs profundidad (m), para el sitio termal Pozo BE (Rodrigo Calvo, com.esc. 2011). ....   | 96  |
| Fig. 68: Variaciones de las diferentes concentraciones (mg/L), relacionadas con los muestreos de aguas para el sitio del Pozo BE, se observa el incremento en las concentraciones del sulfato, cloruro y sodio, en la perforación durante el 8 al 14 de junio del 2010. ....              | 97  |
| Fig. 69: Variación de las diferentes conductividades ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), relacionadas con los muestreos de aguas para el sitio: Pozo BE, se observa el incremento durante el 8 al 14 de junio del 2010, relacionado con la aparición del nivel productor (acuífero termal). .... | 97  |
| Fig. 70: Características hidrogeoquímicas para los sitios con aguas no termales, mediante el diagrama de Piper, relacionados principalmente con pozos, manantiales, ríos y quebradas.....   | 99  |
| Fig. 71: Representación de características hidrogeoquímicas para los sitios con condiciones termales mediante el diagrama de Piper, no se analiza el sitio termal BE-38_39 por sus altos valores de balance iónico (anexos).....  | 100 |
| Fig. 72: Conductividades ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), vinculadas con todos los sitios de muestreo de aguas (frías y termales), se observa la correlación de altas conductividades eléctricas con los alineamientos tectónicos estudiados. ....  | 101 |
| Fig. 73: Concentraciones (mg/L), de los iones mayoritarios para las principales muestras de aguas de sitio termales, dentro del área de estudio.....  | 102 |
| Fig. 74: Mayores concentraciones de cloruro en la mayoría en sitios con aguas termales y en 2 sitios de aguas no termales denominados: BE-40 y BE-A13. Se observa la correlación con los alineamientos tectónicos estudiados. ....  | 103 |
| Fig. 75: Mayores concentraciones de sulfato en sitios con aguas termales y en el sitio de agua no termal BE-40. Se observa su correlación con los alineamientos tectónicos estudiados.....  | 104 |

|   |     |
|---|-----|
| Fig. 76: Diagrama ternario de $\text{Cl}^-$ , $\text{SO}_4^{2-}$ y $\text{HCO}_3^-$ , de Giggenbach (1988), para todos los sitios visitados (excepto el sitio BE-38_39), mostrando la siguiente clasificación: 1. <i>Aguas volcánicas</i> , 2. <i>Aguas volcánicas diluidas</i> , 3 <i>Aguas periféricas</i> y 4. <i>Aguas vapor calentadas</i> . ..... | 105 |
| Fig. 77: Geotermómetro de $\text{Na}^+$ , $\text{K}^+$ , $\text{Mg}^{2+}$ , de Giggenbach (1988), aplicado a las muestras de las fuentes termales del área de estudio (excepto sitio BE-38_39), el tamaño del símbolo corresponde con la temperatura histórica promedio en superficie. ....   | 108 |
| Fig. 78: Resumen de las temperaturas promedio obtenidas para las fuentes termales estudiadas con diferentes geotermómetros. ....  | 110 |
| Fig. 79: Mapa geológico final del área de estudio con perfiles de modelación geológica y geotérmica. ....   | 112 |
| Fig. 80: Perfil A-A' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio. ...   | 113 |
| Fig. 81: Perfil B-B' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio. ...   | 116 |
| Fig. 82: Perfil C-C' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio. ...   | 117 |
| Fig. 83: Diagrama esquemático que muestra el funcionamiento básico de un ciclo binario (Modificado de Chandrasekharam & Bundschuh, 2008). ....  | 121 |
| Fig. 84: Temperaturas aproximadas ( $^{\circ}\text{C}$ ), de los fluidos geotérmicos usados en usos directos (Modificado de Arellano <i>et al.</i> 2008). ....  | 122 |
| Fig. 85: Valores de poder calorífico para algunos de los combustibles mas usados en calderas (Tomada de Bahamontes & Dümmer, s.f). ....   | 123 |

## ÍNDICE DE CUADROS.

|   |     |
|---|-----|
| Cuadro 1: Datos utilizados en los perfiles de integración geofísica .....   | 35  |
| Cuadro 2: Características geológicas asociadas con el hidrotermalismo presente en el área de estudio.....                 | 58  |
| Cuadro 3: Recursos utilizados en el análisis de la geomorfología tectónica.....   | 70  |
| Cuadro 4: Clasificación termal de las aguas subterráneas según Schoeller (1962). .....                                    | 87  |
| Cuadro 5: Valores potenciales de calor (teórico) aprovechable en el sector del sitio BE-28.....                           | 119 |
| Cuadro 6: Valores de potencia eléctrica promedio para electrodomésticos de uso común según página web del ICE (2013)..... | 120 |

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 JUSTIFICACIÓN.

El área de investigación se localiza en el valle de Orosi a 7 Km al SE del cantón central de Paraíso de Cartago, históricamente esta zona ha sido relacionada con la presencia de manifestaciones hidrotermales.

Las aguas termales (o manantiales calientes), son la característica más evidente de un proceso hidrotermal activo y subyacente en el valle, por tanto la investigación ligada a su origen y posible mantenimiento es de mucha utilidad para la comprensión científica del fenómeno.

Por otra parte a nivel global el estudio de las aguas termales es relacionado con el desarrollo de la “*Geotermia de baja entalpía*”, la cual utiliza el contenido energético de aguas termales, para usos directos, y en casos especiales para la producción de electricidad.

La importancia del aprovechamiento de esta fuente energética alternativa fue observada hace 40 años en la zona del Valle de Orosi, indicando que: “*En esta zona se deberían realizar posteriores investigaciones, que podrían ser de interés en el campo de la energía geotermal*” (Ramírez *et al.*, 1974).

En otras partes del mundo dentro de contextos geológico/tectónicos semejantes al valle de Orosi (zona de estudio propuesta), se han logrado construir plantas de generación eléctrica así como el aprovechamiento del recurso geotérmico mediante usos directos. Lo anterior es de bastante interés para futuros proyectos de energía alternativa por parte del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

Por lo tanto con esta tesis se busca profundizar y ampliar la información geológica previa para caracterizar las manifestaciones termales, con el fin de aplicar un modelo geotérmico conceptual aceptable que explique el origen y mantenimiento de las condiciones geotérmicas en el área de interés.

Para lograr todo lo mencionado se utilizarán datos de estudios: geológicos, tectónicos, geofísicos e hidrogeoquímicos de estudios previos, más aquellos datos generados durante el trabajo de campo de esta investigación. Adicionalmente busco que dicha investigación cumpla con los requisitos para acceder al grado de licenciado en geología.

## **1.2 OBJETIVO GENERAL.**

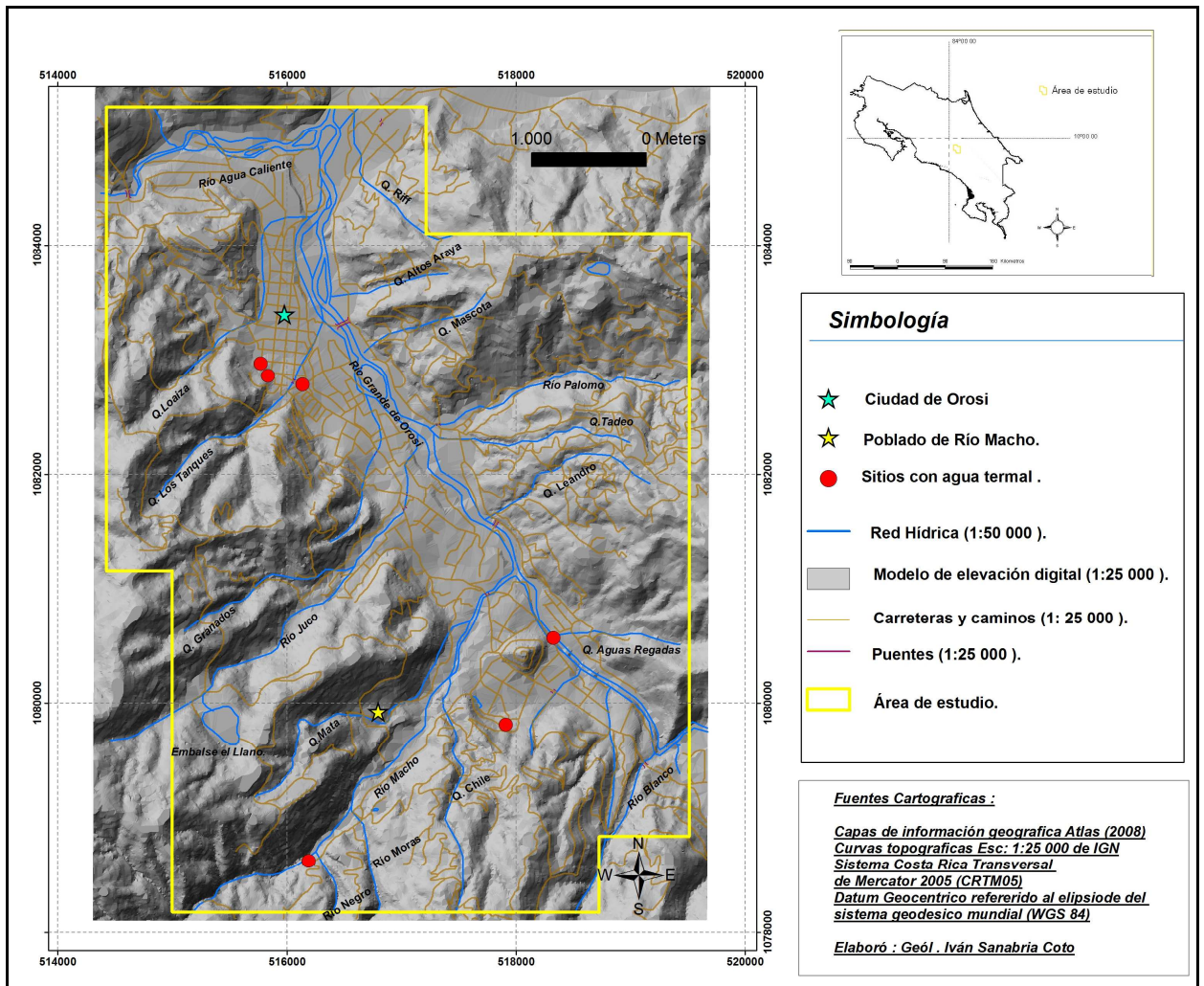
Investigar y caracterizar las manifestaciones termales así como su contexto geológico, mediante el uso de herramientas geológicas, geofísicas e hidrogeoquímicas para conformar un modelo geotérmico conceptual de baja entalpía que sea consistente con la actividad hidrotermal observada en el área de estudio.

## **1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.**

- Establecer las condiciones y los procesos geológicos necesarios, que justifiquen el origen y conservación del hidrotermalismo en el área geográfica de interés.
- Determinar los elementos y características tectónicas que propician la permeabilidad secundaria asociada con la recarga, transmisión y finalmente la manifestación en superficie de los fluidos geotérmicos.
- Caracterizar y analizar las manifestaciones termales superficiales física e hidrogeoquímicamente, para inferir sus posibles condiciones en profundidad, contribuyendo a la conformación del sistema geotérmico conceptual propuesto.
- Integrar la información geofísica existente para validar condiciones geológicas y tectónicas sugeridas para la estructura y funcionamiento del sistema geotérmico dentro del área de estudio.
- Delimitar geográficamente el sector de mayor potencial geotérmico de baja entalpía para futuros estudios de exploración y de posible explotación del recurso.

## 1.4 UBICACIÓN.

El área de estudio (con coordenadas CRMT05), se localiza en un amplio sector del Valle de Orosi (Fig.1), formando parte de la hoja cartográfica Tapantí (3445-iii-ne), escala 1,25000. Los puntos rojos señalan los manantiales y pozos termales identificados en la zona de estudio.



**Fig. 1:** Mapa de ubicación en coordenadas CRTM 05, para zona de estudio, los sitios en rojo corresponden con las fuentes termales de interés, el polígono en amarillo el área de investigación.



## 1.5 METODOLOGÍA.

- Investigar y recopilar estudios existentes, relacionados con información: geológica, tectónica, hidrogeoquímica y geofísica, para conformar un primer mapa geológico/tectónico preliminar, que contenga la ubicación de manifestaciones termales para su posterior corroboración o corrección en el campo.
- Efectuar el trabajo de campo enfocado en la descripción de afloramientos, elementos estructurales así como de muestreos de rocas y aguas en manantiales y pozos. Para las muestras de agua se incluye la medición de temperaturas y demás parámetros físicos (conductividad, pH), in situ.
- Análisis químicos de aguas para la caracterización de iones mayoritarios, así como análisis petrográficos de muestras de roca obtenidas (mineralogía de alteración).
- Caracterizar hidrogeoquímicamente los manantiales termales mediante gráficos de sus parámetros físicos y químicos ligados a sus condiciones de formación y procesos dentro del sistema hidrotermal.
- Determinar condiciones y características tectónicas propicias para la formación de permeabilidades secundarias (fracturamiento), que permiten primero el flujo de aguas de recarga y posteriormente la descarga de geotérmicas según el modelo conceptual propuesto.
- Validar elementos tectónicos y geológicos (inferidos y observados), mediante la aplicación de información geofísica (sísmica y geoelectrica), realizada en el área de estudio.
- Integración de la información obtenida en cada tipo de estudio mediante mapas 1:25000 (CRTM05), y perfiles de integración utilizando sistemas de información geográfica.
- Planteamiento de un modelo geotérmico conceptual del área de estudio que permita explicar el origen y características de las manifestaciones geotérmicas, así como su relación con las zonas de mayor a menor potencial del recurso, mediante perfiles de modelación (integración de datos).

## **2 CONCEPTOS GENERALES.**

### **2.1 DEFINICIÓN DE GEOTERMÍA Y CARACTERÍSTICAS ASOCIADAS.**

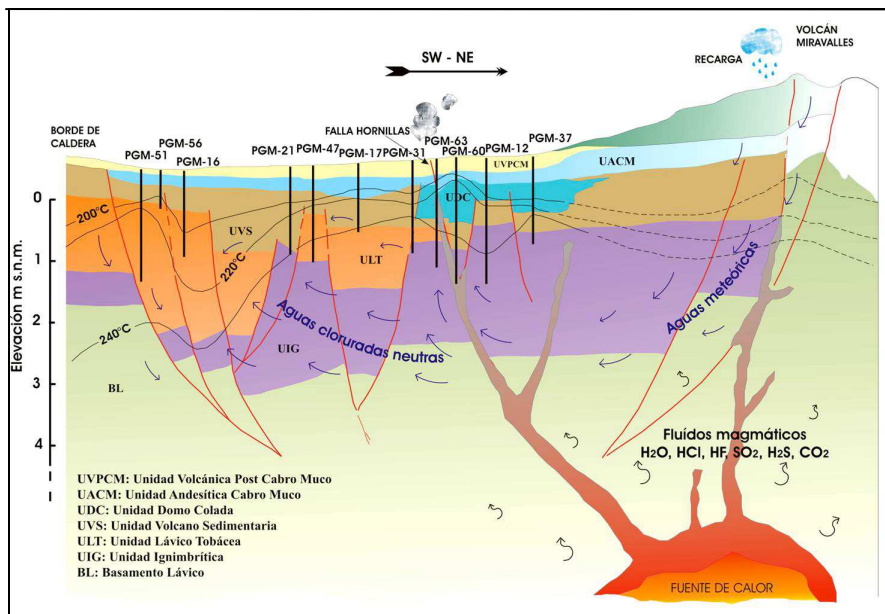
Existen muchas definiciones de geotermia, una de ellas la señala como: “*La ciencia que estudia el estado térmico de la Tierra, la distribución de la temperatura en su interior y su ligamen con las fuentes de calor*” (Sánchez, 2010b).

La geotermia se ve reflejada en la serie de procesos que permiten el desarrollo y el establecimiento natural de un sistema, los cuales se basan en el hidrotermalismo, definido como: “*El conjunto de procesos que redistribuyen energía y masa subterráneamente en respuesta a la circulación de flujos de agua dentro de la corteza terrestre*” (Norton, 1984).

Hanano (2000), indica que la formación de los recursos geotérmicos convectivos se relacionan a tres factores fundamentales: calor, fracturamiento y fluido. Para Sánchez (2010a), el calor proviene desde la profundidad terrestre y es transmitido a la superficie en mayor parte por medios convectivos, manifestándose externamente como: aguas termales, volcanes de lodo, géiseres, fumarolas, alteraciones hidrotermales, etc...

Según Molina (2009), generalmente la clasificación de los sistemas geotérmicos se basa en propiedades como: temperatura, entalpía del reservorio y estado físico del fluido. Para Arellano *et al.* (2008), existen, al menos en tres categorías básicas de sistemas geotérmicos:

1. Sistemas de vapor dominante (alta entalpía), son muy escasos, el más conocido es Lardarello en Italia.
2. Sistemas de líquido dominante (alta entalpía), consisten en sistemas convectivos hidrotermales con salmueras extremadamente calientes (200 °C-300 °C), pero con menor grado de entalpía respecto a la primera categoría, un ejemplo de este tipo es Miravalles en Costa Rica (Fig. 2).



**Fig. 2: Diagrama del modelo geotérmico conceptual asociado al campo geotérmico Miravalles en Costa Rica, donde se infiere la ubicación de la capa sello en la parte superior del sistema (sobre isoterma de 200 °C), el reservorio (en el centro), zonas de recarga (en partes laterales) y la fuente de calor en la base del mismo perfil (Tomada de Sánchez, 2010b).**

3. Sistemas de líquido dominante (baja entalpía), son sistemas conductivos y convectivos hidrotermales con salmueras hirviendo entre 100 °C – 200 °C, hay en muchos lugares y se encuentran: “En una proporción de 50 a 1 respecto a la anterior categoría” (Arellano et al., 2008).

### 2.1.1 Sistemas geotérmicos convectivos.

Un sistema geotérmico necesita la existencia de un reservorio geotérmico, el cual se define como: “Un volumen geométrico de roca con buena permeabilidad, en la cual la energía térmica presente en el agua puede ser extraída” (Sorey et al., 1982).

Según Sánchez, (2010b), el reservorio geotérmico está compuesto por un acuífero o serie de acuíferos con características complejas, formado por niveles de roca permeable o colectora con una zona(s) de recarga de líquido; además de una fuente de calor, que permite dar y mantener a los fluidos una temperatura comercialmente explotable y una capa sello que mantiene la presión y la temperatura del sistema, como sucede en campo geotérmico Miravalles en Costa Rica.

Complementariamente Sánchez (2010a), menciona que el agua de origen meteórica percola dentro de las estructuras o edificios volcánicos por medio de las fracturas hasta alcanzar las partes externas

de la fuente de calor (magma), donde la interacción del agua y el magma provoca la formación de celdas convectivas que transportan el calor desde la base del sistema, usando como medio la circulación de los fluidos geotérmicos a través de las zonas permeables.

### **2.1.2 Sistemas geotérmicos de baja entalpía.**

Lund (2007), Chandrasekharam & Bundusch (2007) y Tester (2007), presentan ejemplos de aprovechamientos de los recursos geotérmicos de baja entalpía para producción eléctrica y usos directos.

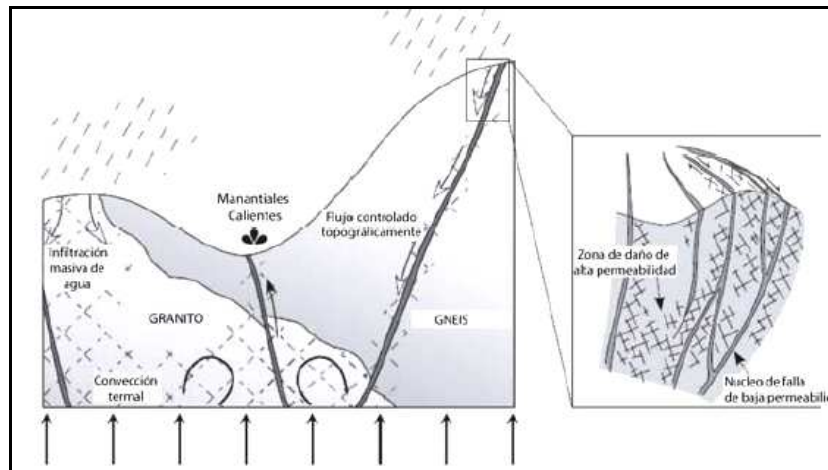
Las definiciones más comunes identifican a los recursos geotérmicos de baja entalpía como aquellos derivados de sistemas geotérmicos con temperaturas menores a 200 °C dentro de sus reservorios. En esta investigación, se usará el concepto de Nicholson (1993), el cual los cataloga como aquellos con temperaturas  $\leq 150$  °C.

### **2.1.3 Sistemas geotérmicos magmáticos (baja entalpía).**

Se caracterizan por el calor producido de una fuente volcánica activa o el emplazamiento de cuerpos ígneos intrusivos que mantienen un proceso de calor residual y de equilibrio térmico con la roca caja.

Para ambos casos es necesario condiciones básicas de permeabilidad (por lo general secundaria), así como de recarga y de un basamento productor del calor para permitir la formación de reservorios geotérmicos que generalmente se manifiestan en superficie mediante manantiales termales.

Sánchez, (2010a), muestra un ejemplo de un sistema hidrotermal convectivo magmático (Fig.3) asociado con una falla de rumbo en los Alpes italianos, se aprecia la relación entre la manifestaciones termales ligadas a zonas de fracturamiento y topografías bajas, así como la ubicación de zonas de recarga también en zonas fracturadas pero de mayor elevación topográfica.



**Fig. 3: Modelo conceptual de un sistema geotérmico magmático de líquido dominante asociado con una falla de rumbo en los Alpes italianos (Tomada de Sánchez, 2010a).**

- **Calor por magmatismo.**

Para Martini (2008), los sistemas geotérmicos volcánicos son el resultado directo del calor de cuerpos magmáticos más profundos, donde la capacidad calórica del reservorio depende del mantenimiento de los sistemas geotermiales en el tiempo, donde:

- La tasa de disipación del calor que genera la intrusión debe estimarse casi en forma instantánea comparado con el periodo en que el sistema alcanza el equilibrio termal.
- Segundo, el tamaño de la intrusión es pequeño (<10 km), comparativamente con el volumen de roca fría alrededor, para la cual se deben imponer condiciones de borde para solucionar la ecuación de difusión.
- Tercero para la escala de tiempo en el problema, se pueden suponer despreciables la producción de calor radiogénico y el calor latente por fusión.
- Por último que el tiempo requerido por el sistema (intrusivo + roca caja), para tener el equilibrio depende de la difusividad y del tamaño del intrusivo.

Respecto a la difusividad térmica Llambías (2001), la define como la capacidad que tiene el calor de difundirse a través de un material (Ecu.1).

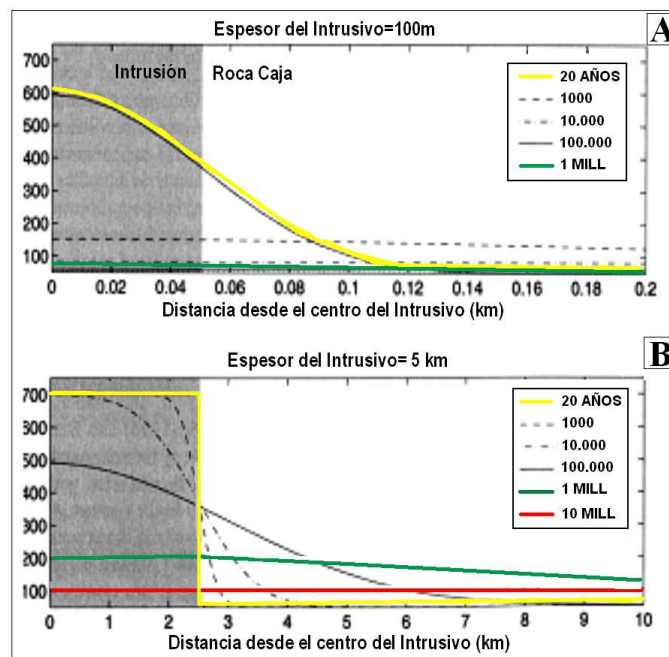
$$k = K / \rho * c_p \quad \text{(Ecu.1)}$$

Donde  $k$  es la difusividad térmica,  $K$  es la conductividad térmica de cada material,  $\rho$  la densidad y  $c_p$  el calor específico. Llambías (2001), agrega que las dimensiones de  $k$  son de área por tiempo,

por ejemplo para las rocas silicáticas  $k$  está en el orden de  $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , debido a su alto calor específico  $c_p$ :  $1 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$  (rocas silicáticas), en el cobre el calor específico es 3 veces menor con  $0.38 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ .

Martini (2008), modela escenarios con intrusiones de difusividades constantes para mostrar la relación entre el tamaño del cuerpo magmático y el tiempo en que el sistema (intrusivo + roca caja), alcanzan el equilibrio mediante curvas.

El eje vertical presenta la temperatura máxima de emplazamiento de  $700 \text{ }^\circ\text{C}$  y el horizontal la distancia desde la intrusión. En el primer caso Martini (2008), modela una intrusión de 100 m de ancho, señalando que perderá todo su calor después de 1 Ma a 120 m del centro de la intrusión. Sin embargo, si el ancho del intrusivo es de 5 km, la perturbación termal resultante será de  $200 - 125 \text{ }^\circ\text{C}$ , perceptible a kilómetros alrededor, incluso después de 10 Ma la roca caja aún se encontrará a  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig.4a, b).



**Fig. 4: A). Cuerpo magmático de 100 m de ancho donde la perturbación termal no llegará más allá de 0.12 km y el equilibrio se alcanzará solamente en decenas de años. B) Una intrusión de 5 km de ancho, donde la perturbación termal afectará a kilómetros de distancia y será perceptible a  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  en la roca caja aún a 10 Ma. (Modificada de Martini, 2008).**

- **Circulación de fluidos hidrotermales.**

Para Martini (2008), en las zonas de recarga de los sistemas hidrotermales, las aguas de naturaleza meteórica están frías al inicio de su trayectoria, posteriormente en profundidad se provocara un gradiente termal deprimido por absorción de calor en un sector denominado: “Zona de captura de calor”.

Además Martini (2008), señala que las aguas meteóricas se incorporan a los acuíferos conformando inicialmente un flujo horizontal por efectos de los gradientes hidráulicos, capturando calor de las rocas circundantes y enriqueciéndose geoquímicamente (Fig.5a). Posteriormente por efecto de la “boyancia” por convección térmica o del encuentro de una barrera negativa, ascienden hasta la superficie y se descargan como manantiales termales provocando una: “Zona de descarga”, en donde el gradiente termal aumenta (Fig.5b).

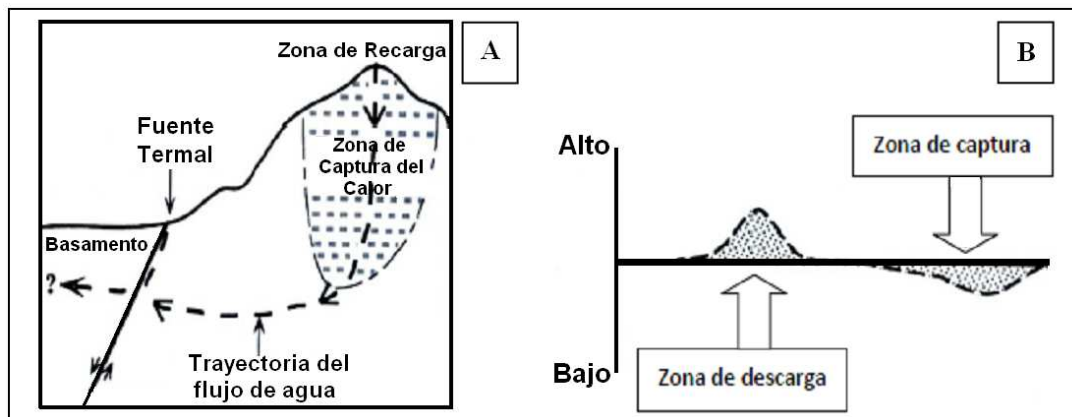
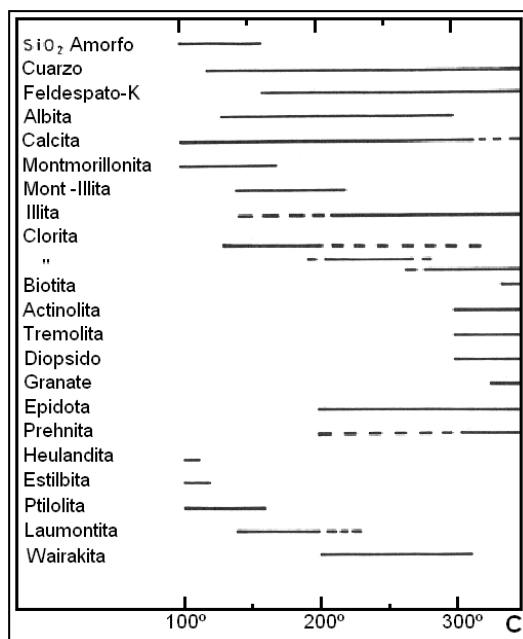


Fig. 5: A) En el descenso del flujo se captura el calor de las rocas circundantes que luego se libera en las descargas termales. B) En un proceso idealizado, el diagrama de la derecha muestra como se deprime el flujo calórico y el gradiente geotermal en la zona de captura, posteriormente se incrementa en la zona de descarga. (Modificada de Martini, 2008).

## 2.2 ALTERACIONES HIDROTERMALES ASOCIADAS A LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS.

Una definición de alteración hidrotermal indica que: “La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en térmicos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas” (Maksaev, 2012).

Dentro de las litologías los minerales de alteración reflejarán la temperatura del sistema al momento de su formación. Para D'Amore & Arnónsson (2000), la progresiva reacción entre el agua y la roca llevan a la disolución de los minerales primarios de la roca y a la posterior depositación de los fluidos geotérmicos formando minerales secundarios hidrotermales (Fig.6).



**Fig. 6: Ejemplo de formación de minerales de alteración asociados a la temperatura (°C) en el campo geotérmico de Cerro Prieto; México (Tomado de Henley & Ellis, 1983).**

Un aspecto muy importante es que: *“La composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), pero su efecto es menor que la permeabilidad, temperatura y composición del fluido. En efecto, la temperatura del fluido y el pH del mismo, son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal, más que la litología”* (Maksaev, 2012).

### 2.3 TECTONISMO Y GEOTERMIA.

Diversos autores (Hanano, 2000; Soengkono, 2000; Bundschuh, 2008; Sánchez, 2010a), indican que por lo general, el fallamiento activo es el causante de la permeabilidad secundaria, permitiendo el movimiento de fluidos provenientes desde la zona de recarga hacia la zona profunda, productora del calor y de allí hacia la superficie.

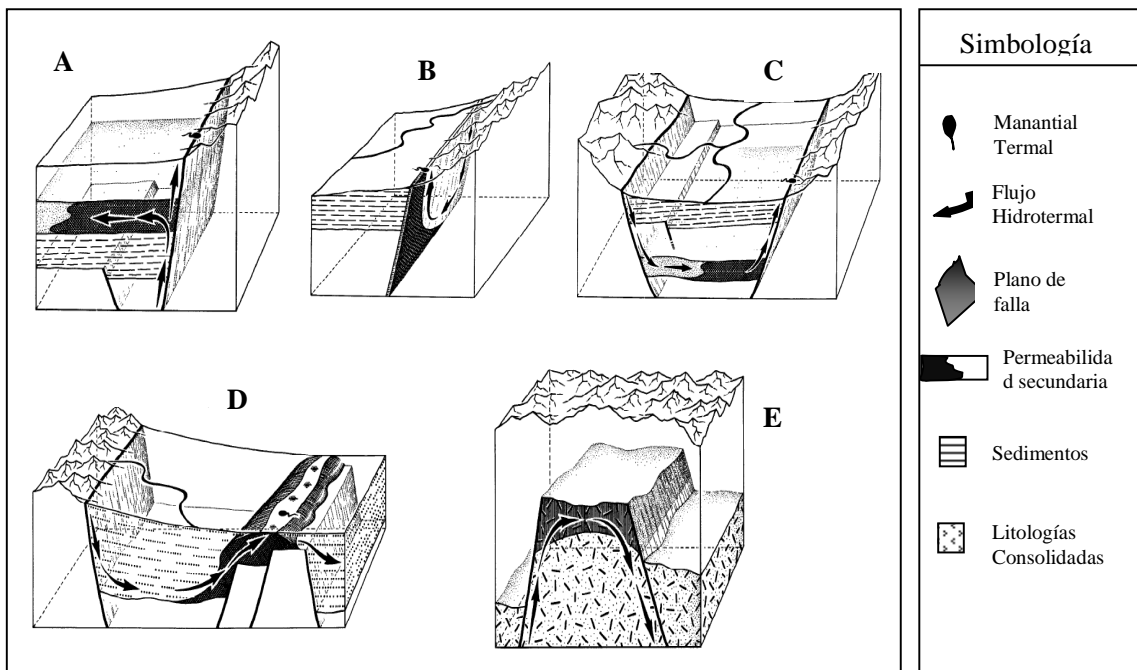


Curewitz & Karson (1997), indican que la continuidad de la circulación hidrotermal en un sistema se da a través de un fracturamiento activo resultado del rejuvenecimiento de los conductos de flujo a pesar de existir una precipitación mineral en los patrones de permeabilidad existentes. Las fallas y las fracturas tienen una función sumamente importante en la evolución y flujo de los fluidos hidrotermales a escalas considerables.

Por tanto la actividad hidrotermal es dependiente de la interacción entre una fuente calor, los fluidos circundantes y los patrones de permeabilidad: “*Unas de las posibles fuentes de calor en los sistemas hidrotermales son diques jóvenes y plutones*” (Elders *et al.*, 1984).

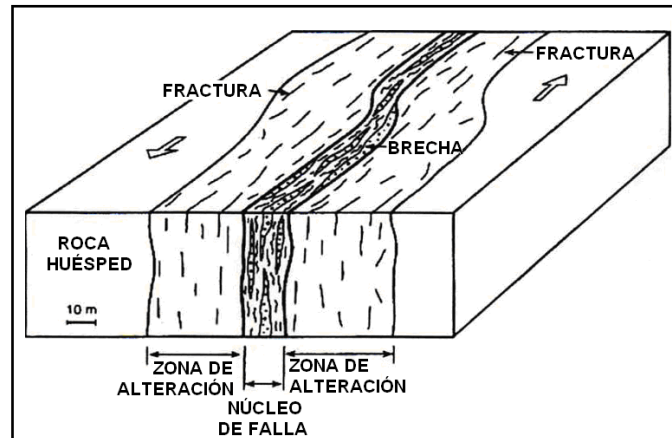
Respecto a la importancia del tectonismo en la geotermia: “*Hace décadas se desarrolló de forma teórica el modelo acerca de cómo una zona de falla produce la circulación de fluido, actuando como reservorio geotérmico al permitir la convección naturalmente inducida*” (Sánchez, 2010a).

Por tanto Sorey *et al.* (1982), sugieren varios tipos de modelos conceptuales de referencia basados en la existencia de elementos tectónicos (fallas), y gradientes geotérmicos anómalos que pueden facilitar la creación de sistemas geotérmicos de baja entalpía (Fig.7).



**Fig. 7:** Modelos conceptuales para la comprensión de diferentes sistemas geotérmicos de baja entalpía, los 4 primeros (A, B, C, D), implican la manifestación superficial (manantiales) y el final (E), no necesariamente con la aparición de manantiales y/o de una expresión geomorfológica asociada (Modificada de Sorey *et al.*, 1982).

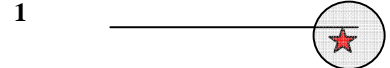
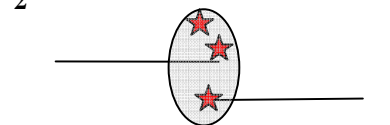
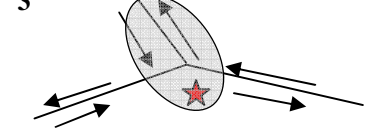
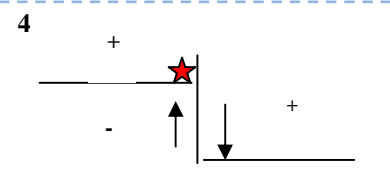


Para Sánchez (2010a), el fallamiento puede contribuir con una transmisión efectiva de fluidos hidrotermales en la zona de daño o también conocida en inglés como: “*Breakdown o Damage Región*”, caracterizada por Martini (2008), como la red de estructuras subsidiarias que bordean el núcleo de falla y que incrementan la permeabilidad, relativamente al núcleo y al protolito no deformado (Fig.8).



**Fig. 8 : Modelo conceptual propuesto por Martini (2008), de una zona de falla de rumbo de gran escala, con el desplazamiento ubicado en el núcleo de la falla “*Fault Core*” donde se ubica la brechificación y cataclasis, lateralmente se aprecia la zona de daño (*Breakdown o Damage Región*), importante para la transmisión de fluidos (Modificada de Martini, 2008).**

Por lo tanto: “*Las estructuras subsidiarias en la zona de falla que incluyen fallas pequeñas, vetillas, fracturas, clivaje y pliegues causan heterogeneidades y anisotropías en las propiedades elásticas y de permeabilidad en la zona de falla*” (Sánchez, 2010a). Para Curewitz & Karson (1997), el fallamiento y consecuente fracturamiento se relacionan principalmente a dos mecanismos naturales: dinámico y cinemático.

El *mecanismo dinámico* se encuentra ligado a zonas de ruptura ligadas a fracturas de extensión o abiertas, siendo las que proveen una mayor permeabilidad. Por otra parte el *mecanismo cinemático* se vincula con fracturas producidas y mantenidas por la reapertura de sistemas de fracturas ligados al movimiento individual de la falla (Fig.9).

| Características Estructurales   | Interpretación Mecánica                  |
|---|--|
| 1    | Permeabilidad dinámicamente mantenida.   |
| 2    | Permeabilidad dinámicamente mantenida.   |
| 3    | Permeabilidad dinámicamente mantenida.   |
| 4    | Permeabilidad cinemáticamente mantenida. |
| 5   | Permeabilidad cinemáticamente mantenida. |
| 6  | Sin conocimiento al respecto.            |

**Fig. 9: Manifestaciones termales relacionadas con los dos principales tipos de mecanismos. La zona de ruptura (Breakdown región) en círculos, los manantiales termales con estrellas, las flechas señalan la dirección de movimiento tectónico, el símbolo + (bloque que sube) y – (bloque que baja). 1) Áreas ligadas a terminación o propagación de fallas. 2) Áreas de solapamiento o por interacción de fallas, 3) Áreas bloqueadas por intersección de fallas. 4) Áreas deslizantes por intersección de fallas. 5) Áreas de trazas de falla. 6) Áreas asistemáticas (Modificada de Curewitz & Karson, 1997).**

- **Discontinuidades litológicas y su importancia en la geotermia de baja entalpía.**

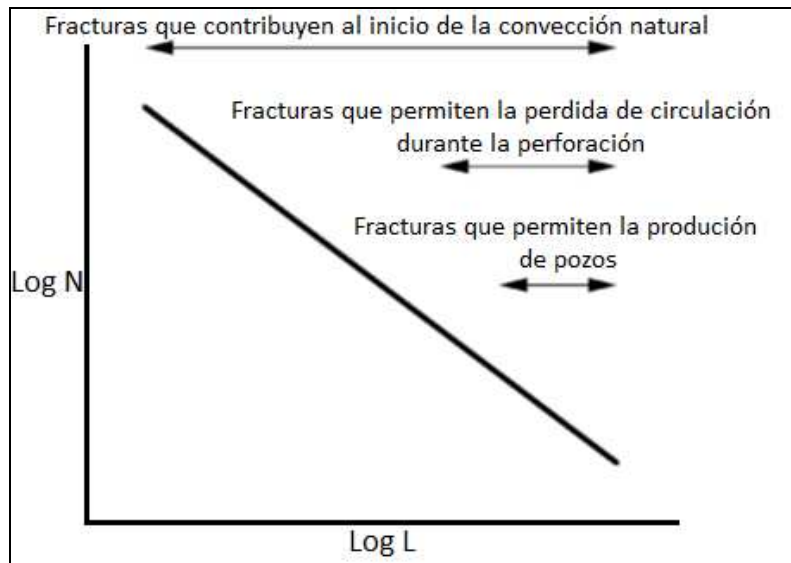
Según González de Vallejo *et al.* (2002), el término discontinuidad hace referencia a cualquier plano que presente una separación marcada en un macizo rocoso, teniendo un origen sedimentario (estratificaciones y laminaciones), diagénético o tectónico (diaclasas o fallas), también pueden clasificarse en singulares (solo fallas) o sistemáticas cuando aparecen en familias.

Para Hanano (2000), en la ocurrencia natural de la convección geotérmica, el fracturamiento puede ser comprendido con la siguiente fórmula simplificada (Ecu.2), que muestra la relación entre la

permeabilidad intrínseca “ $K$ ”, (depende del medio), para una fractura ideal plana de tamaño de apertura “ $b$ ”:

$$K = b^2 / 12 \quad (\text{Ecu.2})$$

El siguiente gráfico logarítmico representa las posibles permeabilidades ( $K$ ), en función de la relación entre la longitud de fracturas ( $L$ ) y su cantidad ( $N$ ), donde se desprende que una buena cantidad de fracturas puede contribuir a los procesos geotérmicos convectivos, pero no necesariamente a una posterior explotación de los recursos (Fig.10).



**Fig. 10:** Relación esquemática entre la longitud ( $L$ ) y cantidad de fracturas ( $N$ ), ligando 3 posibles condiciones de permeabilidad intrínseca ( $K$ ): 1) La condición superior (de numerosas fracturas), contribuye a la convección hidrotermal. 2) Una menor cantidad ( $N$ ), pero de mayor longitud (al centro), favorece la posible aparición de un nivel productivo. 3) En la parte inferior, el fracturamiento en una menor cantidad ( $N$ ), pero de una mayor longitud ( $L$ ), permite la pérdida total de fluido de perforación, y un buen nivel productor en el pozo (Modificada de Hanano, 2000).

Una segunda definición importante corresponde con la permeabilidad efectiva “ $k$ ” (que depende del medio y fluido). González de Vallejo *et al.* (2002), proponen expresiones empíricas para estimar la permeabilidad efectiva, reduciendo la permeabilidad a un sistema de discontinuidades que dependen principalmente de la *abertura, el relleno y la separación*, donde los rellenos en la fractura logran reducir bastante el coeficiente inferido.

- **Geomorfología tectónica.**

Una de las técnicas para la identificación de estructuras tectónicas implica la interpretación del relieve utilizando sensores remotos, principalmente de fotografías aéreas y modelos de elevación digital (*DEM en inglés*).

Para Soengkono (2000), un análisis a detalle de la topografía digital puede revelar tanto el patrón como la distribución de las fallas y fracturas que influyen la extensión de un reservorio geotérmico. Usando un simple análisis de los datos de topografía digital en una herramienta adicional para explorar los sistemas geotérmicos.

No obstante Sánchez (2010a), indica que es importante contextualizar la información obtenida sobre los alineamientos con la de trabajo de campo y estudios geofísicos, ya que no solamente se pueden vincular los alineamientos con conductos fracturados, también pueden presentar condiciones de barrera hidrogeológica o comportamientos mixtos.

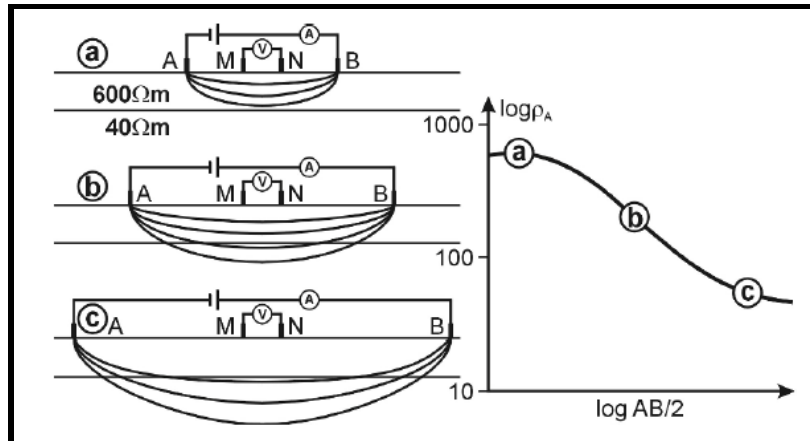
## **2.4 GEOFÍSICA Y GEOTERMIA.**

### **2.4.1 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).**

Para Arias (2002), la finalidad de los SEV es caracterizar los cambios de la resistividad respecto a la profundidad, los cuales se correlacionan con los cambios en las propiedades de las unidades rocosas. Con esa finalidad requiere de una configuración eléctrica (ej. *Schlumberger*), asociada a una constante geométrica (K), con el objetivo de cuantificar las diferencias de potencial (mV), cuando se ha inyectado corriente (mA) a diferentes longitudes.

Se usan por lo general 4 electrodos metálicos hincados en la superficie suelo, los cuales parten de un punto de origen común. En 2 electrodos se inyecta corriente (A y B) y los otros dos electrodos (M y N), se utilizan para medir la diferencia de potencial generada (Arias, 2002).

Estos sondeos eléctricos verticales permiten establecer una curva de variación asociada a la profundidad de resistividad aparente de un terreno (Fig.11).



**Fig. 11: Medidas de resistividad aparente con un aumento en el espaciamiento de electrodos, conllevando una profundización asociada. Los resultados se grafican en una curva geoelectrica (Tomada de Ernstson & Kirsch, 2006).**

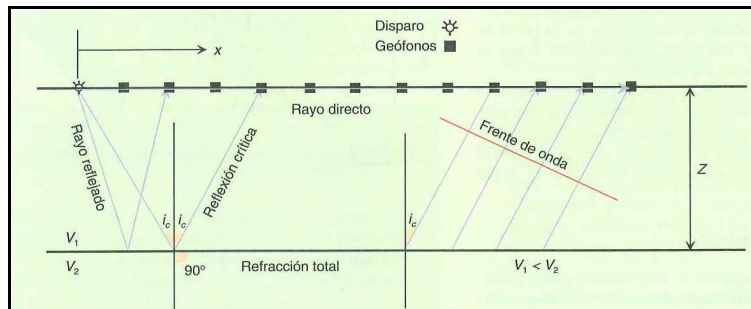
Posteriormente se interpretan los cambios de pendiente en la curva geoelectrica como consecuencia de los contrastes de las resistividades aparentes ( $\rho_a$ ), los valores aparentes se grafican vertical y descendientemente desde el punto de origen de cada sondeo en el terreno, luego se interpolan en un perfil seudoelctrico.

Los contrastes estn ligados a litologas o cambios de condiciones fsicas de las capas geoelectricas con resistividades reales ( $\rho$ ), que son interpoladas e interpretadas en un perfil de interpretacin geoelectrica. En Gonzlez de Vallejo *et al.* (2002) y Astier (1975), existen rangos para cada tipo de material litolgico y/o condiciones fsicas asociadas.

#### **2.4.2 Refraccin ssmica.**

Segn Gonzlez de Vallejo *et al.* (2002), dentro de los mtodos ssmicos, este es uno de los ms usados. Este mtodo consiste en la confeccin de perfiles longitudinales instrumentados con sensores receptores de las ondas ssmicas y espaciados entre si con una distancia conocida y regular.

Para Astier (1975), el mtodo ssmico de refraccin as como el de reflexin comprende la colocacin de un dispositivo compuesto por un punto de disparo. Para Gonzlez de Vallejo *et al.* (2002), la configuracin del punto de disparo puede ser al principio, medio y final del perfil, con una serie de receptores o geofonos. Finalmente la fuente de disparo puede ser por explosivos, vibracin o golpes (Fig.12).



**Fig. 12: Configuración de dispositivo (geófonos y puntos de disparo), en el campo además de principales elementos asociado la geofísica del método de sismica de refracción (Modificada de González de Vallejo *et al.* 2002).**

Además González de Vallejo *et al.* (2002), indican que la aplicación práctica del método se basa en los tiempos de llegada de las ondas elásticas hacia los geófonos, existiendo varias formas para obtener la profundidad y velocidad bajo cada geófono con tablas de velocidad de los diferentes materiales rocosos y de sus condiciones físicas asociadas.

## 2.5 ESTUDIOS HIDROGEOQUÍMICOS.

La hidrogeoquímica se caracteriza por: “*Los estudios geoquímicos del agua y sus relaciones con la corteza terrestre*” (Custodio & Llamas, 2001). Los análisis hidrogeoquímicos se basan en el muestreo de aguas subterráneas para posteriores análisis de sus iones mayoritarios, elementos traza o composiciones y variaciones isotópicas, entre otros.

Además del bajo costo en presupuesto, esta clase de estudios: “*En ocasiones pueden evitar el desperdicio innecesario de esfuerzo y gasto de exploración en la etapa inicial de la misma, demostrando que cierta área, en particular, carece de probabilidades de tener valor geotérmico*” (Vargas., 2002).

