



***ACTUALIZACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE
PAIPA***

Bogotá, enero de 2017





ACTUALIZACIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE PAIPA

Por:

Claudia María Alfaro Valero

Química

Jhon Camilo Matiz León

Ingeniero Catastral y Geodesta

Jesús Bernardo Rueda Gutiérrez

Geólogo

Gilbert Fabián Rodríguez Rodríguez

Ingeniero Catastral y Geodesta

Carlos Eduardo González Idárraga

Ingeniero Físico

Miguel Ángel Beltrán Luque

Geólogo

Gina Zulay Rodríguez Ospina

Geóloga

Jaison Elías Malo Lázaro

Químico

Edición

Claudia M. Alfaro V.

Bogotá, enero de 2017

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	11
ABSTRACT	14
1. INTRODUCCIÓN	17
2. METODOLOGÍA.....	23
3. RESULTADOS	25
3.1 REVISIÓN DE TRABAJOS DE EXPLORACIÓN	25
3.1.1 Geología	25
3.1.2 Modelo Estructural	34
3.1.3 Alteración Hidrotermal	36
3.1.4 Consideraciones hidrogeológicas y climáticas.....	40
3.1.5 Clima y balance hídrico regional.....	44
3.1.6 Geoquímica de Fluidos.....	47
3.1.7 Inventario y geoquímica de puntos de agua	55
3.1.8 Composición isotópica del agua de lluvia.	57
3.1.9 Geofísica	59
3.1.9.1 Sondeos Superficiales de Temperatura	59
3.1.9.1 Emanometría de Radón.....	62
3.1.9.3 Métodos Potenciales.....	63
3.1.9.4 Sondeos Eléctricos Verticales.....	67
3.1.9.5 Modelación 2D de la Estructura Resistiva.....	69
3.1.9.6 Modelación 3D de la Estructura Resistiva.....	71
3.2 MODELO GEOLÓGICO 3D CONSTREÑIDO CON GEOFÍSICA DE CAMPOS POTENCIALES.....	74
3.2.1 Revisión del Modelo Geológico 3D	81
4. INTERPRETACIÓN.....	86
4.1 MODELO CONCEPTUAL DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE PAIPA.	91
4.1.1 Sistema geotérmico principal.....	92

4.1.2	Circuito de circulación NW	97
4.1.3	Sistema evaporítico.	98
4.2	PROPUESTA DE BLANCOS DE PERFORACIONES DE GRADIENTE TÉRMICOS.	98
5.	CONCLUSIONES	104
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	107

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área geotérmica de Paipa. Rectángulo demarcado con línea roja.	17
Figura 2. Modelo conceptual del sistema geotérmico de Paipa. Tomado de Alfaro et al. (2005).....	19
Figura 3. Aportes al modelo conceptual del área geotérmica de Paipa. Tomado de Alfaro et al., 2012.....	21
Figura 4. Geología del área Geotérmica de Paipa. Fuentes: Cartografía 1:25.000, Velandia (2003); cartografía de vulcanitas, Cepeda & Pardo (2004); Cartografía de domos (Rueda-Gutiérrez, 2016).	26
Figura 5. Fotografías de complejos de domos del área geotérmica de Paipa. Se agrupan en tres sectores: Alto Los Volcanes (A), Valle de la Quebrada Honda (B) y Alto Los Godos (C). Fuente: Rueda (2016).....	28
Figura 6. Anomalías en ^{238}U (izquierda), ^{232}Th (centro) y ^{40}K identificadas en el área de Paipa. Fuente: Datos, González et al. (2008); interpolación, Rodríguez & Vallejo (2013).	30
Figura 7. Localización de perforaciones realizadas en la zona del cuerpo ígneo de El Durazno. Fuente: Rodríguez & Alfaro (2015), a partir de información de González et al. (2008).....	30
Figura 8. Relación entre la producción de calor y la concentración de ^{238}U para muestras de la Perforación 2. Datos de Rodríguez & Alfaro (2015).....	32
Figura 9. Calor radiogénico estimado a partir de la concentración de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K en perforaciones de El Durazno. Fuente: Rodríguez & Alfaro (2015)	34
Figura 10. Rasgos estructurales regionales (A) y locales del área geotérmica de Paipa (B). En B los puntos rojos corresponden a sitios de emergencia de algunos de los manantiales termales. Fuente: Velandia (2003).....	35
Figura 11. Zonación superficial de la alteración hidrotermal en El Durazno. Tomada de González et al. (2008).	36
Figura 12. Alteración de alta temperatura identificada en muestras de xenolitos hallados en el sector de Olitas: En matriz de ceniza (a,b,c,d) y en relleno de vena en lítico metamórfico (e a l). Tomada de Alfaro (2005a). Símbolos de minerales de Siivola & Schmid (2007); Whitney & Evans (2010).	39
Figura 13. Variación de precipitación y evaporación en la estación Tinguavita, entre 1968 y 2015. Datos IDEAM. Tomada de Malo & Alfaro (2016).	44

Figura 14. Mapas de precipitación, evapotranspiración y recarga potencial para el centro del departamento de Boyacá.	45
Figura 15. Hipótesis sobre la recarga y circulación del agua subterránea en el área geotérmica de Paipa, identificada con el recuadro de línea negra. La zona de infiltración más importante se registraría sobre el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa-Toledo en donde aflora la Formación Une, caracterizada por arenitas permeables.	47
Figura 16. Localización de manantiales termales del área geotérmica de Paipa. Tomada de Alfaro (2002a).	48
Figura 17. Diagrama Schoeller. Los manantiales ssalinos tibios definen el patrón composicional de los manantiales calientes, dominado por altas concentraciones de sodio y sulfato. Fuente: Alfaro et al. (2005).	50
Figura 18. Composición isotópica de manantiales del área geotérmica de Paipa.	51
Figura 19. Composición de gases de manantiales del área de Paipa. Arriba: Composición relativa CO ₂ , CH ₄ , N ₂ (círculos rojos) en donde se evidencia la concentración relativa elevada de CO ₂ comparada con fluidos del área geotérmica del Ruiz (círculos azules). Abajo: Composición relativa N ₂ , He, Ar Fuente: Alfaro (2005b).	53
Figura 20. Composición ¹³ C en el sistema CH ₄ -CO ₂ para gases de manantiales del área geotérmica de Paipa (círculos rojos llenos).	54
Figura 21. Modelo entalpía – sílice para manantiales del área de Paipa (en símbolos rojos). La concentración de SiO ₂ más elevada en los manantiales del sector de La Playa (PP-04 y PP-01), señala la posibilidad de tener un reservorio de 160 y 230 °C. En azul, manantiales de Iza. Fuente: Alfaro (2002b).	55
Figura 22. Inventario de puntos de agua en el área geotérmica Paipa-Iza. Localización de puntos de agua y temperatura de descarga. A partir de datos de Ortiz & Alfaro (2010).	56
Figura 23. Clasificación química de aguas, a partir de composición en iones dominantes (Diagramas Stiff). Azul: Bicarbonatada principalmente cálcica. Roja: Clorurada sódica. Verde: sulfatada de baja salinidad. Violeta: Sulfatada sódica de alta salinidad (en escala reducida para hacer posible la representación de todos los puntos en el mismo mapa). Tomada de Ortiz & Alfaro (2010).	56
Figura 24. Localización y composición isotópica de manantiales fríos de baja conductividad eléctrica considerados para evaluación preliminar de elevación de la recarga. Los círculos de mayor tamaño corresponden a composiciones isotópicamente más pesadas. Magnitudes de las mediciones son indicadas en los rótulos. Tomado de Alfaro (2012).	58

- Figura 25.** Composición isotópica de manantiales fríos (círculos vacíos) y termales (círculos rojos). Tomada de Alfaro (2012). Izquierda: Línea meteórica isotópica global (línea continua azul) y mejor ajuste lineal de datos de composición de manantiales fríos (línea discontinua negra). Punto rojo altamente empobrecido en oxígeno-18 (a la izquierda de la línea meteórica), corresponde al manantial El Hervidero con evidente interacción con el CO₂ cuya descarga abundante caracteriza al manantial. Derecha relación de altura Vs composición en deuterio. 58
- Figura 26.** Mapa de mediciones de temperatura del suelo a 1.5 m de la superficie. Los valores registrados corresponden a la diferencia entre las temperaturas medidas y la temperatura media ambiental estimada a la altura de cada punto de medición. Los puntos rojos representan las estaciones de medición. Puntos resaltados en amarillo y verde corresponden a anomalías positivas y negativas, respectivamente. Tomada de Rodríguez & Vallejo (2013). 60
- Figura 27.** Emanaciones de gas radón en aire del suelo. Izquierda: estaciones y líneas de medición (numeradas) sobre mapa geológico (Velandia, 2003; Cepeda & Pardo, 2004). Centro: emisiones de radón derivado del ²³²Th (²²⁰Rn). Los números corresponden a líneas de medición. Derecha: emisiones de radón derivado del ²³⁸U (²²²Rn) Fuente: Alfaro & Espinosa (2004). Líneas 3, 8 y corresponden a los sectores SALPA e ITP-Lanceros, El Batán (alrededores del “*steam vent*”) y El Hervidero, respectivamente. 62
- Figura 28.** Localización de estaciones de medición de magnetometría y gravimetría en el área geotérmica Paipa – Iza (polígono rectangular demarcado con línea roja). El área geotérmica de Paipa corresponde al polígono demarcado con línea negra. Tomada de Beltrán (2015). 63
- Figura 29.** Mapas en falso color de gravimetría. A. Anomalía de Bouguer Total. B. Anomalía de Bouguer residual (fuentes someras <4400 m). C. Anomalía de Bouguer regional (fuentes profundas > 8km). Área geotérmica en recuadro blanco. Modificada de Llanos et al. (2015). 64
- Figura 30.** Mapas en falso color de magnetometría. A. Intensidad de campo magnético total (ICM). B. ICM reducida al Ecuador con polaridad corregida. C. ICM reducida al Polo. Tomada de Llanos et al. (2015). 65
- Figura 31.** Anomalías gravimétrica y magnética en el área geotérmica de Paipa. Izquierda mapa de anomalías de Bouguer residual. Derecha. Mapa de anomalías de intensidad de campo magnético total. Fuente de anomalías geofísicas: Llanos et al. (2015); Modelo estructural (Velandia, 2003). 67
- Figura 32.** Mapas de iso-resistividad (Ωm) a partir de sondeos eléctricos verticales a diferentes cotas. Fuente: Franco (2016). 68

Figura 33. Localización de estaciones de medición magnetotelúrica. Izquierda: área geotérmica Paipa – Iza (162 estaciones). Derecha: área geotérmica de Paipa; 88 estaciones y perfiles N65°W. Fuente: González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez (2016) 69

Figura 34. Modelos resistivos 2D a partir de información magnetotelúrica. Perfiles NW señalados en mapa de la Figura 33. Tomada de González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez (2016)..... 70

Figura 35. Vista del modelo estructura resistiva 3D. Fuente: Modelo Siripunvaraporn (2016); Visualización: ParaView versión 5.2.0. 72

Figura 36. Cortes horizontales del modelo resistivo 3D del área geotérmica de Paipa a 2450, 1440 y 0 m.s.n.m. a partir de modelo 3D (Siripunvaraporn, 2016). Capa de fallas: Velandia (2003)..... 73

Figura 37. Cortes E-W del modelo resistivo 3D, a 1121000 (A) y 1122000 (2) (tamaño de la celda de modelación 300 m). Tomada de Siripunvaraporn (2016) 74

Figura 38. Modelo geológico directo del área geotérmica de Paipa. Izquierda: red de fallas. Derecha: formaciones geológicas. Fuente: Llanos et al. (2015). 75

Figura 39. Modelación geológica geofísica del área geotérmica de Paipa. Arriba: corte vertical del modelo litológico 3D (geológico-geofísico integrado), sobre la coordenada 1121000. En gris, cobertera sedimentaria. En rojo, basamento y abombamientos que corresponderían a la morfología modelada de intrusiones. Abajo: Corte horizontal del modelo de densidades, a 2000 m desde la base del modelo en la misma coordenada. En rojo, anomalías positivas. En azul, anomalías negativas. Cortes elaborados a partir del modelo 3D de Llanos et al. (2015) 78

Figura 40. Evaluación de la volatilidad de la modelación a partir de la estimación de entropía. A medida que aumentan las iteraciones se reduce la entropía calculada para cada voxel. En el modelo final, la zona central (intrusiones y depósitos volcánicos) el modelo es la más estable. Fuente: Llanos et al. (2015)..... 79

Figura 41. Corte vertical del modelo geológico 3D sobre la coordenada 1118000 N. El modelo modifica los perfiles geológicos iniciales (líneas con puntos). En línea discontinua azul se indica una posible falla normal sin expresión superficial al occidente del área de trabajo. Fuente: Llanos et al. (2015)..... 80

Figura 42. Vista NS de los modelos 3D de densidad (arriba) y susceptibilidad magnética (abajo) sobre el extremo oriental del área de trabajo (coordenada 1113000 E). Es posible diferenciar el basamento con mayor densidad (voxels rojos y amarillos), la cobertera sedimentaria con menor densidad (voxels azules oscuros) y una zona de densidad intermedia (voxles azules claros) (y muy alta susceptibilidad magnética, en

rojo), interpretada por Llanos et al., 2015 como una intrusión ígnea. Fuente; Llanos et al. (2015). 82

Figura 43. Densidad (arriba) y susceptibilidad magnética (abajo) en cortes verticales sobre el límite sur del área de trabajo (coordenada 1117000 N). Las zonas dominadas por rocas sedimentarias registran los valores más bajos de densidad y susceptibilidad magnética (entre las coordenadas 1102000 y 1105000 E). Cortes sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015). 83

Figura 44. Perfil E-W sobre la coordenada 1.122.000 N. La morfología y magnitud de la anomalía de densidad permiten proponer la localización de las intrusiones cuya expresión superficial correspondería a los domos del Alto Los Volcanes (izquierda) y al domo sureste del Alto Los Godos (derecha). Como referencia se integra el trazo 3D de la falla Lanceros. Corte sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015). 84

Figura 45. Corte horizontal de los modelos de densidad (izquierda) y susceptibilidad magnética (derecha). Anomalías de densidad están relacionadas con el Macizo de Floresta (1) e intrusiones ígneas (2 a 6), algunas de las cuales posiblemente alimentan los domos del Alto Los Volcanes y el Alto Los Godos. Cortes a partir de modelo 3D de Llanos et al. (2015). 85

Figura 46. Comparación de perfiles geológicos – geofísicos E-W a partir de modelos e interpolaciones 3D sobre la coordenada 1121000 N. 89

Figura 47. Comparación de perfiles geológicos – geofísicos E-W a partir de modelos 3D sobre la coordenada 1122000 N. 90

Figura 48. Modelo conceptual del área geotérmica de Paipa. 93

Figura 49. Corte A-A' sobre modelo geológico 3D. Localización del perfil, arriba a la izquierda, sobre vista del modelo en planta. Las formaciones Plaeners y Labor y Tierna son puestas en contacto por la dislocación provocada por la falla El Bizcocho. Corte sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015). 96

Figura 50. Sitios propuestos a partir del modelo conceptual, como blancos para tres (3) perforaciones de gradiente térmico y conocimiento geológico. Plan de perforación inicial: GTP-1 a GTP-4. Plan alterno GTP-5 a GTP-7. Fuentes mapa geológico: Cartografía 1:25.000, Velandia (2003); cartografía de vulcanitas, Cepeda & Pardo (2004); cartografía de domos, Rueda (2016). 100

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Calor radiogénico estimado a partir de las concentraciones de ^{238}U ranio, ^{232}T orio y ^{40}K , en muestras de núcleos de perforaciones de El Durazno. Fuente Rodríguez & Alfaro (2015). 33

Tabla 2. Abundancia relativa de los minerales principales en muestras de núcleos de perforación de El Durazno. Análisis por DRX. Resultados en porcentaje (% en peso). No incluye análisis de minerales amorfos (Rodríguez & Alfaro, 2015) 38

Tabla 3. Resumen de revisión de rasgos hidrogeológicos de las formaciones geológicas del área, a partir de estudios realizados en la zona de trabajo y alrededores..... 43

Tabla 4. Composición del agua del pozo ITA (Instituto Técnico Agropecuario)..... 61

RESUMEN

Un modelo conceptual actualizado del área geotérmica de Paipa, es propuesto a partir de un modelo geológico 3D constreñido por geofísica de campos potenciales y la integración de observaciones, datos, información y resultados de los trabajos de geoquímica de rocas y de fluidos, alteración hidrotermal, sondeos eléctricos verticales, mediciones de temperatura superficial y resultados parciales del modelo resistivo basado en el estudio magnetotelúrico.

De acuerdo con este modelo, el sistema ocurre en un terreno basculado de sur a norte donde encuentra su cota más baja en alrededores del Río Chicamocha. La recarga principal del reservorio ocurre desde el sur y suroriente (Anticlinal Tibasosa – Toledo) a través de afloramientos de gran extensión de la Formación Une. La recarga profunda a un posible reservorio que estaría alojado en el basamento, ocurriría a través de estructuras extensivas como fallas, cruces entre fallas y planos de contacto entre las intrusiones ígneas y rocas del basamento y de la cobertera sedimentaria. Dicho reservorio tendría una extensión lateral limitada a fallas y fracturas hidráulicas. El flujo ascendente del fluido termal desde el reservorio profundo se acumularía en la formación Une, conformando un reservorio sedimentario, entre intrusiones ígneas que subyacen los complejos de domos Alto Los Volcanes y Alto Los Godos, al sur de la falla Cerro Plateado, a través de la cual inicia un flujo lateral principalmente a través de la misma formación Une, hasta su descarga en manantiales.

El calor del sistema estaría asociado a tres posibles fuentes: el calor residual de los eventos magmáticos que dieron lugar a las intrusiones ígneas cuya edad más reciente, es del orden de 1 millón de años, calor radiogénico por concentración anómala de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K en las intrusiones ígneas y el calor asociado a un gradiente geotérmico normal, ya que la infiltración a por lo menos 2 km podría contribuir al aumento de la temperatura hasta máxima de descarga de los manantiales (76°C); sin embargo, la existencia de un proceso de mezcla gran magnitud con una fuente no termal, así como la alteración hidrotermal identificada, sugieren una mayor temperatura en el reservorio.

Niveles de arcillolitas de la secuencia sedimentaria así como depósitos volcánicos meteorizados, que cubren gran parte del área geotérmica, reducen la permeabilidad

vertical y restringen la ocurrencia de manifestaciones termales entre los complejos de domos y las zonas de descarga.

El sistema tiene dos áreas de descarga principales; una de baja permeabilidad en el sector de La Playa a menos de 1 km al norte de la falla Cerro Plateado, límite norte del reservorio sedimentario, en donde se encuentran el manantial de máxima temperatura de descarga (76°C) y un ventiladero de vapor y, una de mayor permeabilidad en el sector ITP-Lanceros a tres (3) km al norte de la anterior, en donde se concentra el mayor número de manantiales.

En esta área geotérmica las condiciones climáticas (precipitación y evaporación) parecen favorecer la formación de evaporitas como evidencian la presencia de eflorescencias de sales visibles en superficie (mirabilita y thernardita) y se infiere de observaciones indirectas por métodos geofísicos eléctricos y electromagnéticos, de zonas de circulación de agua salada. Su concentración en sales es tan elevada que ha permitido el beneficio de sulfato de sodio en la planta Sales de Paipa (SALPA). La extensión y profundidad de una fuerte anomalía negativa de resistividad eléctrica observada en modelos magnetotelúricos 2D y 3D, al noroccidente y occidente del sistema, permite suponer que la fuente salada está originada en la disolución de las sales más solubles (sulfato de sodio) de evaporitas alojadas en niveles inferiores la secuencia sedimentaria.

La mezcla del fluido termal originado en el reservorio geotérmico y la fuente salada, es de tal magnitud que enmascara su composición química e isotópica, e impide inferir condiciones fisicoquímicas del reservorio a partir de la caracterización del agua descargada por los manantiales termales. Además de la descarga en fase líquida, los manantiales termales y salados de baja temperatura registran abundancia de gases con alta concentración relativa de CO₂ frente a CH₄, cuyo origen podría estar relacionado con el aporte de gases magmáticos de bajo contenido de metano o con la oxidación de CH₄. La firma isotópica del ¹³C en CH₄ sugiere la posible contribución de gases orgánicos.

La temperatura del reservorio no puede ser estimada de manera confiable a partir de geotermómetros alcalinos ni de gases, ya que los fluidos descargados por los manantiales no son representativos del fluido geotérmico debido los procesos de mezcla. Con base en la estimación del geotermómetro de cuarzo, la temperatura sería hasta de 120°C; sin embargo, teniendo en cuenta la contribución dominante de la fuente salina no termal, esta temperatura probablemente es inferior a la del reservorio. El modelo de mezcla simple entalpía – sílice indica una temperatura de reservorio máxima del orden de 230°C, aunque los depósitos de biotita secundaria en

vena observada en muestras de xenolitos metamórficos, sugiere temperaturas hasta de 320°C.

Por otra parte, cerca del límite occidental del polígono definido como el área geotérmica, se registra una intrusión ígnea con expresión superficial en la cantera de El Durazno, cartografiada como brecha hidrotermal, en una zona de cruce entre las fallas Paipa – Iza (falla normal de dirección NW) y Canocas (falla inversa de dirección NE). Esta intrusión se caracteriza por registrar intensa alteración hidrotermal (argílica y argílica avanzada) y contenido relativamente elevado de elementos radiactivos (hasta 370 ppm de ²³⁸U), medido en núcleos de perforaciones de 50 y 100 m. A partir de la concentración de dichos elementos se estimó la producción media máxima de calor radiogénico en 12 uW/m³, en una de las perforaciones. Éste calor podría contribuir como fuente de calor en la zona marginal del área en donde aparentemente existe otro conducto de circulación de agua termal relacionado con una anomalía de temperatura superficial y con agua dulce a 34.8°C, descargada por un pozo de agua (pozo ITA).

ABSTRACT

An updated conceptual model of the Paipa geothermal area is proposed based on a 3D geological model constrained by potential fields geophysics and the integration of observations, data, information and results of rocks and fluids geochemistry, hydrothermal alteration, vertical electrical sounding, shallow soil temperature measurements and partial results of the resistive model based on a magnetotelluric study.

According to this model, the system occurs in a south to north tilted terrain, where it finds the lowest altitude around Chicamocha River. The main recharge of the reservoir occurs from south and southeast (Tibabosa-Tole Anticline), through large outcroppings of Une Formation. The deep recharge to a possible reservoir hosted in the basement rocks, would occur through extensive structures such as faults, crosses between faults and the contact planes between igneous intrusions and rocks from the basement and from the sedimentary cover. Such a reservoir would be laterally limited to faults and hydraulic fractures. The thermal fluid upflow from the deep reservoir is accumulated in Une Formation, forming a sedimentary reservoir between igneous intrusions that underlie the Alto Los Volcanes and Alto Los Godos dome complexes, south from Cerro Plateado Fault, from which an outflow starts, mainly following the permeable strata of the same geological formation (Une) up to its discharge in hot springs.

The heat source of the system would be related to three possible sources: the residual heat from the magmatic event, which gave rise to the igneous intrusions which more recent age is of the order of 1 million years; radiogenic heat, from anomalous ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K concentrations in the igneous intrusions, and the heat related to a normal geothermal gradient, as the deep infiltration to at least 2 km could contribute to the temperature increase up to the maximum discharge temperature of the springs (76°C); however, the existence of a large magnitude mixing process with a non-thermal source, as well as the identified hydrothermal alteration, suggest a higher reservoir temperature.

Clayish levels from the sedimentary sequence, as well as the weathered volcanic deposits, which cover big part of the geothermal area, reduce the vertical permeability

and restrict the thermal manifestations occurrence between the dome complexes and the discharge zones.

The geothermal system has two main discharge areas; one of low permeability in La Playa sector, to less than 1 km to the north of the Cerro Plateado Fault, northern limit of the sedimentary reservoir, where the highest temperature hot springs (76°C) and a steam vent are located and another, of higher permeability in the ITP-Lanceros sector, located 3 km to the north of the previous one, where the higher number of hot springs is found.

In this geothermal area the climate conditions (precipitation and evaporation) seem to favor the formation of evaporites as it is evidenced by salt efflorescences (mirabilite and thenardite) on surface and as it is inferred from indirect observations by electrical and electromagnetic geophysical methods of circulation zones of saline water. Its salt concentration is so high that it has been utilized for the sodium sulphate extraction in a salt plant named SALPA. The extension and depth of the negative resistivity anomaly observed through 2D and 3D magnetotelluric models to the north and west of the system, suggest that the saline source is originated in the dissolution of the most soluble salts (sodium sulfate) from buried evaporates, in the sedimentary sequence by deep water infiltration.

The mixing process of the thermal fluid from the geothermal reservoir and the saline source, is of such magnitude that it masks its chemical and isotopic composition and prevent the inference of physicochemical conditions in the reservoir from the water discharged by the hot springs. Besides the liquid phase discharges from the hot springs and low temperature saline springs, they discharge abundant gases with high relative CO₂ concentration versus CH₄ which origin could be related to the contribution of magmatic gases of low methane concentration or with the oxidation of CH₄. The ¹³C in CH₄ suggest the possible contribution of organic gases.

The reservoir temperature cannot be estimated in a reliable way from the alkaline or gas geothermometers, as the fluids discharge by the hot springs are not representative of the reservoir due to mixing processes. Based on the quartz geothermometer, the reservoir temperature would be up to 120°C; however, taking into account the dominant contribution of the saline non-thermal source, this temperature is probably lower than the one in the reservoir. The simple enthalpy-silica model suggests a maximum temperature around 230°C, although secondary biotite deposits in veins, observed in metamorphic xenolites, suggest temperatures up to 320°C.

On the other hand, by the western limit of the polygon defined as the geothermal area, an igneous intrusion with surface expression is located in the El Durazno quarry

mapped as a hydrothermal breccia, in the intersection between Paipa-Iza fault (a normal NW structure) and Canocas faults (a reverse NE structure). This intrusion is characterized by an intense hydrothermal alteration (argillic and advanced argillic) and a relatively high concentration of radioactive elements (up to 370 ppm of ^{238}U), measured in drilling cores from 50 and 100 m deep boreholes. From the radioactive elements concentration the maximum mean radiogenic heat production of 12 uW/m^3 was estimated in one of the boreholes. This heat could contribute as a heat source in the marginal zone of the area where seems to exist another circulation conduit of thermal water related with a surface temperature anomaly and with fresh water at 34.8°C , discharged by a water production well (ITA well).

1. INTRODUCCIÓN

Este informe presenta una actualización del modelo conceptual de área geotérmica de Paipa, trabajo realizado a partir de la integración de resultados de estudios elaborados principalmente por el Grupo de Investigación y Exploración de Recursos Geotérmicos de la Dirección de Geociencias Básicas del Servicio Geológico Colombiano (SGC), a partir del año 2002.

Localización.

El sistema geotérmico de Paipa se localiza en un terreno basculado de sur a norte hacia el Río Chicamocha, limitado al oriente y suroriente por el anticlinal Tibasosa – Toledo y al norte, por el Río Chicamocha (Figura 1). El área de trabajo definida a partir de la elaboración del mapa geológico 1:25.000 (Velandia, 2003), tiene una extensión de 130 km²).

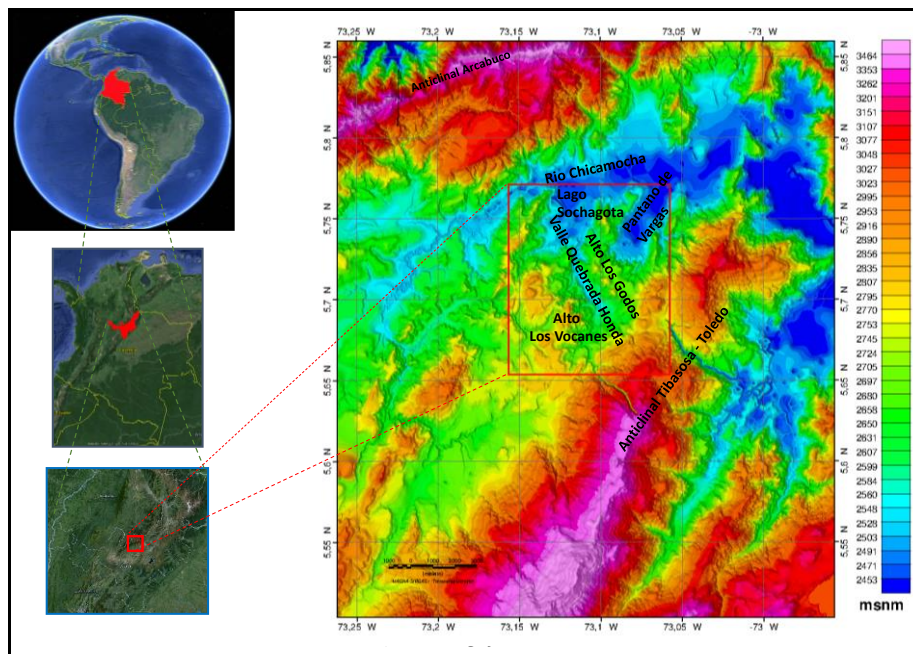


Figura 1. Localización del área geotérmica de Paipa. Rectángulo demarcado con línea roja.

Modelos Conceptuales Anteriores.

El área geotérmica de Paipa, fue clasificada por OLADE, ICEL & Geotérmica Italiana, 1982, como área de interés con prioridad media alta, a partir de geología de superficie y geoquímica de fluidos. Posteriormente, a partir de la revisión del estudio anterior y de una visita a la zona, el Japan Consulting Institute (1983) conceptuó que es posible encontrar un reservorio geotérmico promisorio para la explotación del recurso en generación eléctrica.

Con base en observaciones geológicas y geoquímica de fluidos, Ferreira & Hernández (1988) postularon un sistema con las características siguientes: (1) Fuente de calor: Intrusión magmática dentro de la secuencia sedimentaria, inferida de la presencia de varios cuerpos volcánicos en la superficie (Olitás, Pan de Azúcar, El Durazno). (2) Reservorio: probablemente areniscas blancas de grano medio a grueso de la Formación Une, de permeabilidad primaria. (3) Acuíferos someros en las formaciones Labor y Tierna, de permeabilidad secundaria por fracturación. (4) Capa sello: arcillolitas del Grupo Churuvita. (5) Zona de recarga: Formación Une. (6) Zona de descarga: alimentada por fluidos profundos conducidos por fallamiento profundo de tipo normal con dirección NE-SW. (7) Temperatura geoquímica del reservorio mayor a 200°C, calculada a partir de geotermómetros acuosos alcalinos.

En una fase inicial de prefactibilidad emprendida por el ICEL y la Electrificadora de Boyacá, se llevó a cabo un estudio geoelectrico el cual fue integrado con información geológica, a partir de lo cual se planteó un sistema geotérmico en el que el grupo Guadalupe actuaría como primer reservorio mientras que el grupo Churuvita y la formación Une, actuarían como un segundo reservorio más profundo y espeso que el primero. El reservorio de la Formación Guadalupe sería confinado por la formación Guaduas como cobertura impermeable mientras que el de las formaciones Churuvita y Une tendría a la formación Conejo como capa sello. La fuente de calor, relacionada con el vulcanismo presente en el área, estaría ubicada entre 3 y 5 km de profundidad y el reservorio, a una profundidad promedio de 1000 a 1200 m. La zona identificada como de mayor interés a partir de su resistividad (10 a 20 Ω m), corresponde a un área elongada en dirección NE la cual incluye la depresión del Lago Sochagota y parte del trazo de la estructura NE identificada, en su momento, como Falla El Salitre (Lozano, 1990).

El Servicio Geológico Colombiano (SGC), llevó a cabo varios estudios que incluyeron la cartografía geológica 1:25.000 (Velandia, 2003), cartografía de vulcanitas (Cepeda & Pardo, 2004), caracterización química e isotópica de fluidos (Alfaro, 2002a; Alfaro, 2002b) y estudios preliminares de geoelectrica (Vásquez, 2002), emanometría de radón

(Alfaro & Espinosa, 2004) y alteración hidrotermal (Alfaro, 2005a), los cuales fueron integrados en un modelo conceptual (Figura 2), descrito como sigue (Alfaro et al., 2005): (1) El área de Paipa alberga un sistema geotérmico ubicado en una caldera formada por el Volcán de Paipa, al término de la primera de dos épocas eruptivas.

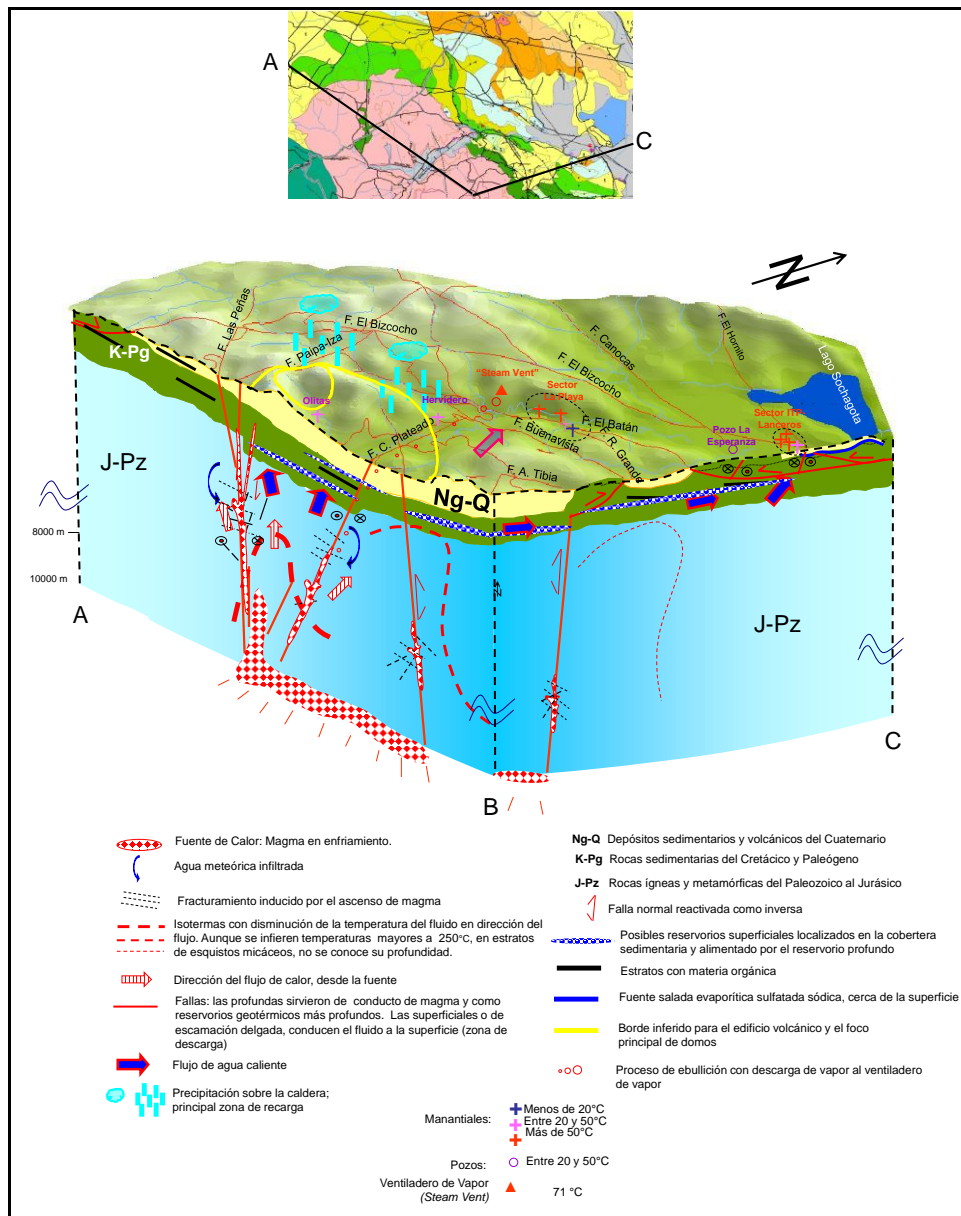


Figura 2. Modelo conceptual del sistema geotérmico de Paipa. Tomado de Alfaro et al. (2005)

(2) La fuente de calor, de este sistema es roca ígnea en enfriamiento, con edad inferior a 2.5-2.1 millones de años. (3) Un reservorio profundo y en roca fracturada, estaría localizado alrededor de las fallas extensivas de basamento (Paipa-Iza, Cerro Plateado), consideradas además como posibles conductos de ascenso del magma del Volcán de Paipa. (4) Otros reservorios más superficiales estarían hospedados en estratos de permeabilidad primaria de la secuencia sedimentaria, cuya extensión lateral permitiría el flujo de agua geotérmica hacia el norte en donde se encuentra la zona de descarga del sistema. (5) El fluido hidrotermal habría alcanzado temperaturas alrededor de 320°C y es probable que en la actualidad conserve condiciones de alta temperatura (por encima de 225°C). (6) La zona de descarga, está controlada estructuralmente por cruces de fallas y zonas extensivas asociadas a rotación de bloques transversales. (7) La principal zona de descarga ocurre en el Sector ITP-Lanceros, zona de influencia del cruce de las fallas El Bizcocho – El Hornito, a partir del flujo lateral que va de sur a norte. (8) El fluido profundo sufre procesos de mezcla que enmascaran su composición química e isotópica por lo cual la composición de agua y gases descargados por los manantiales, no es representativa del reservorio. Además de los posibles procesos de dilución con aportes de acuíferos de agua subterránea, el agua se mezcla con una fuente de agua fría y salada (sulfatada sódica), cerca de superficie (entre 5 y 35 m), y con una fuente orgánica de gases, localizada en varios estratos de la secuencia sedimentaria.

