

Documento confidencial

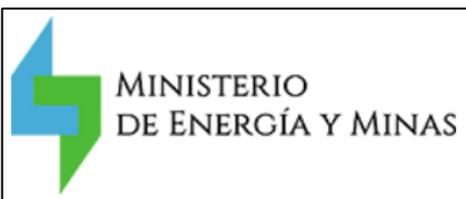


Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - II. Estudio de campo e interpretación de los datos

Informe final

BRGM/RC-66921-FR

Junio 2017



MINISTERIO
DE ENERGÍA Y MINAS



SGN
SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA



BID



Géosciences pour une Terre durable
brgm

Documento confidencial

Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - II. Estudio de campo e interpretación de los datos

Informe final

BRGM/RC-66921-FR

Junio 2017

Estudio llevado bajo el contrato con el BID # CID-0001.16-00-C

B. Sanjuan, V. Bouchot, F. Gal, B. Vittecoq

Con la colaboración de **S. Muñoz, J. Rodriguez, S. Gonzalez, Y. Rodriguez, J. Vargas, A. Suardi**

Verificador:

Apellido: J.-Ph. Raçon

Fecha: 07/06/2017

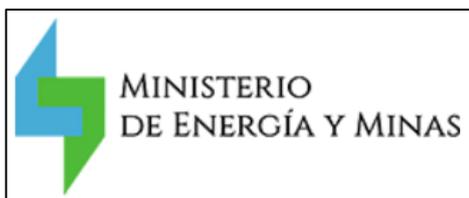
Firma: 

Aprobador:

Apellido: Ph. Rocher

Fecha: 08/06/2017

Firma: 



Palabras claves: geotermia, República Dominicana, potencial, exploración, geología, geoquímica, mineralogía, fallas, fuentes termales, pozos, geotermómetros

En la bibliografía, este informe será citado de la manera siguiente:

Sanjuan B., Bouchot V., Gal F., Vittecoq B., Muñoz S., Rodriguez J., Gonzalez S., Rodriguez Y., Vargas J., Suardi A. (2017) – Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - II. Estudio de campo e interpretación de los datos. Informe final BRGM/RC-66921-FR, 136 p., 35 fig., 13 tabl., 2 anexos.

Síntesis

Con el fin de aumentar su producción e independencia energética, diversificar sus recursos y abastecer su consumo creciente de energía, el Ministerio de Energía y Minas (MEM) de la República Dominicana deseó volver a lanzar el estudio del potencial geotérmico del país, que había empezado en los años 1980.

Después de varios intercambios con el MEM y el Servicio Geológico Nacional (SGN) de la República Dominicana, la propuesta hecha por el BRGM para volver a iniciar el desarrollo de la geotermia en la República Dominicana fue aceptada y constituye el estudio presente de "Evaluación del potencial geotérmico de República Dominicana", financiado por el Banco Inter-Americano de Desarrollo (BID), bajo el contrato # CID-0001.16-00-C. Este estudio cuya duración ha pasado de 12 a 15 meses (Junio 2016 - Agosto 2017) se efectuó con la estrecha colaboración del MEM y del SGN de la República Dominicana.

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en los principales estudios de exploración geotérmica realizados hasta ahora por el BRGM en 1980 y ELECTROCONSULT en 1984, y las recomendaciones dadas en los informes respectivos, el BRGM propuso llevar a cabo un proyecto con diferentes etapas, como se suele hacer clásicamente en geotermia. Al final de cada etapa, se decide que continuación se le da al proyecto (GO/NO GO).

Uno de los objetivos principales de esta primera etapa es de saber con más certeza si existe una posibilidad en la República Dominicana de desarrollar geotermia de alta energía para producir electricidad en las zonas del sector Yayas de Viajama - Constanza - Valle Nuevo definidas como prioritarias en 1980 y en 1984. Efectivamente, en los dos estudios anteriores, las estimaciones de las temperaturas profundas dadas por geotermometría variaban de 80 a 150-160°C (para la fuente termal de Magueyal) y hasta 240°C (para la fuente termal de Guayabal), lo que constituye importantes diferencias. Además, después de la medida de la temperatura en el fondo del único sondeo de gradiente térmico, cuya ubicación fue recomendada por ELECTROCONSULT en la zona de Constanza - Valle Nuevo, y que fue sólo de 34°C a 200 m, se pararon todas las investigaciones geotérmicas hasta este proyecto. Otro objetivo del proyecto es de mejor definir las zonas potencialmente favorables a la geotermia de baja y mediana energía (< 150°C) como podrían ser las áreas de las fuentes calientes de Canoa y de Pedro Santana, así como las cuencas de Enriquillo y de Azua, identificadas en el estudio de 1980 del BRGM.

Esta primera etapa incluye:

- un estudio bibliográfico de los trabajos existentes;
- un estudio de reconocimiento geotérmico de campo con trabajos en geología y en geoquímica;
- un estudio de pre-factibilidad técnico-económico;
- un documento final de síntesis para discutir con el MEM y dar recomendaciones para la continuación del estudio.

Este informe se compone de tres partes:

- la presentación de los resultados de la campaña de reconocimiento de campo en geología e hidro-geoquímica, que fue preparada a partir del estudio bibliográfico preliminar (Sanjuan *et al.*, 2017), y fue efectuada entre el 5 y el 16 de Diciembre de 2016 por un equipo mixto del BRGM de Francia y del SGN de la República Dominicana;
- la interpretación de estos resultados y las conclusiones correspondientes;

- la elaboración de modelos conceptuales relativos al funcionamiento de los sistemas geotérmicos más significativos al final de este estudio.

Gracias al apoyo del SGN que preparó la logística y una serie de documentos muy útiles para esta campaña (hojas topográficas, mapas geológicos con las fuentes termales indicadas, etc.), y gracias también a la intervención, en la mayoría de los casos, de guías locales para encontrar las fuentes, esta campaña puede ser considerada como un éxito en la medida que la mayor parte de los objetivos fueron cumplidos.

Durante esta campaña, se visitaron una veintena de fuentes termales, como más o menos previsto, pero sólo se muestrearon quince, según los protocolos clásicos existentes para hacer los análisis químicos e isotópicos de sus aguas. El agua que brotaba en continuo de un pozo de exploración petrolífera del campo de Maleno, en la provincia de Azua, que fue visitado durante nuestra campaña, fue también muestreada para análisis. Además de las fuentes termales ya estudiadas en los trabajos del BRGM de 1980 y de ELECTROCONSULT de 1984, se muestrearon nuevas fuentes como La Surza La Jagua, las Matas de Farfán, Poza de Guanarate, La Ret y Tabacal Banica. Cuatro muestras de gases no condensables asociados a las aguas termales fueron también recolectadas para hacer análisis químicos e isotópicos de estos gases. Para completar estas muestras, cuatro aguas de ríos fueron muestreadas para servir como referencias de las aguas frías superficiales.

A pesar de un número muy reducido de fuentes termales en la superficie (casi inexistentes), las zonas volcánicas de San Juan y de Constanza - Valle Nuevo hicieron el objeto de un reconocimiento geológico más importante.

Además de la colecta de aguas y de gases, catorce muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas procedentes, en su inmensa mayoría, de las áreas de las fuentes termales, pero no únicamente (hay, por ejemplo, una muestra de un testigo de perforación del sondeo GT-1 de gradiente térmico de Junio de 1986 del área de Constanza-Valle Nuevo, que pudo ser localizado durante esta campaña, y otra de un afloramiento, al lado de este sondeo), fueron también tomadas para análisis mineralógicos, químicos y dataciones (según selección).

Las muestras de agua y gases han hecho el objeto de análisis químicos e isotópicos, cuyos resultados están presentados en este informe. Las técnicas analíticas utilizadas por los laboratorios del BRGM son las apropiadas para este tipo de análisis. Relativo a los depósitos de alteración hidrotermal y rocas, catorce caracterizaciones mineralógicas por difracción de los rayos X (DRX) fueron realizadas en los laboratorios del BRGM. Los resultados de los análisis químicos de cuatro depósitos de alteración hidrotermal, que han sido efectuados por ICP, ICP/AES y fluorescencia X, en los laboratorios del BRGM, están también presentados en este informe. Las dos dataciones K-Ar previstas no pudieron ser efectuadas: a) para una de las muestras, que es una lava reciente de una colada traquiandesítica recolectada a 2 km, al sur de la fuente de Guayabal, su nivel de alteración no permitió su datación; b) para la otra, que fue colectada en un aparato traquiandesítico, situado a menos de 4 km de la fuente de Magueyal, la coexistencia de dos magmas sucesivos y de una alteración potásica secundaria impidió su datación.

Las observaciones geológicas e hidro-geoquímicas de campo están presentadas bajo forma de doce fichas sintéticas, que han sido elaboradas para la mayoría de las fuentes termales, que fueron muestreadas durante este estudio, y para la zona sureste de Constanza, considerada como prioritaria por ELECTROCONSULT, en 1984, y donde se efectuó el único sondeo de gradiente térmico.

De manera general, la geología se caracteriza, en la República Dominicana, por formaciones geológicas que son relativamente recientes: los terrenos más antiguos son del Cretáceo Inferior, y constituyen la estructura de las cadenas axiales de la isla. Comprenden formaciones metamórficas, que incluyen peridotitas serpentinizadas, anfibolitas y meta-volcánitas, atravesadas por intrusiones tonalíticas, dioríticas y formaciones volcánicas del Cretáceo Superior. El Cretáceo Superior es calcáreo y podría albergar potenciales reservorios geotérmicos. El Paleoceno es detrítico, mientras que el Eoceno es calcáreo y aflora en el corazón de anticlinales, pudiendo también albergar reservorios geotérmicos potenciales. El Mioceno es principalmente detrítico (flysch, molasas) y se acaba por formaciones de origen continental. El Plioceno es completamente continental y traduce la emersión de la isla. Varios episodios volcánicos aparecen en diferentes puntos de la isla durante el Cuaternario, como en las regiones de Yayas de Viajama, Constanza - Valle Nuevo, y San Juan.

De un punto de vista tectónico, se pueden distinguir dos fases principales de actividad: una fase compresiva en el Oligo-Pioceno, responsable de grandes pliegues meridianos a NO-SE, que caracterizan la isla y provocaron el alzamiento de la región, así como una fase Plio-Cuaternaria de desgarramiento dextro y de extensión, a lo largo del Graben Cul-de-Sac - Enriquillo, y de fracturación transversa.

A partir de los resultados de la campaña de campo realizada en Diciembre de 2016, cinco fuentes termales se destacan de las demás por los valores de temperaturas más altos de sus aguas estimados en profundidad, por valores de P_{CO_2} elevados (hasta 6.5 atm), por una mineralización de estas aguas más elevada y por un quimismo de tipo NaCl marcado. Estas fuentes son las de Guayabal, de Magueyal, de San Simón de Tamayo, de Vuelta Grande y de Canoa.

Las temperaturas estimadas en profundidad, utilizando geotermómetros químicos e isotópicos clásicos y auxiliares, así como trabajos de modelización geoquímica efectuados con el código numérico EQ3/6, son: $90 \pm 20^\circ\text{C}$ para el agua de Guayabal, $80 \pm 20^\circ\text{C}$ para las de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande, y $75 \pm 20^\circ\text{C}$ para la de Canoa. Si suponemos un fraccionamiento isotópico del boro entre agua y minerales como las ilitas, las smectitas o las moscovitas, los valores de $\delta^{11}\text{B}$ de estas aguas están en buen acuerdo con estas estimaciones de temperatura profunda. Estas temperaturas relativamente moderadas (baja entalpía) son las más altas de este estudio de reconocimiento de superficie e invalidan las hipótesis de los estudios anteriores de 1980 y 1984, sugiriendo la posibilidad de temperaturas profundas mucho más altas para las aguas de estas fuentes (hasta 240°C).

En lo que se refiere a las zonas de recarga de estas aguas, los valores isotópicos de δD y de $\delta^{18}\text{O}$ indican la predominancia de agua de origen meteórico, con muchas veces valores isotópicos parecidos a los del agua de los ríos que pasan cerca de estas fuentes (arroyo Guayabal y río Yaqué del Sur, principalmente), lo que sugiere la existencia de una zona de recarga común entre estas fuentes y los ríos vecinos. Las principales zonas de recarga de agua de origen meteórica se sitúan muy probablemente en la Cordillera Central. Para la fuente de Canoa, la Sierra de Martín García podría ser igualmente una zona de recarga en agua. Sin embargo, las relaciones Br/Cl y Na/Cl, similares a las del agua de mar, dejan pensar que existe también una contribución de agua de mar residual en estas aguas termales (hasta 13%), que explicaría sus fuertes valores de concentraciones de Cl, Na y Br, y sus altas mineralizaciones. Para el agua de la fuente de Vuelta Grande, que no respecta las relaciones marinas Br/Cl y Na/Cl, y que indica la salinidad la más elevada (TDS ≈ 13 g/l), existen probablemente procesos de evaporación de agua de mar y/o de disolución de evaporitas. Los caudales de estas fuentes son aproximadamente 10 l/s para Guayabal, 5 l/s para Magueyal, muy bajo para San Simón, 0.45 l/s para Vuelta Grande y 6 l/s para Canoa.

La composición química e isotópica de las aguas en ciertos elementos trazas, y especialmente los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indican que, de estas cinco aguas, la de Guayabal es la única a estar en contacto con rocas volcánicas en el reservorio geotérmico. Todas las demás están en contacto con rocas sedimentarias (carbonatos marinos) de edad Terciaria. Estos resultados están en muy buen acuerdo con las observaciones geológicas efectuadas para cada fuente que, conociendo la estimación de temperatura profunda y el gradiente térmico, permiten más o menos de ver si la profundidad del reservorio corresponde a una realidad geológica. De este modo, el reservorio más superficial parece ser el de Guayabal, cuyo techo podría estar a unos 500 m de profundidad y la base a unos 2 000 m. La formación volcano-clástica Tireo del Cretácico Superior, que constituye este reservorio y cuya permeabilidad matricial es muy baja, puede ser permeable por efecto de la fracturación (permeabilidad de fractura). Para las demás fuentes, los reservorios geotérmicos carbonatados del Terciario, con buena permeabilidad, serían más profundos (a más de 1 500 m de profundidad, por lo menos).

Las emergencias de la mayoría de estas fuentes están asociadas con procesos de cabalgamientos ONO-ESE, que ponen en contacto anormal las formaciones geológicas y permiten la subida del agua termal hacia la superficie. La presencia de grandes pliegues y la existencia de desgarramientos vienen completar el contexto tectónico de estas áreas. La presencia de formaciones poco permeables (flysch, molasas, lutitas, etc.) puede servir de cap-rock del reservorio geotérmico.

Según los cálculos de saturación efectuados con el código numérico EQ3NR, en lo que se refiere a los minerales de tipo carbonato o sulfato, la mayoría de estas aguas termales indican, a su temperatura de emergencia, un estado de saturación con la baritina, y de sub-saturación con los demás sulfatos, con la excepción del agua de Vuelta Grande que esta al equilibrio con el yeso. Muchas de estas aguas presentan también un estado de sub-saturación con carbonatos como la calcita, magnesita y siderita. Para los otros carbonatos como las dolomitas, la estroncianita y la witherita, el estado de equilibrio del agua es más variado, según las composiciones químicas de las aguas termales. Podemos notar que el agua de Vuelta Grande, que se distingue de las otras aguas por su mineralización y su estado de equilibrio con el yeso, está también sobre-saturada con casi todos los carbonatos, aparte la siderita, y con la fluorita.

Las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Canoa están más bien sub-saturadas con la mayoría de los carbonatos. Como la solubilidad de la calcita disminuye con la temperatura, estos resultados están bastante bien en acuerdo con la existencia de valores de temperaturas profundas más elevados, si no ha habido precipitación de este mineral por desgasificación de CO_2 y en consecuencia, aumento del pH en solución, durante la subida del agua termal hacia la superficie.

Excepto la fuente de Guayabal, que no está muy lejos de aparatos volcánicos de edad estimada a 1 Ma, en curso de enfriamiento, y cuyos gases asociados (CO_2 principalmente) sugieren un origen magmático, que podrían causar un ligero aumento del gradiente geotérmico terrestre normal ($\approx 30^\circ\text{C}/\text{km}$) de esta zona, no parece que las otras fuentes puedan beneficiar de una fuente de calor que aumente este gradiente. Si en la zona de Magueyal, existen también aparatos volcánicos cercanos y el CO_2 asociado con la fuente tiene también un origen magmático, la edad de este volcanismo (más de 2 Ma) parece ser demasiado elevada para que pueda haber una modificación importante del gradiente térmico terrestre normal. Para la zona de San Simón, existe todavía CO_2 de origen magmático, pero los aparatos volcánicos ancianos están más lejos. En lo que se refiere a la zona de la fuente de Canoa, no existe actividad volcánica conocida, pero la presencia de CO_2 y H_2S de origen magmático podría ser debido a la existencia de un bolsón de magma relativamente superficial, como fue sugerido en el estudio del BRGM de 1980.

Para cada una de estas fuentes, considerando los datos obtenidos, se han elaborado, al final de este estudio, los modelos conceptuales del funcionamiento de los sistemas geotermiales correspondientes.

Las estimaciones de temperaturas en profundidad para las otras fuentes varían de $65 \pm 20^\circ\text{C}$ (Ranchería Alta, Galindo) a $35 \pm 10^\circ\text{C}$ (Tabacal - Banica, La Ret) y son, pues, menos interesantes para la geotermia, dado que en la mayoría de estas zonas, el gradiente térmico de temperatura debe de ser más o menos normal, lo que presupone profundidades relativamente importantes con temperaturas bastante bajas. Las aguas termales de La Surza La Jagua y de las Matas de Farfán, en la provincia de San Juan, que no habían sido muestreadas en los estudios anteriores, indican valores de estimaciones de temperaturas en profundidad bastante decepcionantes ($40 \pm 15^\circ\text{C}$).

Según los valores isotópicos de δD y $\delta^{18}\text{O}$, estas fuentes están principalmente alimentadas por aguas de origen meteórico. Como para las fuentes de Guayabal, de Magueyal o de San Simón, se puede observar que el agua de la fuente de los Bambuses tiene valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ similares a los del río Grande que pasa muy cerca de esta fuente, lo que sugiere que estas dos aguas comparten, parcialmente, un zona de recarga en común. Para las fuentes de Los Bambuses y de Pedro Santana (muestreada en 1980), las concentraciones relativamente elevadas de Na, Cl y Br (no medida para el agua de Pedro Santana, en 1980) parecen también tener un origen marino, ya que los valores de las relaciones Na/Cl y Br/Cl (únicamente para Los Bambuses) son similares a los del agua de mar. La contribución de agua de mar residual sería del orden de 5% para el agua de Los Bambuses y de 10% para la de Pedro Santana (muestreada en 1980). Los caudales de estas fuentes son relativamente bajos (≤ 2 l/s).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran que la mayoría de estas aguas están en contacto con reservorios geotérmicos carbonatados marinos, de edad Terciaria, con las excepciones de las aguas termales de Los Bambuses y de San José de las Matas, que indican interacciones con rocas volcánicas. Estos resultados siguen estando en acuerdo con las observaciones geológicas, sabiendo que la mayoría de las fuentes termales están en contexto sedimentario y que únicamente la fuente de Los Bambuses está en contexto volcánico y la fuente de San José de las Matas en contacto con tonalitas.

En la región del sureste de Constanza, considerada como prioritaria para la geotermia de alta temperatura en el estudio de ELECTROCONSULT de 1984, y donde se perforó el único sondeo de gradiente térmico, cuyo resultado fue bastante decepcionante, no se desprenden suficientes indicios como para afirmar que existe la presencia actual de un tal yacimiento geotérmico. Incluso podría tratarse de un yacimiento geotérmico de alta temperatura, pero fósil, como lo sugieren ciertos indicios...

En las zonas de cuencas sedimentarias como las de Enriquillo, Azua y San Juan, donde existen pozos de exploración de hidrocarburos (Sanjuan *et al.*, 2017), estamos en un contexto de geotermia de baja entalpía, dada la profundidad que se necesita para tener temperaturas aceptables ($\approx 30^\circ\text{C}/\text{km}$). Así, en el pozo Maleno DT-1 de la cuenca de Azua se encontraron varias llegadas de aguas entre 1 200 y 2 500 m, con valores de salinidad, entre 10 y 33 g/l, y de temperatura, entre 60 y 90°C. En el pozo Candelón 1 de la cuenca de San Juan, se midió una temperatura cerca de 103°C a una profundidad de 3 947 m y en el pozo de Charco Largo 1 de la cuenca de Enriquillo, una temperatura cerca de 110°C a 4 827 m de profundidad (Sanjuan *et al.*, 2017).

Sinopsis

1. Introducción.....	13
1.1 CONTEXTO GENERAL	13
1.2 MARCO DEL ESTUDIO	14
1.3 PRINCIPALES OBJETIVOS DEL ESTUDIO.....	14
2. Estudio de reconocimiento geológico e hidro-geoquímico de campo.....	17
2.1 CAMPAÑA DE CAMPO	17
2.2 ANALISIS DE LAS MUESTRAS	25
2.2.1 Muestras de aguas termales.....	25
2.2.2 Muestras de gases no condensables asociados con las aguas termales.....	27
2.2.3 Muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas.....	30
2.3 INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS	33
2.3.1 Geoquímica de los fluidos.....	33
2.3.2 Fichas geológicas sintéticas	57
3. Modelos conceptuales	103
3.1 SISTEMA GEOTÉRMICO DE GUAYABAL.....	104
3.1.1 Contexto geológico	104
3.1.2 Modelo conceptual.....	106
3.2 SISTEMA GEOTÉRMICO DE MAGUEYAL, SAN SIMÓN Y VUELTA GRANDE	110
3.2.1 Contexto geológico	110
3.2.2 Modelo conceptual.....	110
3.3 SISTEMA GEOTÉRMICO DE CANOA	114
3.3.1 Contexto geológico	114
3.3.2 Modelo conceptual.....	115
4. Conclusión.....	117
5. Bibliografía	123

Lista de las tablas

Tabla 1 - Las etapas clásicas de un proyecto de desarrollo de un recurso geotérmico de alta energía para la producción de electricidad (duraciones y costos estimativos).....	15
Tabla 2 - Lista de los puntos de agua visitados y muestreados durante este estudio, así como los resultados de las medidas hechas en el campo de los parámetros no conservativos y de los gases libres no condensables de dos fuentes.	19
Tabla 3 - Lista de las muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas.	25
Tabla 4 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo (especies mayores).	26
Tabla 5 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo (especies trazas).	26
Tabla 6 - Resultados de los análisis isotópicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo.....	27
Tabla 7 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de gases recolectadas durante la campaña de campo. Las líneas en gris indican los resultados de un análisis en doble. Todos estos datos son resultados brutos, sin ningún tipo de corrección.	28
Tabla 8 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de gases recolectadas durante la campaña de campo, teniendo en cuenta las correcciones relativas a las contaminaciones atmosféricas. Resultados obtenidos en 1979 (Sanjuan <i>et al.</i> , 2017) fueron también integrados en esta tabla.	28
Tabla 9 - Resultados de los análisis isotópicos de las muestras de gases libres no condensables de 4 fuentes termales recolectadas durante la campaña de campo. Los resultados obtenidos por lundt (1980) fueron también integrados en esta tabla.	30
Tabla 10 - Resultados de los análisis por difracción de rayos X (DRX) de las muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas recolectadas durante la campaña de campo.....	31
Tabla 11 - Resultados de los análisis químicos de las 4 muestras de depósitos de alteración hidrotermal asociadas a las fuentes de Magueyal y de Canoa.....	32
Tabla 12 - Resultados de los cálculos de presión parcial de CO ₂ (P _{CO2}) y de los Índices de Saturación (IS) de algunas de las aguas termales estudiadas en este estudio relativos a los principales minerales que pueden estar en contacto con estas últimas. Los valores negativos de IS indican sub-saturación, los valores positivos sobre-saturación y los valores que están comprendidos entre -0.3 y 0.3, saturación (equilibrio químico) del agua con los minerales.	49
Tabla 13 - Valores de temperatura estimados a partir de los geotermómetros químicos e isotópicos aplicados a las aguas termales de este estudio.	55

Lista de las figuras

Figura 1 - Riesgos asociados a las diferentes etapas de un proyecto clásico de geotermia de alta energía (fuente: Sinclair, Knight & Merz).....	14
Figura 2 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de la República Dominicana.....	18
Figura 3 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de las provincias de Elías Piña y San Juan.	20
Figura 4 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de las provincias de Azua y Barahona.....	21
Figura 5 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de la provincia de Santiago.	22
Figura 6 - Tipología del muestreo de gases.....	24
Figura 7 - a) Diagrama triangular de Giggenbach (1988) realizado para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016. b) Diagrama ternario de Giggenbach (1988) realizado para las aguas termales estudiadas por el BRGM (Iundt, 1980) y por ELECTROCONSULT (ELC, 1984).	34
Figura 8 - Diagrama δD - $\delta^{18}O$ realizado para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.	35
Figura 9 - a) Diagrama δD -Cl y b) Diagrama $\delta^{18}O$ -Cl realizados para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.	36
Figura 10 - a) Diagrama Br-Cl y b) Diagrama Na-Cl realizados para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.	36
Figura 11 - Diagrama de los valores de $\delta^{18}O$ en función de las alturas a las cuales fueron recolectadas las muestras de las aguas termales durante la campaña de 2016.	37
Figura 12 - Diagrama triangular CO_2 -Ar- N_2 utilizado por Marty et al. (1991), aplicado a los gases analizados en este estudio.....	39
Figura 13 - Diagramas triangulares He-Ar- N_2 utilizados por Giggenbach et al. (1991) y por Zhang et al. (2016), aplicados a los gases analizados en este estudio.	39
Figura 14 - Diagramas K-Cl, SiO_2 -Cl, Ca-Cl y HCO_3 -Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	40
Figura 15 - Diagramas Sr-Cl, B-Cl, Li-Cl, Rb/Cl, Cs/Cl y Ge-Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	41
Figura 16 - Diagramas Mg-Cl, SO_4 -Cl, SO_4 - HCO_3 , SO_4 /Ca, HCO_3 /Ca, HCO_3 /Mg aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	42
Figura 17 - Diagramas Sr- HCO_3 y Sr/ SO_4 aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	43
Figura 18 - Diagramas Ba-Cl, Ba- HCO_3 y Ba/ SO_4 aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	44
Figura 19 - Diagramas F-Cl y Mn-Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.	44
Figura 20 - Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr - 1/Sr$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.	45
Figura 21 - Diagrama que representa la evolución de la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ del agua de mar y de los sedimentos marinos a través del tiempo Fanerozoico (Burke et al., 1982).	46

Figura 22 - Diagrama $\delta^{11}\text{B} - 1/\text{B}$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.	47
Figura 23 - Diagrama $\delta^7\text{Li} - 1/\text{Li}$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.	48
Figura 24 - Diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1988) aplicado a las aguas termales analizadas en los estudios del BRGM (Iundt, 1980) y de ELECTROCONSULT (ELC, 1984).	53
Figura 25 - Diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1988) aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.	53
Figura 26 - Diagrama Na-K aplicado a las aguas termales de este estudio.	54
Figura 27 - Diagramas presentando los cálculos de IS en función de la temperatura, efectuados con EQ3/6, a partir de las composiciones químicas (tabl. 4 y 5) de las aguas termales de: a) Guayabal, b) Magueyal, c) San Simón, y d) Canoa.	56
Figura 28 - Localización de las emergencias de la fuente de Guayabal en el mapa geológico de Padre de las Casas al 1:50 000 y su pila litológica. Trazado del cabalgamiento NO-SE con buzamiento NE (con movimiento con vergencia opuesta hacia el SO), que pone en contacto anormal las rocas de arcillas (lutitas) de la formación Ventura, de edad Eoceno Inferior a Medio (al norte, en marrón), sobre las calizas de la formación Jura, de edad Eoceno Medio (al sur, en naranja). Este accidente NO-SE controla el sistema geotérmico de Guayabal.	105
Figura 29 - Corte A-A' en el mapa geológico de la figura 28 pasando por las emergencias de la fuente de Guayabal.	105
Figura 30 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Guayabal.	109
Figura 31 - Mapa geológico extraído de las hojas al 1:50 000 de Villarpando y de Yayas de Viajama, con un corte SO-NE que pasa por las fuentes de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande y la pila litológica correspondiente.	111
Figura 32 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande.	113
Figura 33 - Corte regional SSO-NNE pasando por las 4 fuentes termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Vuelta Grande.	113
Figura 34 - Mapa geológico extraído de la hoja de Vicente Noble al 1:50 000 y la pila litológica correspondiente. Los trazados morados interpretativos corresponden a los cabalgamientos opuestos, en parte mascados por los depósitos Cuaternarios, que afectan al anticlinal.	114
Figura 35 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Canoa, a partir de un corte esquemático N-S indicando la geometría en pop up del anticlinal de Canoa.	116

Lista de los anexos

Anexo 1 - Programa técnico de la campaña de reconocimiento de campo del 4 al 16 de Diciembre de 2016, realizado por el equipo mixto BRGM-SGN	129
Anexo 2 - Resultados de los análisis químicos e isotópicos relativos a las aguas termales y los gases libres asociados de la Republica Dominicana estudiados por el BRGM en 1980 (IUNDT, 1980) y ELECTROCONSULT en 1984 (ELC, 1984) ...	133

1. Introducción

1.1 CONTEXTO GENERAL

Como muchos países del Caribe, la República Dominicana muestra una fuerte dependencia al petróleo para la producción de su electricidad. Con el fin de aumentar su producción e independencia energética, diversificar sus recursos y abastecer su consumo creciente de energía, el Ministerio de Energía y Minas (MEM) de la República Dominicana deseó volver a lanzar el estudio del potencial geotérmico del país, que había empezado en los años 1980.

El primer estudio importante de reconocimiento geotérmico de superficie fue el que la Organización Latino-Americana de Energía (OLADE) confió a la Oficina de Investigación Geológica y Minera francesa (BRGM por sus siglas en francés), en 1980, para identificar zonas de interés geotérmico en la isla de La Española (Hispaniola), constituida por la República Dominicana y la de Haití (Varet, 1980). Al final de este estudio, en República Dominicana, se identificaron cuatro zonas con diferente orden de prioridad de interés geotérmico. El eje volcánico Yayas de Viajama - Constanza fue considerado como uno de los únicos donde se podría desarrollar la geotermia de alta temperatura para producir electricidad.

Otro trabajo importante fue el estudio de pre-factibilidad relativo a este eje volcánico, realizado en 1983, dentro del marco de un programa de cooperación técnica entre los gobiernos de la República Dominicana y de Italia. Este estudio fue ejecutado en estrecha colaboración entre la Dirección General de Minería (DGM) de la República Dominicana y la firma consultora ELC-ELECTROCONSULT S.P.A. de Milán, Italia (ELC, 1984). Tenía como objetivo principal aclarar el arreglo geológico del área, verificar la existencia de las condiciones básicas necesarias para la formación de sistemas geotérmicos, seleccionar zonas de interés prioritario y proponer, en caso de resultados alentadores, un programa de actividades adicionales, el cual incluía la ubicación de pozos exploratorios profundos. Las investigaciones geo-científicas realizadas durante este estudio confirmaron el interés geotérmico del área Yayas de Viajama - Constanza. Toda la faja que se extiende entre el pueblo de Yayas al SO y el pueblo de Constanza al NE está caracterizada por una ancha anomalía térmica, reflejada en superficie por difundidas manifestaciones volcánicas de edad Plio-Cuaternaria y por manantiales termales. La fase de exploración regional, llevada a cabo sobre una superficie de 3 500 km², ha revelado una clara migración del volcanismo en sentido NE, donde productos lávicos han sido fechados a 0,3 Ma. En esta misma dirección, se han observado las máximas concentraciones en el suelo de mercurio y radón, elementos de fuga indicadores de permeabilidad vertical y actividad geotérmica en el subsuelo. En base a estas consideraciones, la zona de Constanza - Valle Nuevo, que cubre la extremidad NE del eje neo-volcánico con una superficie de 140 km², fue seleccionada como zona prioritaria y fue objeto de exploración detallada así como de un modelo geotérmico preliminar. La falta de pronunciadas anomalías geo-eléctricas y la escasez de emergencias y evidencias termales en superficie sugirieron que el sistema geotérmico principal se encontraba a una profundidad elevada, probablemente superior a los 1 500 m.