### 2.5.1 Tipos básicos de aguas.

Los dos principales tipos de agua estudiados, son aquellas de origen meteórico y magmático, la última se relaciona con emisiones volcánicas, (cuerpos magmáticos, ascensos de lava, gases volcánicos, etc.), generalmente es del tipo clorurado sódico y tiene contenidos anormalmente elevados de:  $F^-$ ,  $SiO_2$ ,  $B$ ,  $S^{-2}$ ,  $CO_2$  y bajos en  $I^-$ ,  $Br^-$ ,  $Ca^{2+}$ . Para Arnónsson & D’Amore (2000), la

química de aguas es necesaria para evaluar la posible mezcla de aguas termales con aguas frías, en zonas de flujos ascendentes.

- **Fluidos geotérmicos primarios y secundarios.**

Para Martini (2008), los fluidos primarios se encuentran en la base de la celda convectiva (nivel de profundidad-base), siendo el producto de la mezcla de varios componentes fluidos tales como: aguas meteóricas, marinas y connatas (en menor proporción), con volátiles magmáticos. Además Martini (2008), señala que los tipos principales de fluidos primarios son: las aguas cloruradas, sulfato-ácidas y salmueras híper-salinas.

Las consecuentes reacciones en el sistema son asociadas, en gran medida, a los procesos de enfriamiento que afectan la composición primaria de las aguas resultantes en superficie, con la aparición de fluidos secundarios. Nicholson (1993), menciona que los procesos de evolución hidrogeoquímica que propician la aparición de fluidos secundarios son:

1. Equilibrio Mineral-Fluido.
2. Enfriamiento por ebullición adiabática.
3. Enfriamiento conductivo.
4. Mezcla (mixing) o dilución con otras aguas.

Una vez que los fluidos primarios han sufrido uno o varios de los procesos de diferenciación, antes mencionados, se obtienen 3 tipos básicos de fluidos secundarios:

### **2.5.2 Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas.**

Según Martini (2008), se caracterizan por un contenido bajo de cloruro y relativamente alto de sulfato. Las aguas ácidas disuelven fácilmente los minerales primarios de las rocas volcánicas comunes (alcanzan valores de  $\text{pH} < 1$ ), se aprecian la formación externa de sílice, azufre nativo, entre otros.

### **2.5.3 Aguas carbonatadas.**

Martini (2008), señala que este tipo de aguas es muy común, tanto en los sistemas geotermales volcánicos como también en zonas sísmicas sin actividad volcánica, donde el dióxido de carbono que se encuentra en estas aguas proviene de fuentes magmáticas. También indica que las aguas de tipo carbonatadas pueden ser el resultado de una mezcla de fluidos primarios a alta temperatura con aguas subterráneas frías.



#### **2.5.4 Aguas mezcladas.**

Su principal condición es: *“Que pertenecen a zonas de flujo ascendente (up-flow) de los sistemas geotermales, donde los fluidos (líquido y/o vapor), pueden encontrarse con aguas subterráneas someras, mezclándose. Para la geotermia, estos fluidos son de gran interés ya que se han calibrado métodos para determinar la temperatura de la componente caliente”*. (Martini, 2008).

#### **2.5.5 Diagramas hidrogeoquímicos en geotermia.**

Muñoz (2011), indica que existen dos principales tipos de componentes disueltos y utilizados para fines de caracterización geotérmica, basados principalmente en el comportamiento y en el tipo de información que pueden dar:

- *Trazadores (conservativos o inertes).*

Componentes que son químicamente inertes, según Muñoz (2011), una vez agregados a la fase permanecen sin cambios, por lo que permiten conocer su origen y por lo tanto las características originarias de las aguas que los contienen (Ejemplos:  $\text{Cl}^-$  y B).

- *Geoindicadores.*

Clasificados así por Giggenbach (1991) y Arnórsson (2000), son químicamente reactivos, donde los geoindicadores (ejemplos:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ), responden a cambios en el medio, por lo que sus concentraciones en las aguas termales, dependen de la evolución de los fluidos en el sistema geotermal en donde : *“La temperatura y en menor medida la presión afectan sus concentraciones en el fluido, estas responden a cambios en los parámetros físico-químicos en el ambiente que se encuentran”* (Muñoz, 2011).

En la clasificación geotérmica primaria de las aguas los diagramas hidrogeoquímicos básicos son:

- **Diagramas triangulares.**

Según Custodio & Llamas (2001), los diagramas triangulares funcionan muy bien para representar tres componentes. La forma más usual es de % de los valores en meq/l. de aniones ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ), y cationes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ).

- **Diagrama de Piper.**

Para Custodio & Llamas (2001), en este tipo de diagrama se utilizan dos diagramas separados para representar los aniones y los cationes mayoritarios colocados de diferentes formas y con un campo

central romboidal donde se representa un tercer punto deducido de los que representan los aniones y los cationes.

- **Diagramas del contenido relativo de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ .**

Para Muñoz (2011), el contenido relativo de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  en un diagrama ternario entrega una primera clasificación de las aguas termales basándose en la clasificación propuesta por Giggenbach & Goguel (1989), permitiendo ubicar las muestras dentro de un sistema geotermal, ya que la cantidad relativa de estos componentes varía con la evolución de las aguas en el sistema. Siendo las aguas cloruradas neutras las que entregan la información más relevante de las condiciones fisicoquímicas del reservorio.

- **Diagramas Schoeller.**

De acuerdo con Sánchez (2010a), el diagrama Schoeller (1962), es una comparación del logaritmo de las concentraciones para los componentes disueltos unidos mediante una línea. Al ser utilizados valores logarítmicos entonces es posible representar un muy amplio rango de concentraciones.

### **2.5.6 Geotermómetros**

Hailemichael (2008), recalca que los geotermómetros proporcionan información sobre las temperaturas de los reservorios en los sistemas geotérmicos. Además aclara que esa información obtenida a partir de geotermómetros es barata y fiable.

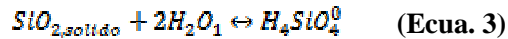
D'Amore and Arnórsson (2000), señalan los 3 principales tipos de geotermómetros utilizables actualmente: I. Acuosos o geotermómetros de soluto, II. De vapor o geotermómetros de gas y III. Geotermómetros isotópicos. No obstante Chelnokov (2004), resalta que el cálculo de la temperatura de los reservorios mediante el uso de los geotermómetros (agua y gas) envuelve varias suposiciones y simplificaciones propuestas por Fournier (1977).

- ***Geotermómetros acuosos o de soluto.***

Según Fournier (1991), se clasifican en 2 grandes grupos, el primer grupo se basa en las variaciones en la solubilidad de los minerales individuales con respecto de la temperatura, incluyendo en este grupo a los polimorfos de la sílice (Hailemichael, 2008). El segundo grupo es el resultado de reacciones de intercambio catiónico en función de la temperatura (geotermómetros catiónicos).

- **Geotermómetros de sílice.**

En el primer grupo se destaca el geotermómetro de sílice, de acuerdo con Vargas (2002), este geotermómetro se basa en la determinación experimental de la variación de la solubilidad de diferentes especies de sílice en el agua, en función de la temperatura y la presión. Donde la reacción básica (Ecu.3), es:



Muñoz (2011), explica que el geotermómetro de sílice es muy efectivo para estimaciones de la temperatura del último equilibrio en profundidad, para Fournier (1991), se basa en que la tasa de disolución de los polimorfos de sílice cambia logarítmicamente con la temperatura, existiendo tasas rápidas a temperatura elevada y tasas extremadamente lentas a baja temperatura.

Por otro lado Muñoz (2011), menciona que el cuarzo podría controlar la solubilidad de la sílice a temperaturas menores a 100 °C, cuando el tiempo de interacción agua-roca es prolongado, usando preferentemente el geotermómetro de cuarzo sin pérdida de vapor (con concentraciones en mg/kg), desarrollado por Fournier (1977), en la ecuación 4:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5,19 - \log\text{SiO}_2} - 273 \quad (\text{Ecu. 4})$$

La ecuación del geotermómetro cuarzo con máxima pérdida de vapor a 100°C (con concentraciones en mg/kg), es propuesta (Ecu. 5) por Fournier (1977):

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{5,75 - \log\text{SiO}_2} - 273,15 \quad (\text{Ecu. 5})$$

Sánchez (2010a), respalda el uso de este último tipo de geotermómetro, basándose en el ascenso de un posible fluido con bastante temperatura y una separación de fase gaseosa y líquida, provocando un enriquecimiento de componentes no volátiles en la fase líquida (como la sílice). Sin embargo para Vargas (2002), las muestras que hayan tenido dilución con aguas de origen meteórico podrían presentar menores temperaturas a las reales.

- **Geotermómetros Catiónicos.**

Son ampliamente utilizados, se basan en las siguientes relaciones químicas: Na/K, K/Mg, Na-K-Mg, Na-K-Ca.

### *Geotermómetros basados en relaciones Na/K.*

La comprensión de estos geotermómetros radica en: “*La consideración de alcanzar un proceso de equilibrio dependiente de la temperatura entre solutos y minerales de sistemas geotérmicos, es la suposición básica de los geotermómetros de Na/K.*” (Díaz et al. 2008).

Marini (2000), menciona, que las relaciones entre las concentraciones de iones de Na/K, decrecen en las aguas termales cuando aumenta la temperatura, lo cual puede ser observado a lo largo del tiempo.

### *Geotermómetros basados en las relaciones de K/Mg.*

Para Marini (2000), es evidente que los contenidos de magnesio en las aguas termales son fuertemente dependientes de la temperatura y que su relación fue tempranamente asociada al equilibrio de aguas geotérmicas cloruradas. Donde: “*La razón K/Mg puede ser utilizada como un geotermómetro eficaz, debido que al aumentar la temperatura disminuye la concentración de Mg en el agua, porque el ion de Mg se incorpora en los minerales de alteración como la esmética y clorita*” (Muñoz, 2011).

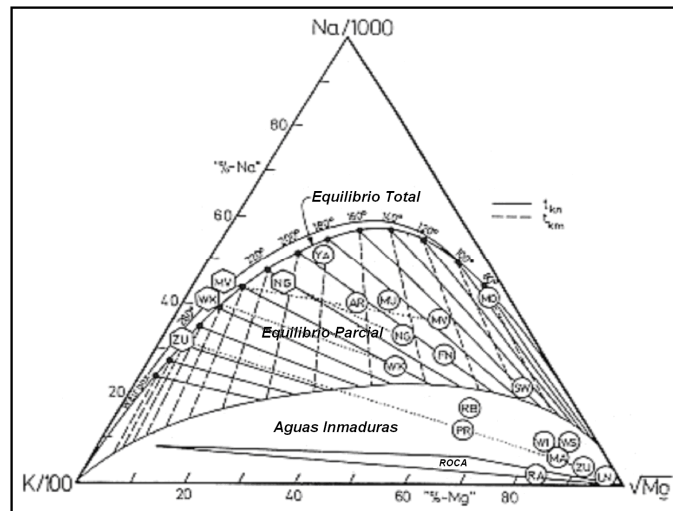
Para Sánchez (2010a), lo anterior se observa en los sistemas de alta entalpía que generalmente muestran bajas concentraciones de magnesio. Las 2 fórmulas más representativas son descritas por Giggenbach (1988) y Fournier (1991), mediante la Ecuación 6 y 7 respectivamente.

$$T(^{\circ}C) = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273,15 \quad \text{(Ecu. 6)}$$

$$T(^{\circ}C) = \frac{2330}{7,35 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273,15 \quad \text{con} \left( \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right) > 1,25 \right) \quad \text{(Ecu. 7)}$$

### *Geotermómetros catiónicos ternarios Na-K-Mg.*

Según Sánchez (2010a), uno de los mejores geotermómetros es el diagrama ternario triangular Na-K-Mg<sup>1/2</sup>. de Giggenbach (1988), el cual posee una mayor fiabilidad de los resultados al combinar por medio de un diagrama triangular dos geotermómetros Ca/Mg y Na/K, obteniendo así un método para evaluar el grado de equilibrio agua roca que ha alcanzado un fluido geotermal (Fig.13).



**Fig. 13: Diagrama ternario triangular Na-K-Mg<sup>1/2</sup> de Giggenbach (1988), (Modificada de Marini, 2000).**

Según Aguilera (2008), al combinar ambos procesos en el triángulo Mg-Na-K, es posible determinar:

1. El grado de evolución de los fluidos con respecto a su equilibrio con la roca caja.
2. Señalar procesos de mezcla de aguas de distintos orígenes.
3. Determinar procesos de dilución con aguas no mineralizadas.
4. Procesos de reequilibrio y presencia de diferentes grupos o familias de aguas.

No obstante Sánchez (2010a), aclara que para aquellas muestras ubicadas en el campo de “*aguas inmaduras*” la aplicación de los geotermómetros de K/Na y K/Mg se vuelve dudosa y se debe tener bastante cuidado en la interpretación de las temperaturas sugeridas.

Para Aguilera (2008), la dependencia teórica de la temperatura tiene relación con las reacciones entre Na/K, propuesta por Giggenbach *et al.* (1988), y K/Mg, formulada por Giggenbach (1988), con las ecuaciones 8 y 9, respectivamente.

$$\text{Log (K/Na)} = 1,75 - 1390/T \text{ (K)} \quad \text{(Ecu. 8)}$$

$$\text{Log (K/Mg)} = 14 - 4410/T \text{ (K)} \quad \text{(Ecu. 9)}$$

### **3 ESTUDIOS PREVIOS.**

#### **3.1 IDENTIFICACIÓN DE RECURSOS GEOTERMICOS DE BAJA ENTALPÍA EN COSTA RICA.**

En el caso de Costa Rica ICE (1991), concluye que la capacidad geotérmica instalable en Costa Rica es de casi 1000 MWe para las reservas y 2250 MWe para los recursos.

No obstante: *“Una evaluación preliminar (usando información existente) demuestra que Costa Rica dispone de un potencial geotérmico de baja entalpía muy importante, en sistemas convectivos y conductivos cuyo potencial (en MW) corresponde a un múltiplo del potencial de alta entalpía, el cual es de aproximadamente 900 MW”.* (Bundshuh, 2008).

Finalmente Bundschuh (2008), indica que la macro área ligada con la zona de estudio, carece de estudios sobre potencial geotérmico relacionado con los intrusivos, donde las manifestaciones geotérmicas de la región Cartago/Orosi podrían estar relacionadas con esta fuente de calor.

#### **3.2 INTERPRETACIONES PREVIAS SOBRE EL HIDROTERMALISMO REGIONAL.**

Las interpretaciones preliminares de ICE (1988), a nivel regional (S y SE del Valle Central), sobre la actividad hidrotermal indican que el origen de las aguas estudiadas es sin duda meteórico, donde la posible fuente de calor de las mismas se puede asociar a una de dos condiciones geológicas:

- I. La cámara magmática de los volcanes de la Cordillera Central.
- II. Algún cuerpo intrusivo en vías de enfriamiento de la Cordillera de Talamanca,

Los estudios de ICE-ENEL (en: ICE, 1988), indican la segunda alternativa sobre la primera opción propuesta inicialmente por Paniagua & Vander Bilt (1979).

Además: *“Si la fuente de calor no está relacionada con volcanes es probable que este relacionada con algún cuerpo intrusivo del Plioceno de la Cordillera de Talamanca, de acuerdo con Kusmmaul (1987), los intrusivos del NO de la cordillera son más jóvenes que los de la parte central y SE, por lo tanto conservan probablemente temperaturas mayores capaces de calentar aguas meteóricas infiltradas”* (ICE., 1988).

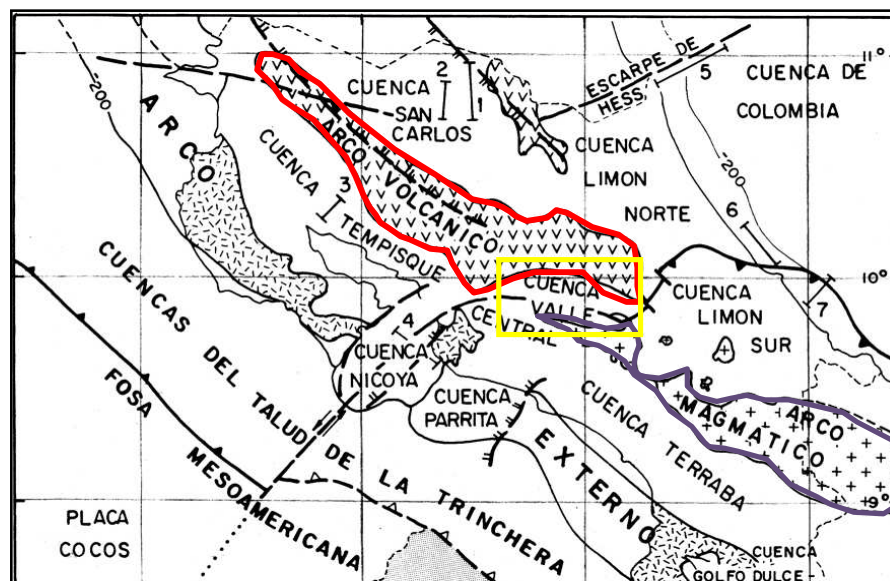
También ICE-ENEL (en: ICE, 1988), menciona que el contenido de *Deuterio* sugiere que la totalidad de aguas termales estudiadas se relacionan con aguas meteóricas infiltradas en las

montañas al sur del valle central, interpretando que no se vinculan con infiltraciones en los volcanes activos de la Cordillera Volcánica Central.

Por otra parte ICE (1988), menciona que posiblemente los fluidos calientes llegan a la superficie a través de una serie de fracturas existentes en la región, debido al fallamiento tectónico reciente en el sur del Valle Central. Esta última observación es congruente con Dóndoli (1970), y Paniagua & Vander Bilt (1979), respecto a la correlación observada entre el alineamiento de las fuentes termales y el posible control estructural por fallamiento reciente con rumbo WNW-ESE.

### 3.3 GEOLOGÍA REGIONAL.

El área de estudio se encuentra en el sur del Valle Central, emplazada entre el límite de la cordillera volcánica central (arco volcánico cuaternario) y la cordillera de Talamanca, la cual incluye rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas (Fig.14), donde el levantamiento continental está ligado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Caribe en el océano pacifico de Costa Rica.



**Fig. 14:** Marco tectónico en el que se localiza el área de estudio (amarillo), con el Arco Interno de Costa Rica, parte volcánica (en sector rojo) y sector magmático, en color morado (Modificada de Astorga *et al.*, 1991).

Para Astorga *et al.* (1991), el Valle Central está vinculado con el desarrollo de una cuenca de tipo *intraarco* de segunda generación desarrollada en el Eoceno. La cual tuvo un origen transtensivo a finales del Eoceno y principios del Oligoceno ligado al Sistema de Fallas Transcurrentes de Costa Rica (SFTCR). Lo anterior permitió la formación de dos bloques uno norte y otro sur, que sumados

a un levantamiento y la interacción de procesos erosivos/sedimentológicos que conllevó la sedimentación clástica/marina de las cuencas centrales del país (Astorga *et al.*, 1991).

Finalmente esos autores señalan que durante el Mioceno Cuspidal a Plioceno Medio se registra una fase compresiva (D4), que afectó en esta ocasión el segmento sur, provocando un desarrollo de un arco magmático representado por un fuerte levantamiento y aparición de intrusiones ácidas a intermedias en el sur, y en el norte el desarrollo de un arco volcánico andesítico con intrusiones intermedias (Fig.14).

### **3.4 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.**

El área de estudio se localiza al SE de la cuenca del Valle Central (Fig.15), presentando las siguientes formaciones: Pacacua, Peña Negra, Coris, Doán (Grupo V. Aguacate), Lavas del Miembro Paraíso (Formación Reventado), Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmático Talamanca) y los depósitos recientes.



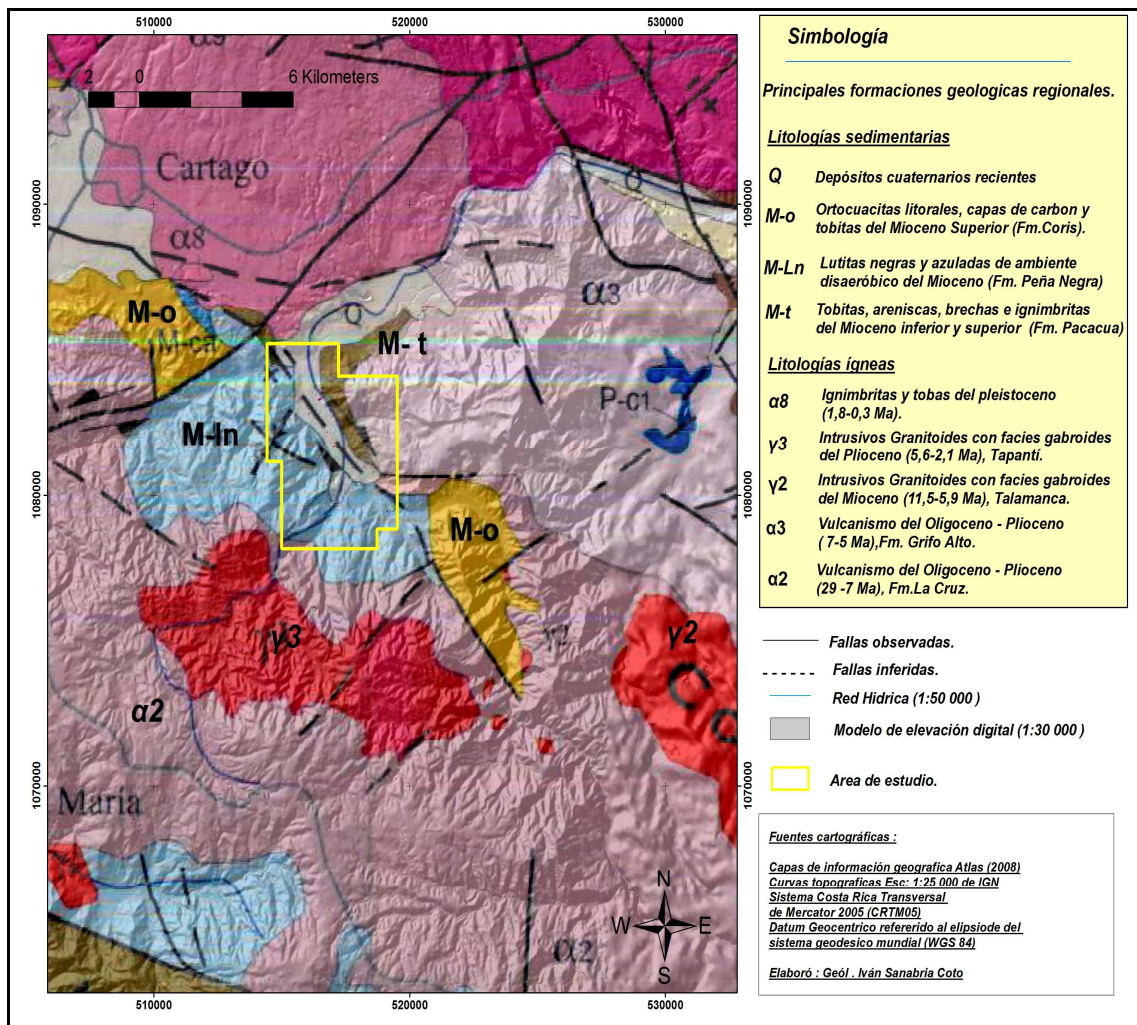


Fig. 15: Mapa geológico regional simplificado y su relación con el área de estudio (Modificada de Denyer Alvarado, 2007).

- **Formación Pacacua.**

Berrangé & Whittaker (1977), la caracterizan como una litología de brechas y conglomerados volcanoclásticos, areniscas conglomeráticas, areniscas, con una cantidad reducida de lutitas. Además de tener buenas condiciones de estratificación, esos autores afirman que los conglomerados y las areniscas presentan una mayor resistencia contra la meteorización

Denyer & Arias (1991), señalan la presencia de rocas volcanoclásticas de diferente granulometría desde arenitas volcanoclásticas hasta brechas gruesas con contactos de matriz en sus fragmentos, con características coloraciones rojas, moradas y verdes y una edad de Mioceno Inferior.

Salazar *et al.* (1992), afirman que la litología de esta formación es variada, clasificando las rocas como lutitas, lutitas arenosas, vulcarenitas y vulcanoruditas. Siendo la estratificación masiva pero no excluyendo que pueda ser fina. En las cercanías de Aguacaliente, Badilla *et al.* (1999), señalan un espesor de 150 m. Alvarado *et al.* (2009), le asigna una edad mínima de Oligoceno Superior a Mioceno Inferior.

- **Formación Peña Negra.**

Una descripción resumida de esta formación detalla que: “*Se compone por areniscas y lutitas calcáreas, con estratos ocasionales de calizas, lutitas bioclásticas, conglomerados y brechas pobremente seleccionadas*” (Berrangé & Whittaker, 1977).

Denyer & Arias (1991), indican que la Formación Peña Negra tiene un espesor máximo de 1200 m sobreyaciendo en forma concordante pero brusca con la formación Pacacua, lateral con la Formación San Miguel y sobreyacida por un equivalente lateral no diferenciado de la Formación Coris y Turrucare. Además indican que su edad es del Mioceno Medio.

Badilla *et al.* (1999), describen un espesor de 450 m en las cercanías de la población de Navarro y un contacto concordante con la formación Pacacua y un contacto superior transicional con la Formación San Miguel.

De acuerdo con Astorga (2004), son lutitas con alto contenido de material orgánico de color gris oscuro con intercalaciones de areniscas y estratificación decimétrica, con estructuras internas (laminación y gradación paralela), además de variantes en su coloración entre gris y café principalmente.

- **Formación Coris.**

Castillo (1969), infiere un espesor de 380 m, Berrangé & Whittaker (1977), la describen con 100 m y Fisher & Franco (1979), le asignan una edad de Mioceno Medio a Tardío.

Arias & Denyer (1991), le asignan a esta litología un grosor de 500 m, siendo compuesta por ortocuarcitas o areniscas cuarzosas, los cuales afloran como bancos masivos con algunos metros de grosor, siendo las rocas más típicas. Sin embargo se encuentran también en una buena distribución y abundancia intercalaciones de vulcarenitas, conglomerados, tobas, lutitas carbonosas y lignito.

- **Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmático de Talamanca).**

Trabajos iniciales de Dengo (1962), relacionan a la serie de intrusiones magmáticas de la Cordillera de Talamanca bajo el nombre de “*Serie Comagmática de Talamanca*”, posteriormente llamado “*Grupo Comagmático de Talamanca*” (Alvarado *et al.*; 2009) y finalmente denominado por Ulloa & Delgado (2010), como “*Grupo Intrusivo de Talamanca*” para los plutones del Mioceno Superior.

Cerca del área de estudio Umaña (1964), indica la existencia de plutones cuya extensión total podría alcanzar dimensiones de batolito, posteriormente Berrangé & Whittaker (1977), mencionan la existencia del “*Plutón de Río Macho*”, el cual se muestra expuesto sobre un área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, donde las formaciones sedimentarias antiguas y las formaciones volcánicas son intruidas por sills, diques y “*Plugs*” (cuellos o agujas volcánicas), estructuras muy comunes en las vecindades del “*Stock de Adamelita de Río Macho*”.

Además la geología de la hoja topográfica Tapantí Berrangé & Whittaker (1977), indica la presencia de dioritas cuarcicas, granodioritas, gabros, dioritas, monzonitas y adamelitas formando el volumen de los intrusivos.

Posiblemente la profundidad de emplazamiento y/o cristalización del Plutón de Río Macho es relativamente somera de  $\leq 5$  km (Drummond *et al.*, 1994; Gräfe, 1998; Ulloa & Delgado, 2010). Por último Denyer & Alvarado (2007), le adjudican una edad de emplazamiento de 5,6-2,1 Ma (Fig.15), y Alvarado & Gans (2012), una edad de 4,20 a 3,89  $\pm$  0,30 Ma, relacionando esas muestras con el término de “*Batolito de Tapantí*”.

- **Formación Doán (Grupo V. Aguacate).**

La Formación Doán es descrita por Escalante (1966), como afloramientos compuestos por conglomerados y tobas con gran dureza en los cerros Alto de Araya, Doán, Copal, y muy probablemente en los cerros Cruces y Congo.

Además Escalante (1966), indica espesores variables de tobas de color claro generalmente duras también pueden hallarse tobas feldespáticas y biotita. Por otra parte Berrangé & Whittaker (1977), la describen como toba lapílica y toba originada por la caída y acumulación de cenizas, ambas intercaladas por flujos de lava andesíticas a basálticas.

Para Geomatrix (1994), abarca desde el cerro el pilón de azúcar en hoja Tucurrique, hasta el cerro Cruces (hoja Istarú) y entre el río Villegas y Finca Belén en hoja Tapantí.

Alvarado & Pérez (1999), infieren un espesor de 800 m y una edad Plioceno Superior. Además Denyer & Alvarado (2007), la proponen en el *Mapa Geológico de Costa Rica*, formando parte de la Formación Grifo Alto, aunque trabajos anteriores se ha asumido como unidad independiente al Grupo Aguacate (Rojas, 2010).

- Miembro Paraíso (Qirp) (Formación Reventado).

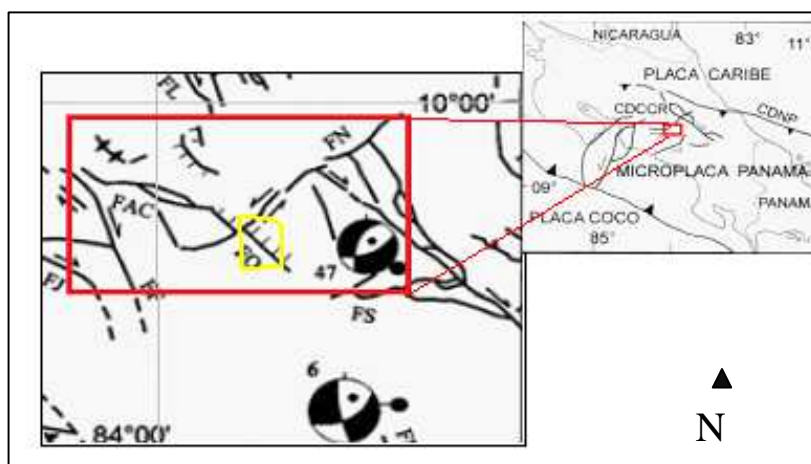
Dondolí & Torres (1954), le denominan “*Colada de lava de Paraíso*” por observaciones petrográficas las asocian al grupo de las andesitas, las cuales presentan un amplio fracturamiento en el sector del camino viejo a Orosi (Sector Sanchirí) con una edad tentativa de termino del Plioceno e iniciando el Pleistoceno. Para Krushensky (1972), el Miembro Paraíso (Qirp), pertenece a la Formación Reventado, la cual está constituida por tres miembros, siendo el inferior correspondiente con la colada de lava de Paraíso (Qirp) o Miembro Paraíso. Krushensky (1972), le asigna a la Fm. Reventado una edad de Pleistoceno Tardío.

- Depósitos Cuaternarios.

Son depósitos de aluviones y coluviales de diferente espesor y composición, conformados principalmente por bloques de lava, intrusivos y rocas sedimentarias sanas, alteradas y con metamorfismo de contacto. Ligados a las laderas del Valle de Orosi y de los ríos Grande de Orosi, Aguacaliente, Juco y Macho.

### **3.5 TECTÓNICA**

Como un resultado de los esfuerzos regionales y de la configuración tectónica resultante el área de estudio es una zona interacción entre estructuras regionales, Montero (2001), indica que las estructuras regionales más importantes son: la falla Aguacaliente (FAC), Falla Navarro (FN) y la Falla Orosi (FO), (Fig.16).



**Fig. 16: Principales estructuras tectónicas regionales (en rectángulo), el área de estudio se muestra en polígono interno (Modificada de Montero, 2001).**

### **3.5.1 Falla Navarro.**

Salazar *et al.* (1992), indican que se caracteriza geomorfológicamente por un fuerte alineamiento de Rumbo E-W, que modifica su rumbo al NE, finalmente perdiendo traza al norte de Turrialba. De acuerdo con Montero (2001), tiene un rumbo ENE a NE con un desplazamiento sinistral donde su extremo oeste se mantiene en el borde norte del valle río Navarro.

También Montero (2001), indica que la falla Navarro presenta un valle de falla profundo, con paleo depósitos de fuentes termales, sillas de falla, trincheras de falla, quiebres de ladera y escarpes locales. Linkimer (2003), menciona el reconocimiento de: sillas de falla, trincheras de falla, quiebres de ladera, escarpes locales y una pequeña cuenca de *tracción* al parecer cerca de la confluencia de los ríos Navarro y Grande de Orosi.

### **3.5.2 Falla Aguacaliente.**

Un aspecto de interés es que: “*La falla Aguacaliente ha sido mencionada desde Dóndoli & Torres (1954), además de su actividad sísmica estudiada la misma presenta expresiones geomorfológicas como el alineamiento de promontorios truncados, valles lineales, ríos, quebradas desplazadas y de fuentes termales tal como las del sector de Navarro*” (Montero & Kruse, 2006). Su orientación responde a una tectónica compresiva de dirección noroeste (Salazar *et al.*, 1992).

### 3.5.3 Falla Orosi.

Para Salazar *et al.* (1992), conforma una zona amplia, con buenas evidencias de índole morfológica y geológica, como lo son cerros aislados, bloques facetados, fuentes termales y contactos por falla. Esta falla tiene un movimiento normal, con el bloque este deprimido y la existencia de un sistema de fallas transcurrentes con rumbos sureste-este en el bloque levantado, además de fallas inversas resultado del carácter compresivo del área.

Geomatrix (1994), afirma que el alineamiento principal tiene un rumbo noroeste y una longitud de 11 km, presentando una expresión morfológica prominente por lo que sugiere ser una falla reciente (Fig.35), a esta falla se relacionan otros alineamientos paralelos y subparalelos hacia el noreste y al suroeste del mismo.

De acuerdo con Fernández & Montero (2002), es una falla de Rumbo NW con una expresión geomorfológica muy prominente al sur de la falla Navarro, caracterizada por un escarpe que mira al este y que posiblemente está asociado a una falla de desplazamiento normal. Por otra parte en Denyer *et al.* (2009), le asignan un movimiento normal y una componente de rumbo dextral al plano principal de la falla.

Una de las primeras correlaciones sobre la tectónica y el hidrotermalismo subyacente en la zona de estudio, indica que: *“Todas estas fuentes termales están situadas en una línea recta, paralela al pilar (horst), de la Cordillera de Tamanca y nacen al norte de su falla, en la fosa atlántica. Esta falla desordena la situación normal de los estratos sedimentarios y las numerosas grietas y hendiduras de esta región son la causa de muchas fuentes, entre las cuales se hallan manantiales termales y minerales. Sus aguas nacen siempre en los lados ascendentes de los anticlinales”*. (Schaulfelberger, 1931).

Berrangé & Whittaker (1977), mencionan que en la zona de la hoja Tapantí se pueden reconocer 3 sistemas de fracturación predominantes con rumbos N, NE y NW, que podrían estar asociados a ejes de plegamiento con rumbo E.

Por otra parte Alvarado (1984a), al W de la misma cordillera, señala que las diaclasas observadas sugieren esfuerzos compresivos predominantemente N-S y distensivos orientados E-W (no continuos en el tiempo), correlacionables con una considerable componente ascensional, asociada con una deformación posterior y uniforme tanto para la intrusión como para la roca caja.

Un buen porcentaje de los alineamientos observados en esta investigación fueron previamente mencionados por: Dondolí & Torres (1954), Umaña *et al.* (1971), Ramírez *et al.* (1974), Berrangé

& Whitaker (1977), Mora (1979), Bergoeing & Malavassi (1981), Fernández (1981), Madrigal *et al.* (1987), Salazar *et al.* (1992), Cervantes (1993), Geomatrix (1994), Barrantes (2002), Astorga (2004), Salazar (2007b) e ICE (2007).

Los resultados anteriores también se pueden correlacionar con los datos obtenidos por Aguilar (1984), al SW del área de estudio (cuenca Río Navarro), Cervantes (1993) y Mata & Chávez (1993). También se dan correlaciones preliminares en los trabajos de Dóndoli (1949), Ramírez (1974), Paniagua & Vander Bilt (1979), Salazar *et al.* (1992), pero es ICE (1988), quien menciona que no solo el alineamiento por si solo explica su origen si no también el fracturamiento asociado a las posibles fallas.

### **3.6 GEOFÍSICA.**

Los estudios geofísicos previos se basan en perfiles interpretativos principalmente de sondeos eléctricos verticales (SEV), por el método *Schlumberger* y de perfiles de sísmica de refracción, (en muy menor medida), realizados por ICE (1980), ICE (1981), Bollo (1981), Madrigal *et al.* (1987), ICE (1993), ICE (1994), Ayala (2006), Brenes (2007), ICE (2007), Sanabria (2011a, b), y Sanabria (2012a, b, c, d, e).

Para efectos de esta investigación se usaran 3 perfiles generales de integración geofísica observables en el cuadro 1. (**A-A'**, **B-B'** y **C-C'**).

**Cuadro 1: Datos utilizados en los perfiles de integración  
geofísica**

| <b>Perfil de integración geofísica.</b> | <b>Distancia total.</b> | <b>Perfiles de interpretación de sondeos geófonos), utilizados.</b>   | <b>Aberturas de AB/2 (min-max).</b> | <b>Separación, entre sondeos eléctricos y geófonos sísmicos.</b> | <b>Investigaciones correspondientes.</b>                              |
|---|-------------------------|---|-------------------------------------|--|---|
| <b>A-A'</b>                             | 5750 m                  | Perfiles: 0, 1, 2 y 3. Perfiles Longitudinales: 0,200 a 2+800 y 2+350 a 4+100.  | 100-250 m                           | 10-50 m en sondeos eléctricos.                                   | Sanabria (2011a,b) y Sanabria (2012 b,c)                              |
| <b>B-B'</b>                             | 3600 m                  | Perfiles: 1,2 (Finca Chúcaras), geoelectrico 6 (M.I Reventazón), Perfiles: Margen derecha, izquierda del río Macho y Perfil transversal al río Macho. | 100-300 m                           | 10-50 m en sondeos eléctricos.                                   | Sanabria (2012a, b, c, d, e).   |
| <b>C-C'</b>                             | 4000 m                  | Geoelectricos: PR-8(14), PR-11 (120), PR-12 (37), PR-13(7), PR-14 (19), PR-22(8). Sísmica de refracción: :PS-8(18), PS-14(37), PS-22(21) y PS-23(31)  | 100-1000 m                          | 20-40 m en sondeos eléctricos y 10-20 m entre geófonos.          | ICE (1974), Bollo (1981), ICE (1981) y Madrigal <i>et al.</i> (1987). |



### **3.7 HIDROGEOQUÍMICA.**

Los estudios previos se enfocan principalmente en 3 manifestaciones termales (Anexos): BE-A11, BE-Z21, BE-28 y BE-27. Siendo iniciados por Von Frantzius (1873), seguido por Schaufelberger (1931), Baldares (1947), Martínez (1948) y Dengo (1949).

En la segunda mitad del siglo XX se menciona el trabajo de Montagne (1961), enfocado principalmente en los aportes medicinales de las aguas termales, y por otra parte los estudios de Sáenz (1971), Paniagua & Vander Bilt (1979), Gómez (1981), Sáenz & Barquero (1983), ICE (1988), e ICE (1991). Finalizando con Bundusch (2008), y la campaña de muestreos hidrogeoquímicos del proyecto de baja entalpía del ICE (2008-2012), en el área de interés.

Sobre los resultados preliminares Paniagua & Van Der Bilt (1979), infieren que posiblemente a profundidad estas manifestaciones termales mantienen temperaturas  $>100$  °C. Por otro lado ICE (1988), menciona que las fuentes termales al N del valle (BE-A11 y BZ-21), presentan un aumento lineal de la temperatura con la conductividad, contenidos de cloruros, sulfatos así como de boro y litio. Mientras que para las del S del valle, (sitio: BE-28), no se presentaron variaciones en las concentraciones de esos mismos iones con respecto a la temperatura.

Posteriormente ICE (1991), señala que las nacientes termales ubicadas al N del área de estudio (cercanías de Orosi centro), en los sitios termales: BE-A11 y BZ-21 tienen una evidente predominancia de la fracción clorurada. Por otra parte en los sitios al S del área de estudio denominados como: BE-28 y BE-27 predomina el dominio sulfatado.

Finalmente ICE (1991), mediante geotermómetros catiónicos de K/Mg y de sílice (calcedonia), obtuvo temperaturas de equilibrio en el rango de 95 °C y 120 °C para los lugares con muestras cloruradas (al N del área de estudio), seguido de temperaturas entre 75 °C y 85 °C en el dominio sulfatado al S del área de estudio.

## **4 INTERPRETACIÓN DE DATOS.**

### **4.1 GEOLOGÍA.**

En la zona de estudio fue posible identificar litologías ligadas con las formaciones: Pacacua, Peña Negra, Coris, Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmatico de Talamanca), Formación Doán (Grupo Volcánico Aguacate), Lavas del Miembro Paraíso (Formación Reventado), y los depósitos

cuaternarios reciente,. Lo anterior se aprecia en la siguiente columna litoestratigráfica generalizada para el área de estudio (Fig.17).

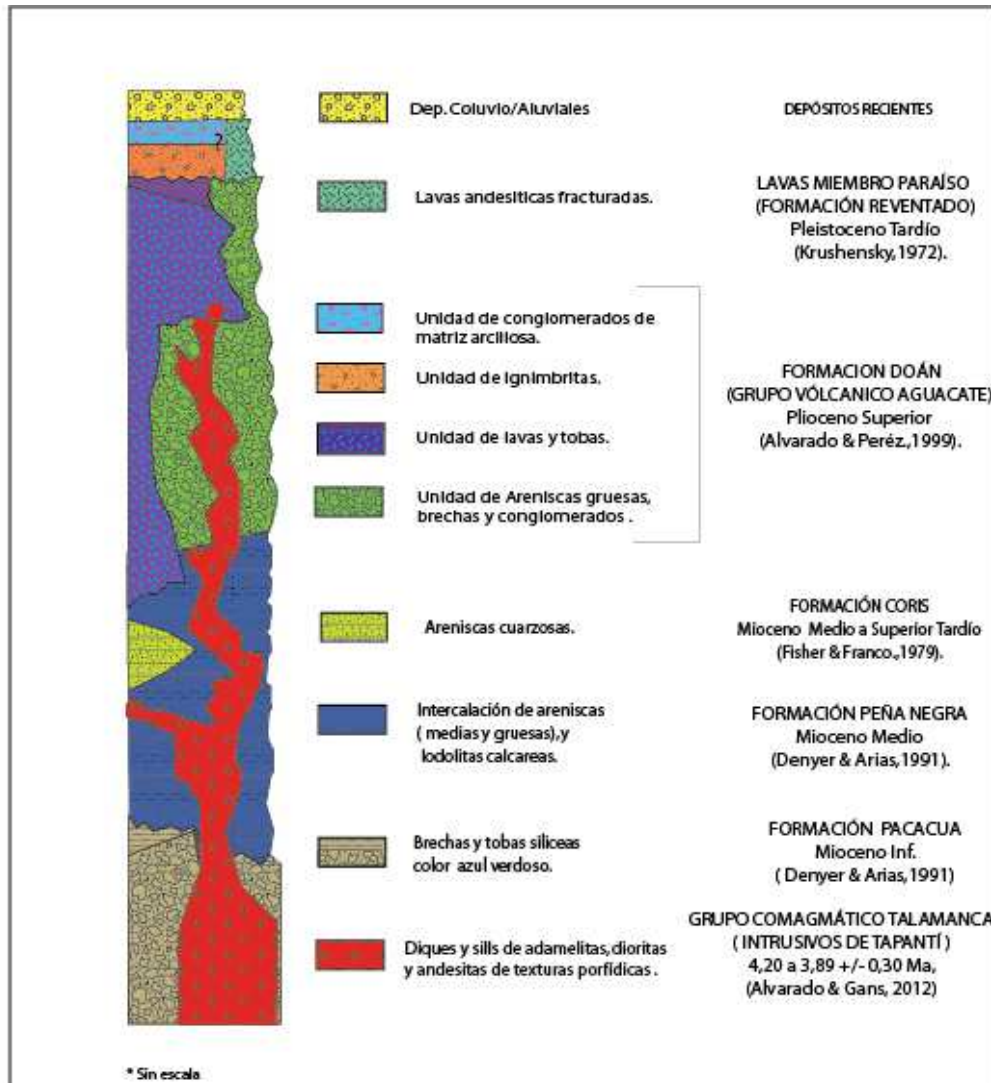
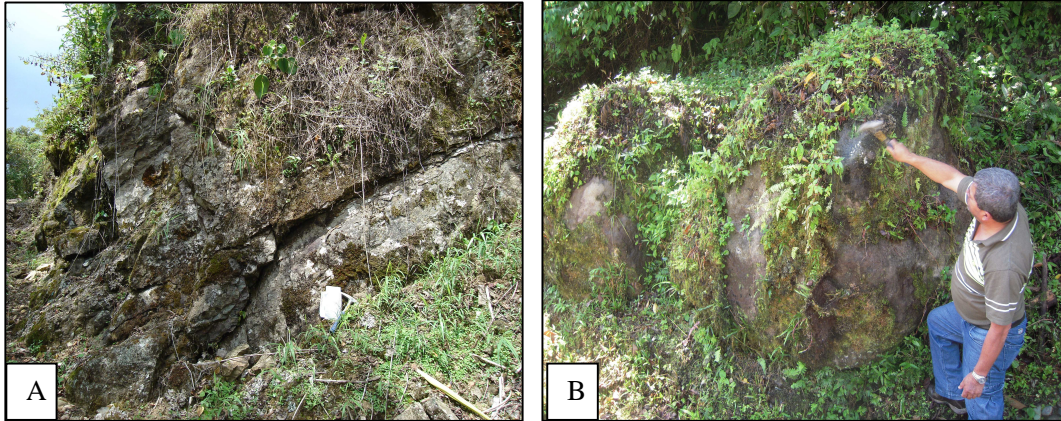


Fig. 17: Columna litoestratigráfica generalizada para el área de estudio.

#### 4.1.1 Formación Pacacua.

Conforma el basamento de la secuencia estratigráfica del área de estudio, las litologías aparecen puntuales y exclusivamente en el límite sur de la zona de investigación., compuestas por afloramientos métricos de brechas, algunas veces acompañadas por menores espesores (< 2 m), de tobas de coloraciones azul verdoso y estratificación decimétrica.

Los afloramientos se componen de tobas en su parte superior y en la parte inferior estratos de brechas (espesor > 3 m), evidentemente fracturadas y en contacto concordante (Fig.18a). Las brechas en etapas avanzadas de meteorización (diferencial) se presentan como bloques métricos aislados (Fig.18b).



**Fig. 18:A) Afloramientos de la formación Pacacua con estratos masivos. B) Aflorando como bloques métricos consecuencia de la meteorización diferencial.**

No fue posible observar durante trabajo de campo (Fig.19), o en perforaciones (Fig.20 y 21), el contacto superior de esta formación con las rocas sedimentarias de la Fm. Peña Negra.

Para Barrantes (2012), las muestras asociadas con las brechas poseen minerales de alteración hidrotermal con temperaturas mayores a los 180 °C (Fig.22).