En 2012 y a través de información complementaria obtenida a través de trabajos como el inventario de puntos de agua (Ortiz & Alfaro, 2010), alteración hidrotermal superficial (Mojica & Valentino, 2009), evaluación de la composición isotópica del agua en el área geotérmica Paipa-Iza (Alfaro, 2012), geofísica de métodos potenciales (Vasquez, 2012), exploración magnetotelúrica preliminar (Moyano, 2013), prospección geoelectrónica (Franco, 2016) y un estudio de exploración de uranio realizado por el grupo de trabajo de Exploración de Recursos Energéticos (González et al., 2008), se hicieron las siguientes contribuciones al modelo conceptual inicial (Figura 3) (Alfaro et al., 2012): (1) La recarga regional del sistema probablemente proviene del flanco occidental del Anticlinal de Tibasosa - Toledo, principalmente a través de la formación Une. (2) La fuente de calor magmática que dio lugar al volcán de Paipa registra otra manifestación superficial en El Durazno, cuerpo cartografiado como brecha hidrotermal con intensa alteración hidrotermal, localizado al noroccidente del centro de domos del volcán de Paipa. El Durazno, interpretado en este trabajo como un cuerpo ígneo, podría aportar una fuente de calor complementaria, derivada de la desintegración radiactiva de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K , así como otras zonas de anomalías documentadas por González et al., 2008. (3) La alteración hidrotermal superficial in situ más significativa en el área geotérmica de Paipa, se localiza en la zona de El Durazno y es de los tipos argílica y argílica avanzada (Mojica & Valentino, 2009). Esta alteración es un indicativo de

circulación de fluidos de pH ácido, posiblemente originada en manantiales sulfatados vapor-calentados, sulfatados – clorurados ácidos o, fumarolas. (4) Dos posibles estructuras geofísicas (contraste en mapa de anomalía de Bouguer Total) sin expresión superficial parecen delimitar la extensión del volcán de Paipa: una localizada al occidente del área geotérmica, de dirección NS, denominada en este trabajo Falla Paipa-Toca, la cual separa la zona del volcán de Paipa del cuerpo intrusivo de El Durazno y otra localizada al noreste del área geotérmica de Paipa, de dirección NW, cartografiada por Velandia (2003) como un lineamiento, denominada en este trabajo Falla Firavitoba. (5) El foco de la fuente salina superficial sulfatada sódica que se mezcla y enmascara la composición de los fluidos hidrotermales podría estar localizada en la zona de afloramiento de la Formación Churuvita, al sur del cruce entre fallas Buenavista y Rancho Grande. La circulación del agua desde esta fuente estaría promovida por la intersección con la Falla Agua Tibia. (6) La estructura resistiva del subsuelo, observada en un modelo 2D de dirección NW, el cual atraviesa El Durazno, los domos de Olitas y el criptodomo de Iza, está definida por tres zonas principales: una de alta resistividad relacionado con el basamento (núcleo de Anticinal Tibasosa – Toledo), una zona más superficial de muy baja resistividad, que estaría relacionada con la capa sello del sistema (y/o los fluidos salados sulfatados sódicos que caracterizan la zona) y una de resistividad intermedia en donde podría alojarse el reservorio de fluido termal, que tendría resistividad similar a la de la cobertera sedimentaria.

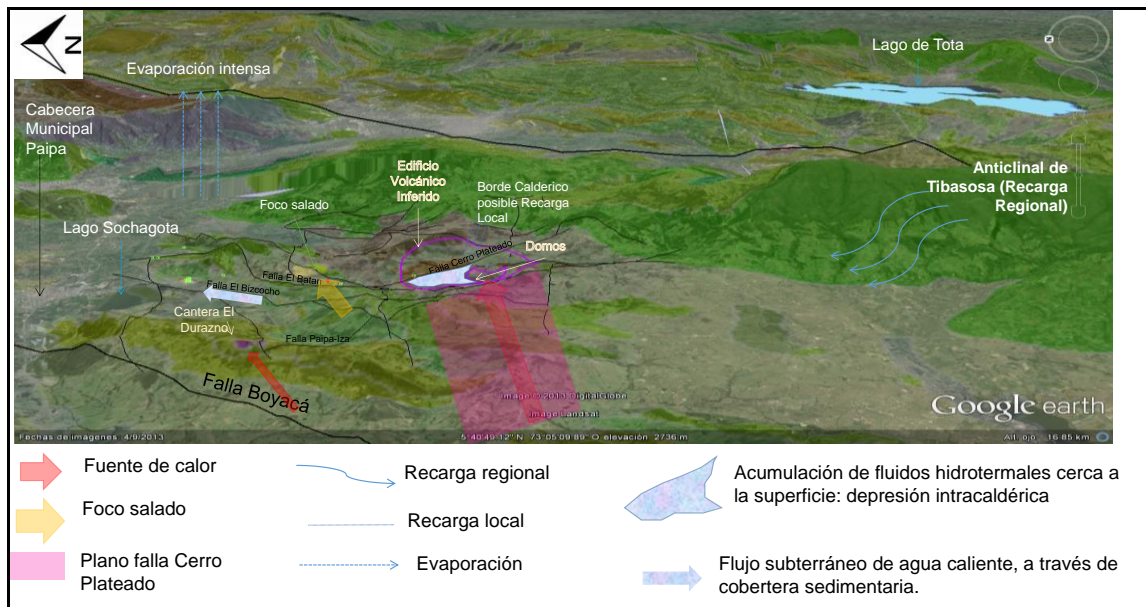


Figura 3. Aportes al modelo conceptual del área geotérmica de Paipa. Tomado de Alfaro et al., 2012.

Objetivos

Este trabajo contribuye al objetivo general de adelantar investigación científica básica del territorio nacional y realizar la identificación, inventario y caracterización de zonas de mayor potencial de recursos geotérmicos.

Adicionalmente y como objetivos específicos este trabajo se plantean:

- Integrar los resultados de los estudios de geología, geofísica, geoquímica y modelación geológica (con constreñimiento geofísico), del área geotérmica de Paipa.
- Actualizar el modelo conceptual del área geotérmica de Paipa.
- Seleccionar blancos para perforaciones de gradiente geotérmico con el fin de confirmar la anomalía térmica de la zona y validar el modelo geológico-geofísico planteado.

2. METODOLOGÍA

La metodología utilizada para actualizar el modelo conceptual del área geotérmica de Paipa abarcó la revisión de toda la información disponible, incluida en informes de trabajos de exploración (concluidos y en preparación), realizados en su mayoría por el grupo de trabajo de Investigación y Exploración de Recursos Geotérmicos y la identificación de los aspectos más relevantes de cada temática como contribución al modelo conceptual y su integración.

La integración inicial sobre la cual se fundamentó el modelo conceptual se hizo a partir del modelo geológico 3D obtenido por inversión de información geológica, gravimétrica y magnética. Diferentes cortes verticales, horizontales y visualizaciones tanto del modelo geológico 3D como de los subproductos que corresponden a modelos 3D de densidad y susceptibilidad magnética, fueron interpretados a partir de la relación entre las geometrías observadas y la posible distribución del sistema geotérmico. Teniendo en cuenta la buena correlación obtenida entre los modelos 3D geológico y de densidades, así como el mayor contraste resultante en el modelo de densidades, éste último fue el más utilizado para la revisión e interpretación. Posteriormente se llevó a cabo la integración conceptual de los resultados de trabajos de geología complementarios, geofísica, geoquímica, así como de consideraciones hidrogeológicas definidas a partir de revisión de literatura, sobre dicho modelo 3D. Para la integración conceptual se llevaron a cabo talleres de discusión y mesas de trabajo con la participación de todos los profesionales del grupo de trabajo: geólogos involucrados en investigación geológica; geólogos e ingenieros implicados en investigación geofísica; químicos a cargo de la investigación geoquímica de fluidos y un ingeniero dedicado a la modelación geológica-geofísica.

Sobre el modelo conceptual que propone algunos rasgos de los elementos fundamentales de un sistema geotérmico hidrotermal (fuente de calor, reservorio y sistema de circulación, capa sello y zonas de recarga y descarga), se realizó una selección de blancos de perforaciones proyectadas para medición del gradiente térmico y validación del modelo geológico.

Por último, en el marco del taller final con participación de cinco expertos en exploración y desarrollo geotérmico: Paolo Bona, Anna Colvin, Salvador Espíndola,

William Thomas y Jonathan Hernández, se dio una discusión sobre los resultados de trabajos individuales, el modelo conceptual y los blancos de perforación propuestos por el grupo de trabajo del SGC.

3. RESULTADOS

3.1 REVISIÓN DE TRABAJOS DE EXPLORACIÓN

Para esta actualización del modelo, se realizaron algunos trabajos complementarios de geología y geofísica: cartografía de domos (Rueda, 2016); caracterización de núcleos de perforación localizados en el intrusivo de El Durazno (Rodríguez & Alfaro, 2015), interpretación de información gravimétrica y magnética y modelamiento geológico-geofísico 3D (Llanos et al., 2015), actualización de sondeos eléctricos verticales (Franco, 2016), sondeos superficiales de temperatura (Rodríguez & Vallejo, 2013) y modelamiento de la estructura resistiva a partir de magnetotelúrica 2D (Gonzalez-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez, 2016) y 3D (Siripunvaraporn, 2016).

Los principales aportes al conocimiento del área y al modelo conceptual del sistema geotérmico, de cada una de los trabajos realizados desde el inicio de la investigación de este sistema geotérmico, son descritos a continuación.

3.1.1 Geología

El área geotérmica de Paipa, con extensión de 130 km², se localiza entre las planchas geológicas en escala 1:100.000, 171 (Renzoni & Rosas, 1967) y 191 (Renzoni, et al., 1998). La cartografía geológica del área en escala 1:25.000 realizada por Velandia (2003), presenta afloramientos de rocas sedimentarias de edad Cretácica (formaciones Tibasosa, Une, Churuvita, Conejo, Plaeners, Los Pinos, Labor y Tierna y Guaduas), de edad Paleógena (formación Bogotá), Neógena (Tilatá) y Cuaternaria (depósitos aluviales, lacustres y fluviolacustres) y una brecha hidrotermal. Ver Figura 4. En general, estas formaciones sedimentarias están conformadas por niveles de areniscas, arcillolitas, limolitas, con excepción de las formaciones Labor y Tierna y Plaeners, caracterizadas por el dominio de arenitas cuarzosas y liditas silíceas fracturadas, respectivamente. Algunas de las formaciones de esta secuencia presentan particularidades como la presencia de mantos de carbón (Formación Guaduas), capas de lignito (Formación Tilatá), niveles de calizas (Tibasosa, Churuvita, Conejo, Los Pinos) y niveles de shales (Tibasosa, Churuvita, Conejo). El basamento está conformado por rocas metamórficas (filitas, esquistos y gnéises), cuyos afloramientos en la Plancha 172, en escala 1:100.000, muestran intrusiones ígneas paleozóicas (cuarzomonzonita de

Santa Rosa, el stock de Chuscales y el stock de Otengá) y mesozoicas, del Triásico-Jurásico (intrusivo de Aguachica) (Ulloa et al., 2003) y presumiblemente, por rocas sedimentarias del Paleozoico (Devónico-Carbonífero: formaciones Tibet, Floresta y Cuche).

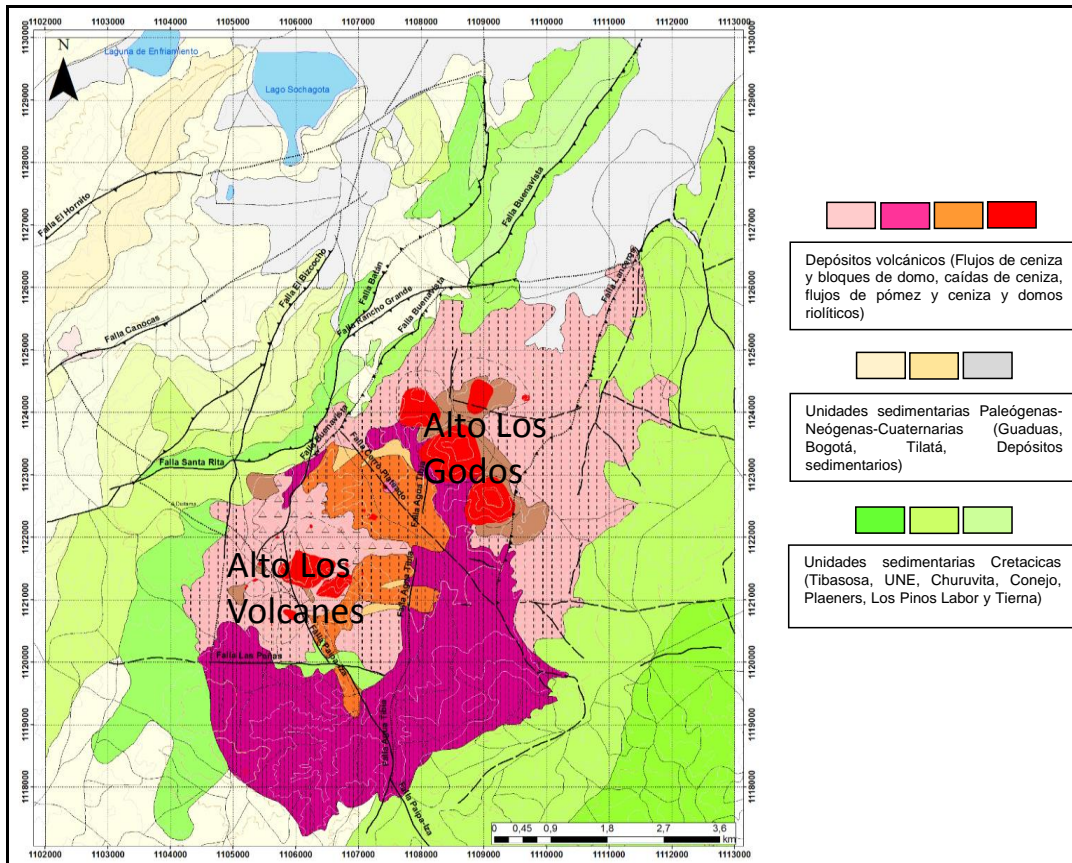


Figura 4. Geología del área Geotérmica de Paipa. Fuentes: Cartografía 1:25.000, Velandia (2003); cartografía de vulcanitas, Cepeda & Pardo (2004); Cartografía de domos (Rueda-Gutiérrez, 2016).

El cuerpo cartografiado como brecha hidrotermal El Durazno (Velandia, 2003), fue interpretado por González et al. (2008) como “una serie de cuerpos dómicos sedimentarios” controlados por las fallas Canocas y El Cruce (no registrada en el modelo estructural de Velandia (2003), muy fracturados y alterados (con evidencia de alteración argílica y argílica avanzada) producidos por el emplazamiento de cuerpos volcánicos desde cámaras magmáticas ascendentes. El origen volcánico de El Durazno, esta soportado en la presencia de fragmentos ígneos identificados en muestras de núcleos de perforaciones realizadas en la zona, en la presencia abundante de sanidina (mineral primario de origen ígneo) (Rodríguez & Alfaro, 2015) y en la anomalía

gravimétrica relacionada con este cuerpo, como se verá más adelante (Llanos et al., 2015; Beltrán, 2015).

Adicionalmente, en la zona se registra la ocurrencia de rocas volcánicas cartografiadas por Cepeda & Pardo (2004) y Rueda (2016). Las rocas volcánicas de composición ácida (riolitas alcalinas y traquitas), están conformadas por domos y depósitos piroclásticos cuya distribución muestra una tendencia noreste (Figura 4).

De acuerdo con Cepeda & Pardo (2004), los depósitos piroclásticos corresponden a eventos de dos épocas eruptivas diferenciadas por el colapso del terreno y la formación de una caldera de 3 km de diámetro, con focos eruptivos localizados en el sector de Olitas. La edad radiométrica de las rocas consideradas como las más antiguas de la segunda época eruptiva, sería del orden de 2.5 Ma (OLADE, 1982) ó 2.1 -2.4 Ma (Cepeda y Pardo, 2004).

Para Rueda (2016), la depresión con la cual se ha relacionado la posible caldera no necesariamente está relacionada con la formación de una estructura de este tipo; ésta probablemente corresponde a un bajo topográfico enmarcado por los domos del Sector del Alto los Volcanes, al occidente, y el Alto Los Godos, al oriente (Hernández & Osorio, 1990; Garzón, 2003; Valentino, 2008; Rueda, 2016). Estos últimos habían sido interpretados por Cepeda & Pardo (2004) como depósitos de ignimbritas. No se descarta un posible hundimiento provocado por las fallas normales de dirección NW, Paipa-Iza y Cerro Plateado.

En total se registran por lo menos diez cuerpos intrusivos con geoforma de domos en la zona, (complejo de domos) distribuidos en los sectores del Alto Los Volcanes, Alto Los Godos y Quebrada Honda, cuyas edades oscilan entre 1.0 ± 0.25 Ma, en el sector del Alto Los Volcanes (GIANG-SGC, 2016) y 2.80 ± 0.031 Ma (Rueda, 2016), en el Sector del Alto Los Godos (ver Figura 5). En el sector del Alto Los Volcanes, se registraron edades de 1.0 ± 0.25 y 2.6 ± 0.7 Ma por el método de trazas de fisión en circones (GIANG-SGC, 2016) y 1.76 ± 0.002 Ma, por el método Ar-Ar (Rueda, 2016). En el Sector del Alto Los Godos, se midieron edades Ar-Ar de 2.71 ± 0.0025 , 2.80 ± 0.031 y 2.6 ± 0.0021 (Rueda, 2016). En la Quebrada Honda, se midió una edad Ar-Ar de 1.81 ± 0.024 Ma (Rueda, 2016). Los domos de los tres sectores comparten características como la presencia de grandes megacristales de feldespato potásico, finos cristales máficos (biotita, anfíbol). Comúnmente lucen muy meteorizados con una matriz blanca con presencia de huecos producto de la remoción de los cristales.

La composición química de los mismos cuerpos intrusivos, así como la de roca expuesta en dos afloramientos, es ácida: traquitas – riolitas ricas en potasio. De acuerdo con la

interpretación litogeoquímica, el ambiente tectónico de formación de estas rocas es de arco volcánico (Rueda, 2016).

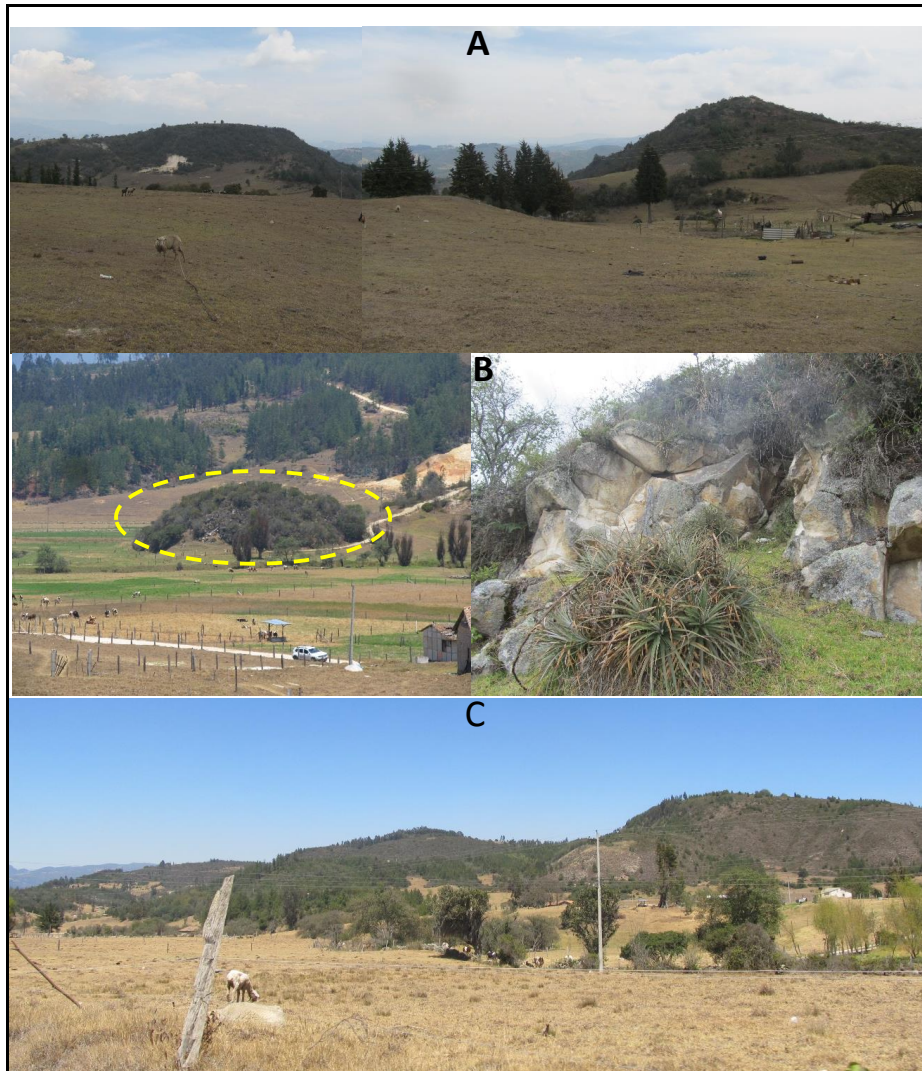


Figura 5. Fotografías de complejos de domos del área geotérmica de Paipa. Se agrupan en tres sectores: Alto Los Volcanes (A), Valle de la Quebrada Honda (B) y Alto Los Godos (C). Fuente: Rueda (2016).

Las dataciones sobre muestras de depósitos piroclásticos de la zona, evidencian una actividad volcánica de al menos ~10 Ma, como reportó el laboratorio de huellas de fisión del GIANG-SGC, 2016. El rango de edades de éstos depósitos fue reportado entre 1 y 9.9 Ma.

El cuerpo intrusivo de El Durazno, cartografiado como brecha hidrotermal (Velandia, 2003), había sido reconocido como un cuerpo de vulcanitas y brechas tectónicas que aflora a través de la Formación Guaduas con dimensiones aproximadas de 900 * 80 m en la que se midió una de las mayores anomalías radiogénicas en el área del proyecto Paipa (Enusa, 1979). En este cuerpo ígneo las anomalías radiactivas se cuantificaron entre 200 y 300 ppm, en tobas volcánicas riolíticas mezcladas con vidrio volcánico y sedimentos lacustres interpretados como el posible relleno de una chimenea volcánica postmioceno. Concentraciones máximas del orden de 2000 ppm de U_3O_8 (1696 ppm de U), fueron medidos en proximidades de El Durazno relacionados con un chert fosfatado (Enusa, 1981).

Según González, et al. (2008), en Paipa se registran por lo menos tres anomalías de elementos radiactivos en superficie, en las zonas de El Durazno (denominado El Manzano en ese trabajo), Molino y Batán (Figura 6). De acuerdo con ese trabajo, la mayor de estas anomalías corresponde a El Durazno (entre 100 y 300 ppm). Las mayores concentraciones de uranio fueron medidas en las zonas de contacto entre rocas sedimentarias con alteración hidrotermal y arcillolitas de la Formación Guaduas, en cercanías a la Falla Canocas. La fuente de este elemento fue postulada en rocas ígneas (magma), en rocas sedimentarias (su relación con horizontes que contienen material orgánico carbonoso, particularmente en el contacto entre la Formación Guaduas con otras unidades sedimentarias) y en una posible relación de los minerales radiactivos con P_2O_5 proveniente de fósiles de un ambiente de origen marino a transicional con aguas marinas someras salobres (relación U/ P_2O_5 alta y constante).

González et al. (2008) realizaron cuatro (4) perforaciones: dos de 100, una de 60 y otra de 50 m de profundidad, en la zona de El Durazno. Su localización es presentada en la Figura 7. Los núcleos de estas perforaciones, recuperados de techo a base fueron caracterizados por Rodríguez & Alfaro (2015).

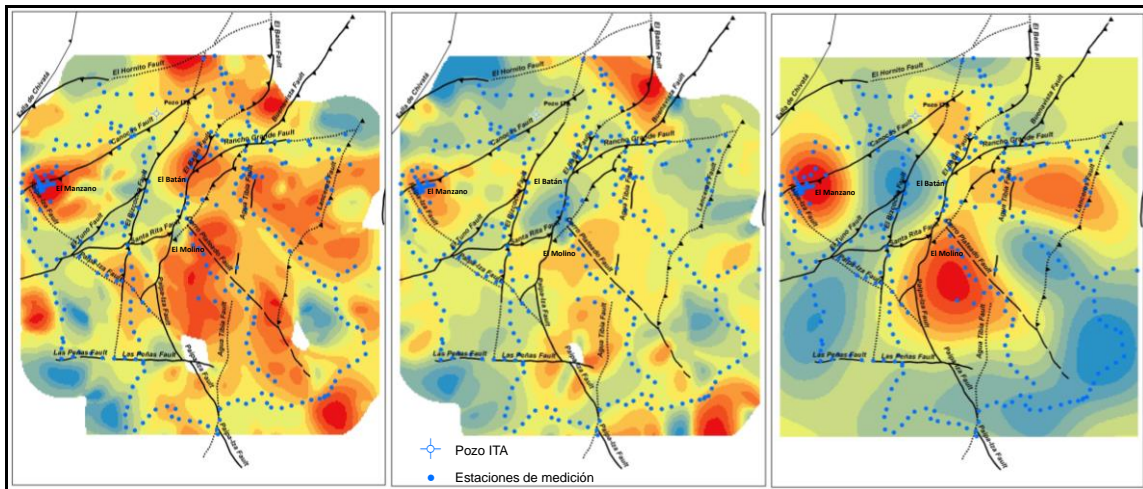


Figura 6. Anomalías en ^{238}U (izquierda), ^{232}Th (centro) y ^{40}K identificadas en el área de Paipa.
Fuente: Datos, González et al. (2008); interpolación, Rodríguez & Vallejo (2013).

La caracterización incluyó descripción, registro fotográfico, análisis mineralógico por difracción de rayos X cuantitativo, análisis químico y análisis de elementos radiactivos (^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K), por espectrometría gamma (Rodríguez & Alfaro, 2015).

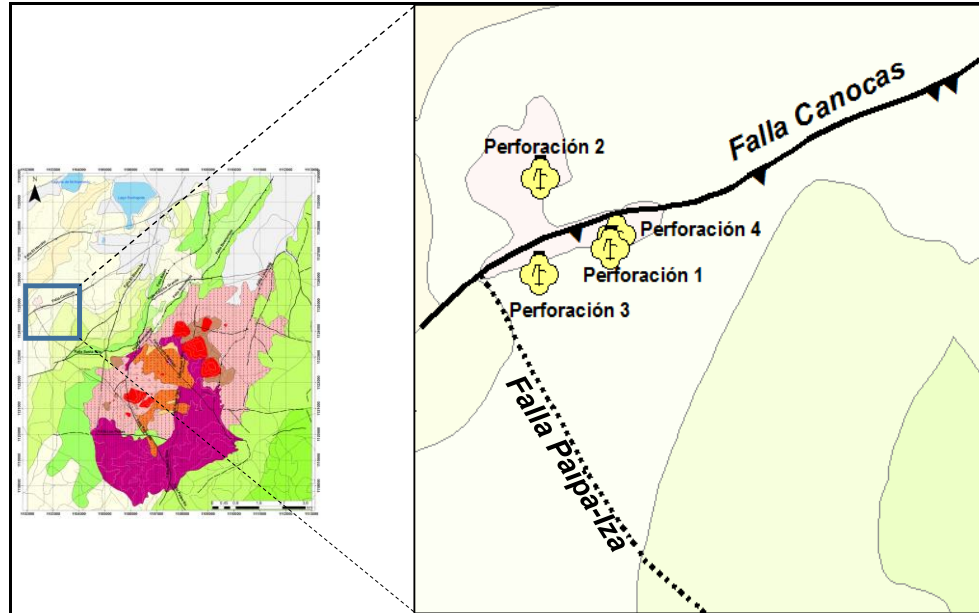


Figura 7. Localización de perforaciones realizadas en la zona del cuerpo ígneo de El Durazno.
Fuente: Rodríguez & Alfaro (2015), a partir de información de González et al. (2008).

Los resultados de la espectrometría gamma resumidos en la Tabla 1, indicaron concentraciones de ^{238}U uranio, entre 8 y 370 ppm; el valor máximo corresponde un

valor aislado medido en núcleos de la perforación 3, a 56 m de profundidad. Las concentraciones de ^{232}Th , están entre 0 y 133 ppm, el máximo se encuentra en la perforación 2 a 32 m de profundidad. Finalmente, la concentración de ^{40}K , bastante elevada y posiblemente relacionada con el alto contenido de feldespatos potásicos (sanidina), está entre 0 y 7.9%; el valor máximo fue medido en la perforación 4 a 12 m; concentraciones mayores a 6% de ^{40}K , fueron también registradas en las perforaciones 1 y 3 (Rodríguez & Alfaro, 2015).

La producción de calor radiogénico fue estimada por Rodríguez & Alfaro (2015) a partir de las concentraciones de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K . Los resultados son incluidos en la Tabla 1. La abundancia de los isótopos de ^{238}U y ^{232}Th es tal que contribución relativa a la generación de calor total es superior en un orden de magnitud a la del ^{40}K . La producción de calor estimada está en relación directa con la concentración de ^{238}U que es el contribuyente dominante al calor radiogénico, para las cuatro (4) perforaciones, como se ilustra en la Figura 8, con muestras de núcleos de la perforación 2. Los niveles en donde se registran las mayores concentraciones de uranio (y de calor radiogénico estimado) no tienen un rasgo composicional diferente al del resto de la columna a lo largo de la que se identificó la presencia de minerales máficos alterados, en ocasiones fragmentos ígneos, piritita y en algunos casos, azufre (Rodríguez & Alfaro, 2015). La Figura 9 muestra el resumen de la distribución del calor radiogénico estimado para estas perforaciones; la máxima producción de calor, fue estimada en la perforación 3 a 56 m de profundidad y corresponde a 77.94 uW/m^3 . El calor radiogénico medio máximo equivale a 12.52 uW/m^3 y corresponde a la perforación 2. Magnitudes comparables de generación de calor por unidad de volumen, atribuidas a la concentraciones en elementos radiactivos en granitos de edad Proterozoico, han sido observadas en la cuenca sedimentaria Cooper (Meixner, 2012 como se citó en Rodríguez & Alfaro, 2015), zona de anomalía de flujo calor en Australia, con proyección para el desarrollo de energía geotérmica a partir de roca seca caliente (estimado en $\sim 100 \text{ mW/m}^2$ considerando las dimensiones de la intrusión granítica (Beardsmore, 2004)).

El calor radiogénico de las rocas de El Durazno y posiblemente de otras intrusiones del área con expresión superficial y quizás en mayor proporción, las que no la tienen, debido al confinamiento del calor con capas aislantes de la cobertera sedimentaria, podría contribuir al aumento de la temperatura del agua infiltrada en la zona. Plutones cercanos a la superficie de dimensiones relativamente pequeñas como las observadas en Paipa, con concentraciones de ^{238}U y ^{232}Th inferiores a las medidas en Paipa, han sido identificadas como fuente de calor de fuentes termales como el área de Chena springs, en Alaska (Kolker, 2008).

La información geológica del área permite identificar las siguientes características de interés para la formulación del sistema geotérmico: (1) ocurrencia de rocas ígneas de edad relativamente reciente que podrían constituirse en una fuente de calor por energía térmica remanente de la roca fundida o por calor radiogénico, (2) secuencia sedimentaria con presencia de niveles de areniscas y arcillolitas que podrían permitir el almacenamiento, circulación y confinamiento de fluidos, (3) intenso fracturamiento de lilitas de la Formación Plaeners, que podría conferirle capacidad como zona de infiltración.

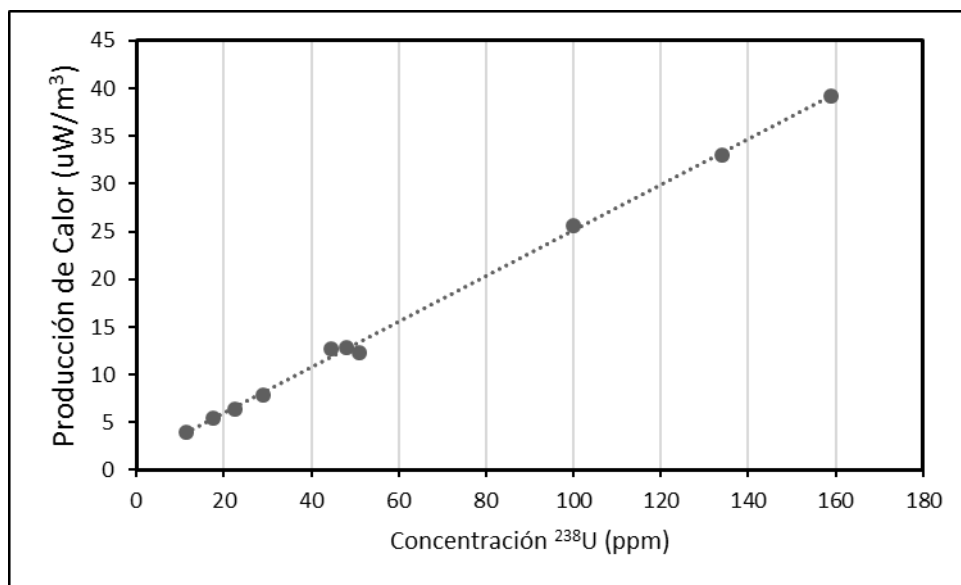


Figura 8. Relación entre la producción de calor y la concentración de ^{238}U para muestras de la Perforación 2. Datos de Rodríguez & Alfaro (2015).

Tabla 1. Calor radiogénico estimado a partir de las concentraciones de ²³⁸Uranio, ²³²Torio y ⁴⁰K, en muestras de núcleos de perforaciones de El Durazno. Fuente Rodríguez & Alfaro (2015).

	Profundidad (m)	²³⁸ U (ppm)	Aporte de calor ²³⁸ U (Wm-3)	²³² Th (ppm)	Aporte de calor ²³² Th (Wm-3)	⁴⁰ K (%)	Aporte de calor ⁴⁰ K (Wm-3)	Generación de calor A (μ Wm-3)
Perforación 1								
P1-1	12	15,30	3,06E-06	39,40	2,14E-06	6,29	4,56E-07	5,66
P1-2	23	15,00	3,00E-06	27,90	1,52E-06	6,32	4,58E-07	4,98
P1-3	32	30,60	6,13E-06	38,40	2,09E-06	3,83	2,77E-07	8,49
P1-4	40	48,50	9,71E-06	21,40	1,17E-06	1,22	8,84E-08	10,96
P1-5	50	38,00	7,61E-06	30,60	1,67E-06	4,82	3,49E-07	9,62
P1-6	60	30,40	6,09E-06	37,50	2,04E-06	7,58	5,49E-07	8,68
P1-7	85	50,10	1,00E-05	38,20	2,08E-06	5,31	3,85E-07	12,49
P1-8	95	47,10	9,43E-06	71,00	3,87E-06	5,83	4,22E-07	13,72
P1-9	100	45,10	9,03E-06	30,20	1,64E-06	5,32	3,85E-07	11,06
Perforación 2								
P2-1	1	11,30	2,26E-06	24,00	1,31E-06	5,39	3,91E-07	3,96
P2-2	12	17,40	3,48E-06	30,00	1,63E-06	4,59	3,33E-07	5,45
P2-3	23	134,00	2,68E-05	112,00	6,10E-06	2,05	1,49E-07	33,07
P2-4	32	159,00	3,18E-05	133,00	7,24E-06	1,16	8,40E-08	39,15
P2-5	40	22,50	4,50E-06	33,70	1,83E-06	0,00	0,00E+00	6,34
P2-6	50	100,00	2,00E-05	101,00	5,50E-06	1,66	1,20E-07	25,64
P2-7	60	28,90	5,78E-06	37,50	2,04E-06	1,41	1,02E-07	7,93
P2-8	85	48,00	9,61E-06	59,80	3,26E-06	0,00	0,00E+00	12,86
P2-9	95,0	51,10	1,02E-05	37,60	2,05E-06	0,00	0,00E+00	12,28
P2-10	100	44,60	8,93E-06	70,30	3,83E-06	0,00	0,00E+00	12,75
Perforación 3								
P3-1	7	27,80	5,56E-06	27,20	1,48E-06	3,08	2,23E-07	7,27
P3-2	14	19,90	3,98E-06	0,00	0,00E+00	5,53	4,01E-07	4,38
P3-3	21	19,80	3,96E-06	23,30	1,27E-06	5,96	4,32E-07	5,66
P3-4	28	220,00	4,40E-05	70,00	3,81E-06	6,29	4,56E-07	48,30
P3-5	35	34,70	6,95E-06	16,50	8,98E-07	5,41	3,92E-07	8,24
P3-6	42	43,00	8,61E-06	39,90	2,17E-06	5,45	3,95E-07	11,17
P3-7	49	58,80	1,18E-05	44,20	2,41E-06	5,66	4,10E-07	14,59
P3-8	56	374,00	7,49E-05	47,70	2,60E-06	6,69	4,85E-07	77,94
Perforación 4								
P4-1	6	49,60	9,93E-06	0,00	0,00E+00	6,82	4,94E-07	10,42
P4-2	12	30,30	6,07E-06	80,90	4,40E-06	7,93	5,75E-07	11,04
P4-3	18	24,40	4,88E-06	46,50	2,53E-06	5,96	4,32E-07	7,85
P4-4	24	9,77	1,96E-06	19,70	1,07E-06	5,29	3,83E-07	3,41
P4-5	30	8,11	1,62E-06	20,50	1,12E-06	7,35	5,33E-07	3,27
P4-6	36	8,88	1,78E-06	19,80	1,08E-06	4,53	3,28E-07	3,18
P4-7	42	32,60	6,53E-06	33,80	1,84E-06	5,05	3,66E-07	8,73
P4-8	48	37,80	7,57E-06	29,20	1,59E-06	0,82	5,94E-08	9,22

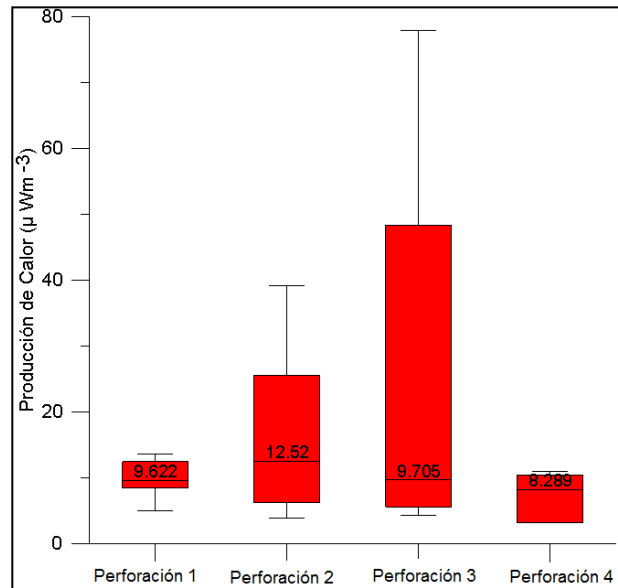


Figura 9. Calor radiogénico estimado a partir de la concentración de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K en perforaciones de El Durazno. Fuente: Rodríguez & Alfaro (2015)

3.1.2 Modelo Estructural

El área geotérmica de Paipa se encuentra en la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia, cuyos modelos evolutivos muestran en general una etapa de acumulación en ambiente distensivo y una inversión tectónica a partir del Cretácico (Fabre (1983), Colletta et al. (1990), Dengo & Covey (1993), Cooper et al. (1995), como se citó en Velandia, 2003).