Uno de los dos sondeos de gradiente térmico recomendados por este estudio, en aquella área, fue sufragado en 1984 por la DGM, y acabado en Junio de 1986. Se había planeado una profundidad de alrededor de 400 m, pero sólo unos 200 m pudieron ser perforados. Las investigaciones se abandonaron ya que en ese sondeo sólo se alcanzaron temperaturas del agua de 34°C, estimándose que la temperatura del reservorio profundo no superaría los 70-80°C, lo cual se consideró insuficiente para continuar las investigaciones (SGN, 2000).

1.2 MARCO DEL ESTUDIO

Después de varios intercambios entre el MEM, el Servicio Geológico Nacional (SGN) de la República Dominicana y el BRGM, se le pidió a este último que preparara una propuesta acerca de cuáles deberían ser los primeros pasos a dar (y el costo correspondiente) para volver a iniciar el desarrollo de la geotermia en la República Dominicana.

Esta propuesta que fue aceptada constituye el estudio presente de “Evaluación del potencial geotérmico de Republica Dominicana”, financiado por el Banco Inter-Americano de Desarrollo (BID), bajo el contrato # CID-0001.16-00-C. Este estudio cuya duración ha pasado de 12 a 15 meses (Junio 2016 - Agosto 2017) se efectuó con la estrecha colaboración del MEM y del SGN de la República Dominicana.

1.3 PRINCIPALES OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos hasta ahora y las recomendaciones dadas en los informes de 1980 (Varet, 1980) y en 1984 (ELC, 1984), el BRGM propuso llevar a cabo un proyecto con diferentes etapas, como se suele hacer clásicamente en geotermia (fig. 1 y tabl. 1). Al final de cada etapa, se decide que continuación se le da al proyecto (GO/NO GO).

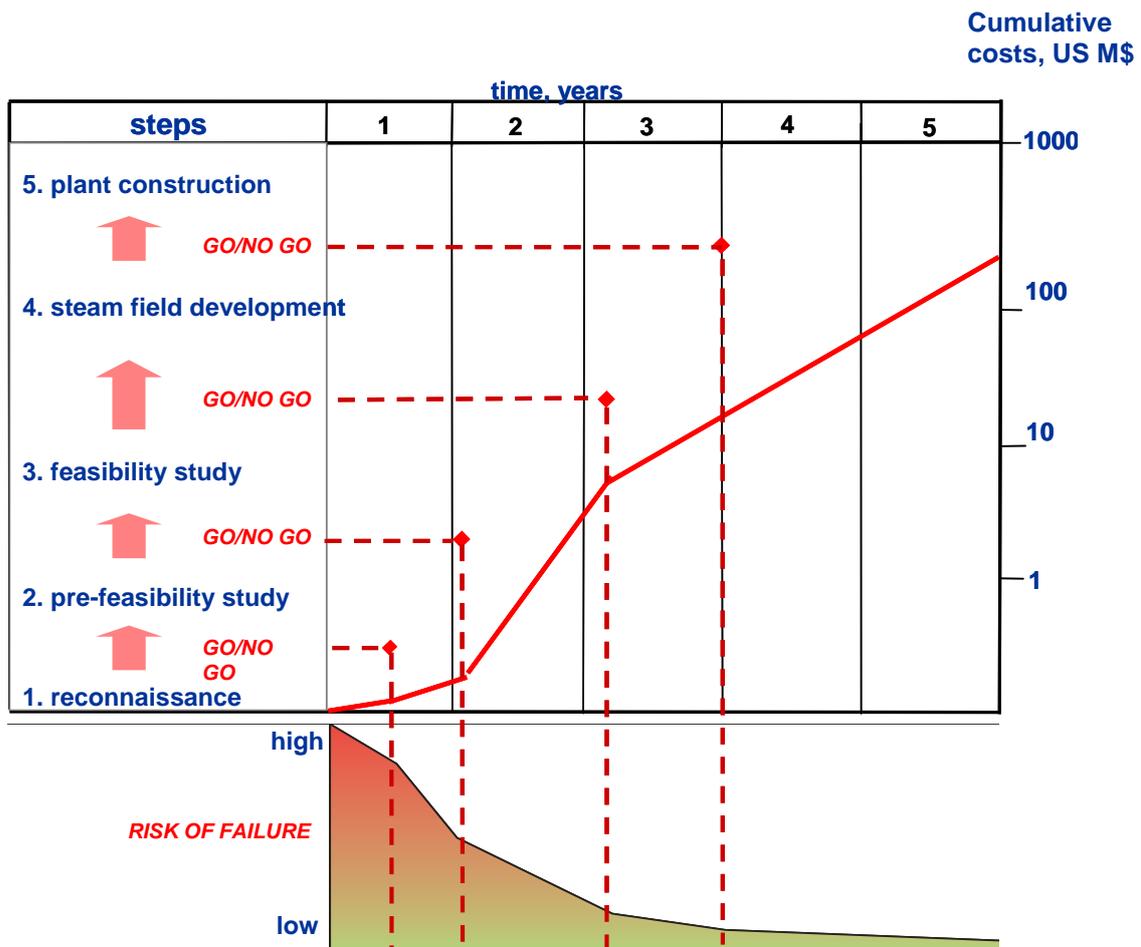


Figura 1 - Riesgos asociados a las diferentes etapas de un proyecto clásico de geotermia de alta energía (fuente: Sinclair, Knight & Merz).

Fase	Objetivos	Trabajos	Duración	Costo aproximativo (referencias mundiales)
1 - Reconocimiento preliminar	Identificar y seleccionar zonas favorables	Estudios de superficie (geología, geoquímica de los fluidos)	unos meses	de 100 a 300 k€
2 - Estudio de pre-factibilidad	Confirmar la existencia o no de un yacimiento geotérmico de alta energía y elaborar un modelo preliminar de campo Evaluar la pre-factibilidad técnico-económica de un proyecto de desarrollo	Estudios de superficie (geología, geoquímica de los fluidos, geofísica) Orientación técnico-económica preliminar	1 año	de 400 k€ a 1 M€
3 - Estudio de factibilidad	Evaluar la calidad del recurso y la capacidad del reservorio Confirmar la factibilidad técnico-económica de un proyecto de desarrollo	3-4 pozos de gradiente térmico 3-4 pozos de exploración profundos (1000 m) incluyendo una fase preliminar de ingeniería Evaluación técnico-económica	1 a 2 años	0.5 a 0.8 M€ (pozos de gradiente térmico) 7 a 10 M€ (pozos de exploración)
4 - Ingeniería del proyecto de desarrollo	Concebir y cifrar el costo de la puesta en explotación del recurso geotérmico Concebir y cifrar el costo de la construcción de la central Elaborar el Plan financiero del proyecto	Ingeniería especializada en el sub-suelo Ingeniería especializada en centrales e ingeniería financiera	1 a 2 años	10-20% del costo del proyecto
5 - Desarrollo del campo	Foración de los pozos de producción y de reinyección, ensayos de producción (por ejemplo, 6-8 pozos de producción-reinyección para una capacidad de producción de 20 MWe)		1 a 2 años	(~ 25 M€)
6 - Construcción de la central	Construcción de la central y del sistema de transporte de los fluidos		2 años	1.5 a 2.5 k€/kW instalado
7 - Explotación				

Tabla 1 - Las etapas clásicas de un proyecto de desarrollo de un recurso geotérmico de alta energía para la producción de electricidad (duraciones y costos estimativos).

Uno de los objetivos principales de esta primera etapa es de saber con más certeza si existe una posibilidad en la República Dominicana de hacer geotermia de alta energía para producir electricidad en las zonas definidas como prioritarias en 1980 y en 1984. Otro objetivo es el de mejor definir las zonas potencialmente favorables a la geotermia de baja y mediana energía.

Según los resultados obtenidos y un primer estudio técnico-económico que pasará en revista las necesidades de energía de la República Dominicana y las principales repuestas que podría aportar el desarrollo de la geotermia al ser conocidos los resultados, se discutirá con el MEM y el SGN de la República Dominicana que continuación se quiere dar a la primera etapa de este estudio y si se desea seguir, se definirá entonces las próximas etapas del estudio.

La primera etapa incluye:

- un estudio bibliográfico de los trabajos existentes;
- un estudio de reconocimiento geotérmico de campo con trabajos en geología y en geoquímica;
- un estudio de pre-factibilidad técnico económico;
- un documento final de síntesis para discutir con el MEM y dar recomendaciones para la continuación del estudio.

Después de haber realizado el informe relativo al estudio bibliográfico (Sanjuan *et al.*, 2017), este informe final presenta los resultados obtenidos durante la campaña de reconocimiento geotérmico de campo en geología y en geoquímica, así como la interpretación de estos datos y de los que fueron adquiridos durante los trabajos anteriores. Modelos conceptuales del funcionamiento de los sistemas geotérmicos más significativos fueron elaborados al final de este estudio.

2. Estudio de reconocimiento geológico e hidrogeoquímico de campo

A partir del estudio bibliográfico y de un reexamen de campo de la geología y de la hidrogeología, así como de la realización de análisis químicos e isotópicos de nuevas muestras de aguas termales, gases asociados, rocas y depósitos de alteración hidrotermal, estos trabajos de campo tienen como principal objetivo de indicar, con más certeza, si existe una posibilidad en la República Dominicana de hacer geotermia de alta energía para producir electricidad en la zona Yayas de Viajama - Constanza, definida como prioritaria en los estudios de 1980 y en 1984. Otro objetivo, sobre la base también de estos trabajos, es de mejor definir las zonas potencialmente favorables a la geotermia de baja y mediana energía.

Para cumplir con estos objetivos, una de las claves es la posibilidad de estimar la temperatura de las aguas profundas (parámetro esencial), con más fiabilidad y certeza para saber si puede existir un reservorio geotérmico de alta temperatura, ya que en los estudios precedentes quedaba mucha incertidumbre sobre las temperaturas de los reservorios geotérmicos posibles en las zonas prioritarias de las fuentes de Magueyal y de Guayabal (temperaturas profundas dadas por los geotermómetros químicos clásicos que iban de 80 a 160 y mismo 240°C para la fuente de Guayabal). Por eso, el uso de nuevos geotermómetros químicos auxiliares como las relaciones termométricas Na-Rb, Na-Cs, K-Sr, K-Mn, Mg-Li..., así como el del geotermómetro isotópico $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4}$, que no había sido utilizado en los estudios anteriores, y nuevas reflexiones de orden geoquímico, deberían permitir de disminuir estas enormes diferencias y dar estimaciones de temperatura profunda de esos reservorios mucho más precisas y fiables.

El uso de los isótopos del estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), del boro ($\delta^{11}\text{B}$) y del litio ($\delta^7\text{Li}$) en las aguas termales, que tampoco fueron utilizados en los estudios anteriores, debería dar informaciones interesantes sobre el tipo de rocas con las que esas aguas interactúan y que constituyen el reservorio geotérmico. La relación Br/Cl, que puede aportar informaciones interesantes sobre el origen de las aguas termales, será utilizada por la primera vez en este estudio.

Estos datos con los del reconocimiento geológico e hidrogeológico de campo deberían permitir de mejor caracterizar los sistemas geotérmicos y su funcionamiento, durante este estudio. Sin embargo, en caso de que temperaturas interesantes sean identificadas, otros parámetros primordiales que se deben de determinar para explotar un reservorio geotérmico son su profundidad, su permeabilidad y su capacidad de recarga, de los cuales sólo algunos indicios podrán ser dados durante este estudio. Para tener más informaciones sobre la profundidad del reservorio, se necesitara hacer trabajos complementarios de reconocimiento como el uso de métodos geofísicos en magneto-telúrica, gravimetría y magnetismo. Para bien conocer su permeabilidad y su capacidad de recarga, la realización de pruebas de inyección y de producción sobre un pozo de exploración será necesaria.

2.1 CAMPAÑA DE CAMPO

Por razones administrativas y de aduana, esta campaña de campo que estaba prevista a mediados de Octubre de 2016, tuvo que ser desplazada a Diciembre de 2016. Fue realizada entre el 5 y el 16 de Diciembre de 2016 por un equipo mixto del BRGM de Francia y del SGN de la República Dominicana (anexo 1).

El programa de esta campaña que fue ligeramente cambiado en relación con el programa inicial figura en el anexo 1. Aunque algunos manantiales fueron difíciles de muestrear (especialmente la fuente de Guayabal por causa de lluvias que cayeron y dejaron el camino de regreso impracticable para los vehículos, u otras fuentes difíciles de acceso), la campaña de campo fue un éxito, gracias al apoyo del equipo técnico del SGN que preparó la logística y una serie de documentos muy útiles para esta campaña (hojas topográficas, mapas geológicos con las fuentes termales indicadas, etc.), y gracias al apoyo también, en la mayoría de los casos, de guías locales que nos condujeron rápidamente, sin perder mucho tiempo, a las fuentes que teníamos que muestrear.

Durante esta campaña preparada a partir de los datos del estudio bibliográfico, además del reconocimiento geológico e hidrogeológico, se visitaron unas 20 fuentes termales, como más o menos previsto, pero sólo se muestrearon 15 para hacer análisis químicos e isotópicos de sus aguas (fig. 2; tabl. 2). El agua que brotaba en continuo de un pozo de exploración petrolífera del campo de Maleno, en la provincia de Azua, que fue visitado durante nuestra campaña, fue también muestreada para análisis (fig. 2; tabl. 2). Además de las fuentes termales ya estudiadas en los trabajos del BRGM de 1980 y de ELECTROCONSULT de 1984 (anexo 2), se muestrearon nuevas fuentes como La Surza La Jagua, las Matas de Farfán, Poza de Guanarate, La Ret y Tabacal Banica.

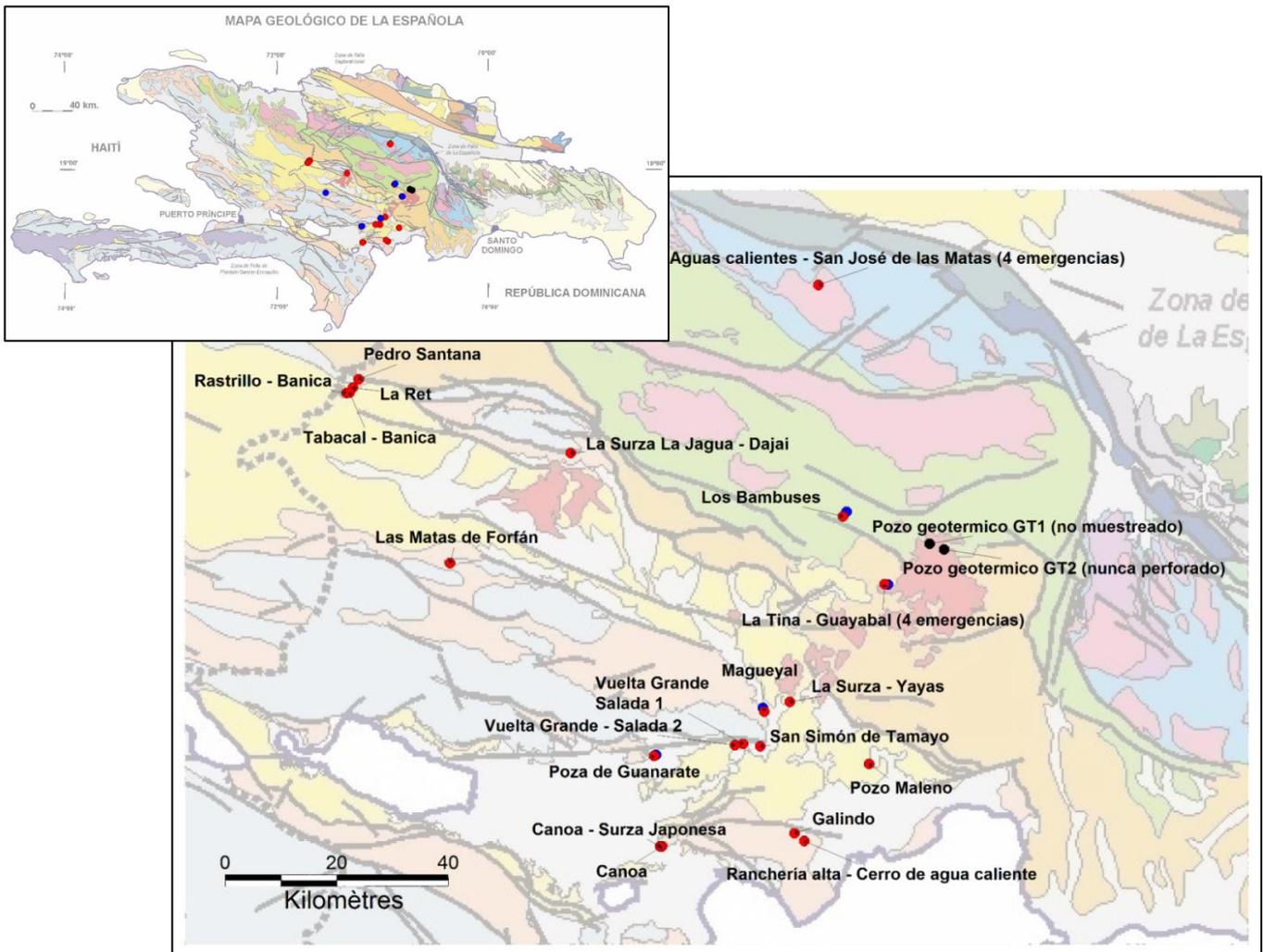


Figura 2 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de la República Dominicana.

Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - II. Estudio de campo e interpretación de los datos

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	Coord. Utm X (SGN)	Coord. Utm Y (SGN)	Altura (SGN) m	Coord. longitud oeste WGS84 (BRGM)	Coord. latitud norte WGS84 (BRGM)	Altura (BRGM) m	Caudal l/s
La Tina - Guayabal (4 emergencias)	Y16 - 58	06/12/2016	311598	2077097	1016	-70.7875271	18.77712624	1021	10
La Surza - Yayas	Y3	07/12/2016	294229	2056903	257	-70.95061211	18.59268783	272	
Magueyal	Y1 - 57	07/12/2016	289616	2055302	222	-70.99360455	18.57800378	222	5
San Simón de Tamayo	Y5	08/12/2016	288753	2049336	183	-71.00112305	18.52394935	188	
Vuelta Grande - Salada 1	64 ?	08/12/2016	288240	1991328	170	-71.03027780	18.52750000	170	
Vuelta Grande - Salada 2		08/12/2016	284232	2049561	153	-71.04398238	18.52560293	153	
La Surza La Jagua - Dajai		09/02/2016	255740	2100323	628	-71.31994307	18.98089333	676	
Las Matas de Farfán		10/12/2016	233806	2081638	666	-71.52564889	18.80946932	666	
Pedro Santana	66 ?	10/12/2016	218049	2113587	343	-71.68006768	19.09507438	380	
La Ret		10/12/2016	217076	2112192	287	-71.68873139	19.08322027	316	
Rastrillo - Banica		10/12/2016	215985	2111257	275	-71.69885203	19.07446680	264	
Tabacal - Banica		10/12/2016	216377	2111297	280	-71.69521110	19.07486175	266	
Canoa	56	11/12/2016	270860	2032223	33	-71.16863689	18.36767723	25	
Canoa - Surza Japonesa		11/12/2016	270548	2032280	39	-71.17151449	18.36811904	39	
Poza de Guanarate		11/12/2016	270101	2048066	202	-71.17758466	18.51061257	210	
Ranchería Alta - Cerro de agua caliente	60	12/12/2016	296369	2032854	361	-70.92731846	18.37594204	375	
Galindo	59	12/12/2016	294649	2034228	294	-70.94380555	18.38811100	294	
Pozo Maleno		12/12/2016	308243	2046064	197	-70.81623436	18.49627038	197	
Los Bambuses	C12 ?	13/12/2016	304233	2088843	788	-70.85844194	18.88243840	788	
Aguas calientes - San José de las Matas (varias emergencias cerca del río Bao)	54	15/12/2016	300469	2128830	575	-70.89828297	19.24303500	611	0,2
			300438	2128732	576	-70.89808230	19.24290734	586	-
			300492	2128790	563	-70.89874967	19.24242924	583	-
			300505	2128952	573	-70.89795129	19.24433269	573	-
Arroyo Guayabal		06/12/2016	312101	2077005	1016	-70.78266670	18.77619440	1016	
Río Yaque del Sur		07/12/2016	289396	2055908	222	-70.99575000	18.58345830	222	
Río Macasía		10/12/2016	233788	2081619	575	-71.52581586	18.80929187	575	
Arroyo Guanarate		11/12/2016	270101	2048066	202	-71.17758466	18.51061257	202	
Río Grande		13/12/2016	304889	2089598	650	-70.85230555	18.88277780	650	
Pozo geotérmico GT-1 SE-Constanza	GT-1	14/12/2016	319683	2083939	1715	-70.71138999	18.83950931	1715	
Pozo GT-2 nunca perforado	GT-2	14/12/2016	322199	2082956	2050	-70.68743284	18.83084251	2050	

Nombre del punto de agua	T °C	Conductividad µS/cm	pH	Eh _{med.} mV	Eh _{corr.} mV	O ₂ dis. %	O ₂ dis. mg/l	Alcalinidad (mg/l HCO ₃)	H ₂ S (Ac. Cd)	Comentarios
La Tina - Guayabal (4 emergencias)	35.7	9800	6.17	35	234	3.1		1383		Al lado del arroyo Guayabal con depósitos de óxi-hidróxidos de hierro de color ocre y calcita. 2 muestras de gases.
La Surza - Yayas	26.2	3940	6.87							Caudal casi nulo. Depósitos de óxi-hidróxidos de hierro de color ocre. Ningún muestreo de agua para análisis.
Magueyal	39.2	9410	5.27	-320.8	-125		0.39	1268	Si	Fuente sulfurosa al otro lado del río Yaque del Sur con depósitos hidrotermales.
San Simón de Tamayo	44.9	7590	6.64	-313	-121	23.0	1.46	426		Al otro lado del río Yaque del Sur. Guía Garisbaldi Reyes.
Vuelta Grande - Salada 1	25.2	20200	7.70	126	332	98.6	7.94	639		Varias llegadas de agua mineralizada en todo lo largo de la loma.
Vuelta Grande - Salada 2	24.7	11200				97.0				Ningún muestreo de agua para análisis.
La Surza La Jagua - Dajai	28.5	1075	6.78	-280	-76	2.6	0.19	300	Si	Agua sulfurosa con depósitos filamentosos y blancos (medidas de gases en el campo y muestreo).
Las Matas de Farfán	26.1	485	7.26	-122.2	84	33.9	2.62	241		Lomas de la Mesa y de la Surza (en frente del manantial).
Pedro Santana	26.1	843	6.78	105	311	18.1	1.42	330		
La Ret	25.3	724	7.02	93	299	29.1	2.32	380		Muestras de aguas solamente para análisis químicos.
Rastrillo - Banica	25.0	747	7.17	250	456	17.0	1.38			Ningún muestreo de agua para análisis.
Tabacal - Banica	26.8	1455	7.17	48	253	31.5	2.47	684		
Canoa	41.5	6750	5.45	-340	-145	1.3	0.10	586	Si	Fuente sulfurosa con depósitos hidrotermales. No se detectaron gases en el campo (CO ₂ , CH ₄ , H ₂ , H ₂ S...).
Canoa - Surza Japonesa	38.0	6320	5.99	-335	-138	0.5	0.03			Ningún muestreo de agua para análisis.
Poza de Guanarate	27.1	1420	6.80	95	300	2.8	1.79	501		
Ranchería Alta - Cerro de agua caliente	43.6	1512	6.88	-291	-98	0.1	0.01	363	Si	Agua ligeramente sulfurosa (medidas de gases y 2 muestras de gases).
Galindo	34.8	1307	6.94	120	319	21.1	1.44	395		
Pozo Maleno	28.8	2880	6.06	62	266	42.6	3.25	461		Agua que brota de un pozo con petróleo.
Los Bambuses	26.5	3590	7.31	250	455	77.6	5.69	168		
Aguas calientes - San José de las Matas	37.0	875	8.55	40	238	2.1	0.13	28,1		Emergencia utilizada por las termas.
(varias emergencias cerca del río Bao)	39,1	845	8,67	-150	46	4,4	0,29	-		Caudal mucho mas bajo.
	34,8	901	8,91	-33	166	17,7	1,16	-		2 muestras de gases en esta emergencia.
	21,4	920	6,80	25	234	76,0	6,30	-		Depósitos de óxi-hidróxidos de hierro.
Arroyo Guayabal	19.1	298	8.38	97	308	105	8.69	156		
Río Yaque del Sur	26.8	487	8.29	87	292		8.06	203		
Río Macasía	21.2	404	7.81	186	395	95		221		
Arroyo Guanarate	27.4	1447	7.19	70	275	82				Ningún muestreo de agua.
Río Grande	26.1	307	8.56	130	336	109	7.78	135		
Pozo geotérmico GT-1 SE-Constanza										Localización del sondeo de gradiente térmico perforado.
Pozo GT-2 nunca perforado										Localización aproximada del sondeo no perforado.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	Caudal l/min.	CO ₂ %	CH ₄ %	O ₂ %	H ₂ ppm	H ₂ S ppm
La Tina - Guayabal	Y16 - 58	06/12/2016	≈ 2	100		1.7	200-300	
La Surza La Jagua - Dajai		09/12/2016		0	0	20	1300	23.6

Tabla 2 - Lista de los puntos de agua visitados y muestreados durante este estudio, así como los resultados de las medidas hechas en el campo de los parámetros no conservativos y de los gases libres no condensables de dos fuentes.

Para todas estas fuentes, se han preparado doce fichas sintéticas que serán presentadas más adelante (sección 3.3.2a), y en las cuales se indica el contexto geográfico, la descripción de las fuentes y figuran los principales datos geológicos relevados durante la campaña de campo. Mapas geológicos más detallados con la localización de las fuentes termales y del pozo, elaborados por el SGN, están presentados en las figuras 3, 4 y 5.

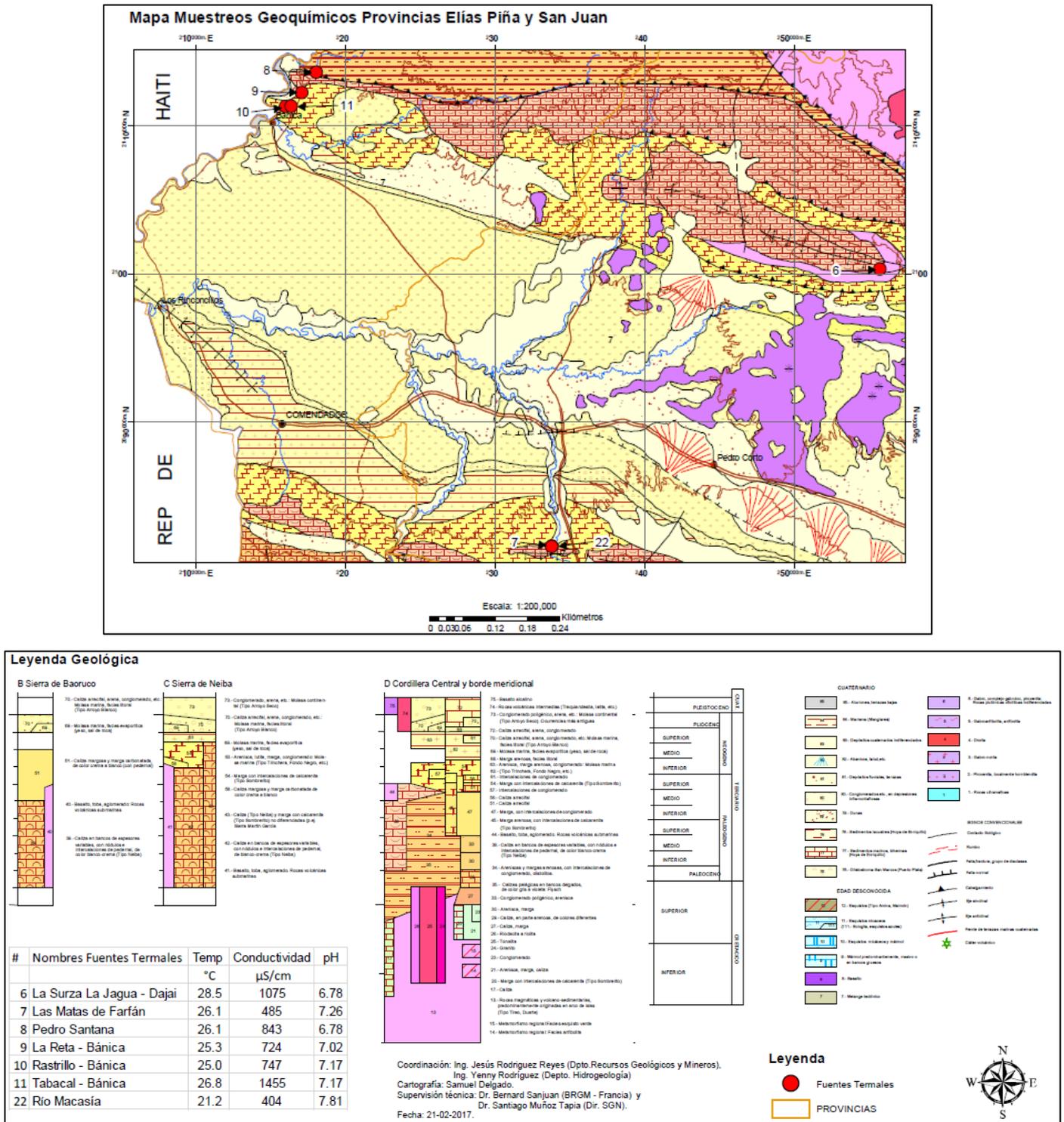


Figura 3 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de las provincias de Elías Piña y San Juan.

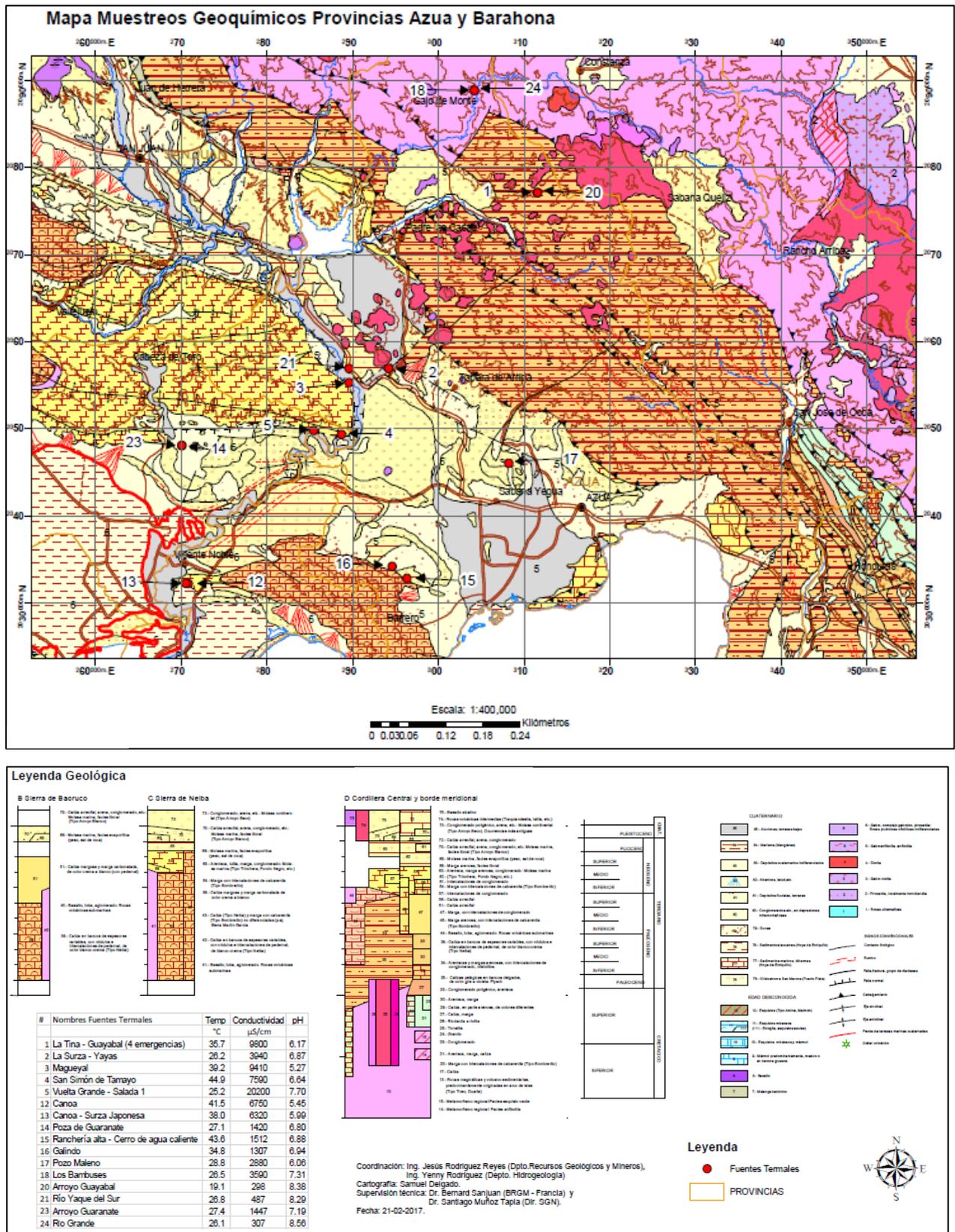


Figura 4 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de las provincias de Azua y Barahona.