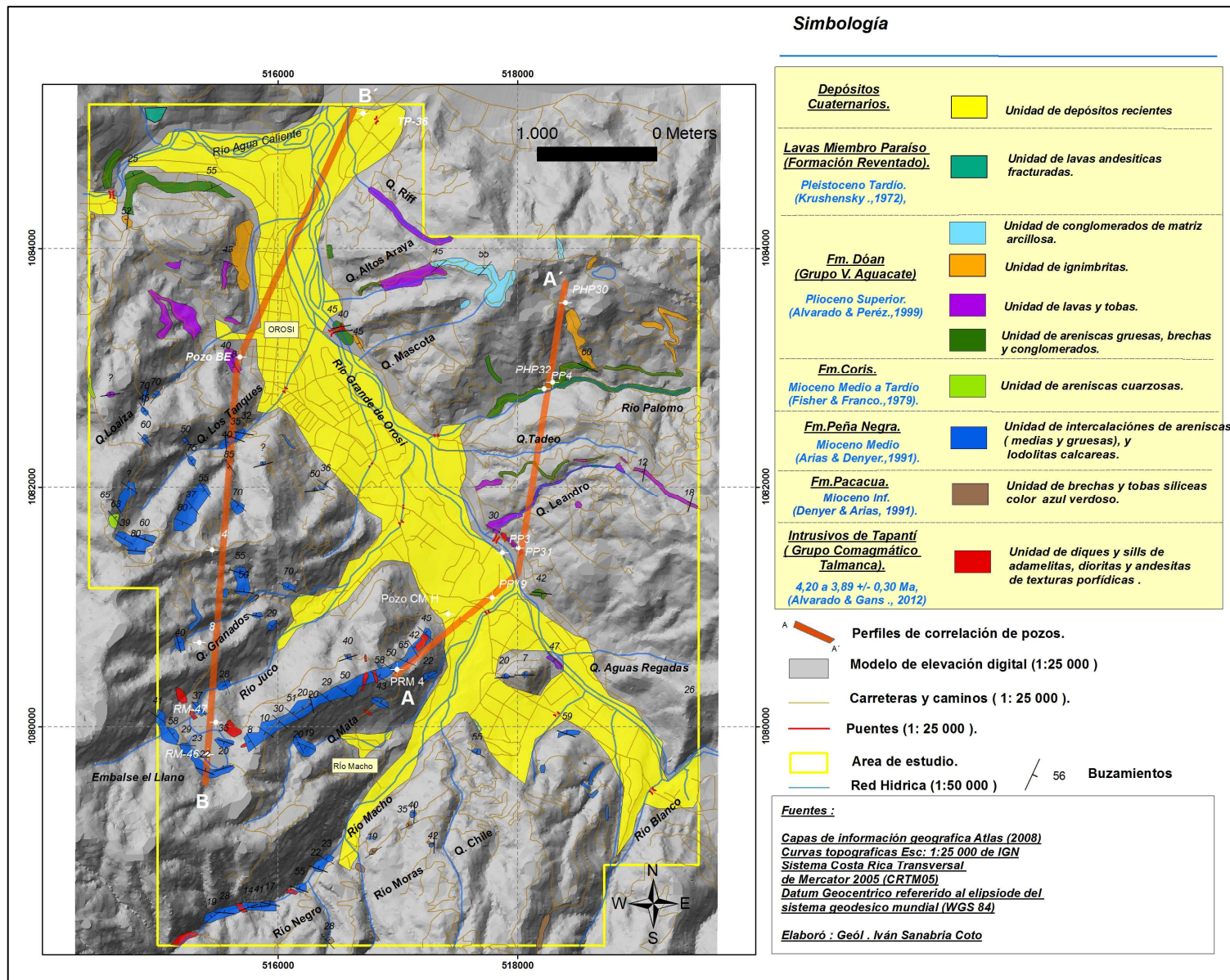


Fig. 19: Mapa de ubicación de afloramientos en el área de estudio y ubicación de perfiles de correlación litológica de pozos

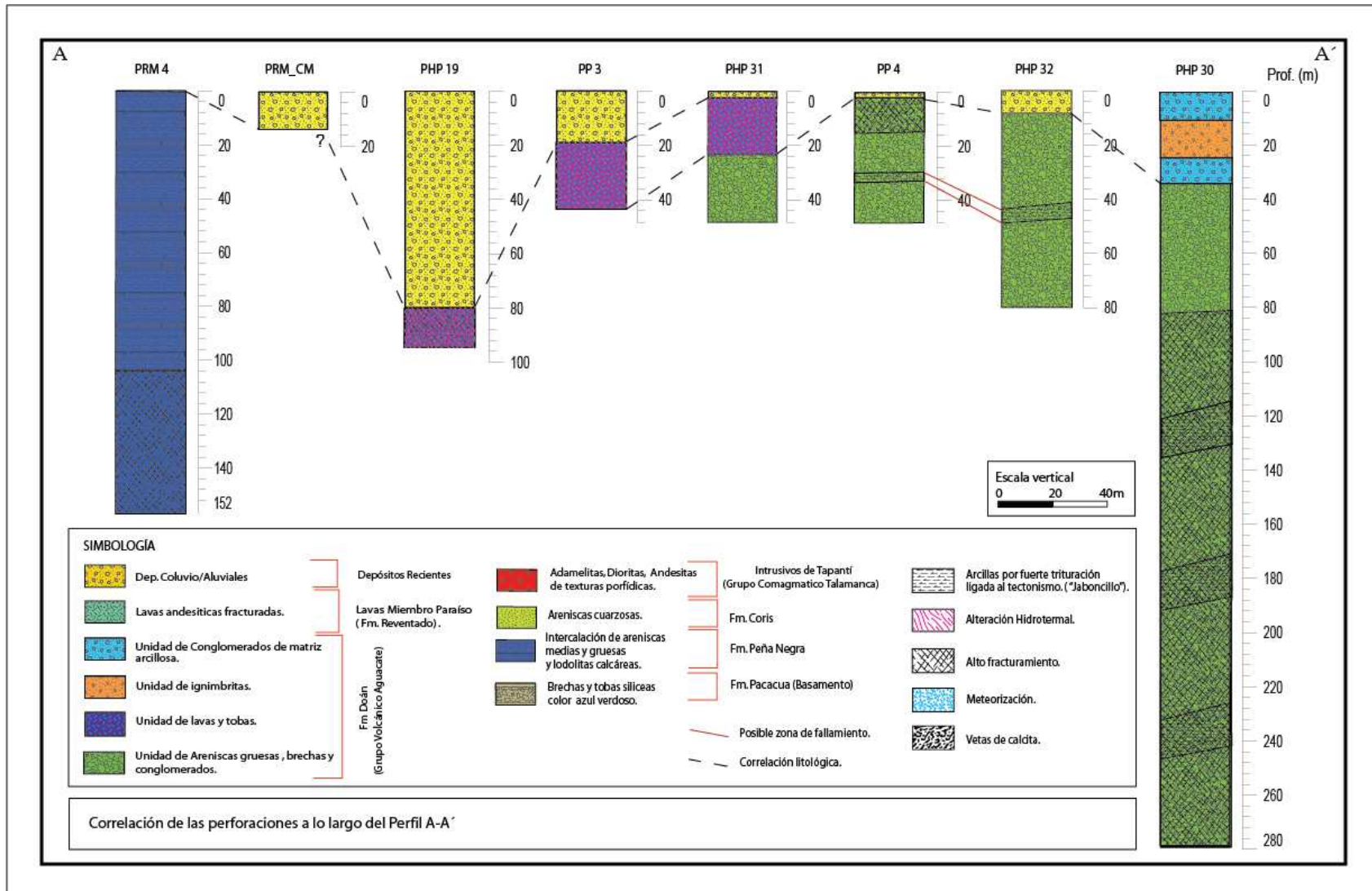


Fig. 20 : Correlación de litologías en pozos del perfil A-A'

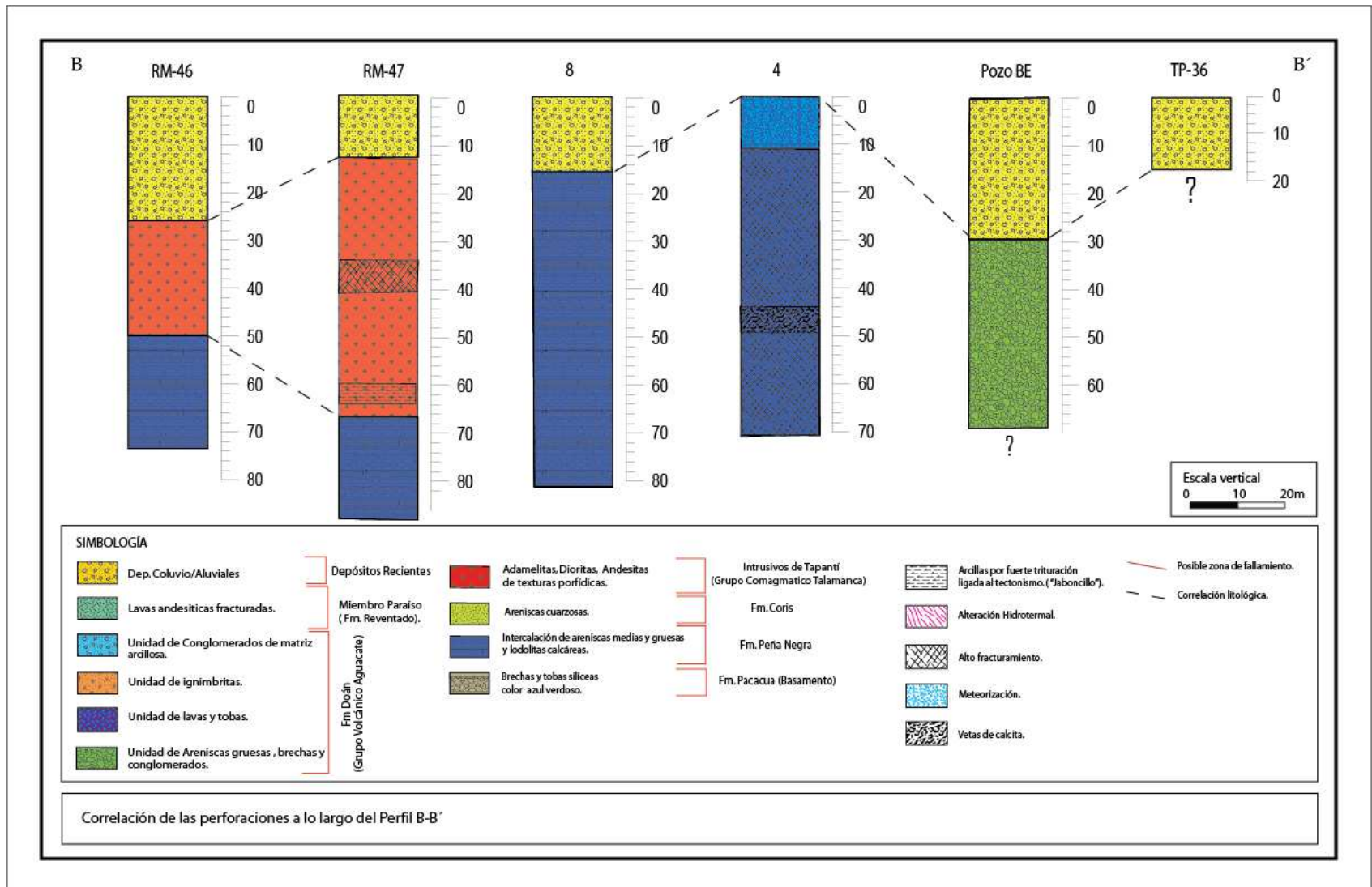


Fig. 21: Correlación de litologías en pozos del perfil B-B'.

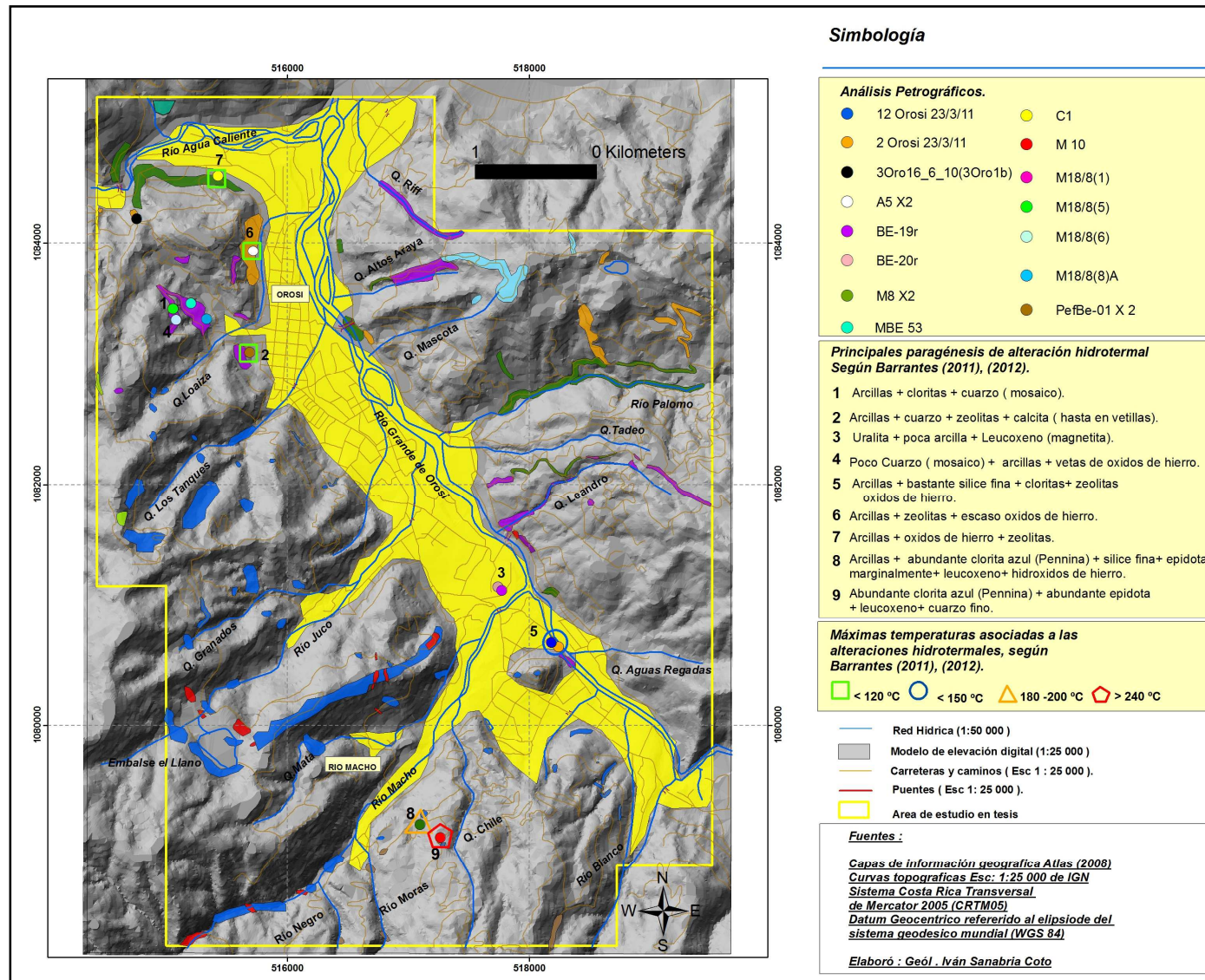
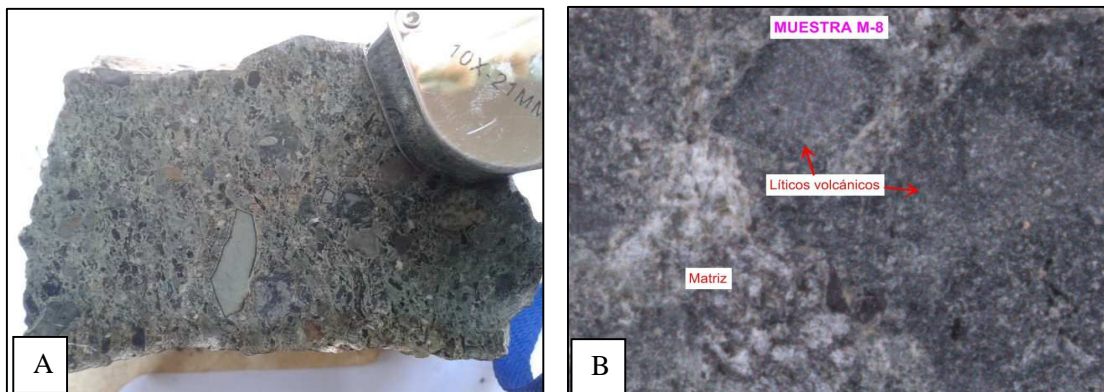


Fig. 22: Mapa de ubicación de muestras petrográficas, mostrando las principales alteraciones hidrotermales en el área de estudio.

- **Brechas.**

Se presentan como brechas medias a gruesas con tonalidades de matriz azul verdosa hasta grisácea, con clastos polimícticos compuestos de líticos volcánicos (fragmentos de andesitas, basaltos, tobitas principalmente), y sedimentarios (fragmentos de lutitas y areniscas). La matriz de grano muy fino contiene clastos subagulares en contactos flotantes además con tamaños mínimos de 1 mm hasta de 10 cm (Fig.23a).

Mediante análisis petrográfico de la muestra: M8 se observan : *“Abundantes fragmentos de roca, con muy diferentes texturas y grados de alteración, entre ellos destacan por su abundancia los volcánicos de textura porfírica (tanto sanos como alterados), con abundantes fenocristales de plagioclasas y opacos la presencia de leucoxeno y epidota en forma ocasional, y la abundante clorita azul (Pennina) sugiere una temperatura cercana a los 180-200 °C, con una posterior alteración por fluidos más fríos”* (Fig. 23b). (Barrantes, 2012).

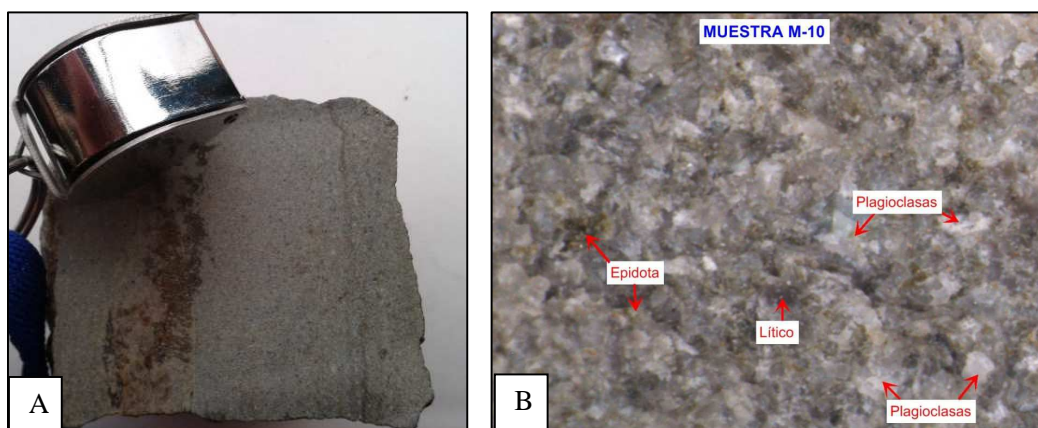


**Fig. 23:** A) Fotografía de muestra de mano código M8. B) Fotografía de matriz (Tomadas de Barrantes., 2012).

- **Tobas.**

Las tobas afloran en superficie, con un buzamiento leve y sobreyaciendo a las brechas, las muestras de mano son de gran dureza y se componen macroscópicamente (muestra M10), de una matriz verdosa compuesta de grano fino, con fuerte alteración hidrotermal (Fig. 24a), evidenciada por minerales de alteración como la Epidota, no obstante es posible identificar pocos líticos y algunos fenocristales de plagioclasas (Fig.24b).





**Fig. 24: A) Textura macroscópica de muestra M 10 correspondiente tobas bien soldadas. B) Fotografía a detalle de matriz de la misma muestra (Tomadas de Barrantes, 2012).**

Barrantes (2012), indica que petrográficamente se trata de una roca clástica con textura brechada y una matriz detrítica (volcánica), con: “*Fragmentos de origen volcánico y silicificados, parcialmente alterados a epidota, arcillas, sílice, leucoxeno y cloritas; formas subredondeadas, a veces con pequeñas diferencias texturales que se han interpretado como pertenecientes a un mismo tipo de roca, y por ende a una misma fuente*”. (Barrantes, 2012).

Sobre la mineralogía de alteración Barrantes (2012), señala la asociación de abundantes y bien formados cristales de epidota junto a clorita azul (pennina) leucoxeno y cuarzo fino, asociados a temperaturas superiores a 240 °C (Fig.22). Pero la presencia de epidota cubierta de óxidos-hidróxidos de hierro es indicativo también de una posible fase retrograda asociada a un enfriamiento.

#### **4.1.2 Formación Peña Negra.**

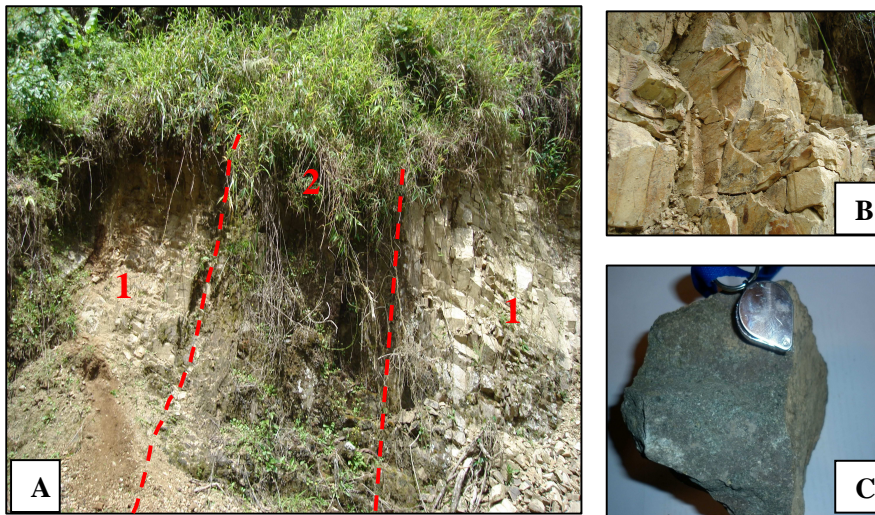
Esta formación se presenta al oeste y al sur del área de estudio, cubriendo gran parte de su superficie, caracterizada por la alternancia de paquetes de estratos de areniscas (medias y gruesas) y lodolitas (lutitas), de naturaleza calcárea. En el campo esta formación es fácil de observar en ambos márgenes de los ríos Jucó y Macho, así como en la quebrada Granados (Fig.19).

El espesor estimado para la Formación Peña Negra, dentro del área de estudio, es de 300 m como mínimo, con base en observaciones de campo (quebrada. El Tanque), y de la geología asociada a la línea de túnel III realizada por Umaña (1961a, b, c), en el proyecto hidroeléctrico Río Macho.

- **Areniscas calcáreas (medias y gruesas).**

Estas litologías de granulometría media a gruesa se presentan con estratos decimétricos. Aflorando principalmente en los alrededores del camino de conducción de la tubería de A y A, y en el camino que conduce al embalse El Llano (Fig.19), además son muy evidentes en las inmediaciones de la quebrada Granados.

La mayoría de los afloramientos presentan espesores con decenas de metros (Fig.25a), generalmente muy fracturados, formando planos de debilidad con caída de bloques y/o deslizamientos en los afloramientos. En general las areniscas medias (Fig.25b), presentan en su matriz un mayor aporte de plagioclasas (hipidiomorfcas), y granos subredondeados con reducida selección.



**Fig. 25: A) Areniscas medias (1) interestratificadas con gruesas (2). B) Detalle de areniscas medias (1). C) Muestra de mano de las areniscas gruesas (2).**

Por otra parte las areniscas gruesas (Fig.25c), se presentan en paquetes de apariencia masiva (máximo 3 m), produciendo un relieve positivo ligado a la erosión diferencial, además presentan tonalidades verdosas en sus granos, con una buena selección y redondez (diámetros máximos de 1mm), compuestos principalmente por líticos, cuarzo calcita y plagioclasas

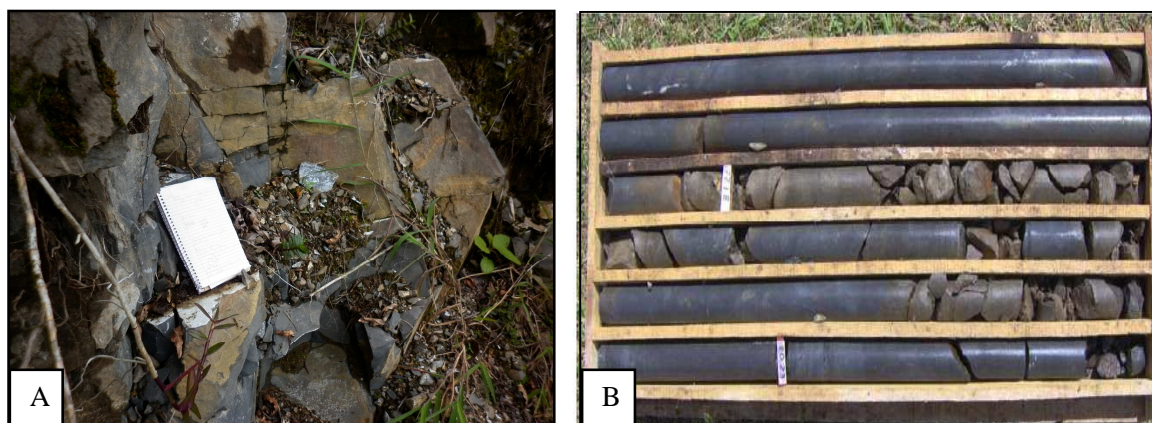
Es posible que estas areniscas calcáreas no presenten reacción aparente al ácido clorhídrico (10%), ligado a la lixiviación y al alto porcentaje de otros minerales (mayor aporte continental). Cabe mencionar que generalmente las muestras presentan bastante porosidad, por tanto son relativamente

livianas (baja densidad), su coloración es café claro a amarillentas y deleznales, donde es abundante la aparición de moldes de bivalvos que sugieren horizontes fosilíferos a manera de “*Tempestitas*”.

- **Lodolitas calcáreas.**

Esta litología posee coloraciones entre gris a verde oscuro en estado sano y en menor proporción café oscuro, también con tonalidades amarillentas por alteración hidrotermal, los espesores en la quebrada Los Tanques son de 90 m, como mínimo.

Además poseen estratificaciones centimétricas a decimétricas que reaccionan fuertemente al ácido clorhídrico (10 %), algunas veces presentan laminaciones milimétricas paralelas y en otras ocasiones patinas de óxido y/o calcita, también se presenta el olor característico a azufre y la formación de astillas cuando se fragmentan (Fig.26a, b).



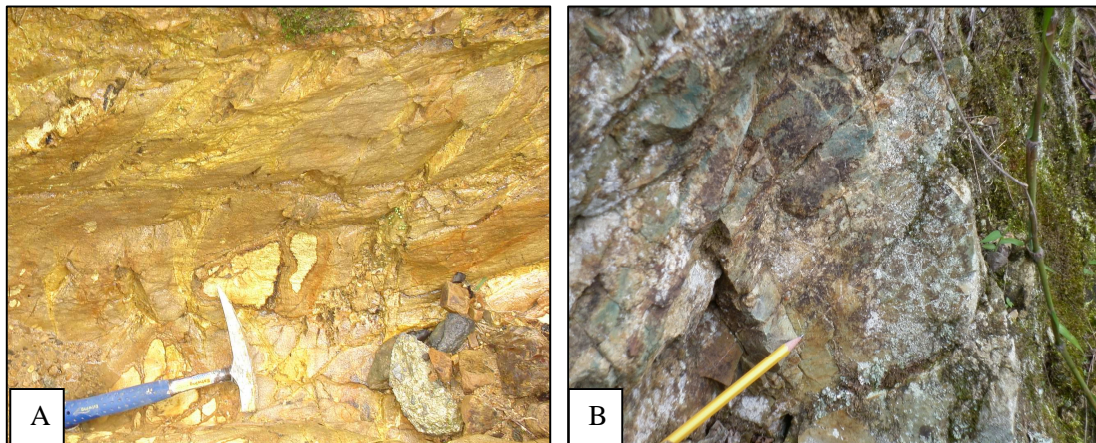
**Fig. 26: A) Lodolitas calcáreas aflorantes en estado sano, B ) Núcleos de una perforación llevada a cabo por el ICE (2007) en las cercanías del embalse El LLano.**

También se presentan localmente intercalaciones o lentes métricos de lodolitas de colores negro oscuro, muy friables al contacto.

Generalmente el fuerte fracturamiento en esta unidad se combina con la propia estratificación provocando la caída de bloques (prismas), que se acumulan a la base de los afloramientos, cuando la roca se encuentra sana se forman vetillas y pátinas de carbonato de calcio rellenado parcial o totalmente las superficies de ruptura. Además paleontológicamente es muy común observar desde improntas de bivalvos hasta la formación de tempestitas.

La alteración hidrotermal de esta unidad es puntual y se relaciona con zonas fuertemente fracturadas (de hasta 20 m de longitud), geográficamente asociadas con fallas observadas e inferidas

La meteorización y/o alteración hidrotermal provoca la degradación de la roca original formando arcillas con tonalidades amarillentas a naranjas y/o pardas así como formación de minerales de alteración secundarios (arcillas, carbonatos de calcio, sílices amorfos ), así como de coloraciones verdosas asociados a cloritización (?), en fracturas (Fig.27a), y superficies expuestas a los fluidos hidrotermales (Fig. 27b).



**Fig. 27:A) Fuerte alteración hidrotermal formando precipitados y degradando la litología en arcillas). B) Depositaciones sílice y de minerales de alteración con tonalidades verdosas en las superficies de falla y fractura.**

#### **4.1.3 Formación Coris.**

Esta formación tiene un contacto lateral con la Formación Peña Negra, específicamente hacia el extremo oeste del área de estudio. La sección tipo observada se compone de areniscas gruesas con un alto contenido de cuarzo e intercalaciones de carbón (Fig.28). La aparición de un fuerte horizonte de meteorización y el fracturamiento en la parte superior propicia la formación de deslizamientos.



**Fig. 28: Afloramiento de areniscas gruesas con abundancia de cuarzo, al centro (flecha blanca) se aprecia la capa de carbón, de un espesor máximo de 1 m.**

Las muestras se componen de areniscas gruesas (diámetros  $>1$  mm), con granos subredondeados y con granos bien seleccionados. Las muestras sanas presentan gran resistencia y una matriz de color amarillenta a café claro, cuando están meteorizadas propiciando la formación de arenas al pie de los afloramientos.

#### **4.1.4 Intrusivos de Tapantí (Grupo Comagmático de Talamanca).**

Dentro del área de estudio Umaña (1961a,b,c), indica la presencia de diques principalmente con espesores máximos de 240 m específicamente en el túnel III del proyecto hidroeléctrico Río Macho, describiéndolos como: “*Intrusiones dioríticas con inclusiones de material melanocrático euedral, mediano o finamente granulado de color verde e ígneos porfiríticos muy duros, frágiles, astillosos con fenocristales de piroxenos, posiblemente augita y cuarzos, feldespatos principalmente plagioclasas*” (Umaña., 1961a,b,c).

Según Berrangé & Whittaker (1977), existe un área de aproximadamente  $50 \text{ km}^2$  para el Plutón de Río Macho el cual incluye el “*Stock de adamellita de Río Macho*”. También Madrigal *et al.* (1987), observaron la existencia de pequeños intrusivos en algunas quebradas localizadas en la margen izquierda del río Grande de Orosi, principalmente las quebradas Alexis N° 1 y 2 (afluentes de la quebrada Los Tanques).

Para Madrigal *et al.* (1987), las intrusiones han formado pequeños *diques* y *sills* constituidos por basaltos y diabasas a través de las rocas sedimentarias, observando en algunos casos un metamorfismo de contacto caracterizado por rocas alteradas y silificadas.

Durante el trabajo de campo se observaron afloramientos compuestos principalmente por bloques métricos de gran dureza, ligados al transporte aluvial cercanos a los cauces de los ríos Macho y Grande de Orosi. Las muestras de mano, están compuestas principalmente por rocas ígneas con textura fanerítica y una matriz totalmente cristalizada de color gris claro, conteniendo minerales hipidiomórficos de hornblenda, piroxenos, pirita y cuarzo xenomorfo (Fig.29).



**Fig. 29: Muestra de mano de bloques masivos ígneos rodados procedentes de la cuenca superior del río Macho.**

Petrográficamente Barrantes (2011), señala que las muestras BE-19r y BE-20r (cantos rodados), se clasifican como rocas intrusivas (cuarzo monzodiorita) con: “*Feldespatos (plagioclasas y ortosa), poco cuarzo y algunos máficos tales como biotita, piroxenos, magnetita, con presencia de cloritas y uralita (actinolita) como las fases secundarias predominantes. Textura granular-holocristalina a veces micropertítica*” (Barrantes, 2011).

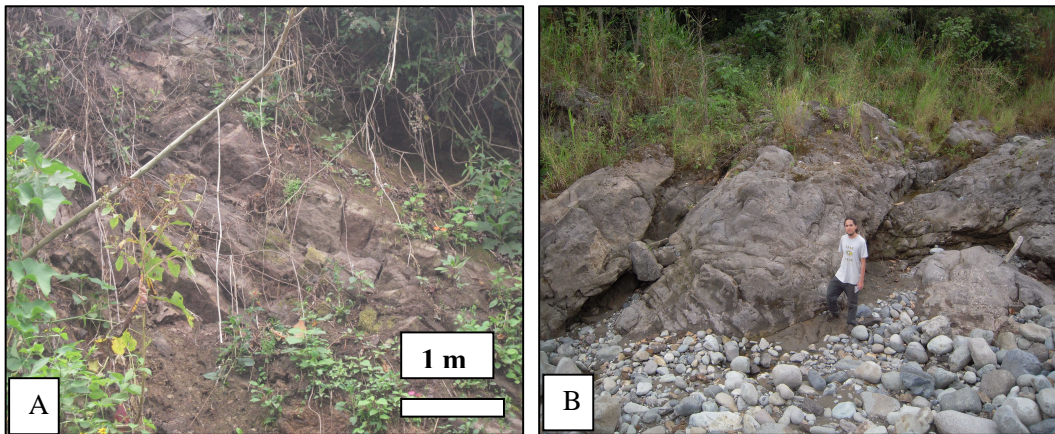
#### **4.1.5 Formación Doán (Grupo Volcánico Aguacate).**

En el área de estudio se identificaron 4 unidades litológicas relacionadas con la formación Doán: I. Unidad de areniscas gruesas, brechas y conglomerados, II. Unidad de lavas y tobas, III. Unidad de ignimbritas, IV. Unidad de conglomerados de matriz arcillosa.

- **Unidad de areniscas gruesas, brechas y conglomerados.**

La unidad de areniscas gruesas, brechas y conglomerados conforma la base de la formación, descritas previamente como: “*Serie sedimentaria de Conglomerado-Arenisca*” (Dóndoli & Torres, 1954), o bien “*Unidad de Brechas y conglomerados de la Alegría*” (Madrigal *et al.*, 1987), sus principales afloramientos se localizan en las zonas topográficas mayormente deprimidas del fondo del valle de Orosi en el río Palomo y en la margen derecha del río Grande de Orosi, así como en la confluencia con el río Aguacaliente al norte del valle. (Fig.19).

En general estas facies presentan una fuerte componente volcánica, la estratificación decimétrica (Fig.30a) a métrica (Fig.30b), algunas veces de apariencia masiva. Esta unidad parece tener un contacto inferior por falla en el fondo del valle con la Formación Peña Negra.

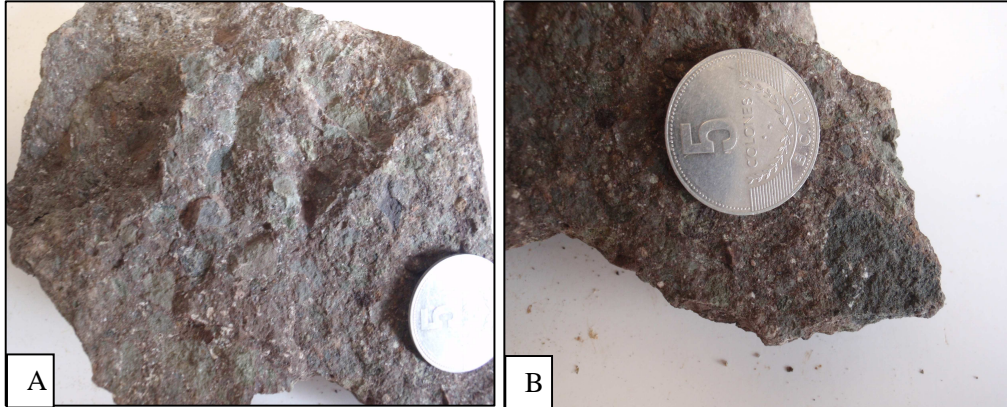


**Fig. 30: Afloramientos de areniscas gruesas y brechas en el margen derecho del río Grande de Orosi: A) Areniscas gruesas y brechas en estratificación decimétrica. B) Estratificación métrica de areniscas y brechas.**

Para GEOCOSEIL (1987), la separación de las diferentes litologías es compleja debido a que posiblemente exista una alternancia indefinidamente cíclica (areniscas gruesas, brecha y conglomerados).

Las muestras de mano se componen principalmente de areniscas gruesas y de brechas de naturaleza volcanoclástica con coloraciones verdes y moradas (en clastos y matriz), con litoclastos de tobas, subredondeados hasta angulares (>2 cm), de lavas (andesitas), y en menor medida pómez,

generalmente en contactos flotantes y algunas veces puntuales (Fig.31a), cuando meteorizadas se tornan de coloraciones cafés hasta moradas (Fig.31b).



**Fig. 31: A) Clastos de tonalidades verdosas subagulares de naturaleza volcánica. B) Detalle de clasto (fragmento de tobita), angular en contacto flotante.**

Petrográficamente la muestra C1 contiene: *“Una amplia variedad de fragmentos líticos de diverso origen y grado de alteración, aunque claramente aquellos de naturaleza volcánica son amplia mayoría, de formas subangulares a subredondeados, y de textura porfirítica hasta afanática, donde es la plagioclasa el mineral principal”* (Barrantes, 2012).

Sobre la alteración hidrotermal, Barrantes (2012), señala que hay pequeñas oquedades con relleno de zeolitas, que en conjunto con las arcillas, sílice fina y óxidos-hidróxidos de hierro, representan una paragénesis secundaria de baja temperatura, probablemente por debajo de los 120 °C. (Fig. 22).

El espesor máximo observado es de 240 m, por medio de afloramientos y por la geología observada en la perforación PHP 30 (Fig.20).

- **Unidad de lavas y tobas.**

Esta unidad litológica se encuentra distribuida hacia el norte de la zona de interés y la margen izquierda del río Grande de Orosi (Fig.19), con una mayor preponderancia de lavas sobre las tobas, es común que estas rocas están muy facturadas y alteradas hidrotermalmente, lo cual dificulta su reconocimiento.

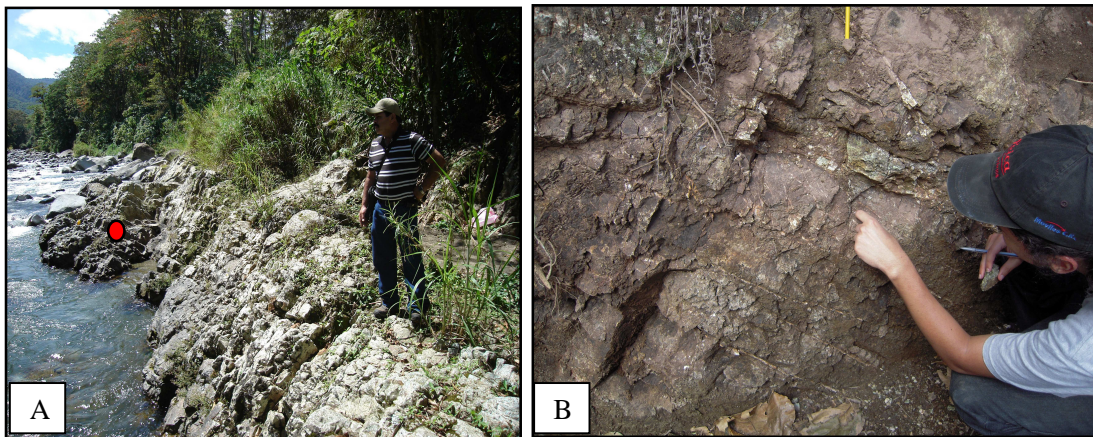


Esta unidad sobryace discordantemente a la unidad I de areniscas gruesas, brechas y conglomerados, con un aparente contacto lateral en las cercanías de la quebrada Altos de Araya (Fig.19).

### ***Tobas.***

Se presentan en estratos decimétricos de tobas finas a medias y diversos grados de meteorización con coloraciones negras, verdosas, cafés y moradas, de dureza variable, en afloramientos de reducido tamaño (máximo 8 m), en apariencia sobryacen las lavas de la misma unidad. Las muestras de mano presentan vesículas, y algunos cristales de cuarzo, líticos y plagioclasas hidratadas.

Las tobas *cineríticas* en el campo se caracterizan por una alta dureza y fracturamiento “*concoideo*”, evidentes en la margen izquierda del río Grande de Orosi contiguas al cerro de morfología circular denominado: “*Pilón de Azúcar*”, en las inmediaciones de Río Macho (Fig.32a), y cerca del centro de Orosi (Fig.32b).



**Fig. 32:** A) Tobas en estratos decimétricos en la margen izquierda del río Grande de Orosi contiguas al cerro de morfología circular denominado “*Pilón de azúcar*” en Río Macho, el círculo rojo señala sitio de muestra: 2OROSI 23/3/11a. B) Tobas con coloraciones moradas, estratificaciones decimétricas al N de ciudad de Orosi en cerro aislado dentro de la finca la Troya.

Barrantes (2012), analiza la muestra: 2OROSI 23/3/11a, obtenida en la base del cerro: “*Pilón de Azúcar*”, en la margen izquierda del Río Grande Orosi (Fig.24a), clasificándola como una roca piroclástica alterada principalmente a sílice fina y óxidos-hidróxidos de hierro, que macroscópicamente presenta parches café-rojizos (con presencia de cristales de plagioclasas).

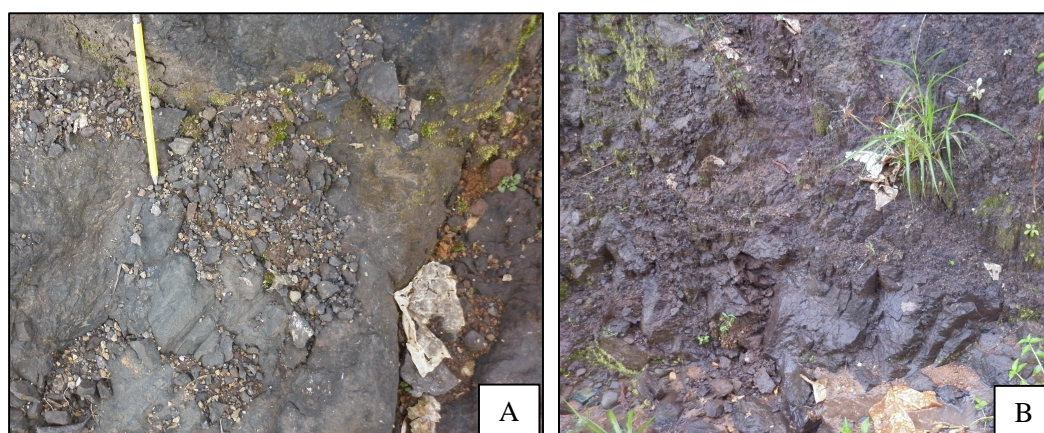
Microscópicamente “La roca es clasificada como una toba cinero-cristalina, debido a la presencia de algunos fragmentos pumíticos con la clasificación de roca piroclástica,” (Barrantes, 2012).

Finalmente para Barrantes (2012), la mineralogía secundaria corresponde con zeolitas, arcillas y cloritas junto con óxidos-hidróxidos de hierro asociado a las microfracturas y escaso leucoxeno correspondiendo con una paragénesis de bajo grado, con temperaturas no mayores a 150 °C (Fig.22).

### **Lavas.**

Se observan en distintos sectores de la margen derecha del río grande de Orosi y de manera puntual en la margen izquierda. Por lo general subyacen las tobas en contacto concordante.

Madrigal *et al.* (1987), las ubican en la margen derecha del Río Grande de Orosi topográficamente hasta en el Alto de los Gavilanes, principalmente en las quebradas: Leandro, Araya, Riff, Máquina, Durán, Rodríguez y Río Loaiza (Fig.19). Mencionan que su textura es afanática, su color gris verdoso a gris oscuro y cuando se meteorizan son de color rojo amarillento, se muestran muy fracturadas y frecuentemente con alteración hidrotermal representada por vetillas de zeolita y calcita (Fig.33a y b).



**Fig. 33: A) Lavas grises masivas con laminaciones de gran resistencia a la meteorización y abundante matriz. B) Lavas moradas en el camino de ascenso hacia altos de Araya desde el fondo del Valle de Orosi, aflorando principalmente en forma masiva.**

En la Quebrada Leandro, se presentan como estratos métricos subhorizontales con direcciones de buzamiento: 194°/30°, donde es difícil distinguir los minerales de la matriz, siendo apreciables

principalmente las plagioclasas y los minerales secundarios de gran tamaño (Fig.34), (zeolitización).



**Fig. 34: Muestra de mano asociada a las lavas gris/ rojizas, con evidente presencia de zeolitas de gran tamaño.**

Finalmente Madrigal *et al.* (1987), describen esta unidad como: Andesitas con magnetita, lavas meteorizadas y basaltos con magnetita, con un 15 a 30 % de fenocristales y 70 a 85 % de matriz o mesostaza compuesta por plagioclasas, magnetita y piroxenos.

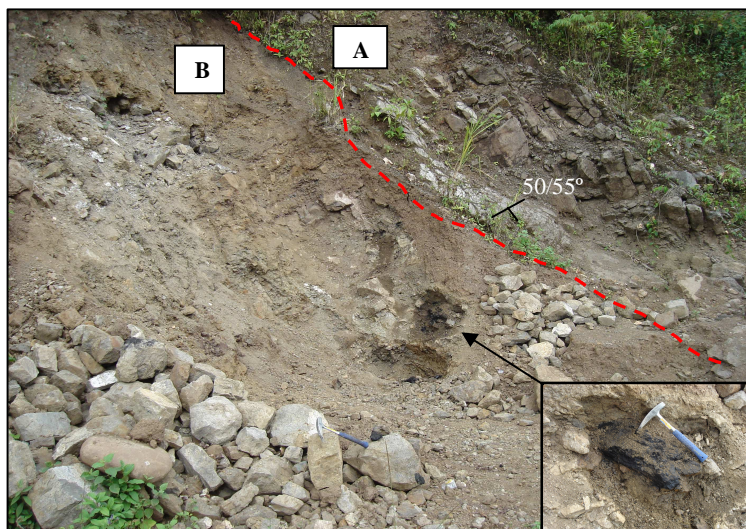
Se propone un espesor máximo de 50 m para esta litología basándose en los afloramientos las perforaciones PP 3 y PHP 31 del ICE (Fig.20).

- **Unidad de ignimbritas.**

Esta unidad se presenta en ambas márgenes del río Grande de Orosi, con afloramientos en las inmediaciones de Puente Negro de Orosi, Altos de Araya y Guabata así como en la Finca la Troya (cerro aislado al NW de la ciudad de Orosi). Sobreyace concordantemente a la unidad de lavas y tobas.

Los afloramientos están conformados por bloques de ignimbrita bien soldada (parte superior), con dimensiones métricas, y un alto fracturamiento. En la parte inferior las ignimbritas son menos consolidadas, presentando bloques y materiales piroclásticos disgregados como cenizas, pómez y lapillis, con algunos lentes de carbón decimétrico (Fig.35).

El mayor espesor de esta unidad se localiza en la parte de Altos de Araya a Guabata (40 m). En las cercanías del puente de hamaca en la Alegría (margen derecha del río Grande de Orosi), es posible observar la estratificación (50°/55°), de la unidad completa



**Fig. 35: A) Bloques estratificados (50°/55°), de ignimbrita soldadas. B) Predominancia de ignimbritas menos consolidadas compuestas por bloques y piroclastos (cenizas, pómez y lapillis), con presencia de carbón (foto en detalle), buzando en la misma dirección de las ignimbritas soldadas.**

Esta ignimbrita menos consolidada posee componentes entre 5-30 mm constituidos por fragmentos andesítico-basálticos y tobas meteorizadas (Ramírez, 1974; ICE, 1980), su matriz es principalmente de ceniza sin presentar evidencias de estratificación.

Barrantes (2012), describe la muestra de mano (A-5), texturalmente como porfirítica-intergranular, donde aún se distinguen fenocristales de plagioclasa de parcial a totalmente alteradas en arcillas con sus formas típicas de tabletas y macladas, flotando dentro de una mesostaza que contiene microlitos de plagioclasas y opacos de formas xenomórficas.

*Un aspecto de sumo interés es que: “La mineralogía secundaria presente es dominada por las zeolitas, arcillas y escasos óxidos-hidróxidos de hierro. Esta paragénesis es de baja temperatura, probablemente menores a 120 °C” (Barrantes, 2012).*

#### **Unidad de conglomerados con matriz arcillosa.**

Se localiza sobre la cota topográfica de los 1200 m.s.n.m (Fig.19), con afloramientos en la margen izquierda del río Grande de Orosi, con espesores máximos de 3 m

Esta unidad de conglomerados se caracteriza por bloques centimétricos a decimétricos, subredondeados de naturaleza polimíctica y volcánica generalmente muy sanos compuestos por: ignimbritas andesitas y pómez. Los contactos flotantes y de punto, la matriz arcillosa es de color amarillo a parda, y con tonalidades moradas. (Fig.36).



**Fig. 36: Bloques centimétricos de naturaleza polimítica y volcánica, con contacto de punto y flotantes dentro de una matriz arcillosa de color amarillo a parda en los alrededores de la población de Altos de Araya.**

Esta unidad sobreyace concordantemente a la unidad III de ignimbritas y sus piroclastos asociados, aspecto comprobable por la existencia de bloques sanos de ignimbritas de la unidad inferior dentro de la matriz arcillosa de este conglomerado. Bollo (1981), también ha señalado características similares para esta unidad de conglomerados.