El modelo estructural de la zona propuesto por Velandia (2003) presenta estructuras que podrían estar relacionadas con la reactivación de estructuras antiguas y generación de nuevas fallas relacionadas con el régimen compresivo durante la Orogenia Andina. Según dicho modelo, Figura 10A el ambiente tectónico compresivo está controlado por las fallas Soapaga y Boyacá; las fallas locales registran dos estilos estructurales de piel delgada (y bajo ángulo) y piel gruesa (y alto ángulo) (Figura 10B): El primer estilo domina la zona noroccidental del área geotérmica a partir de la Falla Buenavista e incluye las fallas El Batán, El Bizcocho, Canocas, El Hornito, Santa Rita y El Tunzo, todas ellas fallas inversas. El segundo estilo domina la zona suroriental y está conformado por fallas que alcanzan el basamento e incluye fallas normales como Paipa-Iza y Cerro Plateado, Las Peñas y fallas inversas, como Lanceros y Aguatibia. Las fallas Paipa-Iza y Cerro Plateado, son consideradas por el mismo autor (Velandia, 2003) como estructuras reactivadas que facilitarían la circulación de fluidos hidrotermales y magma.

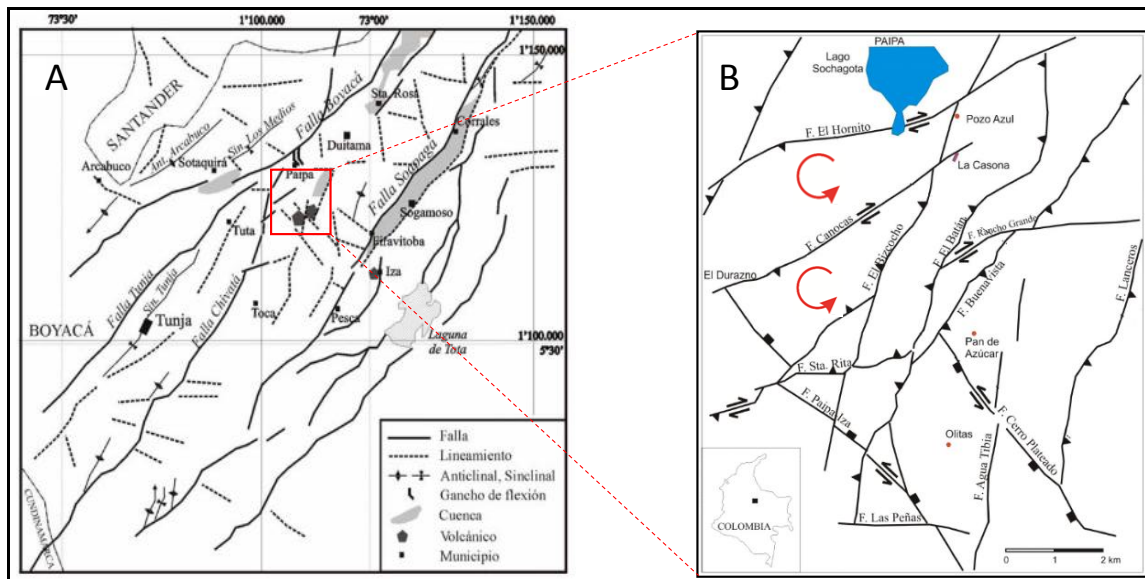


Figura 10. Rasgos estructurales regionales (A) y locales del área geotérmica de Paipa (B). En B los puntos rojos corresponden a sitios de emergencia de algunos de los manantiales termales.
Fuente: Velandia (2003).

De acuerdo con Cepeda & Pardo (2004) las fallas Agua Tibia, Cerro Plateado y Paipa – Iza, pueden corresponder localmente a las paredes de la caldera. Según los mismos autores, la Falla Paipa – Iza, está íntimamente relacionada con los focos eruptivos de Olitas y su trazo relacionaría los domos de Paipa con el domo de Iza; la falla alcanzaría la corteza y facilitarí el ascenso de los magmas desde el manto hasta la superficie.

Los rasgos del modelo estructural, favorables al sistema geotérmico hidrotermal, son la existencia de fallas de basamento y zonas de contacto entre intrusiones ígneas y rocas de la cobertera sedimentaria, que podrían servir como conductos de infiltración y circulación profunda de fluidos, zonas extensivas superficiales (cruces entre fallas, giros de bloques, rocas con permeabilidad primaria) que favorecerían la recarga y descarga de fluidos a la superficie. La infiltración profunda habilitaría el incremento de la temperatura aún hasta la temperatura máxima de descarga de manantiales termales (76°C), si el fluido geotérmico no sufriera procesos de dilución ni mezcla, asumiendo un gradiente térmico normal (30°C/km), infiltración máxima de 2 km, temperatura de superficie de 15°C y pérdida de calor despreciable en la advección. Sin embargo, como se verá más adelante, existe un proceso de mezcla de gran magnitud que afecta la composición y temperatura del fluido descargado en manantiales de lo que se infiere que el fluido profundo tiene mayor temperatura relacionada con un gradiente geotérmico anómalo.

3.1.3 Alteración Hidrotermal

En el área geotérmica de Paipa, se registra alteración hidrotermal de alta intensidad en el cuerpo intrusivo de El Durazno (González et al., 2008; Rodríguez & Alfaro, 2015). En el resto del área se observa meteorización y algunas manifestaciones de alteración principalmente argílica (Valentino, 2008; Mojica & Valetino, 2009). Otros tipos de alteración de baja intensidad y alta temperatura (propilítica y potásica) han sido observados en xenolitos (Alfaro, 2005a; Valentino, 2008).

Según establecieron González et al. (2008), existe una zonación de la alteración en superficie como se ilustra en la Figura 11. Las dos zonas diferenciadas a partir de análisis mineralógico (difracción de rayos X) fueron nombradas alunita – caolinita (argílica avanzada) y caolinita – sanidina (argílica). Además en este cuerpo se registra silicificación por reemplazo de fragmentos de roca y precipitación de sílice en zonas de fuerte fallamiento, fracturamiento y, cementación con SiO_2 .

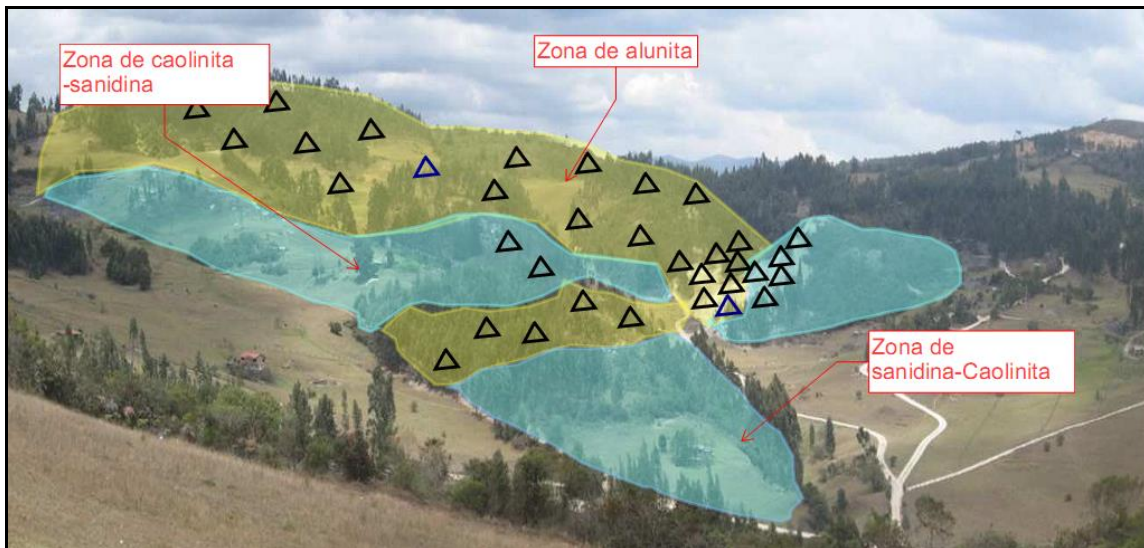


Figura 11. Zonación superficial de la alteración hidrotermal en El Durazno. Tomada de González et al. (2008).

El análisis por difracción de rayos X (Rodríguez & Alfaro, 2015) para muestras de núcleos de perforación, resumido en la Tabla 2, permitió establecer que como se observó en superficie (González et al., 2008), el cuerpo intrusivo de El Durazno se caracteriza por abundancia en sanidina y cuarzo, así como por su intensa alteración hidrotermal del tipo argílica avanzada. Los minerales secundarios más abundantes son alunita, moscovita, caolinita y barita. Otros minerales como dickita, pirita diseminada, ortoclasa y tridimita, también se presentan en concentraciones relativamente altas.

En el resto del área, a partir de un muestreo que abarcó gran parte de la zona de depósitos volcánicos y de su caracterización mineralógica por petrografía y difracción de rayos X (Mojica & Valentino, 2009), se estableció que toda el área ha sufrido procesos de oxidación y meteorización que se superponen a las alteraciones hidrotermales que son, en general, de baja intensidad, como se evidencia en la presencia de caolinita en forma de pátina blanca en la superficie de los depósitos piroclásticos y de hematita y limonita que generan superficies amarillas y rojizas en dichos depósitos.

En muestras de los sectores de Olitas, Alto Los Godos, Minas de Puzolana (al norte del anterior), el Pantano de Vargas y vereda Pastorero (límite sureste de los depósitos volcánicos), se registra pirita disseminada, en ocasiones abundante y a veces oxidada a hematita y goethita (Mojica & Valentino, 2009).

Alteración argílica de baja intensidad ha sido observada en líticos de Olitas y el Cerro El Mirador – El Molino (enmarcados en el Sector Alto los Volcanes) y en el sector de Minas de Puzolana (al norte del Alto Los Godos), en el Pantano de Vargas y al sureste de la zona de depósitos volcánicos (vereda Pastorero) (Mojica & Valentino, 2009). La presencia de dickita en algunas de las zonas en donde se presenta alteración argílica, como en Olitas, Minas de Puzolana, el Pantano de Vargas (Mojica & Valentino, 2009), así como en muestras de peloides del Sector ITP-Lanceros, principalmente (Ortiz & Alfaro, 2010), revela una mayor temperatura (>200°C) de dicha alteración. En el área también se registran algunos depósitos de caolín reportados por Garzón (2003), los cuales podrían corresponder a antiguas zonas de descarga de vapor (Alfaro, 2005a).

Finalmente, alteración de alta temperatura (y baja intensidad) ha sido registrada en muestras de xenolitos hallados en el Sector de Olitas, Figura 12 (Alfaro, 2005a). En la matriz de ceniza de una de las muestras con líticos sedimentarios e ígneos sin alterar, se observó el reemplazo de plagioclasa por epidota y la precipitación de clorita y albita en venillas, lo cual indica interacción con fluidos de por lo menos 220°C. En una muestra de otro xenolito probablemente más profundo, de origen metamórfico (esquistos), se identificaron biotita, adularia y cuarzo en vena, a partir de lo que se presume una temperatura aún mayor, del orden de 320°C.

Tabla 2. Abundancia relativa de los minerales principales en muestras de núcleos de perforación de El Durazno. Análisis por DRX. Resultados en porcentaje (% en peso). No incluye análisis de minerales amorfos (Rodríguez & Alfaro, 2015)

Perforación 1	Profundidad (m)	Sanidina	Cuarzo	Alunita	Moscovita	Caolinita	Barita	Dickita	Pirita
P1-1	12	61,1	18,1	12	< 2	8,5			
P1-2	23	70,5	11,5		10,5		2,7	4,8	
P1-3	32	7,7	80,9		9,1		2,3		
P1-4	40	3,3	80,2		5,9	8,5	2,1		
P1-5	50	17,1	11,3		35,7	24,7			9,4
P1-6	60	31,9			34,5			17,4	16,1
P1-7	85	16,9	27,9	7,4		16,9	4,4		11,6
P1-8	95	5,7	31,0		< 2	8,2			9,0
P1-9	100	17,5	31,0		18,3	13,6	3,9		9,7
Perforación 2	Profundidad (m)	Sanidina	Cuarzo	Alunita	Moscovita	Caolinita	Barita	Pirita	Trimidita
P2-1	1	54,9	28,7	2,7	12,3				
P2-2	12	45,0	39,4	4,1	8,8				
P2-3	23		25,1	56,9				4,2	
P2-4	32		56,0	30,5			10,9	2,5	
P2-5	40		4,9	7,8			9,4	8,8	
P2-6	50		7,6	51,3		7,0		14,6	
P2-7	60		50,9	20,0		12,9	< 2	4,0	
P2-8	85		47,5	3,6		2,0		7,6	37,8
P2-9	95,0		61,3			2,2	4,6	6,1	3,5
P2-10	100		14,1	4,7		8,8	14,7	10,4	43,5
Perforación 3	Profundidad(m)	Sanidina	Cuarzo	Pirita	Moscovita	Barita	Dickita	Ortoclasa	
P3-1	7	18,6	60,3		14,7				
P3-2	14	71,1	21,6		5,9		< 2		
P3-3	21	65,2	29,0		5,5				
P3-4	28	57,9	31,7	7,9					
P3-5	35	46,7	36,1	5,8	5,0	< 2	3,1		
P3-6	42	54,1	27,4	3,1	4,9	2,2	5,2	3,0	
P3-7	49	< 2,0	27,6	3,5	2,1	< 2	< 2	62,6	
P3-8	56	< 2,0	15,1	6,4	4,1		< 2	72,9	
Perforación 4	Profundidad(m)	Sanidina	Cuarzo	Alunita	Moscovita	Dickita	Ortoclasa		
P4-1	6	62,8	9,5	6,0	17,5	2,4			
P4-2	12	88,9		3,3	3,9				
P4-3	18	63,1	13,4						
P4-4	24	52,3	43,3		3,5				
P4-5	30	82,6	11,2		5,7				
P4-6	36	2,5	48,3				48,2		
P4-7	42	67,3	< 2	20,3		8,2			
P4-8	48		44,5	26,8			26,3		

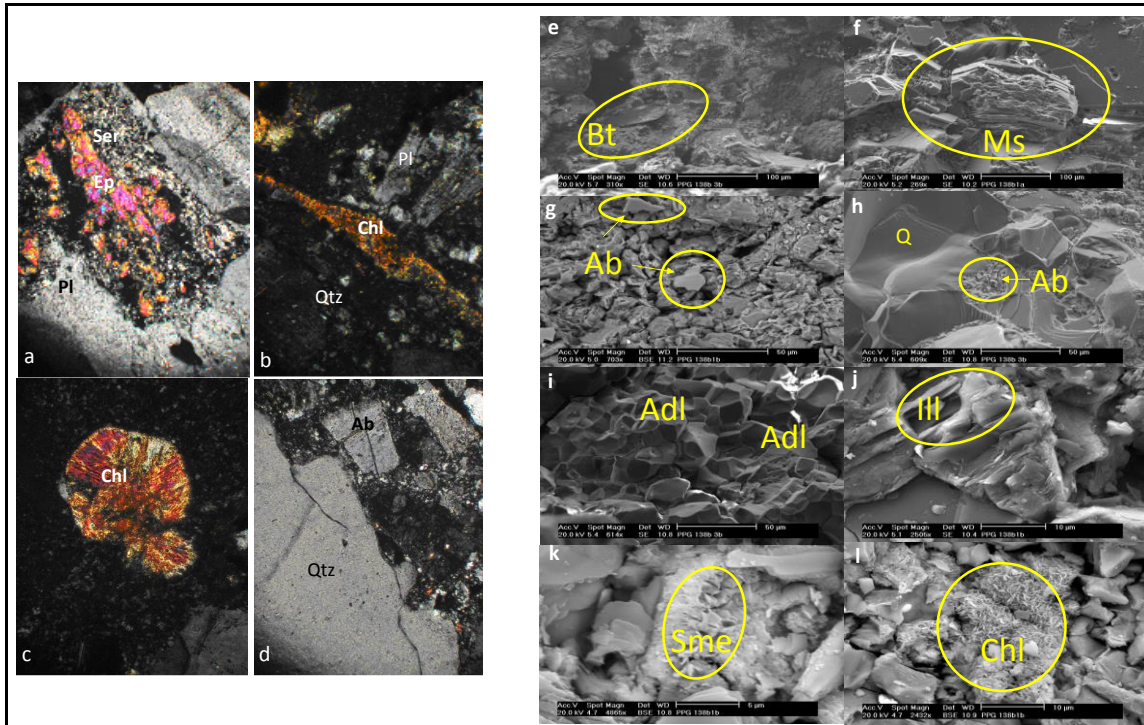


Figura 12. Alteración de alta temperatura identificada en muestras de xenolitos hallados en el sector de Olitas: En matriz de ceniza (a,b,c,d) y en relleno de vena en lítico metamórfico (e a l). Tomada de Alfaro (2005a). Símbolos de minerales de Siivola & Schmid (2007); Whitney & Evans (2010).

Alteración propilítica de baja intensidad también fue reportada por Mojica & Valentino (2009), afectando líticos de rocas volcánicas del Sector de Olitas y líticos de esquistos sericíticos y coridieríticos del basamento cristalino englobados en los depósitos de volcánicos, en el sector de Minas de Puzolanas (al norte del Alto Los Godos). Sobre otros líticos volcánicos de los sectores del Cerro El Mirador – El Molino, Alto Los Godos y en traquita del domo de Quebrada Honda, Mojica & Valentino, (2009) también interpretan la presencia de este tipo de alteración, aunque no presentan minerales ni asociación de minerales indicadores, que respalden ésta interpretación.

En resumen, aunque la información de la alteración hidrotermal obtenida está referida fundamentalmente a la superficie, es posible plantear que en El Durazno posiblemente existió una descarga de fluidos de pH ácido y temperatura moderada, que sería relacionable con una fumarola hidrotermal o magmática o con un manantial sulfatado ácido. Otras descargas de fluidos de pH ácido y temperatura relativamente alta ~200°C, habrían ocurrido desde focos de fluidos no identificados ni activos en la actualidad,

como sugiere por la presencia de dickita diseminada por el área. En profundidad, como se evidenció en xenolitos se registró (o se registra en la actualidad), una interacción entre fluidos de pH neutro y alta temperatura: $>220^{\circ}\text{C}$ o incluso $>320^{\circ}\text{C}$, como indican la presencia de epidota y biotita secundarias.

3.1.4 Consideraciones hidrogeológicas y climáticas

Con el fin de integrar criterios hidrogeológicos y climáticos básicos a la formulación del modelo conceptual del área geotérmica de Paipa, se revisaron los trabajos referenciados a continuación.

Según el modelo hidrogeológico de Boyacá Centro elaborado por el Grupo de Exploración de Aguas Subterráneas (GEAS -SGC, 2016), zona localizada entre los municipios de Paipa, Tuta, Sotaquirá, Cómbita, Duitama, Tibasosa, Firavitoba, Santa Rosa de Viterbo, Sogamoso y Nobsa, los acuíferos con alta importancia geológica son la formación Une, Labor y Tierna, Tilatá y los depósitos aluviales. Dicha zona abarca al área geotérmica de Paipa en su totalidad. La formación Une se considera un acuífero continuo de extensión regional con productividad media a baja. Su potencial como acuífero se deriva de su litología de areniscas de cuarzo friables con muy buena porosidad intergranular y por fracturamiento debido al plegamiento. La formación Labor y Tierna, es considerada como un acuífero discontinuo de extensión local a intermedia y productividad media a baja; sus condiciones de permeabilidad se deben a sus facies de areniscas cuarzosas de grano fino a medio. La formación Tilatá, conformada por gravas, arenas, arcillas y esporádicas capas de lignito, también es considerada como un acuífero discontinuo de extensión local a intermedia y productividad media a baja; sus capas de arenas cuarzosas, friables de grano medio a grueso y gravas con matriz arenosa sin consolidación, son consideradas como potenciales acuíferos mientras que las intercalaciones de arcillas, como capas confinantes.

Las formaciones Bogotá y Guaduas son consideradas como rocas sedimentarias compactas y en ocasiones fracturadas con productividad baja a muy baja. La formación Los Pinos, agrupada por los autores con la Formación Labor, es considerada un acuífero de extensión regional con productividad media a baja, conformado por limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano fino a medio (GEAS-SGC, 2016).

Las formaciones Plaeners y Tibasosa son consideradas como acuíferos continuos de extensión regional de porosidad secundaria y baja productividad. La formación Plaeners es descrita como constituida por porcelanitas, chert, shales, arcillas caoliníticas, areniscas cuarzosas y fosforita, en proporciones variables. Por su parte, la

formación Tibasosa es descrita por zonas de base a techo, como constituida por cuarzoarenitas y conglomerados, en la base, calizas, limolitas y lodolitas, en la parte media y, calizas y lodolitas en la parte superior. El miembro calcáreo superior, el cual presenta disolución, sistemas de cavernas fracturadas, es considerado de porosidad secundaria (GEAS-SGC, 2016).

Las formaciones Conejo y Cucho, conformadas por rocas compactas, no son consideradas acuíferos y su productividad es catalogada como baja a muy baja. Por su parte la formación Churuvita, es considerada como un acuífero continuo de extensión regional consolidada de porosidad secundaria, con acuíferos locales de porosidad primaria (GEAS-SGC, 2016).

De acuerdo con la investigación de las aguas subterráneas de los acuíferos de Tunja y Duitama (Fonseca et al., 2012) y a partir de factores como litología y tipo de porosidad de las unidades geológicas, los acuíferos de porosidad primaria con importancia hidrogeológica alta son: (1) los depósitos aluviales depositados en un valle sometido a continua inundación, conformados por cantos y gravas de composición arenosa, (2) los depósitos de vulcanitas, y (3) la formación Labor y Tierna, constituido por areniscas cuarzosas de grano fino a medio, separadas por capas de lutitas, lodolitas y arcillolitas. En el trabajo citado, la formación Une, conformada por areniscas e intercalaciones de shales, es considerada como acuífero de porosidad primaria, pero de potencial hidrogeológico medio.

Las unidades clasificadas como acuíferos de porosidad secundaria con potencial hidrogeológico alto son (1) Plaeners, principalmente en zonas de alta densidad de fracturas y/o falla, la cual compuesta por chert, lutitas muy fracturadas e intercalaciones de arcillolitas y (2) Tiltatá, constituida por un depósito arenoso con intercalaciones de limos y conglomerados, hacia la base conglomerados aluviales y hacia el techo intercalaciones de ceniza con buena permeabilidad (Fonseca et al., 2012).

La formación Conejo conformada principalmente por areniscas con algunas intercalaciones de shales, limolitas y algunas calizas, fue clasificada como acuífero de porosidad secundaria con potencial hidrogeológico moderado a alto (Fonseca et al., 2012).

Las formaciones con porosidad secundaria y potencial hidrogeológico medio a bajo o bajo a medio son: (1) Los Pinos, caracterizado por contener paquetes de lodolitas fisibles con delgadas intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano fino con cemento silíceo y hacia la base, amplios niveles de calizas lumaquéllicas, (2) Bogotá, la cual aunque presenta importantes niveles de areniscas porosas tiene baja permeabilidad y

baja transmisividad, (3) Guaduas, cuya composición es dominada por arcillolitas, con intercalación de areniscas y mantos de carbón (Fonseca et al., 2012).

La formación Churuvita fue clasificada como de poca importancia hidrogeológica. Aunque sus niveles de areniscas porosas y permeables podrían servir como acuíferos, su composición está dominada por arcillolitas, calizas intercaladas, shales y limolitas (Fonseca et al., 2012).

Tomando en consideración las características de las formaciones geológicas de la zona como productoras de agua en regiones en donde existen perforaciones en Bogotá y Cundinamarca, HIDROCERÓN-CORPOBOYACÁ (1998) describieron hidrogeológicamente las formaciones del área de trabajo, así:

Acuíferos. Las formaciones Labor y Tierna, niveles de Plaeners, areniscas de Conejo, depósitos cuaternarios aluviales (arenas y gravas con algunas intercalaciones arcillosas), son las de mayor capacidad de almacenar y permitir el flujo de agua. Es probable que como plantea el mismo trabajo, areniscas compactas y fuertemente cementadas, que en general podrían considerarse impermeables, podrían construir acuíferos por acción de plegamiento o fallamiento; este sería el caso de las formaciones algunos niveles de las formaciones Bogotá, Une y Tibasosa cerca de las zonas de falla y en los flancos de los sinclinales y anticlinales.

Acuitardos. Como acuitardos o materiales semipermeables que aunque tengan la capacidad de almacenar cantidades apreciables de agua, la transmiten muy lentamente, se clasificaron las formaciones Tilatá, por estar integrada predominantemente por niveles arcillosos, Bogotá, compuesta por arcillolitas, aunque tiene algunos niveles de areniscas que pueden constituir acuíferos en donde están fracturadas y las formaciones Guaduas y Churuvita que si bien, tienen niveles de areniscas, éstas son intercaladas con niveles de arcillolitas que constituyen cierres impermeables.

Acuífugos. Como acuífugos o rocas impermeables incapaces de absorber o transmitir agua, se clasifican los intrusivos ígneos que afloran en el área de estudio.

De acuerdo con Angel & Vásquez (1985), las formaciones Une y el miembro basal de la formación Tibasosa tienen una buena permeabilidad, debido a su composición predominantemente arenosa y al intenso diaclasamiento que presentan las rocas en algunos sectores; por su parte, la Formación Cucho, presenta niveles arenosos fracturados de buena permeabilidad, intercalados con arcillolitas y limolitas, que le restan a esta formación, propiedades de acumulación y transmisión de agua.

Un resumen de la descripción presentada de rasgos hidrogeológicos generales de las formaciones geológicas del área, es presentado en la Tabla 3.

Tabla 3. Resumen de revisión de rasgos hidrogeológicos de las formaciones geológicas del área, a partir de estudios realizados en la zona de trabajo y alrededores.

Formación	Importancia hidrogeológica (1)	Tipo de acuífero (2)	Tipo de acuífero (3)	Tipo de acuífero (4)
Depósitos aluviales	Alta. Porosidad primaria	Acuífero	Acuífero a acuitardo	Acuífero discontinuo de extensión local a intermedia. Productividad media. Alta importancia hidrogeológica.
Depositos Vulcanitas	Alta. Porosidad primaria			Rocas ígneas terciarias muy compactas y en ocasiones fracturadas con productividad baja a muy baja.
Tilatá	Alta. Porosidad secundaria	Acuitardo		Acuífero discontinuo de extensión local a intermedia. Productividad media a baja. Alta importancia hidrogeológica.
Bogotá	Media - Baja. Porosidad secundaria	Acuitardo		Rocas sedimentarias cretácicas compactas y en ocasiones fracturadas con productividad baja a muy baja
Labor y Tierna	Alta. Porosidad primaria	Acuífero		Acuífero discontinuo de extensión local a intermedia. Productividad media a baja. Alta importancia hidrogeológica.
Guaduas	Baja-Media. Porosidad secundaria	Acuitardo		Rocas sedimentarias cretácicas compactas y en ocasiones fracturadas con productividad baja a muy baja
Los Pinos	Media-Baja. Porosidad secundaria			Acuífero continuo de extensión regional con productividad media a baja
Plaeners	Alta. Porosidad secundaria	Acuífero		Acuífero continuo con extensión regional con baja productividad
Conejo	Moderado - Alta. Porosidad secundaria	Acuífero		Rocas compactas y en fracturadas con productividad baja a muy baja
Churuvita	Baja	Acuitardo		Acuífero continuo de extensión regional con productividad media a baja
Une	Media. Porosidad primaria		Acuífero	Acuífero continuo de extensión regional con productividad media a baja. Alta importancia hidrogeológica
Tibasosa miembro basal			Acuífero	Acuífero continuo de extensión regional con baja productividad
Tibasosa miembro calcáreo inferior			Acuitardo	
Tibasosa miembro arenáreo intermedio			Acuitardo	
Tibasosa miembro calcáreo superior			Acuitardo	
Intrusivos		Acuífugo		
Cuche			Acuitardo	Rocas compactas y en fracturadas con productividad baja a muy baja

(1) Fonseca et al. (2012). (2) HIDROCERON-CORPOBOYACÁ (1998). (3) Angel & Vásquez (1985). (4) Grupo de Aguas Subterráneas- SGC (2016)

3.1.5 Clima y balance hídrico regional.

Según los datos de la estación climatológica Tinguavita localizada dentro de la zona de trabajo, en la vereda El Salitre, municipio de Paipa, la temperatura promedio de la zona es de 13.7°C. Al medio día la temperatura máxima media oscila entre 20 y 22°C y en la madrugada la temperatura mínima está entre 6 y 8°C, aunque en la temporada seca de inicio de año, las temperaturas pueden bajar a menos de 5°C en las madrugadas. La humedad relativa del aire es cercana al 70% en la época seca de principio de año y en épocas de lluvias alcanza el 78% (IDEAM, 2016a).

En la zona, se ha propuesto una evaporación mayor a la precipitación (HIDROCERÓN – CORPOBOYACÁ, 1998), comportamiento también observado para el período 1968 a 2015, en la estación Tinguavita, en donde la evaporación anual es de 1107 mm, mientras que la precipitación anual, es de 961 mm (IDEAM, 2016b). La variación de la media mensual de estas dos variables, ilustrada para el mismo período (1968 a 2015) en la Figura 13 (Malo & Alfaro, 2016) muestra que la precipitación solo supera a la evaporación en los meses que corresponden a los picos de lluvia: abril, mayo, octubre y noviembre.

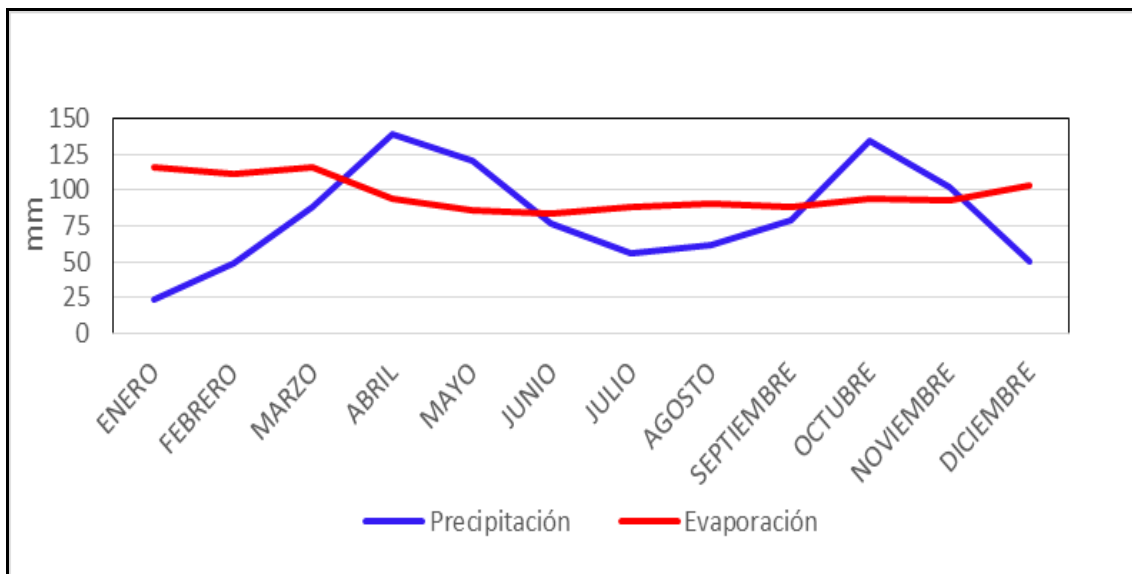


Figura 13. Variación de precipitación y evaporación en la estación Tinguavita, entre 1968 y 2015. Datos IDEAM. Tomada de Malo & Alfaro (2016).

La alta concentración de sulfato de sodio, evidente en superficie a partir de las eflorescencias de la sal y a partir de los estudios geoelectrónico y electromagnético, presentados más adelante, principalmente al norte del área geotérmica, sería promovida por las condiciones climáticas favorables a la evaporación.

No obstante, tomando como referencia los mapas de isoyetas y evapotranspiración, elaborados con base en la información de 34 estaciones IDEAM, para la formulación del modelo hidrogeológico de Boyacá (GEAS-SGC, 2016), Figura 14, la precipitación en el polígono definido como área geotérmica de Paipa (entre 850 y 1000 mm), supera la evapotranspiración (entre 670 y 690 mm). De acuerdo con el mapa de recarga potencial anual del área geotérmica de Paipa (Figura 14), los valores máximos (entre 210 y 380 mm), se registran al norte, en los depósitos cuaternarios y la formación Guaduas y al oriente, en depósitos cuaternarios y las formaciones Une y Tibasosa.

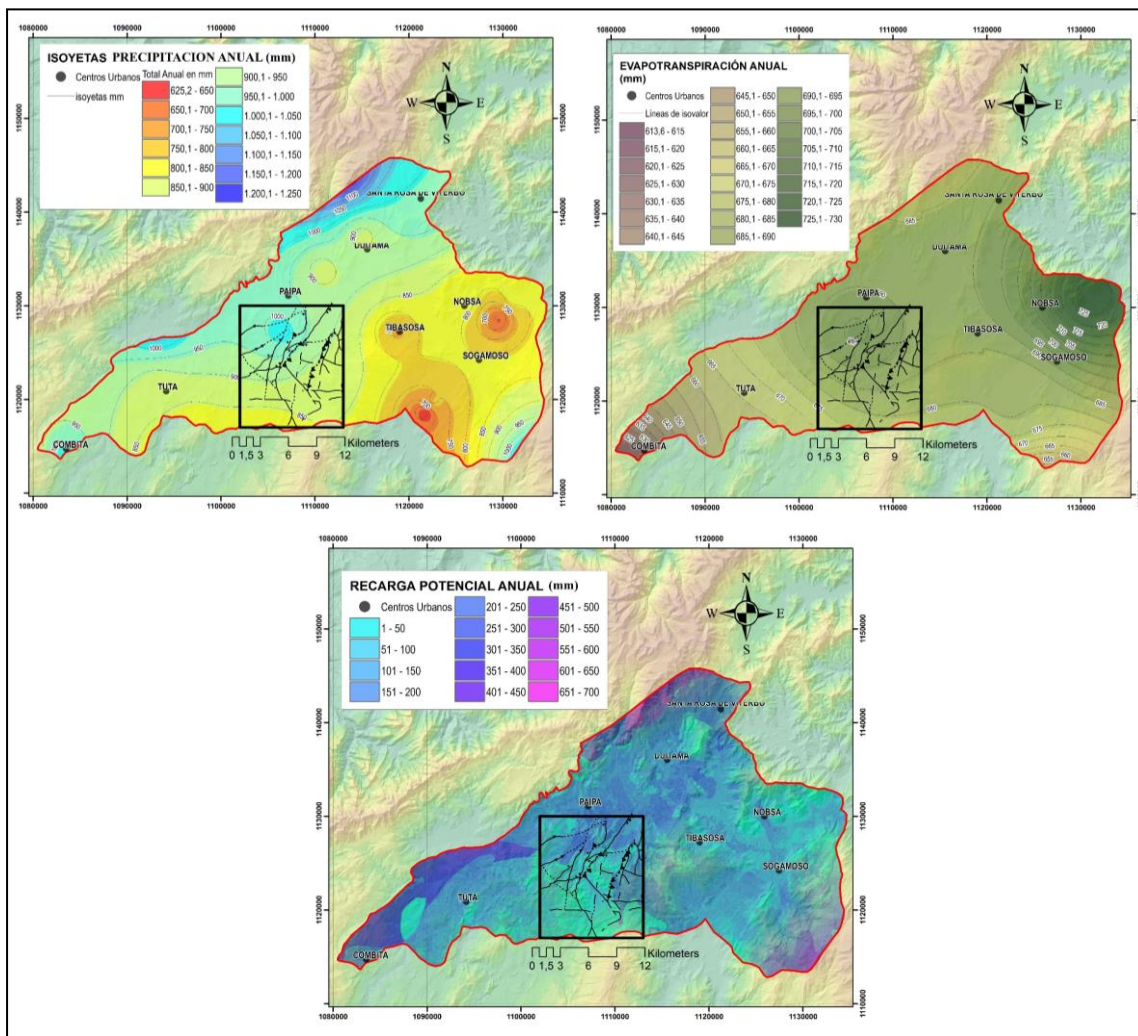


Figura 14. Mapas de precipitación, evapotranspiración y recarga potencial para el centro del departamento de Boyacá.

Fuente: GEAS-SGC (2016). El área geotérmica de Paipa es identificada en recuadro de línea negra y en su interior, capa de fallas del mapa 1:25.000 (Velandia, 2003).

De acuerdo con Fonseca et al. (2012), las zonas de recarga de acuíferos subterráneos para el mismo polígono del área geotérmica de Paipa, definidas por la extensión de los afloramientos de las formaciones con potencial hidrogeológico significativo incluyendo Labor y Tierna, Plaeners, Une y Tibasosa, sería equivalente a 65.22 km². Esta área se extendería con depósitos Cuaternarios, en donde se han confirmado acuíferos y con la formación Tilatá, los cuales tendrían la permeabilidad requerida para permitir la recarga.