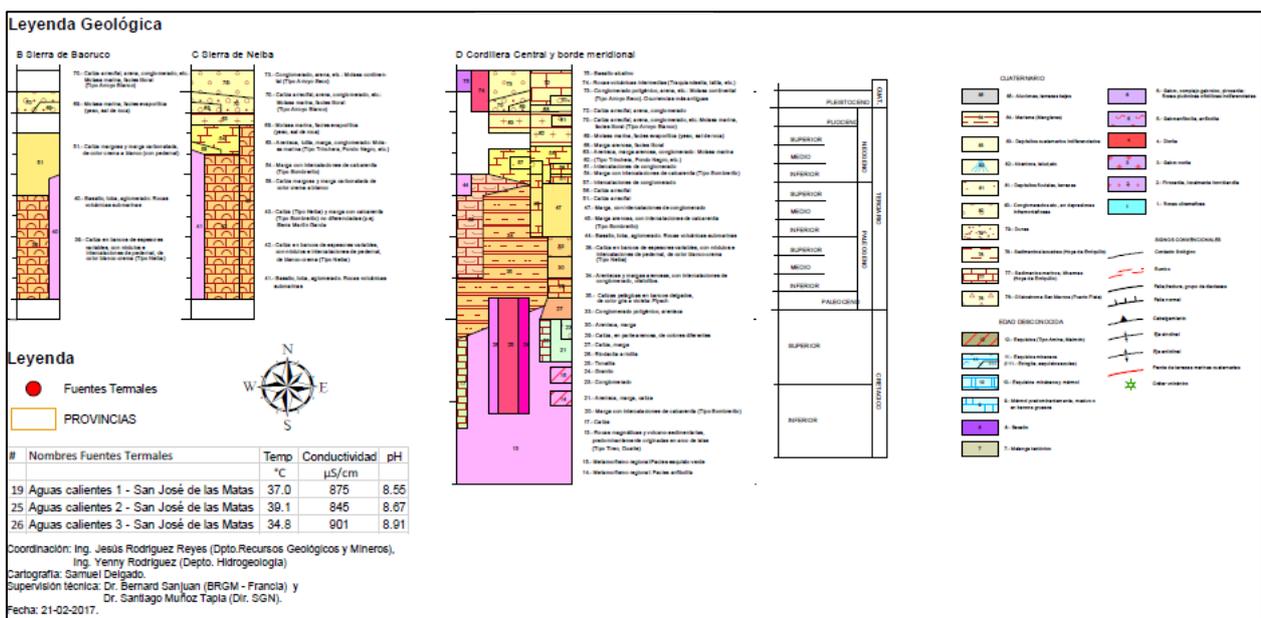
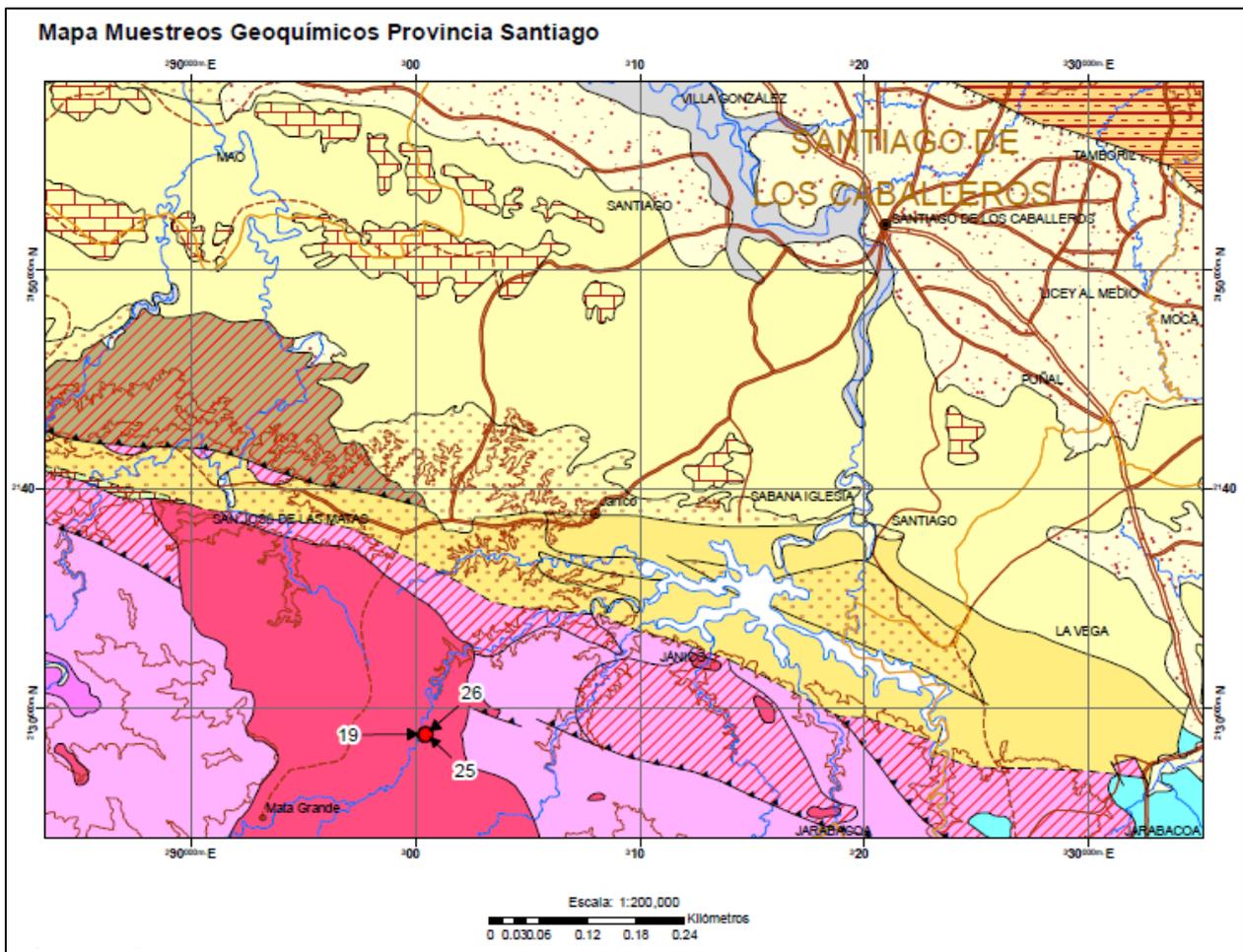


Figura 5 - Localización de las fuentes termales estudiadas en el mapa geológico de la provincia de Santiago.

Para completar estas muestras, cuatro aguas de ríos fueron muestreadas también para servir como referencias de las aguas frías superficiales (tabl. 2).

El acondicionamiento de las muestras de agua en frascos de polietileno de diferentes tamaños (50, 100, 500 y 1 000 ml), así como su tratamiento (con o sin filtración a 0.45 μm o 0.2 μm , filtración con o sin acidificación HNO_3 Suprapuro, adición de acetato de cadmio, etc.), fue respectado en el campo, según las recomendaciones dadas en la literatura para el tipo de análisis químico o isotópico previsto.

Para cada muestra de agua, se midieron en el campo los parámetros no conservativos como son la temperatura, la conductividad, el pH, el potencial Redox (Eh), la concentración de oxígeno disuelto, la alcalinidad por el método de Gran, la presencia de sulfuros con acetato de cadmio. El error absoluto sobre las medidas de la temperatura y del pH es, respectivamente, de 0.1°C y 0.05 unidad pH. Para los otros parámetros, el error relativo es de 5%. Todos los resultados están presentados en la tabla 2.

Sólo se pudo recolectar, durante la campaña de campo, muestras de gases de cuatro fuentes termales que fueron las de La Tina-Guayabal, La Surza La Jagua-Dajai, Ranchería Alta y Aguas calientes de San José de las Matas, para hacer análisis químicos e isotópicos de estos gases (tabl. 2; fig. 2). Para cada fuente, la muestra fue duplicada y realizada utilizando cilindros de acero inoxidable de tipo Isotube®.

El muestreo de gases fue efectuado según dos modos operatorios, dictados por las condiciones de accesibilidad a las fuentes y el ritmo de desgasificación (fig. 6):

- las fuentes de La Tina-Guayabal y de La Surza La Jagua hicieron el objeto de un acondicionamiento directo en Isotube®, a partir de un barrido en continuo de las concentraciones de CO_2 , CH_4 y O_2 que fueron directamente determinadas en el campo con un analizador de gas portátil infra-rojo de marca ADC LFG20 (aparato rojo en la figura 6), el control de las concentraciones de H_2S y H_2 siendo también operado con un aparato de marca Dräger Xam-7000 (aparato negro en la figura 2). Excepto para el análisis del oxígeno al cual se le atribuye una incertidumbre máxima de $\pm 1\%$, la de la determinación de los demás gases puede considerarse ser aproximadamente de $\pm 5\%$.

De manera más detallada:

- la fase gas de la fuente de La Tina-Guayabal fue muestreada con un recipiente intermediario de un volumen de 5 litros porque no fue posible, debido a la dificultad de acceso, proceder por bombeo directo del gas de la fuente, lo que hubiera sido la mejor manera de muestrear. Este recipiente fue integralmente relleno de agua y volcado boca abajo para permitir que el gas que se escapaba de la fuente se acumulara dentro de él, expulsando poco a poco al agua que contenía. Cuando los 2/3 del recipiente fueron rellenos de gas, el analizador de gas infra-rojo fue conectado a este recipiente. Una vez el aparato purgado de aire y las concentraciones de gases estabilizadas, se procedió al muestreo con un cilindro Isotube®, conectado a la salida del analizador infra-rojo, que se limpió con el gas de la fuente antes de muestrearlo. Las medidas hechas en el campo indicaron una fase de CO_2 pura, la casi ausencia de oxígeno (el valor de 1.7% vol. es más bien debido a un valor residual) y la presencia de 200 a 300 ppm de H_2 (tabl. 2);
- la fase gas de la fuente de La Surza La Jagua-Dajai fue muestreada según un modo operatorio más clásico. El gas fue bombeado en continuo con la ayuda del analizador infra-rojo, directamente desde la superficie del agua, lo que permitió detectar llegadas irregulares de H_2 y H_2S (valores máximos respectivos de 1 300 ppm y 23.6 ppm; tabl. 2).

No fue detectado CO_2 con valores superiores al de la atmosfera (0.04% vol.), lo que se acerca de la resolución del aparato. No fue tampoco detectado CH_4 y las concentraciones de O_2 (20%) fueron cercanas a la de la atmosfera.



Figura 6 - Tipología del muestreo de gases.

- las fuentes de Ranchería Alta - Cerro de agua caliente y de San José de las Matas - Aguas calientes no fueron muestreadas según el método anterior (fig. 6). La desgasificación constatada al origen era demasiado baja para permitir un bombeo directo con el analizador de infra-rojo. Se procedió entonces de nuevo a la recuperación de los gases por acumulación en un recipiente intermedio, pero de volumen inferior al utilizado anteriormente (1 litro). El volumen de gas colectado siendo bajo (200 a 300 ml), el traspaso en los cilindros Isotube® fue realizado con la ayuda de una jeringa de plástico. Preliminarmente, el vacío primario había sido obtenido en estos cilindros por extracción del aire con la misma jeringa. Una vez obtenido este vacío, la jeringa fue utilizada para bombear los gases que se habían acumulado en el recipiente, y que fueron luego inyectados en los cilindros Isotube® (la manipulación se hizo bajo el agua para evitar lo más posible una contaminación con la atmosfera durante el traspaso). Contrariamente a los muestreos anteriores, no hubo ninguna posibilidad de hacer circular los gases en los cilindros Isotube® para enjuagarlos. De igual modo, no fue posible proceder a una evaluación del contenido de los gases en el campo con la ayuda de los analizadores. Otras características han de ser mencionadas:

- la fase gas de la fuente Ranchería Alta-Cerro de agua caliente fue acondicionada en 2 cilindros Isotube®, con una temporalidad diferente: el primer muestreo fue acondicionado directamente en el campo. El segundo fue acondicionado durante el regreso al vehículo; el gas fue entonces almacenado durante unos diez minutos en la jeringa, pudiendo ocurrir una contaminación por el aire atmosférico;
- la fase gas de la fuente de San José de las Matas-Aguas calientes fue directamente acondicionada en el campo, cualquiera que fuera el muestreo considerado.

En resumen, ligeras contaminaciones atmosféricas podrían ser posibles relativo al muestreo de la fuente La Tina-Guayabal (muestreros 1 y 2) y de Ranchería Alta-Cerro de agua caliente (muestreo 2).

A pesar de un número muy reducido de fuentes termales en la superficie (casi inexistentes), las zonas volcánicas de San Juan y de Constanza - Valle Nuevo hicieron el objeto de un reconocimiento geológico más importante.

Además de la colecta de aguas y de gases, catorce muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas (tabl. 3) procedentes, en su inmensa mayoría, de las áreas de las fuentes termales, pero no únicamente (hay, por ejemplo, una muestra de un testigo de perforación del sondeo GT-1 de gradiente térmico de Junio de 1986 del área de Constanza - Valle Nuevo, que pudo ser localizado durante esta campaña, y otra de un afloramiento, al lado de este sondeo; anexo 1), fueron también tomadas para análisis mineralógicos, químicos y dataciones (según selección).

Referencia muestra	Localización	Muestra	Análisis pedido
RD02	Fuente Guayabal (Tina 5)	Roca: carbonato probable	DRX
RD04-A	Fuente Magueyal	Barro gris (sulfuros, carbonatos, sílice posible) en el fondo de la cuenca	DRX + ICP/AES
RD04-B	Fuente Magueyal	Barro rojo (posibles metales Hg, As, Sb) al borde del canal de salida de las aguas	DRX + ICP/AES
RD06-A	Fuente San Simón	Cristalización (sílice, anidrita ?,...) cubriendo la cavidad de emergencia de la fuente	DRX
RD06-B	Fuente San Simón	Depósito de gel blanco al borde de la mini-cuenca (calcita probable)	DRX
RD09-A	La Surza La Jagua	Gel blanco en filamentos (sílice, calcita, anidrita,...) que flocculan en salida de la cuenca de la fuente	DRX
RD09-B	La Surza La Jagua	Gel verdoso (sílice, calcita, anidrita,...) agarrado a los cantos que están en salida de la cuenca de la fuente	DRX
RD17-A	Fuente Canoa	Barro gris (sulfuros, carbonatos, sílice posible) en el fondo de la cuenca	DRX + ICP/AES
RD17-B	Fuente Canoa	Gel blancuzco que precipita en salida de la cuenca (carbonato probable)	DRX + ICP/AES
RD23-B	Oeste Constanza	Placa verde de epidoto probable (analizar únicamente la placa)	DRX
RD-24	Sureste Constanza	Roca hidrotermalizada: arcillas a determinar	DRX
RD29-A	Afloramiento cerca sondeo GT-1	Roca hidrotermalizada: arcillas a determinar	DRX
RD29-B	Testigo de perforación GT-1	Roca hidrotermalizada: arcillas a determinar	DRX
RD30	Pueblo de Siveria	Roca hidrotermalizada: arcillas a determinar	DRX

Tabla 3 - Lista de las muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas.

2.2 ANALISIS DE LAS MUESTRAS

2.2.1 Muestras de aguas termales

a) Análisis químicos

Los análisis químicos de las especies mayores (Na, K, Ca, Mg, Cl, HCO₃, SO₄, NO₃, SiO₂) en solución han sido sistemáticamente realizados sobre las dieciséis muestras de aguas termales seleccionadas y las cuatro muestras de agua de río (tabl. 4). Los análisis de las especies trazas (F, PO₄, Br, B, NH₄, Ba, Mn, Sr, Li, Cs, Rb, Ge, Al, Fe, As, Co, Cr, Cd, Ni, Cu, Pb, Zn, U, W) han sido efectuados únicamente sobre quince muestras de aguas termales (tabl. 5).

Todos estos análisis químicos han sido efectuados por los laboratorios del BRGM, con técnicas analíticas clásicamente utilizadas para los análisis de las aguas: espectrometría con plasma acoplado inductivamente únicamente (ICP), espectrometría de masa con plasma acoplado por inductividad (ICP-MS), cromatografía iónica, colorimetría, potenciometría, electrodo específico, etc. Según el valor de las concentraciones de las especies disueltas, las incertidumbres analíticas relativas varían de 2 a 5% para las especies mayores, y de 10 a 15% para las especies trazas. Los resultados analíticos obtenidos figuran en las tablas 4 y 5. Los valores de balance iónico (B.I.), todos inferiores a $\pm 5\%$ (tabl. 4), sugieren resultados de buena calidad para las especies mayores.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	T °C	Conductividad $\mu\text{S/cm}$	pH	Eh mV	Eh _{corr.} mV	Na mg/l	K mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	*Alcalinidad (mg/l HCO ₃)	Alcalinidad (mg/l HCO ₃)	SO ₄ mg/l	NO ₃ mg/l	SiO ₂ mg/l	**SiO ₂ mg/l	TDS mg/l	BI %
La Tina - Guayabal	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	9800	6.17	35	234	1656	288	316	29	2524	1383	1320	286	< 0.5	28	58	6447	-1.26
Magueyal	Y1 - 57	07/12/2016	39.2	9410	5.27	-321	-125	1675	109	327	119	2995	1268	1171	106	< 0.5	30	60	6531	-4.00
San Simón de Tamayo	Y5	08/12/2016	44.9	7590	6.64	-313	-121	1094	91	394	101	1930	426	410	976	1.1	66	100	5061	-4.53
Vuelta Grande - Salada 1	64 ?	08/12/2016	25.2	20200	7.70	126	332	2986	219	845	454	5715	639	548	2353	< 0.5	85		13204	-1.93
La Surza La Jagua - Dajai		09/02/2016	28.5	1075	6.78	-280	-76	88	3.8	95	20	188	300	285	30	< 0.5	17		726	-3.02
Las Matas de Farfán		10/12/2016	26.1	485	7.26	-122	84	22	1.9	72	9	38	241	235	20	0.9	16		414	-0.47
Pedro Santana	66 ?	10/12/2016	26.1	843	6.78	105	311	38	2.9	120	10	67	330	329	38	46	13		618	-2.57
La Ret		10/12/2016	25.3	724	7.02	93	299	59	2.4	73	18	55	380	369	5.0	< 0.5	18		597	-0.11
Tabacal - Banica		10/12/2016	26.8	1455	7.17	48	253	203	2.2	87	35	163	684	674	7.4	< 0.5	33		1204	1.60
Canoa	56	11/12/2016	41.5	6750	5.45	-340	-145	1111	50	214	72	1831	586	507	435	< 0.5	43	74	4262	-4.24
Poza de Guanarate		11/12/2016	27.1	1420	6.80	95	300	148	4.7	108	39	132	501	490	160	9.4	44		1126	-1.82
Rancharía Alta - Cerro de agua caliente	60	12/12/2016	43.6	1512	6.88	-291	-98	180	15	81	28	255	363	357	88	< 0.5	35		1041	-2.00
Galindo	59	12/12/2016	34.8	1307	6.94	120	319	143	12	84	31	183	395	388	79	0.5	37		958	0.66
Pozo Maleno		12/12/2016	28.8	2880	6.06	62	266	15	34	676	35	28	461	378	1424	< 0.5	49		2638	4.13
Los Bambuses	C12 ?	13/12/2016	26.5	3590	7.31	250	455	485	6.1	254	10	1012	168	161	228	8.3	26		2183	-3.26
Aguas calientes 1 - San José de las Matas	54	15/12/2016	37.0	875	8.55	40	238	126	1.9	55	0.6	61.1	28	31	310	< 0.5	44		629	-4.25
Río Guayabal		06/12/2016	19.1	298	8.38	97	308	6.2	1.3	41	9.5	2.2	156	157	18	< 0.5	25		261	3.79
Río Yaque del Sur		07/12/2016	26.8	487	8.29	87	292	34	2.2	49	15	23	203	205	56	2.5	24		408	0.98
Río Macasia		10/12/2016	21.2	404	7.81	186	395	7.7	0.7	64	5.9	8.3	221	206	7.7	3.4	13		314	-0.75
Río Grande		13/12/2016	26.1	307	8.56	130	336	8.6	0.8	32	11	10	135	123	16	17	24		227	1.09

* Alcalinidad medida en el campo.

**SiO₂: concentración de sílice analizada después de una dilución de un factor 10 de la muestra con agua demineralizada en el campo.

Tabla 4 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo (especies mayores).

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	F mg/l	Br mg/l	PO ₄ mg/l	NH ₄ mg/l	Fe mg/l	Al $\mu\text{g/l}$	B $\mu\text{g/l}$	Ba $\mu\text{g/l}$	Mn $\mu\text{g/l}$	Sr $\mu\text{g/l}$	Li $\mu\text{g/l}$	Rb $\mu\text{g/l}$	Cs $\mu\text{g/l}$	Ge $\mu\text{g/l}$	As $\mu\text{g/l}$	Cu $\mu\text{g/l}$	Ni $\mu\text{g/l}$	Pb $\mu\text{g/l}$	Zn $\mu\text{g/l}$	Ag $\mu\text{g/l}$	Cd $\mu\text{g/l}$	Co $\mu\text{g/l}$	Cr $\mu\text{g/l}$	U $\mu\text{g/l}$	W $\mu\text{g/l}$
La Tina - Guayabal	Y16 - 58	06/12/2016	< 0.1	8.0	< 0.05	1.1	0.79	2.0	5407	95.6	221	4410	1716	1009	145	24.0	344	0.55	2.7	0.21	3.5	< 0.01	1.7	1.3	0.19	0.19	2.2
Magueyal	Y1 - 57	07/12/2016	1.2	10.3	< 0.05	10.0	< 0.02	172	5472	1685	10.0	41695	1401	228	54.8	8.0	1.1	< 0.1	0.15	0.14	< 0.5	< 0.01	0.30	< 0.05	0.55	0.02	0.13
San Simón de Tamayo	Y5	08/12/2016	1.0	7.1	< 0.05	2.5	< 0.02	4.2	3633	55.5	10.7	23236	673	108	13.7	5.0	0.28	< 0.1	< 0.1	0.06	< 0.5	< 0.01	0.09	< 0.05	0.17	0.03	< 0.05
Vuelta Grande - Salada 1	64 ?	08/12/2016	8.2	23.8	< 0.05	0.17	< 0.02	3.2	9446	23.2	72.2	40981	1705	240	5.7	1.0	2.6	1.7	6.0	0.06	< 0.5	0.01	0.29	0.83	1.7	0.51	< 0.05
La Surza La Jagua - Dajai		09/02/2016	0.6	0.5	< 0.05	0.24	< 0.02	2.2	599	74.9	2.9	2866	36.5	5.3	0.92	< 0.5	1.2	< 0.1	0.20	0.06	< 0.5	< 0.01	0.08	< 0.05	0.46	0.27	< 0.05
Las Matas de Farfán		10/12/2016	0.5	0.2	< 0.05	0.16	< 0.02	3.5	152	192	8.0	2277	10.4	2.0	< 0.5	< 0.5	0.14	0.48	0.21	0.01	0.80	< 0.01	121	< 0.05	0.04	0.21	< 0.05
Pedro Santana	66 ?	10/12/2016	< 0.1	0.2	< 0.05	< 0.05	< 0.02	0.85	88.5	58.0	0.49	631	8.1	1.5	< 0.5	< 0.5	0.43	0.12	< 0.1	< 0.05	< 0.5	< 0.01	0.03	< 0.05	0.21	1.2	< 0.05
Tabacal - Banica		10/12/2016	0.5	0.2	0.1	< 0.05	< 0.02	0.97	89.2	568	263	1572	11.9	0.13	< 0.5	< 0.5	0.75	0.56	0.58	< 0.05	< 0.5	< 0.01	0.06	< 0.05	< 0.1	2.1	< 0.05
Canoa	56	11/12/2016	0.9	6.0	< 0.05	6.9	< 0.02	4.5	2687	80.1	24.0	45663	350	58	9.5	4.0	0.15	< 0.1	0.15	< 0.05	< 0.5	< 0.01	0.04	< 0.05	0.11	0.07	0.10
Poza de Guanarate		11/12/2016	2.8	0.4	< 0.05	< 0.05	< 0.02	3.0	786	57.6	0.44	6063	31.5	1.9	< 0.5	< 0.5	0.57	1.7	0.32	0.05	< 0.5	< 0.01	0.18	< 0.05	0.12	2.6	< 0.05
Rancharía Alta - Cerro de agua caliente	60	12/12/2016	5.2	0.9	< 0.05	1.2	< 0.02	5.3	645	136	1.4	10464	136	24.9	5.2	2.0	< 0.05	0.16	0.18	0.08	< 0.5	< 0.01	0.04	< 0.05	0.10	0.06	< 0.05
Galindo	59	12/12/2016	4.7	0.7	< 0.05	0.10	< 0.02	1.7	458	113	10.6	11071	91.3	17.8	< 0.5	1.0	0.55	0.61	0.66	0.06	2.7	< 0.01	0.27	< 0.05	0.11	0.73	< 0.05
Pozo Maleno		12/12/2016	0.6	< 0.1	0.4	16.5	1.2	66.2	702	187	378	17180	105	78.2	11.1	2.0	1.4	0.41	1.5	0.06	8.4	< 0.01	0.05	0.83	1.6	0.03	< 0.05
Los Bambuses	C12 ?	13/12/2016	0.3	3.3	< 0.05	0.08	< 0.02	2.1	710	33.2	0.57	3696	156	11	0.84	< 0.5	0.37	0.18	0.11	0.07	< 0.5	< 0.01	1.1	< 0.05	1.1	0.01	1.8
Aguas calientes 1 - San José de las Matas	54	15/12/2016	0.5	0.1	< 0.05	< 0.05	< 0.02	3.6	98.6	27.0	1.0	236	11.0	4.3	0.52	1.0	3.1	0.20	0.14	< 0.05	< 0.5	< 0.01	0.53	< 0.05	0.21	< 0.01	1.5

Tabla 5 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo (especies trazas).

b) Análisis isotópicos

Los análisis de los isótopos estables deuterio (δD) y oxígeno-18 ($\delta^{18}O_{H_2O}$) del agua han sido efectuados sobre las dieciséis muestras de aguas termales y las cuatro muestras de agua de río. Los valores isotópicos de δ^7Li , $\delta^{18}O_{SO_4}$ y $\delta^{34}S_{SO_4}$ de los sulfatos disueltos, así como los del ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ sólo han sido determinados sobre 15 muestras de aguas termales (tabl. 6). Los valores isotópicos de $\delta^{11}B$ lo fueron sobre 12 muestras. Ha habido también análisis de $\delta^{34}S_{H_2S}$ sobre 3 muestras de aguas termales en las cuales se detectó la presencia de sulfuros (Magueyal, La Surza La Jagua, Canoa; tabl. 6). Estamos esperando todavía los resultados de los valores de $\delta^{13}C_{CITD}$ sobre 14 muestras de aguas termales, que no deberían de tardar.

Todos estos análisis isotópicos han sido realizados por espectrometría de masa con ionización térmica o bien por Neptune Multi-Collector ICP-MS, en los laboratorios del BRGM. Más detalles relativos a estas técnicas analíticas utilizadas por los laboratorios del BRGM se pueden encontrar en Millot *et al.* (2011). Las incertidumbres absolutas sobre las medidas de los valores de δD y $\delta^{18}O_{H_2O}$ del agua así como de los valores de $\delta^{18}O_{SO_4}$ y $\delta^{34}S_{SO_4}$ de los sulfatos disueltos, de $\delta^{34}S_{H_2S}$ de los sulfuros disueltos, de $\delta^{13}C_{CITD}$, de δ^7Li y $\delta^{11}B$ son respectivamente: $\pm 0.8\text{‰}$, $\pm 0.1\text{‰}$, $\pm 0.5\text{‰}$, $\pm 0.3\text{‰}$, $\pm 0.3\text{‰}$, $\pm 0.1\text{‰}$, $\pm 0.5\text{‰}$ y $\pm 0.3\text{‰}$. Para el ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$, la incertidumbre analítica absoluta máxima dada con 95% de confianza ($\pm 2\sigma$) fue siempre ≤ 0.000011 para todas las muestras analizadas. Todos los resultados analíticos obtenidos están presentados en la tabla 6.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	$\delta D \text{‰ vs SMOW}$ ($\pm 0.8\text{‰}$)	$\delta^{18}O \text{‰ vs SMOW}$ ($\pm 0.1\text{‰}$)	$\delta^{34}S_{SO_4} \text{‰ vs CDT}$ ($\pm 0.3\text{‰}$)	$\delta^{18}O_{SO_4} \text{‰ vs SMOW}$ ($\pm 0.5\text{‰}$)	$\delta^{34}S_{H_2S} \text{‰ vs CDT}$ ($\pm 0.3\text{‰}$)	$\delta^{13}C \text{‰ vs PDB}$ ($\pm 0.1\text{‰}$)	$\delta^{11}B \text{‰}$ ($\pm 0.3\text{‰}$)	$\delta^7Li \text{‰}$ ($\pm 2\sigma$)	$\delta^{11}B \text{‰}$ ($\pm 0.5\text{‰}$)	$\delta^{11}B \text{‰}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\pm 2\sigma$)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ($\pm 2\sigma$)
La Tina - Guayabal	Y16 - 58	06/12/2016	-27.1	-4.1	9.0	9.0		4.0	6.61	0.05	5.5	0.2	0.705552	0.000009
Magueyal	Y1 - 57	07/12/2016	-21.6	-3.0	17.2	3.7	16.5	2.5	15.15	0.07	11.3	0.2	0.708066	0.000009
San Simón de Tamayo	Y5	08/12/2016	-18.0	-3.1	25.1	11.4		1.6	21.11	0.06	13.3	0.2	0.707656	0.000011
Vuelta Grande - Salada 1	64 ?	08/12/2016	-17.4	-3.0	25.7	12.7		-7.5	21.31	0.08	15.3	0.1	0.707712	0.000008
La Surza La Jagua - Dajai		09/02/2016	-18.0	-3.7	20.2	10.6 ($\pm 0.6\text{‰}$)	8.5	-7.8	16.38	0.06	16.4	0.1	0.707601	0.000007
Las Matas de Farfán		10/12/2016	-18.8	-3.9	18.8	12.5		-6.2	18.53	0.09	18.3	0.1	0.707773	0.000006
La Ret		10/12/2016	-13.1	-2.5										
Pedro Santana	66 ?	10/12/2016	-16.1	-3.3	-4.5	7.1		-11.7	19.20	0.05	20.2	0.1	0.706998	0.000007
Tabacal - Banica		10/12/2016	-11.0	-2.1	6.3	15.1		-13.0	29.25	0.05	25.4	0.1	0.706430	0.000008
Canoa	56	11/12/2016	-31.0	-4.6	21.1	8.4	3.5	2.6	21.37	0.06	15.5	0.3	0.707792	0.000008
Poza de Guanarate		11/12/2016	-29.6	-5.2	-1.1	8.3 ($\pm 0.6\text{‰}$)		-10.0			16.8	0.1	0.707890	0.000006
Ranchería Alta - Cerro de agua caliente	60	12/12/2016	-37.4	-6.2	21.2	9.4		-0.8	16.32	0.06	11.6	0.1	0.708239	0.000006
Galindo	59	12/12/2016	-37.7	-6.2	15.2	9.3					9.3	0.1	0.708428	0.000009
Pozo Maleno		12/12/2016	-5.1	-0.7	36.1	15.1		11.0			5.5	0.1	0.708083	0.000007
Los Bambuses	C12 ?	13/12/2016	-22.0	-3.7	23.2	8.6		-12.7	22.91	0.06	20.9	0.1	0.704934	0.000007
Aguas calientes 1 - San José de las Matas	54	15/12/2016	-12.3	-3.3	15.3	7.3		-16.7	14.94	0.04	22.9	0.1	0.703830	0.000007
Arroyo Guayabal		06/12/2016	-26.2	-4.9										
Río Yaque del Sur		07/12/2016	-19.5	-3.9										
Río Macasia		10/12/2016	-19.4	-4.0										
Río Grande		13/12/2016	-23.9	-4.6										

Tabla 6 - Resultados de los análisis isotópicos de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo.