#### **4.1.6 Lavas del Miembro Paraíso (Formación Reventado).**

Se presenta exclusivamente al NW del área de estudio, siendo inicialmente descrita por Dengo (1954), con el nombre de “*Colada de lavas de Paraíso*”, pero redefinida por Krushensky (1972), como Miembro Paraíso, de la Formación Reventado. Estas lavas poseen un espesor mínimo de 20 m, y dentro del área de estudio sobreyacen discordantemente la unidad I de Areniscas gruesas, brechas y conglomerados del Grupo Aguacate a través de un posible hiato erosivo.

Macroscópicamente tienen color gris claro cuando sanas, en general se presentan fuertemente fracturadas, afloran específicamente en los alrededores del camino de *Sanchirí* (antigua ruta a Orosi), y en algunos sectores de la ruta que comunica el valle de Orosi con Paraíso.

#### **4.1.7 Depósitos Cuaternarios.**

- **Aluviones.**

Los principales depósitos aluviales se han dispuesto como terrazas a lo largo de los ríos Grande de Orosi, Reventazón, Macho, Navarro, Juco, Blanco y Agua Caliente, con espesores mínimos de aproximadamente 5 m.

Un aspecto importante es que: *“Los depósitos se clasifican como rocas hipogénicas de la cuenca del río Grande de Orosi: andesitas, basaltos, y dioritas, junto al río y en áreas locales los depósitos aparecen mejor clasificados y con un aspecto aluvial más evolucionados”* (Bollo, 1981),

Además Bollo (1991), sugiere espesores en el orden de 30 a 50 m en el fondo del valle de Orosi, dado que el fondo del relieve es bastante accidentado. Según Madrigal *et al.* (1987), mediante geofísica se estimaron espesores entre 20 a 80 m, verificados con las perforación PP19 y PP3 (Fig.20)

- **Coluvios.**

En los afloramientos se observan depósitos < 4 m de espesor, principalmente en la margen izquierda de la quebrada los Tanques. En la base de algunos afloramientos se aprecian depósitos coluviales consolidados compuestos por fragmentos de roca angulares (decimétricos a métricos), dentro de una matriz arcillosa de color amarillo.

En los depósitos coluviales no consolidados (más recientes), se aprecia la existencia de una matriz compuesta por arenas gruesas con bloques decimétricos a métricos de características polimicticas, principalmente de rocas sedimentarias (lutitas y areniscas), lavas (basaltos y andesitas).

También se observan bloques de cornubianitas, rocas plutónicas de naturaleza ácida, y menormente materiales piroclásticos.

#### **4.2 CORRELACIONES ENTRE LA GEOLOGÍA Y EL HIDROTERMALISMO EXISTENTE.**

Las condiciones litológicas superficiales correlacionadas con el hidrotermalismo en la zona de estudio se pueden apreciar en el cuadro 2

**Cuadro 2: Características geológicas asociadas con el hidrotermalismo presente en el área de estudio**

| <b>Formaciones con evidencia de hidrotermalismo.</b> | <b>Litologías</b>   | <b>Sitios con agua termal</b>     | <b>Hidrotermalismo observado en descripciones mineralógicas de Barrantes (2011, 2012).</b>  |
|--|---|-----------------------------------|---|
| Pacacua<br><br>(basamento)                           | Brechas y tobas   | -----                             | Paragénesis de minerales secundarios de epidota + abundante clorita azul (Pennina) + leucoxeno + cuarzo fino, asociados a temperaturas superiores a 240 °C en las tobas y de 180-200 °C en las brechas. La epidota apareció de forma ocasional, en ambas unidades, además se presentó una fase retrograda posterior asociada a un enfriamiento. |
| Peña Negra   | Areniscas y lodolitas calcáreas   | -----                             | Evidencias de campo ligadas a rellenos de calcita y arcillas principalmente, de forma puntual y asociada a fallamiento.   |
| Doán   | Unidad I de Areniscas gruesas brechas y conglomerados ,<br>Unidad II de Lavas y tobas | BE-27 y Pozo BE                   | Paragenésis de minerales secundarios de baja temperatura: calcita + zeolitas + óxidos e hidróxidos de hierro,+ sílice fina, correspondiendo con bajas temperatura de formación < 120 °C para la Unidad I y de < 150°C para la Unidad II.  |
| Depósitos Recientes                                  | Depósitos aluvio/coluviales   | BE-Z21, BE-28, BE-A11 y BE-38_39. | Patinas de óxidos de hierro y leves depositaciones de carbonatos., no obstante en los sitios BE-28 y BE-A11 se observan evidentes desprendimientos de gases con aportes sulfurados.   |

### 4.3 TECTÓNICA.

Este capítulo busca definir las posibles estructuras tectónicas en el área de estudio, con la finalidad de mostrar su relación con la actividad hidrotermal subyacente, representada en superficie por las manifestaciones termales (manantiales y pozos). Por lo tanto es necesario mostrar las características del tectonismo (observado e inferido), su potencial de fracturamiento y consecuente papel en la transmisión de fluidos dentro del sistema geotérmico conceptual propuesto.

Se identificaron 108 fallas, un 80 % corresponde con estudios previos, siendo 28 fallas las más preponderantes dentro del área de estudio., pero son 11, al menos (incluye 2 regionales) las que guardan relación directa con el emplazamiento de los manantiales termales en el área de estudio.

#### 4.3.1 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-A11.

##### Falla Pozo Tibio.

Se presenta como un plano de falla vertical en las coordenadas CRTM05: 516030 longitud W y 1082769 latitud N, con dirección transversal a la quebrada Los Tanques, la proyección de este plano de falla interseca el alineamiento de la Falla Orosi cerca del manantial termal BE-A11( "*Pozo Tibio*" ).

El plano de falla corta el coluvio consolidado, y se orienta con un rumbo N10°E, en el talud del margen derecho de la quebrada, con un aparente desplazamiento (?) del cauce de aproximadamente 1,5 m (Fig.37).



**Fig. 37:** Estructura ligada a la falla Pozo Tibio en la quebrada los tanques, cortando los depósitos de aluvión consolidados y de naturaleza polimíctica permitiendo el represamiento y sedimentación de los más recientes.



En el sitio se observa también otra estructura de rumbo paralelo y similares dimensiones (20 m aguas abajo), caracterizada por una alta alteración hidrotermal (de 15 m de extensión), también en la margen derecha.

#### **4.3.2 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-Z21y el Pozo BE.**

- **Falla Los Tanques (afluente E).**

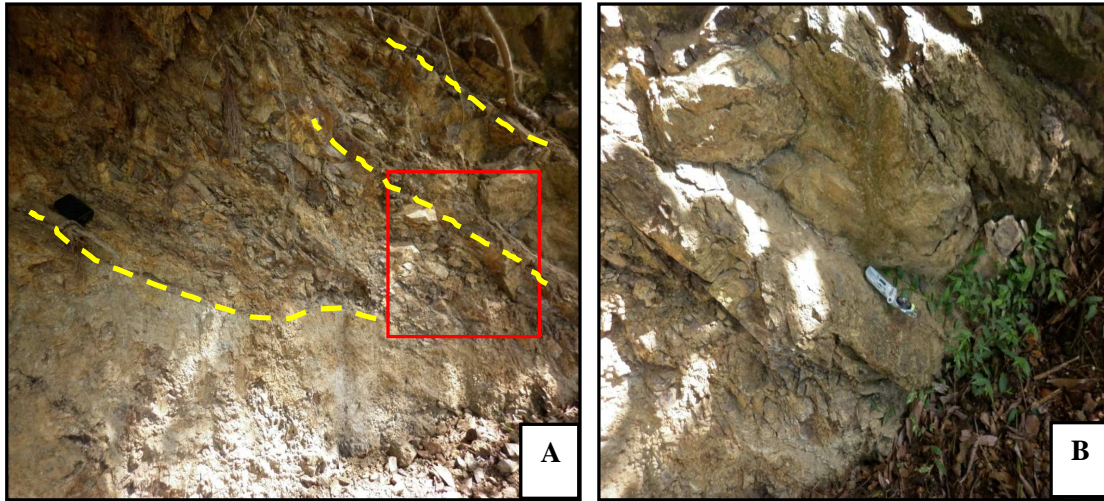
Barrantes (2002), señala que esta falla posee un plano con rumbo N-S, paralelo al afluente E de la quebrada los Tanques, donde el cauce fluvial está controlado por una falla normal. Durante el trabajo de campo no se pudo comprobar estas condiciones debido a condiciones de lluvia y peligro por inestabilidad del sitio.

La ubicación de las manifestaciones termales: BE-Z21y Pozo BE, corresponden con la proyección horizontal de este plano y su intersección con el alineamiento de la Falla Orosi.

- **Falla Finca La Troya.**

Se presenta como una superficie de fallamiento en las coordenadas CRTM05: 515443 longitud W y 1083647 latitud N, caracterizada por una fuerte trituración, con al menos 3 planos de falla de dirección de inclinación de  $95^{\circ}/42^{\circ}$  (Fig.38a, b), esta zona de falla se ubica al oeste de la ciudad de Orosi, en la Finca la Troya, directamente en un talud rocoso con una altura de 4 m.

El plano inferior (Fig.38a) limita una zona rica en arcillas (de aprox. 1 m), producto de la trituración donde es difícil asegurar de forma clara algún criterio cinemático. Por otra parte la proyección hacia el sur de este plano conforma una zona de intersección con el alineamiento de la falla Orosi, directamente en la ubicación de las manifestaciones termales: BE-Z21 y Pozo BE.



**Fig. 38: Estructuras relacionadas con la presencia de una falla en la finca La Troya (Al oeste del centro de Orosi). A) En amarillo los planos afectando depósitos de origen volcánico (tobas y lavas), el cuadro en rojo señala donde se realizaron mediciones. B) Detalle del sector donde se realizaron las mediciones.**

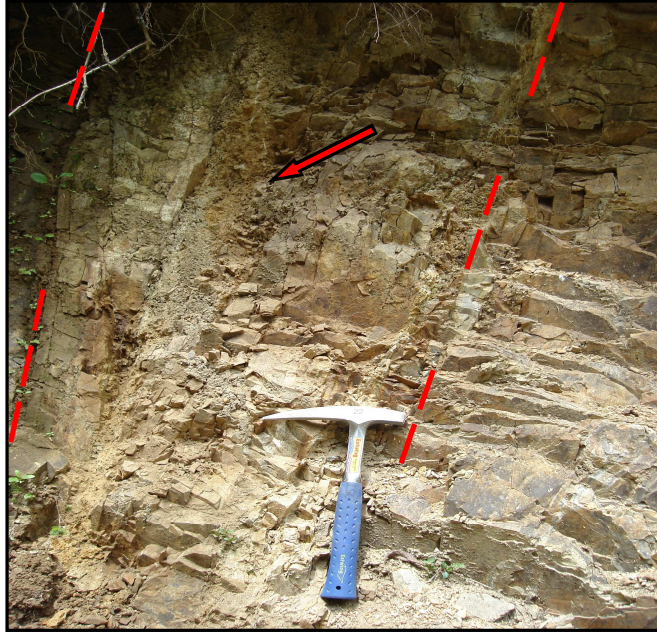
#### **4.3.3 Falla relacionada con el manantial termal BE-28.**

- **Falla Finca Chúcaras.**

Comprende una serie de planos de falla ubicados en la finca las Chúcaras, bajo las coordenadas CRTM05: 518631 longitud W y 1079584 latitud N. Estos planos de falla guardan una estrecha relación con la dirección de la Falla Orosi. Las proyecciones horizontales de estos planos hacia el NW se correlacionan con el emplazamiento de la manifestación termal: BE-28 y con varias fallas observadas en túnel III del proyecto hidroeléctrico Río Macho (Umaña, 1961a, b, c).

Esta zona de falla corta rocas sedimentarias de la Formación Peña Negra, con planos (al menos 3), de alto ángulo de inclinación ( $> 70^\circ$ ), y un fuerte fracturamiento asociado (Fig.36). Los planos de falla producen superficies de falla con altos espesores de arcillas asociados a la trituración y separación entre ellos.

Los dos principales planos de falla observados (Fig.39), presentan una dirección de inclinación de  $204^\circ/75^\circ$ .



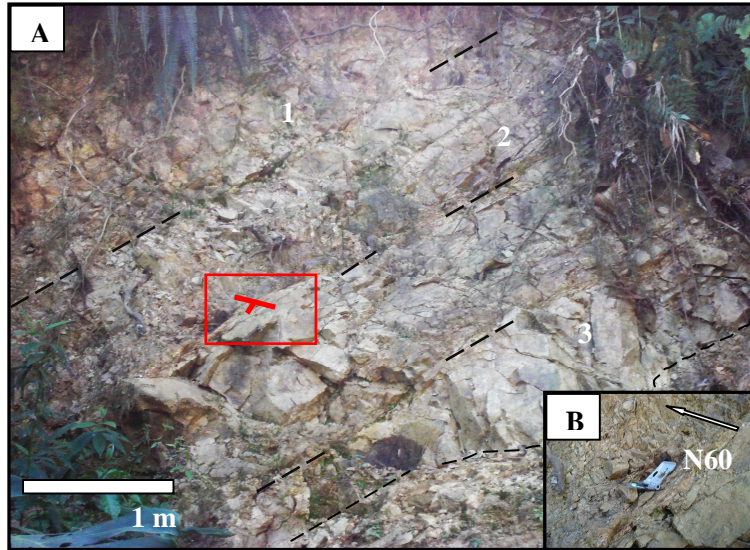
**Fig. 39:** Tres de los principales planos de falla observados (líneas en rojo), mostrando la formación de espesores centimétricos de arcillas o también llamadas como “*harina de falla*” (flecha roja).

#### **4.3.4 Fallas relacionadas con el manantial termal BE-27.**

- **Falla Cerro Pílon de Azúcar.**

Esta falla se localiza en la ladera oeste del cerro circular denominado como: “*El pílón de azúcar*”, localizado y aislado hacia el E del valle, cerca de la confluencia de los ríos Macho y Grande de Orosi. En el sector NW del cerro se puede observar un evidente fracturamiento con al menos 4 planos de falla preponderantes limitando al fuerte diaclasamiento.

Los planos presentan rellenos de arcilla con espesores de hasta 5 cm, las mediciones se realizadas en el plano central mostraron una inclinación de  $330^{\circ}/45^{\circ}$  (Fig.40).



**Fig. 40: A. Planos de falla observados en el costado oeste del cerro Pilon de Azúcar, B. Detalle del buzamiento del plano de falla central  $330^{\circ}/45^{\circ}$  (cuadro rojo en A), no se aprecian criterios cinemáticos que permitan dar un sentido de movimiento a la misma.**

La proyección horizontal de este plano de falla hacia el este (150 m), corresponde con la ubicación de la manifestación termal: BE-27 (Fig.41).

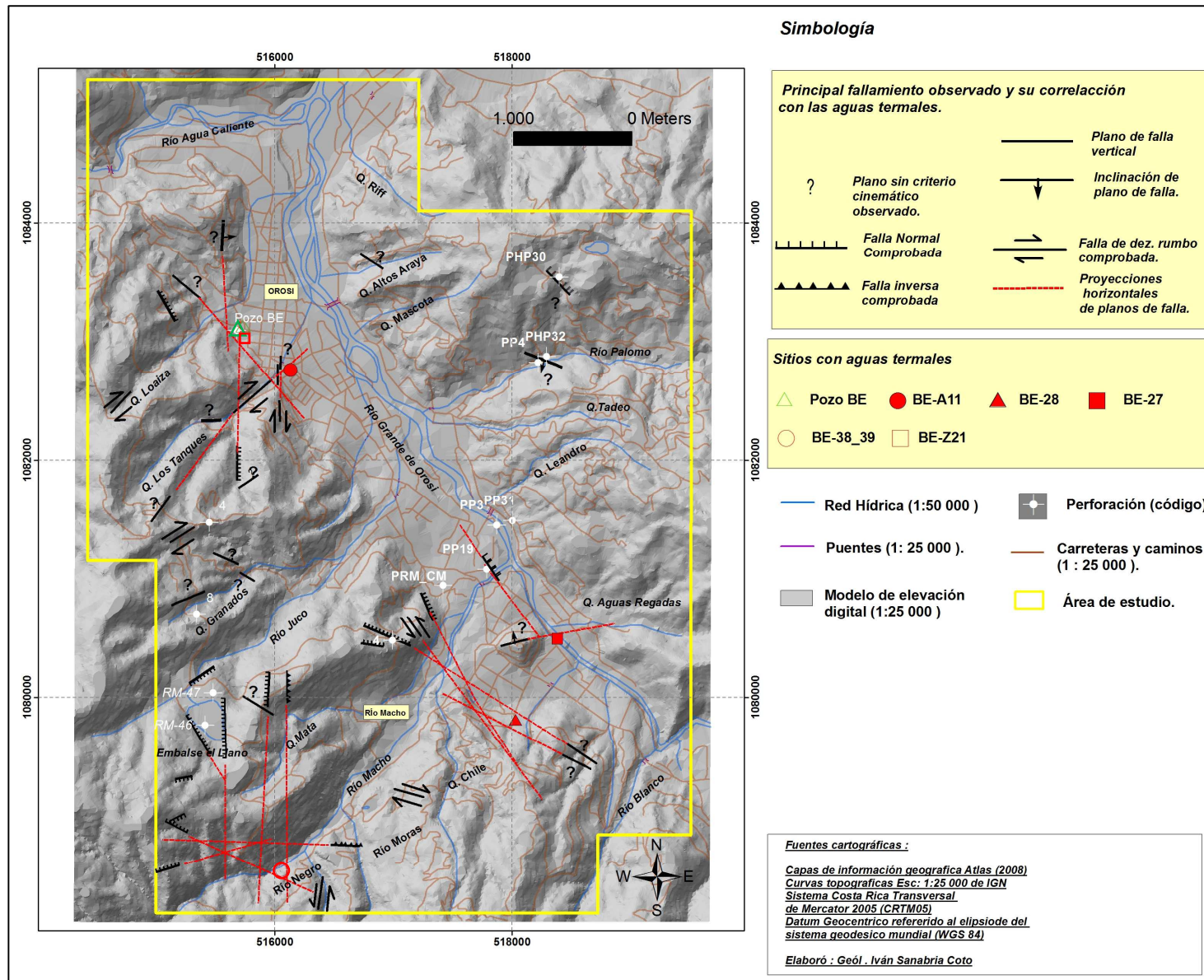
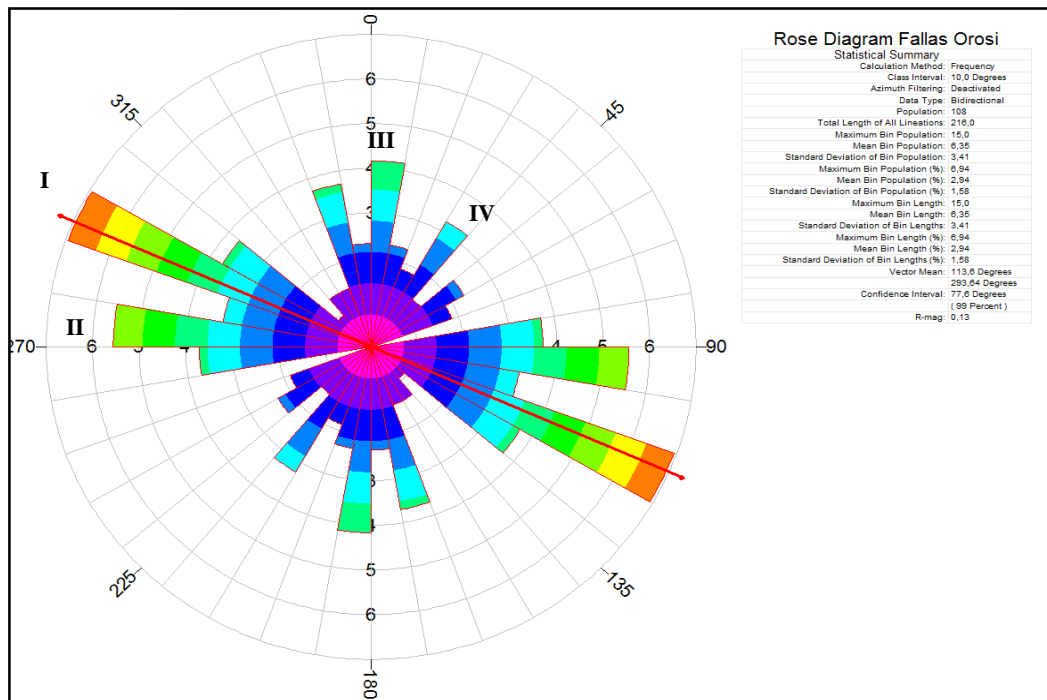


Fig. 41: Mapa de principales fallas cartografiadas en el campo y en trabajos previos.

El total de planos de falla observados y recopilados en estudios previos (108 en total), se presentan en la rosa de rumbos (Fig.42), con un primer grupo mayoritario de direcciones de falla NW-SE (I), y una tendencia general de  $293,64^\circ$  (línea roja), correspondiendo claramente con la dirección de la traza de la Falla Orosi.

En un segundo orden se encuentran los rumbos con dirección preferencial E-W (II), en tercer y cuarto lugar el fallamiento de rumbo N-S (III) NE-SW (IV), respectivamente. Los grupos II y IV podrían estar relacionados con el sistema de la Falla Navarro.



**Fig. 42: Diagrama de rosas para 108 planos de falla observados y recopilados, mostrando 4 principales clases de rumbo con el siguiente orden de preponderancia: I.SE-NW (Falla Orosi), II.E-W, III.N-S y IV. NE-SW.**

#### **4.4 DISCONTINUIDADES LITOLÓGICAS Y SU POTENCIAL PERMEABLE EN EL ÁREA DE ESTUDIO.**

Mediante observaciones de campo y registros de perforación, fue posible observar diferentes discontinuidades litológicas correlacionables con la permeabilidad secundaria del tipo efectiva ( $k$ ) e intrínseca ( $K$ ). Para tales efectos se usaron los criterios propuestos por González de Vallejo *et al.* (2000), así como por Hanano (2000), respectivamente.

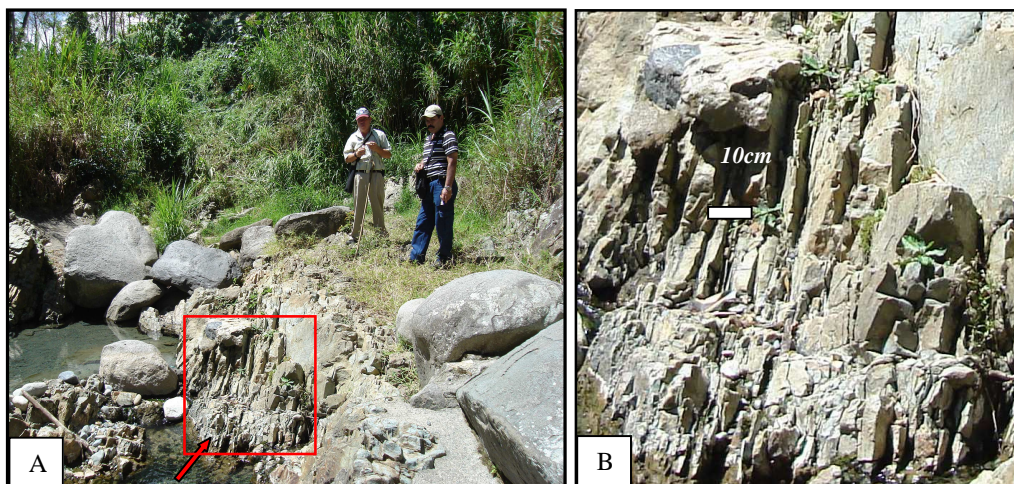
#### 4.4.1 Condiciones de mayor permeabilidad efectiva e intrínseca.

Están representadas por al menos 3 familias de discontinuidades regulares con longitudes métricas de 1,5-2 m, la familia de mayor preponderancia está compuesta de fracturas verticales con aberturas de 2-3 cm en promedio. Se evidencian espaciamentos de 10 cm como máximo, donde el fracturamiento vertical presenta evidencias de estructuras plumosas (Fig.43), asociadas posiblemente a esfuerzos tectónicos extensivos.



**Fig. 43: Fracturas plumosas presentes en el sitio de muestreo de aguas: BE 27, con rumbos de N 20°E, se asocia a los planos la presencia de óxidos de hierro.**

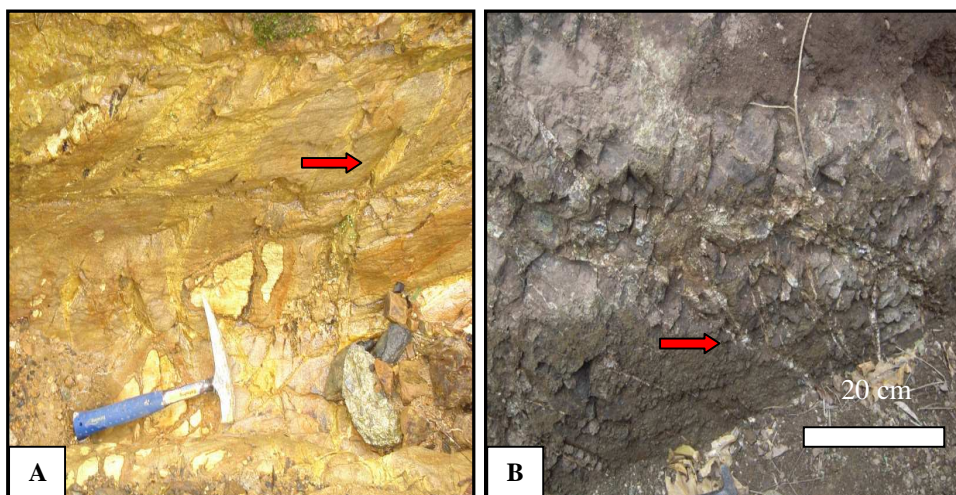
Las familias de diaclasas verticales no presentan rellenos entre los planos, solo existen leves *pátinas*, compuestas por óxidos de hierro hidratados (apariencia rojiza/naranja), lo cual puede ser un buen indicativo de “*paleo permeabilidad*”. Esta es una de las condiciones de fracturamiento más favorables (entre las observadas), ya que se aprecia su correlación directa o cercana con la salida de aguas termales de los sitios: BE-27 (Fig.44a, b), BE-28 y BE-38\_39.



**Fig. 44:** A) Plano general de espaciamentos entre fracturas (rumbo N 20°E) y su relación con la salida de aguas termales en sitio BE-27 (flecha roja), en la margen izquierda del río Grande de Orosi. B) Detalle de diaclasas con espaciamentos de 10 cm como máximo.

#### 4.4.2 Condiciones de menor permeabilidad efectiva e intrínseca.

Discontinuidades compuestas por un diaclasamiento irregular con aberturas de 0,5 a 4 cm y evidencias de alteración hidrotermal caracterizadas por rellenos de calcita, sílice o arcillas (formación de vetillas). El espaciamento entre planos tiene longitudes < 20 cm en la Fig. 45a y b.



**Fig. 45:** A) Diaclasamiento, observado en Q. Loaiza, con deposición de calcita (flecha roja). B) Diaclasas irregulares rellenas de sílice (flecha roja), aflorando en camino de Finca la Troya.



Un ejemplo de esta menor condición en la permeabilidad secundaria está representada en el fondo de la perforación del Pozo BE (55 a 64 m de profundidad), donde no se presentaron zonas productivas de agua termal a causa de precipitados de calcita dentro del diaclasamiento existente (Fig.46).

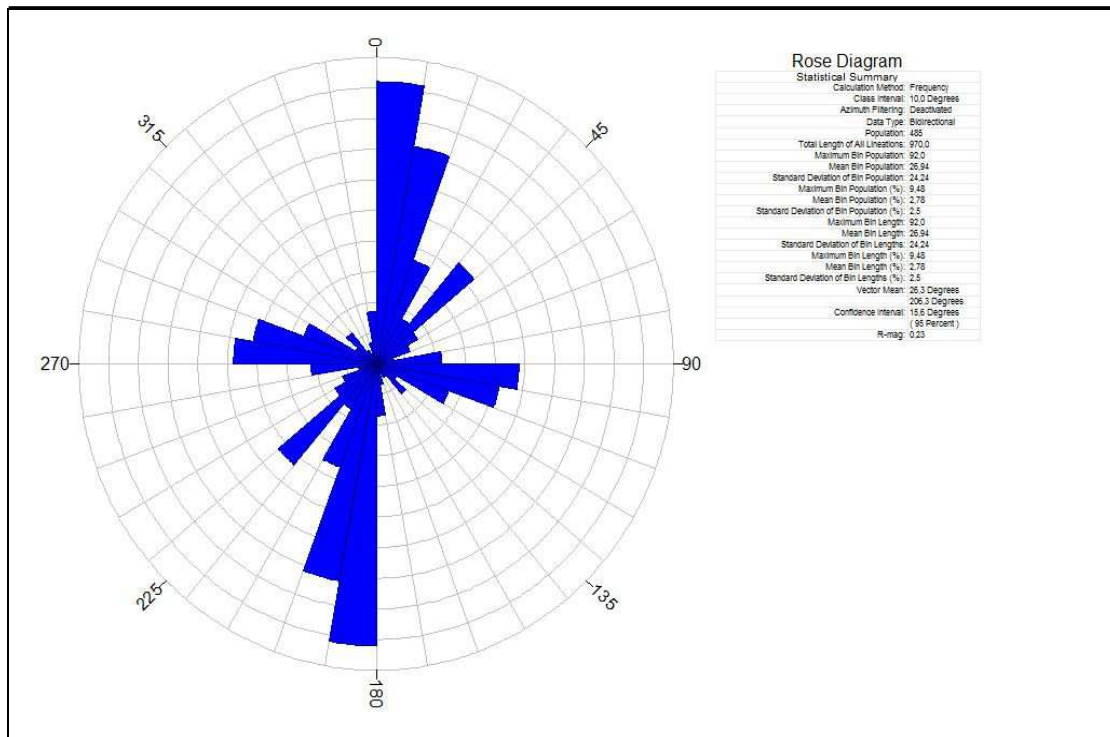


**Fig. 46: Muestra de roca perforada a los 55 m de profundidad, directamente en la traza de la falla Orosi, con el fracturamiento relleno completamente de calcita (flecha roja), provocando una reducida a nula permeabilidad.**

En resumen se infiere que las mejores condiciones de permeabilidad efectiva ( $k$ ), corresponden con aberturas mayores a 0,5 cm en promedio, sin rellenos o muy pocos (“pátinas”), además de un reducido espaciado entre fracturas (< 20 cm en promedio), y longitudes de fractura mayores a 1 m en la mayoría de los casos, lo cual Hanano (2000), también relaciona con buenas permeabilidades intrínsecas ( $K$ ).

#### **4.5 DIRECCIÓN PREFERENCIAL DE DISCONTINUIDADES EN EL CAMPO.**

Con la integración de todos los datos de diaclasas principalmente (485 en total ), para toda el área de estudio se obtiene el siguiente gráfico (Fig.47), mostrando dos tendencias mayoritarias en el rumbo del fracturamiento, la primera N10°E (más fuerte) y una segunda ligeramente NW-SE.



**Fig. 47:** Análisis de 485 discontinuidades (fracturas principalmente), observadas en el campo y recopiladas en toda el área de estudio, mediante una rosa de rumbos, donde se aprecia una tendencia general de rumbo N10°E (más preponderante) y una secundaria con un rumbo ligeramente NW-SE.

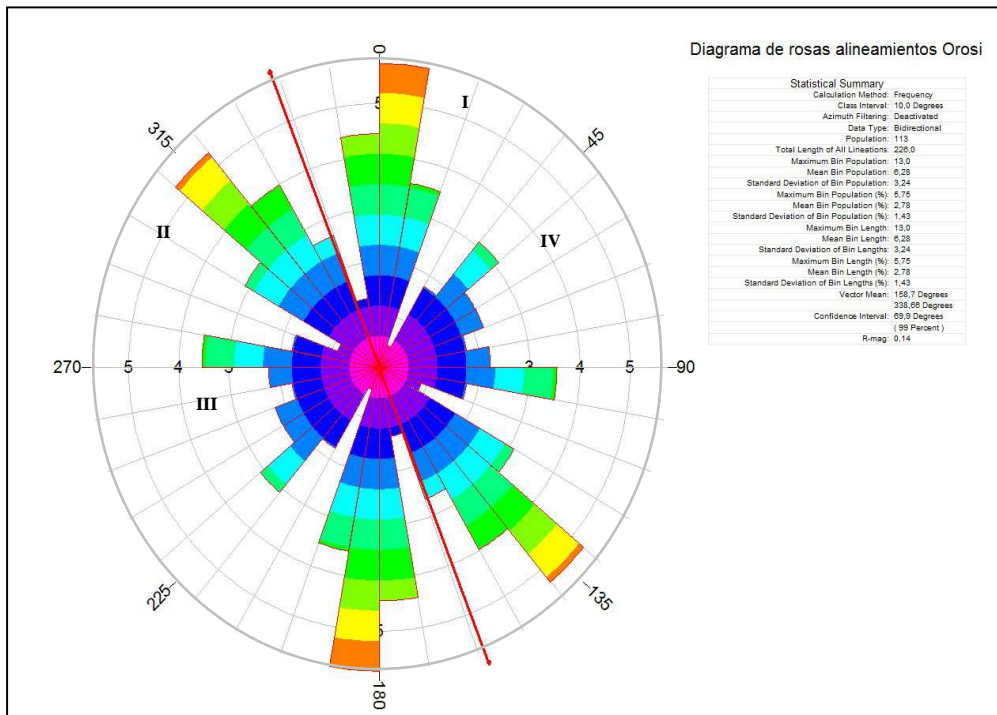
#### 4.6 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA.

En este apartado se mostrará la aplicación de la geomorfología tectónica, como un método para validar los datos tectónicos obtenidos en el campo y como un generador de nueva información durante la investigación. La información derivada de la geomorfología tectónica se obtuvo mediante las siguientes fuentes de percepción remota (Cuadro 3).

**Cuadro 3: Recursos utilizados en el análisis de la geomorfología tectónica.**

| <i>Recurso Utilizado</i>   | <i>Escala</i> | <i>Autor</i>                   | <i>Año</i> | <i>Otras Características</i>   |
|--|---------------|--------------------------------|------------|--|
| Modelo de Elevación Digital (MED)  | 1:25 000      | Instituto Geográfico Nacional. | 2011       | Elaborado con los datos vectoriales de curvas topográficas escala 1:25 000 denominada Valle de Orosi (hoja 3435III NE), parte de la hoja Tapantí 1:5000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN). |
| 3 fotos aéreas: Terra - 03 152 31a T03L31AF152, Terra - 03 153 31a T03L31AF153, Terra - 03 154 31a T03L31AF154 | 1:40 000      | Proyecto CENIGA1 TERRA 1998.   | 1997       | Formato de foto JPEG en color natural y con 350 dpi de resolución, según Mayorga <i>et al.</i> (2011), con 1m de resolución espacial y 3 bandas de resolución espectral.                         |

En el estudio estadístico de rumbos (Fig.48), se observa la preponderancia de alineamientos con rumbo N-S, aspecto también mencionado por Piedra *et al.* (1981), seguidos por los NW-SE (Falla Orosi) y en una menor proporción los de rumbo E-W y NE-SW.



**Fig. 48: Rosa de rumbos de los alineamientos observados (total de 113), se aprecia la existencia de cinco clases de rumbo preponderantes con el siguiente orden: I. N-S, II.NW-SE, III.E-W y IV. NE-SW.**

Para su clasificación en el mapa de alineamientos (Fig.49), se utilizó la nomenclatura de Linkimer (2003), con base en su prominencia superficial en: *Prominentes* (Trazo lineal continuo), *Moderados* (Trazo lineal discontinuo), *Débiles* (Trazo punteado).

#### **4.6.1 Correlaciones entre alineamientos y el emplazamiento de fuentes termales.**

Hacia el SE del área de estudio se observa claramente el alineamiento denominado: Pílon de Azúcar (Q. Aguas Regadas), que inicia sobre la quebrada Aguas Regadas (valle juvenil), limitando el flanco norte del cerro “Pílon de Azúcar” (plano de falla observado), muy cerca de la manifestación termal BE-27 (Fig.50).

En el norte del valle se aprecia un control estructural en el afluente este de la quebrada los Tanques, el cual forma un escarpe de falla (evidencias de campo), intersecando el alineamiento de la Falla Orosi en el área de las manifestaciones termales: BE-Z21 (*Balneario Orosi*) y Pozo BE.

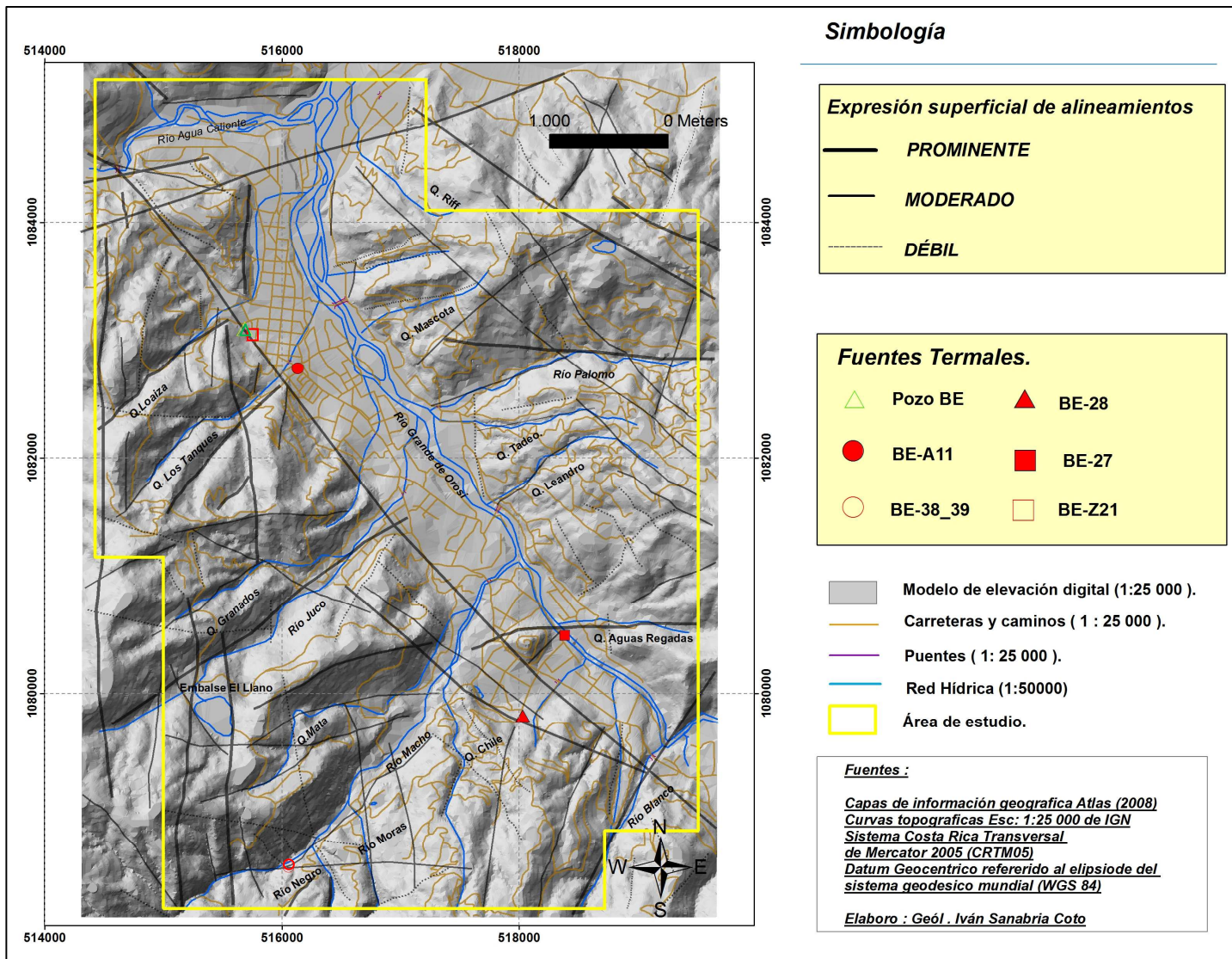
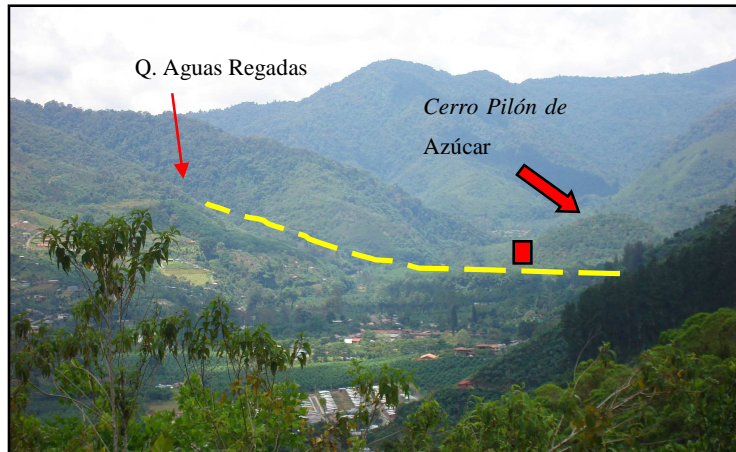
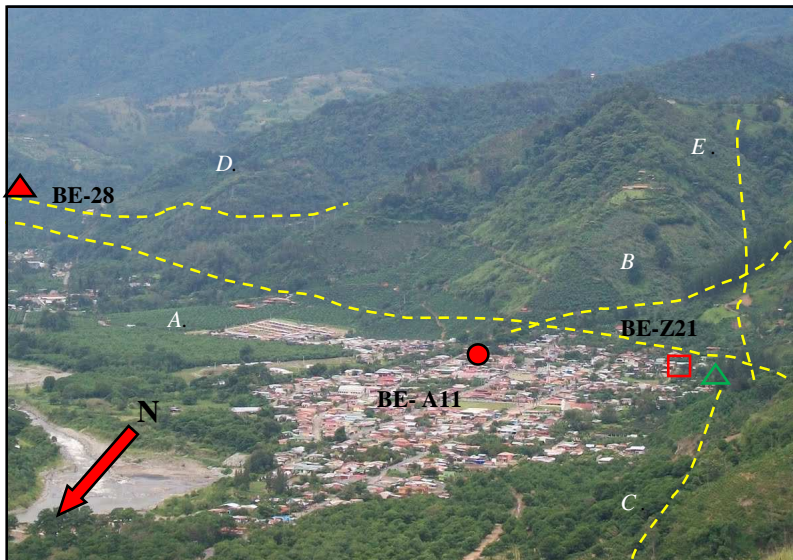


Fig. 49: Mapa de alineamientos y ubicación de las fuentes termales en el área de estudio.



**Fig. 50:** Alineamiento transversal al valle de Orosi, iniciando al E por la quebrada Aguas Regadas (valle juvenil), con dirección al cerro Pílon de azúcar (flecha roja), limitando una terraza levantada, en la margen derecha del río Macho, el cuadro rojo indica el sitio del manantial termal BE-27.

El sector de la manifestación termal BE-28, en la finca Chúcaras y cercano al Río Macho (S del área de estudio), presenta alineamientos paralelos al alineamiento principal de la Falla Orosi (Fig.51). También el sitio termal BE-38\_39 se encuentra directamente relacionado con la intersección de varios alineamientos asociados con los cauces de los ríos Negro y Macho.



**Fig. 51 :** Sitios con aguas termales: BE Z21, BE A11, BE-28 y Pozo BE (triángulo verde), relacionados con las zonas de intersección entre la traza principal de la Falla Orosi:(A), y los alineamientos de la quebrada los Tanques: afluente este (E), y central (B), así como el alineamiento Finca La Troya (C). Además de un alineamiento casi paralelo a la falla Orosi en los alrededores de finca las Chúcaras (D).

## 4.7 GEOFÍSICA

Mediante la integración de los estudios geofísicos, citados en el cuadro 1, es posible observar en los siguientes perfiles de integración (Fig.52), la definición de posibles espesores litológicos, basamentos, la vinculación de anomalías geofísicas con posibles fallas tectónicas, así como la identificación de condiciones de alta conductividad geoelectrica y su correlación con posibles acuíferos termales y/o zonas de alteración hidrotermal, principalmente

### 4.7.1 Perfil geofísico integrado A-A´.

Consiste de un perfil de integración general de 5750 m, el cual abarca las manifestaciones termales BE-27 y BE-28, BE-Z21 y BE-A11 (Fig.53), en donde se distinguen al menos 4 capas geoelectricas correlacionables (según los informes del cuadro 1 que componen este perfil) con las siguientes litologías: Un basamento geoelectrico posiblemente ígneo con resistividades mayores a  $500 \Omega \cdot m$  limitado lateralmente por anomalías geoelectricas, este basamento tiene una profundidad máxima de 120 m, en los alrededores del proyecto hidroelectrico Río Macho y una somerización con profundidades mínimas de 40 m al SE del valle.

Seguidamente se presenta una segunda capa de buenaconductividad eléctrica en el rango de  $< 10-50 \Omega \cdot m$ , el espesor promedio para esta capa oscila entre 10 a 45 m, la capa geoelectrica es de forma irregular y limitada, correlacionable con arcillas posiblemente por alteración hidrotermal o acuíferos someros. Los valores de resistividad  $< 10 \Omega \cdot m$  se presentan en las cercanías del centro de Orosi, en las cercanías del pozo BE, donde esta capa corresponde en profundidad con un acuífero termal (nivel productivo), además se observa la existencia de la misma capa bajo sitios con aguas termales: BE-Z21 y BE-A11, también al norte del área de estudio.

Alrededor de esta capa conductiva se localiza una tercera capa de características heterogéneas probablemente de origen volcánica (?), muy fracturada y/o alterada o sedimentaria de grano fino, resistividades en el rango de  $50-250 \Omega \cdot m$ , y espesores promedio de 25-150 m.

Finalmente en la parte más somera se localizan una capa con resistividades en el orden de  $500-1000 \Omega \cdot m$ , correlacionables con la existencia de depósitos recientes, principalmente en el sector SE del perfil (20-100 m de espesor). En total se observaron 8 anomalías geoelectricas de importancia, al menos tres cortan todas las capas geoelectricas hasta la superficie, la mayoría pueden ser correlacionables con la presencia de fallas y/o contrastes litológicos muy marcados.

Entre las anomalías geoelectricas más importantes están la anomalía A1 ligada al alineamiento de la quebrada los Tanques (afluente E), la A2 al del río Juco, A4 con el alineamiento del Cerro Pílon de Azúcar (Q. Aguas Regadas) y la A7 relacionada con el alineamiento Río Blanco



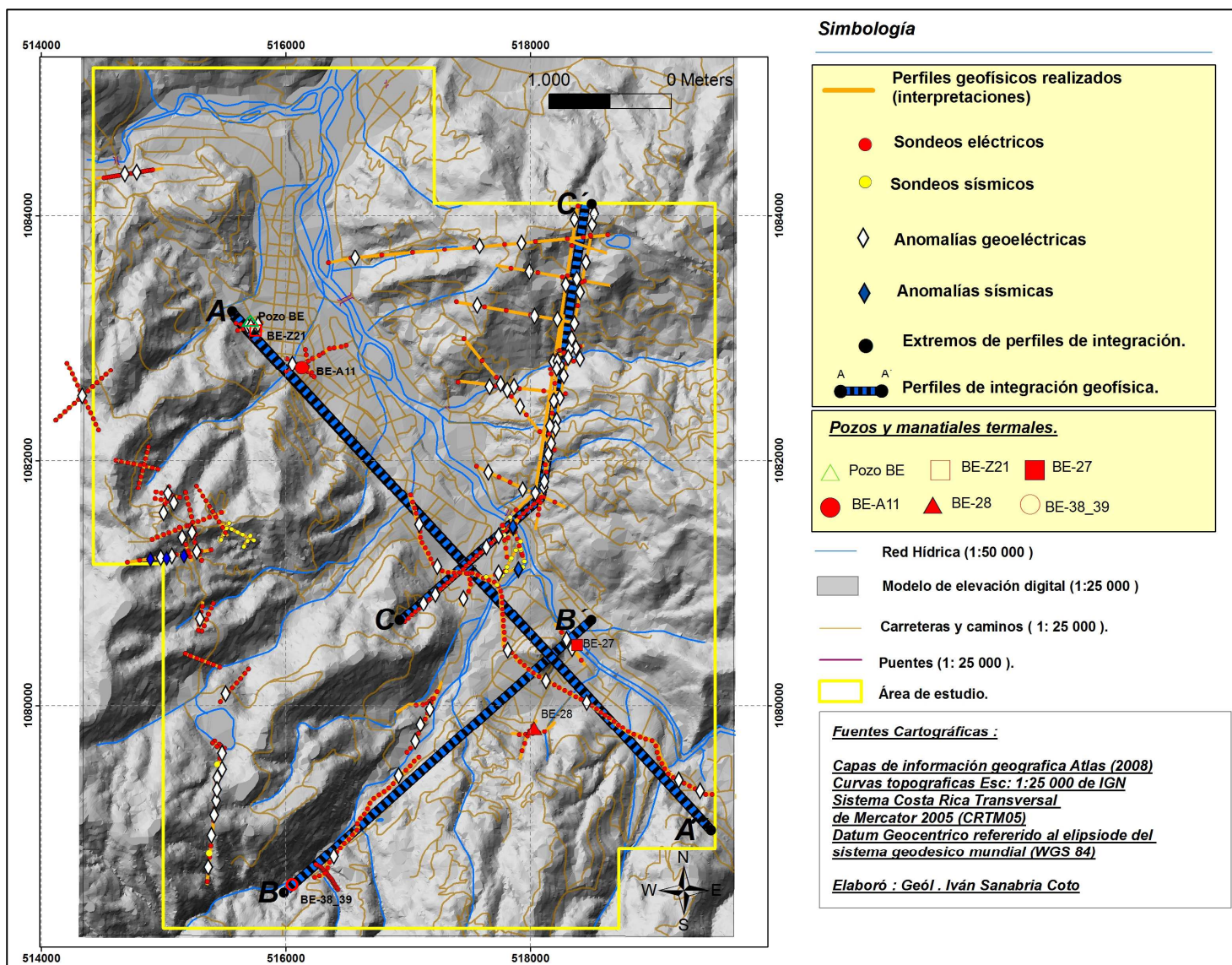


Fig. 52: Mapa de ubicación de perfiles geofísicos realizados (naranja), y de los perfiles de integración geofísica de esta investigación (en azul).