A partir de la información compilada de los trabajos hidrogeológicos descritos y de la distribución espacial de las formaciones geológicas en el área (Velandia, 2003), la formación Une y el miembro basal de la formación Tibasosa, con afloramientos al oriente y suroriente del área y presencia en la base de la secuencia sedimentaria del área geotérmica, tendría la mayor probabilidad de infiltración y circulación profunda en la zona de influencia de los complejos de domos. La capacidad de infiltración de las demás formaciones aflorantes, con permeabilidad variable de acuerdo con su composición textural, estaría limitada en profundidad y restringida al norte y occidente del área. En la Figura 15, se agruparon la mayoría de las formaciones sedimentarias aflorantes como posibles “acuíferos someros” y la formación Une, como “acuífero profundo”. Teniendo en cuenta la inclinación topográfica del terreno hacia el norte, así como el buzamiento de las rocas en el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa – Toledo, se plantea una dirección de circulación dominante del agua subterránea desde el anticlinal hacia el occidente y en el valle, donde ocurre el sistema geotérmico, de sur a norte.

Las información más relevante para la formulación del modelo a partir de consideraciones hidrogeológicas y climáticas son la permeabilidad y distribución espacial de la formación Une en afloramientos extensos en el anticlinal de Tibasosa-Toledo y también cerca de la base de la pila sedimentaria cretácica y a poca profundidad en la zona entre domos; el basculamiento del terreno hacia el norte, en donde se registra la cota más baja del área (valle del Río Chicamocha) y, las condiciones climáticas favorables a la evaporación. La formación Une permitiría la recarga del sistema desde la infiltración promovida por gradiente hidráulico desde el anticlinal, se constituiría en un reservorio sedimentario del fluido termal, entre domos (que actuarían como medio confinante y fuente de calor) y serviría como conducto de circulación lateral hacia el norte, desde el reservorio sedimentario. Por otra parte, diferentes niveles arcillosos, encontrados en toda la secuencia sedimentaria, pero particularmente en las formaciones Une y Churuvita, en la zona entre domos, y posiblemente en depósitos piroclásticos alterados, podrían actuar como capas

impermeables y aislante térmico del agua caliente circulante; es decir, como capa sello del sistema geotérmico.

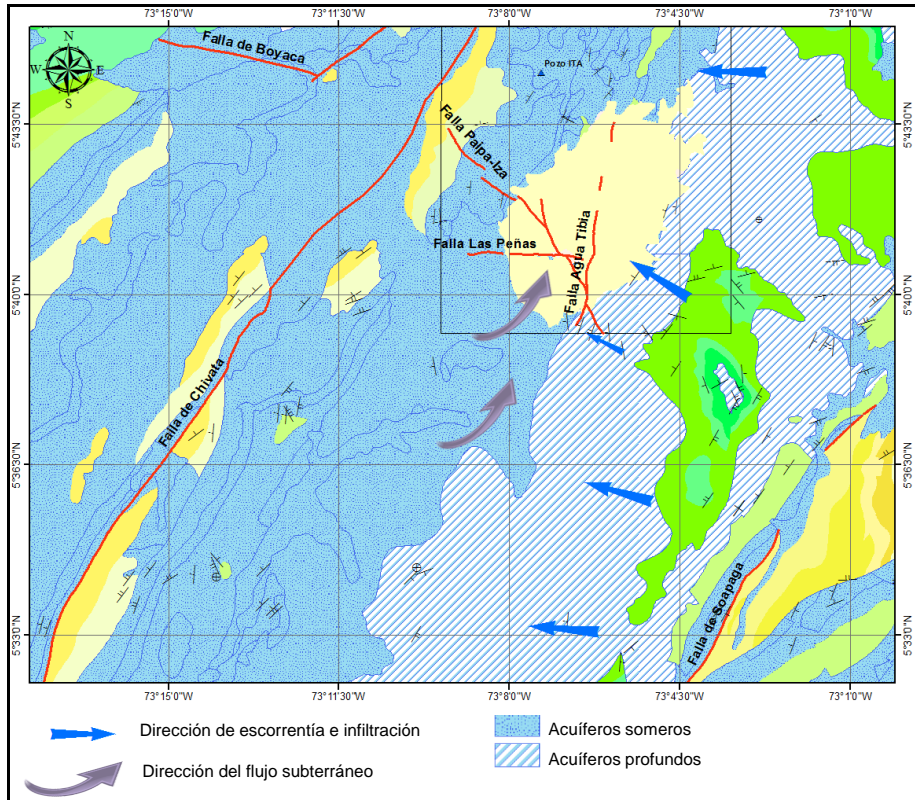


Figura 15. Hipótesis sobre la recarga y circulación del agua subterránea en el área geotérmica de Paipa, identificada con el recuadro de línea negra. La zona de infiltración más importante se registraría sobre el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa-Toledo en donde aflora la Formación Une, caracterizada por arenitas permeables.

La circulación del agua subterránea tendría una dirección dominante hacia el norte, en donde está el sistema geotérmico, siguiendo la inclinación del terreno, hacia el Río Chicamocha, a través de niveles de porosidad primaria y secundaria relativamente alta, de la misma formación Une.

3.1.6 Geoquímica de Fluidos

En el área geotérmica de Paipa se registran dos zonas de descarga caracterizadas por la ocurrencia de manantiales termales y un ventiladero de vapor (“*steam vent*”) cuya localización es presentada en la Figura 16 (Alfaro, 2002a). Estas fueron denominadas ITP-Lanceros (por las siglas del Instituto de Turismo de Paipa y el Hotel Lanceros) y La Playa. Otras manantiales de interés son El Hervidero, Olitas y SALPA; esta última llamada así por el nombre de una planta de beneficio de sulfato de sodio en donde se

localizan dos manantiales. A continuación se describen los rasgos característicos de dichas zonas de descarga, a partir de Alfaro (2002a).

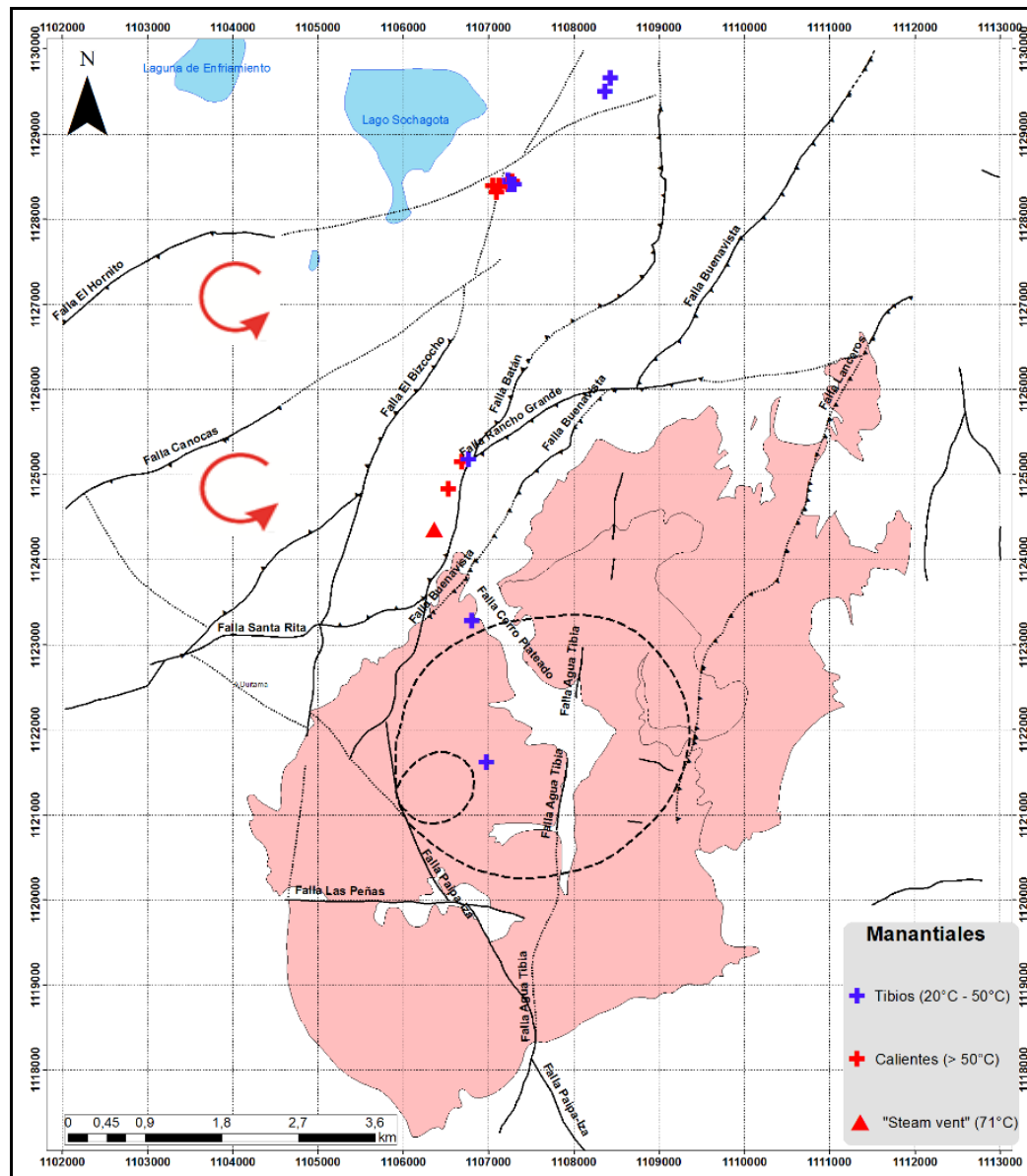


Figura 16. Localización de manantiales termales del área geotérmica de Paipa. Tomada de Alfaro (2002a).

La principal zona de descarga del sistema geotérmico, el sector ITP-Lanceros, se localiza al sureste del Lago Sochagota en el cruce entre las fallas El Hornito y El Bizcocho, cerca del afloramiento de la formación Labor y Tierna, que es de alta permeabilidad primaria. En este sector se localizan por lo menos once manantiales, la

mayoría de los cuales son utilizados para las piscinas de los hoteles del municipio. La temperatura máxima registrada por estos manantiales es de 70°C. Se trata de aguas del tipo sulfatado sódico de pH neutro y conductividad eléctrica elevada (hasta 56 mS/cm), con concentraciones de SiO₂ máximas del orden de 60 mg/L y abundante descarga de gases, en particular el manantial emblemático del área geotérmica conocido con el nombre de Pozo Azul. De acuerdo con Fonseca (2017), éste manantial es el que en la actualidad registra la mayor oferta natural, alrededor de 6 L/s.

En el sector de La Playa, a unos 3.5 km al sur del sector ITP-Lanceros, se localizan los manantiales identificados como El Batán y El Delfín. Estos manantiales se caracterizan por tener un caudal muy bajo (no medido pero que podría estimarse en menos de 0.2 L/s). Como los anteriores, estos manantiales son del tipo sulfatado sódico y de muy alta conductividad eléctrica y pH neutro. Llamam la atención las diferencias en temperatura y concentración de sólidos totales disueltos para estos dos manantiales que están localizados a poca distancia (alrededor de 500 m). El manantial de El Batán registra la temperatura más alta del sistema geotérmico (76°C), la mayor concentración de SiO₂ entre los manantiales calientes del área (77 mg/L) y un contenido de sólidos totales disueltos menor a la mitad del reportado para El Delfín y los demás manantiales calientes localizados en el sector ITP-Lanceros. En el mismo sector está localizado el “*steam vent*” (Alfaro, 2005b), caracterizado por descarga de gases a muy baja presión (insuficiente para muestreo estándar de gases) y una temperatura de 71°C.

A unos 1.5 km al sur del sector de La Playa, se localiza un manantial aislado llamado el Hervidero. Es un manantial de baja temperatura (21°C), de agua dulce (100 uS/cm), del tipo sulfatado sódico y pH moderadamente ácido (3.7), cuyo rasgo característico es el burbujeo permanente de gases.

El manantial termal de Olitas está localizado a 1.5 km al sur del anterior, sobre uno de los domos del sector Olitas, en el Alto Los Volcanes. Este es otro manantial de agua dulce del tipo bicarbonatado sódico y baja temperatura (23°C). Su rasgo más característico es la concentración de sílice del orden de 100 mg/L que corresponde a la máxima registrada entre los manantiales del área.

Finalmente, a unos 1.7 km al noreste del sector ITP-Lanceros se registran dos manantiales en la zona conocida como SALPA. Estos son de baja temperatura (21°C) y presentan la máxima concentración de sólidos totales disueltos (alrededor de 60 g/L). Estos son manantiales del tipo sulfatado sódico, cuya abundante descarga de gases es igual o superior a la del Pozo Azul.

La composición química del agua de los manantiales, en especies disueltas mayores, muestra un patrón muy semejante para manantiales tibios de máxima salinidad y para

manantiales calientes. Las concentraciones más elevadas de dichas especies se encuentran en los salados y desde esta observación se infiere un proceso de mezcla entre las aguas termales calientes y tibias salinas Figura 17. La concentración de sales en superficie a partir del agua salobre provoca la formación de eflorescencias identificadas por difracción de rayos X, como mirabilita y tenardita (Alfaro, 2002 a).

Por su parte, como se muestra en la Figura 18, la composición isotópica de las aguas termales (D y ^{18}O) es enriquecida, principalmente en ^{18}O , con excepción de El Hervidero (PP-16) en el que un marcado empobrecimiento en dicho isótopo fue atribuido al fraccionamiento intenso entre H_2O y CO_2 (Bertrami et al., 1990), gas descargado abundante y permanentemente por el manantial (Alfaro, 2002b). La relación entre estos isótopos coincide en señalar un proceso de mezcla en donde el miembro extremo de máxima salinidad y enriquecimiento en ^{18}O corresponde a los manantiales SALPA (Figura 18).

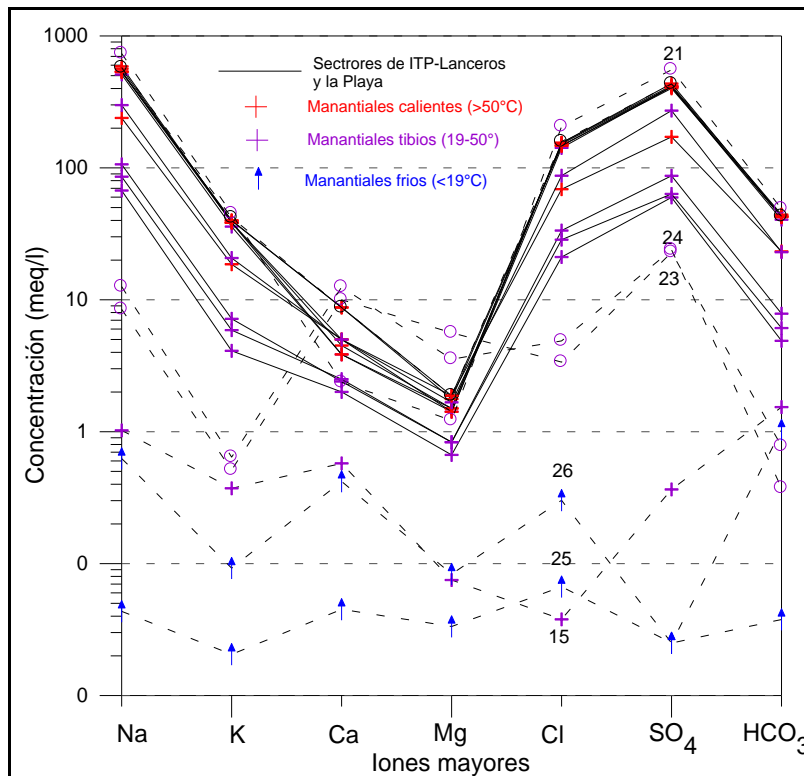


Figura 17. Diagrama Schoeller. Los manantiales ssalinos tibios definen el patrón composicional de los manantiales calientes, dominado por altas concentraciones de sodio y sulfato. Fuente: Alfaro et al. (2005).

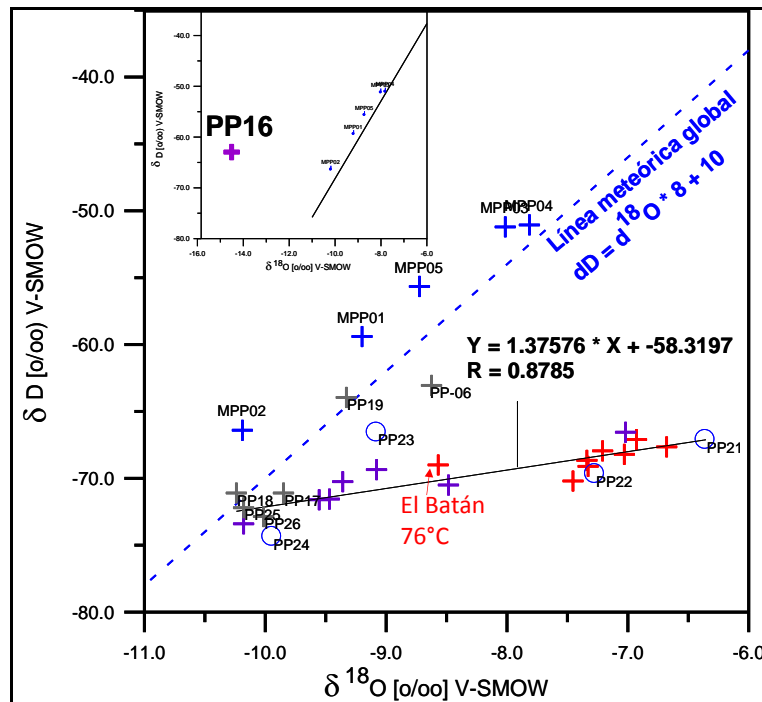


Figura 18. Composición isotópica de manantiales del área geotérmica de Paipa.

El mayor enriquecimiento isotópico se observa en los manantiales salinos tibios que se mezclan con los manantiales termales y cambian su firma isotópica. Las cruces azules corresponden a agua de lluvia; otros símbolos como en Figura 17. Fuente: Alfaro (2002a).

La composición isotópica del manantial de El Batán, que corresponde al de máxima temperatura (76°C) en el área, es la que refleja menor contribución de la fuente salada (menor concentración en sólidos totales disueltos) y proporcionalmente, menor enriquecimiento en oxígeno-18. Su composición indica la mezcla en proporción 1:1 entre la fuente salada y la fuente de agua dulce de precipitación. A partir de esta observación es posible que la composición isotópica del reservorio no contraste de manera significativa con la de recarga (Alfaro, 2012).

Por su parte, la composición química de los gases, medida solamente en algunos de los manantiales, está caracterizada por los siguientes rasgos (Alfaro, 2005b): Está dominada por CO₂ cuya composición relativa es mucho mayor a la típica observada en fluidos hidrotermales frente a CH₄ y N₂ (Figura 19, arriba); la concentración absoluta de He es significativamente mayor en el manantial de El Hervidero que en los otros manantiales termales, así como su concentración relativa frente a N₂ y Ar, lo cual sería relacionado con un origen cortical (Figura 19, abajo) y una zona de anomalía radiogénica como la identificada por González et al. (2008), en esta zona; finalmente, la

composición de ^{13}C en CO_2 y CH_4 sugiere el aporte de una fuente magmática y la posible contribución de gas de origen orgánico (termólisis), tanto en El Hervidero como en el Pozo Inundado, uno manantiales termales del sector ITP-Lanceros (Figura 20).

De la geoquímica de los fluidos se establece que existen procesos de mezcla que enmascaran las firmas química e isotópica del fluido caliente profundo y en consecuencia, no es posible estimar temperatura a partir geotermómetros. Un proceso similar, sufrirían los gases por la posible contribución de una fuente orgánica. La única estimación de la temperatura del fluido profundo se hizo con base en la concentración de sílice disuelta, la cual podría ser considerada como la temperatura mínima posible dado el efecto de dilución de la sílice por mezcla con la fuente salada. Este geotermómetro, indica una temperatura de unos 120°C . Un modelo simple entalpía-sílice (Truesdell & Fournier, 1977), asumiendo dilución sin ebullición, indica una temperatura máxima 230°C (Figura 2121) (Alfaro, 2002b).

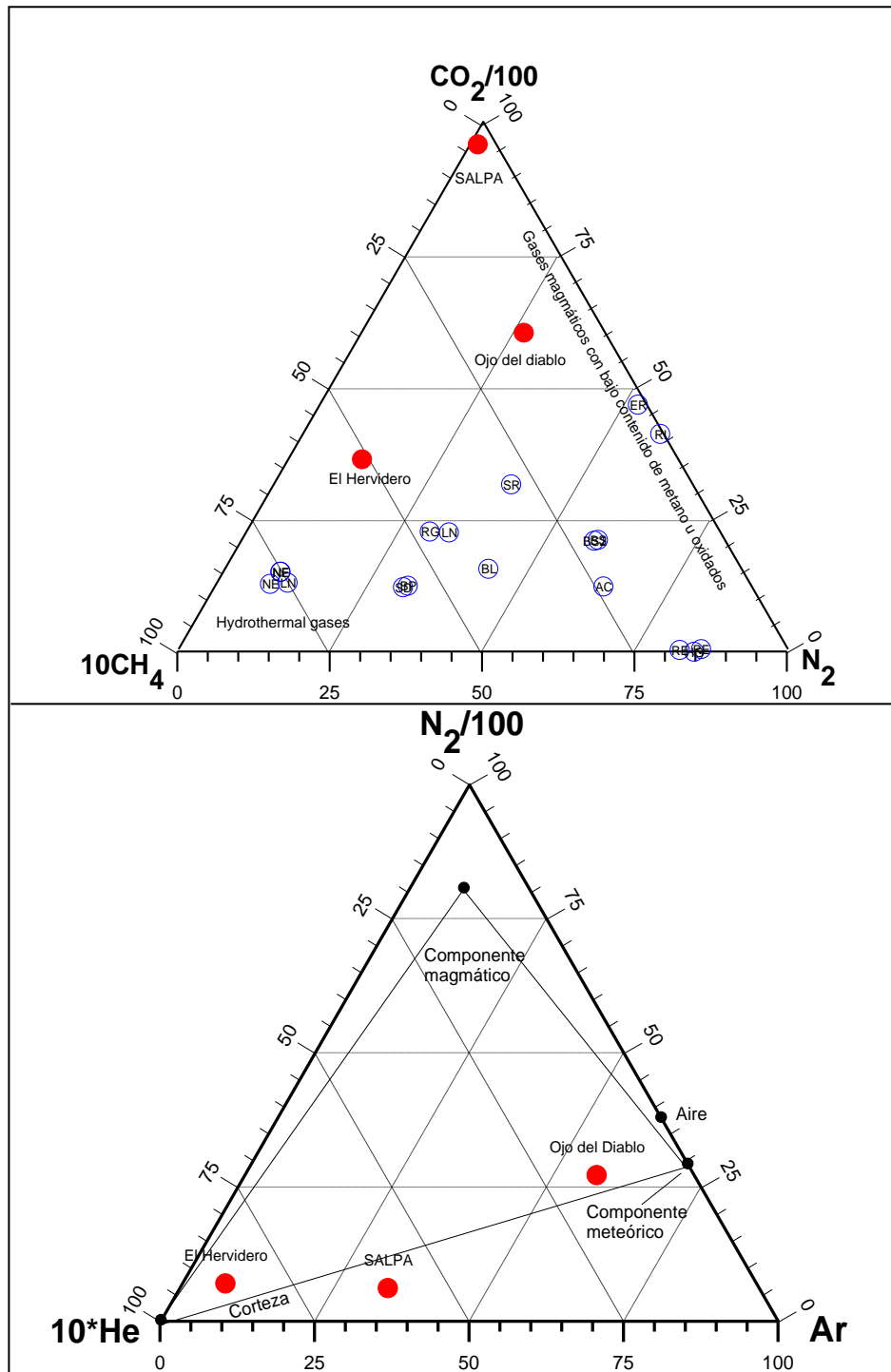


Figura 19. Composición de gases de manantiales del área de Paipa. Arriba: Composición relativa CO₂, CH₄, N₂ (círculos rojos) en donde se evidencia la concentración relativa elevada de CO₂ comparada con fluidos del área geotérmica del Ruiz (círculos azules). Abajo: Composición relativa N₂, He, Ar Fuente: Alfaro (2005b).

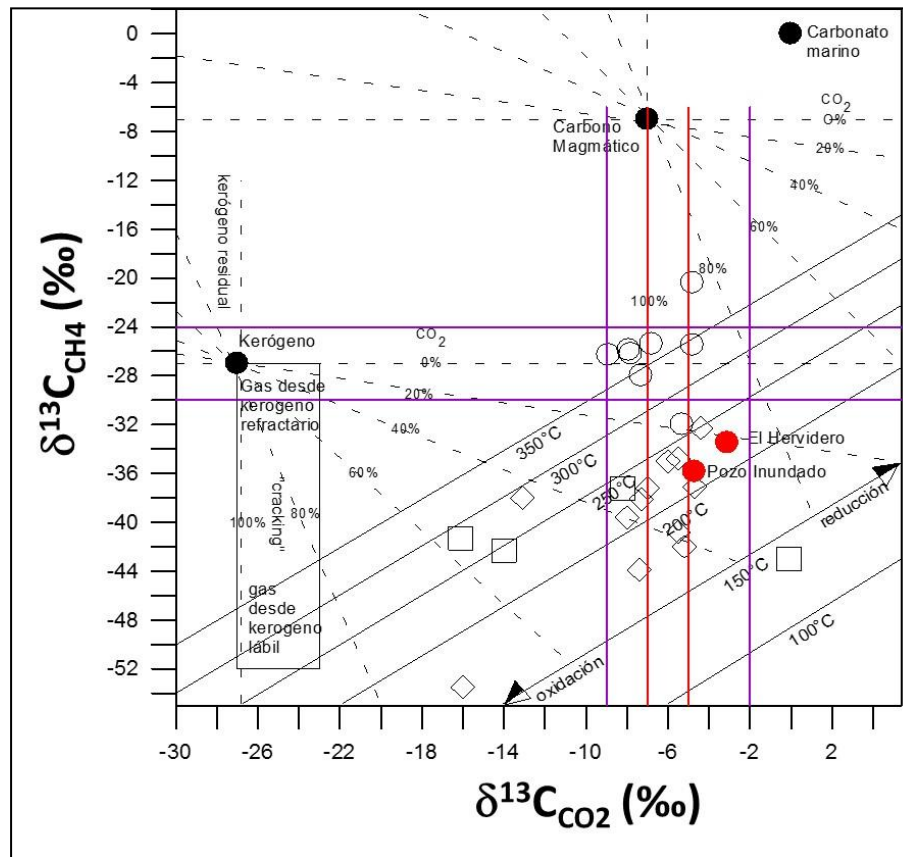


Figura 20. Composición ¹³C en el sistema CH₄-CO₂ para gases de manantiales del área geotérmica de Paipa (círculos rojos llenos).

Se indican el rango de composición de ¹³C en CO₂ magmático en línea roja y rangos de composición de ¹³C en CO₂ y CH₄, de origen hidrotermal, en línea violeta. Círculos, gases de pozos geotérmicos de Nueva Zelanda; cuadrados, gas natural de pozos de Nueva Zelanda; rombos, pozos de gas natural de Tailandia. La concentración de ¹³C en metano sugiere una fuente orgánica (termólisis de hidrocarburos?). Fuente: Modificado de Giggenbach (1997), en Alfaro (2005b).

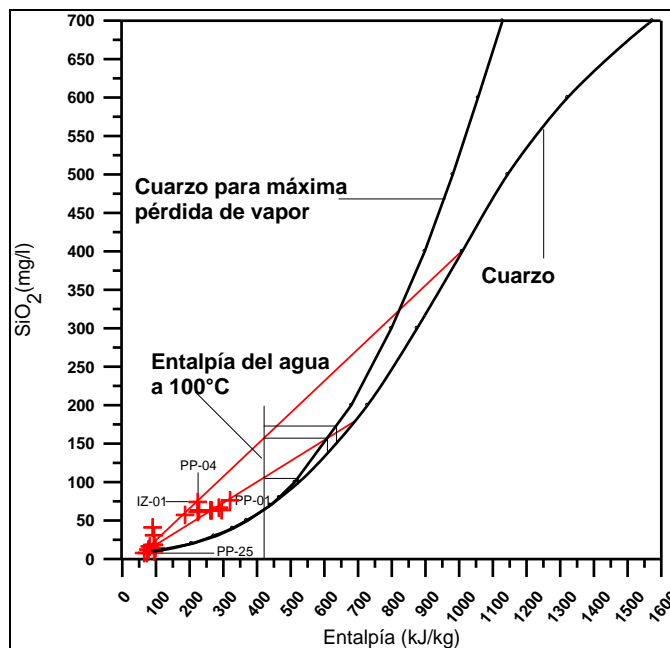


Figura 21. Modelo entalpía – sílice para manantiales del área de Paipa (en símbolos rojos). La concentración de SiO₂ más elevada en los manantiales del sector de La Playa (PP-04 y PP-01), señala la posibilidad de tener un reservorio de 160 y 230 °C. En azul, manantiales de Iza.
Fuente: Alfaro (2002b).

3.1.7 Inventario y geoquímica de puntos de agua

El inventario de puntos de agua, que abarcó un polígono definido al noroccidente por el área geotérmica de Paipa y al suroriente por el área geotérmica de Iza, permitió localizar alrededor de 300 manantiales, 95 aljibes y 2 pozos perforados. La distribución espacial de estos puntos es indicada en la Figura 22. Los puntos localizados entre las cotas 2380 y 3260 msnm, son en su mayoría de agua dulce (conductividad eléctrica inferior a 1000 uS/cm). Solo algunos puntos localizados en el área geotérmica de Paipa, registran conductividades eléctricas propias de aguas saladas, alcanzando magnitudes máximas de cerca de 60.000 uS/cm. La temperatura del agua en la gran mayoría (~98%) de estos puntos es igual o menor a 16°C. Los puntos con temperaturas mayores a 30°C se concentran en las áreas geotérmicas de Paipa e Iza y alcanzan el valor máximo por encima de 70°C, en los manantiales de Paipa (Ortiz & Alfaro, 2010).

Los análisis químicos fueron practicados en muestras de 88 puntos de agua registrados en el inventario Figura 23. El tipo químico dominante es agua bicarbonatada sódica. Aguas termales y no termales del tipo sulfatado sódico, de muy alta salinidad, solamente se registran en el área geotérmica de Paipa. Aguas termales del tipo

clorurado sódico, presumiblemente originadas en reservorios geotérmicos, solamente se registran en manantiales relacionados con el sistema de Iza.

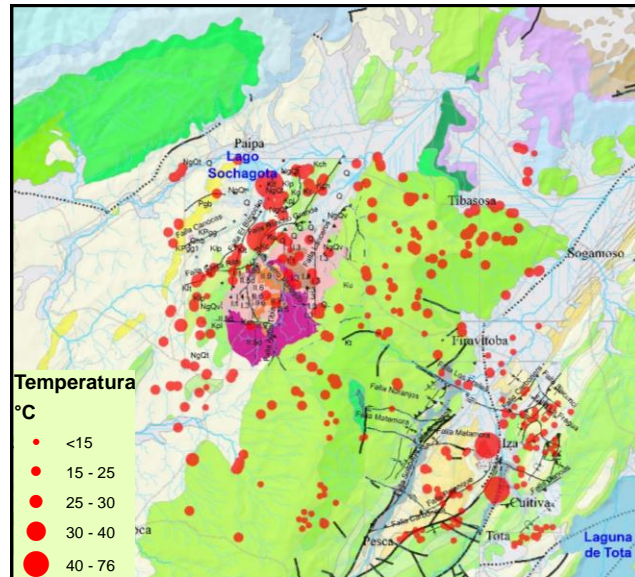


Figura 22. Inventario de puntos de agua en el área geotérmica Paipa-Iza. Localización de puntos de agua y temperatura de descarga. A partir de datos de Ortiz & Alfaro (2010).

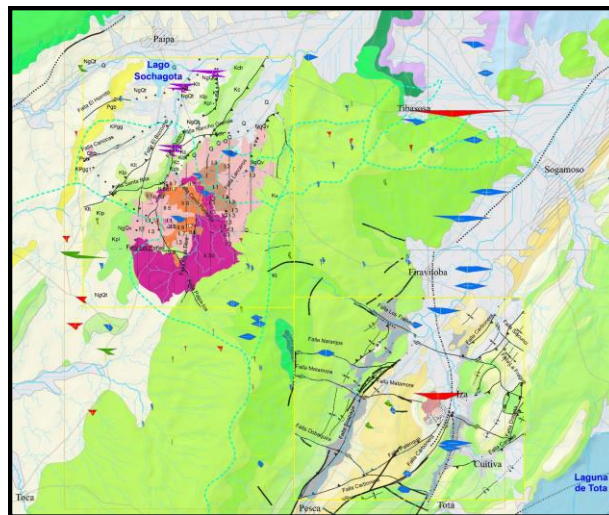


Figura 23. Clasificación química de aguas, a partir de composición en iones dominantes (Diagramas Stiff). Azul: Bicarbonatada principalmente cálcica. Roja: Clorurada sódica. Verde: sulfatada de baja salinidad. Violeta: Sulfatada sódica de alta salinidad (en escala reducida para hacer posible la representación de todos los puntos en el mismo mapa). Tomada de Ortiz & Alfaro (2010).

3.1.8 Composición isotópica del agua de lluvia.

Como primera aproximación a la caracterización de la composición isotópica del agua de precipitación en el área, como criterio de evaluación de la posible zona de recarga, se llevó a cabo el muestreo y análisis isotópicos de agua de manantiales fríos (<20°C) de baja concentración de sólidos totales disueltos (conductividad eléctrica inferior a 200 uS/cm (Figura 24), considerados para este propósito como representativos del agua de lluvia (Alfaro, 2012).

Se encontró una dispersión importante en la relación δD frente a $\delta^{18}O$, así como una diferencia notable en la pendiente con respecto a la de la línea meteórica global (Figura 25, izquierda) a partir de lo cual se concluyó que el agua de estos manantiales posiblemente no es representativa de la precipitación local o que su composición isotópica está afectada por procesos como evaporación. Sin embargo, aunque la relación de la composición isotópica con la elevación también muestra una amplia dispersión, se encontró una función lineal de pendiente inversa sobre la cual se estimó la elevación de la recarga de las aguas termales (Figura 35, derecha). Para ello se asumió que el agua en el reservorio no tiene enriquecimiento isotópico significativo en ^{18}O y que la composición del agua de recarga corresponde a la de la intersección entre la línea de mezcla entre la fuente sulfatada sódica de baja temperatura y el agua de lluvia (a lo largo de que se encuentran las fuentes termales) y las líneas meteóricas global y local. Esta composición de la recarga es de -72 a -75 ‰ para δD y entre -10 y -11‰ para $\delta^{18}O$ y corresponde a una elevación del orden de 2800 m.s.n.m. como se ilustra para la composición de δD en la Figura 25, derecha.

Alturas del orden de 2800 m.s.n.m. se encuentran al noroccidente en el Anticlinal de Arcabuco y al oriente del área geotérmica en el Anticlinal Tibasosa-Toledo. Teniendo en cuenta el buzamiento al NW de la formación Los Medios y las barreras que representan la falla inversa Boyacá y el Río Chicamocha, se consideró poco probable la recarga desde el Anticlinal de Arcabuco. Desde el Anticlinal Tibasosa – Toledo, por el contrario, el buzamiento de los estratos hacia el occidente y los afloramientos de niveles permeables de la formación Une, principalmente, favorecerían la infiltración profunda (Alfaro, 2012).

En resumen, la evaluación preliminar de la composición isotópica del agua de lluvia sugiere una elevación de recarga alrededor de 2800 m.s.n.m. Dicha elevación estaría localizada en el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa – Toledo.

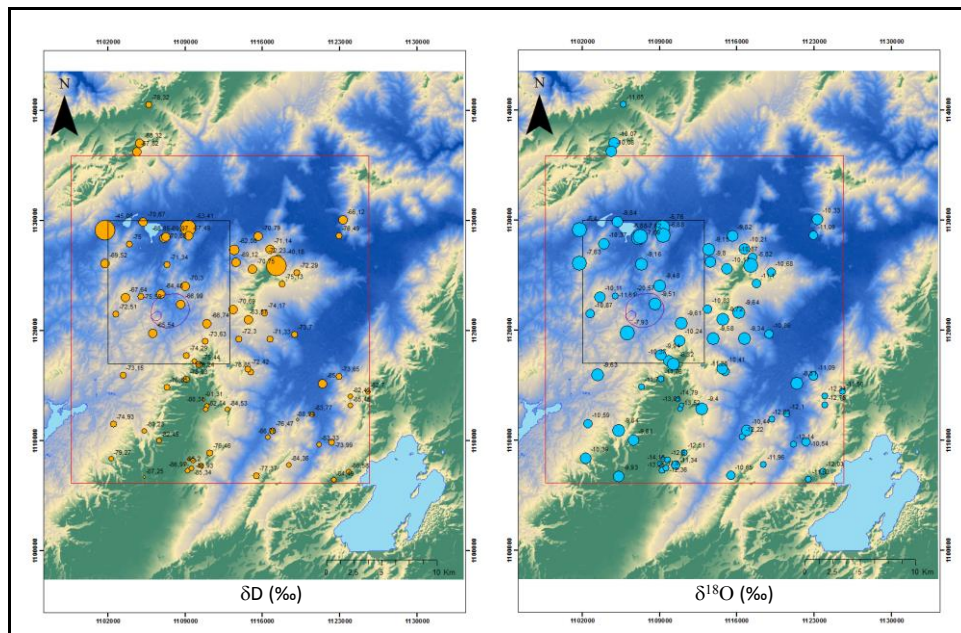


Figura 24. Localización y composición isotópica de manantiales fríos de baja conductividad eléctrica considerados para evaluación preliminar de elevación de la recarga. Los círculos de mayor tamaño corresponden a composiciones isotópicamente más pesadas. Magnitudes de las mediciones son indicadas en los rótulos. Tomado de Alfaro (2012).