2.2.2 Muestras de gases no condensables asociados con las aguas termales

Los análisis químicos (CO_2 , N_2 , O_2 , He, H_2 , H_2S , Ar, CH_4 , etano, propano, butano y pentano) de las muestras de gases asociados con las aguas termales de Guayabal, La Surza La Jagua, Ranchería Alta y Aguas calientes de San José de las Matas se efectuaron por cromatografía en fase gaseosa, en los laboratorios del BRGM. La incertidumbre analítica es de 3%, excepto para la determinación de los gases He, H_2 , H_2S , para la cual es de 5%. Los resultados analíticos obtenidos figuran en la tabla 7. Dos muestras hicieron el objeto de una medida doble para confirmar los resultados analíticos. Por otra parte, los cilindros Isotube[®] rellenos de gases con la jeringa tienen suficiente presión para hacer análisis correctos.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	T °C	Presión de la muestra (mbar)	CO ₂ % vol.	O ₂ % vol.	N ₂ % vol.	Ar % vol.	He % vol.	H ₂ % vol.	H ₂ S % vol.	CH ₄ % vol.	C ₃ H ₈ % vol.	ΣC ₂ H ₁₀ % vol.	ΣC ₃ H ₁₂ % vol.	ΣC ₄ H ₁₄ % vol.	Suma % vol.	N ₂ /O ₂ % vol.	N ₂ /Ar % vol.	He/Ar % vol.
La Tina-Guayabal - GL1	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	954	70.4	5.29	23.7	0.34	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0037	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	99.7	4.5	70	< 0.0147
La Tina-Guayabal - GL2	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	800	70.9	3.30	14.4	12.5	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0038	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	101.1	4.4	1.2	< 0.0004
La Tina-Guayabal - GL2bis	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	759	71.3	3.19	14.1	12.5	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0035	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	101.1	4.4	1.1	< 0.0004
La Surza La Jagua-Dajai - GL1		09/02/2016	28.5	1003	0.045	21.2	78.6	0.96	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0001	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	100.8	3.7	82	< 0.0052
La Surza La Jagua-Dajai - GL2		09/02/2016	28.5	978	0.05	21.3	78.0	0.96	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0007	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	100.3	3.7	81	< 0.0002
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL1	60	12/12/2016	43.6	674	0.53	0.088	89.4	1.15	0.0076	7.77	< 0.005	0.23	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	99.2	1016	78	0.0066
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL1bis	60	12/12/2016	43.6	641	0.58	0.064	88.7	1.16	0.0079	7.68	< 0.005	0.23	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	98.4	1386	76	0.0068
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL2	60	12/12/2016	43.6	840	3.3	11.0	84.5	1.10	0.0059	< 0.005	< 0.005	0.20	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	100.1	7.7	77	0.0054
Aguas calientes 1-San José de las Matas - GL1	54	15/12/2016	37.0	1123	< 0.001	5.81	62.4	0.75	< 0.005	32.1	< 0.005	0.042	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	101.1	10.7	83	< 0.00067
Aguas calientes 1-San José de las Matas - GL2	54	15/12/2016	37.0	1033	< 0.001	7.06	72.4	0.89	< 0.005	19.6	< 0.005	0.049	< 0.0002	< 0.0004	< 0.0002	< 0.0002	100.0	10.3	81	< 0.0056

Tabla 7 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de gases recolectadas durante la campaña de campo. Las líneas en gris indican los resultados de un análisis en doble. Todos estos datos son resultados brutos, sin ningún tipo de corrección.

Relativo a los gases, cada fuente presenta una signature específica. Como se podía temer debido al modo de muestreo, algunas muestras de gases presentan trazas de contaminación atmosférica. Sobre la base de una hipótesis de ausencia de oxígeno en las aguas termales, lo que parece ser realista en el caso de aguas que circulan en profundidad y que no se mezclan con aguas superficiales durante su subida hacia la superficie, las muestras de las fuentes La Tina-Guayabal (muestras 1 y 2) y Ranchería Alta-Cerro de agua caliente indicarían contaminaciones atmosféricas significativas (del orden de 25% para la muestra de La Tina-Guayabal-1, de 16% para la de La Tina-Guayabal-2 y de 52% para la de Ranchería Alta-Cerro de agua caliente-2). Se observa también la presencia de oxígeno en las muestras de San José de las Matas-Aguas calientes, en proporciones que sugieren una contribución de 28 a 34% de oxígeno atmosférico, sin que esta presencia de oxígeno pueda realmente ser imputada al modo de muestreo en sí mismo.

A partir de estos datos, se puede entonces proponer correcciones relativas a la presencia de aire atmosférico (tabl. 8) para las muestras de la fuente La Tina-Guayabal (presencia de aire atmosférico debido probablemente al modo de muestreo con un cociente N₂/O₂ de 4.4, cercano al de la atmosfera de 3.7; tabl. 7), y para la segunda muestra de Ranchería Alta (explicación parecida con un cociente N₂/O₂ de 7.7; tabl. 7).

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	T °C	CO ₂ % vol.	O ₂ % vol.	N ₂ % vol.	Ar % vol.	He % vol.	H ₂ % vol.	H ₂ S % vol.	CH ₄ % vol.	C ₂ H ₆ % vol.	He/Ar % vol.
La Tina-Guayabal - GL1	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	94.2	0	5.32	0.14	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.005		< 0.0357
La Tina-Guayabal - GL2	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	84.1	0	2.49	14.7	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0045		< 0.0003
<i>Magueyal</i>	57	1979	39.0	92.7	0.10	4.20	0.10	< 0.005	< 0.005	2.8	0.7	0.0182	< 0.0500
La Surza La Jagua-Dajai - GL1		09/02/2016	28.5	0.045	21.2	78.6	0.96	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0011		< 0.0052
La Surza La Jagua-Dajai - GL2		09/02/2016	28.5	0.05	21.3	78.0	0.96	< 0.005	< 0.005	< 0.005	0.0007		< 0.0052
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL1	60	12/12/2016	43.6	0.53	0.088	89.4	1.15	0.0076	7.77	< 0.005	0.23	0.0012	0.0066
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL2	60	12/12/2016	43.6	6.9	0	91.6	1.28	0.012	< 0.005	< 0.005	0.42	0.0017	0.0094
<i>Ranchería Alta-Cerro de agua caliente</i>	60	1979	42.0	6.1	0.20	92.4	1.10				0.30	0.0009	
Aguas calientes 1-San José de las Matas - GL1	54	15/12/2016	37.0	< 0.001	0	56.4	0.68	< 0.005	44.4	< 0.005	0.058		< 0.0073
Aguas calientes 1-San José de las Matas - GL2	54	15/12/2016	37.0	< 0.001	0	69.5	0.87	< 0.005	29.6	< 0.005	0.074		< 0.0057

Tabla 8 - Resultados de los análisis químicos de las muestras de gases recolectadas durante la campaña de campo, teniendo en cuenta las correcciones relativas a las contaminaciones atmosféricas. Resultados obtenidos en 1979 (Sanjuan et al., 2017) fueron también integrados en esta tabla.

En lo que se refiere a las muestras de gases de la fuente de San José de las Matas, se pueden también aportar correcciones (tabl. 8) relativas a la presencia de aire atmosférico (cociente N_2/O_2 de 10.3 - 10.7; tabl. 7), sin saber si el origen de la contribución del oxígeno fue inducido por el modo de muestreo, a pesar de las precauciones tomadas, o si fue natural y asociado a la manera de emerger de la fuente. Cabe indicar que el modo de muestreo utilizado fue idéntico al de la fuente Ranchería Alta-Cerro de agua caliente, y que el primer muestreo de gas de esta última, acondicionado en el campo, no indicó ninguna contaminación atmosférica (N_2/O_2 de 10.22; tabl.7). Si el segundo muestreo fue contaminado (N_2/O_2 de 7.7; tabl. 7), es debido al traslado de los gases que fue retrasado, como evocado anteriormente.

Los datos relativos a la fuente La Tina-Guayabal convergen muy bien hacia una fuerte predominancia de CO_2 (> 94%), confirmando así las medidas de campo (tablas 2 y 8). Una presencia residual de nitrógeno existe en proporciones similares a las que fueron analizadas en 1979, sobre la fuente Magueyal (tabl. 8; anexo 2), que tiene un perfil bastante parecido. Trazas de CH_4 fueron también detectadas (unos 50 ppm). Sin embargo, existe una gran diferencia, de manera sorprendente, sobre la concentración de argón al nivel de los dos análisis, pero no parece que sea de tipo analítico (un nuevo análisis fue hecho sobre la segunda muestra; tabl. 7).

Los resultados analíticos de las muestras de gases de la fuente de La Surza La Jagua-Dajai son muy parecidos a la composición del aire atmosférico, excepto la presencia de unos cuantos más ppm de CH_4 (7 a 11 ppm contra 2 ppm en la atmosfera). Para esta última fuente, como para la fuente de La Tina-Guayabal, hay que notar que las llegadas irregulares de gases como H_2 y/o H_2S , detectadas en el campo, no fueron confirmadas por los análisis de laboratorio.

Los gases muestreados en la fuente de Ranchería Alta presentan una fuerte disparidad entre las dos muestras. Al comparar con la muestra de 1979 (tabl. 8; anexo 2), la muestra 2 parece ser la más representativa, con alta cantidad de N_2 y algo de CO_2 (y una sub-estimación de CO_2 y una sobre-estimación de H_2 en la muestra 1). En la muestra 2, los gases CH_4 y C_2H_6 son detectados como fases accesorias, así como el helio, con 120 ppm.

Los análisis de gases realizados en las dos muestras de la fuente de San José de las Matas son más coherentes entre ellos: ausencia de CO_2 , concentración de N_2 inferior a la atmosférica, presencia de unas decenas de ppm de CH_4 y sobre todo, presencia notable de H_2 (> 30%).

Se han hecho también, sobre estas muestras, análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono asociado al CO_2 , utilizando la espectrometría de masa en flujo continuo GasBench-IRMS de los laboratorios del BRGM. La incertidumbre analítica varía de $\pm 0.5\text{‰}$ para las muestras de las fuentes Guayabal y Ranchería Alta a $\pm 1.0\text{‰}$ para las fuentes de la La Surza La Jagua y Aguas Calientes de San José de las Matas, debido a las bajas concentraciones de CO_2 de los gases asociados a estas dos últimas fuentes, que no permiten garantizar una buena precisión de los resultados. Los resultados obtenidos figuran en la tabla 9.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	T °C	pH	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ‰ vs PDB ($\pm 0.5\text{‰}$)
La Tina-Guayabal - GL1	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	6.17	-6.5
La Surza La Jagua-Dajai - GL1		09/02/2016	28.5	6.78	-12.0 ($\pm 1\text{‰}$)
Ranchería Alta-Cerro de agua caliente - GL1	60	12/12/2016	43.6	6.88	-14.0
Aguas calientes 1-San José de las Matas - GL1	54	15/12/2016	37.0	8.55	-13.0 ($\pm 1\text{‰}$)
La Tina-Guayabal	58	1980	34.5	6.19	-7.4
Magueyal	57	1980	39.0	6.34	-7.6
Canoa	56	1980	42.0	6.58	-6.9

Tabla 9 - Resultados de los análisis isotópicos de las muestras de gases libres no condensables de 4 fuentes termales recolectadas durante la campaña de campo. Los resultados obtenidos por lundt (1980) fueron también integrados en esta tabla.

2.2.3 Muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas

Catorce muestras de depósitos hidrotermales y de rocas (tabl. 3) han sido analizadas en los laboratorios del BRGM por difracción de rayos X (DRX), con un difractómetro SIEMENS D5000 automatizado. La fracción cristalizada de las muestras se determina por DRX a partir del diagrama de las muestras pulverizadas. Esta técnica es sobre todo cualitativa y solo puede dar una indicación semicuantitativa. El límite de detección es del orden de algunos porcentajes, pero puede ampliamente variar según la naturaleza de las diferentes fases. Una fase cualificada de “amorfa a los rayos X” puede ser una fase no cristalizada o una fase criptocristalina. Los resultados analíticos están presentados en la tabla 10.

Cuatro de estas muestras (2 depósitos de alteración hidrotermal asociados a la fuente termal de Magueyal y 2 otros asociados a la fuente de Canoa) fueron también seleccionadas para hacer análisis químicos en los laboratorios del BRGM. Estos análisis se hicieron por espectrometría con plasma acoplado inductivamente únicamente (ICP), y con espectroscopia de emisión atómica con plasma acoplado por inductividad (ICP/AES), después de un ataque químico de las muestras, para la mayoría de las especies. Para el análisis de NaO, se utilizó la fluorescencia X; para el CO_2 y el azufre total, oxidación por calentamiento de las muestras; para S_0 y SO_4 , separación química de fases por precipitación y gravimetría. La incertidumbre relativa para las especies mayores es estimada a 5% y para las especies trazas entre 10 y 15%. Los resultados figuran en la tabla 11.

Entre las muestras de rocas recolectadas, no se pudo seleccionar rocas suficientes homogéneas para poder hacer dataciones sobre dos de entre ellas, ni tampoco separar arcillas ricas en K de tipo ílfico.

Referencia	Localización	Tipo de muestra	Composición mineralógica semi-cuantitativa (± 3 a 5%)	Descripción de la muestra
RD02	Fuente Guayabal (Tuna 5)	Roca	Calcita 100%	Travertino carbonatado.
RD04-A	Fuente Magueyal	Barro	Calcita 39% Smectita y/o illita/smectita 20% Cuarzo 11% Ilita (y/o mica) 9% Pirita 2% Yeso 2%	Barro gris rico en carbonatos y cuarzo, con sulfuros, en el fondo de la cuenca.
RD04-B	Fuente Magueyal	Barro	Yeso (sulfato de Ca) 38% Smectita y/o illita/smectita 25% Sílice 11% Ilita (y/o Mica) 3%	Barro rojo rico en yeso, arcillas y con un poco de sílice, al borde del canal de salida de las aguas.
RD06-A	Fuente San Simón	Roca	Yeso (sulfato de Ca) 92% Basanita (sulfato de calcio) 5% Celestita (sulfato de Sr) 3%	Cristalización de sulfato de calcio con predominancia de yeso cubriendo la cavidad de emergencia de la fuente.
RD06-B	Fuente San Simón	Gel	Azufre 85% Yeso (sulfato de calcio) 3% Basanita (sulfato de Ca) 1%	Depósito de gel blanco (azufre) al borde de la mini-cuenca.
RD09-A	La Surza La Jagua	Gel	Azufre 65% Smectita y/o illita/smectita 17% Yeso (sulfato de calcio) 12% Calcita 6%	Filamentos blancos (azufre) que floculan en la cuenca de la fuente, cerca de su emergencia.
RD09-B	La Surza La Jagua	Gel	Azufre 81% Smectita y/o illita/smectita 13% Sílice 3% Calcita 2%	Filamentos verdosos (azufre) agarrados a los cantos, floculando en salida de la cuenca de la fuente.
RD17-A	Fuente Canoa	Barro	Calcita 80% Sílice 4% Smectita y/o illita/smectita 4% Celestita 4% Ilita (y/o mica) 3% Yeso 1%	Barro gris con predominancia de carbonatos y trazas de sulfatos en el fondo de la cuenca.
RD17-B	Fuente Canoa	Gel	Azufre 67% Yeso (sulfato de calcio) 21% Calcita 2%	Gel blanquizco (azufre y yeso) que precipita en salida de la cuenca.
RD23-B	Oeste Constanza	Roca	Epidoto 51% Cuarzo 40%	Placa verde de epidoto y cuarzo asociados con mineralizaciones fósiles de edad Cretácica.
RD-24	Sureste Constanza	Roca	Cuarzo 49% Smectita y/o illita/smectita 20% Ilita (y/o micas) 8% Maghemita (Fe_2O_3) 4%	Roca sílicea medianamente hidrotermalizada, compuesta de ~ 30% de minerales (20% illita/smectita + 8% illita), típicos de techo de reservorio geotermal fósil.
RD29-A	Afloramiento cerca sondeo GT-1	Roca	Cuarzo 31% Smectita y/o illita/smectita 14% Ilita (y/o micas) 5%	Roca escasamente hidrotermalizada (quedan 50% de feldspatos no alterados), compuesta de ~ 20% de minerales de alteración (14% de illita/smectita + 5% de illita), típicos de techo de reservorio geotermal fósil (erosión).
RD29-B	Testigo de perforación GT-1	Roca	Cuarzo 43% Ilita (y/o micas) 3% Clorita 2%	Roca ligeramente hidrotermalizada (quedan 52% de feldspatos no alterados), compuesta de ~ 5% de minerales de alteración (3% de illita y 2% de clorita), típicos de reservorio geotermal fósil (erosión).
RD30	Pueblo de Siveria	Roca	Smectita 38% Mordenita 33% Cuarzo 22%	Roca intensamente hidrotermalizada (sólo quedan 7% de albita no alterada), compuesta de ~ 70% de minerales de alteración (38% de smectita + 33% de mordenita), típicos de cap-rock (< 120°C) de reservorio geotermal fósil (ligera erosión).

Tabla 10 - Resultados de los análisis por difracción de rayos X (DRX) de las muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas recolectadas durante la campaña de campo.

Especie química		Fuente de Magueyal		Fuente de Canoa	
		RD04-A	RD04-B	RD17-A	RD17-B
Perdida de masa a 450°C	%	9.4	12.1	3.0	73.0
CO ₂ total	%	15.0	6.6	39.2	20.2
Sulfuro	%	1.6	0.72	0.72	0.70
S ₀ libre	%	< 0.05	1.6	< 0.05	33.1
SO ₄	%	1.5	15.9	1.2	25.6
S total	%	2.1	7.6	1.1	42.4
SiO ₂	%	28.6	30.3	9.2	2.5
Al ₂ O ₃	%	8.4	8.3	1.9	< 1
CaO	%	17.3	13.9	30.4	8.0
MgO	%	2.7	2.3	< 1	< 1
NaO	%	2.1	1.9	0.7	0.9
K ₂ O	%	1.3	1.4	1.4	< 0.5
Fe ₂ O ₃ total (Fe III)	%	4.6	4.0	1.2	< 1
FeO (Fe II)	%	4.6	4.2	1.9	1.3
TiO ₂	%	0.54	0.58	0.14	0.04
MnO	%	0.05	0.03	0.02	< 0.01
P ₂ O ₅	%	0.12	0.09	0.06	0.04
Sr	mg/kg	2913	2894	11199	2790
Ba	mg/kg	1049	346	237	26
Cr	mg/kg	104	100	40	16
V	mg/kg	104	107	29	< 10
B	mg/kg	53	69	19	16
Li	mg/kg	87	58	15	< 10
Zn	mg/kg	67	53	22	15
Cu	mg/kg	50	45	21	11
Ni	mg/kg	63	52	22	< 10
Zr	mg/kg	62	66	20	< 20
Ce	mg/kg	19	19	10	< 10
Co	mg/kg	14	11	< 5	< 5
Sn	mg/kg	< 5	< 5	< 5	7
Ag	mg/kg	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
As	mg/kg	< 20	< 20	< 20	< 20
Pb	mg/kg	< 10	< 10	< 10	< 10
Cd	mg/kg	< 2	< 2	< 2	< 2
Be	mg/kg	< 2	< 2	< 2	< 2
Bi	mg/kg	< 10	< 10	< 10	< 10
La	mg/kg	< 20	< 20	< 20	< 20
Mo	mg/kg	< 5	< 5	< 5	< 5
Nb	mg/kg	< 20	< 20	< 20	< 20
Sb	mg/kg	< 10	< 10	< 10	< 10
W	mg/kg	< 10	< 10	< 10	< 10
Y	mg/kg	< 20	< 20	< 20	< 20

Tabla 11 - Resultados de los análisis químicos de las 4 muestras de depósitos de alteración hidrotermal asociadas a las fuentes de Magueyal y de Canoa.

2.3 INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

2.3.1 Geoquímica de los fluidos

a) Características geoquímicas de las aguas termales

Las temperaturas medidas en las emergencias de las fuentes termales durante nuestra campaña de campo varían de 25.2°C (Vuelta Grande - Salada 1) a 44.9°C (San Simón de Tamayo; tabl. 2). Los valores de salinidad (TDS) y de pH (tabl. 3) están respectivamente comprendidos entre 414 mg/l (Matas de Farfán) y 13 204 mg/l (Vuelta Grande - Salada 1), y entre 5.27 (Magueyal) y 8.55 (Aguas calientes de San José de las Matas).

Durante esta campaña de campo, los valores de los caudales sólo pudieron ser estimados para las fuentes de Guayabal (10 l/s), Magueyal (5 l/s) y San José de las Matas (0.2 l/s; tabl. 2). Son valores superiores a los estimados en el estudio del BRGM de 1980 (8 l/s para Guayabal, 2 l/s para Magueyal y 0.1 l/s para San José de las Matas; anexo 2). En este último estudio, fueron también estimados los valores de caudales para las fuentes de Canoa (6 l/s), Ranchería Alta (2 l/s), Galindo (1.2 l/s), Pedro Santana (0.5 l/s) y Vuelta Grande (0.45 l/s). El caudal de la fuente de Guayabal con 10 l/s resulta ser el más elevado.

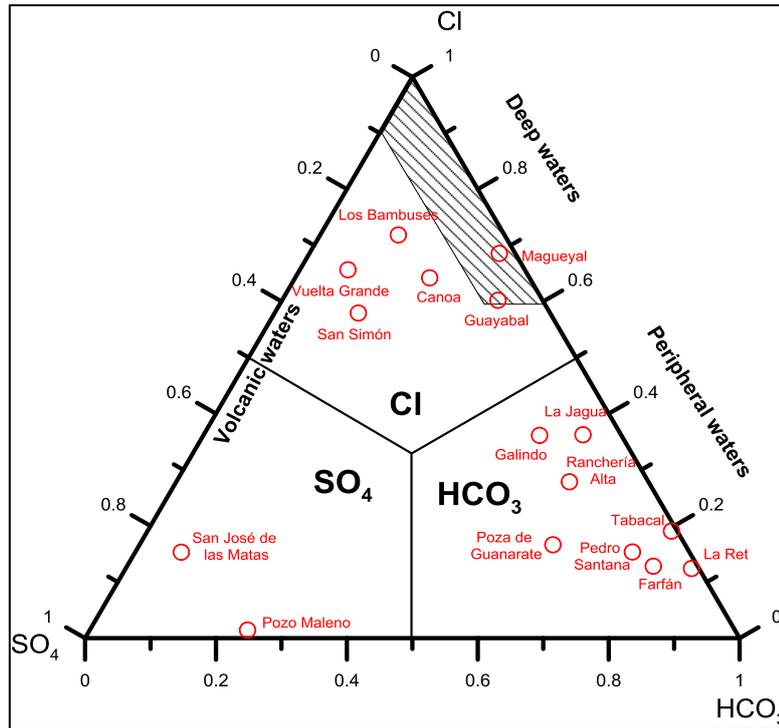
En el diagrama triangular de Giggenbach (1988) de la figura 7a, se puede distinguir tres tipos de aguas termales:

- aguas de tipo cloruro-sódico, con valores de TDS elevados (entre 2 183 y 13 204 mg/l; tabl. 3) y valores de pH relativamente bajos. Este tipo de agua es considerado como característico de aguas profundas cuya salinidad es el resultado de procesos significativos de interacción entre el agua, rocas y gases, como el dióxido de carbono (CO₂) a cierta temperatura ($\geq 50^{\circ}\text{C}$). Las aguas termales de Guayabal, Magueyal y Canoa parecen ser las aguas de características más profundas. Las aguas termales de Vuelta Grande, San Simón y los Bambuses indican un enriquecimiento en sulfatos;
- aguas de tipo sulfato-sódico (San José de las Matas), con características de aguas volcánicas, o de tipo sulfato cálcico (pozo Maleno), con características de aguas asociadas a los campos petrolíferos;
- aguas de tipo bicarbonato sódico o bicarbonato calco-sódico con los valores de TDS los más bajos (entre 414 y 1 204 mg/l), características de aguas más superficiales, las aguas donde los bicarbonatos son predominante siendo generalmente las más superficiales y frías.

En el diagrama de Giggenbach (1988) de la figura 7b, que integra a la vez las muestras de aguas recolectadas por el BRGM (Iundt, 1980) y ELECTROCONSULT (ELC, 1984), se vuelve a distinguir los tres tipos de aguas, indicando que los resultados analíticos obtenidos durante nuestra campaña de campo son parecidos a los de las muestras de las fuentes que ya habían sido colectadas en 1980 y en 1984 (anexo 2). La única diferencia significativa reside en la muestra de la fuente termal Pedro Santana, que tiene una salinidad (2 095 mg/l) y concentraciones de elementos, incluidos Na y Cl (929 y 1 889 mg/l), mucho más importantes que las de la muestra recolectada en 2016 (tabl. 3), de ahí su diferencia de posición en los dos diagramas de Giggenbach de la figura 7.

Excepto el pozo Maleno, las nuevas fuentes termales que fueron muestreadas (La Surza La Jagua, Farfán, Poza de Guanarate, Tabacal, La Ret; fig. 2) relativo a las que ya habían sido estudiadas en 1980 y en 1984, indican características bastante superficiales.

a)



b)

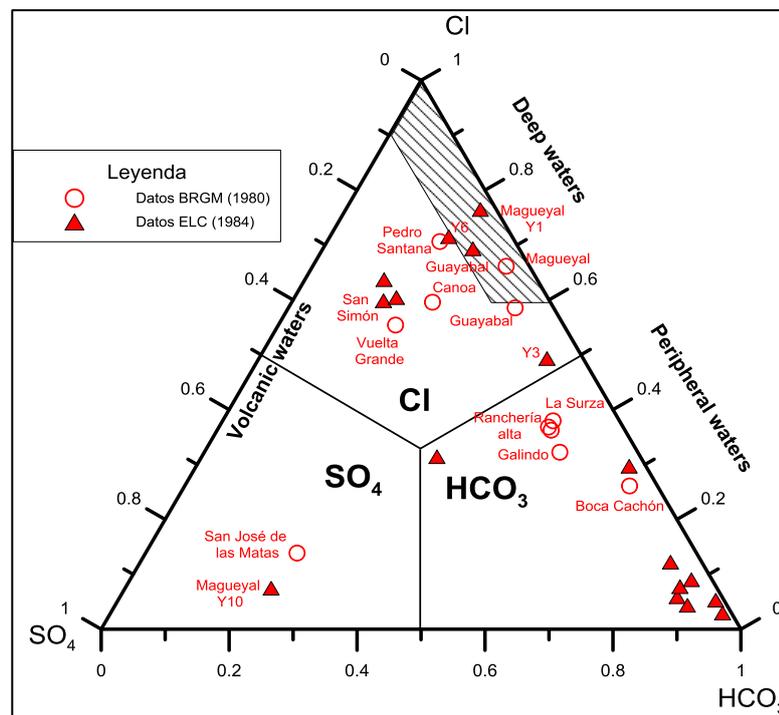


Figura 7 - a) Diagrama triangular de Giggenbach (1988) realizado para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016. b) Diagrama ternario de Giggenbach (1988) realizado para las aguas termales estudiadas por el BRGM (lundt, 1980) y por ELECTROCONSULT (ELC, 1984).

b) Origen de las aguas termales y de los gases no condensables asociados

- *Aguas termales*

Es bien conocido en la literatura que los isótopos del hidrógeno y del oxígeno del agua (δD y $\delta^{18}O$, respectivamente), así como los elementos conservadores como Cl y Br, pueden ser utilizados para determinar el origen de las aguas (Rittenhouse, 1967; Fontes and Matray, 1993a, b).

Los valores de δD y de $\delta^{18}O$ de las muestras de agua recolectadas durante la campaña de campo de 2016 (tabl. 6) son muy parecidos a los de las aguas termales que habían sido anteriormente muestreadas por el BRGM (Lundt, 1980; anexo 2), confirmando la buena repetibilidad y reproducibilidad de estos análisis. Varían entre -37.7 y -5.1‰ para los valores de δD , y de -6.2 a -0.7‰ para los valores de $\delta^{18}O$ (tabl. 6), indicando una variabilidad regional relativamente importante, que puede ser debida a la diferencia de altura de las zonas de recarga, pero también al cambio de temporada de la recarga (Benauges, 1981).

El diagrama δD - $\delta^{18}O$ de la figura 8 muestra que, aparte el agua del pozo Maleno, todas las aguas termales se ubican cerca de la recta de las aguas meteóricas locales, que fue construida a partir de los datos obtenidos por la Agencia Internacional de Energía Atómica (AIEA) relativos a las precipitaciones de la isla de Puerto Rico (IAEA, 1992), y cerca de la recta de las aguas meteóricas mundiales (Craig, 1961). Por lo tanto, se puede establecer que estas aguas tienen un origen esencialmente meteórico. Podemos notar con satisfacción que la recta de las aguas meteóricas locales pasa también por los valores de δD y de $\delta^{18}O$ adquiridos sobre las aguas de los cuatro ríos muestreados durante nuestra campaña de campo (fig. 8). Su ecuación es parecida a la de la recta obtenida por Benauges (1981) relativa a las aguas de origen meteórico de la isla de Guadalupe ($y = 8x + 16$). Las composiciones isotópicas de las aguas de Galindo y de Ranchería Alta son muy parecidas, así como sus composiciones químicas (tabl. 4). Esta observación ya había sido hecho en el estudio del BRGM de 1980 (Lundt, 1980).