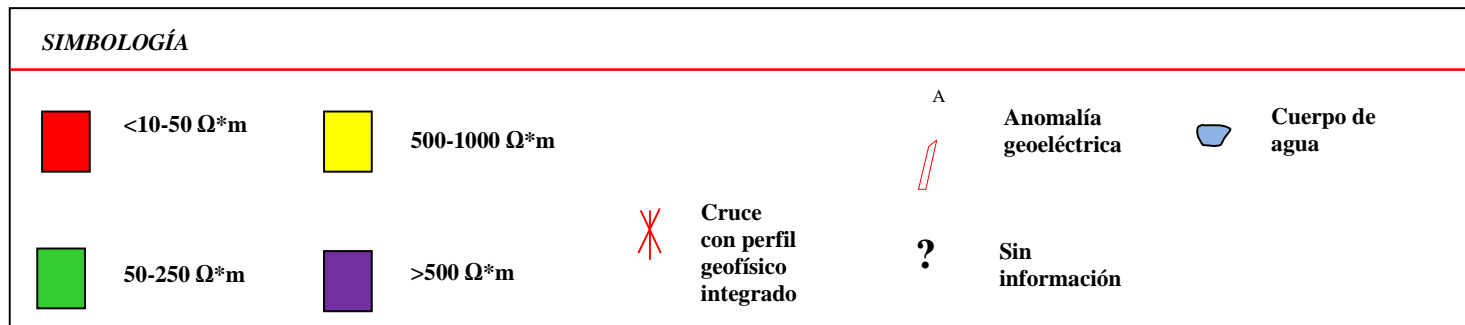
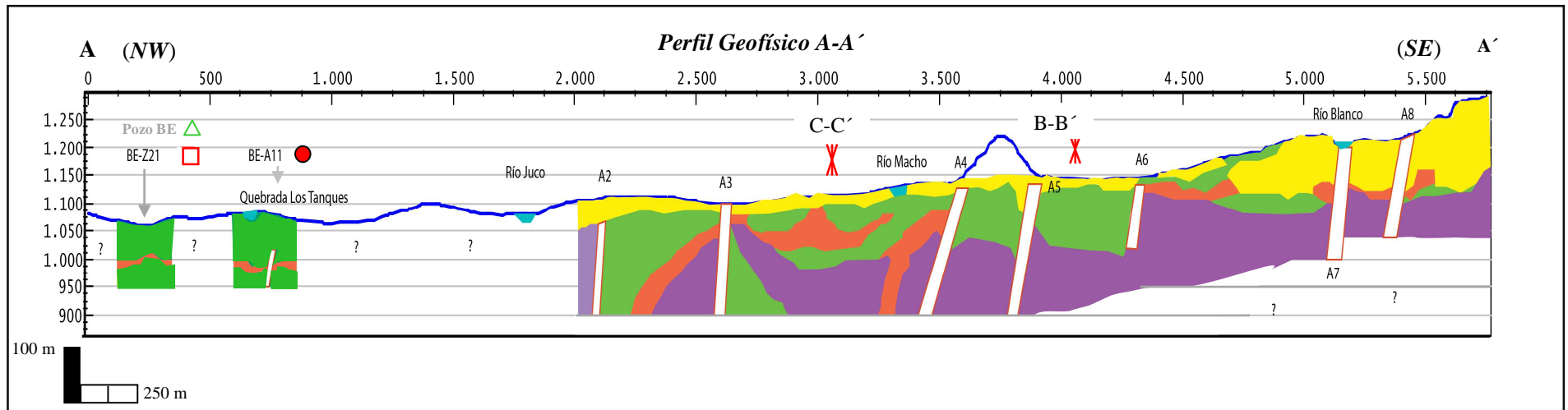


Fig. 53: Perfil geofísico integrado A-A', mostrando 4 capas geoelectricas y 8 anomalías asociadas.

#### **4.7.2 Perfil geofísico integrado B-B´.**

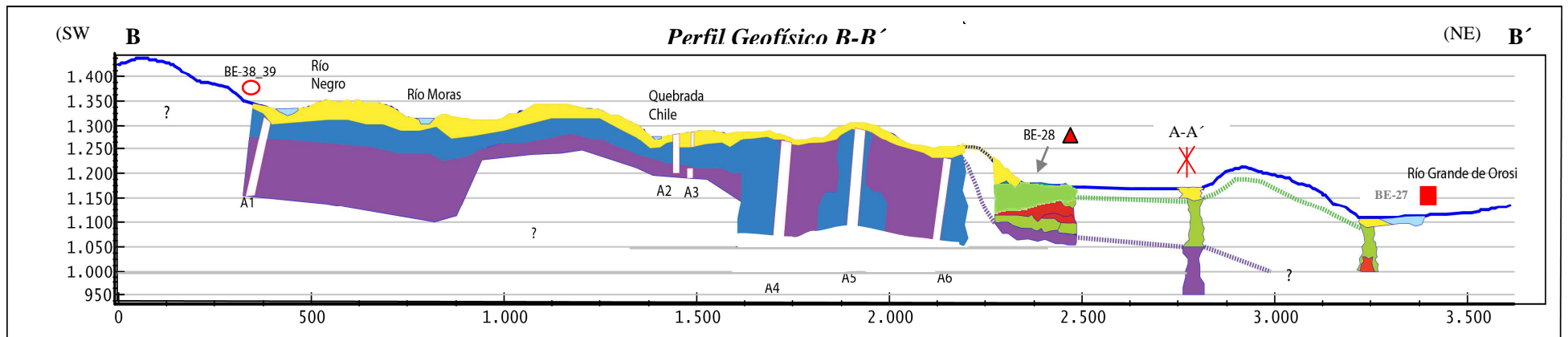
Es un perfil general con una longitud total de 3600 m. Integrando todos los estudios geofísicos (cuadro 1), se aprecia la conformación de 5 capas geoelectricas, dispuestas de la siguiente forma:

Un basamento posiblemente de naturaleza sedimentaria relativamente sano y/o ígneo con algún fracturamiento, mostrando resistividades en el rango de 500-1000  $\Omega$ \*m, por lo general a 100 m de profundidad, correspondiente con los perfiles A-A´ y C-C´. Este basamento tiene un levantamiento o somerización, del techo resistivo (< 50m de profundidad), en el centro del perfil, el cual esta asociado con anomalías geoelectricas (A4, A5, A6).

Seguidamente se presenta una capa geoelectrica superior con resistividades en el intervalo de 200-500  $\Omega$ \*m, la cual puede vincularse con las misma litologías mencionadas, pero con mayores condiciones de alteración y fracturamiento en el ígneo, los contactos laterales con el basamento resistivo se presentan directamente vinculados a la presencia de anomalías geoelectricas.

Hacia el fondo del valle sobre el basamento resistivo, aparece una capa geoelectrica con características heterogéneas, probablemente ligada a una litología de origen volcánico (?), muy fracturada/alterada, o sedimentaria de grano fino alterada, con resistividades de 30-200  $\Omega$ \*m.

Además una tercera capa con buenas conductividades < 10-30  $\Omega$ \*m en promedio, relacionada posiblemente a una fuerte alteración hidrotermal (bastante arcilla) y/o presencia de acuífero somero con buena salinidad (algunos valores < 10  $\Omega$ \*m), debido a su relación directa con los sitios termales: BE-28 y BE-27 (Fig.54).



100 m

250 m

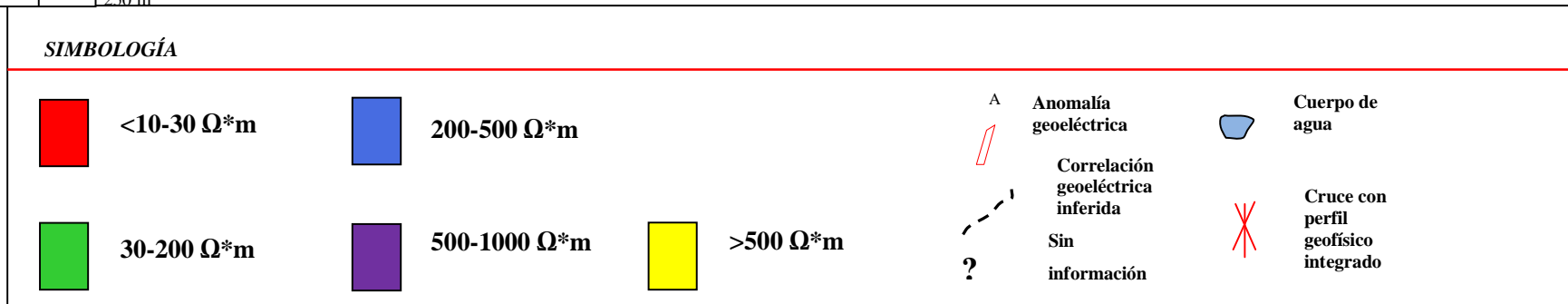


Fig. 54: Perfil geofísico integrado B-B', mostrando 5 capas geoelectricas y 6 anomalías asociadas.

Finalmente los mayores valores resistivos (mas someros), se correlacionan con depósitos aluviales cercanos a las márgenes (terrazas aluviales), de los ríos: Macho y Grande de Orosi con valores mayores a  $500 \Omega^*m$ , en general los espesores tienen un promedio de 20 a 40m.

Se reconocen 6 anomalías geoelectricas, siendo la anomalía A1 relacionada a los alineamientos río Negro, con las quebradas Chile (A2) y con la quebrada Mata (A6).

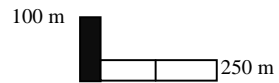
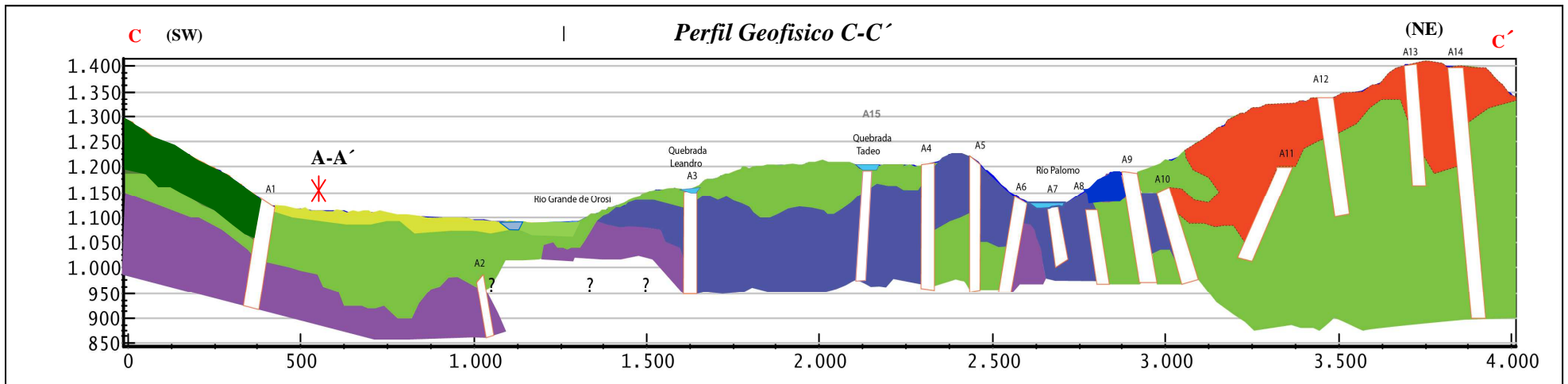
#### **4.7.3 Perfil geofísico integrado C-C'.**

- *Correlaciones geofísicas en la margen izquierda del Río Grande de Orosi.*

De acuerdo con ICE (1981), al inicio de perfil (al SW) y conforme se avanza al hacia el fondo del valle (al NE), se observa un basamento ígneo moderadamente resistivo con valores de 110-600  $\Omega^*m$ , a una profundidad promedio de 50 a 60 m (con un máximo de 170 m). En la profundidad del fondo del valle, se presenta una superficie bastante irregular caracterizada por fuertes ondulaciones (ICE, 1981), esta condición particular del basamento provoca formas acentuadas del fondo rocoso en forma de graderío (Bollo, 1981), al acercarse a la vertiente SE que limita el valle (Fig.55).

Además ICE (1981), menciona que el basamento posee valores sísmicos compresionales  $\alpha = 3,0$  promedio, hacia el SE del valle presenta una somerización (40 m de profundidad), y un aumento de resistividad en un rango de 200 -550  $\Omega^*m$ , con un alto resistivo de 900  $\Omega^*m$ , en las cercanías del puente de hamaca de Palomo (sobre el río Grande de Orosi), este corresponde con máximos valores sísmicos compresionales en el intervalo de  $\alpha = 4,3- 4,5$  lo cual podría estar relacionado al ascenso de una estructura intrusiva de dimensiones reducidas, posiblemente un “*dique o sill*”, correspondiendo con lo descrito por Dengo (1954).

Seguidamente hacía la parte superior del perfil se observa una segunda capa correlacionada con lavas (?), fuertemente fracturadas y alteradas, con valores resistivos en el rango de 30 a 110  $\Omega^*m$ .













| SIMBOLOGÍA  |                               |   |   |   |                       |   |                                      |
|---|-------------------------------|---|---|---|-----------------------|---|--------------------------------------|
|    | <math><10-50 \Omega^*m</math> |    | 150 -500 $\Omega^*m$                    |   | Anomalia geoelectrica |   | Cuerpo de agua                       |
|  | 30-110 $\Omega^*m$            |  | 110-600 $\Omega^*m$<br>$\alpha=3,0-4,5$ |  | Sin información       |  | Cruce con perfil geofísico integrado |
|  | 80-250 $\Omega^*m$            |  | 800-2000 $\Omega^*m$ $\alpha=2,0-2,7$   |   |                       |   |                                      |

Fig. 55: Perfil geofísico integrado C-C', mostrando 6 capas geoelectricas y 14 anomalías asociadas.

Según ICE (1981), esta capa efectivamente concuerda en la perforación PP3 con lavas muy fracturadas, de bajo RQD (< 60%), de espesores variables de 20 -200 m en el centro del valle.

Por otra parte ICE (1981), indica que no es común encontrar lavas de tan baja resistividad como esas, por lo cual se hace la correlación en base a evidencias de campo firmes. En el extremo SW del perfil C-C', esa capa tiene un contacto superior y lateral con una capa geoelectrica que parece tener características posiblemente sedimentarias con valores de 150 -500  $\Omega$ \*m (lutitas de la Fm. Peña Negra).

El contacto lateral está asociado con la anomalía A1, que concuerda con la traza geomorfológica de la Falla Orosi. Finalmente las capas geoelectricas mas superficiales son correlacionables con los depósitos recientes del fondo del valle, vinculados a litologías propias de una transición de sedimentos coluviales con mayor humedad a aluviales poco saturados.

Según ICE (1981), el carácter aluvional de los sedimentos se acentúa conforme se atraviesa el valle de oeste a este, generalmente en un rango de 800-2000  $\Omega$ \*m, con espesores de 10 - 45 m. El valor sísmico compresional es de  $\alpha = 2,0-2,7$  con aparentes "lentes" con valores de  $\alpha = 1,3$  a 1,7 en sectores cercanos a márgenes de los ríos Grande de Orosi y Macho.

- *Correlaciones geofísicas a la margen derecha del Río Grande de Orosi.*

Desde la margen derecha del Río Grande de Orosi y hacia el sector NE del perfil predominan las bajas resistividades eléctricas correlacionables con litologías volcánicas y volcano/sedimentarias, (observación de campo) y sus posibles condiciones físicas asociadas con el fracturamiento, presencia de materiales finos y/o por hidrotermalismo.

El basamento ígneo, anteriormente observado en el sector SW, (margen izquierda y fondo del valle), aparece nuevamente en la margen derecha del río Grande de Orosi de forma marginal, e irregular, estando limitado lateralmente por anomalías geoelectricas (A3 y A6), y con profundidades menores a 100 m.

Hacia el extremo NE se presenta una variante lateral en el basamento ligada a una moderada resistividad en el rango de 80-250  $\Omega$ \*m, relacionado por Madrigal *et al.* (1987), con la existencia de brechas de diferente condición, en profundidades menores a 110 m, teniendo una somerización geoelectrica en las márgenes del Río Palomo directamente entre las anomalías: A4 y A8.

Por último, y de manera superficial se presenta de nuevo una capa geoelectrica de 30-110  $\Omega$ \*m, seguida por una aparente variante vertical somera con bajas resistividades entre: 10-50  $\Omega$  \*m, y un

espesor máximo de 200 m el extremo NE del perfil, cerca del poblado de Altos de Araya. Lo anterior se relaciona en la perforación PHP 30 (Fig.20), con litologías volcano/sedimentarias, y con una evidente presencia de anomalías geoelectricas: A11, A12, A13, A14.

En total para este perfil se observaron 15 anomalías geoelectricas, las principales se correlacionan con los siguientes alineamientos observados: A1 con la traza de la Falla Orosi, A3 con quebrada Leandro, A con la quebrada Tadeo, el A6, A7 y A8 con el alineamiento Río Palomo, el A13 y A14 con los alineamientos Altos de Araya I y II respectivamente.

- **Principales anomalías geofísicas y su relación con la geomorfología tectónica.**

Los alineamientos y las anomalías geofísicas observadas, se pueden vincular con las siguientes fallas de la margen derecha del Río Grande de Orosi: Quebrada Leandro, Cerro Pílon de Azúcar (Q. Aguas Regadas), Quebrada Tadeo, Río Palomo y Altos de Araya I y II, algunas fueron previamente observadas por Ramírez *et al.* (1974), así como definidas por Madrigal *et al.* (1987), también con datos de anomalías magnéticas.

Por otra parte en la margen izquierda del Río Reventazón, se correlacionan las anomalías geofísicas con la existencia de las fallas: Quebrada los Tanques (afluente principal), Quebrada los Tanques (afluente este), además con las fallas de los ríos Jucos, Blanco (cerca de Purisil), y quebrada Granados., inferidas previamente por Mora (1979), Salazar *et al.* (1992), Astorga (2004), Barrantes (2002) e ICE (2007).

Existen anomalías geofísicas vinculadas con la traza directa de la Falla Orosi, en las cercanías de Puente Negro (margen derecha del Río Aguacaliente), casa de máquinas del P.H Río Macho y en el centro de Orosi. Finalmente en el sector de Río Macho (al S del valle), se correlacionan los alineamientos y anomalías geoelectricas con las fallas Finca Chúcaras y Quebrada Mata, también con las fallas del Llano (I y II), y Río Negro definidas previamente por Cervantes (1993).

En la figura 56, se aprecian las correlaciones entre anomalías geofísicas y los alineamientos observados, en el área de estudio.



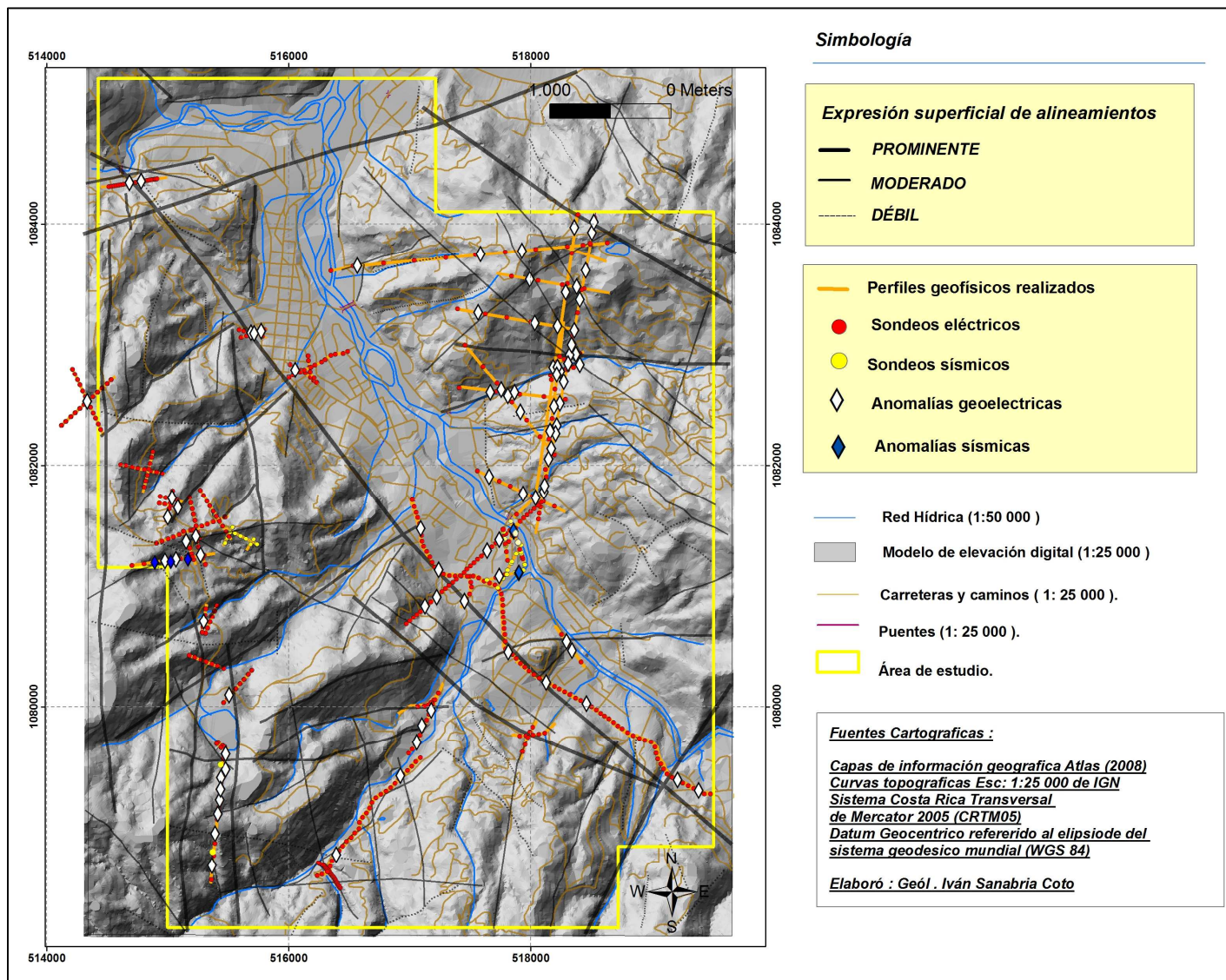


Fig. 56: Mapa de correlación entre anomalías geofísicas y posibles alineamientos tectónicos.

#### 4.8 HIDROGEOQUÍMICA.

Se muestrearon en total 42 sitios, 6 sitios presentaron aguas termales: BE-28, BE-27, BE-38\_39, BE-A11, BE-Z21 y Pozo BE, según la clasificación de Schoeller (1962), el resto de aguas muestreadas se catalogan como no termales. Para Arnónsson & D'Amore (2000), ambos tipos de agua son sumamente importantes en los estudios de exploración geotérmica.

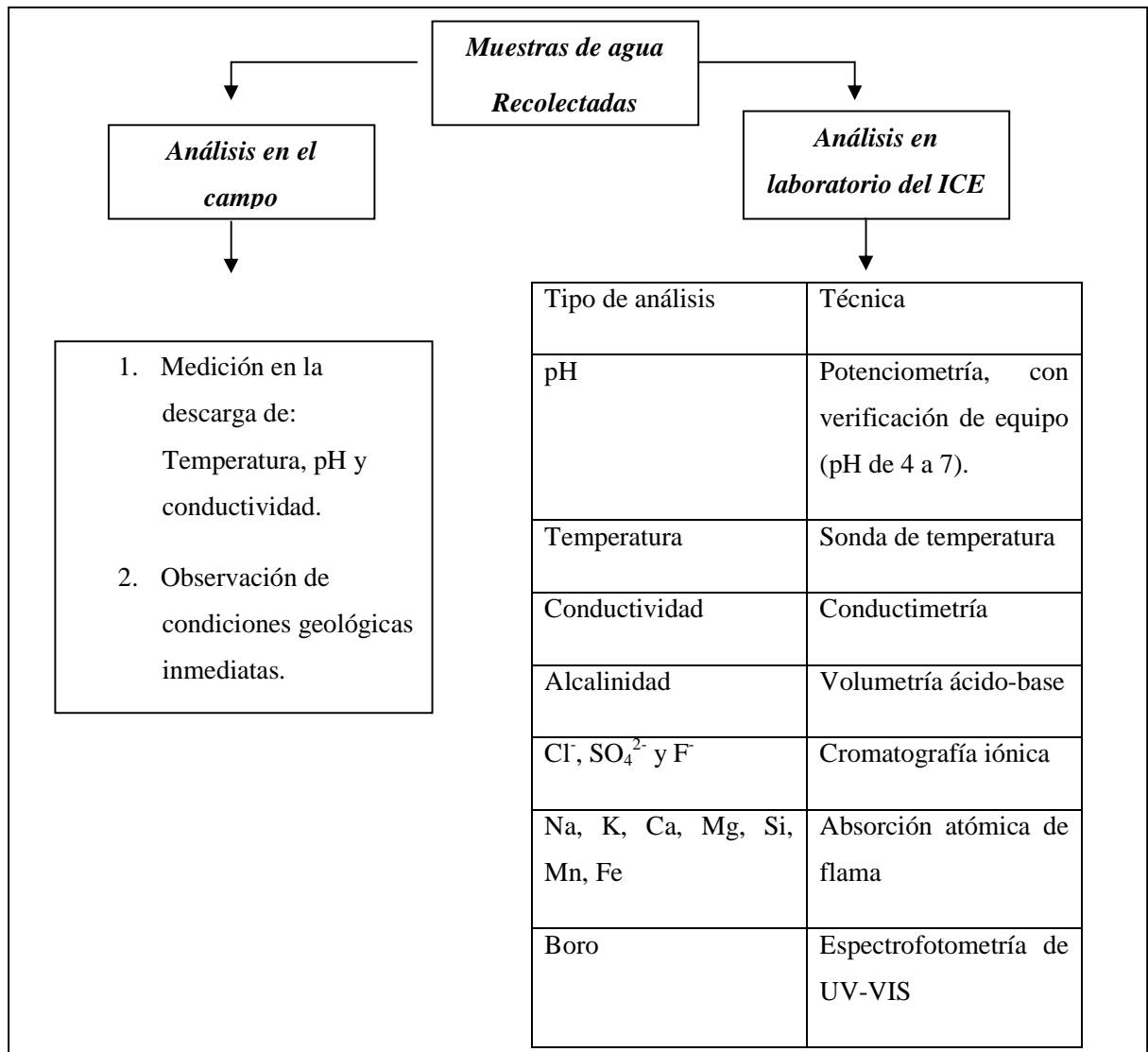
En cada sitio de muestreo se tomaron mediciones de parámetros básicos de campo tales como: pH, temperatura y conductividad eléctrica. Para tal efecto en el campo se utilizó un instrumento multiparamétrico portátil modelo: WTW pH/Cond 340i, con un porcentaje de exactitud de  $\pm 0,5 \%$ , en las mediciones de la temperatura, pH y conductividad con una resolución de 0,1.

El proceso de muestreo se llevó a cabo mediante el uso de botellas de polietileno de 500 mL de alta densidad (HDPE), se tomó como referencia el procedimiento propuesto por Giggenbach y Goguel (1989), se excluyeron los lugares donde existió cloración para desinfección de las aguas.

Finalmente las muestras se etiquetaron y fueron cerradas tratando de dejar la menor cantidad de burbujas de aire en las botellas, en algunos casos se realizó duplicado de las mismas para control, luego procedieron a ser refrigeradas a una temperatura menor de 20 °C aproximadamente, hasta el momento de su entrega en los laboratorios de estudios básicos del ICE.

Seguidamente se hicieron observaciones geológicas en cada lugar de muestreo para relacionar la manifestación a una litología superficial o posible estructura geológica visible además de tener presente alguna posible fuente de error.

Las muestras de agua recolectadas, fueron analizadas en el laboratorio del ICE para determinar la concentración (mg/L), con respecto a sus iones mayoritarios: Aniones ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{F}^-$  y  $\text{HCO}_3^-$ ), y cationes ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ), siguiendo el diagrama (Fig.57), para el procesamiento de las muestras.



**Fig. 57: Diagrama para el procesamiento de muestras de agua obtenidas en el campo.**

#### **4.9 IDENTIFICACIÓN DE LAS AGUAS NO TERMALES EN EL CAMPO.**

Las aguas no termales se localizan en 35 lugares asociados con pozos, manantiales, ríos y quebradas. El 100% de los datos de laboratorio sobre aguas frías corresponden con la campaña hidrogeoquímica mas reciente (2008-2012), del ICE.

Cuando las temperaturas de las aguas in situ fueron iguales o menores a la temperatura ambiente, se clasificaron basándose en Schoeller (1962), como aguas normales y frías (Cuadro 4). En el Atlas

(2008), se considera una temperatura anual promedio ( $t^m$ ) es de 20,2 °C, para la estación meteorológica (más cercana), del plantel del ICE en Cachí.

**Cuadro 4: Clasificación termal de las aguas subterráneas según Schoeller (1962).**

| <b>Aguas hipertermas o termales</b>                              | <b>Aguas ortotermas o normales</b>  | <b>Aguas hipotermas o frías</b>      |
|--|---|--------------------------------------|
| <i>Si es <math>t &gt; t^m + 4\text{ }^{\circ}\text{C}</math></i> | <i>Si es <math>t^m \leq t \leq t^m + 4\text{ }^{\circ}\text{C}</math></i> | <i>Si es <math>t &lt; t^m</math></i> |

#### **4.10 IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS AGUAS TERMALES EN EL CAMPO.**

Durante los muestreos hidrogeoquímicos se logró identificar 6 lugares con presencia de aguas termales, de acuerdo con Schoeller (1962), en el cuadro 8, estos sitios son: **BE-27, BE-28, BE- 38\_39, BE A11, BE Z21 y Pozo BE.**

Las manifestaciones termales corresponden con manantiales y pozos localizados al sur del área de estudio y al norte, en los alrededores del centro Orosi. El 98%, de los datos de laboratorio fueron obtenidos en estudios previos.

##### **4.10.1 Manantial termal: BE- 27.**

Este sitio termal se localiza en las coordenadas (CRTM05): 1080488,43 latitud N y 518386,077 longitud W, con una elevación de 1120 m.s.n.m, directamente en la margen izquierda del río Grande de Orosi (Fig.58).

El manantial termal BE-27 forma una poza con un diámetro de 3 m y una profundidad de 20 cm aproximadamente (en verano). Las descargas son de forma intermitente, con presencia de algas y una fina depositación de sales en las rocas (tobas), adyacentes a la zona de descarga del fluido (Fig.59).

Es evidente un fuerte aporte del río Grande de Orosi en el volumen del mismo, con una temperatura in situ de 30,1°C, 850  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y un pH de 6,92. Existen evidencias de alteración hidrotermal en la rocas, caracterizadas por la alta dureza (aparente “silificación”), también se observa diaclasas verticales abiertas (> 5 cm), con superficies “plumosas”.

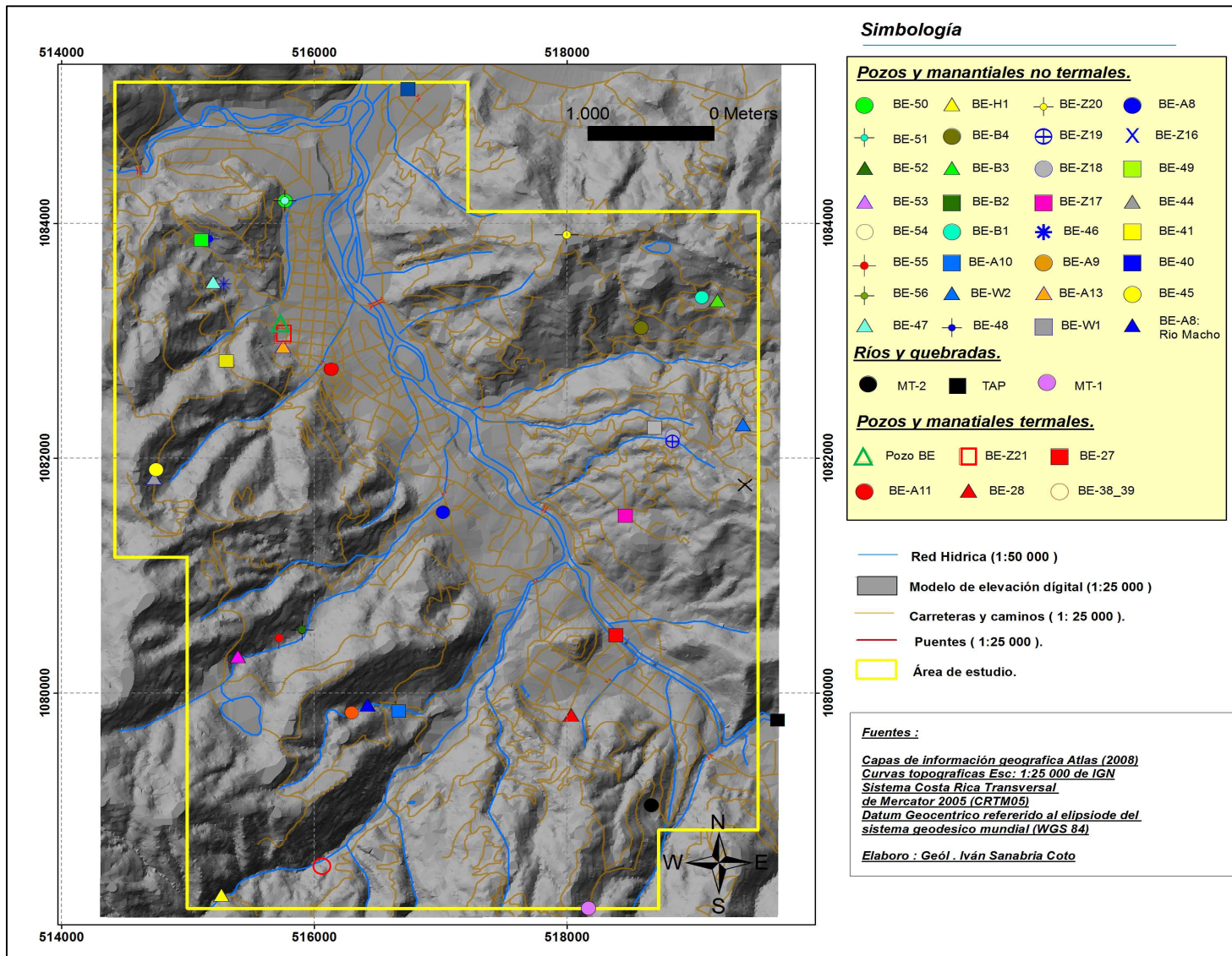


Fig. 58: Mapa de ubicación de los sitios de muestreo hidrogeoquímico en el área de estudio.



**Fig. 59: Manifestación termal del sitio BE-27 y su relación con el entorno litológico.**

#### **4.10.2 Manantial termal: BE-28.**

El sitio termal BE-28, se localiza en el sector de la Finca las Chúcaras en las coordenadas (CRTM05): 1079812,79 latitud N y 518030,78 longitud W, sobre la cota topográfica de los 1200 m.s.n.m. La captación total de los manantiales ha provocado un caudal considerable de 4 L/s aproximadamente, con los siguientes valores 67,1°C, 2230  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y un pH de 8,2.

En ese sitio es posible observar el desprendimiento de vapor y gases, además de un caudal parecido (aprox. 4 L/s), en una quebrada termal de similar temperatura, al lado del tanque principal (Fig.60).



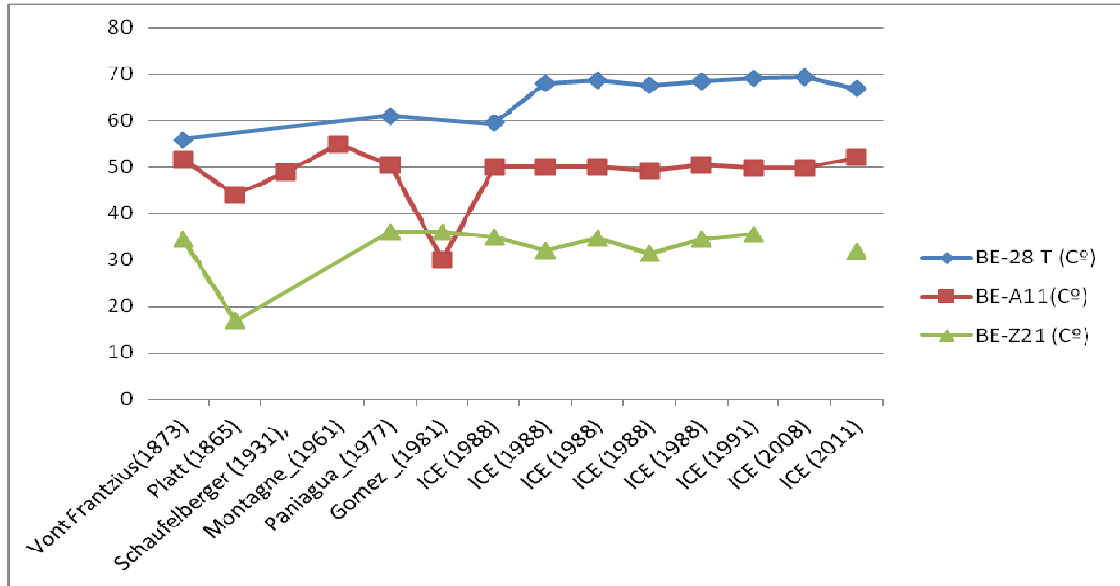
**Fig. 60:** Tanque de captación principal en la Finca Chúcaras en el sitio de muestreo BE-28.

El tubo de plástico y las paredes de mampostería del tanque, también presentan mineralizaciones (Fig.61a, b).



**Fig. 61:** A) Precipitados de apariencia carbonatada en el tubo de la captación de agua termal en la finca las Chúcaras. B) Detalle del precipitado sólido.

La litología del sitio es propia de depósitos coluviales, compuestos por bloques semiangulares de diferentes tamaños (en promedio de 50 cm), en contactos flotantes dentro de una matriz arenosa con transición a un horizonte de suelo orgánico. Las variaciones históricas de temperatura (°C), para la mitad de las termales observadas se muestran en las figura 62.



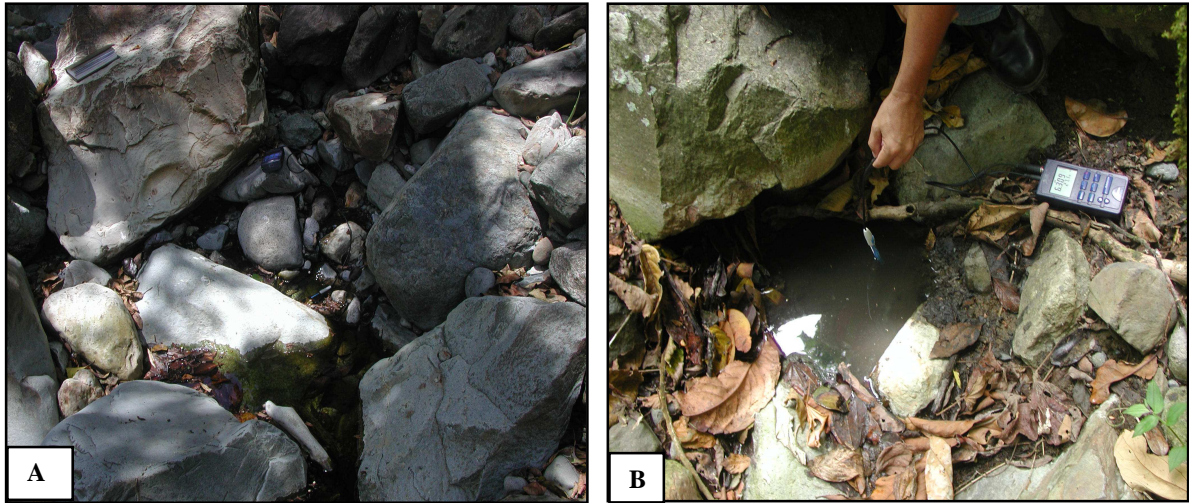
**Fig. 62: Variación de temperatura (°C) vs tiempo (años), para los manantiales termales: BE-28, BE-A11 y BE-Z21 dentro del área de estudio.**

#### 4.10.3 Manantiales termales: BE- 38\_39.

Este lugar se localiza a la margen izquierda del río Macho dentro de una propiedad privada en las coordenadas (CRTM05): 1078530,66 latitud N y 516056,54 longitud W, a una altura de 1368 m.s.n.m, aflorando en un lugar de difícil acceso. El sitio aparentemente no ha sido estudiado previamente, ya que no se reportan datos históricos.

Según Arias (2011), la manifestación se compone de 2 manantiales, muy próximos y de reducido caudal (< 0,5 L/s) (Fig.63a, b), los cuales fueron captados previamente de forma incorrecta por el propietario causando una pérdida importante de caudal en los mismos.





**Fig. 63: A) Sitio de muestras BE-38. B) Lugar de muestras BE-39 (Tomado de Arias, 2011).**

La litología preponderante se correlaciona con los depósitos del río Macho, con bloques (métricos) de composición ígnea (lavas y brechas principalmente), los parámetros fisicoquímicos de la descarga hidrotermal BE-38 (in situ), fueron de 33,1°C, 679  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , 6,35 de pH, y del manantial BE-39 fueron de 26,5°C, 705  $\mu\text{S}/\text{cm}$  con un pH 6,44.

#### **4.10.4 Manantial termal: BE- A11.**

Este sitio se ubica en las coordenadas (CRTM05): 1082781,66 latitud N y 516159,90 longitud W, en centro del distrito de Orosi, a una altura de 1069 m.s.n.m, las descargas hidrotermales ocurren dentro de un pozo artesanal de 2 m de profundidad exteriormente recubierto de concreto (Fig.64).



**Fig. 64: Pozo artesanal en plena explotación para aprovechar recurso geotérmico en aplicaciones directas en el “Balneario los Patios”.**

El pozo artesanal sirve de tanque colector del manantial termal. Este tanque posee una bomba para extracción de agua con capacidad de sacar un caudal de 0,7 L/s a través de una tubería metálica de 800 m de longitud con la finalidad de proporcionar agua caliente al “Balneario los Patios”.

Los valores medidos en el campo fueron de 47°C, 6,47 de pH y 3100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  de conductividad eléctrica. En el sitio se aprecia la existencia de vapor de agua y se perciben gases con un fuerte olor sulfuroso.

Historicamente Von Frantzius (1873), indica que hacia el este del convento de Orosi, en una “hondonada” de la planicie surge del suelo una manifestación, cuya temperatura alcanzaba en 1859: 41,2 °R (51,5°C), con evidente presencia de gases que se manifiestan por su olor característico, a cierta distancia de la fuente. Además agrega que aunque el agua parecía no tener sabor a sales, si había cierta evidencia de sales precipitadas. Además Montagne (1961), señala que existen 5°C menos en la temperatura del manantial en época de verano.

La litología del sitio donde descargan las aguas termales está relacionada con materiales provenientes de procesos erosivos, ya que se ubica a menos de 50 m de distancia con la quebrada Los Tanques, y también por procesos coluviales, debido a su relativa cercanía (al sur), con la parte montañosa.

#### 4.10.5 Manantial termal: BE -Z21.

Se localiza en las coordenadas (CRTM05): 1083036,29 latitud N y 515745,93 longitud W, a 300 m al SW de la iglesia Colonial de Orosi, a una altura de 1060 m.s.n.m, el agua termal se manifiesta como 2 pequeños manantiales con un caudal combinado < 1 L/s utilizados por el “*Balneario Termales de Orosi*”.

La mayor manifestación tiene una canalización externa, la cual ha sido decorada al estilo de una “*Gruta*” (Fig.65), esta sirve de fuente para el llenado de las piscinas del lugar, los valores fisicoquímicos medidos en el agua fueron de 31,8°C, 6,8 de pH y 1300 µS/cm de conductividad eléctrica.



**Fig. 65:** Detalle del mayor manantial usado para llenado de las piscinas en el balneario: “*Aguas Termales de Orosi*”.

Se han realizado descripciones históricas del sitio, mencionando que: “*Directamente a los pies de los cerros, que limitan el valle de Orosi al sur a unos cientos de pasos del edificio del Convento surge una fuente termal con una fuerte dispersión de agua, cuya temperatura (en 1859) alcanzó 27,6°R [34,5°C]. Sin embargo no se puede decir mucho sobre su contenido mineral, porque no hay precipitados y el agua no tiene sabor. Debido a la agradable temperatura de esta fuente, ya que forma una poza natural, se ha utilizado como balneario*” (Von Frantzius, 1873).

El pH y las temperaturas registradas presentan valores muy variables, además de cambios físicos tales como oscurecimiento por sedimentos disueltos y enfriamiento relativo de las aguas,

posteriormente a fuertes periodos de precipitación según comentarios de los propietarios del balneario.

Las litologías asociadas corresponden con suelos meteorizados y residuales producto de los fuertes procesos erosivos y coluviales respectivamente, con existencia de bloques de diferentes tamaños, muy alterados, dentro de las arcillas y arenas que presentan una transición a suelo orgánico de café claro a gris con una textura arenosa.

#### 4.10.6 Pozo de agua termal “Pozo BE”.

Se localiza en las coordenadas (CRTM05): 1083092,14 latitud N y 515683,50 longitud W, a 30 m al norte del Balneario Termales Orosi (BE-Z21), con una altura de 1062 m.s.n.m, el cual presenta las mismas condiciones topográficas y de geología superficial observadas previamente en el sitio de muestreo BE-Z21 ( Fig.66a,b).

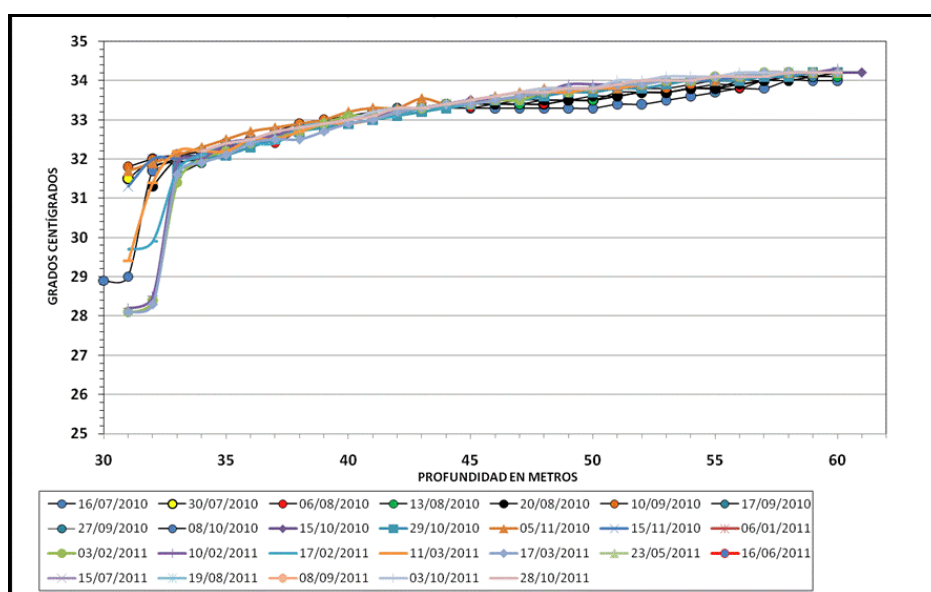


**Fig. 66: A Ubicación de máquina perforadora del ICE, en condiciones superficiales similares al sitio BE - Z21, ubicado en la parte con vegetación al fondo. B Detalle de medición de nivel del agua en el pozo.**

Según Sanabria (2010b), el pozo tiene una profundidad total de 64 m, con un diámetro de perforación (NQ), 3” de diámetro recubierto con una tubería galvanizada de 2” de diámetro, la configuración del pozo es la de un piezómetro abierto (ranurado), a los 51 m de profundidad. Aproximadamente a partir de los 28 m y hasta los 39 m de profundidad se manifestó un acuífero termal, con un caudal de 1 L/s, y una temperatura de 32,7 °C.