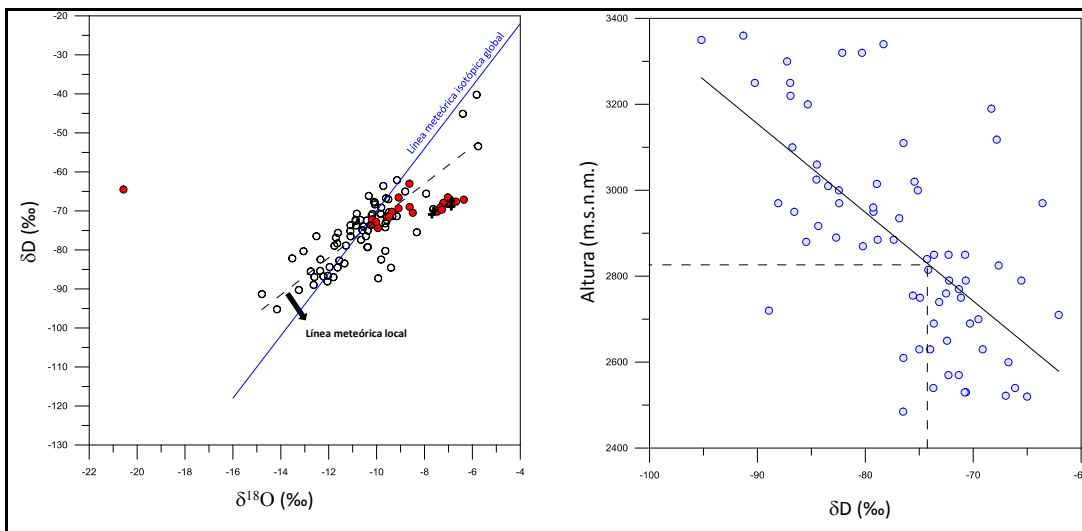


Figura 25. Composición isotópica de manantiales fríos (círculos vacíos) y termales (círculos rojos). Tomada de Alfaro (2012). Izquierda: Línea meteórica isotópica global (línea continua azul) y mejor ajuste lineal de datos de composición de manantiales fríos (línea discontinua negra). Punto rojo altamente empobrecido en oxígeno-18 (a la izquierda de la línea meteórica), corresponde al manantial El Hervidero con evidente interacción con el CO₂ cuya descarga abundante caracteriza al manantial. Derecha relación de altura Vs composición en deuterio.

3.1.9 Geofísica

3.1.9.1 Sondeos Superficiales de Temperatura

Con base en mediciones de temperatura del suelo (Figura 26), realizadas en 141 estaciones que cubren parcialmente el área de estudio, a 1.5 m de profundidad y a distancia de los puntos de emergencia de los manantiales termales, se estableció una temperatura promedio 4.9°C por encima de la temperatura media ambiental (Rodríguez y Vallejo, 2013). Se observan dos áreas de anomalías positivas en la zona dominada por fallas de escamación delgada, en alrededores de la intersección entre las fallas El Bizcocho, Santa Rita, El Tuno y Paipa – Iza y, cerca de la intrusión de El Durazno, la cual se extiende en el corredor definido por las fallas Canocas y El Hornito. Adicionalmente, se registra una medición anómala aislada, al norte del Alto Los Godos.

En el sector en donde se registran fallas normales de basamento (Paipa-Iza, Cerro Plateado y Las Peñas) y ocurrencia de domos y en el que en consecuencia se presume una mayor posibilidad de ocurrencia del sistema geotérmico, se registran anomalías negativas de temperatura, comportamiento que podría estar asociado mayor aislamiento térmico originado en las capas arcillosas o meteorizadas de los depósitos piroclásticos. Nótese, sin embargo, que en la zona de los domos del Alto Los Godos, no se hicieron mediciones.

La anomalía térmica entre las fallas Canochas y El Bizcocho, estaría confirmada por la temperatura del agua bicarbonatada sódica descargada por el pozo de suministro de agua (34.8°C), localizado en el Instituto Técnico Agropecuario - ITA a unos 3 Km al NE de la intrusión de El Durazno, al norte de la Falla Canocas, es decir en la posible dirección de circulación de agua hacia el NE hasta el cruce con la Falla El Bizcocho. La profundidad de este pozo es de 97 m, aproximadamente (Hidrogeólogo Jairo Veloza, 2015: Comunicación personal). A partir de esta observación, existe la posibilidad de un flujo de agua termal de temperatura baja (~35°C), comparada con la de descarga de los manantiales termales (~70-75°C), circulando en un circuito hídrico diferente al del sistema geotérmico de mayor temperatura. Es de resaltar que el agua del pozo es dulce (sólidos totales disueltos de 94 mg/L) y por lo tanto la circulación de agua que lo alimenta estaría aislada del conducto de fluidos salados que se identifica en el corredor definido por las fallas Canocas y El Hornito, como se mostrará más adelante, a partir de la modelación magnetotelúrica 3D. Ver composición del agua del pozo ITA en Tabla 4.

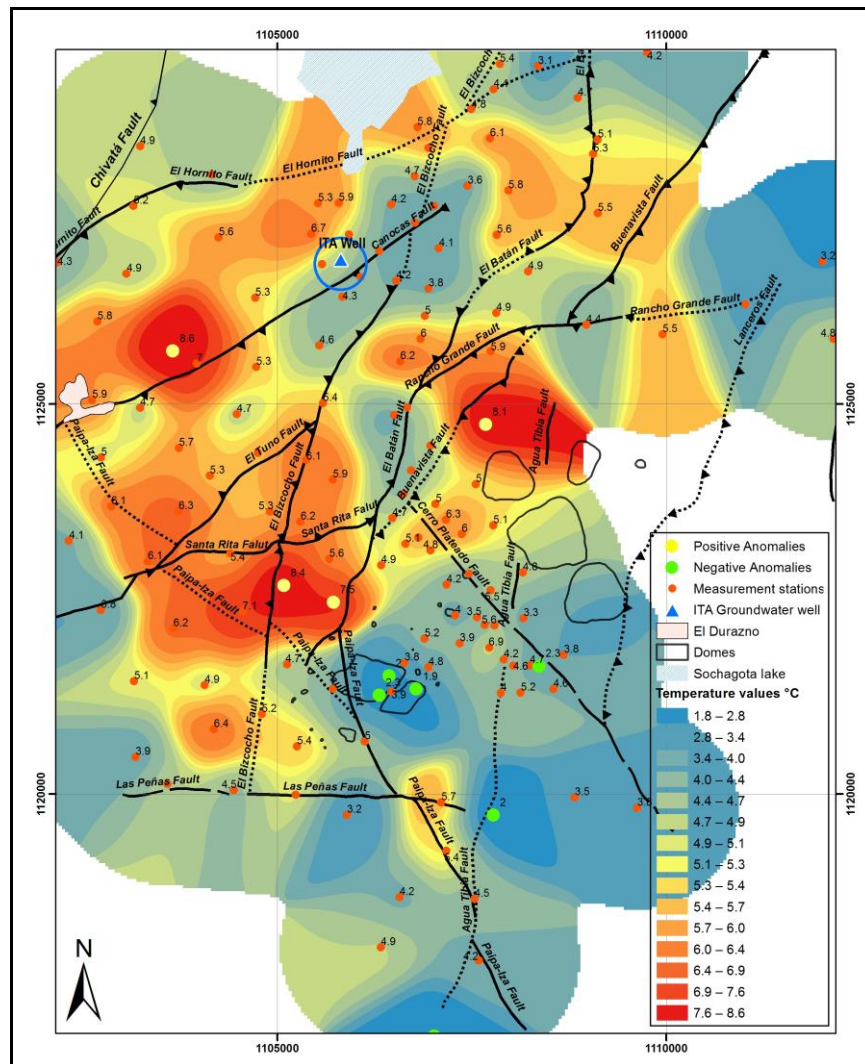



Figura 26. Mapa de mediciones de temperatura del suelo a 1.5 m de la superficie. Los valores registrados corresponden a la diferencia entre las temperaturas medidas y la temperatura media ambiental estimada a la altura de cada punto de medición. Los puntos rojos representan las estaciones de medición. Puntos resaltados en amarillo y verde corresponden a anomalías positivas y negativas, respectivamente. Tomada de Rodríguez & Vallejo (2013).

Tabla 4. Composición del agua del pozo ITA (Instituto Técnico Agropecuario).

		INFORME DE RESULTADOS DE ENSAYOS
PROYECTO:	GEO13-02 Investigaciones en Geociencias Básicas - Exploración de Recursos Geotérmicos	
LABORATORIO:	Geoquímica Analítica y geotecnia	
Pozo ITA-Paipa		
Fecha Muestreo /dd/mm/aa)	28/04/2014	
Temperatura	34,8	
pH	6,1	
Conductividad eléctrica (uS/cm)	190	
Bicarbonatos como mg HCO ₃ ⁻ /L	67	
Sólidos en solución,mg/L	94	
Sólidos Totales,mg/L	153	
Turbiedad NTU	<2	
Cloruros como mg Cl /L	6,7575	
Sulfatos como mg SO ₄ /L	11,5917	
Nitratos como mg NO ₃ /L	1,0624	
Fosfatos como mg PO ₄ /L	<0,2	
Bromuros como mg Br /L	<0,2	
Fluor como mg F/L	<0,2	
Boro como mg B/L	<0,2	
Calcio como mg Ca/L	3	
Magnesio como mg Mg /L	2,9	
Sodio como mg Na /L	27	
Potasio como mg K /L	7,9	
Hierro total como mg Fe /L	3,13	
Manganeso total como mg Mn/L	0,4392	
Aluminio como mg Al/L	<1	
Silicio como mg Si /L	7,952	
Litio como mg Li /L	<0,1	
Estroncio como mg Sr /L	0,1652	
Cinc como mg Zn /L	0,212	
NOTAS:		
Los resultados analíticos presentes corresponden exclusivamente a la muestra recibida y no a otro material de la misma o similar procedencia.		

CONSTANZA MARTINEZ ORTIZ
QUIMICA MP 0376
PROFESIONAL RESPONSABLE

HECTOR MANUEL ENCISO PRIETO
QUIMICO-TARJETA PROFESIONAL PQ-525
COORDINADOR LABORATORIO GEOQUIMICA Y GEOTECNIA

3.1.9.1 Emanometría de Radón

Mediciones de radón en aire del suelo (partículas alfa totales) realizadas en un área aproximada de 7 km² entre el sector de Olitas y el sector ITP-Lanceros, zona de descarga principal, permitieron establecer que las emisiones de torón (²²⁰Rn), en general superan las emisiones de radón (²²²Rn). Se identificaron anomalías positivas en las zonas de descarga: ITP-Lanceros y La Playa (alrededores del “steam vent”), así como en la zona del El Hervidero, manantial de baja temperatura y descarga continua de gases) como se ilustra en la Figura 27 (Alfaro & Espinosa, 2004).

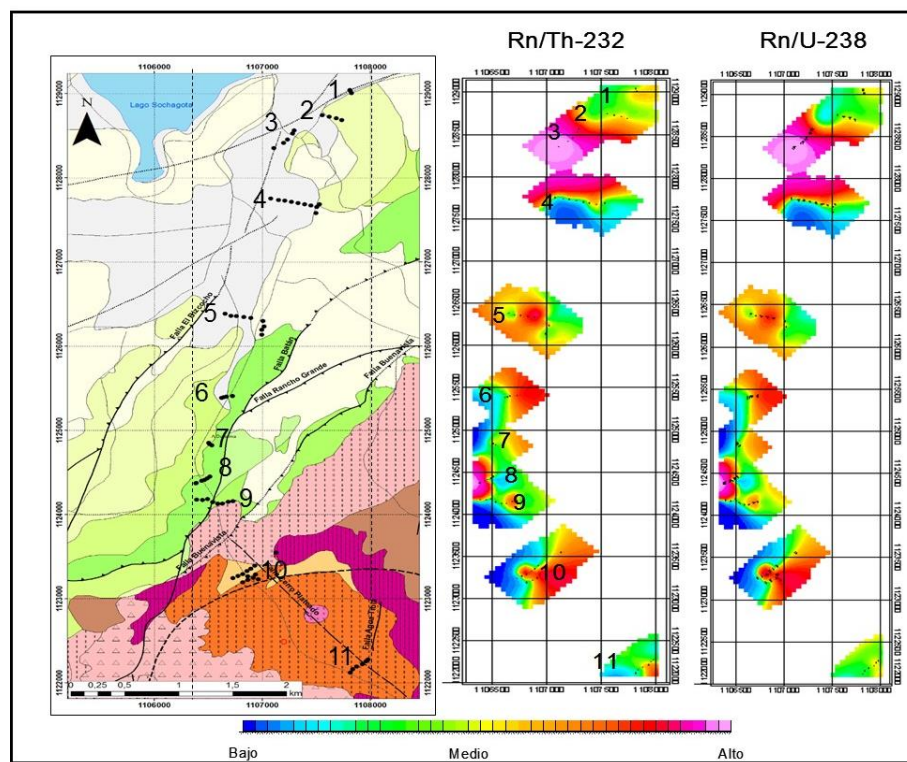


Figura 27. Emanaciones de gas radón en aire del suelo. Izquierda: estaciones y líneas de medición (numeradas) sobre mapa geológico (Velandia, 2003; Cepeda & Pardo, 2004). Centro: emisiones de radón derivado del ²³²Th (²²⁰Rn). Los números corresponden a líneas de medición. Derecha: emisiones de radón derivado del ²³⁸U (²²²Rn) Fuente: Alfaro & Espinosa (2004). Líneas 3, 8 y corresponden a los sectores SALPA e ITP-Lanceros, El Batán (alrededores del “steam vent”) y El Hervidero, respectivamente.

Si bien este podría ser un rasgo relacionado con los fluidos termales de este sistema, en gran parte de las rocas y material no consolidado, el torio registra una mayor concentración que el uranio (ENUSA, 1979; Garzón, 2003; González et al., 2008). Es decir que es posible que el radón en aire del suelo provenga al menos parcialmente de las rocas con contenido anómalo de elementos radiactivos. Las emisiones de mayor magnitud están asociadas a las zonas de mayor permeabilidad: Sector ITP-Lanceros y alrededores del “*steam vent*”.

3.1.9.3 Métodos Potenciales

Información gravimétrica y magnética adquirida por el SGC en campañas de campo realizadas en 2009, 2011 y 2012, en 847 estaciones cuya localización es presentada en la Figura 28, abarca las áreas geotérmicas de Paipa e Iza. Dicha información fue procesada con el software Intrepid para obtener las grillas de anomalías de Bouguer Total e intensidad de campo magnético total, como se ilustra en las Figura 29 y Figura 30 (Llanos et al., 2015).

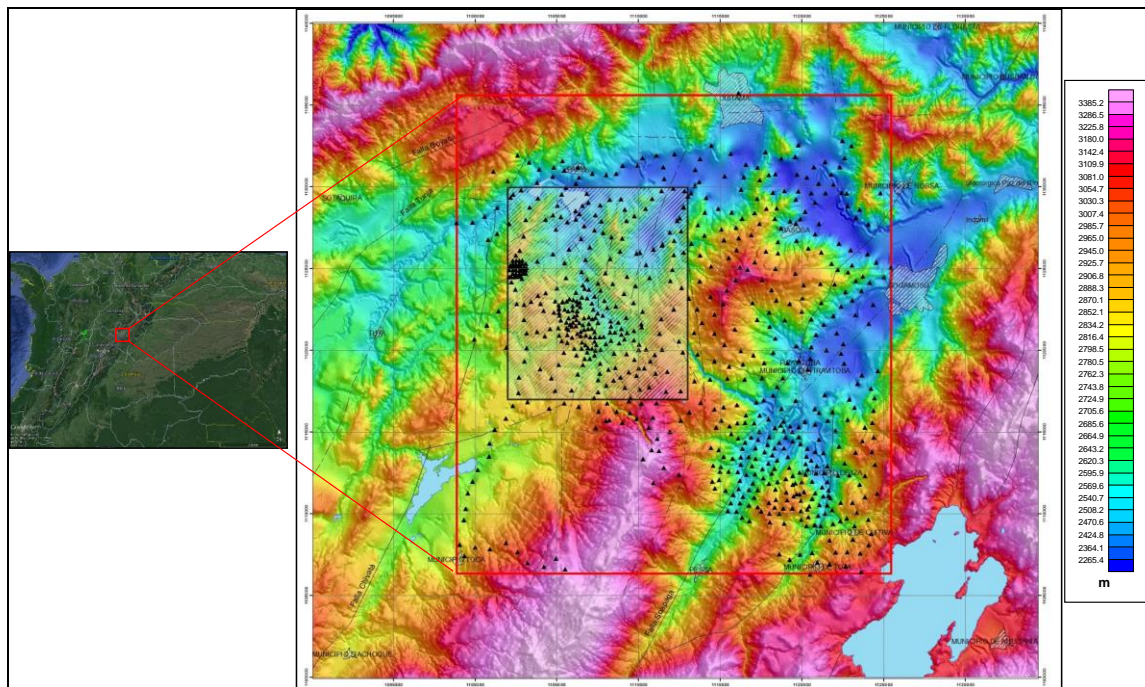


Figura 28. Localización de estaciones de medición de magnetometría y gravimetría en el área geotérmica Paipa – Iza (polígono rectangular demarcado con línea roja). El área geotérmica de Paipa corresponde al polígono demarcado con línea negra. Tomada de Beltrán (2015).

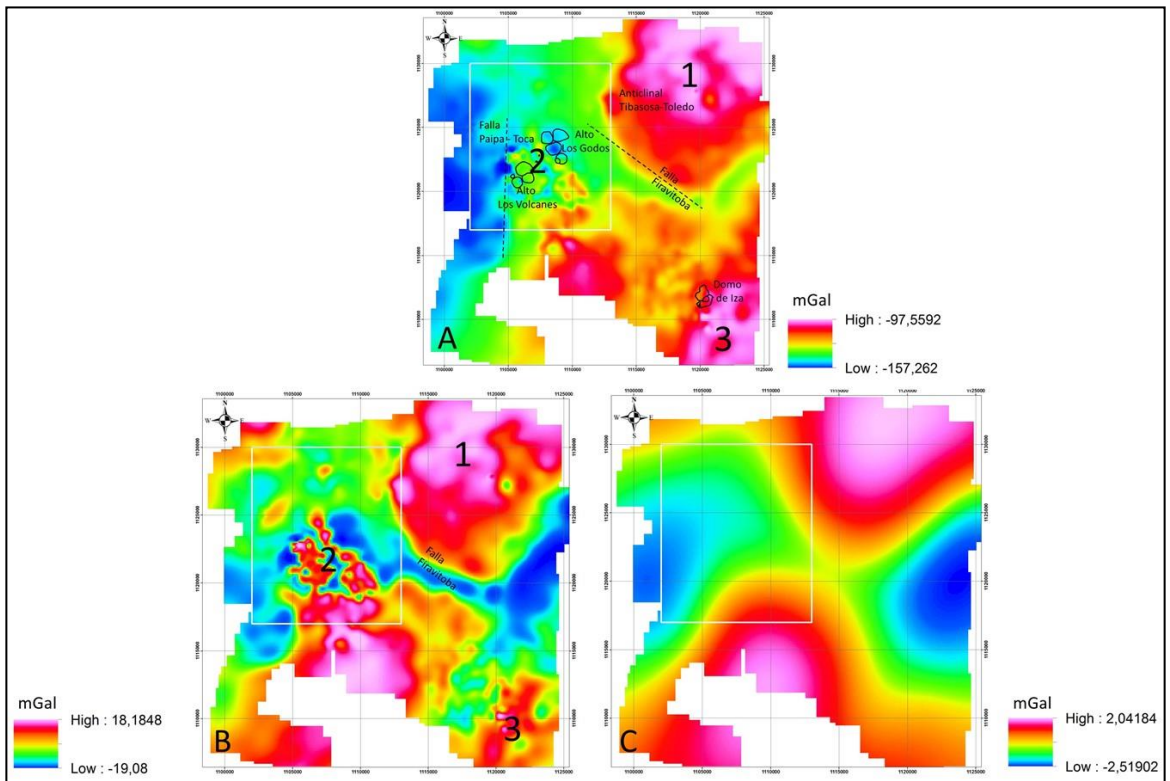


Figura 29. Mapas en falso color de gravimetría. A. Anomalía de Bouguer Total. B. Anomalía de Bouguer residual (fuentes someras <4400 m). C. Anomalía de Bouguer regional (fuentes profundas > 8km). Área geotérmica en recuadro blanco. Modificada de Llanos et al. (2015).

El mapa de anomalía de Bouguer total, así como los de anomalías residual y regional obtenidas por un filtro espectral (*“Matched filter”*) son presentados en la Figura 29 para el área Paipa-Iza (Llanos et al. 2015).

De manera global, los mapas de anomalías de Bouguer total y residual, muestran anomalías positivas (colores rojo y blanco) que se relacionarían con rasgos geológicos dominantes (Figura 29 A y B) como (1) zona norte del anticlinal Tibasosa – Toledo, al NE del área, (prolongación al SW del Macizo de Floresta) con una discontinuidad en la zona media del polígono, también observable en la topografía, (2) zona volcánica de Paipa, (3) intrusiones ígneas de Iza y (4) estructuras geofísicas nombrados por Alfaro et al. (2012), como falla Firavitoba, de dirección NW (identificada previamente como un lineamiento por Velandia, 2013), la cual marca una discontinuidad en el Anticinal Tibasosa- Toledo y el lineamiento geofísico sin expresión superficial de dirección NS, nombrado por Alfaro et al. (2012) como Falla Paipa-Toca, el cual separa la anomalía positiva relacionada con los domos del alto Los Volcanes, a la derecha, de la anomalía

negativa (de color azul) que estaría relacionada con la zona de mayor espesor de cobertera sedimentaria, a la izquierda.

De acuerdo con Llanos et al., 2015, el mapa de intensidad de campo magnético total (Figura 30 A) no refleja una relación con la geología de superficie, aparte de numerosas anomalías localizadas en la zona central relacionadas con la zona de domos (específicamente con los del Alto Los Volcanes). Estas anomalías no tienen una apariencia bipolar y son dominadas por su componente negativa, lo cual es un posible signo de remanencia magnética. Al NE del área de trabajo, sin embargo, se observa una anomalía magnética de gran extensión, la cual es similar en ubicación y extensión a la anomalía gravimétrica relacionada aquí con el Macizo de Floresta, cuya intensidad magnética podría estar relacionada con intrusiones ígneas aflorantes de edad Paleozóico y Mesozóico temprano, ya mencionadas: cuarzomonzonita de Santa Rosa, stock de Chuscales, stock de Otenga e intrusivo de Aguachica. Sin embargo, esta anomalía no persiste en las reducciones al Ecuador y al Polo.

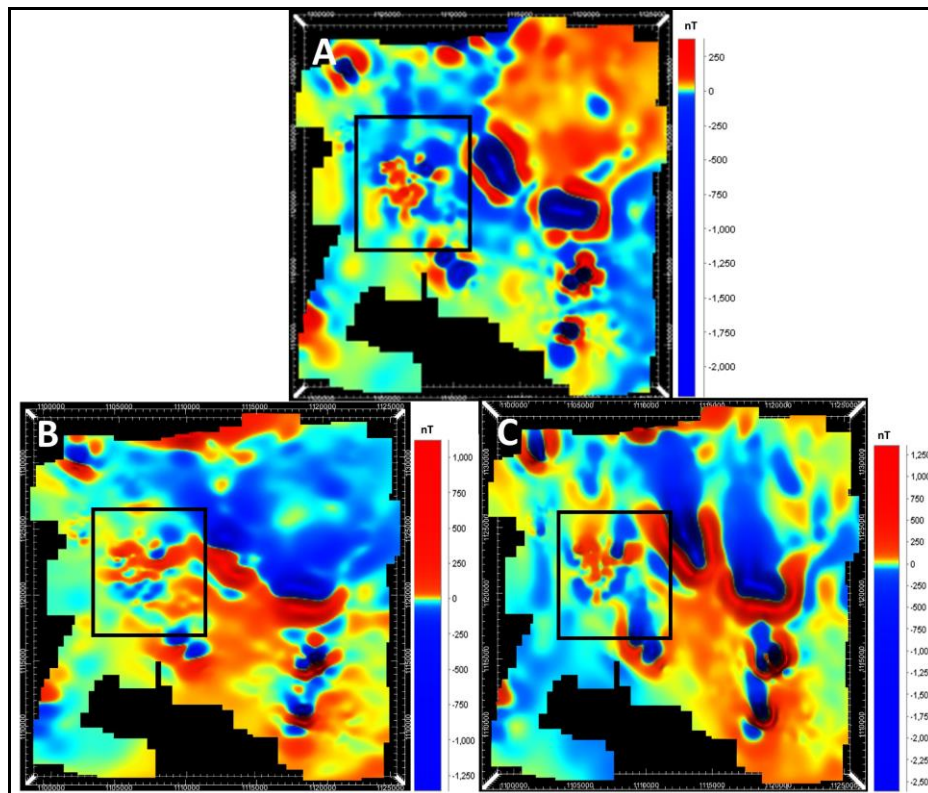


Figura 30. Mapas en falso color de magnetometría. A. Intensidad de campo magnético total (ICM). B. ICM reducida al Ecuador con polaridad corregida. C. ICM reducida al Polo. Tomada de Llanos et al. (2015).

Los resultados de las reducciones del campo magnético al Ecuador y al Polo revelan la complejidad de las anomalías magnéticas en el área geotérmica de Paipa, relacionadas con magnetismo remanente, ya mencionado, y con el cambio en la tendencia estructural dominante, que dificultan su interpretación. En el caso de la reducción al Ecuador (Figura 30B) se genera un patrón esperado E-W en las anomalías, que se convierten en bipolares indicando que la remanencia probablemente está presente en estas grandes anomalías. Adicionalmente, en la reducción al Polo (Figura 30C) se produce un incremento artificial reflejado en la distorsión de las anomalías en la dirección de la declinación magnética (7° al NW) (Llanos et al., 2015).

La intensidad magnética de campo total no mostró señal para fuentes por debajo de 2900 m; es decir que toda la señal magnética es generada por focos superficiales y podría ser considerada equivalente a una anomalía residual (Llanos et al, 2015).

En la Figura 31, se comparan las anomalías de Bouguer, residual, y de intensidad de campo magnético total (utilizadas para la modelación geológica – geofísica 3D, como se verá más adelante), en el polígono del área geotérmica de Paipa (tomadas de Llanos et al., 2015). Se resalta la coincidencia de algunas anomalías positivas como la de la zona de ocurrencia de los domos del Sector del Alto Los Volcanes, área aproximadamente enmarcada entre las fallas Paipa-Iza, Agua Tibia, Santa Rita y Las Peñas y una anomalía al sur del área de trabajo más notable en la gravimetría que podría corresponder a las rocas metamórficas del núcleo del anticlinal Tibasosa-Toledo. El mapa de anomalías de Bouguer señala además una anomalía elongada en dirección NW paralela a la Falla Cerro Plateado y localizada al norte de la misma.

En resumen, los resultados de la gravimetría definen tres rasgos de mucho interés para la formulación del modelo: (1) anomalía positiva de gran extensión probablemente relacionada con las rocas del basamento metamórfico del núcleo del anticlinal Tibasosa-Toledo con discontinuidad en la zona media del área que estaría relacionada con la falla Firabitova, (2) intrusiones ígneas principalmente en la zona central del área de trabajo, así interpretadas, gracias a la relación entre sus áreas de ocurrencia y la expresión superficial de algunas de ellas, principalmente en la zona de domos del Alto los Volcanes y (3) estructuras bien definidas a partir de contrastes entre anomalías, como la falla Cerro Plateado.

Los resultados de la magnetometría también indican anomalías positivas relacionadas con intrusiones ígneas en la zona de ocurrencia de domos. Intrusiones sin expresión superficial fueron interpretadas por Llanos et al., 2015, al extremo noroccidental y oriental del polígono definido como el área geotérmica de Paipa, a partir de las anomalías magnéticas de mayor magnitud.

profundidad (vistas a 2350 y 2220 msnm, en Figura 32). De acuerdo con Franco, 2016, las anomalías conductivas observadas estarían relacionadas con medios saturados con fluidos hidrotermales y agua salada.

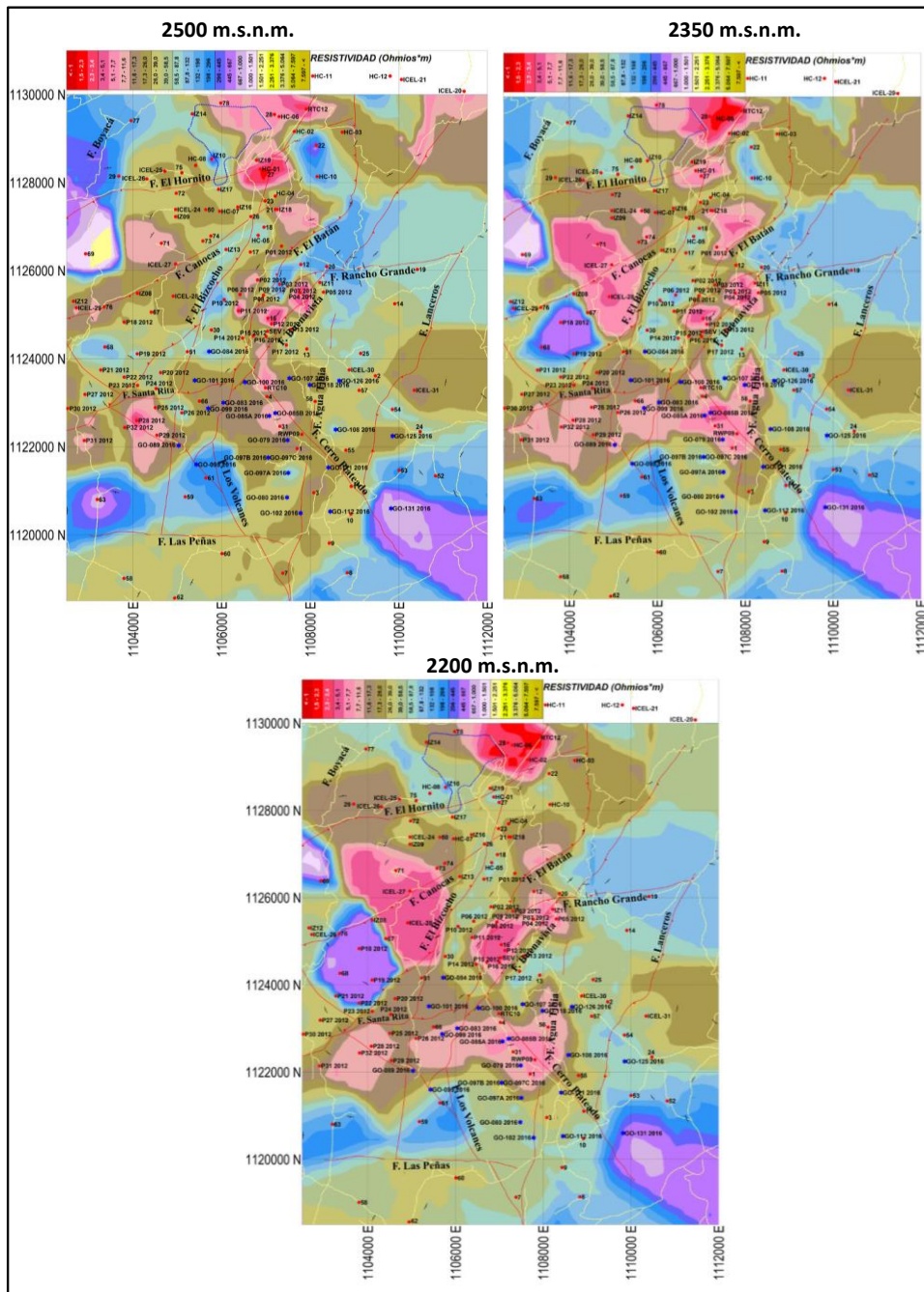


Figura 32. Mapas de iso-resistividad (Ωm) a partir de sondeos eléctricos verticales a diferentes cotas. Fuente: Franco (2016).

La caracterización geoelectrica permite relacionar la mayor anomalía conductiva ($\sim 1\Omega m$) con la zona en donde se infiere la máxima concentración de sulfato de sodio (bajo topográfico del río Chicamocha), al oriente del Lago Sochagota. Las otras zonas de alta conductividad ($\sim 5 - 10 \Omega m$) podrían estar relacionadas con agua salada circulante de menor concentración en sólidos totales disueltos, con fluidos hidrotermales o con niveles arcillosos, frecuentes en la secuencia sedimentaria del área.

3.1.9.5 Modelación 2D de la Estructura Resistiva

A partir de datos magnetotéluricos obtenidos en el área geotérmica Paipa-Iza (González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez, 2016), se llevó a cabo la selección por localización y calidad, de cerca de 88 sondeos, enmarcados en el polígono de trabajo definido para el sistema geotérmico de Paipa (Figura 33). El resultado de la inversión 2D de datos rotados 25° , en seis (6) perfiles con orientación $N65^\circ W$ indicados en la Figura 33, perpendiculares al *strike* o rumbo electromagnético estimado en $N25^\circ E$, previo análisis de dimensionalidad y direccionalidad geoelectrica, bajo la metodología del tensor de fase (Caldwell et al., 2004 como se citó en Gonzalez-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez, 2016).

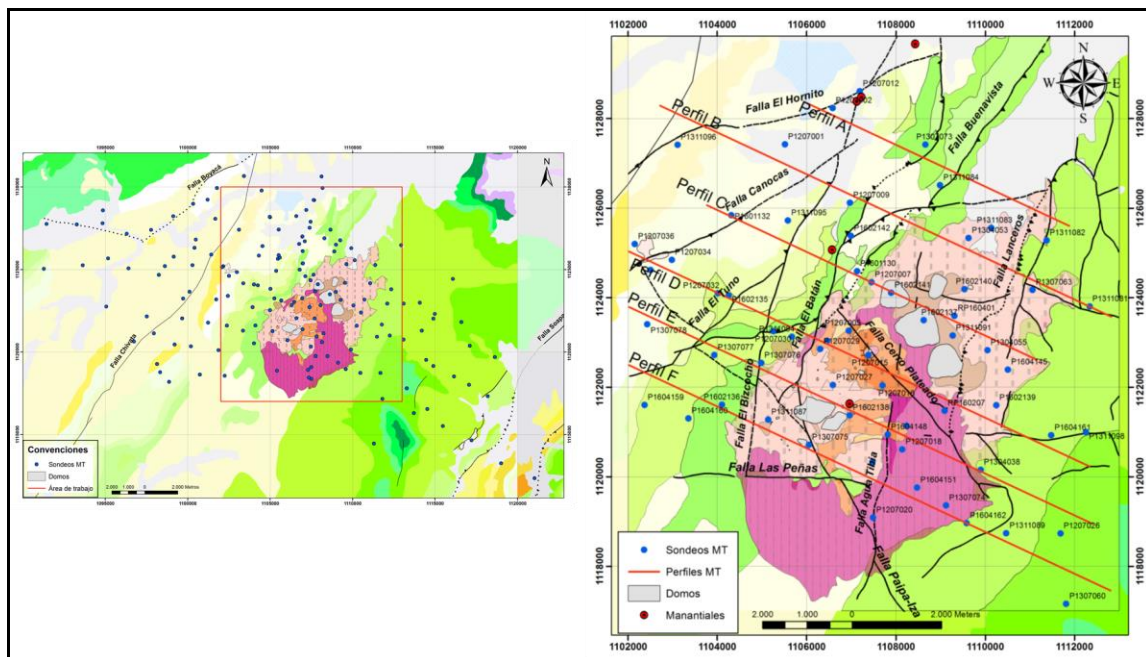


Figura 33. Localización de estaciones de medición magnetotélurica. Izquierda: área geotérmica Paipa – Iza (162 estaciones). Derecha: área geotérmica de Paipa; 88 estaciones y perfiles $N65^\circ W$. Fuente: González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez (2016)

Los modelos 2D presentados en la Figura 34, alcanzaron profundidades de 6 km (González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez, 2016). Estos modelos permiten definir los rasgos globales más relevantes de la estructura resistiva del área: un cuerpo resistivo ($>1000 \Omega.m$) localizado en profundidad hacia el oriente del área, probablemente relacionado con rocas cristalinas (basamento conformado por núcleo del anticlinal: el Macizo de Floresta y/o intrusiones ígneas), zonas de resistividad intermedia asumidas como la respuesta eléctrica de la cobertera sedimentaria los cuales alcanzan mayor profundidad al occidente y, cuerpos conductivos de resistividad inferior a $25 \Omega.m$ localizados principalmente cerca de la superficie en la cobertera sedimentaria. Como en el caso de la geoelectrica, es posible que las zonas conductivas someras estén relacionadas con la fuente salada sulfatada sódica, con circulación de fluidos hidrotermales o con niveles arcillosos.

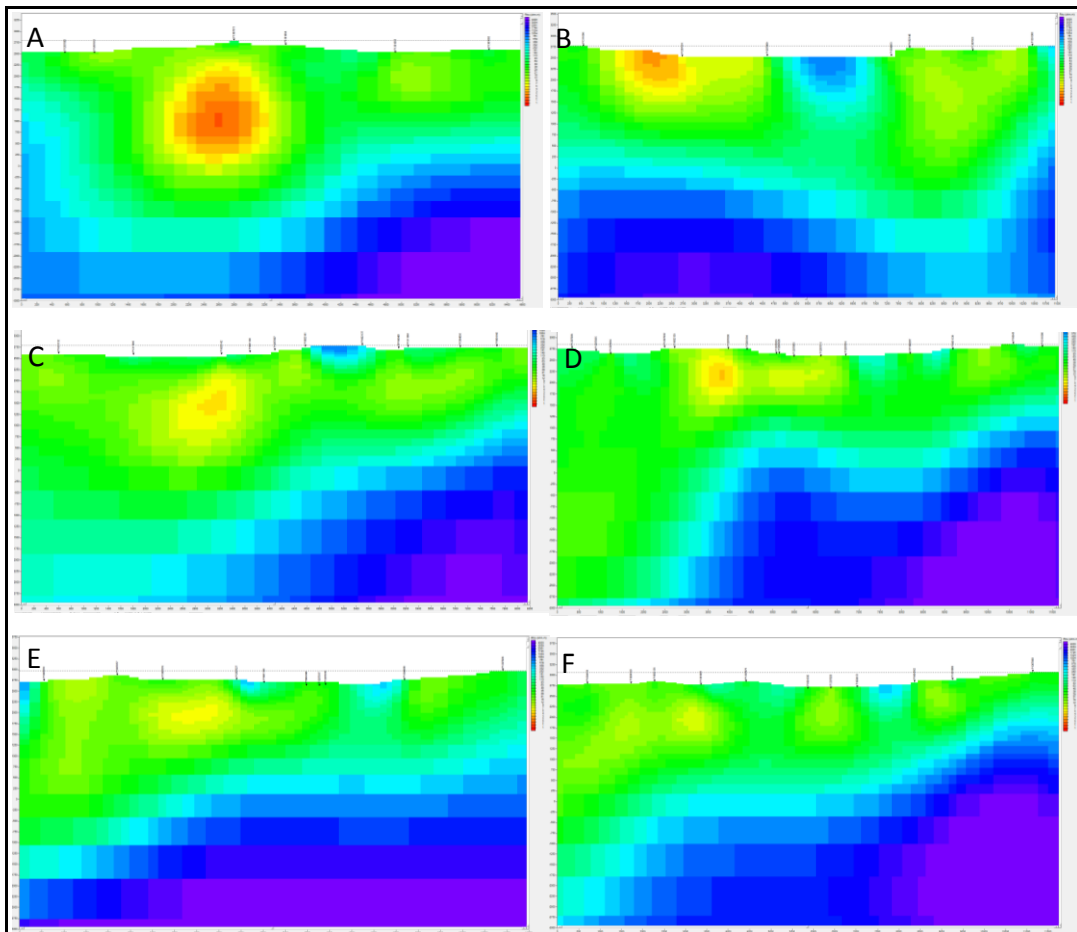


Figura 34. Modelos resistivos 2D a partir de información magnetotelúrica. Perfiles NW señalados en mapa de la Figura 33. Tomada de González-Idárraga & Rodríguez-Rodríguez (2016).