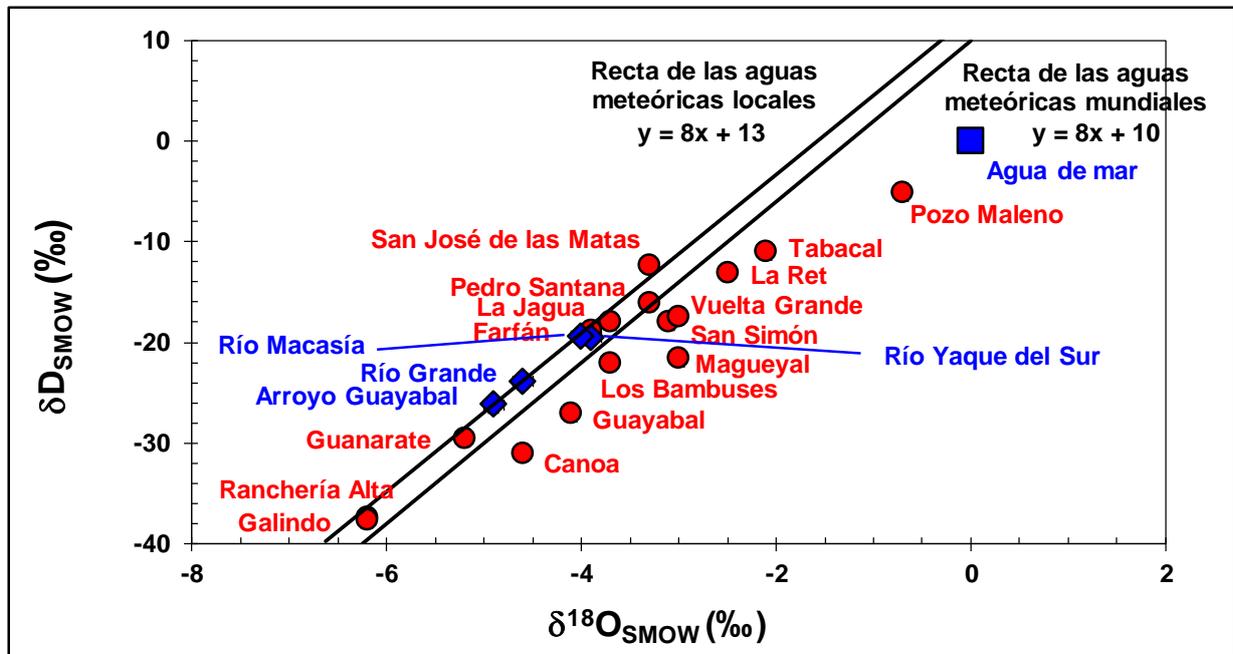


Figura 8 - Diagrama δD - $\delta^{18}O$ realizado para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.

Sin embargo, para las aguas termales de las fuentes de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande, Canoa, Los Bambuses, La Ret y Tabacal, se observa un ligero enriquecimiento en oxígeno-18 debido a procesos de interacción entre las aguas y las rocas encajantes (intercambio isotópico con el oxígeno de los silicatos o carbonatos, por ejemplo), que se traduce por un pequeño desplazamiento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ hacia la derecha de las rectas de las aguas meteóricas locales y mundiales (fig. 8). Esta observación es contraria a la interpretación que fue hecha por el BRGM en 1980 (Iundt, 1980). Excepto Tabacal y La Ret, la mayoría de estas aguas se destacaban ya por su química en las figuras 7a y 7b. Como lo veremos más adelante, indican también temperaturas profundas más importantes que las demás. El agua del pozo Maleno se acerca de los valores del agua de mar, sugiriendo un origen marino del agua diluida posteriormente por agua dulce de origen meteórico y cuya composición fue luego modificada por interacción con las rocas.

La ausencia de relaciones lineales en los diagramas $\delta\text{D-Cl}$ y $\delta^{18}\text{O-Cl}$ de las figuras 9a y 9b no parecen indicar procesos de mezclas de agua entre las fuentes termales.

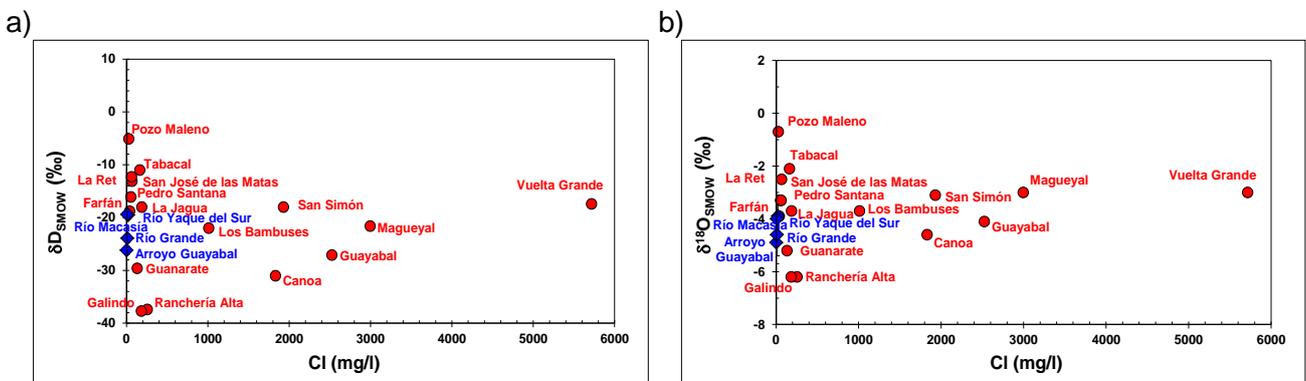


Figura 9 - a) Diagrama $\delta\text{D-Cl}$ y b) Diagrama $\delta^{18}\text{O-Cl}$ realizados para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.

Aunque la salinidad de las aguas termales sea muy inferior a la del agua de mar, los cocientes másicos Br/Cl y Na/Cl de estas aguas son sorprendentemente parecidos (figs. 10a y 10b, respectivamente) a los del agua de mar (0.0034 y 0.56-0.59, respectivamente), lo que sugiere más bien un origen marino significativo de estos tres elementos e importantes diluciones por aguas de origen meteórico (~ 7 veces para Magueyal y ~ 8 veces para Guayabal).

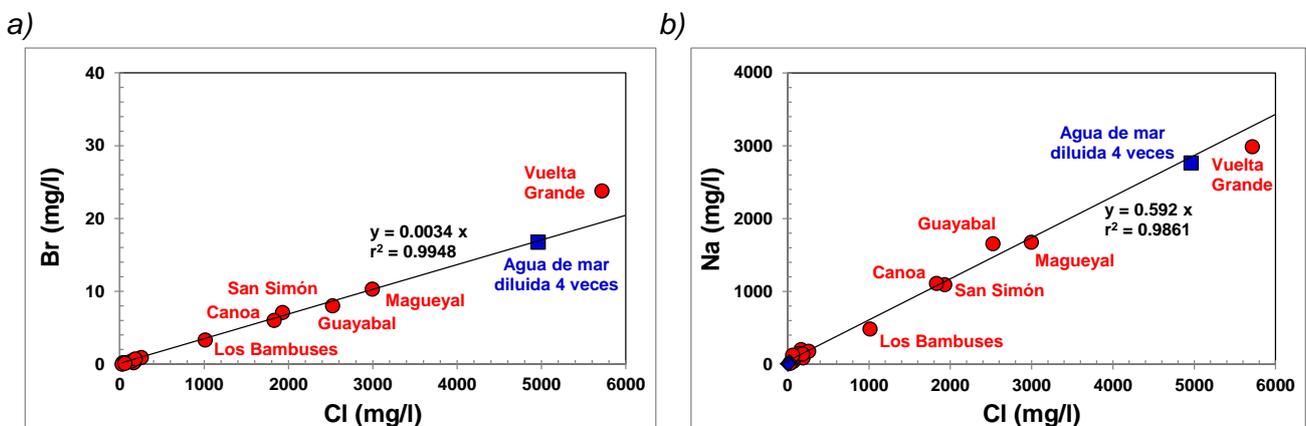


Figura 10 - a) Diagrama Br-Cl y b) Diagrama Na-Cl realizados para las aguas termales muestreadas durante la campaña de campo de 2016, en el marco de este estudio.

Sin embargo, se observa un ligerísimo enriquecimiento en Na relativo al cociente Na/Cl del agua de mar (fig. 10b) debido probablemente al aporte de este elemento por disolución de los minerales de las rocas. En lo que se refiere al agua termal de Vuelta Grande, presenta un valor de cociente Br/Cl ligeramente superior al del agua de mar (enriquecimiento en Br; fig. 10a) y un valor de cociente Na/Cl ligeramente inferior (fig. 10b).

En la literatura, se puede establecer, a veces, cuando se posee muchos datos de $\delta^{18}\text{O}$ de aguas de lluvia y de superficie en función de la altura, el gradiente de variación correspondiente. De ese modo, se pudieron estimar gradientes de variación de $\delta^{18}\text{O}$ en función de la altura para islas volcánicas en contexto oceánico como Tahití (-0.7‰/km; Hidenbrand *et al.*, 2005) o como La Reunión (-1.2‰/km; Grünberger, 1989). Sin embargo, debido a la ausencia del conocimiento del gradiente local de variación de composición isotópica de las aguas de lluvia en función de la altura y de la fuerte amplitud de la composición isotópica de las aguas en función de la temporada del año, es muchas veces difícil estimar de manera fiable la altura de recarga de las aguas subterráneas. Con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de altura de las cuatro muestras de ríos de este estudio, se pudo establecer un gradiente de variación de -1.3‰/km (fig. 11), cercano de los definidos en la literatura. No obstante, no se pudo aplicar este gradiente a las muestras de nuestro estudio porque la mayoría indicaba valores de $\delta^{18}\text{O}$ superiores a los del gradiente (fig. 11) y algunas de las muestras, como vimos anteriormente en la figura 8, estaban enriquecidas en oxígeno-18.

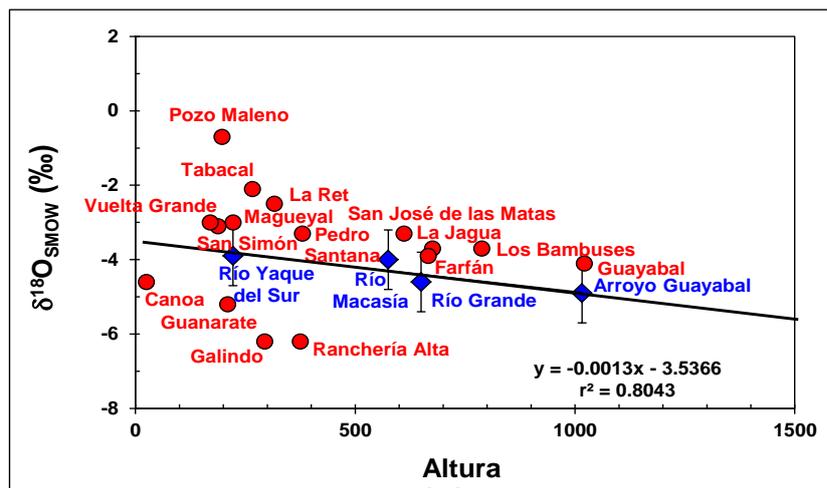


Figura 11 - Diagrama de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en función de las alturas a las cuales fueron recolectadas las muestras de las aguas termales durante la campaña de 2016.

Aunque, de este modo, no se pueda obtener información sobre la altura de la zona de recarga de las aguas termales, la similitud de los valores de δD de las muestras de agua de las fuentes de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande con el valor del agua del río Yaqué del Sur, en la figura 8, parece indicar que estas fuentes están alimentadas, en gran parte, por este río. Idénticas observaciones y conclusiones pueden hacerse entre la fuente de Guayabal y el arroyo que lleva el mismo nombre, entre la fuente de los Bambuses y el río Grande, o entre la fuente de las Matas de Farfán y el río Macasía. Las zonas de recarga de las fuentes de Canoa y de Guanarate parecen también ser similares (fig. 8).

Los valores de tritio medidos por el BRGM en 1980 (lundt, 1980) indicaron que las aguas superficiales contenían, en esa época, alrededor de 15 unidades de tritio (UT). El conjunto de las aguas termales poseían entre 2 a 6 UT (anexo 2). Se interpretó estos valores como resultantes de una circulación en profundidad de las aguas termales estudiadas en 1980, por lo menos, igual o superior a 25 años (lundt, 1980).

- Gases no condensables asociados con las aguas termales

Según los datos de la tabla 8, el CO₂ es predominante para la fuente de Guayabal y podría tener un origen principalmente magmático, sugerido por el valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de -6.5‰ (tabl. 9), y la importante P_{CO₂} estimada más adelante. Recordamos que valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre -8.6 y -2.3‰ pueden ser compatibles con un origen magmático del CO₂ (Pineau and Javoy, 1983; Marty et al., 1993; Pedroni et al., 1999) y que el CO₂ del manto primario de la tierra se caracteriza por un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de $-6.0 \pm 2\%$ (Deines and Gold, 1973; Kyser, 1986). Datos algo más negativos fueron obtenidos durante el estudio del BRGM de 1980 (Iundt, 1980) para la misma fuente y para la fuente de Magueyal, con valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ de -7.4 y -7.6‰, respectivamente (tabl. 8 y 9). Según este último estudio, el CO₂ asociado a la fuente de Canoa también podría ser de origen magmático (-6.9‰). Este origen para el CO₂ de estas fuentes está también confirmado por los datos de $\delta^{13}\text{C}$ de la tabla 6 medidos en las muestras de aguas, que sugieren además un origen parecido para el CO₂ asociado a la fuente de San Simón. Este origen no es sorprendente dada la presencia de antiguos aparatos volcánicos cerca de las fuentes de Guayabal, Magueyal y San Simón. Para la fuente de Canoa, es sugerida, en el estudio del BRGM de 1980 (Traineau y Westercamp, 1980), la probable presencia de un bolsón magmático, relativamente superficial, en la cercanía de esta fuente. Según las figuras 12 y 13, y la tabla 8, donde el N₂ y Ar son de origen meteórico y no hay presencia de He y H₂, el CO₂ asociado a la fuente de Guayabal (con a lo mejor también el CH₄) serían los únicos gases de origen magmático. Estos datos están en acuerdo con un volcanismo relativamente antiguo asociado con estas estas fuentes. Según los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ medidos en las aguas de Magueyal (16.5‰) y de Canoa (3.5‰; tabl. 6), sólo el H₂S asociado con la fuente de Canoa podría tener un origen magmático predominante (cerca de 0‰).

Para las fuentes de Ranchería Alta como de La Surza La Jagua, o de San José de las Matas, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del CO₂ asociado con estas fuentes, comprendidos entre -14 y -12‰ (tabl. 9), sugieren más bien un origen mixto, con un polo orgánico seguro y bastante marcado ($\delta^{13}\text{C} \leq -20\%$; Pedroni *et al.*, 1999) y otros polos (magmatismo, atmosfera, sedimentario marino), caracterizados por $\delta^{13}\text{C}$ entre 2 y -8‰, que no pueden ser definidos únicamente con este criterio. Estos resultados están confirmados por los datos de $\delta^{13}\text{C}$ de la tabla 6 medidos en las muestras de aguas (valores $\leq -0.8\%$). Los gases no condensables asociados con la fuente de La Surza La Jagua son principalmente de origen atmosférico (composición química muy parecida; tabl. 8; figs. 12 y 13), excepto el CO₂ ($\delta^{13}\text{C}$ del aire $\approx -7.5\%$; Pedroni *et al.*, 1999) y el CH₄, que indican también un origen orgánico. Los gases asociados con la fuente de Ranchería Alta se caracterizan por una fuerte proporción de nitrógeno ($\sim 90\%$; tabl. 8) que, según las figuras 12 y 13, es de origen atmosférico como el argón, el oxígeno habiendo sido consumido en condiciones reductoras. Son además las únicas muestras analizadas en indicar trazas de helio (tabl. 8; fig. 13).

La fuente de San José de las Matas también indica una proporción de nitrógeno importante (60-70%) de origen atmosférico como el argón (figs. 12 y 13), acompañada por una fuerte proporción de H₂ (30-45%; tabl. 8). Esta composición química de los gases para una fuente termal es bastante curiosa. Si la producción de H₂ a partir de la serpentinización de peridotitas (alteración) u otros materiales ultra-básicos a alta temperatura, en procesos hidrotermales exotérmicos de hidratación, es bien conocida (Mügler *et al.*, 2016), lo es menos la producción de H₂ a bajas temperaturas. Sin embargo, en condiciones de laboratorio, en presencia de peridotita, olivino y piroxenas en contacto con un agua anóxica a 55 y 100°C, Mayhew *et al.* (2013) lograron también producir hidrógeno. Habría que comprobar si reacciones exotérmicas parecidas se pudieran producir en presencia de tonalitas o minerales presentes en esta roca, que es la que está en contacto con el agua de esta fuente.

Si para esta fuente, la proporción de H₂ es relativamente importante, la cantidad lo es mucho menos porque el caudal de la desgasificación era bastante bajo (~ 4 l/h).

Por fin, el valor muy positivo del δ¹³C medido en la muestra de agua del pozo Maleno (11‰; tabl. 6) sugiere un contacto del agua con carbonatos marinos (valores de δ¹³C del CO₂ cercanos de 0‰).

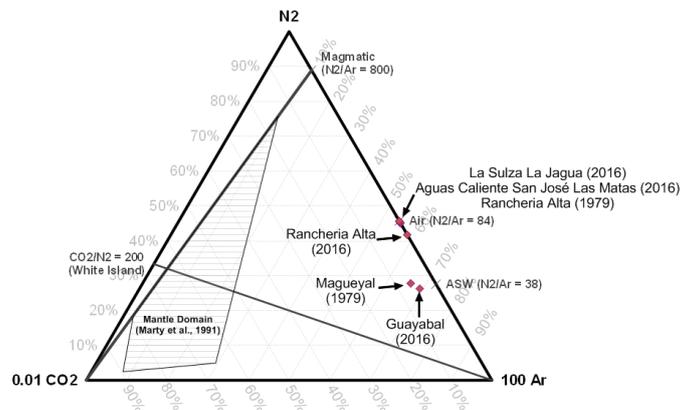
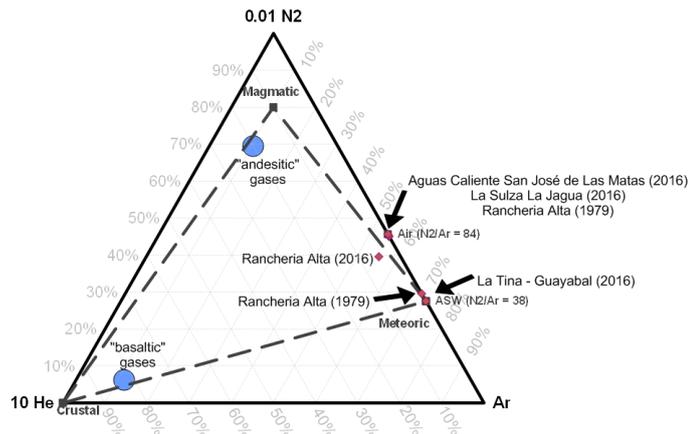


Figura 12 - Diagrama triangular CO₂-Ar-N₂ utilizado por Marty et al. (1991), aplicado a los gases analizados en este estudio.

a)



b)

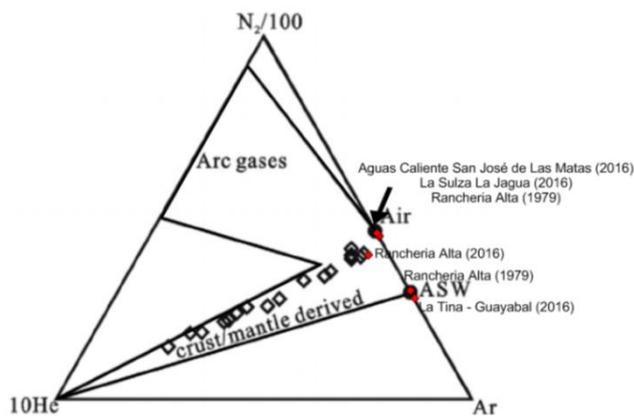


Figura 13 - Diagramas triangulares He-Ar-N₂ utilizados por Giggenbach et al. (1991) y por Zhang et al. (2016), aplicados a los gases analizados en este estudio.

c) Procesos de interacción entre agua, roca y gases

Todas las aguas están constituidas de elementos mayores (Na, K, Ca, Mg, HCO₃, Cl, SO₄, NO₃, SiO₂) y trazas (F, Br, B, Sr, Ba, Mn, Li, Rb, Cs, Ge...). Los procesos de interacción entre estas últimas, las rocas y los gases que están a su contacto se caracterizan por enriquecimientos de ciertos elementos o empobrecimientos de otros (elementos mayores y trazas) en las aguas, y dejan también firmas isotópicas características ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, etc.), que pueden ser utilizadas para detectarlos.

- *Firmas químicas*

Estos procesos de interacción pasan principalmente por reacciones químicas de disolución o precipitación de minerales de las rocas controladas por la solubilidad de estos últimos en función de la temperatura, cuando las condiciones de equilibrio químico están realizadas, y a veces de otros parámetros como el valor del pH del agua, por ejemplo. Estas condiciones de equilibrio dependen de cinéticas de disolución o precipitación que pueden ser rápidas o lentas, según el mineral considerado, y que aumentan con la temperatura. Generalmente, la solubilidad de los silicatos y de los aluminio-silicatos, que no suele ser muy elevada, aumenta con la temperatura. Por el contrario, la solubilidad de ciertos minerales sedimentarios como la calcita y la anhidrita baja.

Como podemos verlo en las figuras 10, 14 y 15, las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande y Canoa se distinguen de las demás no solo por sus concentraciones más elevadas de Cl, pero también por sus concentraciones más elevadas de otras especies mayores como Na, K, SiO₂, Ca y HCO₃ (lo que explica también sus salinidades más elevadas), o de especies trazas como Br, Sr, B, Li, Rb, Cs, Ge...

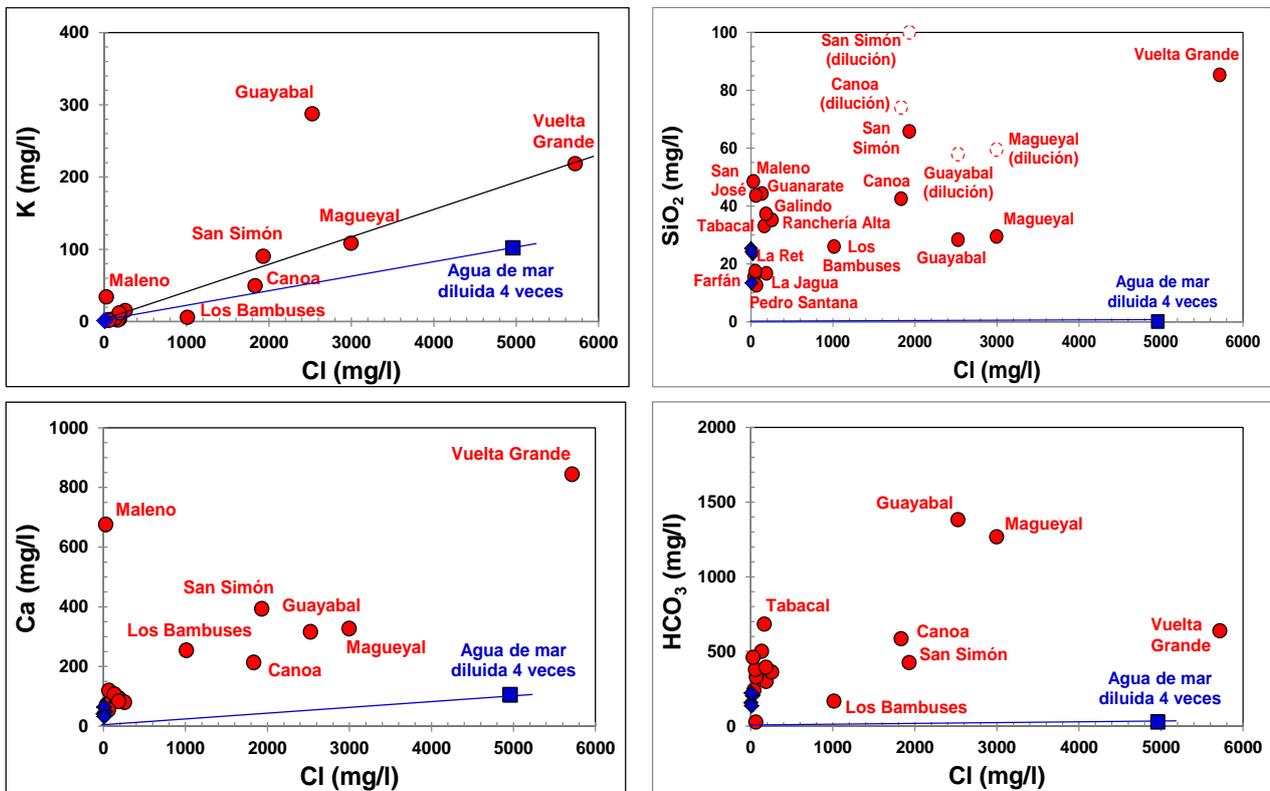


Figura 14 - Diagramas K-Cl, SiO₂-Cl, Ca-Cl y HCO₃-Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

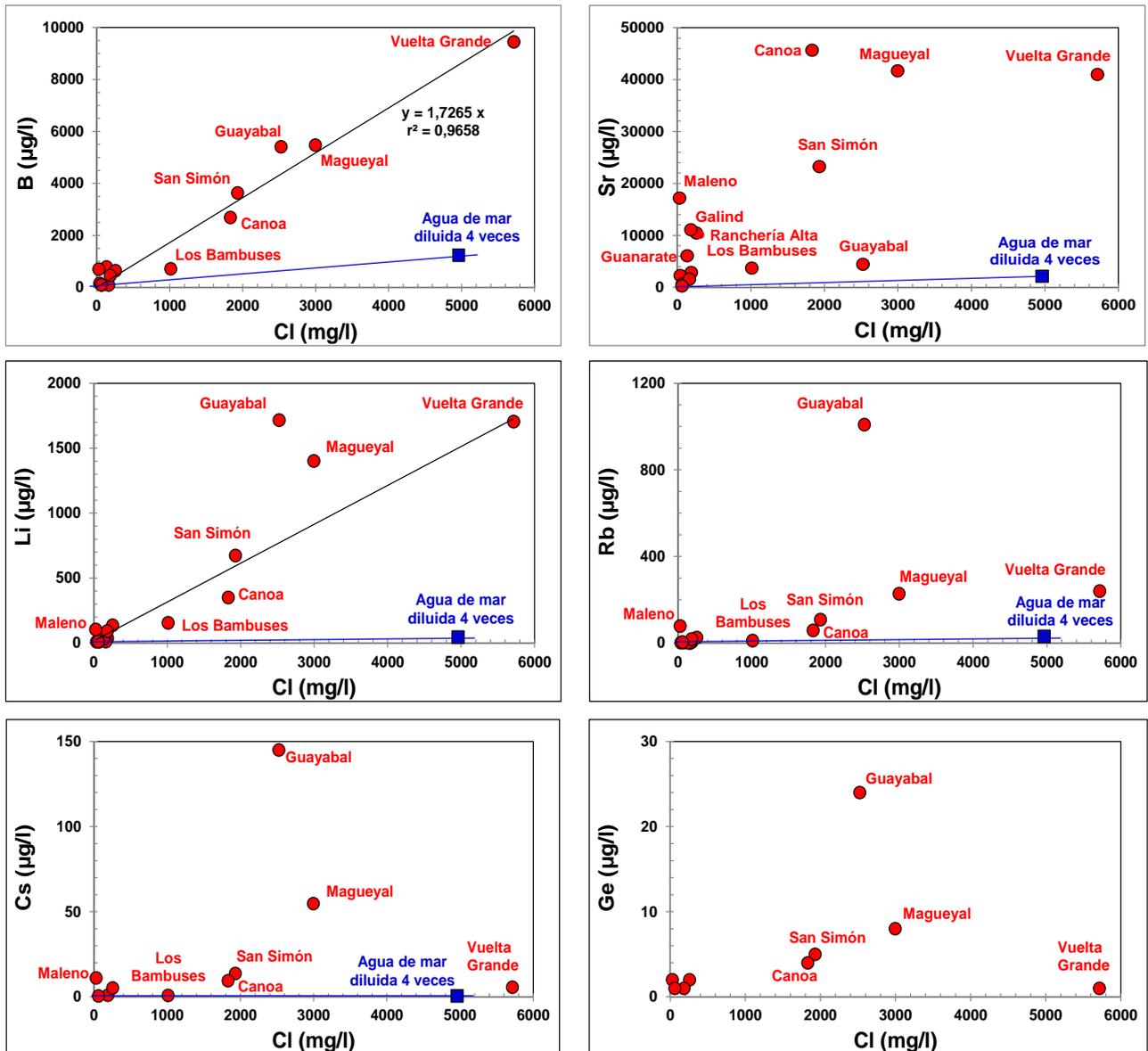


Figura 15 - Diagramas Sr-Cl, B-Cl, Li-Cl, Rb-Cl, Cs-Cl y Ge-Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

Muchas de estas aguas tienen también concentraciones elevadas de As y de elementos de la familia de los metales como Cu, Ni, Pb, Zn, Cd, Co, Cr, W (tabl. 5). Sin embargo, el agua termal de Guayabal se distingue de las otras por concentraciones de elementos alcalinos (K, Li, Cs, Rb) y metálicos (Pb, Zn, Cd, Co, W), de As y Ge, bien superiores (figs. 14 y 15; tabl. 5). Por el contrario, su concentración de Sr es mucho más baja (fig. 14).

Como lo veremos más adelante, las principales características de estas fuentes son esencialmente debidas a temperaturas más elevadas de interacción con las rocas y también, para la mayoría, a valores de pH del agua más bajos asociados a la presencia más importante de gases ácidos como CO₂ y, a veces, H₂S, de origen volcánico, que tienen un poder de disolución de las rocas más agresivo. Las diferencias observadas, sobre todo en las concentraciones de algunos elementos trazas, para la fuente de Guayabal comparada con las demás, provienen de una temperatura ligeramente superior, pero también de la diferencia de naturaleza de las rocas del reservorio (rocas volcánicas en vez de rocas sedimentarias) en contacto con el agua.

Utilizando las muestras de agua que fueron acidificadas en el campo, los valores de concentración de sílice analizada para las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Canoa (tabl. 4; fig. 14) son parecidas a las medidas hechas en 1980 y en 1984 (Iundt, 1980; ELC, 1984; anexo 2). Como estos valores parecían bajos para este tipo de aguas, análisis de sílice fueron también efectuados sobre muestras de agua que habían sido diluidas por un factor 10 en el campo, con agua desionizada ultra-pura. Los resultados analíticos dieron valores superiores a los anteriores (fig. 14), que parecen corresponder mejor a este tipo de aguas y estarían más en acuerdo con los valores elevados observados para los elementos alcalinos, por ejemplo. Sin embargo, consideraremos los dos valores obtenidos para la interpretación de los datos.

En lo que se refiere a las especies Mg y SO₄ (fig. 16), vemos que el agua de Vuelta Grande, que es el agua más mineralizada de todas las muestras, indica de lejos los valores de concentración más altos de estas dos especies. Es también el agua que contiene más Ca, Sr y B (figs. 14 y 15).