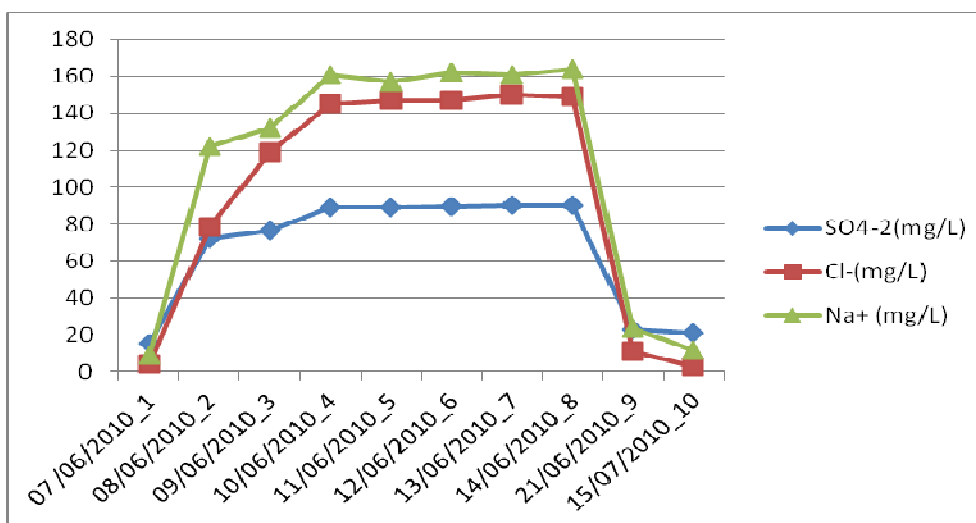
De acuerdo con Sanabria (2010), la roca del acuífero termal muestra una roca almacén compuesta por brechas en estado muy fracturado (posible brecha de falla), con muy poca recuperación de núcleos, coloraciones amarillentas (alteración hidrotermal), además de clastos angulares y polimícticos de hasta 2 cm.

Mediante un control de temperaturas por parte del Área de Auscultación de Obras del C.S Estudios Básicos se observó que: “La temperatura máxima (estabilizada), registrada es del orden de los 34,2 C, a los 60 m de profundidad” (Rodrigo Calvo, com.esc. 2011), lo anterior se puede analizar mediante el siguiente gráfico que abarca 1 año, 3 meses y 21 días, iniciando la primera medición a los 10 días de terminado el pozo, el 16/07/2010, (Fig.67).

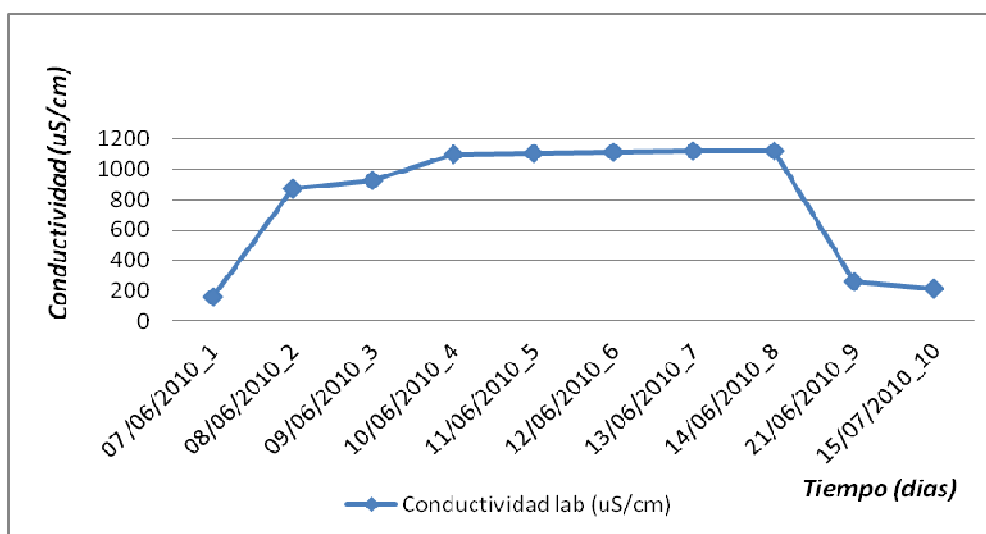


**Fig. 67: Variación histórica de la temperatura (°C) vs profundidad (m), para el sitio termal Pozo BE (Rodrigo Calvo, com.esc. 2011).**

Durante el tiempo de perforación (del 8 al 14 de junio del 2010), y el muestreo de aguas del acuífero termal (28 m a los 39 m de profundidad), se presentaron evidentes incrementos en el contenido (mg/L), de sulfatos, cloruros y sodio (Fig.68), relacionados con la entrada de aguas geotérmicas, así como evidentes cambios en la conductividad ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), de las aguas (Fig.69).



**Fig. 68:** Variaciones de las diferentes concentraciones (mg/L), relacionadas con los muestreos de aguas para el sitio del Pozo BE, se observa el incremento en las concentraciones del sulfato, cloruro y sodio, en la perforación durante el 8 al 14 de junio del 2010.



**Fig. 69:** Variación de las diferentes conductividades (uS/cm), relacionadas con los muestreos de aguas para el sitio: Pozo BE, se observa el incremento durante el 8 al 14 de junio del 2010, relacionado con la aparición del nivel productor (acuífero termal).

#### 4.11 ANÁLISIS HIDROGEOQUÍMICO.

Se procedió a procesar las 81 muestras de laboratorio procedentes de los 42 sitios investigados, aplicando un filtrado de los datos hidrogeoquímicos que se basó en el cálculo del balance iónico,

tomando la suma de las concentraciones (meq/L) de cationes, la cual debe ser igual a la suma de las concentraciones (meq/L) de los aniones, es decir que la solución debe estar eléctricamente balanceada (Ecu.10).

$$\% \text{ Balance iónico} = \frac{\Sigma[\text{cationes}] - \Sigma[\text{aniones}]}{\Sigma[\text{cationes}] + \Sigma[\text{aniones}]} \times 100 \quad (\text{Ecu.10})$$

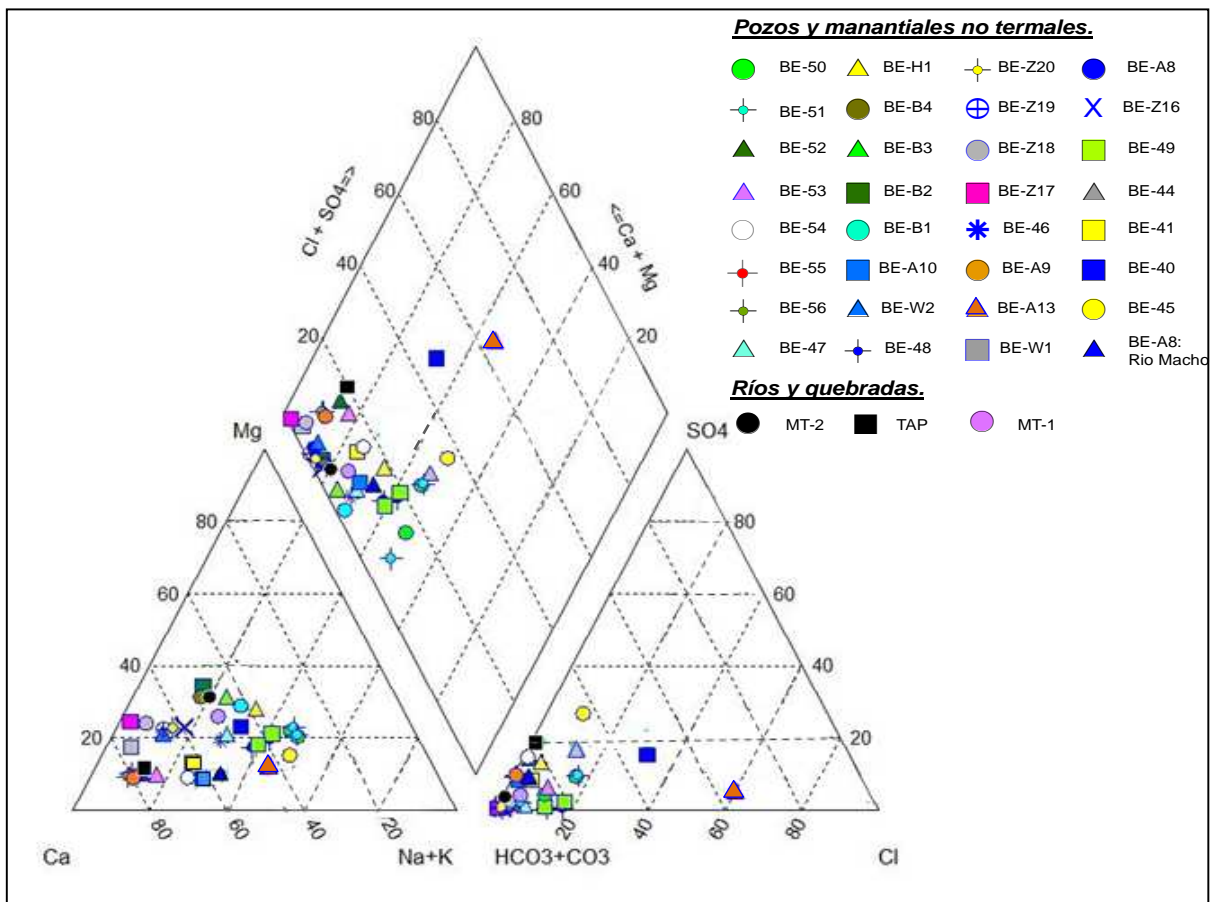
El valor de B.I (%), usado como filtro de calidad de los datos de laboratorio es el propuesto por Custodio & Llamas (2001), con excepciones puntuales en algunos valores < 10% (Anexos). Para la siguiente parte de análisis se utilizaron los programas: AquaChem® (licencia del ICE) y la plantilla “*Liquid chemistry plotting spreadsheet versión 1*”, realizada por Powell & Cumming (2010).

#### **4.11.1 Diagrama de Piper.**

Una vez aplicado el filtrado de muestras con el cálculo del balance iónico (anexos), se procedió a utilizar el diagrama de Piper para todas las muestras de los sitios investigados, graficando primero las muestras no termales, y posteriormente las termales, con excepción de las muestras del sitio termal BE\_38-39, por sus altos valores de balance iónico.

- **Aguas no termales.**

El primer grupo de muestras de sitios con aguas no termales (Fig.70), se caracterizan por ser aguas bicarbonatadas cálcicas con una aparente tendencia, hacia las aguas bicarbonatadas sódicas. La muestra del sitio BE-A13 es catalogada del tipo clorurada cálcico sódica.



**Fig. 70:** Características hidrogeoquímicas para los sitios con aguas no termales, mediante el diagrama de Piper, relacionados principalmente con pozos, manantiales, ríos y quebradas.

Los valores de pH oscilan entre 5,5 a 7,5 con una conductividad eléctrica en el rango de 27,2 a 275  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , siendo en general los valores más bajos de toda el área de estudio, además los valores de temperatura son fríos a normales de acuerdo con la clasificación propuesta por Schoeller (1962), con un promedio de temperatura de 18,6 °C.

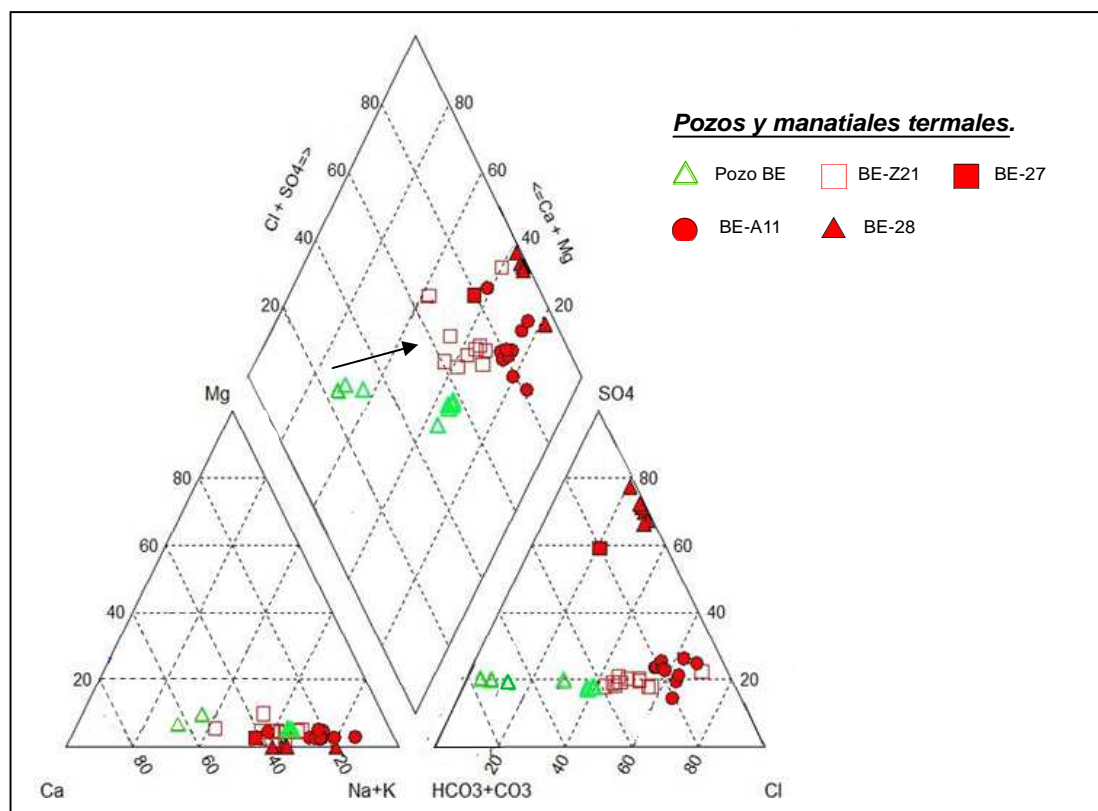
- Aguas termales.

Los valores de pH oscilan entre 6,7 a 7,5 con un valor máximo de 9,2 en el sitio BE-28, con conductividades entre 161 a 3250  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y una temperatura mínima de 31,8 °C en el sitio BE-Z21 y una máxima de 69,4 °C en el sitio de aguas termales BE-28.

Las muestras de agua de este grupo aparentan tener 2 comportamientos hidrogeoquímicos:



- I. Las muestras de agua termal ubicadas al N del área de estudio en los sitios: BE-Z21 y Pozo BE, presentan una aparente tendencia (flecha negra), entre aguas bicarbonatadas cálcicas, hacia aguas cloruro sódicas. La totalidad de muestras del sitio BE-A11, pertenecen al tipo cloruro sódicas.
- II. Todas las muestras de los sitios de los sitios con aguas termales al S del área de estudio (BE-28 y BE-27), poseen características sulfato sódicas (Fig.71).



**Fig. 71: Representación de características hidrogeoquímicas para los sitios con condiciones termales mediante el diagrama de Piper, no se analiza el sitio termal BE-38\_39 por sus altos valores de balance iónico (anexos).**

En el área de estudio los sitios con aguas termales poseen las mayores conductividades ( $\mu\text{S/m}$ ), seguidos por el sitio BE-40 (aguas no termales), pero emplazado igualmente que las termales en áreas de aparente influencia tectónica (alineamientos) (Fig.72)

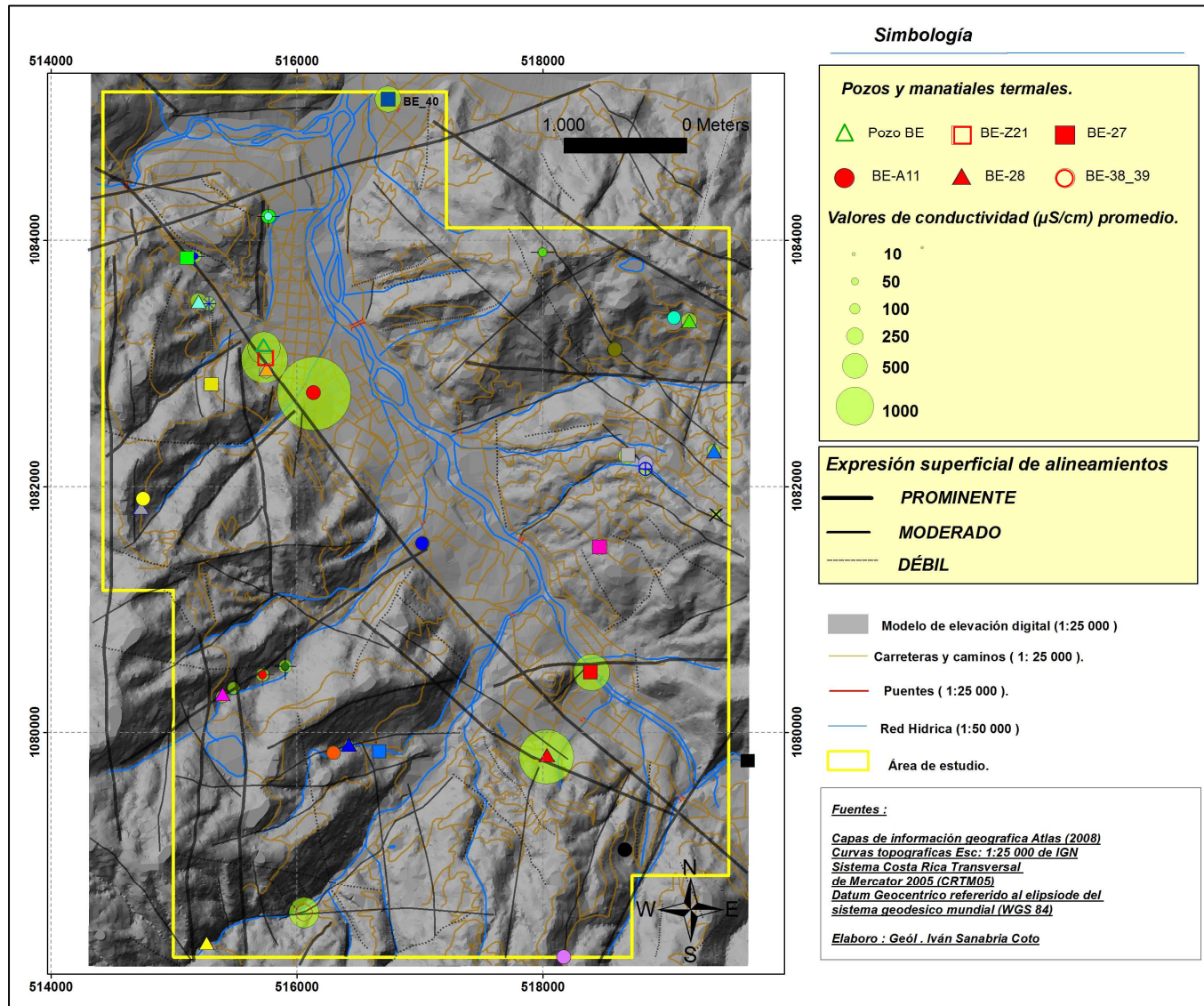
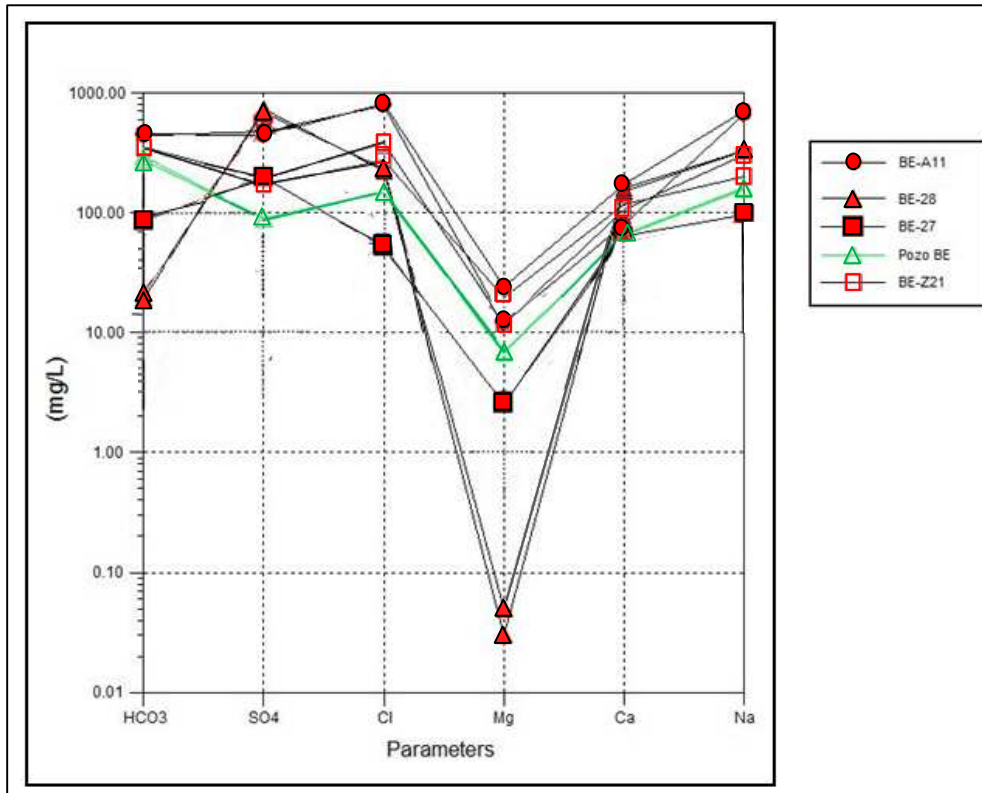


Fig. 72: Conductividades ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), vinculadas con todos los sitios de muestreo de aguas (frías y termales), se observa la correlación de altas conductividades eléctricas con los alineamientos tectónicos estudiados.

#### 4.11.2 Diagrama de Schoeller.

Mediante este diagrama se muestran los mayores contrastes en las concentraciones (mg/L), de iones mayoritarios, específicamente para las muestras de los sitios termales. Dentro del área de estudio, las mayores concentraciones de cloruros (Fig.73), pertenecen a las muestras ubicadas al N del área de estudio en los sitios: BE-A11 y BE-Z21, con un rango de concentración entre 225 a 1100 mg/L.



**Fig. 73: Concentraciones (mg/L), de los iones mayoritarios para las principales muestras de aguas de sitio termales, dentro del área de estudio.**

Por otra parte las mayores concentraciones de sulfatos (> 680 mg/L), y las menores de magnesio (< 0,05 mg/L), se presentan en el sitio BE-28 al S del área de interés.

La distribución geográfica de las concentraciones de cloruro y sulfato pueden observarse en las figuras 74 y 75, respectivamente, donde las altas concentraciones de esos aniones corresponden con sitios de aguas termales, y con dos sitios de aguas no termales: BE-40 y BE-A13, guardando una estrecha relación con los alineamientos tectónicos previamente observados.

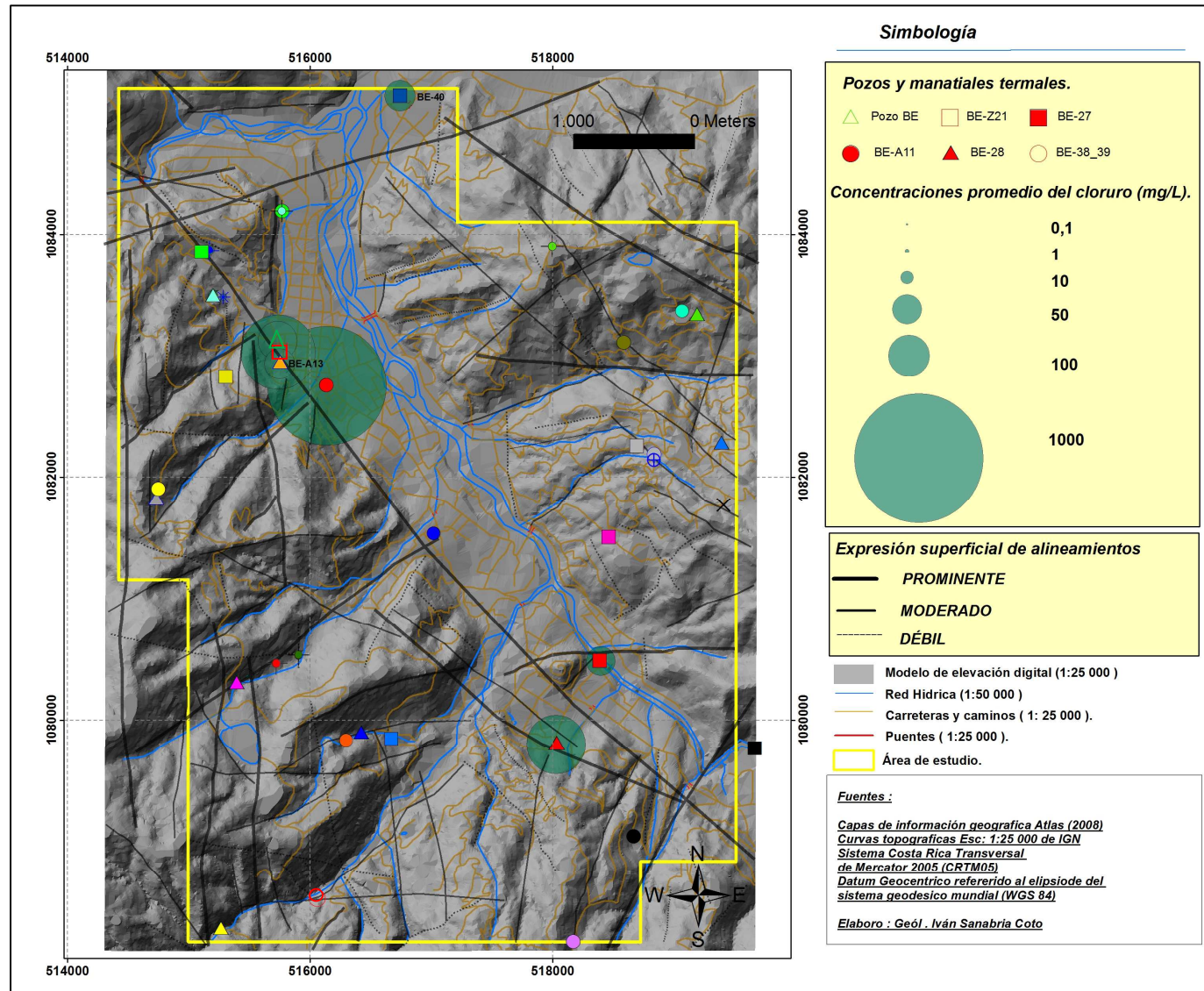


Fig. 74: Mayores concentraciones de cloruro en la mayoría en sitios con aguas termales y en 2 sitios de aguas no termales denominados: BE-40 y BE-A13. Se observa la correlación con los alineamientos tectónicos estudiados.

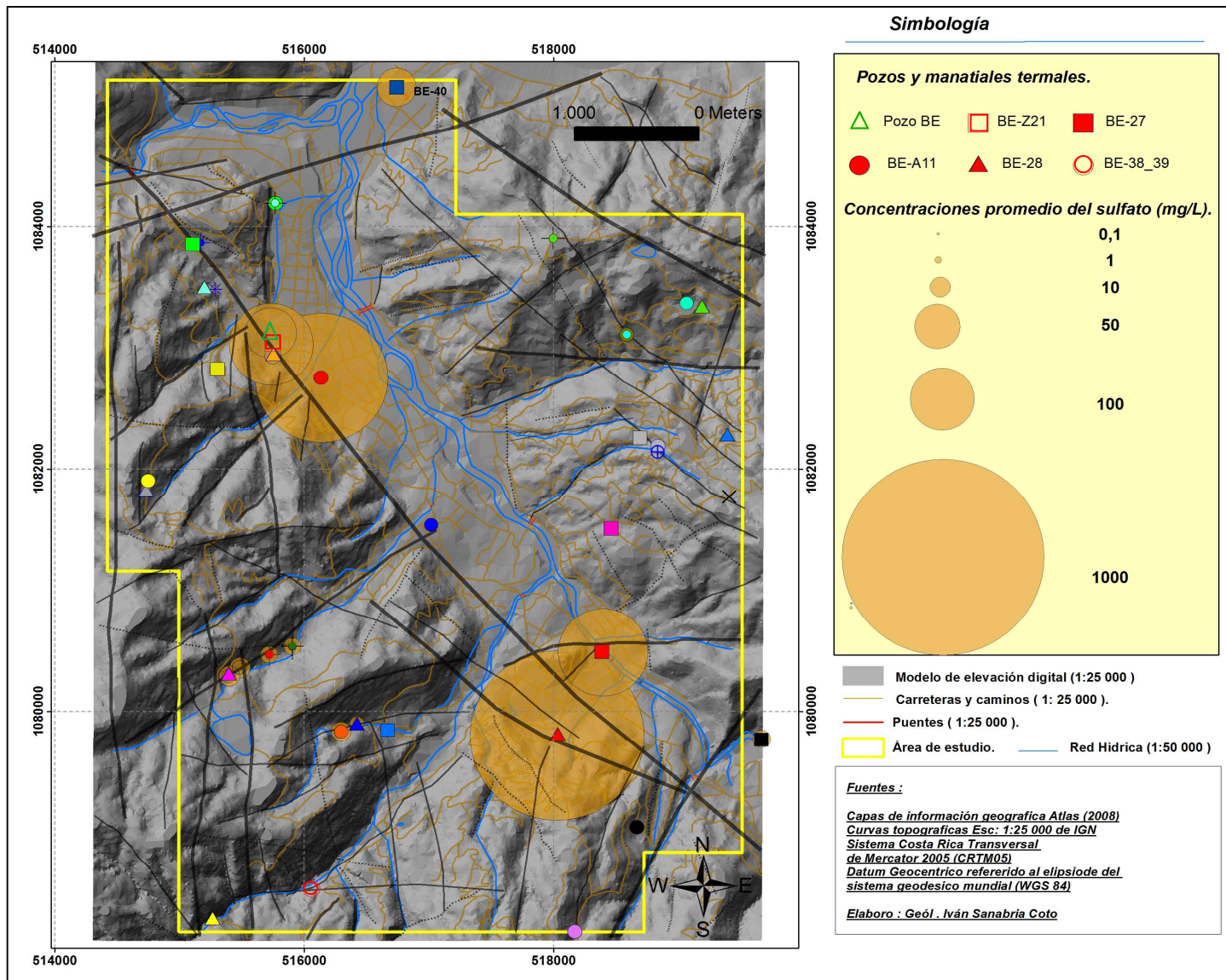
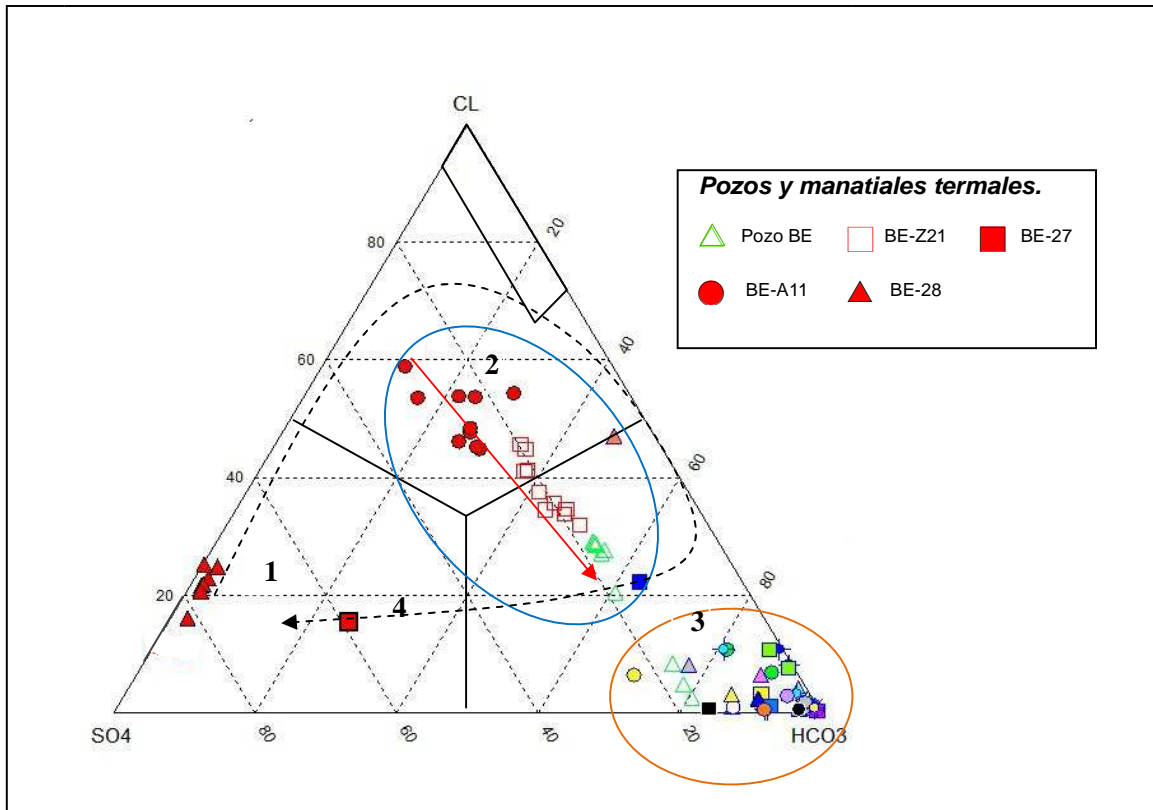


Fig. 75: Mayores concentraciones de sulfato en sitios con aguas termales y en el sitio de agua no termal BE-40. Se observa su correlación con los alineamientos tectónicos estudiados.

#### 4.11.3 Diagrama ternario SO<sub>4</sub>, Cl y HCO<sub>3</sub>.

El diagrama ternario: Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> propuesto por Giggenbach (1988), permite una caracterización geotérmica más profunda de las manifestaciones termales (Fig.76).



**Fig. 76:** Diagrama ternario de Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, de Giggenbach (1988), para todos los sitios visitados (excepto el sitio BE-38\_39), mostrando la siguiente clasificación: 1. *Aguas volcánicas*, 2. *Aguas volcánicas diluidas*, 3 *Aguas periféricas* y 4. *Aguas vapor calentadas*.

- **Aguas volcánicas.**

Según Benavente (2010), las aguas volcánicas se localizan a lo largo del eje sulfato/clorurado, con una tendencia similar a las muestras del sitio BE-28, lo cual está vinculado a sus evidentes cantidades de sulfato. Solamente las muestras del sitio BE-28 (Finca Chúcaras), se clasifican como aguas sulfato cloruradas o también denominadas como: *Aguas Volcánicas*, siendo una posible consecuencia del aporte directo de fluidos magmáticos profundos.

Un aspecto de interés es la existencia de altos valores en el pH (8,95 a 9,2), para algunas muestras del sitio: BE-28. Esta condición en el pH de algunas aguas termales estudiadas en otros lugares fue previamente explicada por Sánchez (2010a), como una posible consecuencia de procesos de dilución y neutralización de la roca caja bajo la superficie, o bien de la interacción de aguas meteóricas de circulación profunda con granitos (lixiviación de granitos),

Las aguas resultantes son de condición sulfatada sódica y de elevada alcalinidad, Sánchez (2010a), indica ejemplos de sistemas geotérmicos de este tipo que se encuentran Bakreswar (India) y otros lugares de América del norte.

La condición de pH resultante de las aguas del sitio BE-28 (sulfatadas sódicas), podría estar muy ligada a la posibilidad de una interacción agua roca como resultado directo de la lixiviación de los cuerpos intrusivos ácidos profundos relacionados con los Intrusivos de Tapantí.

Este aspecto es mencionado también por Chavarría & Fajardo (2010), para algunas muestras de agua termal del lado pacífico de la Cordillera de Talamanca con un elevado pH (campo y laboratorio).

- **Aguas volcánicas (cloruradas) diluidas.**

*Se definen como: “Las aguas cercanamente neutrales, mayoritariamente con pH entre 6 y 8, cuyo anión mayoritario es el Cl, con HCO<sub>3</sub> presente en cantidades variables. Estas aguas son formadas por la dilución de aguas cloruradas en aguas subterráneas o aguas bicarbonatadas durante el flujo lateral” (Aguilera., 2008).*

Benavente (2010), señala que la ebullición por despresurización (*Flashéo*), enriquece las aguas de cloruro, donde el azufre se separa a la fase vapor, a diferencia del cloruro que tiende a quedarse en el líquido, incrementando su contenido. Un ejemplo del enriquecimiento en las concentraciones de cloruro lo representa el sitio BE-A11, por sus altas concentraciones (de hasta 1110 mg/L), es el sitio que representa las muestras más próximas al campo de las aguas maduras.

Por otra parte el posible producto de la mezcla de aguas geotérmicas ricas en cloruros con una proporción relativa de aguas bicarbonatadas se ve expresado por una línea recta (*flecha roja*), en la figura 76 (círculo azul). Esta tendencia lineal puede relacionarse según Marini (2000), con una mezcla de aguas. Esta posible mezcla está representada por las muestras de los sitios termales: BE-Z21, pozo BE y los no termales BE-A13 y BE-40.

Vargas (2000), indica que las aguas neutras carbonatadas con considerables contenidos de cloruro, generalmente representan las características de los reservorios de baja y media temperatura. ICE (1988), e ICE (1991), indican la existencia de mezcla de aguas meteóricas y/o superficiales con fluidos de origen geotérmico como una característica preponderante en la zona de estudio.

- **Aguas periféricas.**

Las muestras de agua de los sitios con tendencia hidrogeoquímica bicarbonatada (circulo naranja), conforman las *Aguas Periféricas*, las cuales agrupan casi la totalidad de sitios con aguas no termales, incluyendo los primeros muestreos de aguas del sitio Pozo BE (no termales), (Fig.76).

- **Aguas vapor calentadas.**

Las muestras del sitio: BE-27, se caracterizan por su condición sulfatada, con contenidos relativamente bajos de cloruro (Fig.76). Su particular quimismo observado en el grafico de Giggenbach (1988), se podría explicar por la absorción y mezcla de con gases y vapores de H<sub>2</sub>S y dióxido de carbono en aguas meteóricas y/o acuíferos relativamente someros, provocando la formación de *Aguas vapor calentadas*.

Para Sánchez (2010a), si el vapor es rico en dióxido de carbono se puede obtener aguas vapor calentadas sulfato bicarbonatadas, relativamente ácidas y en casos particulares aguas neutras por contacto con la roca caja, esto parece suceder en el manantial termal BE-27, no obstante la posibilidad de que también sea un resultado de la lixiviación de granitos fracturados, es un factor que debe investigarse.

#### **4.11.4 Geotermómetro de Na-K-Mg.**

Este geotermómetro se basa en el diagrama triangular de Giggenbach (1988), el cual permite la clasificación y cálculo de temperaturas de equilibrio entre aguas geotérmicas y los minerales de alteración hidrotermal en 3 niveles de equilibrio: I. Totalmente equilibradas con la roca, II. Parcialmente equilibradas y III. Inmaduras por simple lixiviación de la roca (Fig.77).



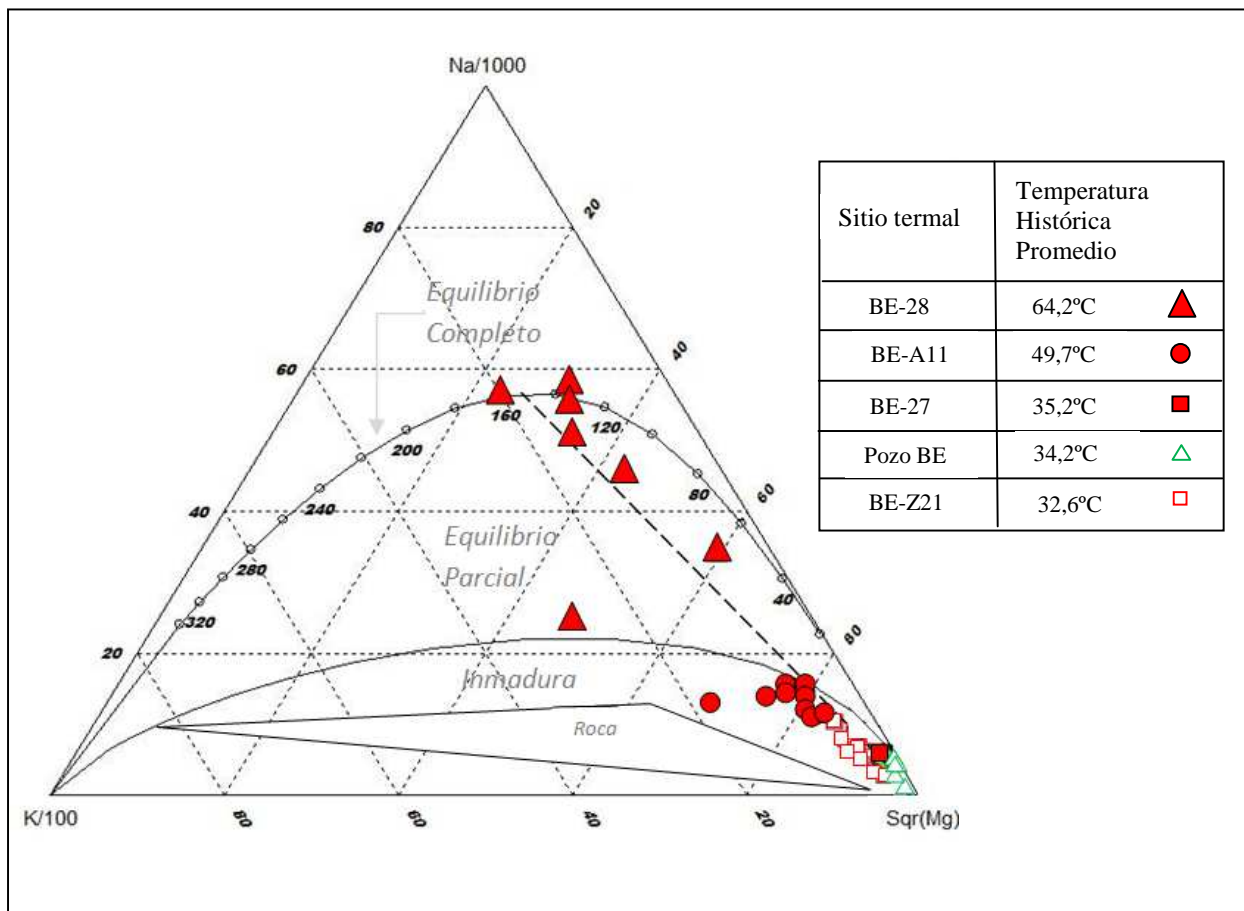


Fig. 77: Geotermómetro de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , de Giggenbach (1988), aplicado a las muestras de las fuentes termales del área de estudio (excepto sitio BE-38\_39), el tamaño del símbolo corresponde con la temperatura histórica promedio en superficie.

En el diagrama anterior se observa que existen 3 muestras del sitio: BE-28 (en la parte superior), que corresponden con la línea de equilibrio total (140 - 160 °C), representando un equilibrio termodinámico entre el fluido hidrotermal y los minerales de alteración. El valor promedio es de 150 °C, (recta de tendencia) para las muestras del sitio BE-28, un aspecto de interés es el bajo contenido de magnesio en las muestras de este sitio.

Respecto a lo anterior Bischoff & Seyfried (1978), concluyeron que la baja concentración de magnesio en aguas termales se encuentra ligada experimentalmente a la temperatura, usando las variaciones de la composición química del agua de mar al ser calentada, donde su principal efecto

es una pérdida total del magnesio en solución, debida a la precipitación de diversos minerales que lo inmovilizan.

Además para Sánchez (2010a), el bajo contenido de magnesio en el agua termal esta relacionado (en profundidad), con la formación de minerales de alteración asociados con la clorita ( $> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) o bien de montmorillonitas y saponitas ( $< 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), los cuales provocan la remoción del  $\text{Mg}^{2+}$  de las aguas termales.

Con base en el geotermómetro de Giggenbach (1988), los demás sitios con aguas termales (Fig.80), poseen muestras de agua que no representan aguas maduras o bien que no han logrado establecer un equilibrio químico con su entorno, lo cual implica para Vargas (2000), la restricción en la aplicación de los geotermómetros de Na-K Fournier (1977), “Na/K” (Giggenbach *et al.*, 1988), y “K/Mg” (Giggenbach, 1988).

#### **4.11.5 Otros geotermómetros aplicados.**

Los cálculos de temperatura mediante otros geotermómetros se obtuvieron usando la plantilla de Excel®, diseñada por Powell & Cumming (2010) con los siguientes geotermómetros: “Cuarzo sin pérdida de vapor” (Fournier, 1977), “cuarzo con enfriamiento conductivo” (Fournier & Potter, 1982), “cuarzo con máxima pérdida de vapor” (Fournier, 1977), en todos ellos aplicó la corrección por pH y se dedujo por comparación de datos, que la fase mineral disuelta de la sílice es el cuarzo.

Además se usaron los geotermómetros de “Na/K” (Fournier, 1977), “Na/K” (Giggenbach *et al.*, 1988), “K/Mg”, la figura 78, resume los valores de temperatura en superficie y los obtenidos con los diferentes geotermómetros.

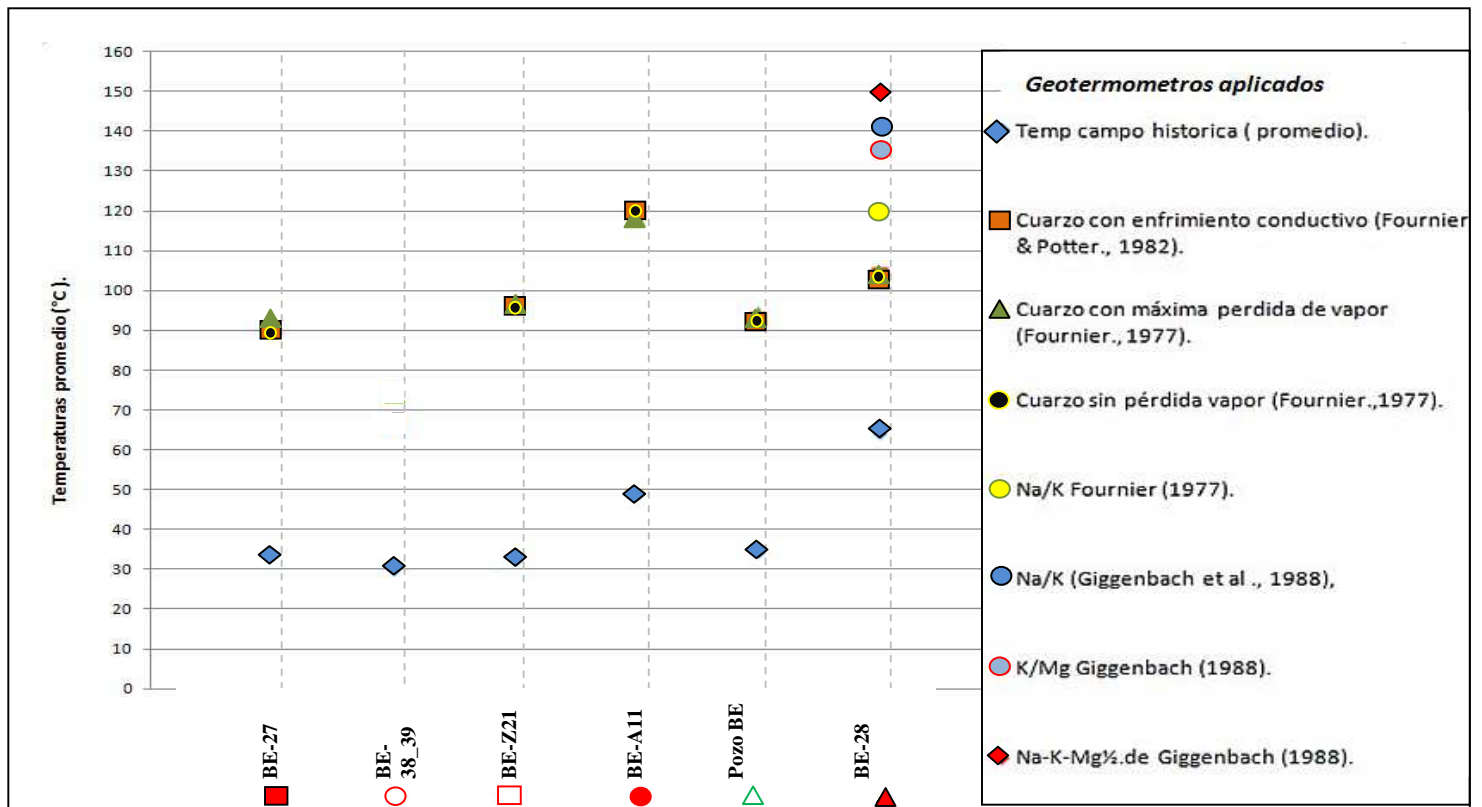


Fig. 78: Resumen de las temperaturas promedio obtenidas para las fuentes termales estudiadas con diferentes geotermómetros..