La estructura resistiva evaluada a partir del estudio magnetotelúrico, permite definir la morfología del basamento cristalino, la cual es irregular, con profundidad variable, menor al oriente del área entre 1000 (perfil F) y 1500 m (perfiles restantes) y máxima, mayor que 6 km, al occidente del área, como se visualiza entre las coordenadas Norte 1120000 – 1126000 (perfiles D, C y F). Un rasgo adicional del techo del basamento, hacia el centro del área (entre las coordenadas 1106000 y 1110000 Este), es una concavidad de resistividad intermedia, muy evidente en el perfil D. Los extremos de dicha concavidad, de alta resistividad, podrían corresponder a las intrusiones relacionadas con los altos Los Volcanes y Los Godos (?), las cuales estarían cristalizadas y libres de fluidos, por lo cual su señal eléctrica podría compararse con la del basamento metamórfico del macizo.

3.1.9.6 Modelación 3D de la Estructura Resistiva

A partir de la inversión de los mismos datos de sondeos magnetotelúricos utilizados para la inversión 2D y en un rango de frecuencias entre 10000 y 0.001 Hz, se obtuvo un modelo de la estructura resistiva 3D (Figura 35), con el software WSINV3DMT en una malla horizontal de 300 * 300 y altura variable a partir de 2800 m.s.n.m. hasta una profundidad de -2000 m (Siripunvaraporn, 2016). Los datos calculados por inversión se ajustan satisfactoriamente a los datos observados, con un error medio cuadrático o RMS de 1.12.

De acuerdo con el modelo obtenido y en concordancia con los resultados de sondeos eléctricos verticales para profundidades someras y con la modelación magnetotelúrica 2D, el área geotérmica se caracteriza por una alta conductividad eléctrica en la mayor parte de su extensión, principalmente al occidente y noroccidente, como se ilustra en la Figura 36, para los cortes horizontales a 2450, 1400 y 0 m.s.n.m. En el corte más superficial (2450 m.s.n.m.), las resistividades más bajas revelan una anomalía conductiva elongada con tendencia noreste, en la zona noroccidental del área de trabajo. Esta tendencia está limitada por las fallas El Hornito – Canocas y podría corresponder al circuito de circulación de agua de alta salinidad. A 1400 m.s.n.m. se observa cómo la anomalía conductiva se extiende lateralmente en dirección SE hacia la zona de ocurrencia de los complejos de domos. Esta extensión ocurre en la misma dirección de la falla Cerro Plateado en un tramo sin expresión superficial al extremo NW de la falla. A partir de esta observación y de localización del “*steam vent*”, es muy posible que la longitud y zona de influencia de esta falla sea mayor (alrededores de la falla El Bizcocho?) y que su papel en la circulación de fluidos incluya tanto a los termales en dirección NW como a los salados de baja temperatura en dirección SE. A 1400 y 0 m.s.n.m. también se observa que las zonas con mayor resistividad dominan la estructura hacia el oriente y suroriente del área, como se aprecia en cortes

horizontales. Esta respuesta resistiva es coherente con la geología del área (Figura 36). En las zonas occidente y norte donde afloran y registran un mayor espesor la mayoría de las formaciones de la secuencia sedimentaria y en donde se registra la ocurrencia de aguas sulfatadas sódicas de muy alta concentración en sólidos totales disueltos (norte), la respuesta eléctrica es más conductiva (valores de resistividad alrededor de $1 \Omega\text{m}$), mientras que en la zona oriental y suroriental, en donde afloran solamente las formaciones de la base de dicha secuencia (Une y Tilatá), subyacidas por el basamento resistivo, la respuesta eléctrica es resistiva (valores de resistividad $\geq 300 \Omega\text{m}$).

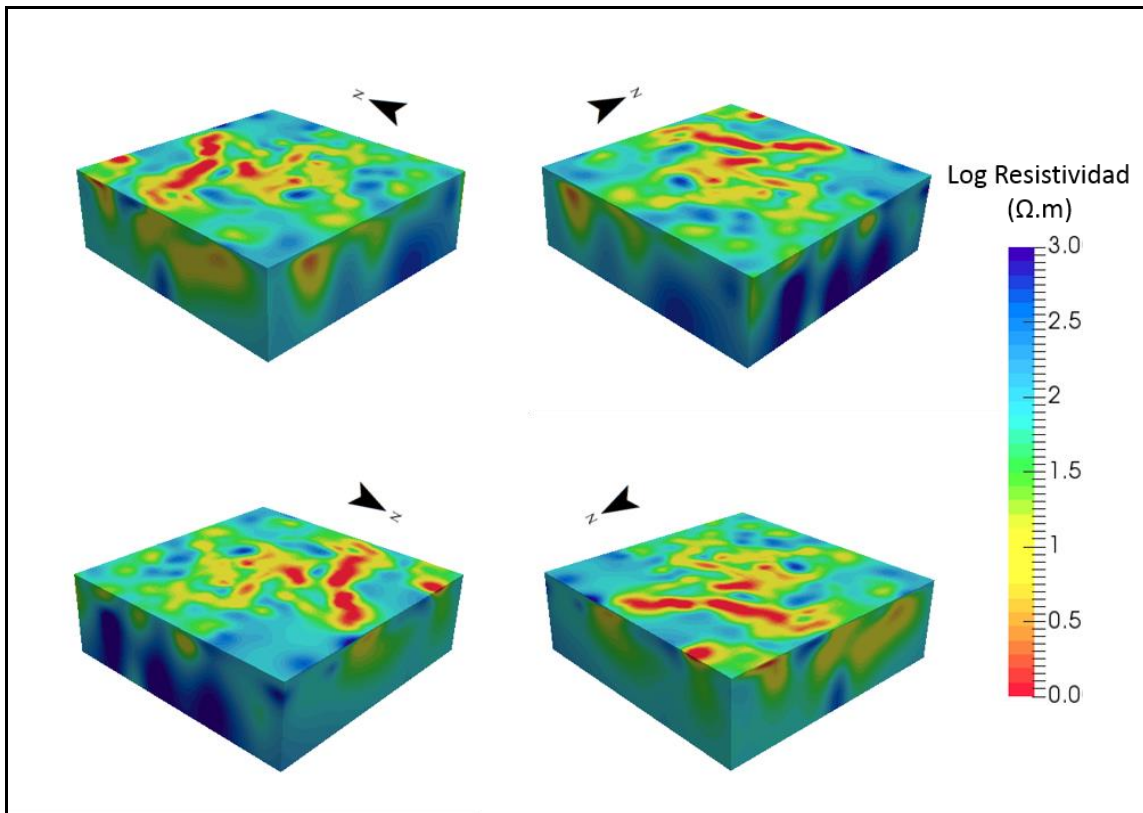


Figura 35. Vista del modelo estructura resistiva 3D. Fuente: Modelo Siripunvaraporn (2016); Visualización: ParaView versión 5.2.0.

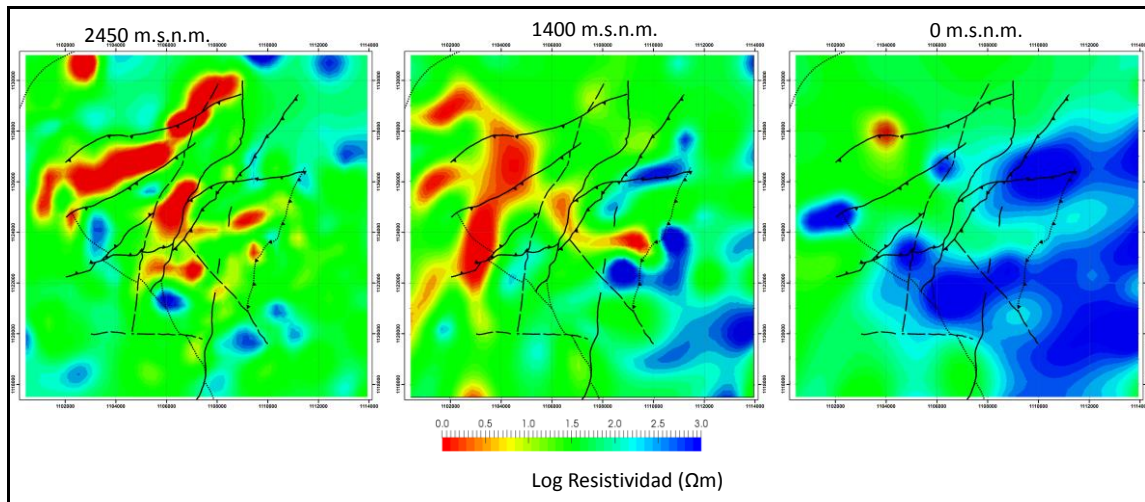


Figura 36. Cortes horizontales del modelo resistivo 3D del área geotérmica de Paipa a 2450, 1440 y 0 m.s.n.m. a partir de modelo 3D (Siripunvaraporn, 2016). Capa de fallas: Velandia (2003).

Como el modelo resistivo 2D, el modelo 3D, muestra la aproximación de la anomalía resistiva a la superficie en la zona oriental (y suroriental) del área de estudio (interpretado como la extensión al SW del Macizo de Floresta), como se ilustra en cortes realizados sobre las coordenadas 1.121.000 y 1.122.000 N (Figura 37), que corresponde a la zona media del área en donde se registran las intrusiones ígneas, principalmente del sector de Olitas (zona del Alto Los Volcanes). Ésta anomalía presenta una morfología abombada relacionables con intrusiones ígneas resistivas (cristalizadas y libres de fluidos), además de concavidades a manera de pequeñas cuencas, en donde se podrían alojar fluidos. Obsérvese en el corte 1.122.000 N, el cambio en la morfología de la intrusión que subyace el Alto Los Volcanes (entre 1.106.000 y 1.108.000), que sugiere la ramificación y prolongación al noreste de la intrusión ígnea, hacia el Alto Los Godos.

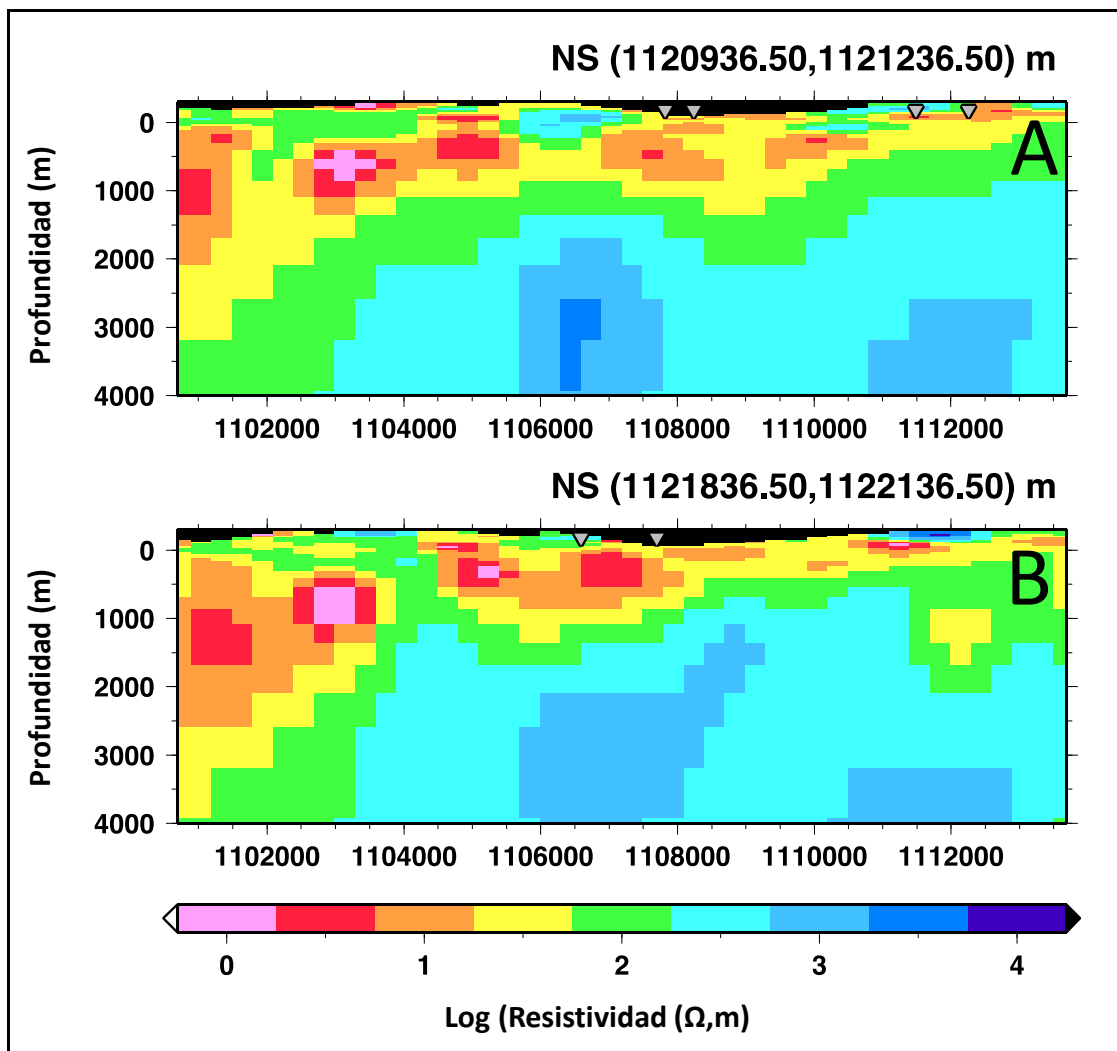


Figura 37. Cortes E-W del modelo resistivo 3D, a 1121000 (A) y 1122000 (2) (tamaño de la celda de modelación 300 m). Tomada de Siripunvaraporn (2016)

3.2 MODELO GEOLÓGICO 3D CONSTREÑIDO CON GEOFÍSICA DE CAMPOS POTENCIALES.

Un modelo geológico – geofísico 3D, de 4 km de profundidad, fue obtenido por modelamiento inverso estocástico constreñido con información geológica y geofísica (magnética y gravimétrica) generada por el SGC. La herramienta utilizada para la inversión fue el software Geomodeller (Llanos et al., 2015), el cual utiliza como inversión el método Markov Chain Monte Carlo (McInerney et al., 2013).

La modelación incluyó (1) construcción del modelo directo geológico inicial 3D, (2) elaboración de grillas de anomalías gravimétrica y magnética, (3) optimización de las variables físicas a utilizar en la inversión (densidad y susceptibilidad magnética), (4) ajuste de la geología a partir de la inversión estocástica (5) modelamiento inverso de la geología por constreñimiento con información magnética y gravimétrica y (6), evaluación del ajuste y volatilidad de la inversión (Llanos et al., 2015).

(1) Modelo directo. El modelo geológico inicial 3D utilizado como base de la inversión, fue construido por modelación directa de un área de 11 * 13 km, , definida como el área geotérmica de Paipa, a partir de los siguientes insumos suministrados por el grupo de Exploración de Recursos Geotérmicos del SGC: mapa geológico en escala 1:25.000 (Velandia, 2003), modificado con la inclusión de localización de tres domos recientemente observados en el Alto Los Godos numerados como domo 4, domo 5 y domo 6, los cuales como los domos del Alto Los Volcanes (domos 1 y 2) y Quebrada Honda (domo 3), fueron integrados al mapa como círculos para indicar su localización aproximada pero sin la morfología actual (posteriormente cartografiada por Rueda-Gutiérrez, 2016); modelo de elevación digital Alos Palsar con resolución de 12.5 m; ocho (8) perfiles geológicos (dos tomados de Velandia, 2003 y seis (6) construidos por los geólogos Miguel Beltrán e Iván Adarme, del grupo de trabajo del SGC), 47 secciones creadas dentro del modelo, como herramienta de ajuste validación y mediciones de densidad y susceptibilidad magnética, de rocas en afloramientos realizadas por el grupo de trabajo del SGC (Llanos et al., 2015). La red 3D de fallas y el modelo geológico directo, son presentados en la Figura 38.

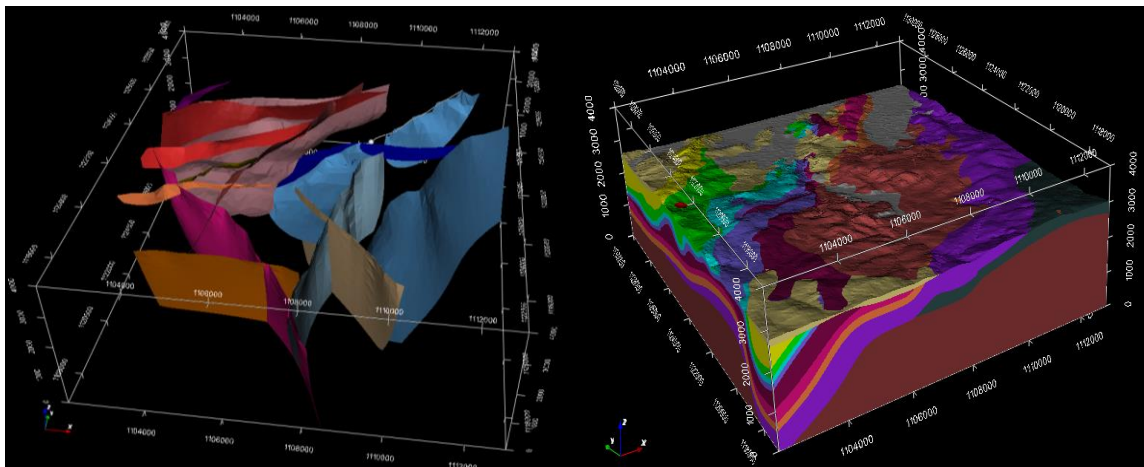


Figura 38. Modelo geológico directo del área geotérmica de Paipa. Izquierda: red de fallas. Derecha: formaciones geológicas. Fuente: Llanos et al. (2015).

(2) Grillas de anomalías gravimétrica y magnética. Las grillas utilizadas en la modelación corresponden anomalía de Bouguer total residual y anomalía de intensidad de campo magnético total, presentadas en la Figura 31, las cuales fueron obtenidas por procesamiento con el software Intrepid de Intrepid Geophysics (Llanos et al., 2015)

(3) La optimización de variables densidad y susceptibilidad magnética se basó en tres procedimientos; modelo geofísico directo, inversión y optimización estándar. El modelo geofísico directo se calculó a partir de valores medidos de densidad y susceptibilidad asignados a través de funciones de distribución de probabilidad (PDF, por su sigla en inglés), a las formaciones geológicas encontradas en el área, según geometrías del modelo geológico inicial 3D discretizado en un voxel conformado por 572.000 celdas de tamaño 100 m * 100m * 100 m. Los resultados de este procedimiento fueron evaluados por comparación entre las grillas de magnetometría y gravimetría (mapas geofísicos observados) y los mapas modelados o computados a partir de la densidad y susceptibilidad magnética. Dicha comparación arrojó los y mapas de desajuste o “*misfits*”. Tanto el campo magnético como el gravimétrico registraron diferencias significativas que encontrarían explicación en diferencias entre las geometrías del modelo geológico y las reales o en errores en los valores de referencia asignados a cada formación.

Teniendo en cuenta las diferencias entre las grillas geofísicas observadas y calculadas, fue necesario aplicar los procedimientos inversión y optimización estándar de variables físicas. El voxel utilizado para inversión de propiedades tenía las mismas dimensiones que el del modelamiento directo. La modelación por inversión de propiedades físicas se basó en la inversión conjunta de datos magnéticos y gravimétricos siguiendo solo los cambios de las propiedades de las rocas, sin cambios en la geometría del modelo geológico, utilizando un voxel con las mismas dimensiones descritas para la discretización del modelo geológico (572.000 celdas con tamaño de 100m*100m*100m). Para asegurar que cada voxel fuera perturbado al menos 10 veces, se corrió un total de 5.720.000 iteraciones.

La optimización estándar de propiedades, se hizo siguiendo un algoritmo de mínimos cuadrados constreñidos que computa las propiedades propuestas para el modelo. El resultado de este procedimiento es una tabla de valores recomendados para dichas propiedades.

(4) Antes de la inversión definitiva del modelo, se llevó a cabo el ajuste manual del modelo geológico, el cual consistió en la integración manual de polígonos de geometría arbitraria, para representar los cuerpos intrusivos interpretados a partir de la grilla de intensidad de campo magnético total, como focos de intensas anomalías positivas,

denominados Intrusión NW e Intrusión E. Adicionalmente y después de la primera inversión detallada del modelo en la que se estableció que las formaciones de la cobertera sedimentaria presentaban cambios en la posición porque los datos no son lo suficientemente sensibles para distinguir entre unidades individuales, todas estas formaciones fueron agrupadas en una sola capa, con las propiedades asignadas a la formación Tibasosa (formación más antigua y base de la secuencia cretácica). Para dicha capa de rocas sedimentarias y para los domos incluidos en la modelación, se definió una función de incremento con la profundidad (2.3 g/cc en superficie y 2.63 g/cc alrededor de 800 m de profundidad). En el caso de la susceptibilidad magnética se adicionó una componente de remanencia a las unidades intrusivas, considerando la edad disponible (hasta entonces, 2.5 Ma).

(5) La modelación final se hizo a partir de una inversión conjunta de información geológica, magnética y gravimétrica; esto es inversiones estocásticas basadas en la modificación de las geometrías de la geología y las propiedades físicas, en dos esquemas de discretización para optimizar el tiempo de inversión. El primero utilizando un voxel de celdas de 500 m (X) * 500 m (Y) * 100 m (Z); en total 22880 celdas para un total de 228.800 iteraciones hasta reducir al mínimo el desajuste entre las señales observada y calculada. El segundo, se basó la combinación de los resultados de la inversión con celdas del 500 m, con celdas más finas de 100 m (X), 100 m (Y) y 100 m (Z).

Los productos de la modelación 3D incluyen el modelo geológico propiamente dicho, modelo de densidades y modelo de susceptibilidad magnética. La Figura 39 ilustra con dos cortes, el modelo geológico integrado 3D y el modelo de densidades 3D, cuya coincidencia es muy notable; esto es la cobertera sedimentaria registra una densidad baja respecto del basamento y las intrusiones ígneas; las intrusiones ígneas por su parte, registran una densidad mayor que el basamento.

(6) Evaluación de desajuste y volatilidad de la inversión. La evaluación de desajuste (*misfit*) basada en la representación espacial (mapas) y en la curva *misfit* en función del número de iteraciones, indicó que la validez del modelo es mayor en las rocas de la cobertera sedimentaria y el basamento, que en la zona central en donde se localizan los depósitos de vulcanitas lo cual podría estar relacionado entre otras posibilidades, con una mayor complejidad geológica como intrusivos no aflorantes y por lo tanto no cartografiados. Por su parte, la evaluación de volatilidad, basada en mapas de entropía (Figura 40), mostró una menor magnitud en la zona central coincidente con las vulcanitas (NgQv) (valores inferiores a 0.1) indicando mayor estabilidad en los valores asignados a cada voxel, por el modelo resultante.

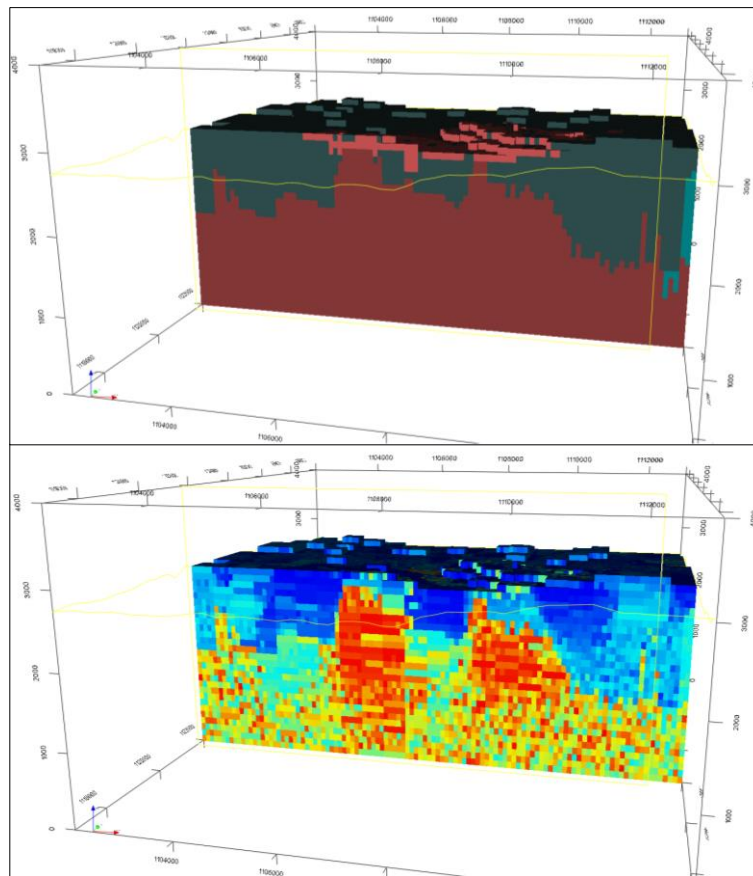


Figura 39. Modelación geológica geofísica del área geotérmica de Paipa. Arriba: corte vertical del modelo litológico 3D (geológico-geofísico integrado), sobre la coordenada 1121000. En gris, cobertera sedimentaria. En rojo, basamento y abombamientos que corresponderían a la morfología modelada de intrusiones. Abajo: Corte horizontal del modelo de densidades, a 2000 m desde la base del modelo en la misma coordenada. En rojo, anomalías positivas. En azul, anomalías negativas. Cortes elaborados a partir del modelo 3D de Llanos et al. (2015)

El contacto entre el basamento y la cobertera sedimentaria al occidente del área, describe una posible falla normal, como se ilustra en la Figura 41 (Llanos et al., 2015). Este planteamiento coincide con la falla propuesta a partir de la discusión de las grillas de gravimetría y magnetometría, cuando se propuso a esta posible falla la denominación de Paipa-Toca (Alfaro et al., 2012). Adicionalmente el modelo aportó cambios al espesor de la cobertera sedimentaria, permitió visualizar o identificar intrusiones sin expresión superficial, definir geometrías posiblemente relacionadas con el sistema geotérmico.

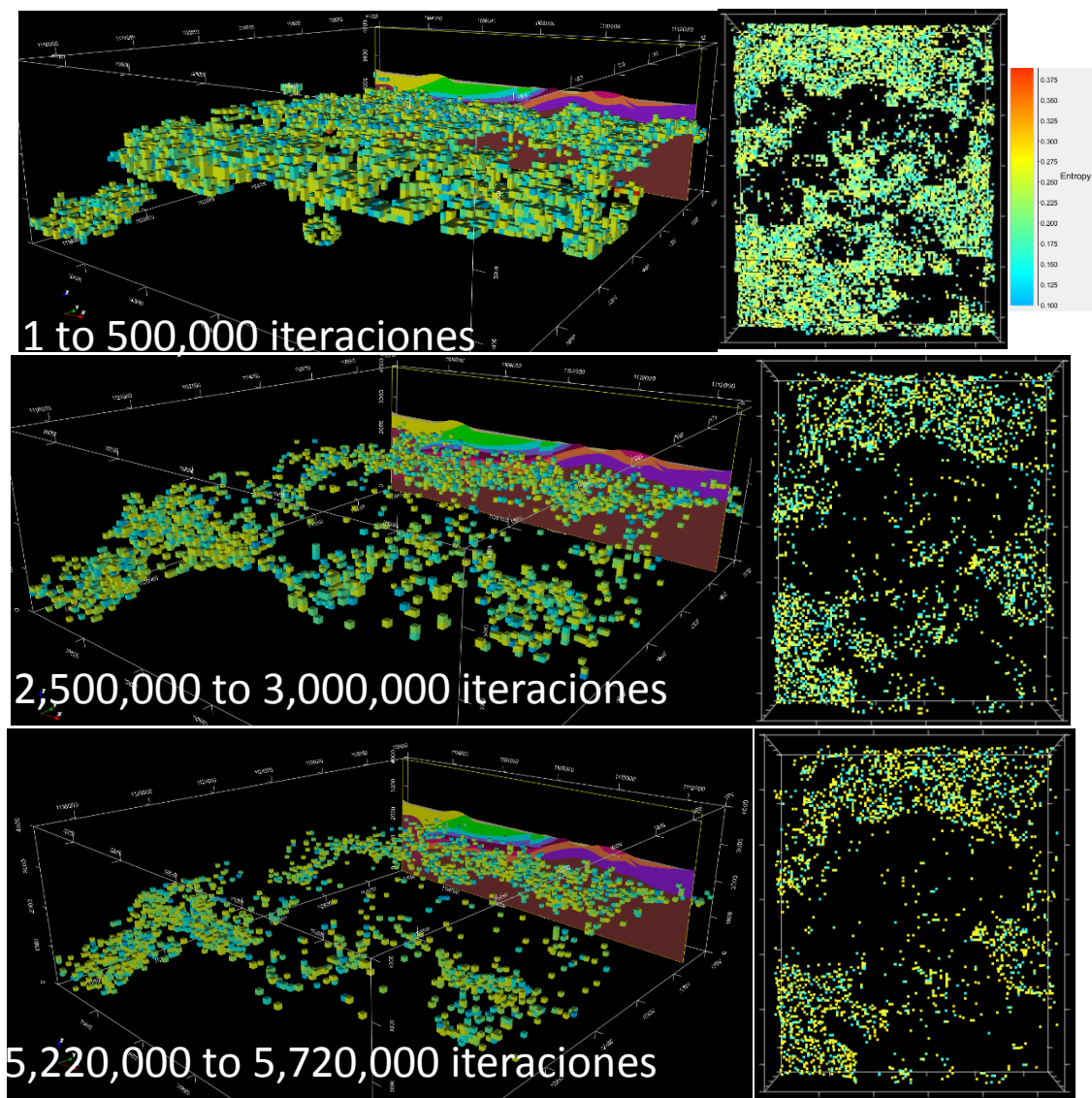


Figura 40. Evaluación de la volatilidad de la modelación a partir de la estimación de entropía. A medida que aumentan las iteraciones se reduce la entropía calculada para cada voxel. En el modelo final, la zona central (intrusiones y depósitos volcánicos) el modelo es la más estable.
Fuente: Llanos et al. (2015)

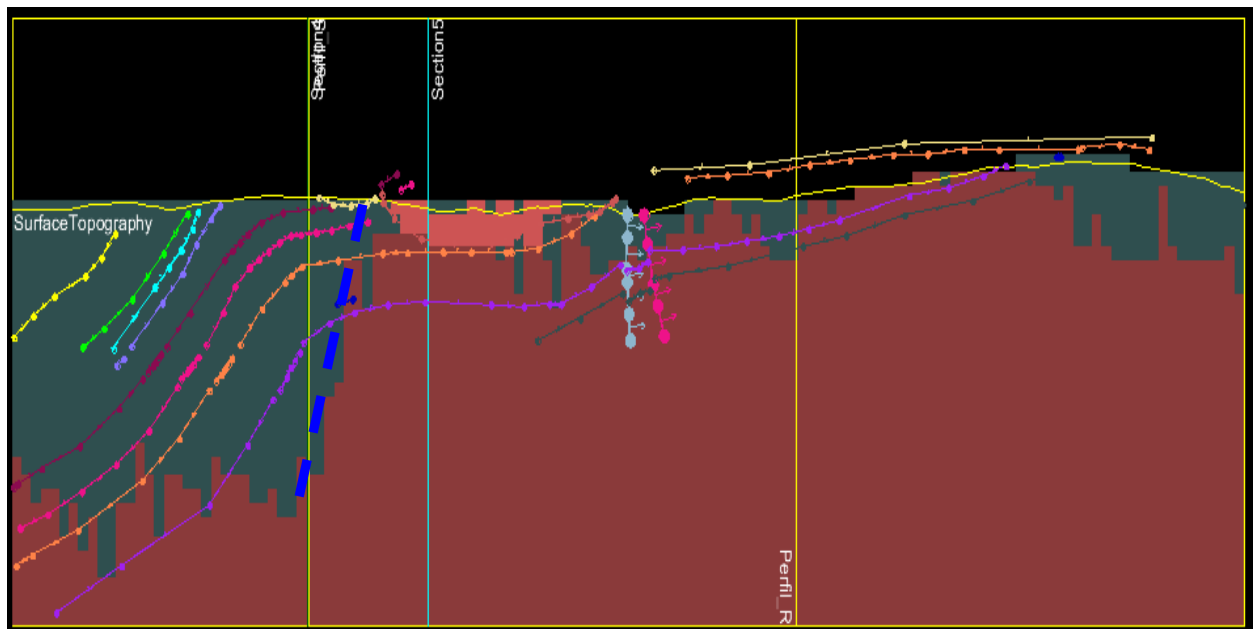


Figura 41. Corte vertical del modelo geológico 3D sobre la coordenada 1118000 N. El modelo modifica los perfiles geológicos iniciales (líneas con puntos). En línea discontinua azul se indica una posible falla normal sin expresión superficial al occidente del área de trabajo. Fuente: Llanos et al. (2015).

3.2.1 Revisión del Modelo Geológico 3D

El modelo geológico 3D mostró la distribución y características físicas de tres zonas geológicas principales: el basamento, la cobertera sedimentaria e intrusiones ígneas; entre éstas las relacionadas con los domos y otras sin expresión superficial, algunas de las cuales fueron interpretadas como intrusiones por Llanos et al., (2015), a partir de anomalías magnéticas. Para la revisión e interpretación del modelo 3D se generaron cortes verticales y horizontales. Algunos de ellos son ilustrados a continuación: límite oriental del área, coordenada X= 1.113.000: Figura 42; límite sur del área, coordenada X=1.117.000: Figura 43; perfil E-W sobre la coordenada X=1.122.000: Figura 44 y corte horizontal a 2000 desde la base del modelo: Figura 45.

El corte NS del límite oriental del área modelada presenta el modelo de densidades (Figura 42, arriba), en donde se identifica lo interpretado como: (1) el basamento, con densidad máxima (2.91 g/cc), principalmente al NE del área en la zona explicada como el núcleo del anticlinal Tibasosa – Toledo, que correspondería a la continuidad en profundidad del Macizo de Floresta, el cual aflora fuera del área en dicha dirección; el basamento en la zona sur de la vista, registra una densidad elevada pero inferior (2.74 g/cc), representativa del basamento en el resto del área de trabajo, lo cual podría estar relacionado con la influencia sobre esta variable, de rocas sedimentarias del Paleozoico (formaciones Cucho, Floresta y Tibet), (2) cobertera sedimentaria del Cretácico al Cuaternario con baja densidad y (3) una de las intrusiones ígneas no aflorantes con densidad intermedia. La respuesta magnética, cuya complejidad se hizo evidente, como se dijo antes, desde el procesamiento de información, presumiblemente por magnetismo remanente entre otras posibilidades (Llanos et al., 2015), no condujo a un modelo de susceptibilidad comparable con la geología y la densidad, como se intuye desde la vista presentada en la Figura 42, abajo. La zona de núcleo del anticlinal registra en general valores de susceptibilidad tan bajos como los de la cobertera sedimentaria, mientras que el basamento al sur tiene valores intermedios. En la zona media del perfil, entre las coordenadas 1.121.000 y 1.124.000 y con un espesor cercano a 2000 m, se registra la máxima anomalía de susceptibilidad magnética del área cuya magnitud es $0.09 \cdot 10^{-3}$, relacionada con las anomalías observadas al oriente en la grilla de campo de intensidad magnética total del área Paipa – Iza (Figura 30). Como se indicó arriba, con base en esta anomalía Llanos et al., 2015 propusieron la primera de dos intrusiones ígneas en el área, sin expresión superficial (la otra que es de menor magnitud, está localizada en el extremo NW del área de trabajo).