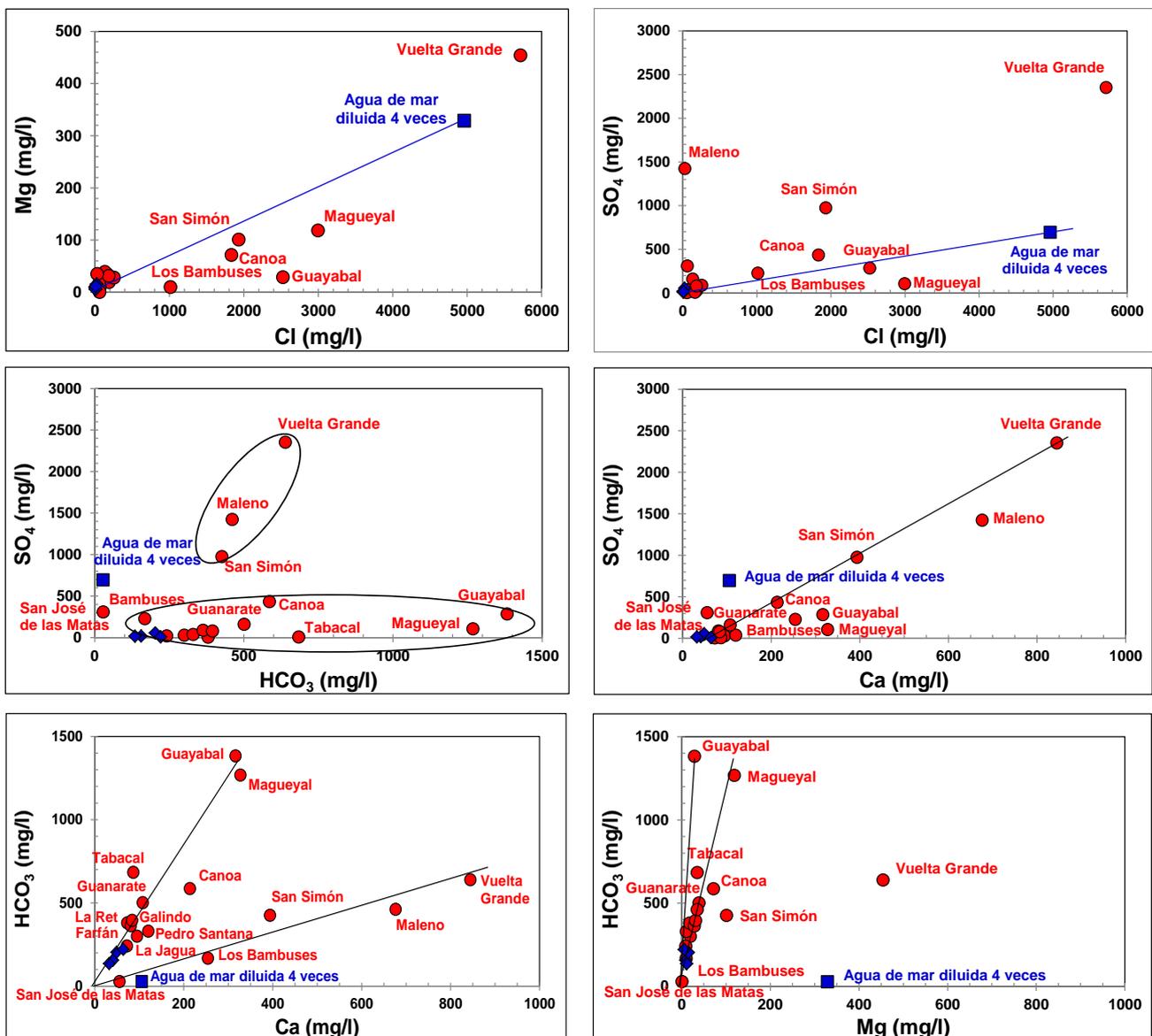


Figura 16 - Diagramas Mg-Cl, SO₄-Cl, SO₄-HCO₃, SO₄/Ca, HCO₃/Ca, HCO₃/Mg aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

Los diagramas $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$, Ca-SO_4 y $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ de la figura 16 sugieren un aporte de Ca y de SO_4 en esta agua por disolución de evaporitas como el yeso o la anhidrita. Las aguas de San Simón y del pozo Maleno también estarían afectadas por un tal proceso, pero con menor importancia. El valor elevado de Mg en el agua de Vuelta Grande podría también resultar de este tipo de proceso. La baja concentración de sulfatos del agua de Magueyal comparada con la de las aguas de Guayabal y Canoa sugiere que una parte de los sulfatos haya podido ser reducida en H_2S . Contrariamente al agua de Vuelta Grande y mismo a las de Magueyal, San Simón y Canoa, el valor de la concentración de Mg del agua de Guayabal es más bien bajo (fig. 16), lo que sugiere que esta última sea un poco más caliente que las otras en profundidad.

Los altos valores de concentración de HCO_3 de las aguas de Guayabal y de Magueyal (fig. 16) se pueden explicar por P_{CO_2} elevadas que estimaremos más adelante, y que se traducen por valores de $\text{pH} < 6$ en estas aguas. En la mayoría de los diagramas de la figura 16, vemos que las aguas termales de La Ret, Pedro Santana, las Matas de Farfán, La Surza La Jagua, Guanarate y Galindo, cuya composición en Ca, Mg, HCO_3 y SO_4 están cercanas de la de los ríos, confirman un carácter superficial bastante marcado.

El diagrama B-Cl de la figura 15 indica una muy buena relación lineal ($r^2 = 0.966$), lo que traduce un cociente B/Cl relativamente constante para todas las muestras, excepto para las de Guayabal (enriquecimiento en B) y de Los Bambuses (empobrecimiento en B). Ante la aparente ausencia de procesos de mezcla entre las aguas de estas muestras, sugiere un aporte de boro cuyo origen podría ser un proceso común de disolución de mineral (tal vez turmalina, ilita, mica?). Esta relación lineal ya había sido señalada durante el estudio del BRGM (Iundt, 1980), sin que ninguna conclusión definitiva sobre el tipo de proceso del origen del boro haya sido tomada. Sin embargo, la evocación de la existencia de un campo geotérmico de alta temperatura asociada a anomalías de boro no nos parece realista, en este caso.

En lo que se refiere al Sr, vemos en los diagramas de la figura 17, que las altas concentraciones de este elemento parecen estar principalmente asociadas a la disolución de sulfatos (yeso, anhidrita, celestina?) en las aguas termales de Vuelta Grande, San Simón y Maleno, mientras que para las aguas de Canoa y Magueyal, dependerían más bien de la disolución de carbonatos (calcita, estroncionita?). Dada las firmas isotópicas del Sr de estas aguas que veremos más adelante, el aporte de Sr por feldespatos o plagioclasas parece poco probable. Las bajas concentraciones de estroncio del agua de Guayabal, de los Bambuses y de San José de las Matas comparadas con las de las precedentes aguas se explican por el cambio de naturaleza de las rocas en contacto con las aguas (rocas volcánicas de tipo dacítico o tonalítico, o rocas volcánico-clásticas en vez de rocas sedimentarias como sulfatos o calizas de origen marino).

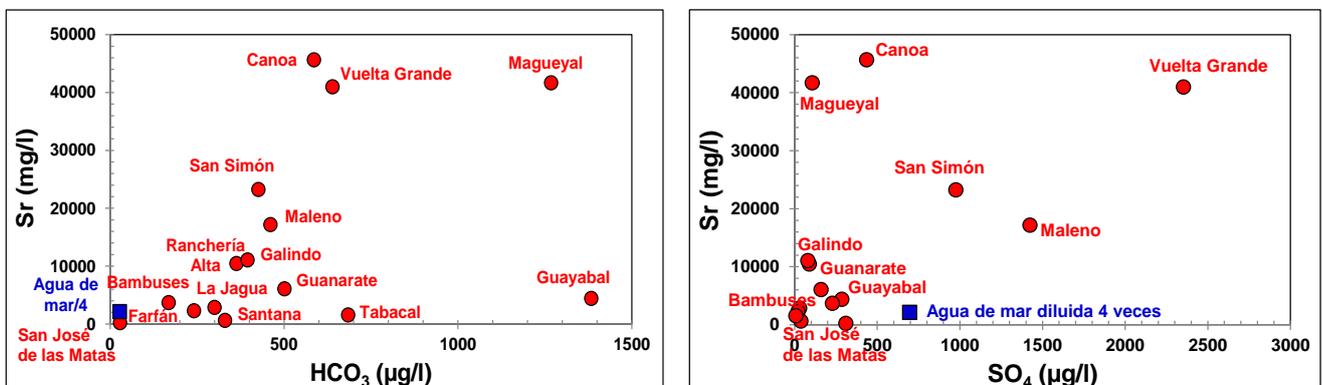


Figura 17 - Diagramas Sr-HCO_3 y Sr/SO_4 aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

En los diagramas de la figura 18, el agua termal de Magueyal indica una concentración de Ba mucho más alta que la de las demás aguas probablemente asociada a la disolución de carbonatos, y no de sulfatos. Las concentraciones de Ba de las aguas termales de Guayabal, Vuelta Grande, San Simón y Canoa son relativamente bajas, si consideramos sus mineralizaciones.

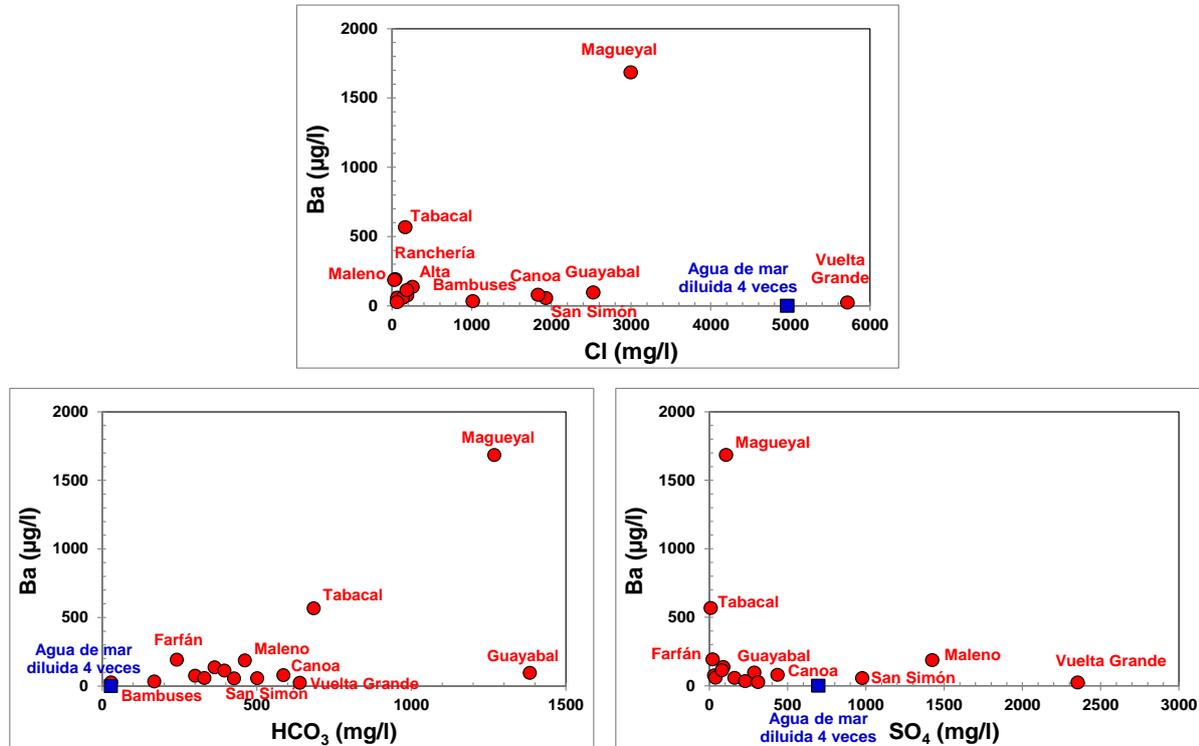


Figura 18 - Diagramas Ba-Cl, Ba-HCO₃ y Ba/SO₄ aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

La figura 19a muestra los valores elevados de la concentración de F de las aguas termales de Vuelta Grande, Rancharía Alta, Galindo y Guanarate. El fuerte valor del agua de Vuelta Grande es probablemente debido a la disolución de evaporitas ya mencionada. Los valores bajos de las aguas de Guayabal y de Bambuses, así como para el estroncio, son seguramente asociados a la naturaleza de las rocas (rocas volcánicas). En la figura 19b, son las aguas de Maleno, Tabacal y Guayabal que se destacan por sus concentraciones más elevadas de Mn.

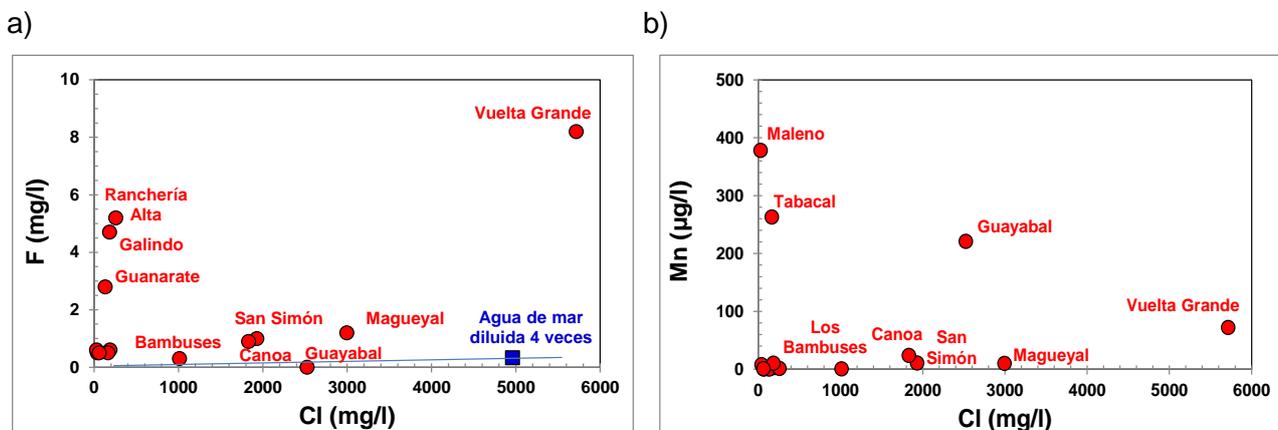


Figura 19 - Diagramas F-Cl y Mn-Cl aplicados a las aguas termales analizadas en este estudio.

- *Firmas isotópicas*

La relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las aguas termales se utiliza muchas veces para definir el tipo de rocas del reservorio que está en contacto con estas aguas. Así, en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en función de $1/\text{Sr}$ de la figura 20, se pueden distinguir cinco grupos de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:

- valores comprendidos entre 0.708066 y 0.708428, con concentraciones de Sr relativamente importantes, que corresponden más bien a aguas en contacto con rocas sedimentarias de origen marino del Terciario (fig. 21). Estas aguas son las de Magueyal, Ranchería Alta, Galindo y Maleno;
- valores entre 0.707601 y 0.707890, con concentraciones de Sr similares a las del primer grupo, que también podrían corresponder a aguas en contacto con rocas sedimentarias de origen marino del Terciario, o del Triásico (fig. 21). Estas aguas son las de San Simón, Vuelta Grande, Canoa, Guanarate, las Matas de Farfán y La Surza La Jagua. Teniendo en cuenta los datos geológicos y las temperaturas relativamente bajas de estas fuentes, como veremos más adelante, privilegiamos un contacto de estas aguas con sedimentos de origen marino Terciario;
- valores de 0.706430 y 0.706998, con concentraciones más bajas de Sr, que corresponden a los de las aguas de Tabacal y de Pedro Santana, que son aguas bastante superficiales;
- valores de 0.704934 para el agua termal de Los Bambuses y de 0.705552 para el agua de Guayabal, con concentraciones de Sr más elevadas que las del segundo grupo. Estos valores son característicos de aguas en contacto con rocas volcánicas como basaltos o andesitas cuya firma isotópica es cercana de 0.704 (Pilot, 1974; Sanjuan *et al.*, 1990);
- un valor de 0.703830 asociado a la más baja concentración de Sr, que corresponde muy bien a un agua en contacto con tonalita, que es la roca que aflora a la emergencia de la fuente termal de San José de las Matas.

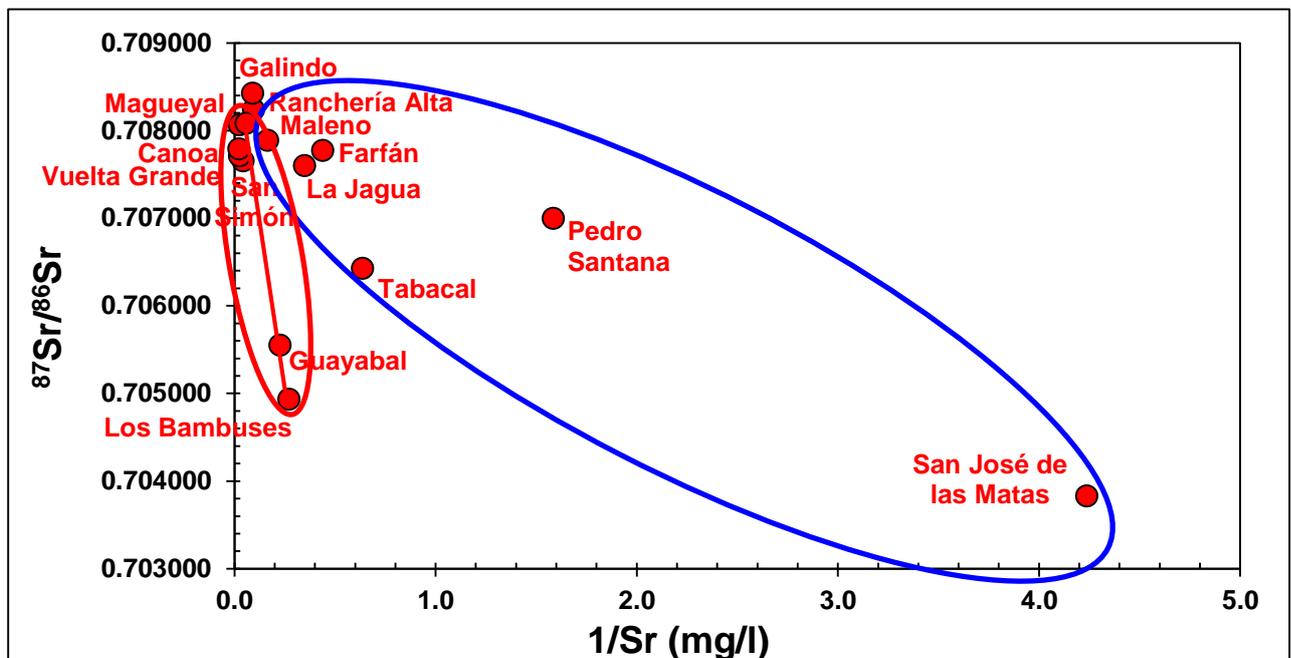


Figura 20 - Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $1/\text{Sr}$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.

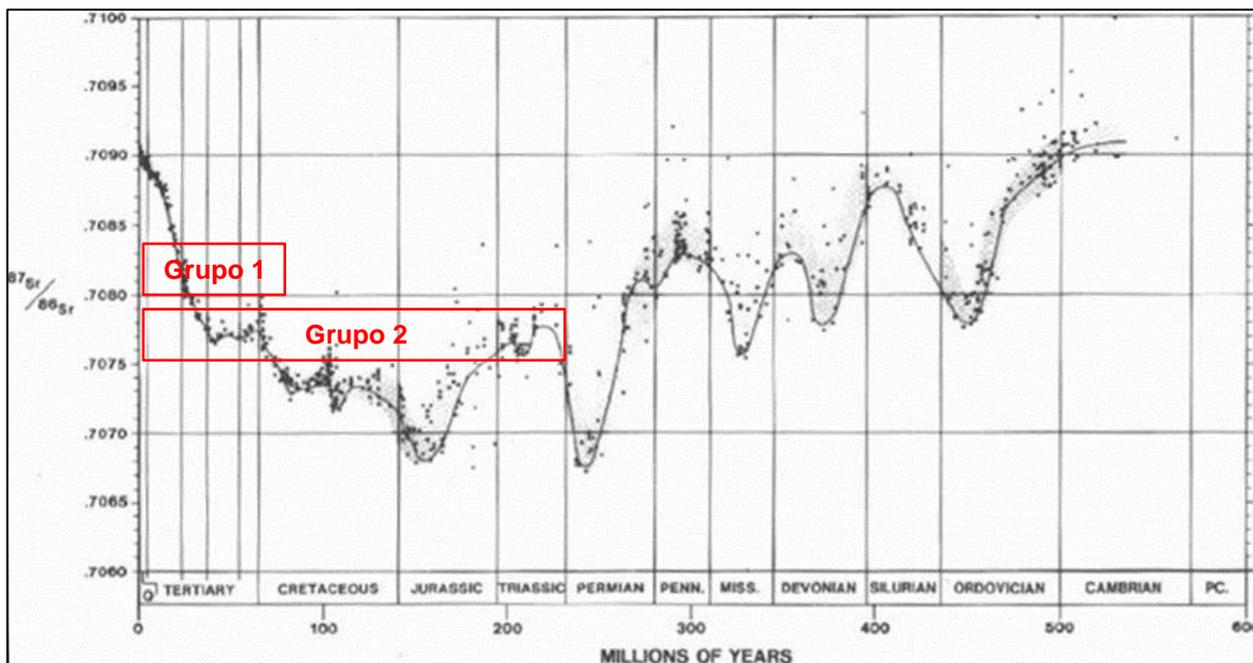


Figura 21 - Diagrama que representa la evolución de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar y de los sedimentos marinos a través del tiempo Fanerozoico (Burke et al., 1982).

La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua termal de Guayabal teniendo un valor algo más alto que el de las rocas volcánicas podría resultar de una mezcla entre aguas de tipo de Los Bambuses y de Magueyal (fig. 20). Se puede estimar las proporciones de estos dos tipos de aguas en el agua de Guayabal según las ecuaciones siguientes de mezcla:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Guay.}} \cdot [\text{Sr}]_{\text{Guay.}} = x \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Bamb.}} \cdot [\text{Sr}]_{\text{Bamb.}} + y \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{Mag.}} \cdot [\text{Sr}]_{\text{Mag.}}$$

$$[\text{Sr}]_{\text{Guay.}} = x \cdot [\text{Sr}]_{\text{Bamb.}} + y \cdot [\text{Sr}]_{\text{Mag.}}$$

donde $[\text{Sr}]_{\text{Guay.}}$, $[\text{Sr}]_{\text{Bamb.}}$ y $[\text{Sr}]_{\text{Mag.}}$ son respectivamente las concentraciones de Sr de cada agua, x e y las proporciones de la mezcla de las aguas de tipo de Los Bambuses y de Magueyal, con $x + y = 1$. Los valores de las concentraciones de Sr y de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ figuran respectivamente en las tablas 5 y 6. Al resolver este sistema de ecuaciones, se puede estimar que el agua termal de Guayabal está constituida de alrededor de 98% de un agua de tipo de Los Bambuses en contacto con rocas volcánicas y de 2% de un agua de tipo de Magueyal en contacto con rocas sedimentarias de origen marino del Terciario.

En la figura 20, podemos también ver que las aguas termales con características más superficiales y en contacto con rocas sedimentarias como las de las Matas de Farfán, la Surza La Jagua, Tabacal y Pedro Santana tienen concentraciones de Sr más bajas.

Los valores de $\delta^{11}\text{B}$ se caracterizan, para la mayoría de las aguas termales, por valores relativamente elevados ($\geq 15\text{‰}$; tabl. 6), excepto para el agua de Guayabal que indica un valor bastante más bajo (6.61‰). Este valor podría ser debido, en gran parte, por la diferencia de tipo de roca y de minerales en contacto con esta agua (roca volcánica), comparada con la mayoría de las otras que están en contacto con rocas sedimentarias de origen marino. Recordemos que para el agua de mar, el valor de $\delta^{11}\text{B}$ es de $39.5 \pm 1.0\text{‰}$ (Vengosh et al., 1991) y que, para los carbonatos marinos, los valores de $\delta^{11}\text{B}$ pueden variar de -5 a 30‰ (Coplen et al., 2002).

Otro factor de diferencia podría ser también la temperatura un poco más elevada del agua de Guayabal, como lo veremos más adelante. El fraccionamiento isotópico entre agua y roca, por ejemplo, en el caso de interacción con illita o muscovita, puede ser importante, pero disminuye cuando la temperatura aumenta (Williams *et al.*, 2001a; b). De este modo, este factor podría explicar, en parte, la diferencia de valores isotópicos entre el agua de Guayabal y de los Bambuses (22.91‰), que están las dos en contacto con rocas volcánicas, y estaría en acuerdo con el valor más alto del cociente B/Cl en el agua de Guayabal (fig. 15). Sin embargo, esta diferencia podría también ser debida a un aporte de B por minerales diferentes en una mismo tipo de rocas (rocas volcánicas) para cada una de las dos aguas.

Para el agua termal de Guayabal, si utilizamos la relación $\Delta_{\text{solución-sólido}} = 10120/T(K) - 2.44$, dada por Williams *et al.* (2001a) relativa al fraccionamiento isotópico del boro, a una temperatura de 90°C (ver más adelante), obtenemos un valor de $\Delta_{\text{solución-sólido}}$ de -25.43‰, que permite atribuir un valor de $\delta^{11}\text{B}$ de -18.82‰ al mineral en contacto con esta agua, visto que esta última indica un valor de $\delta^{11}\text{B}$ de 6.61‰ (tabl. 6). Valores similares (-18.9 y -18.7‰) fueron encontrados por Williams *et al.* (2001b) para muestras de argilita, con 30% de smectitas y 70% de illitas, formadas entre 100 y 120°C.

Para el agua termal de Los Bambuses, obtenemos a 50°C (ver más adelante) un valor de $\Delta_{\text{solución-sólido}}$ de -28.88‰ y un valor correspondiente de $\delta^{11}\text{B}$ de -5.97‰ para el mineral en contacto con esta agua. Valores similares (de -10.6 a -2.1‰) fueron encontrados por Williams *et al.* (2001b) para muestras de areniscas con muscovitas. Del mismo modo, para las aguas de Magueyal, San Simón, Vuelta Grande y Canoa, obtenemos a 80°C (ver más adelante) valores respectivos de $\delta^{11}\text{B}$ de -11.07, -7.54, -7.35 y -7.29‰ para los minerales en contacto con estas aguas, similares a los de las muestras de areniscas de Williams *et al.* (2001b).

La figura 22 indica muy bien el carácter más superficial y frío de las aguas termales de la Ranchería Alta, San José de las Matas, Los Bambuses, La Surza La Jagua, las Matas de Farfán, Tabacal y Pedro Santana, comparadas con las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande y Canoa, que son más profundas y calientes.

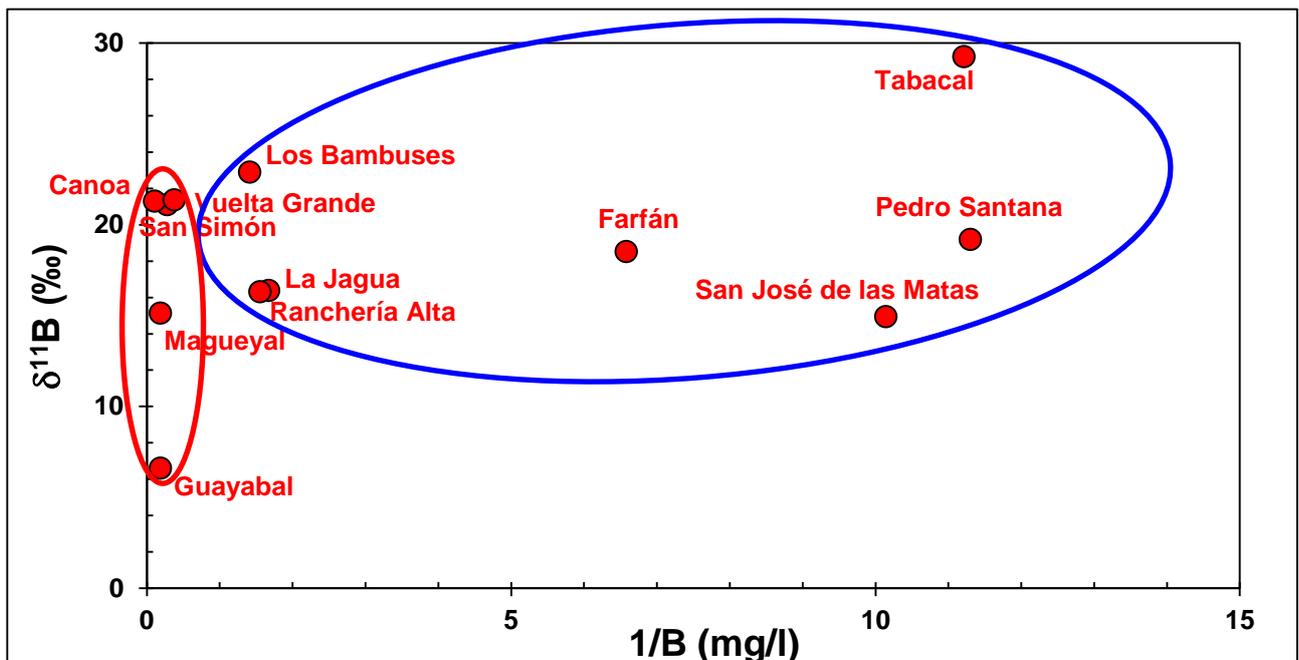


Figura 22 - Diagrama $\delta^{11}\text{B} - 1/\text{B}$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.

Del mismo modo que los valores de $\delta^{11}\text{B}$, los valores de $\delta^7\text{Li}$ se caracterizan, para la mayoría de las aguas termales, por valores relativamente elevados ($\geq 9.3\text{‰}$; tabl. 6), excepto para las aguas de Guayabal y de Maleno, que indican un valor más bajo (5.5‰ para cada una). Recordemos que el agua de mar tiene una firma isotópica $\delta^7\text{Li}$ de $31 \pm 0.5\text{‰}$ (Millet *et al.*, 2010) y que los sedimentos carbonatados indican valores de $\delta^7\text{Li}$ que van de -10 a 40‰ , mientras las rocas volcánicas como los basaltos tienen valores comprendidos entre -2 y 14‰ (Coplen *et al.*, 2002). Es muy probable que el valor bajo del agua de Guayabal sea debido al contacto de esta última con este tipo de roca, como ya lo indicó anteriormente la firma isotópica del Sr, visto además que la mayoría del Li viene de la interacción del agua con la roca, y constituye la mayor concentración de Li de todas las aguas termales (Tabl. 6; más bajo valor $1/\text{Li}$ en la figura 23). Veremos más adelante que la temperatura también interviene sobre esta importante concentración de Li.

Como para el boro, la figura 23 indica muy bien el carácter más superficial y frío de las aguas termales de la Ranchería Alta, San José de las Matas, Los Bambuses, La Surza La Jagua, las Matas de Farfán, Tabacal y Pedro Santana, comparadas con las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande y Canoa, que son más profundas y calientes.

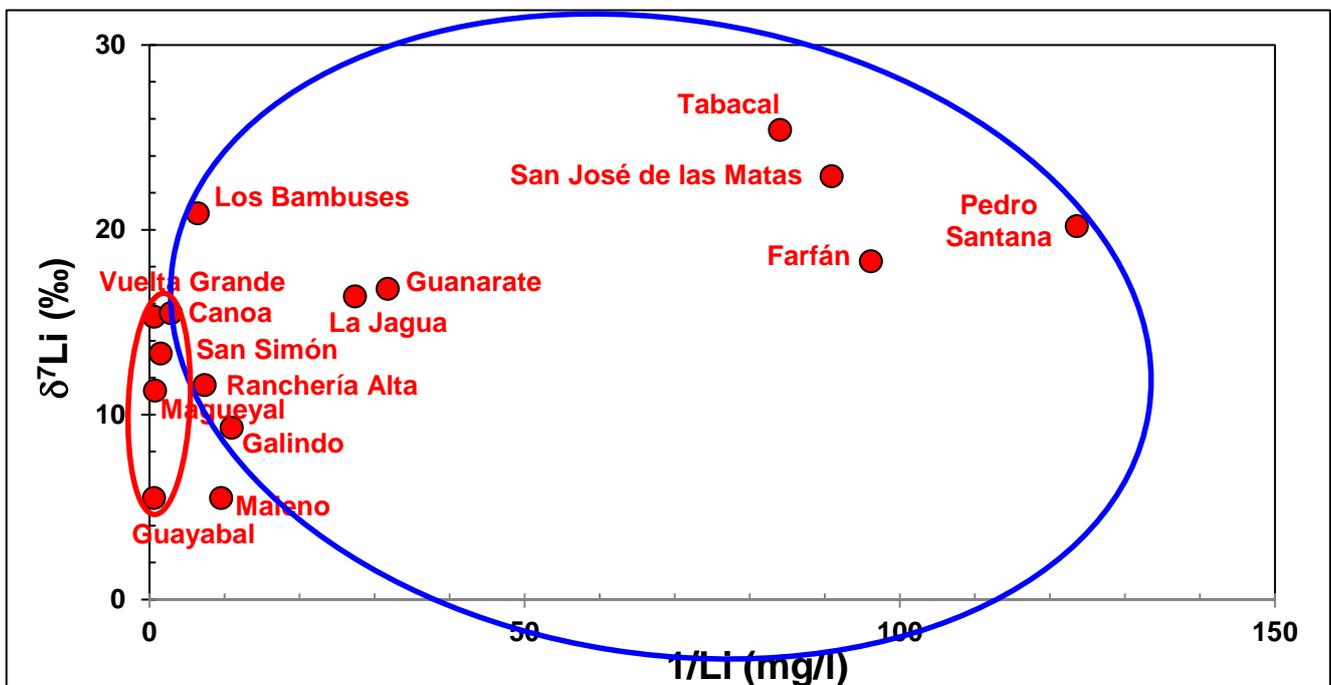


Figura 23 - Diagrama $\delta^7\text{Li}$ - $1/\text{Li}$ aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.