## **5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.**

### **5.1 MODELO GEOTÉRMICO CONCEPTUAL EN EL ÁREA DE ESTUDIO.**

La modelación geotérmica conceptual del área de estudio (Fig.79), se presenta por medio de varios perfiles interpretativos: I. Perfil A-A', con dirección NE-SW, abarcando las manifestaciones termales: BE\_38-39, BE-28 y BE-27, II. Perfil B-B' transversal al valle de Orosi (SW-NE), y III. Perfil C-C' con rumbo N-S, cubriendo los sitios con aguas termales: BE\_38-39, BE-A11, BE-Z21, Pozo BE y los no termales: BE-40 y BE-A13.

#### **5.1.1 Perfil A-A'.**

La zona de aporte de fluidos meteóricos (que interactúan con la fuente de calor), se encuentra fuera del área de estudio, en las montañas de la Cordillera de Talamanca al S y SW del valle, aspecto sugerido previamente por ICE-ENEL (en: ICE, 1988). Lo anterior en gran parte es facilitado por el fuerte fracturamiento de las litologías en superficie, sumado a la alta precipitación existente en el sector, según Atlas (2008), de 6445,5 mm/año, en la estación meteorológica S.P Tapantí del ICE.

La permeabilidad secundaria que facilita la recarga, transmisión y descarga de los fluidos dentro del sistema está asociada con la existencia de un sistema tectónico preponderante y de apariencia extensional de rumbo NW-SE, relacionado con la Falla Orosi, y por sus interacciones con fallas orientadas al N-S y NE-SW, de apariencia local y recientes (Fig.41 y 42), provocando el fracturamiento preferencial con rumbos mayoritariamente N-S (Fig.47), el cual parece estar relacionado con el emplazamiento de sitios con aguas termales (Fig.41).

En el perfil A-A' (Fig.80), se observa la interacción de fluidos de origen meteorico profundos, posiblemente regionales, enriquecidos o mezclados con fluidos magmáticos, aportados desde la fuente de calor o alrededores. Según Llambias (2012), el techo junto con los costados de la parte superior del plutón constituyen la cúpula, conformando zonas enriquecidas en volátiles, donde la permeabilidad de la roca dcaja juega un papel importante en la concentración de los volátiles en la cúpula del plutón.

El ascenso de las aguas volcánicas preponderantemente sulfatadas se asocia con el sitio: BE-28 (Finca Chúcaras), en ese sector el tránsito de fluidos se facilita por la presencia de fallas con características extensionales relacionadas con la falla Orosi (NW-SE) y zonas de interacción con fallas de dirección paralela y subparalela.

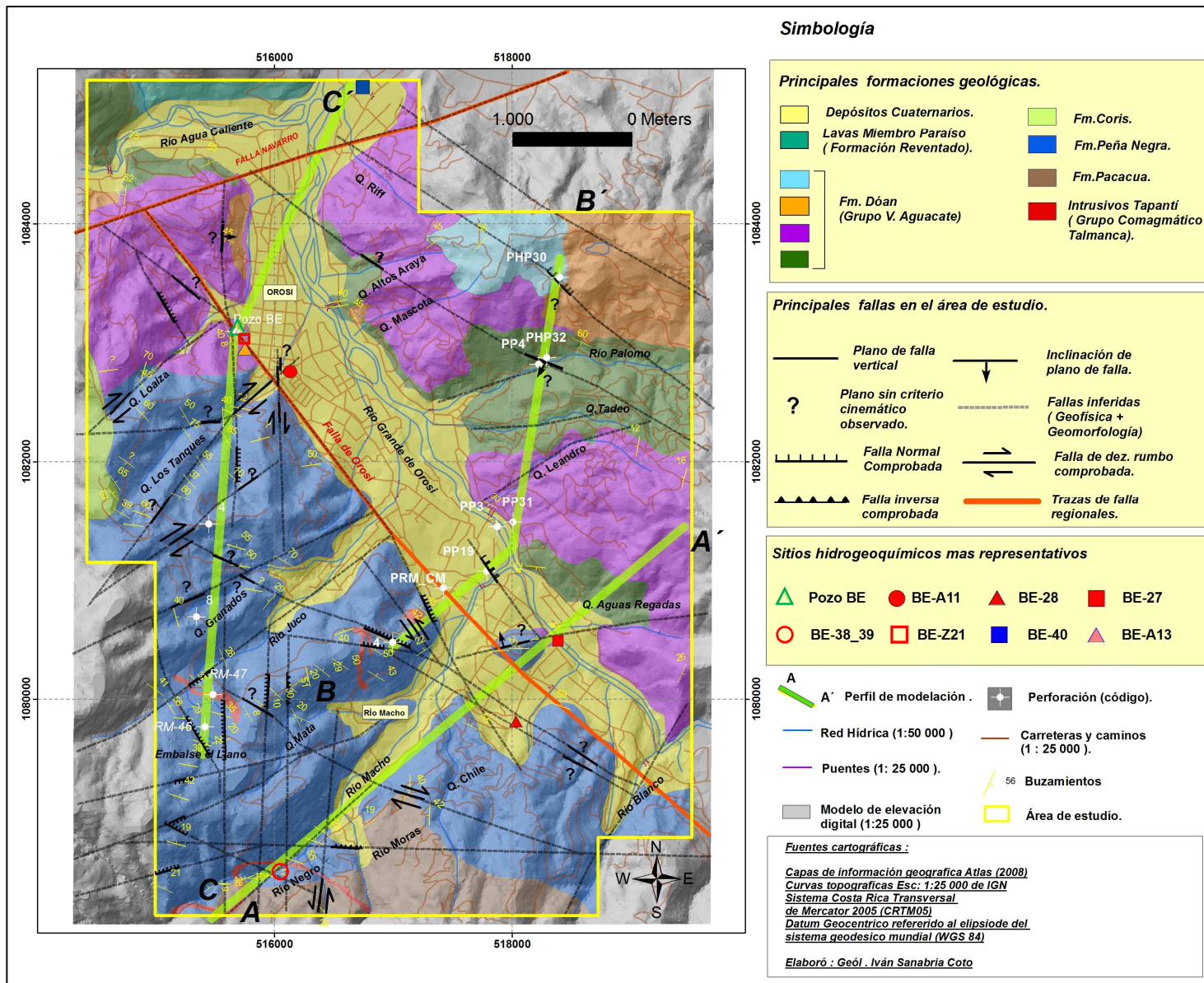


Fig. 79: Mapa geológico final del área de estudio con perfiles de modelación geológica y geotérmica.

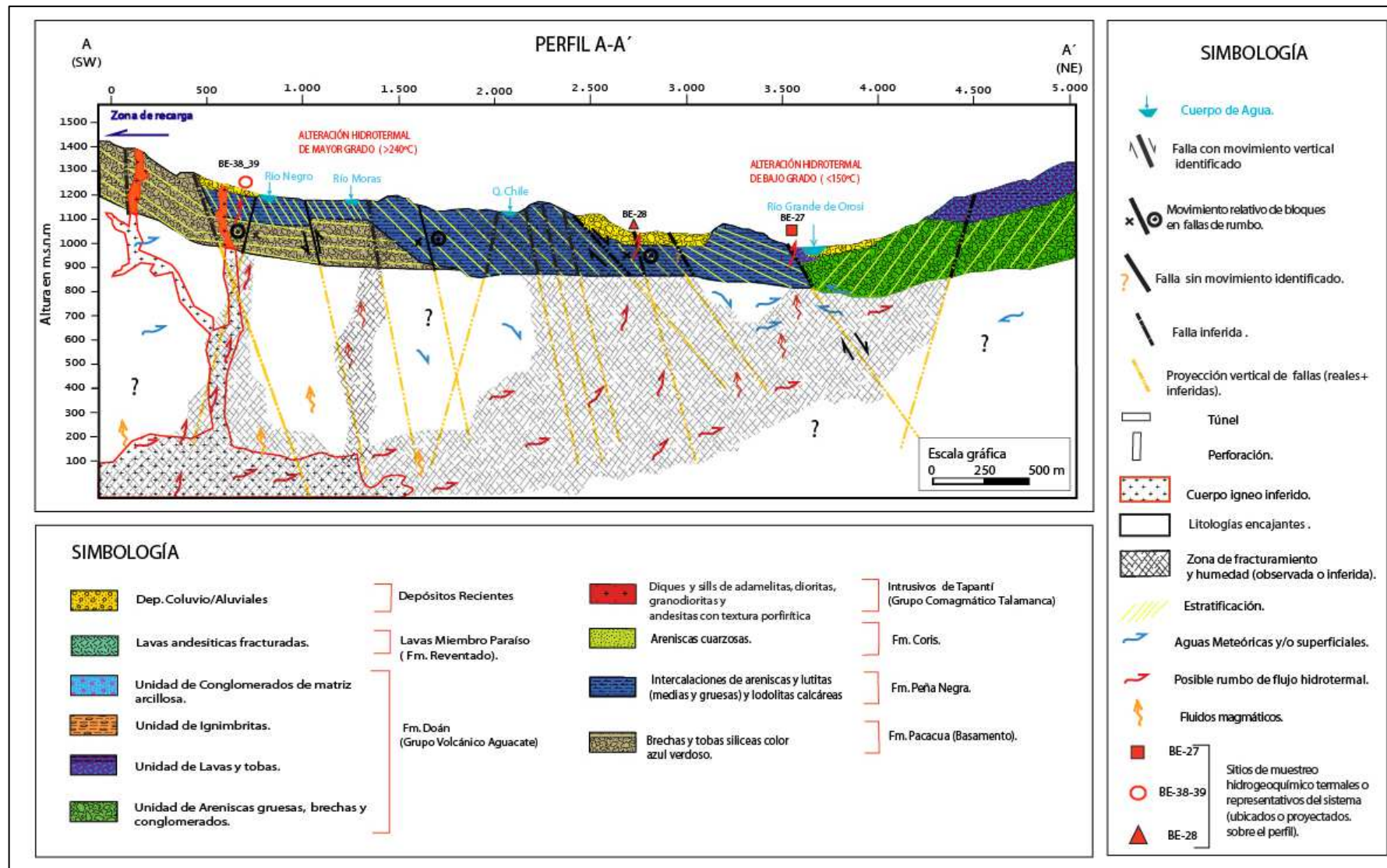


Fig. 80: Perfil A-A' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio.

Hacia el fondo del valle, se aprecia el sitio con aguas termales BE-27, el cual exhibe características hidrogeoquímicas que sugieren una formación geotérmica somera asociada con la existencia de aguas vapor calentadas (Fig.76), posiblemente relacionadas con el calentamiento de aguas superficiales a causa de la absorción y condensación de vapor rico en dióxido de carbono y H<sub>2</sub>S, no obstante también puede ligarse a un enriquecimiento por la lixiviación de cuerpos magmáticos. Finalmente su pH puede sugerir una posterior neutralización de los fluidos.

### **5.1.2 Perfil B-B´.**

Para el perfil B-B´ (Fig.81), se aprecian condiciones hidrotermales limitadas debido a la poca evidencia hidrotermal en el eje de su proyección, no obstante es posible apreciar las principales estructuras tectónicas que propician la constitución del valle (en ambas márgenes), ligadas en su mayoría a fallas de carácter extensional (normales), con dirección NW-SE teniendo relación con la Falla Orosi, (figuras 41 y 42), lo que podría asociarse preliminarmente con la existencia de un posible “*Graben tectónico del Valle de Orosi*”.

Finalmente un bajo grado de actividad hidrotermal en la margen derecha del Río Grande de Orosi fue previamente observada por Madrigal *et al.* (1987), exhibiendo condiciones de hidrotermalismo reducidas caracterizadas por alteraciones hidrotermales de bajo grado con pequeñas concreciones, patinas y vetillas compuestas por calcita y zeolitas.

### **5.1.3 Perfil C-C´.**

En el perfil de modelación geotérmica C-C´ (Fig.82), se aprecian los productos hidrogeoquímicos distales a la fuente de calor, especialmente en los sitios termales: BE-A11, BE-Z21, Pozo BE y no termales: BE-40 y BE-A13, como resultado del desplazamiento lateral y difuso de los fluidos geotérmicos ligados posiblemente al fracturamiento preferencial con rumbos mayoritariamente N-S (Fig.47), con un ascenso en las zonas de interacción tectónica de la Falla Orosi (NW-SE), con las fallas N-S y NE-SW.

Es posible que el reservorio y/o los acuíferos termales más importantes del sistema puedan ser localizados en litologías que espacial (estratigrafía), y geográficamente, se encuentren más cercanas a la fuente de calor, principalmente en litologías ígneas fracturadas propias de los Intrusivos de Tapantí y en las litologías sedimentarias encajantes (también fracturadas) de la Formación Pacacua (mayores alteraciones hidrotermales), así como en relativa medida de la Fm. Peña Negra. (Fig.82).

Es evidente la disminución en la relación de concentraciones (mg/L), entre el sulfato y el cloruro, conforme se aleja del emplazamiento del cuerpo magmático (fuente de calor), y se avanza hacia el

extremo N del valle (Orosi centro), indicando una evolución relativa de las aguas volcánicas por un enriquecimiento de cloruro (Fig.76).

Lo anterior puede relacionarse como una causa directa de la ebullición (descompresión adiabática o flasheo), de los fluidos geotérmicos de características sulfato cloruradas (volcánicos), que concentran el cloruro en fase líquida, también es posible, pero menor medida una fuerte interacción agua-roca en su movimiento lateral con resultados similares, produciendo aguas volcánicas de composición mayormente clorurada (Fig.76), como las muestras del sitio BE-A11.

Adicionalmente existen aumentos relativos en el contenido de  $\text{HCO}_3^-$ , relacionados con la aparición de aguas volcánicas (cloruradas), diluidas (Fig. 76), posiblemente a causa de una mayor interacción o dilución con aguas superficiales de condiciones frías (flechas azules), e introducidas en el sistema por la alta permeabilidad secundaria asociada con el fuerte tectonismo cercano y propio del área de estudio. Hidrogeoquímicamente tampoco se puede descartar aportes gaseosos de dióxido de carbono.



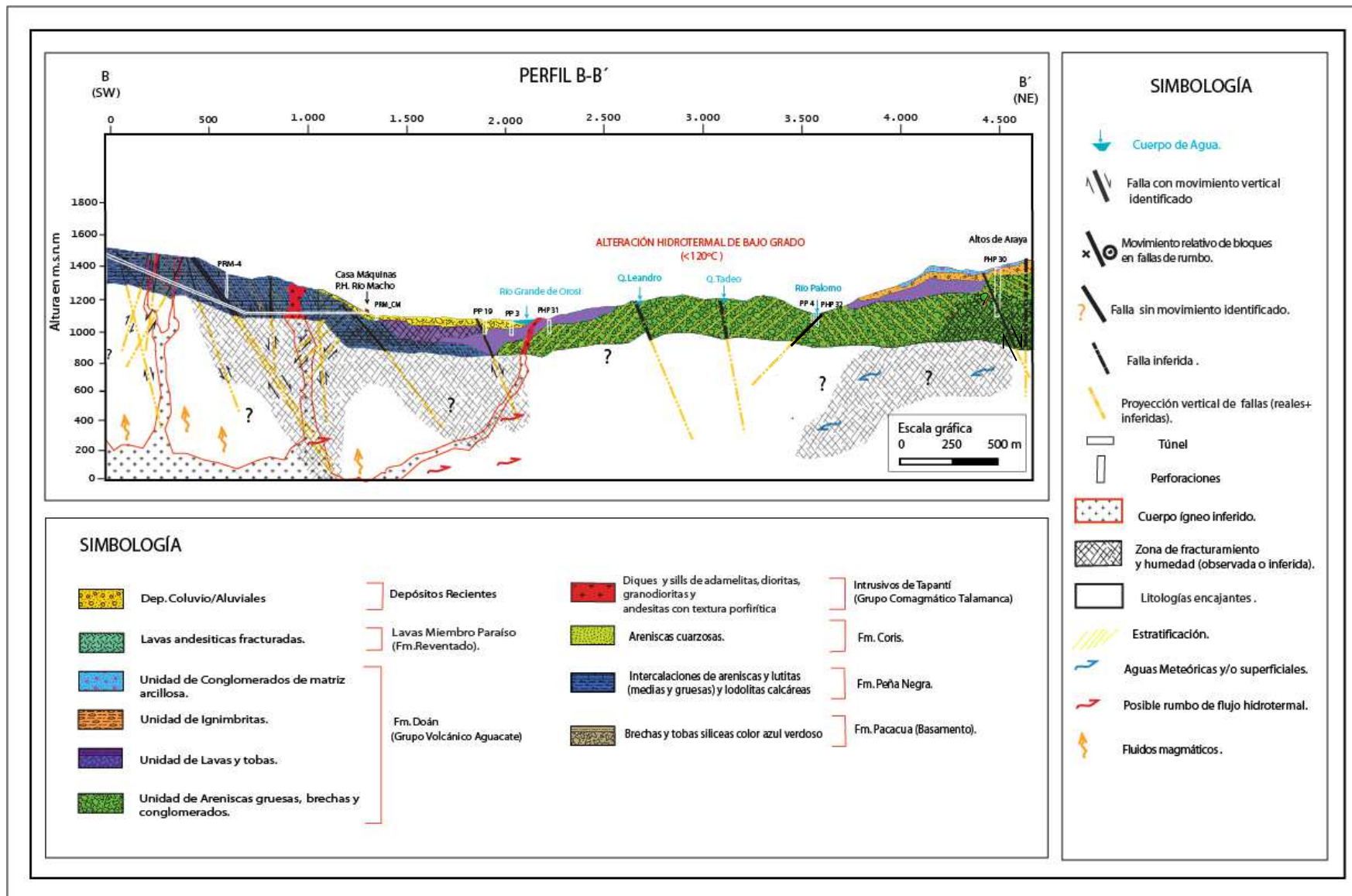


Fig. 81: Perfil B-B' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio.

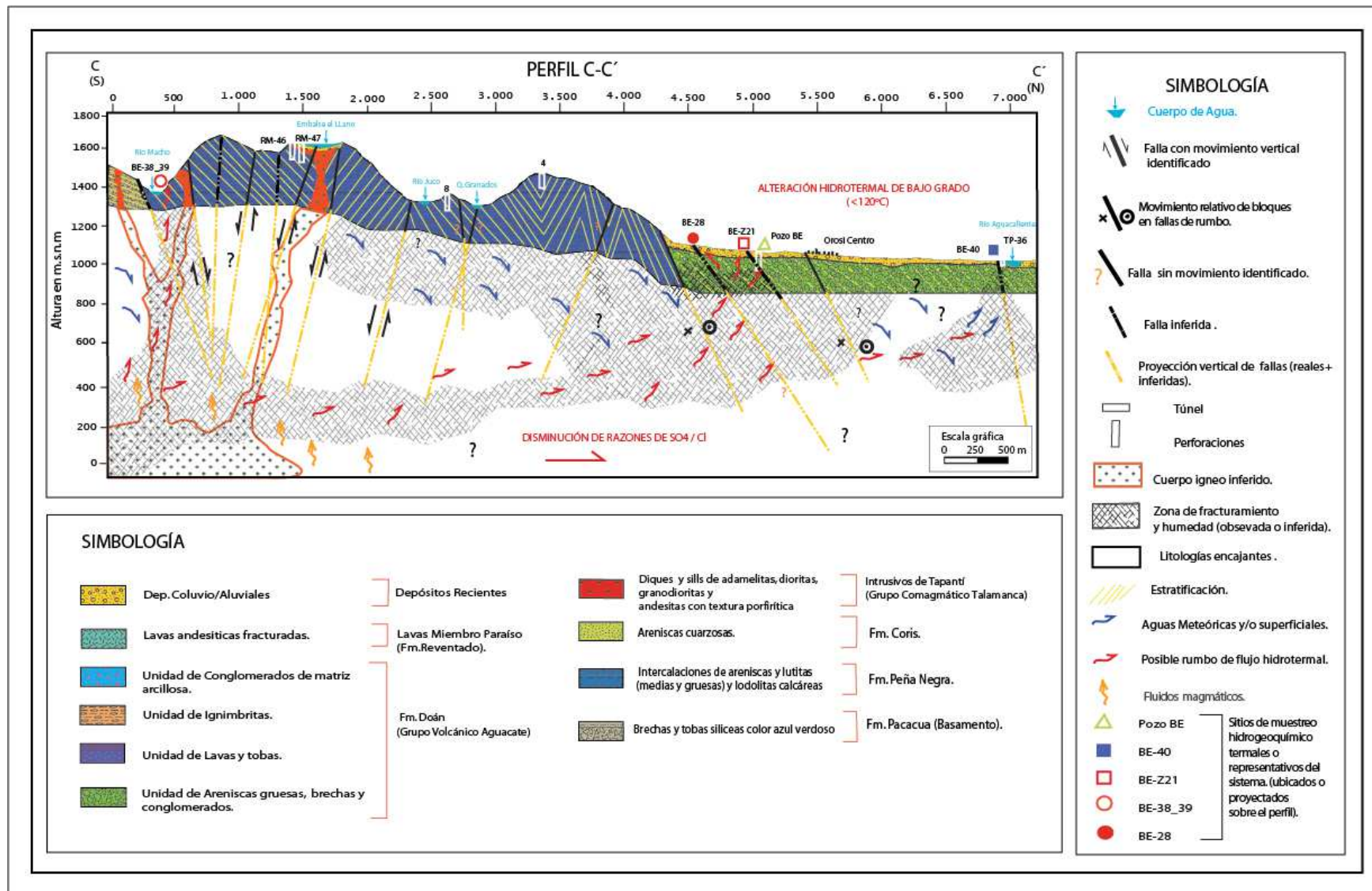


Fig. 82: Perfil C-C' del modelo geotérmico conceptual de baja entalpía para el área de estudio.

## **5.2 ESTIMACIÓN PRELIMINAR DEL POTENCIAL DE CALOR (TEÓRICO) APROVECHABLE.**

En el sector de Finca Chúcaras (S del área de estudio), se localiza el sitio con aguas termales: BE-28 (Fig.82), el cual posee el mayor caudal (8 L/s aprox.), temperatura y estabilidad térmica en superficie con 65 °C en promedio, así como en profundidad con temperaturas cercanas a los 150 °C aproximadamente (geotermómetros).

Por las condiciones previamente citadas ese sector implica el área geográfica con el mayor potencial (teórico), de calor aprovechable en recursos geotérmicos de baja entalpía. Los valores teóricos del calor existente o aprovechable en profundidad se calcularon mediante datos de temperatura (°C) y caudal (L/s), estimados, por tanto deben ser confirmados o corregidos con estudios a detalle. Se proponen los siguientes valores para el cálculo del calor aprovechable, dejando en claro que los valores resultantes son teóricos y preliminares:

1. Una temperatura promedio en superficie para el sitio BE-28 con un valor de 65 °C, la máxima histórica registrada en ese lugar es de 69,2 °C.
2. El caudal de 4 L/s fue el medido en un colector principal, se calcula otros 4 L/s caudal en el excedente lateral al tanque (8 L/s en total).
3. El caudal explotable en profundidad probablemente es mayor que 8 L/s, pero se usará ese valor como caudal mínimo.
4. En la condición más optimista se espera que se duplique profundidad el caudal total en superficie de 8 L/s, a un mínimo 16 L/s.

Con base en las consideraciones anteriores definidas en el marco de esta investigación el Ing. Orlando Barrios del Área de Investigación en Energías Alternativas (AIEA), del ICE, calcula que se pueden obtener los siguientes valores (teóricos), de potencial calórico para ese sitio. (Cuadro 5).

**Cuadro 5: Valores potenciales de calor (teórico) aprovechable en el sector del sitio BE-28.**

| <i>Caso</i> | <i>Ambiente</i> | <i>Caudal Va (l/s)</i> | <i>Ti (°C)</i> | <i>Tf (°C)</i> | <i>Q neto térmico (MWt)</i> | <i>Q final eléctrico (kW)</i> |
|-------------|-----------------|------------------------|----------------|----------------|-----------------------------|-------------------------------|
| Escenario 1 | Superficie      | 8                      | 65             | 25             | <b>1,3</b>                  | <b>11,3</b>                   |
| Escenario 2 | Profundidad     | 8                      | 100            | 25             | <b>2,6</b>                  | <b>37,0</b>                   |
| Escenario 3 | Profundidad     | 16                     | 100            | 25             | <b>5,0</b>                  | <b>74,0</b>                   |

El Ing. Barrios (Com. Escrita), sustenta sus cálculos con los siguientes supuestos :

- 1) El flujo másico de agua no varía (estado estable).
- 2) La fracción de vapor en la corriente es despreciable (todo el flujo es líquido), y no hay cambio de fase, por lo cual se asume que la temperatura máxima en superficie es de 100°C.
- 3) La salmuera tiene las mismas propiedades físicas del agua pura (suposición), aunque el contenido de sales sí afecta las propiedades térmicas del agua, si fuera necesario, se puede recalcular usando la información de salmuera (Na-Cl en disolución acuosa saturada), con trabajo de laboratorio.
- 4) El resultado es la energía total teórica obtenida (Q neto térmico), a la que hay que aplicar la eficiencia del ciclo termodinámico, relacionado con el tipo de ciclo binario a utilizar, para obtener la energía verdaderamente disponible para producción eléctrica (Q final eléctrico). En ese caso se utilizaron 2 factores uno de 8,85 % para las temperaturas mínimas estimadas y 15 % para las máximas.

### **5.3 USOS DEL POTENCIAL DE CALOR (TEÓRICO) DEL SITIO BE-28 (FINCA LAS CHÚCARAS).**

- **Producción de electricidad.**

Como se mencionó previamente los valores potenciales de generación eléctrica (teóricos) oscilan entre 11,3 a 74,0 kW. Para efectos de dimensionar estos valores de potencia eléctrica es necesario

mostrar comparaciones con las potencias eléctricas de artefactos o maquinas de uso común en una vivienda (Cuadro 6).

**Cuadro 6: Valores de potencia eléctrica promedio para electrodomésticos de uso común según página web del ICE (2013).**

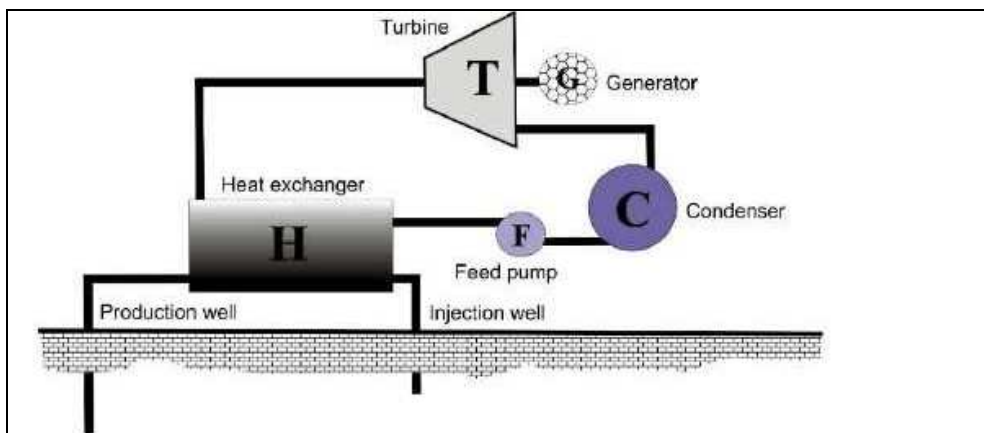
| <b>Artefacto o maquina eléctrica</b>  | <b>Potencia eléctrica que necesita (W)</b> | <b>Potencia eléctrica que necesita (kW)</b> |
|---|--|---|
| <i>Plancha</i>  | 1100                                       | 1,1   |
| <i>5 bombillos de 50W</i>   | 250  | 0,25  |
| <i>Computadora</i>  | 190  | 0,19  |
| <i>Equipo de sonido</i>   | 150  | 0,15  |
| <i>TV</i>   | 150  | 0,15  |
| <i>Cocina de disco corriente mediano</i>  | 1500                                       | 1,5   |
| <i>Termoducha</i>   | 1000                                       | 1,0   |
| <i>Horno microondas</i>   | 1500                                       | 1,5   |
| <i>Olla arrocera</i>  | 800  | 0,8   |
| <i>Lavadora semiautomática</i>  | 700  | 0,7   |
| <i>Coffee Maker</i>   | 1100                                       | 1,1   |
| <i>Refrigeradora mediana (9 pies y 2 puertas), con descongelamiento manual.</i> | 290  | 0,29  |
|   | <b>Total: 8730 W</b>                       | <b>Total: 8,73kW</b>                        |

Es posible apreciar que el mayor potencial eléctrico teórico calculado para el sitio BE-28 (74,0 kW), cubre 8,5 veces la potencia eléctrica necesitada por todos los artefactos eléctricos indicados en el cuadro 6. (8,73 kW). Por otro lado si se utilizará el potencial eléctrico (teórico) mínimo estimado en 11,3 kW (solo el recurso en superficie), se podría cubrir solamente una vez toda esa potencia.

El aprovechamiento eléctrico de este tipo de recurso geotérmico (baja entalpía), es posible mediante el uso de los ciclos binarios a nivel de plantas piloto. Lo anterior siempre y cuando las condiciones técnicas y económicas justifiquen su aplicación.

Para Chandrasekharam & Bundschuh (2008), el aprovechamiento de los recursos de baja entalpía en la producción eléctrica implica la utilización de los ciclos binarios, también conocidos como ciclos orgánicos de *Rankine* o bien de ciclos *Kalina*.

Los ciclos binarios se basan en la extracción del calor de los fluidos térmicos (obtenidos en las perforaciones), a través de un intercambiador de calor (Fig.83), el cual transfiere el calor a un líquido orgánico con bajo punto de ebullición, tales como: El isobutano (punto de ebullición: -11 °C), butano (Punto de ebullición -0,5 °C), propano, pentano, hexano o heptano, seguidamente el líquido de bajo punto de ebullición se evapora y desarrolla una enorme presión suficiente para accionar la turbina y generar potencia eléctrica (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).



**Fig. 83: Diagrama esquemático que muestra el funcionamiento básico de un ciclo binario (Modificado de Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).**

Este tipo de centrales de producción binaria tienen un principio termodinámico de funcionamiento similar a las centrales convencionales de combustible fósil o nuclear, en las que el fluido de trabajo circula por un circuito cerrado (Lacourt, 2010).

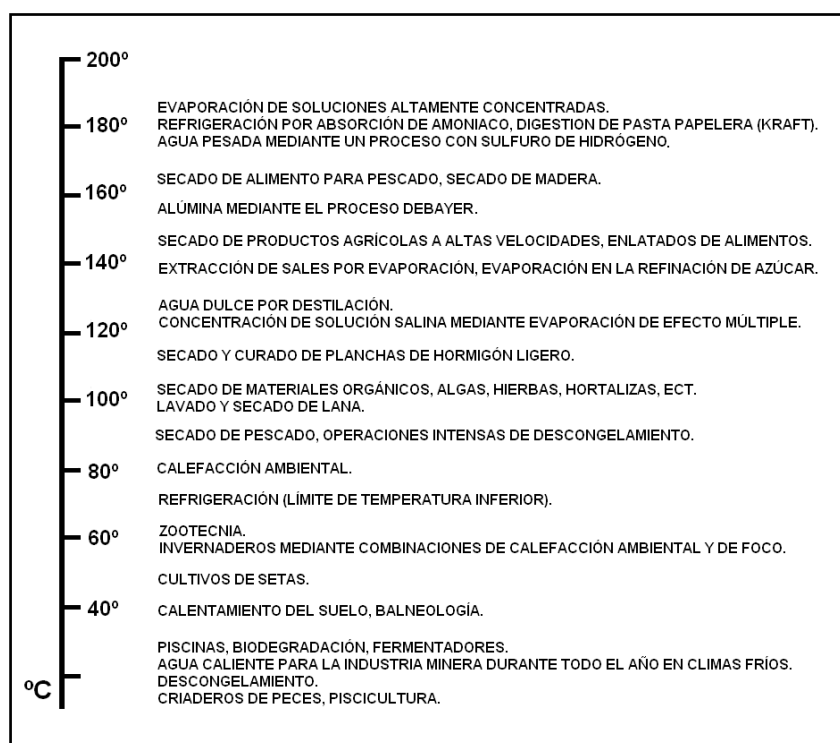
Respecto a las valoraciones económicas preliminares Bundschuh (2008), indica que las tecnologías recientemente desarrolladas (ciclos de Kalina y Rankine), permiten la explotación de los recursos de baja entalpía en forma económica y efectiva donde los costos de inversión están en el rango de 1-1,7 millones US\$/MW de capacidad instalada (promedio 1,5 millones US\$/MW), los costos de

producción son de 3-4 centavos de US\$/kWh (comparativamente con recursos hídricos y eólicos 4-6 centavos US\$/kWh); siendo el tiempo de retorno de la inversión menor a 5 años.

No obstante Lacourt (2010), indica que una central geotérmica de ciclo binario tiene como promedio solo 2,3 MW de potencia por unidad en operación, con valores máximos de 7-10 MW de potencia eléctrica, por lo tanto su justificación requiere de justificaciones técnicas y económicas de peso.

- **Usos directos del recurso geotérmico investigado.**

Las aplicaciones directas del potencial de calor (teórico), estimado en megawatts térmicos (MWt), pueden ser muy variadas desde fines recreativos o turísticos (balneología), hasta en aplicaciones agroindustriales direccionadas a la producción de plantas ornamentales, procesos del café (propio de la zona), y de otros productos (Fig.84).



**Fig. 84: Temperaturas aproximadas (°C), de los fluidos geotérmicos usados en usos directos (Modificado de Arellano et al. 2008).**

Una buena opción es el reemplazo de calderas u otras tecnologías contaminantes que son usadas para la producción de agua caliente

Para efectos de comparación, el valor teórico de potencia calórica estimado con el caudal y temperatura mínimos del sitio de aguas termales BE-28 fue en el orden de 1,3 MWt (**1300 kW térmicos**), usando  $1kWt = 860 kcal/h$ , es equivalente entonces a una potencia de producción calórica de  **$1,1 \times 10^6 kcal/h$**  de una caldera, siendo esta la potencia transmitida por la superficie de calefacción en la caldera (Bahamontes & Dümmer, s.f).

Por otra parte las calderas utilizan diferentes combustibles con diferentes “poderes caloríficos”, para su funcionamiento, los cuales generan una cantidad conocida de calor por unidad de masa (sólidos), o de volumen (líquido y gaseoso). Bahamontes & Dümmer (s.f), indican los valores de poder calorífico producidos por diferentes combustibles en función de su masa o volumen (Fig.85).

| <b>COMBUSTIBLE SOLIDO</b>               | <b>PODER CALORIFICO</b>             |
|---|-------------------------------------|
| Carbón de piedra _____                  | 6.500 a 7.100 Kcal/Kg.              |
| Carboncillo _____                       | 6.000 a 6.500 Kcal/Kg.              |
| Carbón coke _____                       | 6.000 a 6.600 Kcal/Kg.              |
| Leña _____                              | 3.000 a 3.700 Kcal/Kg.              |
| Basuras o desperdicios domésticos _____ | 1.800 a 2.200 Kcal/Kg.              |
| <b>COMBUSTIBLES LIQUIDOS</b>            |                                     |
| Petróleo diesel o Fuel Oil _____        | 8.500 a 10.500 Kcal/Ltrs            |
| Kerosene _____                          | 10.000 a 11.000 Kcal/Ltrs           |
| Alquitrán combustible _____             | 9.000 a 10.000 Kcal/Ltrs            |
| <b>COMBUSTIBLES GASEOSOS</b>            |                                     |
| Gas licuado (de petróleo) _____         | 11.500 a 12.000 Kcal/m <sup>3</sup> |
| Gas de alumbrado (de carbón) _____      | 10.000 a 11.000 Kcal/m <sup>3</sup> |

**Fig. 85: Valores de poder calorífico para algunos de los combustibles mas usados en calderas (Tomada de Bahamontes & Dümmer, s.f).**

Con la figura anterior se puede estimar o inferir las grandes cantidades de cualquier tipo de combustible que tendrían que ser usadas para hacer funcionar una caldera con una potencia calórica de  **$1,1 \times 10^6 kcal/h$** , (valor mínimo calculado en sitio BE-28), entonces es claro como el uso directo de la geotermia de baja entalpía podría ser el mayor aprovechamiento del recurso en el área de estudio.



## 5.4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El sistema geotérmico propuesto comparte geográficamente la fuente de calor (origen magmático), y la posible zona de captura de aguas meteoricas al S y SW del valle, con un transporte de fluidos principalmente por permeabilidades secundarias (ligadas al tectonismo), provocando la entrada de aguas meteóricas en la Cordillera de Talamanca. Lo anterior conlleva el enriquecimiento de aguas meteoricas que adquieren masa y energía en profundidad al interactuar con la fuente de calor y/o la roca caja calentada, formando un flujo geotérmico de baja entalpía ( $< 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), de comportamiento complejo; restringido en extensión y caudal, con diferentes grados de dilución, pero representado en superficie por la manifestaciones termales estudiadas.

El origen y mantenimiento del calor en el sistema se puede relacionar con el lento enfriamiento y/o cristalización de cuerpos magmáticos masivos, emplazados en niveles frios y someros de la corteza a  $\leq 5\text{ km}$  de profundidad (Drummond *et al.*, 1995; Grafe, 1998; Ulloa & Delgado 2010), correlacionables con los Intrusivos de Tapantí., siendo estos geográficamente muy cercanos ( $< 2\text{ km}$ ) al SW del área de estudio (Denyer & Alvarado, 2007); y de una edad geológicamente muy reciente de emplazamiento entre 4,20 a 3,89  $\pm 0,30\text{ Ma.}$  (Alvarado & Gans, 2012)

Mediante los análisis petrográficos (17 muestras), realizados por Barrantes (2011) y (2012), se observa en 3 muestras la existencia de paragénesis secundarias con temperaturas de  $180\text{ }^{\circ}\text{C}$  y mayores a  $240\text{ }^{\circ}\text{C}$ , directamente en litologías de la Formacion Pacacua (basamento), al sur del área de estudio. Lo anterior se relaciona con la cercanía relativa de la fuente de calor, donde se aprecia un claro contraste con el sector N del área de estudio, el cual posee menores temperaturas ( $< 120\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) de alteración en 4 muestras recopiladas.

Preliminarmente se infiere que el posible reservorio y/o los acuíferos termales más importantes se podrían localizar en litologías estratigráfica y geográficamente mas cercanas a la fuente de calor, de forma especial en las litologías ígneas fracturadas propias de los Intrusivos de Tapantí y en la litologías sedimentarias encajantes y fracturadas de la Formacion Pacacua (mayores alteraciones hidrotermales), asi como relativamente en la Fm. Peña Negra.

La profundidad de investigación geológica directa (pozos y túneles), fue del orden de los 50-300 m, lo cual fue una limitante para caracterizar mejor el sistema geotérmico propuesto.

Las condiciones asociadas con la recarga, transmisión y descarga de fluidos geotérmicos así como de su afectación por aguas superficiales, están relacionadas directamente con la permeabilidad secundaria resultado de las zonas de daño o ruptura en las rocas, asociadas con el fallamiento ligado al sistema de la Falla Orosi (NW-SE), y por su intersección con fallas de dirección N-S y SW-NE principalmente. Esas 3 direcciones de fallas mencionadas forman parte de las direcciones más preponderantes en el diagrama de rosas realizado.

Se identificaron 2 principales clases de discontinuidades (principalmente por diaclasamiento), la clase I posee las mejores condiciones de permeabilidad efectiva ( $k$ ), además de buenas permeabilidades intrínsecas ( $K$ ), y se relaciona con las manifestaciones termales: BE-38\_39, BE-27 y BE-28. La clase II representa la peor condición de permeabilidad efectiva principalmente por el alto contenido de rellenos de naturaleza cementante que limitan el tránsito de fluidos entre las fracturas, tal como se observó en los niveles de baja o nula producción de agua caliente del pozo BE.

Mediante la observación de los rumbos de las diaclasas que poseen una preponderancia N-S en diagrama de rosas, y de los estudios hidrogequímicos de las aguas que muestran sus papel en el sistema geotérmico, se puede inferir el posible direccionamiento preferencial de los fluidos geotérmicos dentro del modelo geotérmico propuesto, iniciando su tránsito al S y SW desde la zona de recarga y fuente de calor (aguas sulfatadas), y terminando en el N del valle con los manantiales termales con características cloruradas diluidas.

Con los estudios geofísicos de eléctrica y sísmica de refracción recopilados se logró caracterizar una profundidad promedio de 250 m (muy somera), correlacionando capas geoelectricas con características litológicas, zonas de fracturamiento, alteraciones hidrotermales y/o posibles niveles productivos de agua termal someros, Además se correlacionaron anomalías geoelectricas con aparentes alineamientos tectónicos.

Se observó una relación directa entre la existencia de bajas resistividades geoelectricas ( $< 10 \Omega$  m), y el emplazamiento de sitios con agua termal (excepto sitio BE-38\_39), a profundidades

menores de 100 m, lo cual se correlaciona con la existencia de alteraciones hidrotermales (arcillas), o bien con la existencia fluidos hidrotermales muy cercanos a la superficie.

En estudios previos se identificaron 2 principales dominios hidrogeoquímicos. El clorurado al N y el sulfatado al S del área de estudio., los cuales en esta investigación se interpretan como el resultado de diferentes procesos como la interacción agua-roca, posible ebullición adiabática y de mezcla y/o dilución dentro del mismo sistema hidrotermal.

De los 42 sitios investigados hidrogeoquímicamente los más representativos del sistema se clasifican, según el diagrama de Giggenbach (1988), como: Aguas volcánicas (BE-28), Aguas volcánicas (cloruradas) diluidas (BE-A11, BE-Z21, Pozo BE, BE-A13 y BE-40), Aguas periféricas (el resto de sitios no termales), y Aguas vapor calentadas (BE-27).

Mediante los diagramas de aguas de Piper, se observa que las muestras termales ubicadas al N del área de estudio (sitios: BE-Z21 y Pozo BE), presentan una tendencia entre aguas bicarbonatadas cálcicas hacia aguas cloruro sódicas. La totalidad de muestras del sitio BE-A11, pertenecen al tipo cloruro sódicas, y todas las muestras de los sitios termales al S del área de estudio (BE-28 y BE-27), poseen características sulfato sódicas.

Los diagramas de Schoeller (1962), y los mapas indican que las mayores concentraciones (mg/L), de cloruros y sulfatos se encuentran en las muestras de los sitios con aguas termales: BE-A11 y BE-Z21 (N del área de estudio) y BE-28 (S del área de estudio), respectivamente así como una clara relación entre esas concentraciones y valores de conductividad eléctrica con alineamientos tectónicos. Por otra parte los menores valores de magnesio para toda el área de estudio se relacionan con el sitio BE-28, (alta temperatura en profundidad).

Geograficamente el sector de mayor potencial en recursos de baja entalpía se encuentra asociado con el sitio termal BE-28(Finca Chúcaras), donde se obtuvo la mayor temperatura (>65°C) promedio historica, así como el mayor caudal (>8 L/s). Basándose en Giggenbach (1988), la mayor temperatura de equilibrio a profundidad tiene valores cercanos a los 150 °C, sumado a lo anterior este sector posee condiciones favorables de permeabilidad asociadas con el fallamiento.

Con datos obtenidos y aportados en esta investigación se solicitó al Ing. Barrios que estimara el potencial teórico de aprovechamiento del calor del sector del sitio BE-28 (Finca Chúcaras), donde en condiciones mínimas de caudal y temperatura (8 L/s y 65°C), se obtuvo 1,3 MW térmicos (11,3 kW eléctricos), y para condiciones subterráneas ideales de 16 L/s a 100°C, se obtuvieron 5,0 MW térmicos (76 kW eléctricos).

Preliminarmente y con base en los cálculos teóricos de calor para el sitio de mayor potencial (Finca Chúcaras), se infiere que la mejor utilización del recurso consiste de aplicaciones directas del calor, y menor medida la de producción eléctrica (posible bajo costo beneficio), donde los altos valores de calor obtenidos son útiles en el reemplazo de calderas o en la aplicación de procesos agropecuarios o turísticos.

Se recomienda remuestrear nuevamente el sitio BE-38\_39, para obtener valores más bajos en el balance iónico.

La determinación de parámetros hidrogeológicos específicos (no contemplados en los objetivos), relacionados con la extensión, profundidad y caudal del posible reservorio geotérmico y/o de los acuíferos termales más importantes, podrían determinarse con estudios más profundos de geofísica (> 1 km), en técnicas de MT, AMT, magnéticos, y/o de resistividad eléctrica, así como hidrogeoquímicos (gases e isotopía) y de geología.

Los siguientes estudios de geología para fines de exploración geotérmica en el área de estudio deben incluir la perforación de mínimo 1 pozo de exploración, preferiblemente en la zona de mayor potencial geotérmico (sector Finca Chúcaras), con profundidades mínimas de 500 m que permita ver específicamente los niveles productores y medir las condiciones hidrogeológicas específicas para el aprovechamiento del recurso.

## 6 REFERENCIAS

- AGUILAR, A., 1984: Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la Geología en la cabecera del río Navarro, Cartago.- 160 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- AGUILERA, F., 2008: Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía en la zona volcánica central (ZVC), entre los 17° 43' S y 25° 10' S Departamento de Antofagasta.- 393 págs. Univ. Católica del Norte de Chile [Tesis Ph.D].
- ALVARADO, F., 1984a: Geología estructural y tectónica al sur del valle central de Costa Rica (TARBACA).-108 págs. Univ. De Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- ALVARADO, V., 1984b: Formación Reventado.-En Sprechmann, P. (Ed), Manual de Geología de Costa Rica.v1: Estratigrafía: 49-51. Editorial Universidad de Costa Rica, San José Costa Rica.
- ALVARADO, G. & PÉREZ, W., 1999: 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.- Sixth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP, 355: 150-167.
- ALVARADO, G. E., BARQUERO, R., TAYLOR, W., MORA, M., PERALDO, G., SALAZAR, G., AGUILAR, T. 2009: Geología de la Hoja San Isidro, Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 40: 111-122.
- ALVARADO, G & GANS, P., 2012: Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. – Rev. Géol. Amér. Central, 46: 7 – 122.
- ARIAS, M., 2002: Aplicaciones geofísicas a la hidrogeología en Costa Rica.- Rev. Géol. Amér. Central, 27: 11-20, 2002
- ARIAS, O., 2011: Inventario de fuentes termales.-12 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno Ined].
- ARELLANO, V., RODRIGUEZ, E. & GUTIERREZ, A., 2008: La energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura.- Boletín IIE tendencias tecnológicas. Instituto de

Investigaciones Eléctricas, México.-13 págs. <http://www.iie.org.mx/boletin032008/tendencias.pdf>  
[Consulta: 1 de agosto del 2012].

ARNORSSON, S. & D'AMORE, F., 2000: Sampling of Geothermal Fluids On-Site Measurements and Sample Treatment.–En: Arnórsson, S, (ed.), Isotopic and Chemical Techniques in geothermal exploration, development and use. Ed Vienna, International Atomic Energy Agency.

ASTIER, L.J., 1975: Geofísica Aplicada a las Hidrogeología.-344 págs. Ed. Paraninfo, Madrid.

ASTORGA, A., FERNADEZ, J., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos.- Rev. Geol.de Amér. Central, 13: 25-59.

ASTORGA, A., 2004: Evaluación de la geoaptitud y la fragilidad ambiental de Orosi y definición de lineamientos sobre el uso del suelo. Contratación directa N°128-2003.- 95 págs. Comisión Nacional de Emergencias, San José [Inf. Interno].

ATLAS., 2008: ATLAS DIGITAL DE COSTA RICA.-Escala 1:50 000, Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago Costa Rica.

AYALA, A., 2006: Prospección Acueducto de Orosi Cartago.- 25 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].

BADILLA, E., LINKIMER, L. & ZUÑIGA, H., 1999: Geología de Navarro y alrededores, provincia de Cartago, Costa Rica.- 100 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Géol.].

BAHAMONTES, P. & DÜMMER, W., S.F: Potencia y rendimiento de la caldera.-22 págs. <http://www.achs.cl/portal/trabajadores/Capacitacion/Centro%20de%20Fichas/Documents/potencia-y-rendimiento-de-la-caldera.pdf> [Consulta: 25 de noviembre 2013].

BALDARES, J., 1947: Análisis químico cuantitativo de algunas aguas fluviales y termo-minerales de Costa Rica.-33 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].

BARRANTES, J. 2002: Geología de algunos sitios en la zona de Orosi, nota técnica.- 18 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. interno].