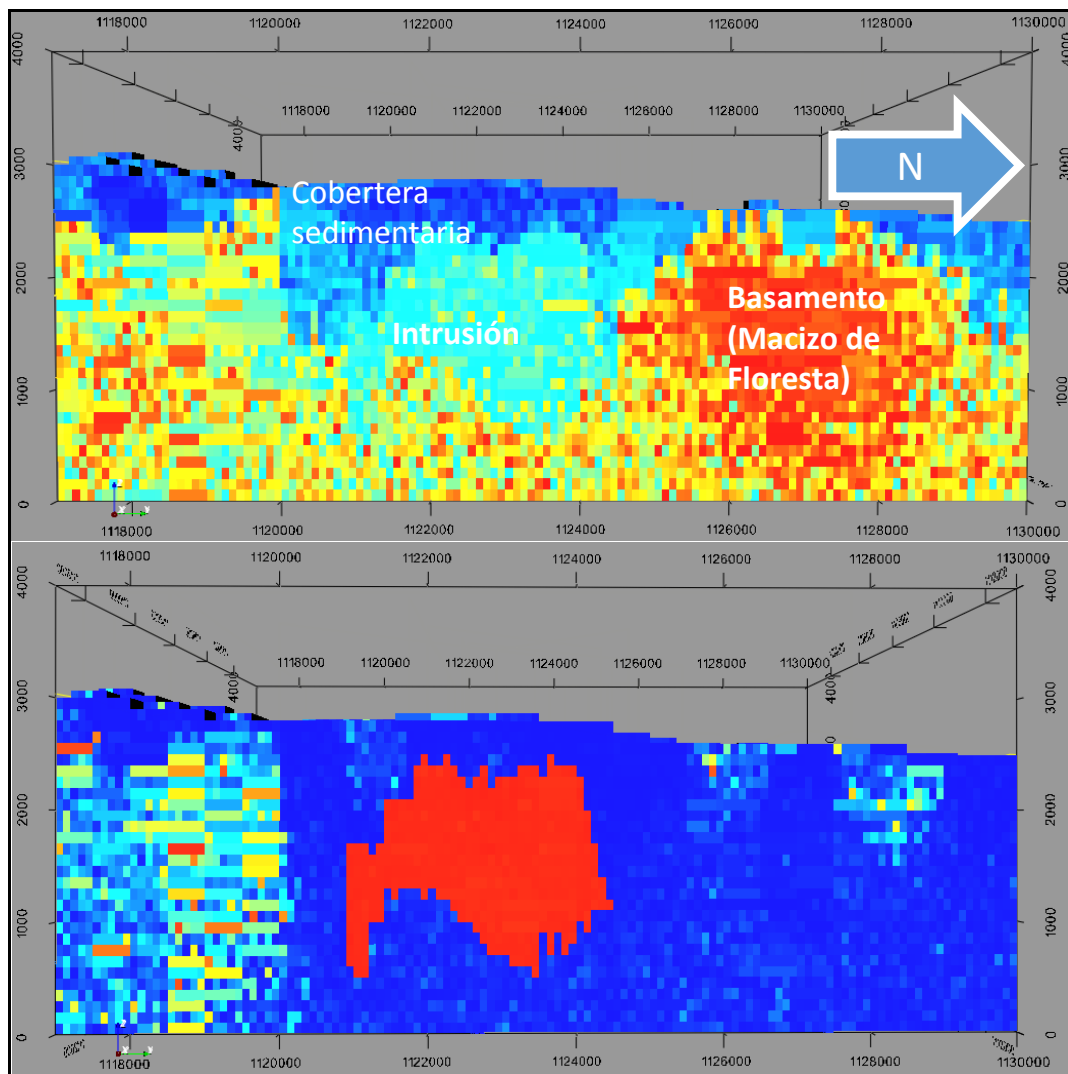


Figura 42. Vista NS de los modelos 3D de densidad (arriba) y susceptibilidad magnética (abajo) sobre el extremo oriental del área de trabajo (coordenada 1113000 E). Es posible diferenciar el basamento con mayor densidad (voxels rojos y amarillos), la cobertera sedimentaria con menor densidad (voxels azules oscuros) y una zona de densidad intermedia (voxles azules claros) (y muy alta susceptibilidad magnética, en rojo), interpretada por Llanos et al., 2015 como una intrusión ígnea. Fuente; Llanos et al. (2015).

Las rocas sedimentarias dominan el área de trabajo y están más libres de la influencia de rocas ígneas del basamento metamórfico, al suroeste de la zona de trabajo, como se ilustra en la Figura 43, entre las coordenadas 1102000 y 1105000 E, sobre el extremo sur del área de trabajo (coordenada 1117000 N), . Dicha zona está caracterizada por las más bajas densidades y susceptibilidades magnéticas en el área de trabajo.

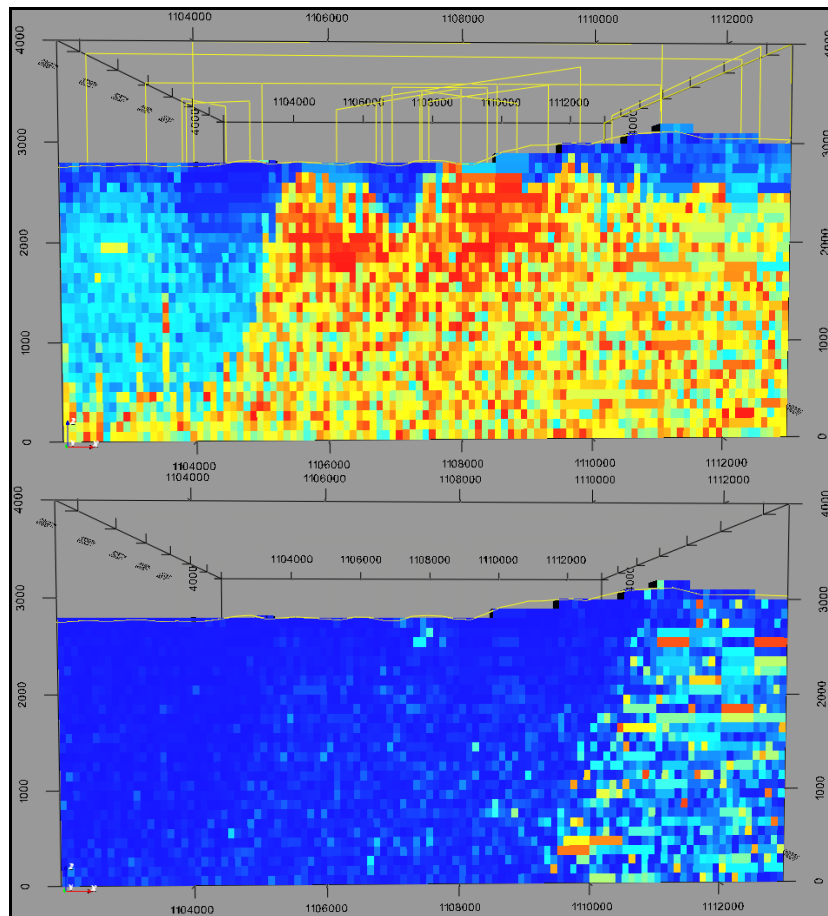


Figura 43. Densidad (arriba) y susceptibilidad magnética (abajo) en cortes verticales sobre el límite sur del área de trabajo (coordenada 1117000 N). Las zonas dominadas por rocas sedimentarias registran los valores más bajos de densidad y susceptibilidad magnética (entre las coordenadas 1102000 y 1105000 E). Cortes sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015).

La vista EW sobre la coordenada 1122000 N, presentada en la Figura 44, confirma el contraste de densidad de la cobertera sedimentaria (de menor magnitud) frente al basamento y a las intrusiones ígneas (de mayor magnitud), inferidas de la morfología abombada de las anomalías y de la geología de superficie: Alto Los Volcanes, a la izquierda y, Alto Los Godos, a la derecha, aunque ésta última no está localizada exactamente bajo los domos se propone que emergería de forma oblicua desde el sur hacia el norte. Sin embargo, es posible que esta anomalía (ubicada a la derecha) corresponda a una intrusión sin expresión superficial e incluso a una irregularidad del núcleo del anticlinal Tibasosa-Toledo.

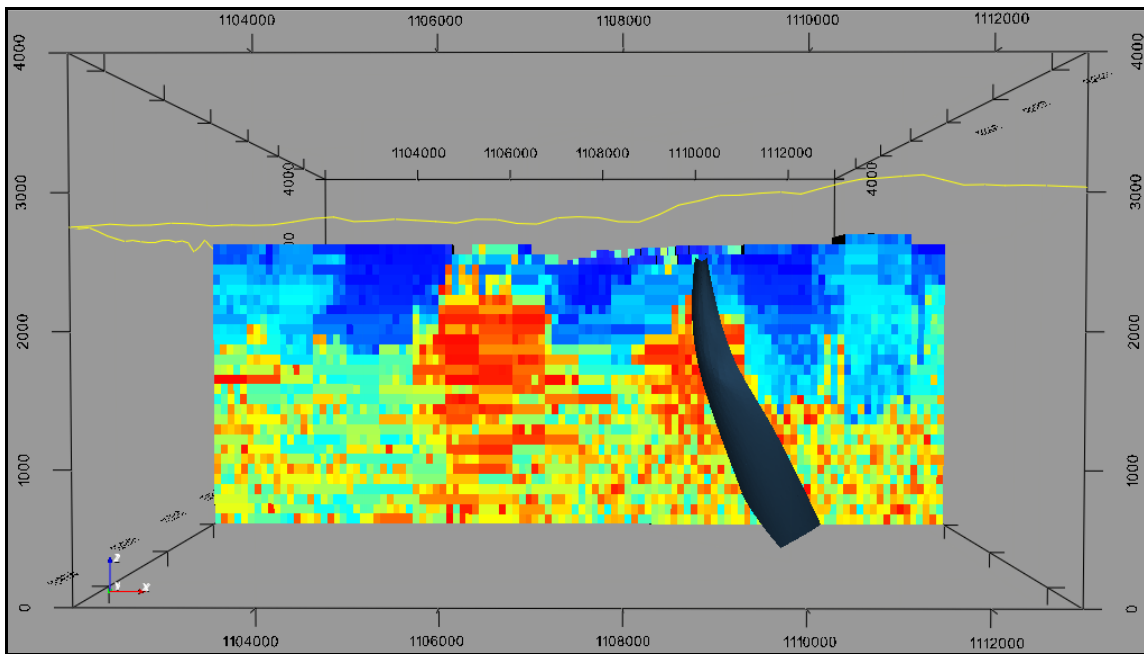


Figura 44. Perfil E-W sobre la coordenada 1.122.000 N. La morfología y magnitud de la anomalía de densidad permiten proponer la localización de las intrusiones cuya expresión superficial correspondería a los domos del Alto Los Volcanes (izquierda) y al domo sureste del Alto Los Godos (derecha). Como referencia se integra el trazo 3D de la falla Lanceros. Corte sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015).

El corte horizontal a 2000 m de la base del modelo (profundidad elipsoidal aproximada de 1330 m) presentado en la Figura 45 (izquierda), permite ver los contrastes de densidad en planta: el núcleo del anticlinal Tibasosa-Toledo (Macizo de Floresta) y zonas presuntamente relacionadas con intrusiones algunas de las cuales estarían relacionadas con los domos.

La anomalía positiva de densidad marcada como 1 (Figura 45, izquierda), estaría relacionada con el Macizo de Floresta. La anomalía 2 está localizada en la zona del Alto los Volcanes y se interpreta aquí como la intrusión que subyace este complejo de domos; las anomalías 3 y 4 corresponderían a las intrusiones que posiblemente alimentan los domos del Alto Los Godos desde el sur y noroccidente, respectivamente ya que no existen anomalías positivas de densidad (intrusiones) subyacentes bajo estos domos con las que pueda relacionarse directamente su fuente. Si este es el caso, las dimensiones de los conductos que alimentan los domos del Alto Los Godos, no son observables a partir de la densidad de información disponible.

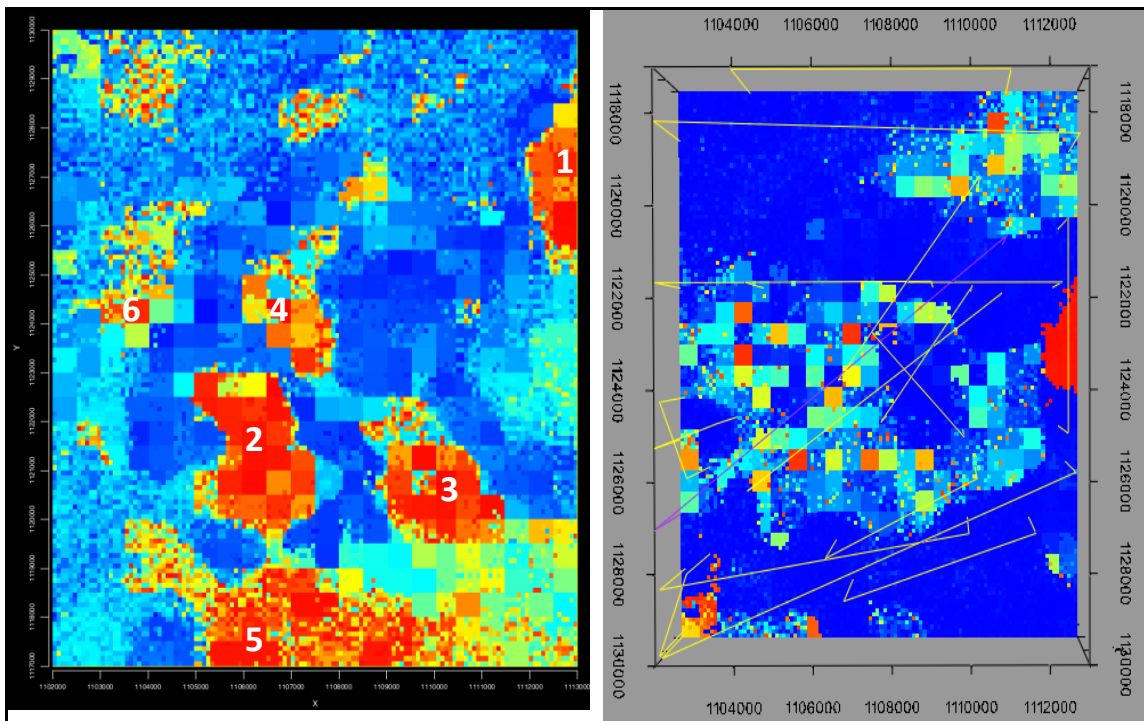


Figura 45. Corte horizontal de los modelos de densidad (izquierda) y susceptibilidad magnética (derecha). Anomalías de densidad están relacionadas con el Macizo de Floresta (1) e intrusiones ígneas (2 a 6), algunas de las cuales posiblemente alimentan los domos del Alto Los Volcanes y el Alto Los Godos. Cortes a partir de modelo 3D de Llanos et al. (2015).

Otras posibles intrusiones como las identificadas como 5 y 6 no tendrían expresión superficial. La número 6, en la vecindad de El Durazno podría estar relacionada en profundidad con este cuerpo intrusivo, el cual no registra una anomalía muy definida, posiblemente por su intensa alteración hidrotermal.

En el modelo de susceptibilidad magnética (Figura 45, derecha) se observa una magnitud intermedia en la zona media del área de trabajo que corresponde al área de las intrusiones relacionadas con los domos, esta vez sin la resolución suficiente para definir cuerpos separados como ocurren con la densidad. La anomalía máxima observada sobre el extremo oriental del área, mencionada en la descripción de la Figura 42, correspondería a la intrusión ígnea propuesta por Llanos et al. (2015).

4. INTERPRETACIÓN

Los conceptos utilizados para la formulación del modelo, basados en observaciones y resultados alcanzados en los trabajos de exploración descritos, son enunciados a continuación:

(1) Existen manantiales termales con temperatura máxima de 70-76 °C. Su localización estaría controlada estructuralmente por cruces de fallas y giros de bloques, en el área de influencia de formaciones sedimentarias permeables, cuya permeabilidad también favorece la descarga de gas radón en aire del suelo. La temperatura máxima estimada a partir de geotermómetros de sílice señalan temperaturas alrededor de 120°C y hasta 230°C (modelo de dilución simple entalpía – sílice). La composición de los fluidos de manantiales no es representativa del fluido geotérmico debido a la mezcla con una fuente salada (sulfatada sódica) y con otra fuente de gases, posiblemente orgánica.

(2) La topografía de la zona es inclinada hacia el norte hasta el límite del área geotérmica en donde se encuentra el Río Chicamocha. Al oriente y suroriente, se extiende el Anticlinal Tibasosa – Toledo (dirección NE), en cuya zona axial y flanco occidental, afloran las formaciones Tibasosa y Une. La extensión de los afloramientos de la formación Une (y el miembro basal de la formación Tibasosa), su buzamiento al occidente y el gradiente hidráulico que representa su elevación frente al valle en donde ocurre el área geotérmica, proporciona el medio permeable favorable a la infiltración y recarga de acuíferos profundos.

(3) Formaciones Cretácicas a Cuaternarias (Churuvita, Conejo, Plaeners, Los Pinos, Guaduas, Bogotá, Tilatá y depósitos aluviales), algunas de ellas con niveles permeables, afloran en la zona al occidente y norte, del área de trabajo, principalmente. Sin embargo, por su distribución espacial y disposición inclinada de esta secuencia sedimentaria hacia el occidente, no permitiría la infiltración del agua hacia la zona de ocurrencia de los complejos de domos en donde se asume la mayor probabilidad de existencia del sistema geotérmico (fuente de calor y reservorio).

(4) Fallas de alto ángulo y cruces entre ellas (Paipa-Iza, Las Peñas, Agua Tibia), al sur del área geotérmica, así como posibles estructuras asociadas a intrusiones ígneas (zonas de contacto con rocas intruídas metamórficas y sedimentarias), interpretadas en este documento a partir de las anomalías positivas de densidad y resistividad eléctrica, facilitan la infiltración profunda del agua. Estas intrusiones tendrían edades del orden de 1, 1.8 y 2.8 Ma. La temperatura del agua infiltrada, posiblemente hasta la

profundidad del basamento, incrementaría por gradiente térmico e interacción con rocas ígneas calientes.

(5) La falla Cerro Plateado de dirección NW-SE posiblemente se prolonga al NW (proximidad de la Falla El Bizcocho). Por sus características de profundidad (falla de basamento) y tipo (normal), esta falla serviría como conducto del flujo lateral del agua termal (dirección NW) y del agua mineralizada (dirección SE). Es decir que la mezcla entre la fuente salada de baja temperatura y la fuente termal, podrían ocurrir cerca de la zona de descarga de las dos fuentes hacia la superficie y en profundidad.

(6) Existen intrusiones ígneas con y sin expresión superficial que probablemente corresponden a la fuente de calor del sistema, por calor remanente en las rocas o por calor radiogénico. La infiltración profunda (a unos 2 Km) podría incrementar la temperatura hasta la temperatura máxima de descarga en los manantiales. Sin embargo, el fluido geotérmico es de mayor temperatura y ha sido enfriado por la mezcla con la fuente salada de baja temperatura. Es decir que es poco probable que el gradiente geotérmico sea la fuente de calor dominante.

(7) La presencia de epidota, adularia, albita y biotita como minerales secundarios en muestras de xenolitos, así como de dickita en algunos depósitos, evidencian interacción de las rocas con fluidos de alta temperatura (>200°C). Existe la posibilidad de que esta temperatura persista actualmente a profundidad, en el reservorio.

(8) La intrusión de El Durazno localizada en el cruce entre las fallas Canocas y Paipa-Iza, muy alterada hidrotermalmente en superficie y por lo menos hasta 100 m de profundidad, según se confirmó en las muestras de núcleos de cuatro perforaciones, contiene cantidades importantes de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K . Si el origen de los elementos radiactivos es la intrusión ígnea y no la materia orgánica contenida en las rocas sedimentarias de las formaciones que la suprayacen (opción sugerida por González et al., 2008), existe la posibilidad de que ésta se constituya en una fuente de calor radiogénica a profundidad. A partir de las concentraciones de estos elementos radiactivos, el calor medio máximo calculado para estas perforaciones (12 uW/m^3) podría ser una fuente de calor del circuito hidráulico del NW como sugiere la temperatura anómala (34.8°C) en el agua bicarbonatada sódica descargada por un pozo de suministro de agua de 97 m de profundidad (pozo ITA), localizado a unos 3 Km al NE de El Durazno, al norte de falla Canocas, es decir dentro del corredor definido por las fallas Canocas y El Hornito.

(9) El modelo resistivo 3D del área, se caracteriza por contrastes muy bien definidos entre los focos de anomalías resistivas relacionadas (a) con el basamento metamórfico, cuya expresión más superficial se localiza en la margen oriental y suroriental del área y

con las intrusiones ígneas que subyacen los complejos de domos, en la zona central y El Durazno al occidente, (b) focos de anomalías de conductividad eléctrica, relacionados con la secuencia sedimentaria al occidente y noroccidente, a través de la cual circula agua de alta concentración de sólidos totales disueltos y (c) zonas de conductividad intermedia relacionadas con la secuencia sedimentaria libre de la influencia de la fuente salada (Figuras 34, 35 y 36).

A partir de la distribución de anomalías resistivas relacionadas con las intrusiones que dan lugar a los domos, se postula la localización y morfología de la principal fuente de calor bajo los domos del Alto Los Volcanes, la cual se extendería lateralmente por el valle de la Quebrada Honda, en dirección noreste hasta el Alto Los Godos. A partir de las anomalías conductivas y su alcance en profundidad, se postula un origen profundo del agua sulfatada sódica a partir de la disolución de evaporitas presumiblemente alojadas en niveles inferiores de la secuencia sedimentaria al occidente y noroccidente del área de trabajo. El agua cargada de sales disueltas ascendería a la superficie, en donde las condiciones de alta evaporación que dominan el clima del área, aumentarían su concentración y en consecuencia, su conductividad eléctrica, principalmente en el corredor NE definido entre las fallas Canocas y El Hornito, hasta el oriente del Lago Sochagota.

(10) Como se ha mostrado, el modelo de densidades 3D también se caracteriza por grandes contrastes (Figuras 42 a 45). Las anomalías positivas localizadas al oriente, suroriente y zona central, principalmente, estarían relacionadas con el basamento metamórfico e intrusiones ígneas, mientras que las anomalías negativas, lo estarían con formaciones sedimentarias.

(11) *Grosso modo*, la localización de las zonas de anomalías de alta resistividad, son coincidentes con las de alta densidad, aunque sus morfologías no son iguales, lo cual estaría relacionado con diferencias en la resolución de los métodos y en los diseños de adquisición de información.

En los perfiles geológicos y geofísicos trazados a partir de modelos e interpolaciones 3D (geológico directo, geológico inverso constreñido con geofísica de campos potenciales, de densidades, geoeléctrico a partir de sondeos eléctricos verticales, y resistivo, a partir de sondeos magnetotelúricos) a la latitud del área considerada de mayor interés por la posible localización de la fuente de calor (coordenadas 1121000 y 1122000 N), se identifica una zona de baja densidad y alta resistividad intermedia, rodeada por cuerpos de alta densidad y resistividad, como intrusiones ígneas y/o basamento cristalino. Ver Figura 46 y Figura 47.

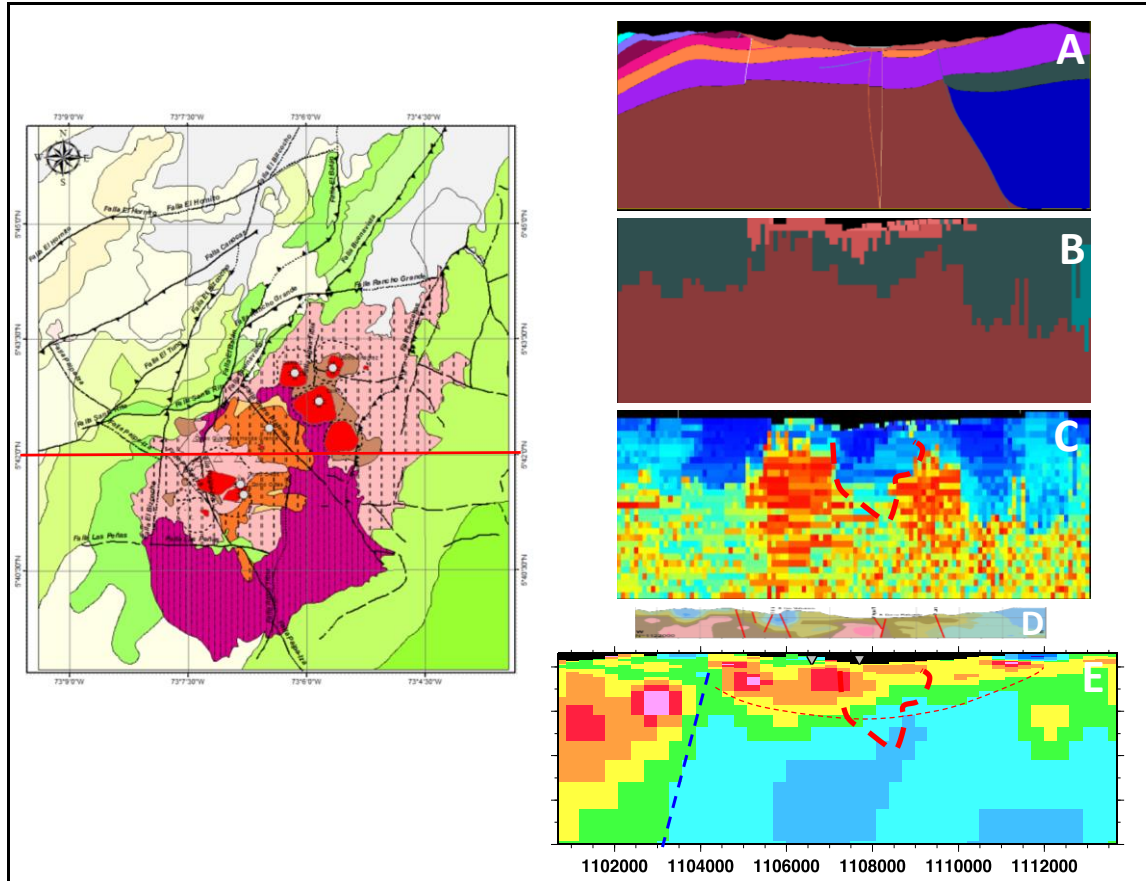


Figura 47. Comparación de perfiles geológicos – geofísicos E-W a partir de modelos 3D sobre la coordenada 1122000 N.

Izquierda: localización del perfil sobre mapa geológico. Fuentes: Cartografía 1:25.000, Velandia (2003); cartografía de vulcanitas, Cepeda & Pardo (2004); Cartografía de domos (Rueda, 2016).

Derecha: A. Modelo geológico 3D directo (Llanos et al., 2015). B. Modelo geológico 3D (inversión por constreñimiento con variables geofísicas de campos potenciales) (Llanos et al., 2015). C. Modelo de densidades (Llanos et al., 2015). D. Interpolación geoelectrica (Franco, 2016) y E. Modelo magnetotelúrico (Siripunvaraporn, 2016). En línea discontinua delgada y roja, zona de baja resistividad que involucra parcialmente los intrusivos, que estarían afectados en su zona más superficial, por circulación de fluidos mineralizados. En este caso la zona de baja resistividad eléctrica en la zona media del área se extiende lateralmente definiendo una concavidad que en donde posiblemente se acumula fluido termal. Con línea discontinua azul se resalta el contraste resistivo lateral a partir del cual la secuencia sedimentaria incrementa su espesor hacia el occidente.

De acuerdo con el modelo geológico directo, la secuencia sedimentaria en la zona entre anomalías de altas densidad estaría conformada por la Formación Une, suprayacida por espesores pequeños de la Formación Churuvita y depósitos piroclásticos. Según el modelo geológico inverso 3D esa misma zona con condiciones para la acumulación de fluidos, podría tener mayor espesor de la secuencia sedimentaria (rocas sedimentarias del Paleozoico: formaciones Cucho, Floresta y Tibet) o integrar parte del basamento Paleozoico.

Anomalías conductivas con extensión lateral como se ilustra en los cortes de las Figuras 46 E y 47 E, posiblemente corresponden a zonas de circulación de fluidos mineralizados y/o a capas arcillosas que podrían corresponder a la capa sello del sistema geotérmico. Al parecer la influencia de dichos fluidos disminuye la resistividad eléctrica de las intrusiones a menor distancia de la superficie.

En la Figura 47 E, una línea discontinua azul resalta un contraste lateral muy notable de resistividad eléctrica (y densidad), que podría corresponder al contacto entre la secuencia sedimentaria (de baja densidad y baja resistividad eléctrica) por un lado y el basamento y la intrusión ígnea que subyace la zona de domos del Alto los Volcanes (alta densidad y alta resistividad) por el otro o, una posible falla (como las propuestas a partir de los contrastes observados por Alfaro et al. (2012) en las grillas de gravimetría y por Llanos et al. (2015) en el corte del modelo geológico 3D de la Figura 41) que controlaría la dislocación de la secuencia sedimentaria al occidente, con el consecuente aumento el espesor de la misma (hasta una profundidad mayor a la de la base del modelo 3D que corresponde a 4 km). No se puede descartar, sin embargo, que la intrusión que da el contraste de resistividad, haya ocurrido sin la existencia de una falla.

4.1 MODELO CONCEPTUAL DEL ÁREA GEOTÉRMICA DE PAIPA.

En el área geotérmica de Paipa, se proponen dos circuitos principales de circulación de agua termal que fluyen en dirección norte hasta el límite del área en el Río Chicamocha. El primero de ellos, corresponde al interpretado como el sistema geotérmico principal, se origina en la zona media, a partir de un flujo ascendente desde un reservorio profundo y un flujo lateral más superficial desde un reservorio sedimentario, limitado (y posiblemente calentado) por los domos de los sectores Alto Los Volcanes y Alto Los Godos. El segundo circuito, presumiblemente más superficial que el anterior y localizado en la zona noroccidental del área, se originaría a partir la infiltración local, recibe una contribución de calor de la(s) intrusión(es) de la zona de El Durazno y estaría enmarcado por las fallas Canocas y El Hornito.

4.1.1 Sistema geotérmico principal.

El medio físico en el que ocurre el sistema geotérmico de Paipa está conformado por basamento cristalino (de alta densidad y resistividad) localizado a profundidad variable, más superficial al oriente y más profundo al occidente y suroccidente; intrusiones ígneas con y sin expresión superficial; fallas normales de basamento, una zona favorable a la acumulación de fluidos, entre intrusiones, conformada por rocas sedimentarias permeables (de la formación Une, principalmente) y un anticlinal en donde aflora en gran extensión la formación Une.

El sistema geotérmico hidrotermal que se propone, funciona a partir de la circulación del fluido desde la zona de recarga, como se ilustra en la Figura 48 y se describe a continuación:

El agua de precipitación se infiltra principalmente, a través de estratos de arenitas de la formación Une localizadas en el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa - Toledo, entre 2800 y 2900 m.s.n.m., siguiendo el buzamiento al occidente. En el valle y por circulación subterránea a través de la misma formación Une, localizada cerca de la base de la secuencia sedimentaria cretácica, el agua inicia una circulación subterránea en dirección norte hacia el Rio Chicamocha, promovida por la inclinación del terreno. En su recorrido, el agua intercepta zonas de permeabilidad vertical, como las fallas Paipaliza, Las Peñas, Agua Tibia y cruces entre éstas, así como planos de contacto entre las intrusiones ígneas y las rocas intruídas del basamento o la capa sedimentaria, a través de las que el agua infiltra a mayor profundidad. El agua en el basamento aumentaría su temperatura por gradiente térmico y principalmente por interacción con los cuerpos ígneos cuyo calor podría provenir del calor remanente de los eventos magmáticos o de su concentración en elementos radiactivos. La acumulación y circulación del agua en el basamento estaría limitada a la permeabilidad secundaria fallas y fracturas, producidas por presión hidráulica. Es decir que en el basamento podrían existir acuíferos de agua caliente de muy poca extensión lateral, cuyas dimensiones no alcanzan a generar anomalías geofísicas en la escala de medición de este trabajo.

La circulación ascendente del agua caliente (zona de “*upflow*”) unos 2 ó 3 km al norte de la infiltración profunda, promovida por fuerzas de flotación del agua caliente a través de estructuras permeables como los planos de contacto de las intrusiones ígneas, alcanzaría nuevamente niveles permeables de la formación Une en donde se acumularía conformando un reservorio sedimentario de agua termal, con extensión lateral, de permeabilidad primaria y secundaria. El límite norte de la zona de acumulación estaría marcado por la Falla Cerro Plateado.

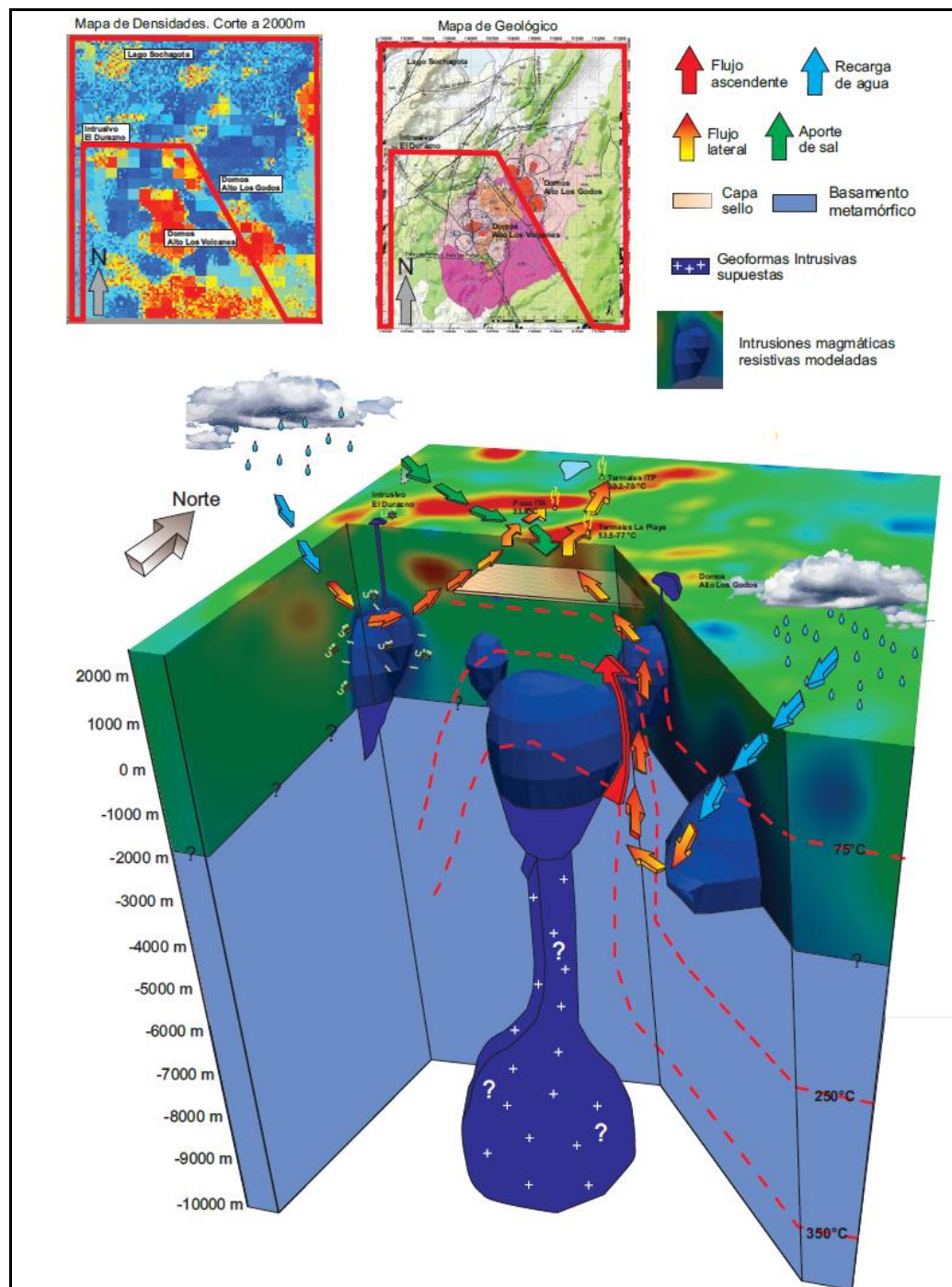


Figura 48. Modelo conceptual del área geotérmica de Paipa.

Este modelo define un sistema geotérmico en terreno basculado (y circulación de fluidos) en dirección norte, con recarga al oriente y sur (en el Anticlinal Tibasosa-Toledo), principalmente a través de la formación Une. La infiltración profunda ocurriría a través de fallas normales (Paipa-Iza, Las Peñas) y cruces entre fallas (Paipa-Iza y Agua Tibia). El calentamiento del agua ocurriría por interacción del agua infiltrada con intrusiones ígneas, a partir de calor residual del evento magmático o calor radiogénico, cuya edad más reciente es del orden de 1 millón de años (1.0 ± 0.25 y 1.0 ± 0.35 Ma). La intrusión que subyace el complejo de domos del Alto Los Volcanes se ramifica; esta ramificación se extiende al noreste y posiblemente es la fuente de magma que alimentó al Alto Los Godos. El flujo ascendente (*upflow*) a través de los planos de contacto entre las intrusiones ígneas y rocas del basamento y de la capa sedimentaria, es acumulado en un reservorio sedimentario (presumiblemente en la Formación Une) al sur de la Falla Cerro Plateado. El ascenso del fluido termal a la superficie estaría restringido por un sello que posiblemente corresponde a capas arcillosas de la secuencia sedimentaria, principalmente de la formación Churuvita. El flujo lateral (*outflow*) a través de la misma formación Une, es favorecida por la falla normal Cerro Plateado en dirección NW hasta la falla El Bizcocho (proyección a la superficie del límite occidental de la formación Une), a partir de donde continúa el flujo, en dirección NE hasta encontrar condiciones de permeabilidad adecuadas para generar la zona de descarga (oriente del cruce entre las fallas El Bizcocho – El Hornito, en zona de influencia de la formación Labor y Tierna). A lo largo del *outflow*, el agua termal se mezcla con la fuente salada de menor temperatura y recibe la contribución de una fuente de gases presumiblemente orgánica. A partir de estos procesos de mezcla el fluido geotérmico pierde su firma química e isotópica. La estimación de la temperatura del reservorio tiene alta incertidumbre debido al enmascaramiento de la composición química del fluidos geotérmico. Es posible que el sistema sea o haya sido de alta temperatura, según indica la alteración hidrotermal no intensiva de algunos xenolitos. Un circuito de circulación más superficial que el anterior y de menor temperatura es propuesto en el corredor definido entre las fallas Canocas y El Hornito, cuya fuente de calor posiblemente está asociada al calor radiogénico del intrusivo de El Durazno; este circuito estaría aislado de la circulación de agua salada sulfatada sódica que seguiría el mismo corredor pero a mayor profundidad.

El volumen de la zona del reservorio sedimentario propuesto entre cuerpos de alta densidad, es del orden de 1.1 km³. Este volumen fue estimado con base en las dimensiones del área de baja densidad (1.9 a 2g/cc), entre intrusiones y el espesor de la formación Une, que es de unos 400 m, en la esta zona, a las cotas altitudinales de 1900 y 2300 m.

Es muy probable que dicho volumen sea sobreestimado si se tiene en cuenta que la formación Une no es homogénea y además de areniscas, está conformada por niveles arcillosos de baja permeabilidad. Entre esta zona de acumulación y la superficie, las condiciones de permeabilidad vertical no son favorables y por lo tanto no se registran manifestaciones superficiales del sistema hidrotermal. El sello superior de la zona de acumulación estaría constituido por niveles arcillosos de las formaciones Churuvita, que suprayace la formación Une y considerada como acuitardo por algunos autores como se indica en la Tabla 3, por niveles arcillosos de la misma formación Une y/o por los depósitos piroclásticos meteorizados.