Excepto las aguas termales de Guayabal ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 9\text{‰}$), Tabacal ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = 6.3\text{‰}$), Poza de Guanarate ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = -1.1\text{‰}$) y Pedro Santana ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4} = -4.5\text{‰}$), que indican valores más bajos, y el agua de Maleno cuyo valor de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ es de 36.1‰ , las demás aguas tienen valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ comprendidos entre 15.2 y 25.7‰ (tabl. 6), que están cercanos al $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ del agua de mar ($21.24 \pm 0.88\text{‰}$; Tostevin *et al.*, 2014). Para estas últimas aguas, estos valores, asociados a los de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ (tabl. 6), que están alrededor de 9.6‰ - el valor del agua de mar (Longinelli and Craig, 1967) -, sugieren un origen marino de los sulfatos (agua de mar, disolución de evaporitas marinas) un poco modificado. El valor más bajo del agua de Guayabal podría suponer, además, una interacción con rocas volcánicas, como basaltos, cuyo valor de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ está cercano a 0‰ , el valor de los sulfuros primarios.

d) Cálculos de Índices de Saturación (IS) de las aguas con los principales minerales

Teniendo en cuenta los análisis de los datos efectuados en el capítulo anterior, una serie de cálculos de Índices de Saturación ($IS = \text{Log} [(PAI)/K_T]$, PAI siendo el producto de Actividad Iónica y K_T la constante de equilibrio de la reacción química considerada, a una temperatura dada) relativa a los principales minerales que pueden estar en contacto con las aguas termales fue llevada a cabo, a partir de las composiciones químicas de las aguas de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande, Canoa, Ranchería Alta y Tabacal - Banica, a sus temperaturas de emergencia. Se realizaron también los cálculos de presión parcial de CO_2 (P_{CO_2}), a la emergencia de estas fuentes.

El código geoquímico utilizado para efectuar todos estos cálculos fue EQ3NR (Wolery, 1995), con la base de datos termodinámicos data0.com.R2, principalmente derivada de la famosa base SUPCRT92 (Johnsson *et al.*, 1992), reconocida como una de las mejores y más coherente por todos los especialistas del sector. Los resultados obtenidos figuran en la tabla 12.

Fuente	Guayabal	Guayabal	Magueyal	San Simón	San Simón	Vuelta Grande	Canoa	Rancheria Alta	Tabacal
T (°C)	35.7	35.7	39.2	44.9	44.9	25.2	41.5	43.6	26.8
pH	5.80	5.40	5.27	6.64	5.80	7.77	5.45	6.88	7.17
P_{CO_2} (atm.)	2.1	5.2	6.5	0.11	0.77	0.010	2.3	0.059	0.045
Carbonatos									
IS Calcita	-0.25 (sat.)	-0.65	-0.77	0.33	-0.51	1.46	-0.98	0.06 (sat.)	0.41
IS Magnesita	-1.39	-1.79	-1.25	-0.35	-1.19	0.96	-1.53	-0.45	-0.18 (sat.)
IS Dolomita	-0.07 (sat.)	-0.87	-0.48	1.50	-0.18 (sat.)	4.04	-0.98	1.14	1.85
IS Dolomita Des.	-1.54	-2.34	-1.92	0.09 (sat.)	-1.59	2.50	-2.41	-0.28 (sat.)	0.32
IS Siderita	-1.60	-1.99	-3.67	-2.34	-3.18	-4.38	-3.51	-2.01	-2.23
IS Estroncianita	-0.39	-0.79	0.01 (sat.)	0.69	-0.15 (sat.)	0.91	-0.02 (sat.)	0.81	0.50
IS Witherita	0.31	-0.08 (sat.)	0.93	0.38	-0.46	1.23	-0.46	1.20	2.52
Sulfatos									
IS Anhidrita	-1.27	-1.27	-1.72	-0.56	-0.56	-0.40	-1.13	-1.82	-3.05
IS Yeso	-1.21	-1.21	-1.68	-0.58	-0.57	-0.23 (sat.)	-1.12	-1.82	-2.89
IS Baritina	0.09 (sat.)	0.09 (sat.)	0.78	0.28 (sat.)	0.28 (sat.)	0.19 (sat.)	0.19 (sat.)	0.11 (sat.)	-0.12 (sat.)
IS Celestita	-2.17	-2.17	-1.68	-0.92	-0.92	-1.74	-0.90	-1.79	
IS Fluorita	-3.42	-3.43	-1.51	-1.37	-1.38	0.64	-1.66	-0.28 (sat.)	-2.20
Silicatos									
IS Cuarzo	0.47	0.47	0.45	0.70	0.70	1.13	0.57	0.45	0.70
IS Calcedonia	0.21 (sat.)	0.21 (sat.)	0.19 (sat.)	0.45	0.45	0.86	0.31	0.19 (sat.)	0.43
Alumino-silicatos									
IS Albita	-0.24 (sat.)	-1.61	-1.61	1.47	-0.15 (sat.)	3.40	-2.07	0.10 (sat.)	0.52
IS K-Feldspato	1.62	0.25 (sat.)	-0.25 (sat.)	2.85	1.24	5.03	-0.90	1.50	1.32
IS Kaolinita	2.76	0.83	0.99	3.49	1.93	3.64	-0.54	2.78	2.73
IS Pirofilita	2.18	0.24 (sat.)	0.39	3.45	1.90	4.28	-0.88	2.22	2.53
IS Na-Beidellita	2.42	0.03 (sat.)	0.20 (sat.)	3.92	1.83	4.89	-1.39	2.58	2.75
IS K-Beidellita	2.39	0.01 (sat.)	0.02 (sat.)	3.76	1.67	4.76	-1.63	2.42	2.36
IS Ca-Beidellita	2.51	0.12 (sat.)	0.29 (sat.)	4.11	2.02	4.91	-1.26	2.92	3.03
IS Mg-Beidellita	2.43	0.04 (sat.)	0.32	4.11	2.01	4.94	-1.24	2.95	3.04
IS Na-Montmorillonita	1.76	-0.25 (sat.)	-0.01 (sat.)	4.05	1.92	6.07	-0.90	2.74	3.23
IS K-Montmorillonita	1.74	-0.27 (sat.)	-0.19 (sat.)	3.89	1.76	5.95	-1.14	2.59	2.84
IS Ca-Montmorillonita	1.78	-0.23 (sat.)	0.02 (sat.)	4.17	2.04	6.03	-0.83	3.02	3.44
IS Mg-Montmorillonita	1.77	-0.24 (sat.)	0.12 (sat.)	4.24	2.10	6.12	-0.75	3.11	3.52
IS Muscovita	4.40	1.10	0.82	5.91	2.74	7.35	-1.60	4.37	3.60
IS Illita	2.14	-0.52	-0.53	4.18	1.47	5.98	-2.16	2.80	2.56

Tabla 12 - Resultados de los cálculos de presión parcial de CO_2 (P_{CO_2}) y de los Índices de Saturación (IS) de algunas de las aguas termales estudiadas en este estudio relativos a los principales minerales que pueden estar en contacto con estas últimas. Los valores negativos de IS indican sub-saturación, los valores positivos sobre-saturación y los valores que están comprendidos entre -0.3 y 0.3, saturación (equilibrio químico) del agua con los minerales.

Para las aguas termales de Guayabal y San Simón, se hicieron dos series de cálculos: una con el pH medido a la emergencia y otra con un pH más bajo (tabl. 12), ya que pudo haber una desgasificación de CO₂, durante la subida de estas aguas hacia la superficie. Así, en la campaña de campo de 1984 (ELC, 1984), un valor de pH de 7.20 fue medido para el agua de Guayabal, mucho más alto que el medido por el BRGM en 1981 (pH = 6.19; lundt, 1980) y que el valor medido durante esta campaña (pH = 6.17; tabl. 2), lo que demuestra que puede haber una desgasificación de CO₂ importante a la superficie de las fuentes.

Los resultados de los cálculos de P_{CO2} a la emergencia de estas fuentes indican los valores más altos (> 2 atm; tabl. 12) para las fuentes de Magueyal, Guayabal y Canoa, lo que converge con sus valores más bajos de pH y la firma isotópica del δ¹³C, que sugiere un origen magmático de este gas. El valor de la fuente de San Simón es también bastante elevado (tabl. 2). Luego, los valores de P_{CO2} son más bajos, pero siguen todavía más altos que el de la atmosfera (P_{CO2} de 3.9 10⁻⁴ atm).

En lo que se refiere a los minerales de tipo carbonato o sulfato, la mayoría de estas aguas termales indican, a su temperatura de emergencia, un estado de saturación con la baritina, y de sub-saturación con los demás sulfatos, con la excepción del agua de Vuelta Grande que esta al equilibrio con el yeso (tabl. 12). Muchas de estas aguas presentan también un estado de sub-saturación con carbonatos como la calcita, magnesita y siderita. Para los otros carbonatos como las dolomitas, la estroncianita y la witherita, el estado de equilibrio del agua es más variado (tabl. 12), según las composiciones químicas de las aguas termales.

Podemos notar que el agua de Vuelta Grande, que se distingue de las otras aguas por su mineralización y su estado de equilibrio con el yeso, está también sobre-saturada con casi todos los carbonatos, aparte la siderita, y con la fluorita (tabl. 12).

Las aguas termales de Guayabal, Magueyal, Canoa y San Simón están más bien sub-saturadas con la mayoría de los carbonatos. Como la solubilidad de la calcita disminuye con la temperatura, estos resultados están bastante bien en acuerdo con la existencia de valores de temperaturas profundas más elevados, si no ha habido precipitación de este mineral por desgasificación de CO₂ y en consecuencia, aumento del pH en solución, durante la subida del agua termal hacia la superficie.

La mayoría de estas aguas están saturadas o sobre-saturadas, a sus temperaturas de emergencia, con la calcedonia, y a sobre-saturación con el cuarzo (tabl. 12). Aparte el agua termal de Canoa que está sub-saturada con todos los principales minerales alumino-silicatos (tabl. 12), las demás aguas presentan un estado de equilibrio saturado o (para la mayoría), sobre-saturado con estos minerales.

Estos resultados están, también, más bien en acuerdo con la existencia de valores de temperaturas profundas más elevados, pero sin ser temperaturas muy altas, como veremos más adelante, ya que la solubilidad de los silicatos y alumino-silicatos aumenta con la temperatura.

e) Geotermometría química e isotópica

La estimación de la temperatura profunda de un agua termal a partir de sus análisis químicos e isotópicos hechos sobre muestras recolectadas a su emergencia es una de las mayores aplicaciones de la geoquímica de las aguas para la exploración de los reservorios geotermales. Varios geotermómetros químicos e isotópicos han sido propuestos en la literatura desde los años 1960 entre los cuales los clásicos son los de la concentración de sílice (Cuarzo, Calcedonia), de las relaciones Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, K-Mg (Fournier and Rowe, 1966; White, 1970; Fournier, 1977, 1979; Fournier and Truesdell, 1973; Fournier and Potter, 1979; Michard, 1979; Arnorsson, 1983; Giggenbach, 1988; Nicholson, 1993) y de la relación isotópica $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4}$ (Lloyd, 1968; Mizutani and Rafter, 1969; Kusakabe and Robinson, 1977; Seal *et al.*, 2000; Zeebe, 2010; Boschetti, 2013). Estos geotermómetros están basados sobre relaciones empíricas, semi-empíricas y/o experimentales, derivadas de reacciones de equilibrio conocidas o desconocidas entre el agua y los minerales en contacto con esta última en el reservorio geotermal. Desafortunadamente, aunque estos geotermómetros sigan siendo herramientas muy útiles para la exploración geotérmica, existen casos, donde las temperaturas estimadas aplicando estos geotermómetros son bastante diferentes y no coinciden, así como ocurrió en los estudios anteriores llevados por el BRGM (Iundt, 1980) y ELECTROCONSULT (ELC, 1984) con temperaturas profundas muy diferentes estimadas a partir de las relaciones relativas a la sílice y a Na-K, Na-K-Ca.

Las principales causas de los resultados divergentes dados por los geotermómetros pueden ser:

- la ausencia de equilibrio químico de las reacciones entre el agua termal considerada y los minerales implicados por los geotermómetros en contacto con esta última a la temperatura del reservorio, sobre todo cuando la temperatura no es muy elevada;
- la posibilidad que haya otros tipos de equilibrios químicos que los que controlan habitualmente algunos de estos geotermómetros como Na-K, o K-Mg, sobre todo a baja temperatura;
- la mezcla del agua del reservorio con aguas más superficiales durante su subida a la superficie (muy sensible sobre todo para la concentración de sílice que puede ser disminuida y dar un valor de temperatura sub-estimado, pero puede haber también otras modificaciones como la de la relación Na-K...);
- el enfriamiento del agua del reservorio o interacciones con rocas durante su subida a la superficie, que pueden provocar reacciones de disolución/precipitación modificando su composición química profunda;
- la presencia de agua de mar sin equilibrio químico posterior del agua del reservorio, que impide el uso de los geotermómetros Na-K y Na-K-Ca, por ejemplo.

Para intentar resolver este tipo de problemas y tener más herramientas durante una campaña de exploración geotérmica, además de estos geotermómetros clásicos, se desarrollaron también geotermómetros auxiliares empíricos constituidos por un elemento mayor del agua y un elemento traza entre los cuales los más conocidos son las relaciones termométricas Na-Li y Mg-Li (Fouillac and Michard, 1981; Kharaka *et al.*, 1982; Kharaka and Mariner, 1989; Michard, 1990; Sanjuan *et al.*, 2014), pero también figuran relaciones menos conocidas como Na-Rb, Na-Cs, K-Sr, K-Fe, K-Mn, K-F o K-W (Michard, 1990; Sanjuan *et al.*, 2016).

Debido a una reactividad más bien baja de Li durante la subida de las aguas de reservorios geotermales y su presencia en el agua que aumenta con la temperatura, el uso del geotermómetro Na-Li da, a veces, estimaciones de temperatura más fiables que las de los geotermómetros clásicos y permite elegir la temperatura profunda con más seguridad.

Sin embargo, el funcionamiento de este geotermómetro, que presenta varias relaciones termométricas en función de la salinidad de las aguas y de diferentes tipos de rocas como granitos, rocas volcánicas o rocas sedimentarias (Fouillac and Michard, 1981; Kharaka *et al.*, 1982; Kharaka and Mariner, 1989; Michard, 1990; Sanjuan *et al.*, 2014), no está muy bien conocido y su uso no es universal. Las relaciones empíricas Na-Li y Mg-Li determinadas por Kharaka *et al.* (1982) y Kharaka and Mariner (1989), a partir de aguas saladas geotermales y de campos petrolíferos procedentes de cuencas sedimentarias, son especialmente adaptadas a salmueras geotermales con salinidades elevadas (hasta 160 g/l).

Si el uso de los geotermómetros auxiliares es bastante específico, su principal ventaja es que el equilibrio químico entre un elemento mayor y un elemento traza puede ser bastante rápido, y poco alterado durante la subida del agua del reservorio hacia la superficie.

Otra manera de estimar la temperatura profunda de un agua termal, a partir de sus análisis químicos e isotópicos hechos sobre muestras recolectadas a su emergencia, es el uso de modelos geoquímicos numéricos multicomponentes, desarrollados desde los años 1980, específicamente para el estudio de los sistemas hidrotermales, con aplicación directa a la geotermometría química (Michard *et al.*, 1981; Michard and Roeckens, 1983; Arnorsson *et al.*, 1982; 1983a,b; Reed, 1982; Reed and Spycher, 1984; Spycher *et al.*, 2014; Peiffer *et al.*, 2014). Estos estudios indican que para una composición química de agua dada, modelos numéricos basados sobre el cálculo de los índices de saturación de esta agua relativos a los minerales a su contacto en el reservorio, a diferentes temperaturas (de 25 a 300°C), pueden ser utilizados para estimar la temperatura de equilibrio del agua con la mayoría de estos minerales, y por lo tanto la temperatura del reservorio.

Si este método de estimación toma en cuenta muchas más reacciones que el uso de los geotermómetros, que está basado únicamente sobre algunas reacciones específicas, y reposa sobre bases sólidas de termodinámica, sólo puede dar resultados convergentes de temperatura cuando existen varias reacciones al equilibrio. Como lo veremos más adelante, es bastante complicado utilizarlo en este estudio, en ausencia de un estado de equilibrio completo o casi-completo a una temperatura dada.

Para ver rápidamente cual es el estado de equilibrio químico de un agua termal, relativo a los geotermómetros clásicos Na-K y K-Mg, se puede utilizar el diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1988), en el cual hemos incorporado los análisis de las muestras recolectadas durante los estudios anteriores (Iundt, 1980; ELC, 1984; fig. 24) y los de las muestras recolectadas durante este estudio (fig. 25).

Estos diagramas parecidos para todos los estudios indican que no existe un estado de equilibrio químico total relativo a los elementos Na, K y Mg para ninguna de las aguas termales estudiada. Las aguas cuya composición química se acercan más de este estado son las de Guayabal, Magueyal, San Simón, Vuelta Grande y Canoa, pero están todavía bastante alejadas (figs. 24 y 25). Vemos que comparadas con las demás aguas (excepto el agua de Maleno), la relación termométrica Na-K es la que da los mayores valores de temperatura para estas aguas, como fue observado en los estudios anteriores, dado que las concentraciones de K son las más elevadas de todas las aguas (tabl. 4; fig. 26).

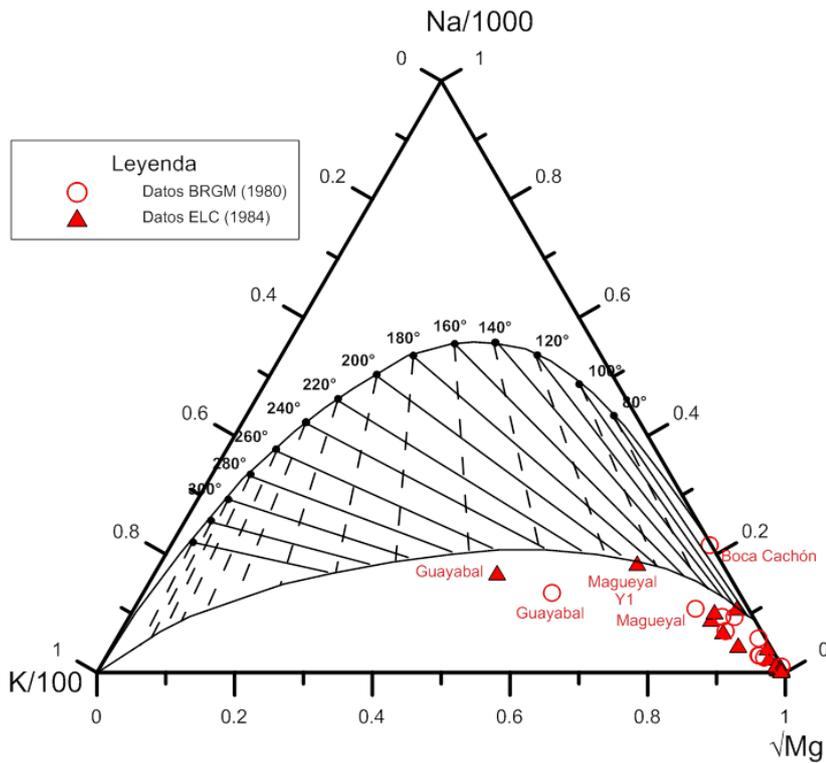


Figura 24 - Diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1988) aplicado a las aguas termales analizadas en los estudios del BRGM (Iundt, 1980) y de ELECTROCONSULT (ELC, 1984).

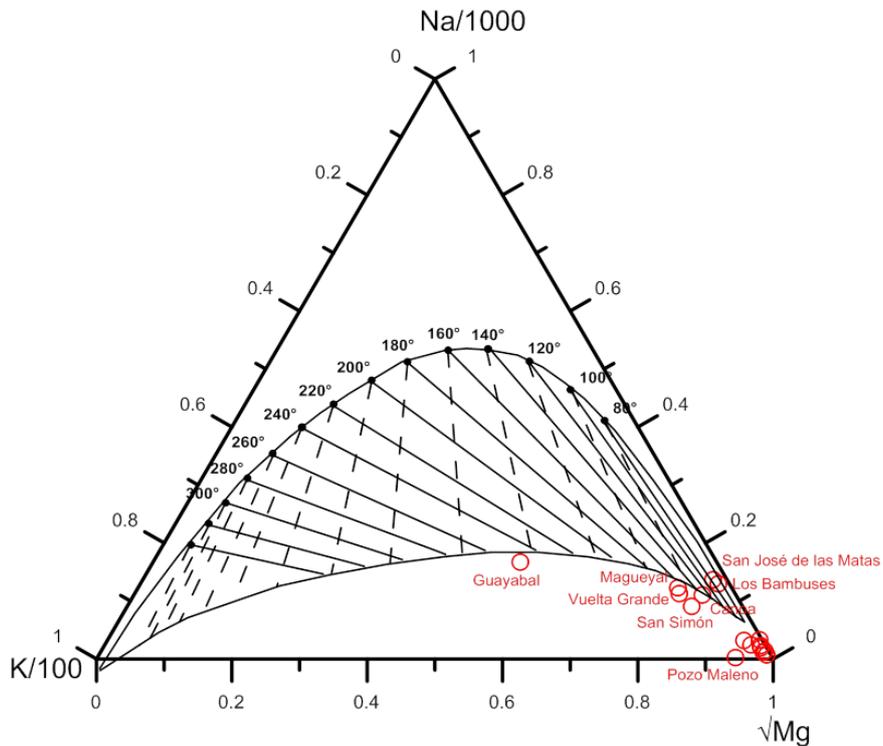


Figura 25 - Diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1988) aplicado a las aguas termales analizadas en este estudio.

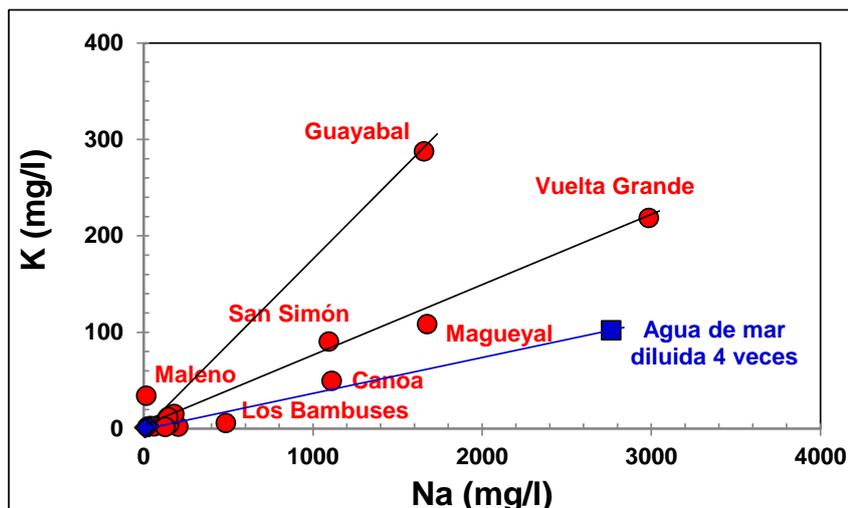


Figura 26 - Diagrama Na-K aplicado a las aguas termales de este estudio.

Sin embargo, en ausencia de equilibrio químico, estos valores obtenidos a partir de esta relación geotermométrica no son representativos y contrariamente a lo escrito en los informes de los estudios anteriores, no pueden ser considerados. Como lo veremos más adelante, la relación Na-K para el agua de Maleno da una estimación de temperatura completamente irrealista.

Dada la ausencia de este estado de equilibrio químico para la mayoría de las aguas y la imposibilidad de utilizar el geotermómetro Na-K, nos apoyamos sobre el conjunto de relaciones geotermométricas clásicas disponibles (Sílice, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, K-Mg, $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4}$), así como los geotermómetros auxiliares Na-Li, Mg-Li, Na-Rb, Na-Cs, K-Sr, K-Fe, K-Mn, K-F y K-W, para consolidar la estimación de las temperaturas profundas de las aguas termales. Los valores de temperaturas estimados a partir de estas relaciones figuran en la tabla 13. La estimación de la temperatura profunda para cada agua fue efectuada a partir del valor de temperatura para el cual había más convergencia entre los diferentes geotermómetros, los geotermómetros Sílice-Calcedonia, K-Mg, $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4}$, Na-Rb y Na-Cs soliendo ser los más convergentes (tabl. 13) y los más fiables para este tipo de aguas. Los geotermómetros Sílice-Cuarzo y Sílice-Calcedonia se aplicaron con las dos concentraciones de sílice (tabl. 4) analizadas en las muestras de agua de Guayabal, Magueyal, San Simón y Canoa (tabl. 13).

Cuando hubo la posibilidad, se usaron también los geotermómetros de gas $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-CH}_4$ (Marini, 1987), $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ (Marini, 1987; Giggenbach, 1991), $\text{CO}_2\text{-Ar}$ (Giggenbach, 1991) y $\text{H}_2\text{-Ar}$ (Giggenbach, 1987), pero aparte la relación $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ de Marini (1987) para los gases no condensables asociados al agua de Guayabal (tabl. 13), estos últimos no dieron resultados satisfactorios.

Contrariamente a los estudios anteriores, se pueden descartar definitivamente los valores elevados de temperatura profunda estimados a partir de la relación termométrica Na-K, en ausencia de equilibrio químico relativo a esta relación para la mayoría de las aguas termales. Gracias a los geotermómetros clásicos Sílice-Calcedonia, K-Mg y $^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}-\text{SO}_4}$, entre los cuales los dos últimos no habían sido utilizados en los estudios anteriores, y gracias a geotermómetros auxiliares como Na-Li o nuevas relaciones como Na-Rb o Na-Cs, se pudieron estimar con más fiabilidad los valores más elevados de temperatura de este estudio, que corresponden a las aguas de Guayabal, con $90 \pm 20^\circ\text{C}$, Magueyal, San Simón y Vuelta Grande, con $80 \pm 20^\circ\text{C}$, y Canoa, con $75 \pm 20^\circ\text{C}$ (tabl. 13).

Nombre del punto de agua	Número	Fecha de la muestra	T _{medida} °C	T _{Cz} °C	T _{Calced.} °C	T _{Na-K (1)} °C	T _{Na-K (2)} °C	T _{Na-K-Ca (β=4/3)} °C	T _{Na-K-Ca-Mg} °C	T _{K-Mg} °C
La Tina - Guayabal	Y16 - 58	06/12/2016	35.7	77-109	43-78	264	268	218	166	145
Magueyal	Y1 - 57	07/12/2016	39.2	80-111	46-80	156	182	162	44	94
San Simón de Tamayo	Y5	08/12/2016	44.9	115-137	85-109	178	201	141	62	92
Vuelta Grande - Salada 1	64 ?	08/12/2016	25.2	128	99	166	191	176	25	95
Canoa	56	11/12/2016	41.5	95-121	63-91	126	156	133	46	81
Ranchería Alta - Cerro de agua caliente	60	12/12/2016	43.6	86	53	179	201	88	43	64
Galindo	59	12/12/2016	34.8	88	56	180	202	77	39	58
Pozo Maleno		12/12/2016	28.8	101	69	1305	803	45		80
Aguas calientes 1 - San José de las Matas	54	15/12/2016	37.0	96	64	57	95	32	90	60
Los Bambuses	C12 ?	13/12/2016	26.5	74	40	48	86	47		55
Poza de Guanarate		11/12/2016	27.1	96	64	101	135	45	44	36
La Surza La Jagua - Dajai		09/02/2016	28.5	58	23	122	154	37		39
Las Matas de Farfán		10/12/2016	26.1	55	21	182	204	14		33
Tabacal - Banica		10/12/2016	26.8	84	51	40	79	32	50	24
Pedro Santana	66 ?	10/12/2016	26.1	48	14	170	194	20		40
La Ret		10/12/2016	25.3	60	26	118	150	27		31

Nombre del punto de agua	T _{Na-Li} °C	T _{Mg-Li} °C	T _{Na-Rb} °C	T _{Na-Cs} °C	T _{K-Sr} °C	T _{K-Fe} °C	T _{K-Mn} °C	T _{KF} °C	T _{KW} °C	T ¹⁸ O _{H2O-SO4} (1) °C	T ¹⁸ O _{H2O-SO4} (2) °C	T ¹⁸ O _{H2O-SO4} (3) °C	T _{CO2-CH4} °C	T _{estimada} °C
La Tina - Guayabal	78	96	128	84	283	242	169	113	260	136	111	88	110	90 ± 20
Magueyal	67	73	80	65	120	339	206	164	127	243	191	162	212	80 ± 20
San Simón de Tamayo	53	58	71	47	127	316	192	151	101	120	98	76		80 ± 20
Vuelta Grande - Salada 1	49	62	66	18	163	449	187	294	136	108	89	67		80 ± 20
Canoa	24	48	55	41	80	250	134	127	92	137	112	89		75 ± 20
Ranchería Alta - Cerro de agua caliente	62	38	80	62	60	154	146	145	45	109	89	68	274	65 ± 20
Galindo	54	30	78	27	51	141	89	134	40	110	90	69		65 ± 20
Pozo Maleno	223	32	225	136	84	87	62	103	68	107	88	66		65 ± 20
Aguas calientes 1 - San José de las Matas	-18	27	45	29	54	52	65	32	36	169	137	112		60 ± 20
Los Bambuses	25	51	36	17	46	103	123	45	71	146	119	95		50 ± 20
Poza de Guanarate	10	10	24	26	29	384	4	91	17	131	107	85		40 ± 15
La Surza La Jagua - Dajai	35	18	58	44	34	81	70	50	13	122	100	78		40 ± 15
Las Matas de Farfán	41	4	69	21	16	52	32	32	-1	102	83	62		40 ± 15
Tabacal - Banica	-29	-4	-26	22	26	58	-7	35	1	95	77	57		40 ± 15
Pedro Santana	10	0	48	48	51	69	94	12	7	173	139	114		35 ± 10
La Ret										565	369	327		35 ± 10

T_{Cz}, T_{Calced.}: Fournier (1977).

T_{Na-K (1)}; Michard (1979); T_{Na-K (2)}: Fournier (1979).

T_{Na-K-Ca}: Fournier and Truesdell (1973).

T_{Na-K-Ca-Mg}: Fournier and Potter (1979).

T_{K-Mg}: Giggenbach (1988).

T_{Na-Li}: Fouillac and Michard (1981).

T_{Mg-Li}: Kharaka *et al.* (1982).

T_{Na-Rb}, T_{Na-Cs}, T_{K-Sr}, T_{K-Fe}, T_{K-Mn}, T_{KF}: Michard (1990).

T¹⁸O_{H2O-SO4} (1): Mizutani and Rafter (1969); T¹⁸O_{H2O-SO4} (2): Kusakabe and Robinson (1977); T¹⁸O_{H2O-SO4} (3): Zeebe (2010)

T_{CO2-CH4}: Marini (1987).

Tabla 13 - Valores de temperatura estimados a partir de los geotermómetros químicos e isotópicos aplicados a las aguas termales de este estudio.

Modelos numéricos fueron realizados a partir de las composiciones químicas de las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Canoa (tabl. 4 y 5), con el código geoquímico EQ3/6 (Wolery, 1995), basados sobre los cálculos de Índices de Saturación (IS) de estas aguas relativas a los principales minerales que podrían estar en contacto con ellas en el reservorio, en función de la temperatura. La base de datos termodinámicos fue la misma que la utilizada anteriormente con EQ3NR para hacer los cálculos de Índices de Saturación y de valores de P_{CO_2} . Los resultados obtenidos respectivos para cada agua termal están representados en las figuras 27a (Guayabal), 27b (Magueyal), 27c (San Simón) y 27d (Canoa).