- BARRANTES, M., 2011: Primer reporte petrográfico “Confección y descripción petrográfica de 13 secciones delgadas (de 45 posibles), de muestras de campo del proyecto de Baja entalpía”.- 61 págs. ICE, C.S Diseño, Área de Geofísica, San José. [Inf. interno]
- BARRANTES, M., 2012: Reporte de análisis petrográficos de muestras del programa en baja entalpía Reporte de análisis petrográficos de muestras del programa de baja entalpía.-31 págs. ICE, C.S Diseño, San José. [Inf. Interno].
- BENAVENTE, O., 2010: Actividad hidrotermal asociada a los complejos volcánicos Planchon-Peteroa y Descabezado Grande-Quizapu-Cerro Azul, 36°S Y 37°S, Zona volcánica sur, Chile.-206 págs. Universidad de Chile [Tesis Lic.].
- BERRANGÉ, J. P. & WHITTAKER, J., 1977: Reconnaissance geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. -Institute of Geological Sciences, London. Report 37. - 72 págs.
- BISCHOFF, L. & SEYGFRIED, W., 1978 :Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C.- American Journal of Science, 278: 838-860.
- BERGOEING, J. &MALAVASSI, V., 1981: Mapa carta geomorfológica del valle central de Costa Rica. Hoja Tapantí 1:50 000 Map 3445 –III .Ed. Inst. Geof. Nac. Costa Rica.
- BOLLO, M., 1981: Proyecto Palomo-Etapa de Factibilidad Informe sobre las características geotécnicas del proyecto Palomo y sus consideraciones prácticas para su diseño y construcción.- 20 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- BRENES, J., 2007: Informe de los resultados geofísicos en la quebrada granados acueducto de Orosi, Cartago.-13 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- BUNDSCHUH, J: 2008: Evaluación de los recursos geotérmicos de baja entalpía en Costa Rica.- 18 págs. ICE-CIM, Frankfurt [Inf. Interno].
- CASTILLO, R., 1969: Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica. - 40 págs. Informe MEIC [Inf. Interno].

- CHAVARRIA, L. & FAJARDO, H., 2010: Informe de la gira realizada al sector sur del país: Laurel, Buenos Aires y Pérez Zeledón.- 22 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].
- CERVANTES, J. 1993: Informe geotécnico del túnel de excedencias del embalse El Llano.- 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- CHANDRASEKHARAM, D. & BUNDUSH, J., 2007: Power Generation from low enthalpy geothermal resources.- 152 págs Instituto Costarricense de Electricidad, San Jose & CIM, Frankfurt. Course Book.
- CHELNOKO, ?, 2004: Geothermal training programme reports 2004, (5): 55-81.
- CUREWITZ, D & KARSON., 1997: Structural settings hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction.-Journal of volcano logy and geothermal research, 79:148-168.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R., 2001: Hidrología Subterránea.- 2350 págs. Ed. Omega, Barcelona, España.
- DIAZ, L., SANTOYO, E. & REYES, J., 2008: Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimimétricas; aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos.-Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25 (3):465-482.
- DICKSON, M. & FANELLI, M., 2003: Geothermal energy: utilization and technology. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris.-205 págs.
- DENGO, G., 1962: Tectonic-Igneous sequence in Costa Rica.-En: Enge, A.E.C, JAMES, h & LEONARD, B (Eds), Petrologic studies-A volume in honor of A.f. Buddington.-The Geological Society of America: 133-161.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica. -Rev. Geól. Amér. Central, 12:1-59.



- DENYER, P. & ALVARADO, G., 2007: Mapa Geológico de Costa Rica.-Escala 1:400 000. IGN, San José .Librería francesa, San José.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G. E., 2009: Atlas Tectónico de Costa Rica. - 81 págs. Ed. Univ. De Costa Rica.
- DONDOLI, C., 1949: Informe geológico preliminar sobre las fuentes de “Agua Caliente”.- 11 págs. Informes Técnicos y Notas Geológicas. San José Costa Rica
- DONDOLI, C. & TORRES, A., 1954: Estudio Geoagronómico de la región oriental de la Meseta Central.- 180 págs. Min. Agricultura e Ind. San José.
- DRUMMOND, S., BORDELON, M., DEBOER, J., DEFANT, M., BELLON, H. & FEIGENSON, M., 1995 : Igneous petrogenesis and tectonic settings of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central America Arc.- American Journal of Science, 295 (7): 875-919.
- ELDERS, W., BIRD, D., WILLIAMS, A. & SCHIFFMAN, P., 1984: Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cierro Prieto, geothermal system, Baja California Mexico.- Geothermics13: 27-47.
- ERNSTSON, K. & KIRSCH, R., 2006: Geoelectrical methods, basic principles.– En KIRSCH, R (ed): Groundwater Geophysics: A Tool forHydrology Springer, 85–108.
- ESCALANTE, G., 1966: Geología de la cuenca superior del río Reventazón, Costa Rica. Trabajos presentados en la primera reunión de geólogos de América Central. Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (ICAITI). 1: 59-70
- FERNANDEZ, M., 1981: Informe sobre las características geotécnicas del proyecto Palomo y sus consideraciones practicas para su diseño y construcción.-24 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- FERNANDEZ, M. & MONTERO, W., 2002: Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica.- Rev. Géol. Amér. Central, 26: 25-37.

- FISHER, R. & FRANCO, J., 1979: La formación Coris (Mioceno, Valle Central, Costa Rica).-Informe Semestral, Instituto Geográfico Nacional, 1:15-72.
- FOURNIER, R., 1977: Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems.-*Geothermics*, 5: 41-50.
- FOURNIER, R.O. & POTTER, R., 1982: A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. -*Geoth. Res. Council Bull.*, 11: 3-12.
- FOURNIER, R., 1991: Water geothermometers applied to geothermal energy- En. D'Amore, F (coordinator), *Application of Geochemistry in geothermal reservoir development* UNITAR/UNDP publication, Rome, 1991: 37-69.
- GABB, W.M., 1874: The geology of the Republic of Costa Rica.- En Manuscrito inédito, biblioteca U.S.G.S., transcrito por O, Lucke., V, Gutiérrez. & Soto., G (2007): *Rev. Geól. Amer. Central*, 37 Especial: 103 - 118.
- GEOCOSEIL., 1987: Proyecto Hidroeléctrico Palomo. Revisión del documento: "Estudio geológico-geotécnico de factibilidad".-12 págs Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Externo].
- GEOMATRIX., 1994: Informe Final: Acueducto Orosi. Sub – Estudio de la Vulnerabilidad Sísmica de la Conducción: El Llano a Tres Ríos, Provincia de Cartago, Costa Rica, Geomatrix Consultants.-149 págs. San Francisco, California.
- GIGGENBACH, W., 1988: Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-k-Mg-Ca. geoindicators. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 52: 2749-2765.
- GIGGENBACH, W., 1989: Chemical techniques in geothermal exploration.- En: D'AMORE, F. (Ed.), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy, 1991:119–144.
- GIGGENBACH, W. & GOGUEL, R., 1989: Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges: DISR Chemistry Division Report N°CD, Fourth edition.

- GIGGENBACH, W. 1991: Chemical techniques in geothermal exploration.- En Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, UNITAR, New York 1991: 253–273.
- GIGGENBACH, W. & CORRALES, R., 1992: Isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica.- Applied geochemistry, 7: 309-332.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., FERRER, M., ORTUÑO, L. & OTEO, C., 2002: Ingeniería Geológica.- 744 págs. Pearson Edición, Madrid.
- GÓMEZ, J., 1981: Aguas minerales naturales.-50 pág. Univ. de Costa Rica, San Jose [Tesis Lic.].
- GRAFE, K., 1998: Exhumation and thermal evolution of the Cordillera de Talamanca (Costa Rica): Constraints from fission tracks analysis,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  chronology.- 113 págs. Univ. de Tubingen, Alemania [Tesis.Ph.D].
- HANANO, M., 2000: Two different roles of fractures in geothermal development. En: Proceedings of the World Geothermal Congress, Kyushu.-Tohoku, Japan, May 28-june 10, 2000.
- HAILEMICHAEL, D., 2008: Origin of the geothermal and subsurface temperature estimates in southern lowland Iceland.-Geothermal Training Programme, 28:539-562.
- HENLEY, R. & ELLIS, A.1983: Geothermal systems, ancient and modern: Geochemical review.- Earth Science Review 19: 1-50.
- ICE., 1980: Informe de avance: Proyecto hidroeléctrico Palomo.-10 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].
- ICE., 1981: Viabilidad P.H-Palomo. Concepción, Diseño, Ejecución y Costos.-54 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- ICE., 1988: Informe geoquímico de las aguas termales del sureste del valle central.- 48 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].
- ICE., 1991: Evaluación del potencial geotérmico de Costa Rica.-112 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].

- ICE., 1993: Estudio Geofísico del túnel de excedencias de embalse El Llano.- 9 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- ICE., 1994: P.H. Río Macho, Túnel de excedencias embalse el llano. Estudio geofísico para la estructura de entrada de aguas.-7 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- ICE, 2007: Estudio de vulnerabilidad del acueducto metropolitano, tramo entre estaciones 0+000 a 5+220 (Informe Final).-191 págs. ICE, Unidad Estratégica de Negocios y Proyectos Servicios Asociados [Inf. interno].
- ICE., 2013: Guía para calcular el consumo de electricidad.-  
[http://www.grupoice.com/wps/portal/gice/elect\\_hub/Ahorro%20de%20Electricidad/Residencial/Calcula%20el%20consumo%20de%20electricidad!/ut/p/c4/04\\_SB8K8xLLM9MSSzPy8xBz9CP0os\\_gQL0N\\_D2cLEwN\\_Vy8XA08zY09TUzNTAyMDE\\_2CbEdFAM1\\_280!/#.UpaZ2dLuJpA](http://www.grupoice.com/wps/portal/gice/elect_hub/Ahorro%20de%20Electricidad/Residencial/Calcula%20el%20consumo%20de%20electricidad!/ut/p/c4/04_SB8K8xLLM9MSSzPy8xBz9CP0os_gQL0N_D2cLEwN_Vy8XA08zY09TUzNTAyMDE_2CbEdFAM1_280!/#.UpaZ2dLuJpA)  
 [Consulta: 20 de noviembre 2013 ].
- KRUSHENSKY, R., 1972: Geology of the Istarú Quadrangle, Costa Rica.- Geological Survey Bulletin 1358-46 págs.
- KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas de Costa Rica.- Rev. Géol. Amer. Central, 7: 83-111.
- LACOURT, O., 2010: Análisis de diversas alternativas de generación eléctrica con fuentes termales en Chile.- 163 págs. Univ. de Chile, [Tesis Lic.].
- LLAMBIAS, E., 2012: Geología de los cuerpos ígneos- 235 págs. Instituto superior de correlación geológica (INSUGEO), Universidad Nacional de La Plata Argentina.
- LUND, J., 2007: Characteristics, Development and utilization of geothermal resources.- Oregon Institute of Technology GHC Bulletin, (2007):1-9.
- LINKIMER, L., 2003: Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. -103págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].

- NICHOLSON, K., 1993: Geothermal fluids- Chemistry and exploration techniques.- 263 págs. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York,
- NORTON, 1984: Theory of Hydrothermal Systems.- Ann. Rev. Earth Planet. University of Arizona, Tucson Arizona Sci.1984. (12):155-77.
- MADRIGAL, M., BONILLA, L., SÁENZ, L., ESTRADA, A., BOSNCHINI, I. & CERVANTES, G., 1987: Estudio Geológico-Geotécnico de factibilidad para el proyecto Hidroeléctrico Palomo Paraíso-Cartago-Costa Rica.- 180 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].
- MAKSAEV, G., 2011: 57 Interpretation of geothermal fluid compositions from Mendeleev Volcano, Kunashir, Geothermal Training Programme Reports Orkustofnun, Grensásvegur 9, Number 5 IS-108.-<http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/metalogenesis.html>, [consulta el 21 junio de 2012].
- MARINI, L., 2000: Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy.- 82 págs. Departamento de Geología. Univ. de Chile.
- MARTINEZ, R., 1948: Relaciones entre la conductividad eléctrica, el “pH” y el contenido mineral de diversas aguas de Costa Rica.- 52 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- MARTINI, S., 2008: Sistemas estructurales y recursos geotermales en la cordillera principal de Chile Central. (32° 30”- 34° 00” latitud sur).- 154 págs. Universidad de Chile, Santiago de Chile [Tesis Lic.].
- MARSHALL, J., FISHER, D. & GARDNER, T., 2000: Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. - Tectonics, 19: 468-492.
- MATA, A., & CHAVEZ, C., 1993: Principales aspectos geológicos y Turísticos del área de mayor afluencia de público, del Parque Nacional Tapantí, Provincia de Cartago, Costa Rica. -77 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Trabajo Comunal Universitario].
- MAYORGA, M., MORAGA, J. & CEDEÑO, B., 2011: Integración espacial y espectral de imágenes fotográficas: El caso de Orosi, Paraíso, Cartago Costa Rica.- Rev. Geográfica.de Amer. Central, 46: 109-130.

- MOLINA, F., 2009: Modelo para zonificar el recurso geotérmico de alta entalpia aplicando técnicas geoespaciales, las Pailas, complejo volcánico Rincón de la vieja, Guanacaste, Costa Rica.-87 pagas. Univ. Nacional y Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Maestría.].
- MONTAGNÉ, R., 1961: Análisis químico del Agua procedente de la fuente termal: El Ojito, Orosi.- 29 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la Región Central de Costa Rica: Frontera Oeste de la micro placa Panamá.- Rev. Géol. De Amer. Centr., 24: 29-56.
- MONTERO, W. & KRUSE, S., 2006: Neotectónica y geofísica de la Falla Agua caliente en los Valles Coris y el Guarco, Costa Rica. -Rev. Géol. De Amér. Central, 34-35: 43-58.
- MORA, D., 1979: Reconocimiento geológico superficial a lo largo de conducción embalse El Llano Tres Ríos del proyecto Orosi.- 29 págs. Acueductos y Alcantarillados, San José [Inf. Interno].
- MUÑOZ, M., 2011:, Sistema geotermal asociado al Volcán Sierra Nevada: Estudio Geoquimico de aguas y gases termales.-120 págs .Universidad de Chile.
- PANIAGUA & VAN DER BILT; 1979. Geología y Geoquímica de las Aguas termales del Valle Central Costa Rica.- U.C.R Ciencia y Tecnología, 3 (1):109-129.
- PLATT, L., 1865: Examen analítico de cuatro fuentes de agua mineral de Costa Rica.- La Gaceta oficial del 23 de setiembre de 1865. Reproducción.- En: GONZÁLEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones en Costa Rica, San José, 113 págs.
- PIEDRA, J., GUENDEL, F., LEANDRO, G., LEZAMA, G., RAMIREZ., O. & BRUCE 1981: Informe geológico de factibilidad. Proyecto Hidroeléctrico palomo.- 52 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf.Interno].
- POWELL, T. & CUMMING W., 2010: SPREADSHEETS FOR GEOTHERMAL WATER AND GAS GEOCHEMISTRY In: Proccedings of Thirthy-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 1-3, 2010.

- RAMIREZ, O., ALFONSO, P. & UMAÑA, J., 1974: Informe de Reconocimiento y Preliminar, Proyecto Hidroeléctrico Palomo.-31 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San Jose Costa Rica [Inf.Interno].
- RIVIER, F., 1979: Geología del área norte de los cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica.- IGN, Sem.IGN, 1979(1):99-138.
- ROJAS, V., 2010: Caracterización de la geología superficial y subterránea, del área de las estaciones acelerográficas RALT, CSLG, CCDN, CPAR, CCCH, sector central de la provincia de Cartago N° 731-A9-123.-28 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Informe final de investigación].
- SAÉNZ, R., 1971: Aparatos volcánicos y fuentes termales de Costa Rica. Informes técnicos y nota geológicas # 41, abril 1971. Dirección de Geología Minas y Petróleo. MEIC. San José, 15 págs.
- SAÉNZ, R. & BARQUERO, R., 1983: Fuentes termominerales de Costa Rica.- 5 págs. Boletín del OVSICORI. Volcanes de Costa Rica/Geología.
- SANABRIA, I., 2010: Informe de perforación para pozo de gradiente: Perf. BE -01 Orosi.- 27 págs. C.S Investigación y Desarrollo, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2011a: Informe geofísico I: Sondeos eléctricos en Balneario Orosi.- 15 págs. C.S Investigación y Desarrollo y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2011b: Informe geofísico II: Sondeos eléctricos en Puente Negro, Orosi.- 16 págs. C.S Investigación y Desarrollo, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2012a: Informe geofísico III: Sondeos eléctricos en la Bomba, Orosi.- 18 págs. C.S Investigación y Desarrollo, y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].

- SANABRIA, I., 2012b: Informe geofísico IV: Sondeos eléctricos en Valle de Orosi - Río macho estaciones 0+200 a 2+800m.- 15 págs. C.S Investigación y Desarrollo y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2012c: Informe geofísico V: Sondeos eléctricos Valle de Orosi - Río Macho estaciones 2+350 a 4+100 m.- 14 págs. C.S Investigación y Desarrollo y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2012d: Informe geofísico VI: Sondeos eléctricos Finca Palomas, Orosi.- 20 págs. C.S Investigación y Desarrollo y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Interno].
- SANABRIA, I., 2012e: Informe geofísico VII: Sondeo eléctricos en márgenes derecha e izquierda del río Macho y perfil Casa maquinas P.H Río Macho.- 18 págs. C.S Investigación y Desarrollo y C.S en Exploración Subterránea, Instituto Costarricense de Electricidad, San José Costa Rica [Inf. Inédito].
- SANCHÉZ, P., 2010a: Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área del Villarrica-Chihuio, 40°15'Sy 39°15'S, zona volcánica sur, Chile.- 121 págs. Universidad de Chile, Santiago [Tesis Lic.].
- SANCHÉZ, E., 2010b: Energía Geotérmica conceptos generales, Campo Geotérmico Miravalles, Problemáticas, Soluciones, Resultados. ICE.-Seminario internacional de plantas termoeléctricas SPITERMO-CIER 2010:1-39.
- SALAZAR, L., OBANDO, L. & MORA, R., 1992. Acueducto Metropolitano, Tramo embalse El Llano-Río Navarro (Costa Rica): Un Sitio Bajo Amenaza.- Rev. Géol. Amer. Central, 14: 85 – 96.
- SALAZAR, L., 2007a: Modelaje de la amenaza al deslizamiento mediante el sistema de información geográfico -Ilwis-, utilizando el método Mora & Varhson.-13 págs. Univ. De Costa Rica, San José.
- SALAZAR, L., 2007b: Modelaje de la amenaza al deslizamiento mediante el sistema de información geográfico-Ilwis-, utilizando el método Mora & Varhson.-51 págs. Univ. De Costa Rica, San José.
- SCHAULFERBERGER, P., 1931: El origen de las fuentes termales y minerales de la meseta central.- Rev. El maestro (V), 9:227-232.



- SCHOELLER, H., 1962: Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et evaluation des ressources.- 642 págs Manson et cie editeurs.
- SOENGGONO, S., 2000: Assessment of faults and fractures at the Mokai geothermal field, Taupo volcanic Zone-Proceedings World Geothermal Congress 2000 Kyushu-Thoku , Japan , May 28-June 10:1771-1776.
- SOREY, M., NATHENSON, M&SMITH, C., 1982: Methods for assessing Low-Temperature Geothermal resources.-En: REED, M., 1982: Assesment of Low-Temperature geothermal resources of the United Stated-1982.- Geological Survey Circular 892:17-30.
- SPRECHMANN, P., 1984: Manual de Geología de Costa Rica, Estratigrafía. Vol. 1. -320 pág. Ed. Univ. Costa Rica, San José.
- TESTER, E (ed)., 2006: The future of Geothermal Energy – Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21th Century.- Massachusetts Institute of Technology (MIT), Cambridge, MA, USA, 358 págs.
- ULLOA, A. & DELGADO, C., 2010: Características geoquímicas y mineralogía del flanco pacifico central de la Cordillera de Talamanca: Implicaciones para la evolución de una corteza continental-. 177 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis Lic.].
- UMAÑA, J., 1961a: Proyecto Río Macho N°1: Geología General.- 1 plano escala 1:5000. Instituto Costarricense de Electricidad, San Jose [Inf. Interno].
- UMAÑA, J., 1961b: Proyecto Río Macho N°1 Geología Túnel N° 3 (Planta y Perfil –Sección Inclinada).- 1 plano escala 1:1000. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf Interno].
- UMAÑA, J., 1961c: Proyecto Río Macho N°1 Geología Túnel N° 2 (Planta y Perfil –Sección Inclinada).- 1 plano escala 1:1000. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf Interno].
- UMAÑA, J., 1962: Informe geológico preliminar del proyecto de Cachí. -36 pág. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf Interno].

- UMAÑA, J., 1964: Ampliación N°1 Río Macho. Geología del proyecto Tapantí en el curso superior del Río Reventazón. -115 pág Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf Interno].
- UMAÑA, J., CERCONE, J. & ALFONSO, P, 1971: Informe de los estudios geológicos-geofísicos en el trazado del túnel: Tramo río Humo-río Jaular del proyecto Tapantí.-33 págs. Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. Interno].
- VARGAS, J., 2002: Geología, hidrogeología y modelo conceptual de reservorio para la prefactibilidad del campo geotérmico Poco Sol, San Ramón-San Carlos, Costa Rica.-151 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- VON FRANTZIUS, A., 1873: Las fuentes termominerales en Costa Rica-I Traducción al español de Vargas, AG. & Kussmaul, s.2007 [Del original publicado en Die warmen Mineralquellen in Costa Rica .Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Palaeotologie].- Rev. Geol. Amer. Central, 37 Especial: 23-30

## 7 ANEXOS

Tabla de datos hidrogequímicos recopilados.

| Referencia      | ID Sitio de muestreo | Altura (msnm) | Temperatura (°C) | pH Laboratorio | Conductividad de Lab(uS/cm) | Ca (mg/L) | Mg (mg/L) | Na (mg/L) | K (mg/L) | Cl (mg/L) | HCO3 (mg/L) | SO4 (mg/L) | F (mg/L) | NO3 (mg/L) | B (mg/L) | Fe_III_diss (mg/L) | Li (mg/L) | Densidad (g/cm <sup>3</sup> ) | SiO <sub>2</sub> mg/l | % B.I  |
|-----------------|----------------------|---------------|------------------|----------------|-----------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-------------|------------|----------|------------|----------|--------------------|-----------|-------------------------------|-----------------------|--------|
| ICE (2008-2012) | BE-27                | 1120,00       | 33,0             | 6,92           | 890                         | 63,8      | 2,54      | 96,2      | 2,64     | 51,8      | 85,8        | 198        | 0,63     |            | 1,09     |                    | 0,04      | 0,998                         | 38                    | 3,55   |
| ICE (2008-2012) | BE-38_39             | 1368,00       | 33,1             | 6,35           | 679                         | 53,04     | 0,69      | 83,75     | 2,37     | 76,57     | 29,41       | 592,92     | 0,67     |            | 1,46     |                    | 0,050     | 0,997                         | 20,44                 | -40,52 |
| ICE (2008-2012) | BE-38_39             | 1368,00       | 26,5             | 6,44           | 705                         | 55,90     | 0,69      | 84,86     | 2,63     | 77,37     | 3,66        | 587,01     | 0,69     |            | 1,07     |                    | 0,49915   | 0,998                         | 23,36                 | -35,2  |
| ICE (2008-2012) | BE-40                | 1011,00       | 18,5             | 7,25           | 537                         | 43,8      | 13,7      | 34        | 3,88     | 57,9      | 164         | 37,9       | 0,1      |            | 0,01     |                    | 0,01      | 0,997                         | 55,4                  | -2,24  |
| ICE (2008-2012) | BE-41                | 1190,00       | 17               | 7,18           | 203                         | 24,3      | 3,16      | 10,4      | 0,98     | 3,17      | 90,3        | 6,95       | 0,09     |            | 0,01     |                    | 0,01      | 0,996                         | 32,3                  | 6,32   |
| ICE (2008-2012) | BE-44                | 1515,00       | 18               | 5,5            | 27,2                        | 1,51      | 0,65      | 2,33      | 0,4      | 1,35      | 12,8        | 2,43       | 0,01     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 55,4                  | -9,28  |
| ICE (2008-2012) | BE-45                | 1508,00       | 18               | 4,01           | 29,3                        | 1,45      | 0,37      | 2,12      | 0,28     | 0,88      | 9,76        | 3,22       | 0,01     |            | 0,23     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 28,4                  | -12,98 |
| ICE (2008-2012) | BE-46                | 1089,00       | 19               | 6,36           | 191                         | 20        | 4,55      | 12,6      | 0,41     | 2,62      | 101         | 1,5        | 0,05     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 56,7                  | 4,74   |
| ICE (2008-2012) | BE-47                | 1113,00       | 17               | 6,78           | 246                         | 26,3      | 6,83      | 15,7      | 4,15     | 6,6       | 149         | 1,85       | 0,07     |            | 0,27     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 55,4                  | -0,43  |
| ICE (2008-2012) | BE-48                | 1129,00       | 18               | 6,02           | 185                         | 13,6      | 4,14      | 10        | 11,3     | 7,49      | 61,6        | 0,35       | 0,04     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 99,1                  | 17,46  |
| ICE (2008-2012) | BE-49                | 1123,00       | 19               | 5,83           | 184                         | 13        | 4,46      | 10        | 11       | 7,3       | 59,2        | 1,29       | 0,05     |            | 0,44     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 95,2                  | 16,55  |
| ICE (2008-2012) | BE-50                | 1040,00       | 17               | 7,11           | 151                         | 8,83      | 3,63      | 8,87      | 9,61     | 5,6       | 42,7        | 4,15       | 0,05     |            | 0,08     | 0,24               | 0,01      | 0,997                         | 87,5                  | 18,43  |
| ICE (2008-2012) | BE-51                | 1040,00       | 17,5             | 5,9            | 148                         | 8,36      | 3,74      | 9,01      | 9,02     | 5,69      | 42,7        | 4,44       | 0,04     |            | 0,21     | 0,13               | 0,01      | 0,999                         | 88,8                  | 16,38  |
| ICE (2008-2012) | BE-52                | 1515,00       | 17               | 6,74           | 146                         | 23        | 1,86      | 4,24      | 0,4      | 0,9       | 75          | 10,4       | 0,08     |            | 0,1      | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 42,6                  | 0,65   |
| ICE (2008-2012) | BE-53                | 1491,00       | 17               | 6,82           | 146                         | 22,6      | 1,86      | 4,33      | 2,82     | 5,47      | 74,4        | 4,48       | 0,06     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 46,4                  | 2,61   |
| ICE (2008-2012) | BE-54                | 1491,00       | 18               | 7,3            | 146                         | 22,5      | 1,86      | 3,76      | 10,8     | 0,79      | 78,2        | 10,7       | 0,05     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 45,1                  | 5,96   |
| ICE (2008-2012) | BE-55                | 1389,00       | 18               | 6,53           | 162                         | 26,1      | 2,02      | 3,62      | 0,41     | 0,58      | 90,3        | 7,54       | 0,07     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 50,3                  | -0,39  |
| ICE (2008-2012) | BE-56                | 1338,00       | 17               | 6,88           | 162                         | 26,6      | 1,86      | 3,42      | 0,48     | 0,48      | 90,9        | 7,34       | 0,05     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,999                         | 47,7                  | -0,29  |
| ICE (2008-2012) | BE-A8                | 1118,00       | 18,5             | 7,14           | 200                         | 40,9      | 3,36      | 5,95      | 3,44     | 0,59      | 127         | 2,52       | 0,04     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 58                    | 10,76  |
| ICE (2008-2012) | BE-A8: Río Macho     | 1334,00       | 18               | 7,21           | 96,1                        | 13,6      | 1,56      | 2,87      | 10,8     | 1,55      | 56,7        | 4,86       | 0,07     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 54,1                  | 6,01   |
| ICE (2008-2012) | BE-A9                | 1398,00       | 18               | 7,33           | 198                         | 34,8      | 2,32      | 3,79      | 3,44     | 0,65      | 120         | 10,1       | 0,04     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 54,1                  | -0,22  |
| ICE (2008-2012) | BE-A10               | 1286,00       | 17               | 7,19           | 127                         | 19        | 1,63      | 4,05      | 10,8     | 0,83      | 67,2        | 4,86       | 0,05     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 58                    | 11,31  |
| ICE (2008-2012) | BE-A13               | 1072,00       | 16               | 7,1            | 187                         | 16,3      | 2,94      | 17,7      | 3,44     | 57,3      | 57,4        | 7,05       | 0,07     |            | 0,37     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 74,7                  | -17,0  |
| ICE (2008-2012) | BE-B1                | 1300,00       | 18               | 7,26           | 156                         | 15        | 6,28      | 5,87      | 10,8     | 1,05      | 88          | 0,38       | 0,06     |            | 0,06     | 0,13               | 0,01      | 0,997                         | 81,1                  | 9,62   |
| ICE (2008-2012) | BE-B2                | 1299,00       | 18               | 7,48           | 228                         | 23,6      | 10,1      | 7,25      | 3,44     | 1,39      | 137         | 2,3        | 0,06     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,998                         | 83,7                  | 1,77   |
| ICE (2008-2012) | BE-B3                | 1299,00       | 16,4             | 7,26           | 221                         | 22,8      | 9,82      | 8,11      | 10,8     | 1,49      | 134         | 1,63       | 0,07     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 84,9                  | 6,31   |
| ICE (2008-2012) | BE-B4                | 1225,00       | 16               | 7,48           | 197                         | 21,2      | 7,88      | 6,52      | 3,44     | 1,56      | 114         | 1,28       | 0,06     |            | 0,01     | 0,13               | 0,01      | 0,996                         | 84,9                  | 3,56   |
| ICE (2008-2012) | BE-H1                | 1594,00       | 18               | 6,18           | 28,7                        | 2,19      | 0,98      | 2,14      | 0,13     | 0,76      | 20,2        | 2,61       | 0,27     |            | 0,74     | 0,13               |           | 0,998                         | 17                    | -25,06 |
| ICE (2008-2012) | BE-Z16               | 1093,00       | 17               | 6,83           | 95,1                        | 12,6      | 2,95      | 3,68      | 1,03     | 0,6       | 61,1        | 0,32       | 0,04     |            | 0,82     | 0,13               |           | 0,997                         | 41,9                  | -1,75  |
| ICE (2008-2012) | BE-Z17               | 1231,00       | 17               | 7,5            | 240                         | 39,3      | 8,03      | 1,53      | 0,31     | 0,46      | 159         | 0,68       | 0,04     |            | 0,75     | 0,13               |           | 0,998                         | 35,6                  | -0,02  |
| ICE (2008-2012) | BE-Z18               | 1320,00       | 19               | 7,32           | 133                         | 19,8      | 4,18      | 1,71      | 1,21     | 1,41      | 81,4        | 1,14       | 0,01     |            | 0,84     | 0,13               |           | 0,998                         | 41                    | -1,08  |
| ICE (2008-2012) | BE-Z19               | 1332,00       | 20               | 6,35           | 182                         | 28,8      | 6         | 6,08      | 0,6      | 0,64      | 116         | 0,28       | 0,05     |            | 0,71     | 0,13               |           | 0,998                         | 50,2                  | 5,33   |
| ICE (2008-2012) | BE-Z20               | 1416,00       | 18               | 6,8            | 100                         | 15,4      | 3,4       | 3,58      | 1,06     | 0,54      | 64,3        | 0,34       | 0,04     |            | 0,68     | 0,13               |           | 0,998                         | 41,4                  | 4,08   |
| ICE (2008-2012) | BE-Z21               | 1060,00       | 16               | 7,07           | 140                         | 118       | 7,5       | 103       | 9,8      | 2,67      | 332         | 148        | 0,15     |            | 4,57     | 0,13               |           | 0,997                         | 41,7                  | -18,91 |
| ICE (2008-2012) | BE-W1                | 1304,00       | 18               | 6,97           | 275                         | 51,8      | 7,2       | 5         | 0,29     | 1,35      | 177         | 2,43       | 0,07     |            | 0,75     | 0,13               |           | 0,997                         | 32,9                  | 5,36   |

|                 |         |          |      |      |      |       |      |       |      |       |       |       |      |      |      |      |      |       |      |        |
|-----------------|---------|----------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|--------|
| ICE (2008-2012) | BE-W2   | 1363,00  | 19   | 6,68 | 170  | 27,1  | 5,33 | 5,95  | 0,24 | 0,88  | 110   | 3,22  | 0,05 |      | 0,76 | 0,13 |      | 0,997 | 35   | 2,36   |
| Paniagua(1977)  | BE-A11  | 1069,00  | 50,5 | 7    |      | 184,5 | 11,5 | 584,5 | 27   | 829,5 | 450,8 | 248,1 |      |      | 5,1  |      |      | 1     | 56,6 | -0,21  |
| Paniagua(1977)  | BE-Z21  | 1060,00  | 36   | 7,1  |      | 129,2 | 5,3  | 281,3 | 13   | 443,1 | 354,2 | 191,4 |      |      | 2,4  |      |      | 1     | 51,8 | -6,9   |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 35   | 7,04 | 1750 | 132   | 10,7 | 279   | 10,9 | 361   | 397   | 203   |      |      | 2,6  |      | 0,42 | 1     | 45   | -2,94  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 35   | 6,99 | 1600 | 106   | 12   | 303   | 14,8 | 382   | 350   | 193   | 0,88 |      | 3,12 |      | 0,47 | 1     | 52,3 | -2,34  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 34,4 | 7,18 | 1480 | 117   | 19,6 | 200   | 7,2  | 272   | 344   | 171   |      |      | 2,36 |      | 0,38 | 1     | 47,5 | -2,07  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 34,7 | 7,69 | 1725 | 124   | 10,4 | 229   | 15,3 | 441   | 85,1  | 192   | 5,9  |      | 3,18 |      | 0,45 | 1     | 40,4 | -2,7   |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 28,6 | 6,95 |      | 119   | 11,9 | 313   | 18,5 | 485   | 368   | 209   | 0,84 |      | 3,63 |      | 0,49 | 1     | 52,6 | -7,38  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 32   | 7,27 | 1270 | 119   | 8,5  | 193   | 7,8  | 237   | 370   | 135   |      |      | 1,88 |      | 0,21 | 1     | 35   | -1,51  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 32,4 | 7,37 | 1260 | 124   | 20,1 | 129   | 13,2 | 226   | 314   | 130   |      |      | 1,82 |      | 0,24 | 1     | 41,5 | -2,01  |
| ICE (1988)      | BE-Z21  | 1060,00  | 35,5 | 7,12 | 1280 | 101   | 8,2  | 202   | 6,9  | 249   | 335   | 134   |      |      | 1,54 |      | 0,25 | 1     | 43   | -2,42  |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 50   | 6,82 | 3250 | 177   | 10,9 | 616   | 26,3 | 776   | 510   | 447   |      |      | 6,26 |      | 1    | 1     | 75   | -3,59  |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 50,1 | 6,79 | 3300 | 130   | 11,8 | 642   | 33,1 | 807   | 514   | 465   | 2,8  |      | 6,46 |      | 1,02 | 1     | 80   | -6,7   |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 50,1 | 6,78 | 3100 | 79,8  | 12   | 662   | 31,9 | 781   | 438   | 476   | 1,79 |      | 6,89 |      | 1,06 | 1     | 78,5 | -6,84  |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 49,2 | 7,01 | 3200 | 172   | 24,1 | 705   | 44,2 | 812   | 454   | 439   |      |      | 6,53 |      | 1,07 | 1     | 76,3 | 2,95   |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 49,2 | 7,19 | 3250 | 175   | 24,6 | 660   | 37,8 | 838   | 456   | 439   |      |      | 6,53 |      | 1,07 | 1     | 76,3 | -0,31  |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 50,4 | 7,25 | 3200 | 177   | 11,9 | 650   | 87,8 | 919   | 185   | 458   | 1,9  |      | 6,82 |      | 1,06 | 1     | 75,8 | 1,6    |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 46,8 | 6,85 |      | 171   | 11,9 | 638   | 50   | 999   | 454   | 410   | 1,8  |      | 6,45 |      | 1,03 | 1     | 79,6 | -7,35  |
| ICE (1988)      | BE-A11  | 1069,00  | 46,8 | 6,85 |      | 425   | 30,6 | 750   | 36,3 | 1110  | 454   | 501   | 1,8  |      | 6,55 |      | 1,04 | 1     | 79,6 | 7,04   |
| ICE (1988)      | BE-28   | 1200,00  | 59,6 | 8,95 | 1950 | 150   | 0,03 | 328   | 6,6  | 223   | 19    | 733   |      |      | 0,9  |      | 0,11 | 1     | 52   | -0,03  |
| ICE (1988)      | BE-28   | 1200,00  | 68   | 8,98 | 1900 | 160   | 0,05 | 330   | 9,5  | 233   | 21,3  | 682   | 3,4  |      | 0,83 |      | 0,12 | 1     | 52   | 2,77   |
| ICE (1988)      | BE-28   | 1200,00  | 68,7 | 9,09 | 1750 | 189   | 0,37 | 349   | 6,45 | 225   | 18    | 786   | 2,42 |      | 0,92 |      | 0,14 | 1     | 52,3 | 3,33   |
| ICE (1988)      | BE-28   | 1200,00  | 67,5 | 9,02 | 1850 | 156   | 0,39 | 324   | 36,5 | 200   | 18,8  | 747   |      |      | 1,05 |      | 0,13 | 1     | 53   | 2,82   |
| ICE (1988)      | BE-28   | 1200,00  | 68,5 | 9,2  |      | 154   | 0,02 | 344   | 12,1 | 157   | 23,2  | 793   | 2,1  |      | 1,02 |      | 0,12 | 1     | 53,9 | 3,24   |
| ICE (1991)      | BE-Z21  | 1060,00  | 35,6 | 6,94 | 1880 | 122   | 10,5 | 275   | 13,9 | 379   | 347   | 198   |      |      | 2,34 |      | 0,45 | 1     | 47,1 | -3,46  |
| ICE (1991)      | BE-A11  | 1069,00  | 49,9 | 6,89 | 4060 | 177   | 11,3 | 665   | 30,7 | 774   | 236   | 437   | 2,13 |      | 6,63 |      | 0,94 | 1     | 79,1 | 5,02   |
| ICE (1991)      | BE-28   | 1200,00  | 69,2 | 8,69 | 2310 | 159   | 0,04 | 346   | 7,9  | 219   | 15,9  | 778   | 2,63 |      | 0,93 |      | 0,11 | 1     | 50   | 0,71   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1072,00  | 18,1 | 7,73 | 214  | 23,7  | 3,37 | 11,9  | 2,75 | 3,24  | 98,8  | 20,9  | 0,19 |      | 0,35 |      | 0,04 | 1     | 17,5 | -3,16  |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 22   | 7,54 | 261  | 32,3  | 3,51 | 23,4  | 2,12 | 11,3  | 101   | 22,7  | 0,08 |      | 0,08 |      | 0,04 | 0,995 | 16,5 | 9,58   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 25,3 | 6,64 | 161  | 18,4  | 1,27 | 9,28  | 1,46 | 4,32  | 69,6  | 15,2  | 0,14 |      | 0,18 |      | 0,03 | 0,993 | 10,4 | -4,38  |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 28,3 | 6,91 | 872  | 51,7  | 5,55 | 122   | 1,85 | 78,5  | 232   | 72    | 0,29 |      | 0,84 |      | 0,05 | 0,995 | 18,5 | 4,93   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 30,3 | 6,93 | 931  | 56,2  | 5,82 | 132   | 2,24 | 119   | 242   | 76,5  | 0,31 |      | 1,01 |      | 0,06 | 0,997 | 26,5 | 0,36   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 31,2 | 6,93 | 1101 | 63,9  | 6,93 | 161   | 2,72 | 145   | 273   | 88,9  | 0,38 |      | 0,71 |      | 0,09 | 0,993 | 46,6 | 1,61   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 31,4 | 6,99 | 1117 | 65,8  | 6,93 | 162   | 2,89 | 147   | 273   | 89,6  | 0,38 |      | 0,59 |      | 0,09 | 0,996 | 44,5 | 1,98   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 32,8 | 6,97 | 1109 | 64,5  | 6,74 | 157   | 2,76 | 147   | 295   | 89,1  | 0,36 |      | 0,62 |      | 0,09 | 0,997 | 48,6 | 1,05   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 32,7 | 6,99 | 1125 | 65,8  | 7,02 | 161   | 3,01 | 150   | 273   | 90,6  | 0,42 |      | 0,62 |      | 0,09 | 0,994 | 48,6 | 1,31   |
| ICE (2008-2012) | Pozo BE | 1062,00  | 30,1 | 7    | 1125 | 66,6  | 6,93 | 164   | 3,63 | 149   | 273   | 90,6  | 0,41 |      | 0,67 |      | 0,1  | 0,997 | 48,6 | 2,24   |
| ICE (2008-2012) | BE-50   | 1040,00  | 18   | 6,96 | 138  | 8,2   | 3,25 | 9,26  | 9,28 | 3,71  | 48,9  | 1,93  | 0,07 | 24,1 | 0,03 | 0,4  |      | 0,998 | 78,2 | -0,12  |
| ICE (2008-2012) | BE-51   | 1040,00  | 20   | 6,46 | 141  | 8,3   | 3,38 | 9,35  | 9,23 | 3,51  | 101   | 1,95  | 0,08 | 23,4 | 0,11 | 0,38 |      | 0,997 | 75,6 | -23,47 |
| ICE (2008-2012) | BE-48   | 1129,00  | 18   | 6,14 | 197  | 18    | 4,23 | 10,8  | 11,7 | 5,52  | 61,1  | 0,28  | 0,07 | 41,1 | 0,03 | 0,13 |      | 1     | 88,9 | 4,93   |
| ICE (2008-2012) | BE-49   | 1123,00  | 17   | 6,06 | 196  | 16,5  | 4,28 | 10,9  | 11,1 | 5,13  | 61,1  | 0,54  | 0,07 | 46,1 | 0,03 | 0,13 |      | 1     | 96,8 | 0,86   |
| ICE (2008-2012) | BE-28   | 1200,00  | 60   | 9,1  | 2250 | 69,5  | 0,1  | 338   | 8,25 | 234   | 1,71  | 710   | 1,61 | 0,4  | 0,68 | 0,13 |      | 1     | 56,6 | -7,52  |
| ICE (2008-2012) | MT-1    | 1536,00  | 15   | 6,25 | 15   | 1,47  | 0,47 | 0,7   | 0,28 | 0,37  | 12,2  | 0,43  | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,13 |      | 0,998 | 10,7 | -18,06 |
| ICE (2008-2012) | MT-2    | 1328,000 | 18,2 | 7,76 | 138  | 14,6  | 5,68 | 6,33  | 1,09 | 0,49  | 85,5  | 2,51  | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,13 |      | 0,998 | 21,8 | 1,07   |
| ICE (2008-2012) | TAP     | 1176,000 | 16   | 7    | 89,7 | 12,7  | 1,2  | 2,23  | 0,44 | 0,4   | 43,3  | 8     | 0,1  | 0,06 | 0,03 | 0,13 |      | 0,997 | 11,9 | -2,8   |

Valores de B.I (%) en azul: Son excepciones al balance ionico propuesto por Custodio & Llamas (2001), para datos con B.I <10% (incluidos).

Valores de B.I (%) en rojo: Son datos con un alto porcentaje de B.I. según Custodio & Llamas (2001, no aptos para cálculos hidrogequímicos (excluidos)

## **Análisis petrográficos realizados por Barrantes (2011, 2012).**

### **MUESTRA ZOROSI 23/3/11a:**

Roca piroclástica alterada principalmente a sílice fina y óxidos-hidróxidos de hierro que macroscópicamente se observa como parches café-rojizos, con la presencia de cristales de plagioclasa gracias a sus formas tabulares y blancos. La presencia de algunos fragmentos de origen claramente volcánico, permite corroborar su textura piroclástica. Se trata de líticos de textura afanítica, compuestos por abundantes microlitos de plagioclasa que debido al tipo y grado de alteración presente (arcillas, zeolitas, sílice fina abundante), tienden a confundirse con la matriz reemplazada.

Esta matriz está sumamente reemplazada a sílice fina (mosaico), con presencia de zeolitas, arcillas y cloritas junto con óxidos-hidróxidos de hierro asociado a las microfracturas. Escaso leucoxeno fue observado.

La oxidación es la que se manifiesta macroscópica y microscópicamente como parches o halos café-rojizos típica y asociable a la circulación de aguas frías. Esta mineralogía secundaria corresponde con una paragénesis de bajo grado, posiblemente corresponde a temperaturas no mayores a 150 °C.

Esta roca presenta muchas coincidencias y similitudes con la muestra de código 2orosi23/3/11b, donde se resaltan algunos rasgos petrográficos similares a los observados en esta muestra.

### **MUESTRA A5:**

Macroscópicamente, la muestra está alterada pero a su vez se pueden distinguir claramente fenocristales de plagioclasas dentro de una mesostaza fina. Petrográficamente, la roca se ha clasificado como una andesita con piroxenos (?). A pesar de la alteración que ha sufrido, en particular de zeolitas.

Texturalmente se clasifica como porfirítica-intergranular, donde aún se distinguen fenocristales de plagioclasas parcial a totalmente alteradas a arcillas, con sus formas típicas de tabletas y macladas, flotando dentro de una mesostaza que contiene microlitos de plagioclasas y opacos de formas xenomórficas. En términos generales, la mineralogía secundaria presente es dominada por las

zeolitas, arcillas y escasos óxidos-hidróxidos de hierro. Esta paragénesis es de baja temperatura, probablemente menores a 120 °C.

#### **MUESTRA C-1:**

A pesar de la alteración de la muestra, macroscópicamente es posible distinguir fragmentos líticos de formas y tamaños variables, junto con algunos fenocristales de plagioclasas. En microscopía, lo que se observa es una amplia variedad de fragmentos líticos de diverso origen y grado de alteración, aunque claramente aquellos de naturaleza volcánica son amplia mayoría, de formas subangulares-subredondeados, y de textura porfirítica hasta afanítica, donde es la plagioclasa el mineral principal.

Hay pequeñas oquedades con relleno de zeolitas, que en conjunto con las arcillas, sílice fina y óxidos-hidróxidos de hierro, representan una paragénesis secundaria de baja temperatura, probablemente por debajo de los 120 °C.

#### **MUESTRA M-8:**

Macroscópicamente es posible distinguir fragmentos líticos de formas y texturas variadas, con una matriz fina que contiene cristales de plagioclasas. En microscopía, resalta la presencia de abundantes fragmentos de roca, con muy diferentes texturas y grados de alteración, entre ellos destacan por su abundancia los volcánicos de textura porfirítica (tanto sanos como alterados), con abundantes fenocristales de plagioclasas y opacos. La mesostaza es alterada a arcilla y sílice fina, aunque también se observa clorita azul (pennina).

En términos generales, la presencia de leucóxeno y epidota en forma ocasional, y abundante clorita azul (pennina) sugiere una temperatura cercana a los 180-200 °C y una posterior alteración por fluidos más fríos, asociados a cloritas e hidróxidos de hierro, al menos menores a 150 °C.

#### **MUESTRA M-10:**

Macroscópicamente esta muestra resalta de las otras muestras por la presencia de minerales de alteración como la epidota aunque también es posible reconocer pocos líticos y algunos fenocristales de plagioclasas.

A nivel microscópico, se trata de una roca clástica, con textura brechada y una matriz detrítica (volcánico), con cristales de plagioclasas, opacos y uralita (anfíbol de origen secundario). Abundantes fragmentos de origen volcánico y silicificados, parcialmente alterados a epidota, arcillas, sílice, leucoxeno y cloritas; formas subredondeadas; a veces con pequeñas diferencias texturales que se han interpretado como pertenecientes a un mismo tipo de roca, y por ende a una misma fuente. Otro aspecto importante es la presencia de microzonas de cizallamiento que han sido el medio para que fluidos ingresen y afecten a la roca.

La asociación de abundantes y bien formados cristales de epidota junto a clorita azul (pennina) leucoxeno y cuarzo fino, se ha formado a temperaturas superiores a 240 °C conforme a Reyes (2000). Esta misma autora relaciona la presencia de epidota “tenida” de óxidos-hidróxidos de hierro como una fase retrograda probablemente asociada a un enfriamiento, situación que puede ser visualizada en esta misma sección delgada, corroborado por la presencia adicional de arcillas mal cristalizadas, zeolitas y cloritas.

#### **MUESTRA PerPBe-01a y b:**

Esta muestra representa la primera de dos secciones delgadas de una roca de origen sedimentario, asociadas a la Fm. Pacacua. Es una roca compuesta mayormente (80%) de fragmentos de roca, muchos de ellos volcánicos de diferentes texturas, hipoabisales y alterados, donde se dificulta poder discernir dado su grado de alteración. También hay algunos cristales de plagioclasa, opacos y piroxenos.

También es importante mencionar la presencia de mineralogía característica de alteración hidrotermal de al menos grado medio dada la identificación de pennina (clorita azul), leucoxeno y epidota en algunos fragmentos. Se considera que esta alteración afectó a estos líticos previamente a su depositación.

Una segunda paragénesis secundaria afecta a la roca posterior a su formación, y está conformada por arcillas, cuarzo, zeolitas, y calcita; ésta última incluso en vetillas. Esta queda evidenciado en que esta alteración está en toda la roca y de manera restringida a solo algunos fragmentos. La roca se ha clasificado como una litoarenita (de acuerdo a Folk) o arenisca lítica conforme a Pettijohn.