Desde dicho reservorio, el agua caliente continuaría circulando a través de niveles permeables de la misma formación Une, en dirección del basculamiento del terreno, hacia las zonas de descarga localizadas al norte. Al interceptar la falla normal Cerro Plateado, el fluido mejoraría su circulación lateral en dirección de la falla, constituyéndose en un conducto de este flujo, en dirección NW. Es posible que siguiendo el mismo conducto, el agua mineralizada circule en dirección SE facilitando el proceso de mezcla, en profundidad. La infiltración o recarga a través de esta falla, estaría limitada por los depósitos piroclásticos meteorizados.

La primera zona de descarga del sistema geotérmico ocurre aproximadamente a 1 km al norte del trazo de la falla Cerro Plateado, en el sector de La Playa y está conformada por el “*steam vent*”, de muy baja presión y dos manantiales de bajo caudal, uno de ellos con la temperatura máxima del sistema geotérmico, a partir de lo que infieren condiciones de permeabilidad restringida.

El fluido termal en dirección NW alcanzaría el límite de la formación Une, que según el modelo geológico, se proyectaría aproximadamente debajo del trazo superficial de la Falla El Bizcocho y, continuaría desde allí su recorrido a través de los niveles permeables de la formación Une en dirección NE. Alrededor del cruce entre las fallas de escamación delgada El Hornito – El Bizcocho, el fluido encuentra condiciones para iniciar el flujo ascendente hasta la superficie en donde se registra la zona de descarga principal (sector ITP-Lanceros). Dichas condiciones están relacionadas con la zona de convergencia entre una falla de basamento sin expresión superficial (límite occidental de la formación Une) y las fallas El Hornito, El Batán y El Bizcocho y, con la dislocación

vertical en la secuencia sedimentaria producida por la falla El Bizcocho, la cual pone en contacto vertical a formaciones geológicas con capacidad de transmitir el fluido hasta la superficie, como se observa en el corte del modelo geológico 3D presentado en la Figura 49. El fluido ascendería desde la formación Une, a través de la falla de basamento atravesando las formaciones Churuvita y Conejo, de baja permeabilidad, hasta la base de la formación Plaeners (de alta permeabilidad secundaria) a través de la que continuaría su circulación ascendente, hasta ponerse en contacto con las formación de alta permeabilidad primaria, Labor y Tierna, la cual aflora o subyace a las formaciones Tiltá y los depósitos cuaternarios, también de alta permeabilidad primaria.

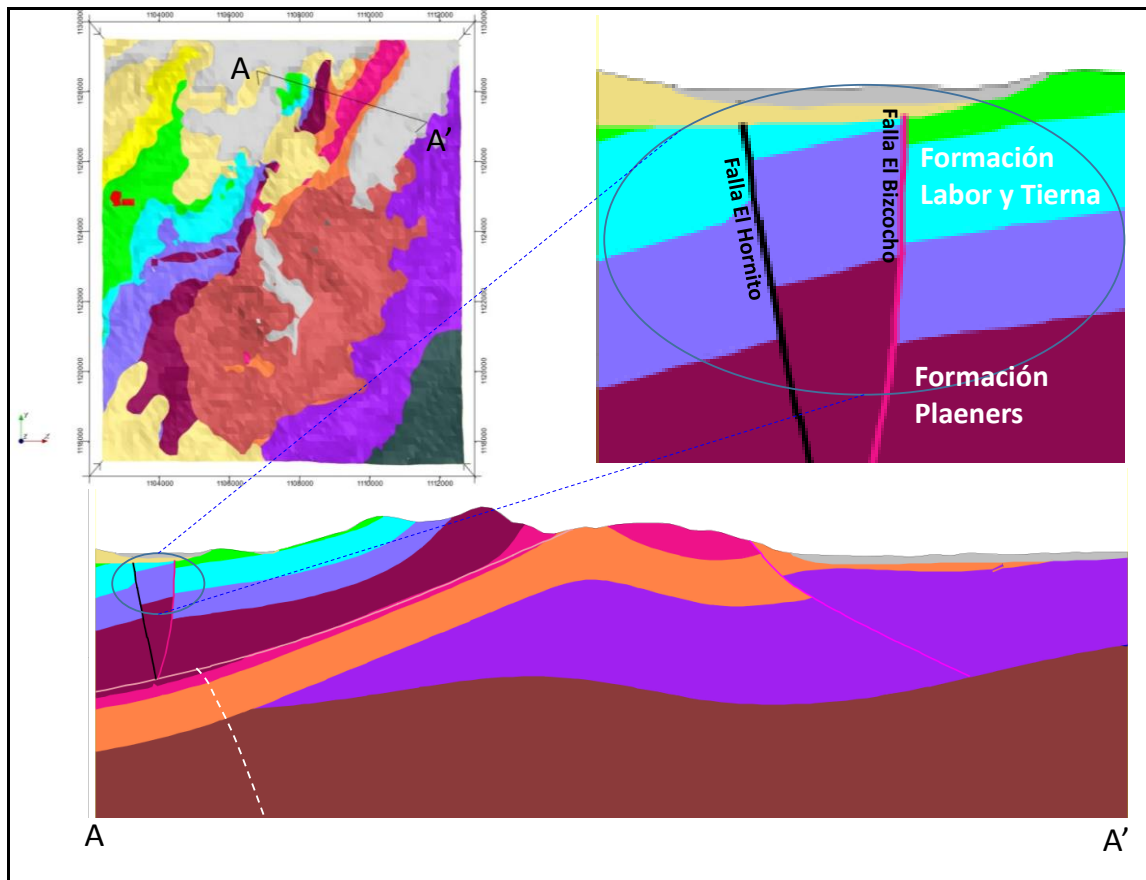


Figura 49. Corte A-A' sobre modelo geológico 3D. Localización del perfil, arriba a la izquierda, sobre vista del modelo en planta. Las formaciones Plaeners y Labor y Tierna son puestas en contacto por la dislocación provocada por la falla El Bizcocho. Corte sobre modelo 3D (Llanos et al., 2015).

Una posible intrusión de dimensiones menores a las localizadas y descritas en la zona media del área de trabajo, en donde se propone el reservorio sedimentario, es

identificada muy cerca del sector ITP-Lanceros, a partir de la grilla de gravimetría, en el modelo geológico y en el de densidades. Esta podría representar una fuente de calor complementaria para estos manantiales. En la misma zona también se identificó y documentó una anomalía de elementos radiactivos, principalmente de uranio (González, et al, 2008), fuente potencial de calor radiogénico.

La temperatura actual del fluido profundo es incierta y solamente ha podido ser estimada a partir de geotermómetros de sílice. Otros geotermómetros indican temperaturas muy altas pero poco confiables, ya que la composición del fluido descargado por los manantiales no es representativa del reservorio profundo en condiciones de equilibrio debido a su enmascaramiento de su composición por procesos de mezcla con la fuente salada sulfatada sódica de baja temperatura y posiblemente al aporte de gases de origen orgánico. La temperatura máxima estimada con el geotermómetro de sílice es 120°C. Sin embargo esta temperatura estaría subestimada por el proceso de dilución de la sílice asociada a la mezcla con la fuente salina. Según un modelo simple entalpía-sílice, la temperatura del fluido podría alcanzar unos 230°C. La pérdida de calor en el recorrido desde el reservorio sedimentario hasta la zona de descarga y la mezcla con agua sulfatada de baja temperatura, así como con agua de otros posibles acuíferos someros de baja salinidad y temperatura, causaría la disminución de la temperatura del fluido hasta ~76°C, que es la máxima temperatura de las manifestaciones superficiales del sistema (“*steam vent*” y manantial El Batán).

4.1.2 Circuito de circulación NW

En la zona noroccidental del área de trabajo, delimitada por las fallas El Hornito – Canocas, es posible que exista un sistema termal de baja temperatura diferente del sistema geotérmico principal. A este sistema pertenecería el agua dulce de 34.8°C, descargada por el pozo ITA, de 97 m de profundidad. La anomalía de temperatura superficial entre las fallas Canocas y El Hornito (Figura 26) estaría relacionada con este sistema cuya recarga local podría ocurrir a través de niveles permeables de las formaciones Guaduas y Bogotá las cuales afloran en colinas localizadas principalmente al occidente de la zona y, en los depósitos cuaternarios sobre los que está localizado el pozo ITA. Fuera del área, es posible que las mejores opciones de recarga estén asociadas a una pequeña elevación topográfica localizada a pocos metros al sur de la Falla Canocas, en donde aflora la formación Labor y Tierna. La fuente de calor de este sistema podría estar localizada aguas arriba y ser de origen radiogénico y relacionada con la intrusión de El Durazno y posibles intrusiones vecinas no aflorantes (inferidas del modelo de densidades), si como se propone, la fuente de ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K es la roca ígnea presumiblemente de composición riolítica y no la materia orgánica de las

formaciones sedimentarias suprayacentes. Otra posibilidad como fuente de calor de este sistema de baja temperatura es que se establezca un intercambio de calor por conducción entre la formación Une, a través de la que fluye el fluido hidrotermal del sistema geotérmico principal y su entorno, del que forma parte el área en donde está ubicado el pozo ITA.

4.1.3 Sistema evaporítico.

También en la zona delimitada por las fallas El Hornito – Canocas, el modelo resistivo indica un corredor de muy baja resistividad (inferior a $1 \Omega.m$) cerca de la superficie (Figura 35 y 36); éste es consistente con la circulación de agua de muy alta salinidad. Esta anomalía conductiva, se extiende verticalmente hasta la base del modelo, variando su magnitud, en la zona occidental del área de trabajo, que es en donde el espesor de la cobertera sedimentaria es mayor. A partir de lo anterior, se plantea la posibilidad de que la fuente salada esté localizada a profundidad en la secuencia sedimentaria. Cerca de la superficie, el agua ascendente enriquecida en sales disueltas fluye siguiendo la inclinación del terreno hacia el norte. En el valle del Río Chicamocha, al oriente del Lago Sochagota, en donde se encuentran las cotas más bajas del área geotérmica, el agua salada intercepta la superficie. Su concentración es tal que genera eflorescencias de sal, principalmente sulfato de sodio.

Teniendo en cuenta la baja salinidad del agua del pozo ITA, es posible que la circulación del agua salada esté aislada del circuito somero de agua termal captado por el pozo. Este aislamiento posiblemente está conformado por capas impermeables de arcilla, frecuentes en las formaciones de la pila sedimentaria de la zona. La mezcla del fluido salado con el agua termal del sistema principal puede ocurrir a profundidad como sugiere el modelo resistivo (Figura 36, vista a 1400 m.s.n.m.), mezcla que sería promovida por la falla Cerro Plateado, si como se interpreta, la misma tiene una longitud mayor al trazo cartografiado, en dirección NW.

En el valle del Río Chicamocha confluyen y se mezclan el agua termal del sistema geotérmico principal, el agua del circuito termal somero NW y el agua salada. Como resultado de esta mezcla el agua de los manantiales termales pierde las firmas química e isotópica del fluido del reservorio geotérmico.

4.2 PROPUESTA DE BLANCOS DE PERFORACIONES DE GRADIENTE TÉRMICOS.

Con base en el modelo conceptual descrito (Figura 48), se seleccionaron siete (7) blancos de perforación con el objetivo de realizar tres (3) perforaciones de gradiente térmico y conocimiento geológico, cuyos principales objetivos son confirmar la anomalía en el gradiente geotérmico vertical y validar y ajustar el modelo geológico,

hasta la profundidad de 500 m. Se elaboraron dos planes alternos de perforaciones, cuya localización es indicada en la Figura 50. El plan principal está conformado por las perforaciones 1, 2 y 3; el plan alternativo, por las perforaciones 4, 5 y 6. Se incluye la propuesta de un blanco adicional, perforación 7, en predios de la Hacienda La Casona, como opción complementaria, en caso de no lograr materializar alguna de las tres perforaciones en los sitios de los planes inicial y alternativo.

Las características de las perforaciones que se proponen son: (1) profundidad de 500 m, (2) diámetro inicial de la perforación 27.3 cm ó 10.75 pulgadas; diámetro final HQ (~8.9 cm); (3) fluido de perforación: lodo, (4) sistema preventor de reventones (válvula BOP), para mantener la presión y evitar descargas súbitas de fluidos no previstas y sus posibles efectos en superficie (5) recuperación de núcleos de techo a base de la perforación, para estudios geológicos y geofísicos posteriores, (6) registros físicos en todo el tramo de la perforación: temperatura, *gamma ray*, potencial espontáneo, resistividad, densidad, neutrónico sónico, caliper y prueba cualitativa de sulfato en lodos de perforación, (7) entubado y cementación en todo el tramo de la perforación, para establecer las condiciones requeridas para las mediciones de los perfiles de temperatura y prevenir la entrada y salida de agua subterránea, con lo cual se preserva la integridad de los acuíferos que puedan ser interceptados, (8) tiempo de medición de perfiles de temperatura, después de concluida cada perforación, dos meses y, (9) taponamiento de la perforación y recuperación del área de la plataforma y alrededores, a las condiciones iniciales.

Los sitios fueron seleccionados teniendo en cuenta la proximidad a intrusiones ricas en elementos radiactivos consideradas posibles fuentes de calor radiogénico y zona de circulación del agua salobre (perforaciones 1 y 4), la zona de flujo lateral del fluido termal con baja permeabilidad vertical (perforaciones 2, 5 y 7) y la localización a profundidad, de la posible zona de flujo ascendente y reservorio sedimentario con baja permeabilidad vertical (perforaciones 3 y 6).

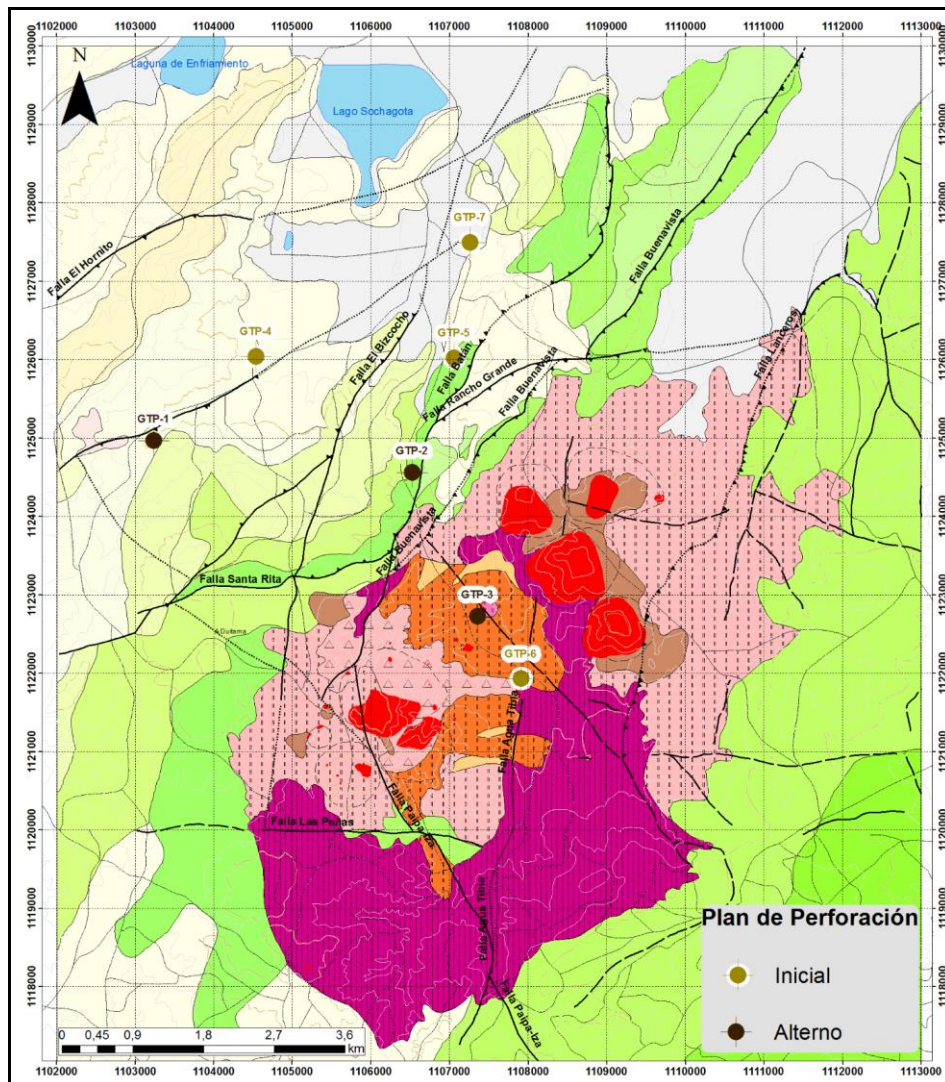


Figura 50. Sitios propuestos a partir del modelo conceptual, como blancos para tres (3) perforaciones de gradiente térmico y conocimiento geológico. Plan de perforación inicial: GTP-1 a GTP-4. Plan alterno GTP-5 a GTP-7. Fuentes mapa geológico: Cartografía 1:25.000, Velandia (2003); cartografía de vulcanitas, Cepeda & Pardo (2004); cartografía de domos, Rueda (2016).

A continuación se describen brevemente los blancos seleccionados:

Perforaciones en alrededores de posibles fuentes de calor radiogénico y zona de circulación de fluidos salobres.

Como sugiere el modelo, las intrusiones ígneas, aún las aflorantes alteradas hidrotermalmente, como El Durazno con evidencia de alteración argílica avanzada,

presentan anomalías de elementos radiogénicos cuya desintegración aportaría al aumento de la temperatura del entorno.

Las perforaciones 1 y 4, se proponen al noroccidente del área de estudio, en donde la secuencia sedimentaria es más completa, el modelo propone la circulación más superficial del agua salobre sulfatada sódica y no se registran manantiales termales ni otras manifestaciones del sistema hidrotermal.

La perforación 1 se localiza en la zona plana al oriente de El Durazno, sobre la Formación Guaduas, al sur del trazo de la falla Canocas, en donde de acuerdo con el modelo geológico – geofísico, se localiza una anomalía positiva de densidad subterránea que correspondería a una intrusión ígnea.

La perforación 4, alternativa de la anterior, se localiza al noreste de la misma, también sobre la Formación Guaduas, un poco más alejada de las intrusiones que servirían como fuente de calor, al norte del trazo de la Falla Canocas.

Perforaciones en alrededores de la zona de flujo lateral NW del fluido termal.

El flujo lateral del agua caliente a partir del reservorio sedimentario, según planteó el modelo, sigue inicialmente una dirección NW a partir de la falla normal de Cerro Plateado. Aunque en la zona se registra la ocurrencia de algunas manifestaciones superficiales del sistema hidrotermal como un “*steam vent*” de baja temperatura, con descarga anómala de radón y el manantial de mayor temperatura de la zona (76°C), la magnitud de estas descargas de fluidos sugiere muy baja permeabilidad. En esta zona también se registra una anomalía positiva de densidad sin expresión superficial, que podría aportar calor radiogénico al entorno como se prevé de la anomalía de elementos radiactivos en la zona (anomalía de El Batán), documentada por González et al., 2008.

Para esta zona se proponen las perforaciones 2, 5 y 7. La perforación 2 se localiza en alrededores de la prologongación NW del trazo de la falla Cerro Plateado, sobre la Formación Plaeners, en la zona de influencia de las anomalías positivas de densidad y elementos radiactivos.

La perforación 5, alternativa de la anterior, se localiza más al norte, también sobre la formación Plaeners, cerca del cruce entre las fallas El Batán y Rancho Grande, en la misma zona de influencia de las anomalías nombradas.

La perforación 7, es la más alejada del reservorio sedimentario y de las intrusiones propuestas como fuente de calor del sistema, así como la más próxima a la zona de

descarga principal, aproximadamente 1 km al sur de la misma, en predios de La Casona del Salitre. El sitio se ubica sobre depósitos cuaternarios, al oriente del trazo de la Falla El Bizcocho. De acuerdo con el modelo, en los sitios en que se localizan esta perforación y las números 2 y 5, el flujo lateral del fluido geotérmico, ocurriría en profundidad en dirección S-N, a través de niveles permeables de la Formación Une.

Perforaciones en la zona de flujo ascendente y acumulación del fluido termal.

La zona propuesta como de flujo ascendente y reservorio sedimentario albergado en la formación Une, está localizada entre intrusiones ígneas con y sin expresión superficial, al sur de la falla Cerro Plateado, en donde también ha sido identificada una anomalía geoquímica de elementos radiogénicos de acuerdo con González et al., 2008. Como se ha dicho, esta zona de baja permeabilidad vertical, estaría aislada o por los niveles arcillosos de las unidades sedimentarias o los depósitos volcanoclásticos meteorizados.

En esta zona se proponen las perforaciones 3 y 6. La perforación 3, se localiza a pocos metros al sur de la falla Cerro Plateado desde donde el fluido geotérmico iniciaría su flujo subterráneo lateral, inicialmente siguiendo el plano de la falla en dirección NW.

El sitio de la perforación 6, se localiza al suroriente de la 4, también pocos metros al sur de la falla Cerro Plateado y en proximidades del cruce entre dicha falla y la Falla Agua Tibia.

Discusión sobre los sitios seleccionados como blancos de perforación

En un panel científico llevado a cabo en la primera semana del mes de noviembre de 2016, se llevó a cabo la presentación del modelo conceptual del sistema geotérmico de Paipa y discusión de los sitios seleccionados como posibles blancos para perforaciones de gradiente térmico y conocimiento geológico. Dicho panel contó con la participación de los expertos externos en exploración y desarrollo geotérmico: Paolo Bona, geólogo consultor Senior en Geotermia de la Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL) y consultor independiente; Anna Colvin, geóloga consultora en geotermia del sector privado en Chile; Salvador Espíndola, ingeniero mecánico, especialista en desarrollo de proyectos geotérmicos vinculado como socio y fundador de ENAL de México, a William Thomas, geólogo e ingeniero de perforación senior, de GeothermEX's (una compañía Schlumberger) y Jonathan Hernández, geólogo e ingeniero geólogo con experiencia en perforación geotérmica, vinculado a Dewhurst Group, L.L.C. y, con los miembros del grupo de trabajo del SGC, autores del presente informe.

Servicio Geológico Colombiano

El panel avaló los sitios seleccionados, con la sugerencia de perforarlos secuencialmente en el orden en que han sido descritos previamente, con el objetivo de utilizar los metros lineales de perforación que pudieran sobrar de las dos primeras perforaciones, en la número 3 o en su alternativa (perforación 6), que sería la de mayor interés dada su localización sobre el flujo ascendente del fluido termal.

5. CONCLUSIONES

-El sistema geotérmico de Paipa tiene características muy particulares, como resultado de las condiciones del área en donde ocurre: ambiente sedimentario (Cuenca de la Cordillera Oriental), evidencia de actividad magmática y volcánica, rocas ígneas con anomalías positivas de elementos radiogénicos, un sistema evaporítico que da lugar a aguas sulfatadas sódicas de alta mineralización y presencia de hidrocarburos. Los manantiales termales del sistema descargan fluidos cuya composición no es representativa del fluido geotérmico, debido a los procesos de mezcla que experimenta.

-La integración de los estudios de exploración permitió caracterizar cada uno de los elementos que conforman este sistema geotérmico y proponer un modelo actualizado del mismo, como se resume a continuación:

Zona de recarga. La principal zona de recarga del sistema se originaría a unos 2800 – 2900 m.s.n.m en el flanco occidental del Anticlinal Tibasosa – Toledo, por infiltración de agua a través de niveles y estructuras permeables de la formación Une, principalmente. Esta recarga sería favorecida por el gradiente hidráulico originado en la diferencia de cota entre el anticlinal y el valle, donde ocurre el sistema geotérmico, y el buzamiento al occidente de los estratos de la formación Une en el anticlinal. Otras posibles zonas de recarga, inferidas a partir de la permeabilidad de las rocas aflorantes, podría ocurrir a través de diaclasas de la formación Plaeners o del medio de porosidad primaria de las formaciones Labor y Tierna, Tibasosa y depósitos cuaternarios. Sin embargo, esta infiltración alimentaría acuíferos someros del occidente y norte del área y su contribución al reservorio geotérmico, no sería significativa.

Reservorio. Un posible reservorio de alta temperatura (~230°C) y porosidad secundaria, estaría hospedado en la zona del basamento, en zonas de fallas y fracturas. Su extensión lateral sería limitada y condicionada al fracturamiento hidráulico provocado por el mismo fluido. El fluido termal ascendente, proveniente del reservorio profundo, se hospedaría en un reservorio sedimentario formado por niveles de arenisca de la Formación Une de alta permeabilidad, entre rocas cristalinas, intrusiones ígneas o rocas del basamento, de baja permeabilidad. Este reservorio, más superficial, tendría un volumen aproximado de 1.1 km³. Como la recarga, la infiltración profunda y

el reservorio sedimentario, el flujo lateral del agua geotérmica ocurre a través de los estratos permeables de la formación Une. Dicho flujo es promovido por la Falla Cerro Plateado.

Fuente de calor. La fuente de calor del sistema geotérmico es magmática y podría estar asociada al calor remanente de las intrusiones o a calor radiogénico. La edad de la actividad magmática más reciente expresada en superficie corresponde a los domos del Sector Olitas y es del orden de 1 millón de años. Sin embargo, es posible que se haya registrado actividad magmática más reciente sin expresión superficial.

Sello. La capa sello de la zona de acumulación o reservorio sedimentario, estaría conformada por niveles arcillosos de las formaciones Churuvita (considerada por algunos autores como acuitardo) y Une y/o por depósitos volcano-sedimentarios meteorizados. A lo largo del *outflow*, las capas arcillosas frecuentes en todas las formaciones de la pila sedimentaria, servirían también como capas confinantes.

Zona de descarga. El sistema geotérmico de Paipa presenta dos zonas de descarga, en los sectores ITP-Lanceros y La Playa. La del sector ITP-Lanceros es la más importante por su mayor permeabilidad, número de manifestaciones superficiales y caudal de fluido termal y, ocurre a mayor distancia de la zona de acumulación que la segunda. La del sector de La Playa, es de menor permeabilidad, incluye el manantial de mayor temperatura y un “*steam vent*”; ésta se localiza a menor distancia del reservorio sedimentario.

Al occidente del sistema geotérmico, la cobertera sedimentaria alcanza su máximo espesor, mayor a 4 kilómetros (profundidad de los modelos geológico y geofísico). Esta cobertera conduce agua salobre. Cerca de la superficie, en el corredor definido entre las fallas Canocas y El Hornito, la salinidad del agua aumenta, gracias a las condiciones climáticas favorables a la evaporación.

-Entre las fallas Canocas - El Hornito, se registra la circulación de agua termal (34.8°C), de baja salinidad, aislada del fluido salado posiblemente por una capa impermeable de arcillolitas. El agua termal de este circuito es diferente a la del sistema geotérmico principal y su fuente de calor podría ser radiogénica, por interacción con El Durazno u otras intrusiones sin expresión superficial o estar relacionada con el calor transmitido por las rocas calentadas por el flujo lateral del sistema geotérmico principal.

-Los complejos de domos del Alto Los Volcanes y Alto Los Godos son originados por una intrusión de gran magnitud que subyace la zona del Alto Los Volcanes. Su morfología bien definida por el modelo resistivo (magnetotelúrico), sugiere la ramificación de la intrusión en dirección nororiente en donde se registra la ocurrencia del complejo del

Alto Los Godos. Este resultado explica la razón por la cual en la grilla de gravimetría y el modelo de densidades no se registra una anomalía positiva de densidad subyaciendo este complejo.

-Los sitios seleccionados como blancos de perforación de agujeros de gradiente térmico y conocimiento geológico, a partir del modelo conceptual presentado en este trabajo, están localizados en zonas de baja permeabilidad superficial, en alrededores de (1) El Durazno, (2) zona de flujo lateral hacia la descarga del sistema geotérmico y (3) área en donde se infiere la posible zona de flujo ascendente y reservorio sedimentario.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFARO, C. 2002a. Geoquímica del sistema geotérmico de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 88p. Bogotá.
- ALFARO, C. 2002b. Estudio isotópico de aguas del área geotérmica de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 16 p. Bogotá
- ALFARO, C. & ESPINOSA, O. 2004. Sondeo preliminar de radón en el área geotérmica de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 37 p. Bogotá.
- ALFARO, C. 2005a. Alteración hidrotermal en el sistema geotérmico de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 21 p. Bogotá.
- ALFARO, C. 2005b. Geoquímica preliminar de gases del sistema geotérmico de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 29 p. Bogotá.
- ALFARO, C., VELANDIA, P., CEPEDA, H., PARDO, N., VÁSQUEZ, L. & ESPINOSA, O. 2005. Modelo conceptual preliminar del sistema geotérmico de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 42 p. Bogotá.
- ALFARO, C. 2012. Evaluación de la composición isotópica del agua de precipitación en el área geotérmica Paipa-Iza. INGEOMINAS. Informe técnico. 28 p. Bogotá.
- ALFARO, C., MONSALVE, M., FRANCO, J. & ORTIZ, I. 2012. Contribuciones al Modelo Conceptual Sistema Geotérmico de Paipa. Servicio Geológico Colombiano. Informe técnico. 42 p. Bogotá.
- ANGEL, C., & VASQUEZ, L.E. 1985 Estudio hidrogeológico del Valle de Tibasosa (Boyacá). INGEOMINAS. Informe Técnico. 81 p. Bogotá
- BEARDSMORE, G. 2004. The influence of basement on Surface heat flow in the Cooper Basin. Exploration Geophysics. CSIRO. Vol 35, P. 223-235.

Servicio Geológico Colombiano

- BELTRÁN, M. A., 2015. Interpretación de anomalías de campos potenciales en el área geotérmica de Paipa – Iza. Servicio Geológico Colombiano. Informe Técnico. Bogotá 94 p.
- BERTRAMI, R., CAMACHO, A., DE STEFANIS, L. MEDINA, T. & ZUPPI, G. 1990. Geochemical and isotopic exploration of the geothermal area of Paipa, Cordillera Oriental, Colombia. Geothermal investigations with isotope and geochemical techniques in Latin America OIEA: 169-199. Vienna
- CEPEDA H. & PARDO N. 2004. Vulcanismo de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 103 p. Bogotá.
- ENUSA-Instituto de Asuntos Nucleares. 1979. Reporte Contrato I. 76 p. Bogotá.
- ENUSA-Instituto de Asuntos Nucleares. 1980. Reporte Contrato I. 53 p. Bogotá.
- FERREIRA P. & HERNANDEZ G. 1988. Evaluación Geotérmica en el Área de Paipa basada en Técnicas Isotópicas, Geoquímica y Aspectos Estructurales. Tesis de grado. Universidad Nacional de Colombia, 125 p. Bogotá.
- FONSECA, H. A., Mesa, L. D., Barragán, H. G., Largo, S. H., Combariza, D. F., Pérez, J. A., Pérez, D. C. 2012. Investigación de las aguas subterráneas en el marco de la implementación parcial de los planes de manejo y protección de los acuíferos de Tunja y Duitama, formulación del manejo ambiental de las aguas subterráneas –F termominerales de Paipa. Convenio Interadministrativo UPTC-CORPOBOYACÁ. Informe. Sogamoso. 204 p.
- FONSECA, J. M. 2017. Monitoreo de caudales. Fuentes termominerales Sector ITP. Municipio de Paipa. CORPOBOYACÁ. In forme técnico. 47 p. Tunja
- FRANCO, J. V. 2016. Actualización geoelectrica en el área geotérmica de Paipa - Boyacá. Servicio Geológico Colombiano. 86 p. Medellín
- GARZÓN. T. 2003. Geoquímica y Potencial Minero Asociado a Cuerpos Volcánicos en la Región de Paipa, Departamenteo de Boyacá, Colombia. Bachelor theses. Universidad Nacional de Colombia, 82 p. Bogotá.
- GEAS (Grupo de Exploración de Aguas Subterráneas - SGC. 2016. Modelo hidrogeológico de Boyacá Centro. Informe técnico. 271 p. Bogotá
- GIANG (Grupo de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares) -SGC. 2016. Reporte de Laboratorio “Edades de huellas de fisión del volcán de Paipa”. Bogotá. 24 p.

Servicio Geológico Colombiano

- GONZÁLEZ-IDÁRRAGA, C.E., & RODRIGUEZ-RODRÍGUEZ, G.F. 2016. Modelo Resistivo del área geotérmica de Paipa a partir de datos magnetoteléuticos. Servicio Geológico Colombiano. Informe técnico. Manuscrito en elaboración. Bogotá.
- GONZÁLEZ, L., VASQUEZ, L., MUÑOZ, R., GÓMES, H., PARRADO, G & VARGAS, S. 2008. Exploración de Uranio en Paipa, Iza, Pesca, Chivatá (Boyacá). INGEOMINAS. Informe técnico. 154 p. Bogotá.
- HERNÁNDEZ G. & OSORIO O. 1990. Geología, análisis petrográfico y químico de las rocas volcánicas del Suroriente de Paipa (Boyacá, Colombia). Tesis de grado. Universidad Nacional de Colombia, 91 p. Bogotá.
- HIDROCERÓN LTDA, CORPOBOYACÁ, 1998. Exploración y caracterización de los recursos de aguas termominerales en el municipio de Paipa. Informe técnico. 165 p. Bogotá.
- IDEAM, 2016a. Características climatológicas de ciudades principales y municipios turísticos. Disponible en <http://www.ideam.gov.co/documents/21021/21789/1Sitios+turisticos2.pdf/cd4106e9-d608-4c29-91cc-16bee9151ddd>
- IDEAM, 2016b. Banco de Datos del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM-. Información digital.
- JAPAN CONSULTING INSTITUTE. 1983. Feasibility study report of geothermal power plan for Instituto Colombiano de Energía Eléctrica. 74 p.
- KOLKER, A. 2008. Geologic setting of the Central Alaskan hot springs belt: Implications for geothermal resource capacity and sustainable energy production. PhD Thesis. University of Alaska Fairbanks. 189 p. Fairbanks, Alaska
- LOZANO, E. 1990. Avances en el conocimiento geotérmico del área de Paipa. Instituto Colombiano de Energía Eléctrica. Reporte técnico. 9 p. Bogotá.
- LLANOS, E., BONET, C. and ZENGERER, M. 2015. 3D Geological – geophysical model building and forward and inverse modeling of magnetism and gravimetry data from Paipa Geothermal Area, Colombia – Final Report. Contrato No. 363 de 2015 between Servicio Geológico Colombiano e Intrepid Geophysics. Melbourne, Australia. 106 p.

Servicio Geológico Colombiano

- MALO, J. & ALFARO, C. 2016. Línea isotópica meteórica local, Boyacá Centro Norte. Informe técnico. Manuscrito en elaboración. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá
- MCINERNEY, P., LANE, R., SEIKEL, R, GUILLEN, A., GIBSON, H., WILLIAMS, J., ROTH, M., HOLSTEIN, H., ARGAST, D., PATERSON, ROD & FITZGERALD, D. 2013. Structural Geophysical 3D Modelling & Geophysical Modelling in 2D/3D (Gravity, Magnetics, Het Flow, AEM and Seismic data). GeoModeller user manual. 162 p. Available at http://www.intrepid-geophysics.com/ig/uploads/manuals/documentation_pdf_geomodeller/pdf_en/GeoModeller_Forward_Modelling_Inversion.pdf.
- MOJICA, J. & VALENTINO, M. T. 2009. Alteración hidrotermal del área geotérmica de Paipa. INGEOMINAS. Documento de trabajo. 66 p. Bogotá.
- MOYANO, I. 2013. Exploración Geofísica (Magnetotelúrica) en el área Geotérmica de Paipa (Boyacá). Informe. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá. 132
- ORTIZ, I. & ALFARO, C. 2010. Inventario de puntos de agua y geoquímica de las áreas geotérmicas de Paipa e Iza: aguas, suelos y peloides. INGEOMINAS. Informe técnico. 118 p. Bogotá
- OLADE, ICEL, CONTECOL & GEOTÉRMICA ITALIANA. 1982. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de la república de Colombia. 7 Volúmenes. Pisa.
- RENZONI, G. & ROSAS, H. 1967. Geología de la Plancha 171 Duitama. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá
- RENZONI, G., ROSAS, H., ETAYO, F., 1998. Geología de la Plancha 191 Tunja. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá
- RODRÍGUEZ, G. & VALLEJO, E. 2013. Informe Final Sondeos térmicos superficiales en el área geotérmica de Paipa (Boyacá). Servicio Geológico Colombiano. Informe técnico. 63 p. Bogotá
- RODRÍGUEZ, G. Z., ALFARO, C., Caracterización de núcleos de perforación en las zonas de El Durazno, Paipa y criptodomo de Iza. Bogotá. 97 p
- RUEDA, J. 2016. Cartografía de los cuerpos dómicos del área geotérmica de Paipa. Informe técnico. Manuscrito en elaboración. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.

- SIIVOLA, J. & SCHMID. 2007. List of mineral abbreviations. Disponible en https://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf
- SIRIPURVARAPORN, W. 2016. 3D MT inversión results from Paipa volcanic area. Contrato asesoría SGC – Mahidol University. Mahidol, Bangkok. 182 p.
- TRUESDELL, A. H. & FOURNIER, R. O. 1977. Procedure for estimating the temperature of a hot water component in a mixed water using a plot of dissolved silica vs. enthalpy: U.S. Geological Survey Journal Research. V. 5. No. 1. p. 49-52.
- VALENTINO, M. T. 2008. Caracterización petrográfica de alteración hidrotermal del área geotérmica de Paipa. INGEOMINAS. Documento de trabajo. 33 p. Bogotá
- VÁSQUEZ, L. E. 2012. Aplicación geofísica de métodos potenciales en el área geotérmica de Paipa-Iza. Servicio Geológico Colombiano. Informe técnico. 93 p. Bogotá.
- VELANDIA, F. 2003. Cartografía Geológica y Estructural Sector Sur del Municipio de Paipa. INGEOMINAS. Informe técnico. 31 p. Bogotá.
- WITHNEY, D. L. & BERNARD, W. E. 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. American Mineralogist, Vol.: 95 p 185-187.