Estos modelos confirmaron que no había existencia de estado de equilibrio general para estas aguas termales, sobre todo para los minerales aluminosilicatos como la albita y el K-feldspato (ninguna convergencia de temperatura al equilibrio; fig. 27). Sin embargo, se pudo dar estimaciones de valores de temperaturas profundas cercanos a los estimados a partir de los geotermómetros químicos, utilizando valores más o menos convergentes de temperatura al equilibrio para algunos de los minerales seleccionados ($IS = 0 \pm 0.3$).

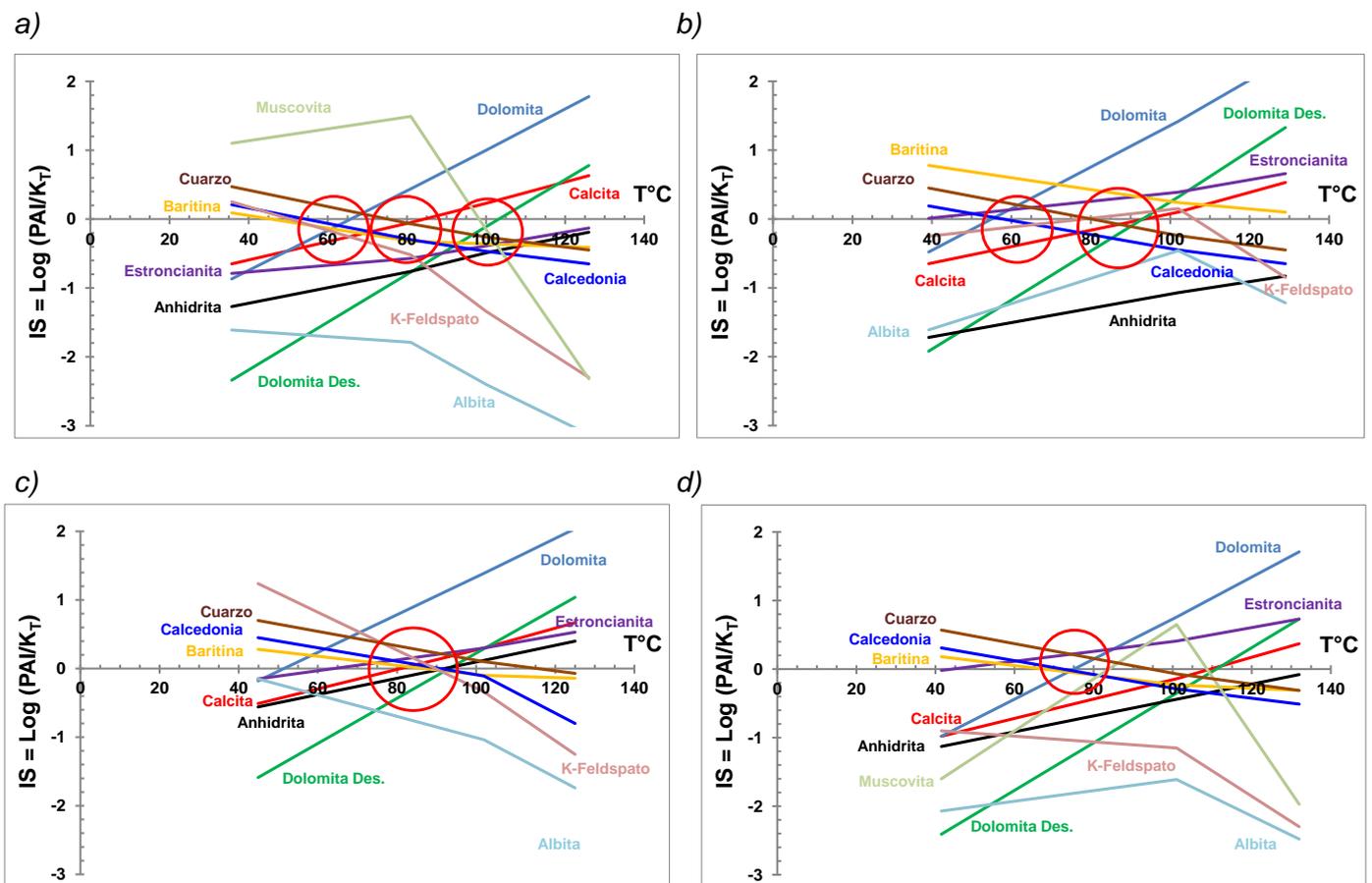
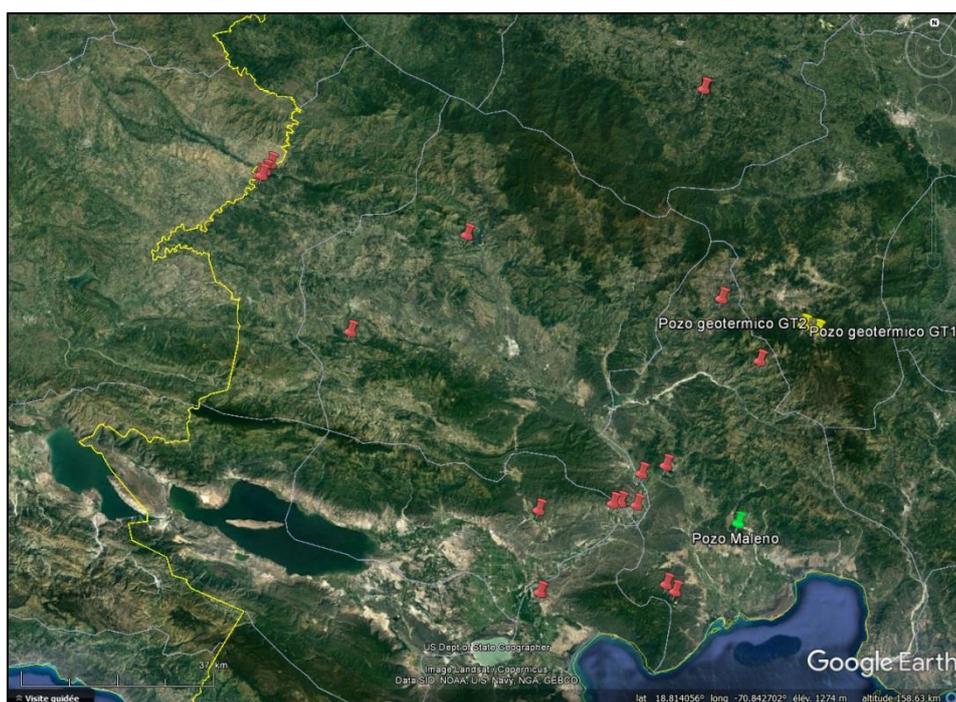
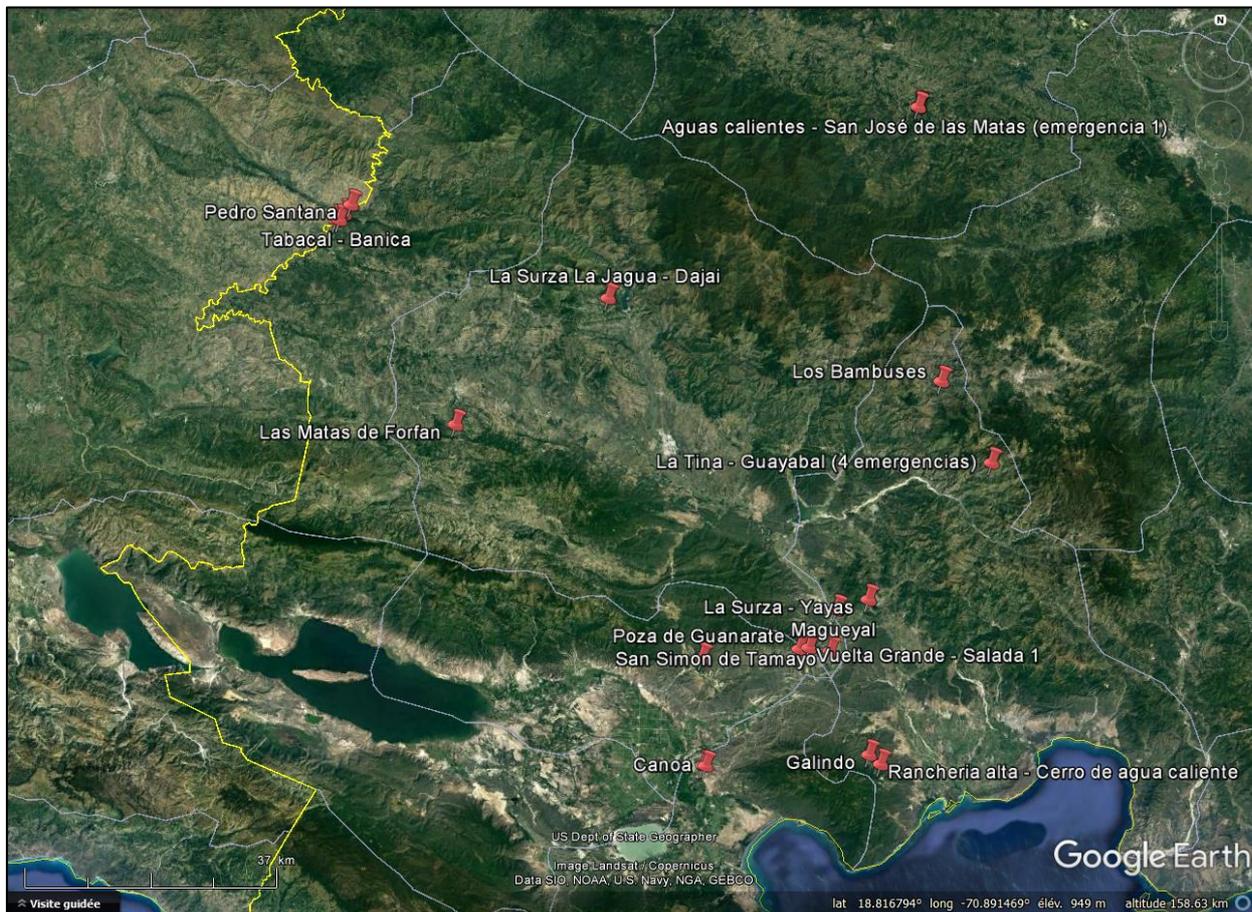


Figura 27 - Diagramas presentando los cálculos de IS en función de la temperatura, efectuados con EQ3/6, a partir de las composiciones químicas (tabl. 4 y 5) de las aguas termales de: a) Guayabal, b) Magueyal, c) San Simón, y d) Canoa.

2.3.2 Fichas geológicas sintéticas

Los resultados obtenidos en geología durante la campaña de campo están presentados bajo forma de doce fichas correspondiendo más o menos a las zonas de las fuentes termales muestreadas.



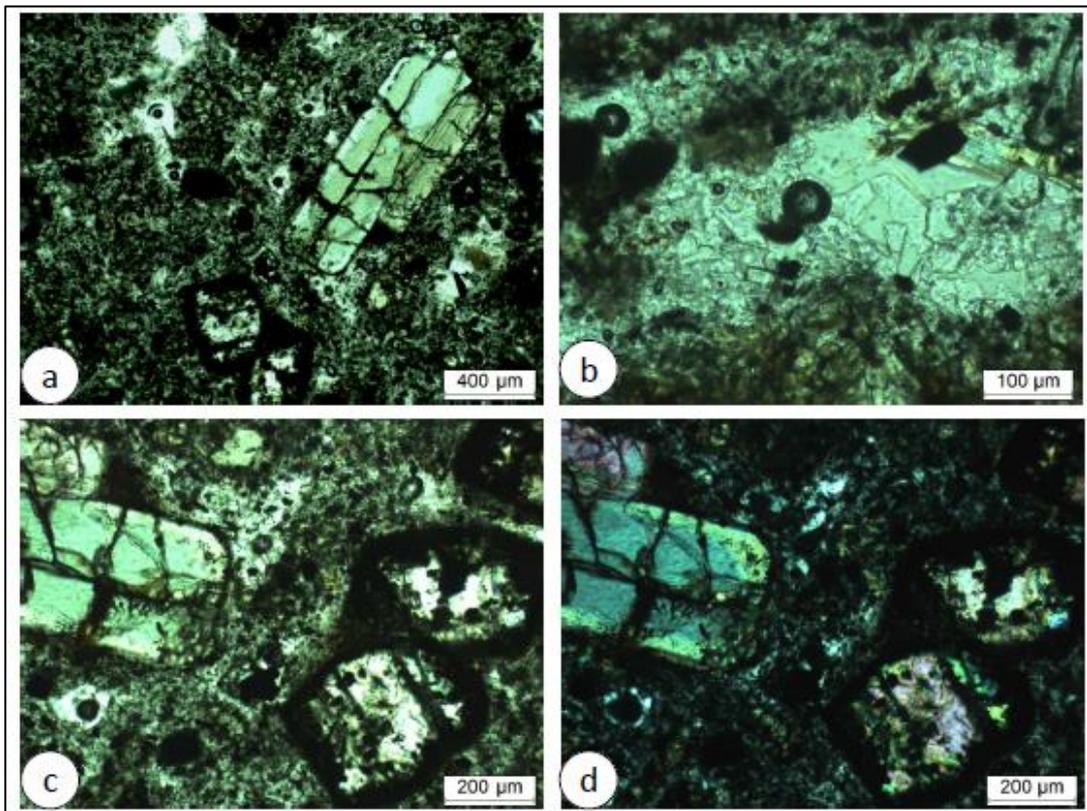
FUENTE TERMAL		LA TINA - GUAYABAL
LOCALIZACIÓN, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de la Tina - Guayabal (RD-01), municipio de Guayabal, provincia de Azua. N° BRGM (1980) y ELC (1984): 58, Y16 . Coordenadas UTM X: 311598, UTM Y: 2077097, Alt.: 1016 m. Las emergencias de esta fuente se sitúan al NE de Guayabal, en el valle del mismo nombre. Además de una pista de alrededor de 9 km desde el pueblo de Guayabal (acceso en 4x4), esta área es accesible a pie o a caballo por un camino que sigue el río de uno 7 km de largo, entre el pueblo y la fuente.
CONTEXTO GEOLÓGICO	Contexto geológico regional	Esta zona ocupa la parte central-norte de la provincia geotermal orientada NE-SO, entre Yayas y Constanza. La serie sedimentaria Terciaria y su substrato Cretácico Superior (formación Tireo) están afectados por una intensa tectónica cabalgante con vergencia hacia el SO, marcada por grandes cabalgamientos NO-SE, con buzamiento norte (dominante) y asociados a anticlinales (pliegues-fallas), sobreposiciones de series (espesamiento) y algunos grandes desgarramientos. La tectónica cabalgante está fijada por depósitos sedimentarios de edad del Plioceno Superior de la formación Arroyo Seco (que sería entonces tectónica ante-3 Ma?).
	Contexto geológico local del manantial	La fuente de Guayabal emerge a proximidad del contacto anormal entre: <ul style="list-style-type: none"> - la formación Jura, de edad Eocénico Medio, constituida de calizas, - la formación Ventura, de edad Eocénico Inferior a Medio, constituida de arcillas dominantes (Lutita), cuyo espesor es de unos 1 000 m, sabiendo que la línea de emergencias de esta fuente sale de un conglomerado Cuaternario (il. 5) que pertenece a una terraza aluvial del río Guayabal. El conglomerado es heterogéneo de talla (10 cm - 2 m) y de constitución (lava porfírica Cuaternaria, calizas, arcillas,...).
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	Litología: el reservorio está probablemente localizado en la formación Tireo 1K2. Según el corte geológico, el Cretácico volcánico, que forma una bóveda anticlinal, está situado a más de 500 m de profundidad, bajo las lutitas de la formación Ventura que tendría, entonces, la función de cap-rock (formación Ventura - 4 P2 - Lutitas). Estructural: en superficie, las emergencias se localizan al contacto litológico anormal calizas/lutitas que resultan del juego inverso de un cabalgamiento NO-SE con buzamiento hacia el NE (cf. hoja geológica de la ilustración 7).
RECURSO	Fuente termal	4 emergencias de la fuente Tina observadas sobre 20 m según un eje NO-SE y sobre 30 m, incluyendo los travertinos fósiles. Las emergencias salen de un conglomerado reciente del río Guayabal (ils. 1 à 3). Ausencia de olor a H ₂ S (sólo gas CO ₂). Caudal de la fuente ≈ 10 l/s, T = 35.7°C, cond. (25°C) = 9 800 µS/cm, pH = 6.17, O _{2dis.} = 3.1 % (tabl. 2).
	Productos hidrotermales de superficie	Magnífico travertino depositado sobre los conglomerados del río, de una altura aproximada de 3 m, sugiriendo que el sistema funciona desde hace mucho tiempo, mientras que el lecho del río ha sido excavado progresivamente: así las llegadas de agua carbonatada se han escalonado sucesivamente de arriba para abajo. Depósito abundante de hidróxidos de hierro en relación con una de las emergencias de la fuente (il. 3). Identificación de un travertino fósil de color blanco (muestra RD-02 constituida de 100% de calcita, il. 6), localizada por arriba de la línea de las emergencias de la fuente situada al pie de la pendiente. Hay que destacar que no se ha identificado presencia de yeso en Guayabal.
	Temperatura del reservorio según la geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13) y de modelización geoquímica con EQ3/6 (fig. 27a), la temperatura del reservorio se estima a 90 ± 20°C.

FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	Puesta en evidencia de lava reciente traquiandesítica (RD-01; il. 4), muestreada al sur de Guayabal, aproximadamente a 2 km. La colada y el aparato correspondiente, están situados a 3 km, al este de la fuente (il. 7). La muestra RD-01 pertenece al polo andesítico con clinopiroxena del grupo traquiandesítico (cf. sección fina RD-01) y su nivel de alteración no permite su datación. Sin embargo, por analogía con el episodio traquiandesítico de Valle Nuevo, más al norte, y con una edad < 1 Ma (Vespucci, 1986), obtenida sobre una colada análoga de la hoja de Sabana Quéliz, se sugiere que el evento magmático cercano de Guayabal no esté lejos de 1 Ma y por esta razón, sólo tenga un influencia muy limitada sobre el sistema geotermal de Guayabal.
Referencias	Hoja geológica al 1:50 000 de Padre de las Casas. Informes del BRGM de 1980 e informe de ELECTROCONSULT de 1984.	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Mayo de 2017	

Descripción microscópica de la sección fina RD-01:

Roca volcánica clara compuesta de micro-fenocristales de clinopiroxena, de un mineral incoloro indeterminado (olivino) en un mesostasis con micro-láminas de plagioclasas probables, clinopiroxena y óxidos de Fe-Ti. La presencia de una fase vítrea es posible. Los cristales de clinopiroxena presentan una zonación corazón/bordura visible a la luz natural y polarizada. Los tonos verde claro del corazón podrían ser atribuidos a las concentraciones de hierro del clinopiroxena (augita?). Los cristales incoloros presentan sistemáticamente una bordura negruzca espesa indicando una alteración importante de este mineral y, a veces, una aureola de hidróxidos de hierro penetrando la matriz. Algunas zonas claras corresponden con rellenos de minerales transparentes de tipo zeolita.

Teniendo en cuenta su composición mineralógica, esta roca volcánica gris clara en la cual los minerales observados son plagioclasas, clinopiroxena y probablemente, olivino, corresponde, sin duda, a una andesita. La alteración, mismo si no es intensa, afecta la vulcanita. Es sorprendente que el clinopiroxena y los plagioclasas puedan ser todavía identificados, mientras que el otro mineral ferro-magnesiano (olivino? orthopiroxena?) no lo sea.



(a) Aspecto general de la roca: clinopiroxena, mineral incoloro con aureola negra en una matriz clara con plagioclasas; (b) Relleno de vacuolas por un mineral incoloro de baja temperatura (zeolita?); (c) detalle de minerales ferro-magnesios en luz natural; (d) Idem que en (c) en luz polarizada. Ambas muestran la zonación del clinopiroxena.



Ilustración 1 - Una de las 4 emergencias de la fuente (n°1).



Ilustración 2 - Una de las 4 emergencias de la fuente (n°2).



Ilustración 3 - Una de las 4 emergencias de la fuente (n°3), caracterizada por su depósito dominado por hidróxidos de hierro.



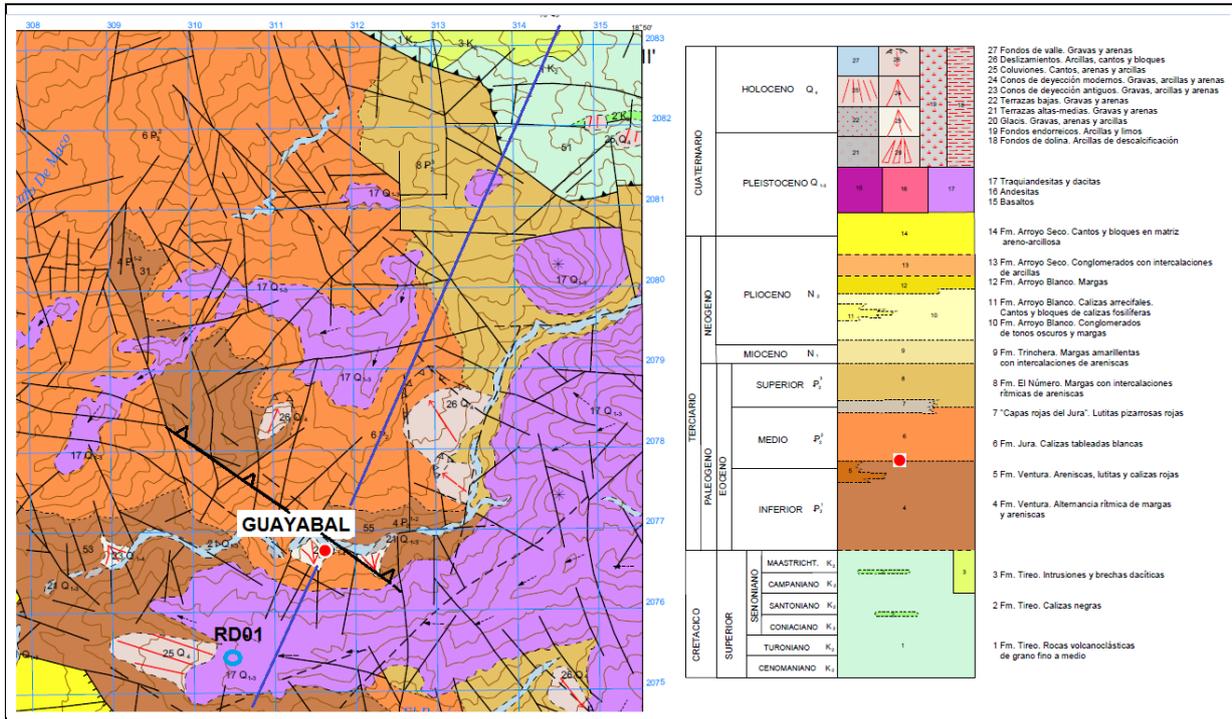
Ilustración 4 - Mega-bloque de lava reciente, que proviene de una colada presente al afloramiento a menos de 1-2 km, al sur de la fuente termal.



Ilustración 5 - Conglomerado acuífero que permite la emergencia de la fuente termal. Depósito de un abundante travertino asociado a la emergencia en el conglomerado.



Ilustración 6 - Situada arriba del área activa de la fuente, antigua emergencia marcada por un travertino blanco (RD-02, 100% de calcita), que cubre un conglomerado reciente.



SSO

NNE

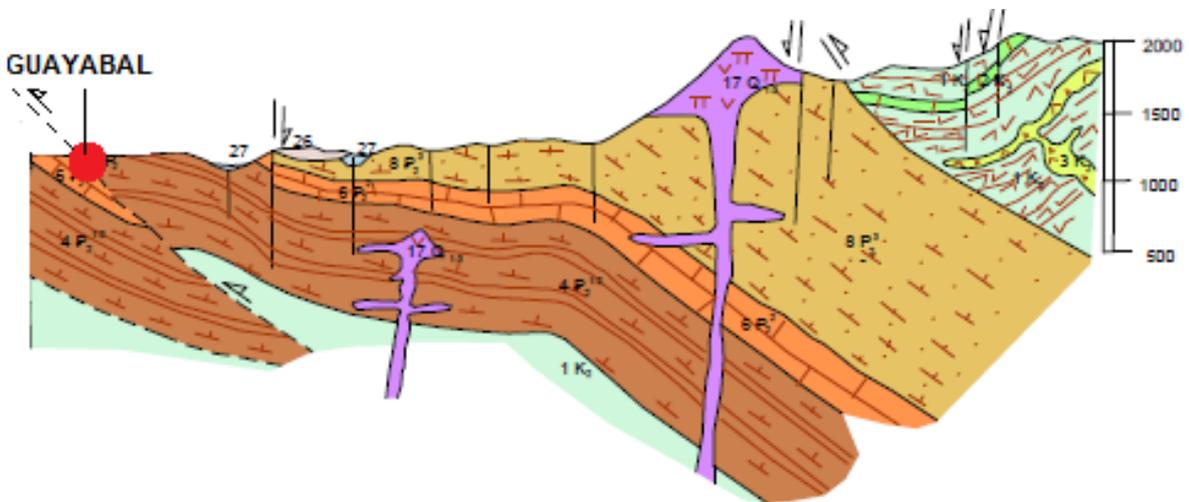


Ilustración 7- Localización de la fuente de la Tina-Guayabal:

- en el mapa geológico de la hoja de Padre Las Casas al 1:50 000 y su pila litológica. La cuadrícula en azul representa cuadrados de 1 km x 1 km;
- en un corte NNE-SSO presentado la relación entre las emergencias de la fuente y un cabalgamiento NO-SE (corte modificado de la hoja geológica de Padre Las Casas al 1:50 000);
- en el mapa geológico, trazado del cabalgamiento NO-SE (poniendo en contacto anormal las lutitas y las calizas), que controlaría la subida del agua termal hasta las emergencias de la fuente. Localización de la muestra RD-01 de lava andesítica (cf. descripción microscópica).

FUENTE TERMAL		MAGUEYAL
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Magueyal (RD-04), municipio de Magueyal, provincia de Azua. N° BRGM (1980) y ELC (1984): 57, Y1 . Coordenadas UTM X: 289616, UTM Y: 2055302, Alt.: 222 m. El acceso a la fuente se hace desde un espacio que ha acumulado bloques labrados de calcáreo (procedentes de una cantera cercana), y que se encuentran al borde del río Yaqué del Sur (orilla izquierda). Hay que atravesar 2 brazos sucesivos de este mismo río y luego, caminar aproximadamente 1 km antes de llegar a la fuente, que se sitúa sobre la ruptura de la pendiente, a la orilla derecha del valle.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La serie sedimentaria Terciaria está principalmente constituida por una alternancia de depósitos clásticos (margas, areniscas, calcarenitas) y de depósitos carbonatados (calizas). Esta serie está afectada por una tectónica compuesta de múltiples cabalgamientos NO-SE, con buzamiento hacia el NE y vergencia hacia el SO. Esta tectónica de acortamiento (del NE hacia el SO) provoca la formación de grandes pliegues asociados a los cabalgamientos, sobre-posiciones de series (espesamiento) y algunos grandes desgarramientos ~ E-O siniestros. Es muy probable que el trazado NO-SE del río Yaqué del Sur marque un cabalgamiento mayor, como lo sugiere el corte de la hoja al 1:50 000 de Yayas de Viajama.
	Contexto geológico local de la fuente	El calcáreo que aflora arriba de la fuente y que forma la pendiente por encima de esta fuente pertenece a la formación Miocena 5N ₁ de Sombrerito, que está constituida de calizas blanquecinas dominantes. La fuente emerge de un karst de calcáreo que aparece globalmente muy alterado, dados los procesos kársticos naturales. Además de estos procesos kársticos de calcáreo (de arrecife?), es posible que la alteración esté asociada a las emanaciones de gas H ₂ S, cuya presencia es relativamente importante en el área. La estratificación del calcáreo es aproximadamente 100 N20, y es visible sobre unos treinta metros de altura.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	Control litológico (il. 5) - Según el perfil litológico de la hoja al 1:50 000 de Villarpando (y no de la de Yayas), la fuente emerge en el karst de la formación Miocena 5N ₁ de Sombrerito (Mb. Loma de Patilla), que se sitúa por encima de las formaciones siguientes: <ul style="list-style-type: none"> - 2N₁: calcarenitas y margas de la formación Miocena de Sombrerito (cap-rock posible?), - 1 P₁-N₁: calizas con sílex de la base del Mioceno Inferior - Oligoceno Superior susceptible de ser el reservorio carbonatado. Control estructural (il. 5) - Según la hoja geológica, la fuente estaría localizada a proximidad inmediata de un cabalgamiento mayor orientado NO-SE con vergencia SO (buzamiento opuesto hacia el NE), favoreciendo la subida del agua termal. Además, en el campo, el calcáreo forma la pendiente y podría estar afectado por una falla 135 N70, que interseca la estratificación (superficie estructural de la pendiente).
RECURSO	Fuente	La fuente de Magueyal (caudal de 5 l/s) está constituida por un agua relativamente mineralizada (cond. 25°C = 9 410 µS/cm). T = 39.2°C, pH = 5.27, presencia bastante importante de H ₂ S (tabl. 2).
	Productos hidrotermales de superficie	La fuente de Magueyal emerge de un karst situado al pie de una pendiente (il. 1). La cuenca ancha de aproximadamente 4 m se llena de agua caliente con precipitados de calcita, en sus bordes (reacción efervescente con HCl). Al fondo de la cuenca, cerca de la emergencia (il. 1), depósitos grises de barro están constituidos de 39% de calcita, 11% de cuarzo, 20% de arcilla y 2% de pirita, según el análisis semi-cuantitativo de la muestra RD-04A por DRX (tabl. 10). En el canal de salida de origen antrópico (ils. 2 y 3), se puede observar calcita blanca precipitando al borde del canal (reacción con HCl), y barros rojos, relativamente finos, precipitando sobre los barros grises. Estos barros rojos están principalmente constituidos de 38% de yeso, con 25% de arcillas de tipo smectita y/o illita/smectita, y 11% de cuarzo, según el análisis de la muestra RD-04B por DRX (tabl. 10). El color rojo del barro podría ser debido a la presencia de organismos termófilos desarrollándose a temperaturas alrededor de 40°C.

		Los análisis químicos por ICP/AES de ambas muestras (tabl. 11) indican composiciones equivalentes con 28-30% de SiO ₂ , 8.3-8.4% de alúmina, 4-4.6% de Fe ₂ O ₃ y 13 a 17% de CaO.,
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13) y de modelización geoquímica con EQ3/6 (fig. 27b), la temperatura del reservorio se estima a 80 ± 20°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	Los aparatos magmáticos traquiandesíticos conocidos en el sector de Yayas se edificaron entre 1.87 y 2.7 Ma (ELC, 1984). Teniendo en cuenta su edad antigua (~ 2 Ma), se piensa que el magmatismo no desempeña una función importante como motor térmico sobre el sistema geotermal de Magueyal. Sin embargo, el CO ₂ asociado a esta fuente indica una firma isotópica δ ¹³ C más bien de origen magmático (la presencia de H ₂ S no parece serlo). Una cámara magmática, en curso de enfriamiento, podría ser la fuente de calor del sistema geotérmico? A menos de 4 km de la fuente, se sitúan los aparatos traquiandesíticos de Yayas, de los cuales uno ha sido muestreado (RD-05; il. 4) para datación K-Ar. Según su composición mineralógica (tabl. 10), se trata de una andesita con clinopiroxena, con una enclave de magma de composición cercana, afectada por una alteración potásica (biotita). La coexistencia de dos magmas sucesivos y de una alteración potásica secundaria, observada en la sección fina RD-05B, impide su datación (cf. descripción microscópica de abajo).
Referencias	Hoja geológica al 1:50 000 de Yayas de Viajama. Informes del BRGM de 1980 e informe de ELCTROCONSULT de 1984.	
Autores	BRGM	
Fecha	17 de Mayo de 2017	

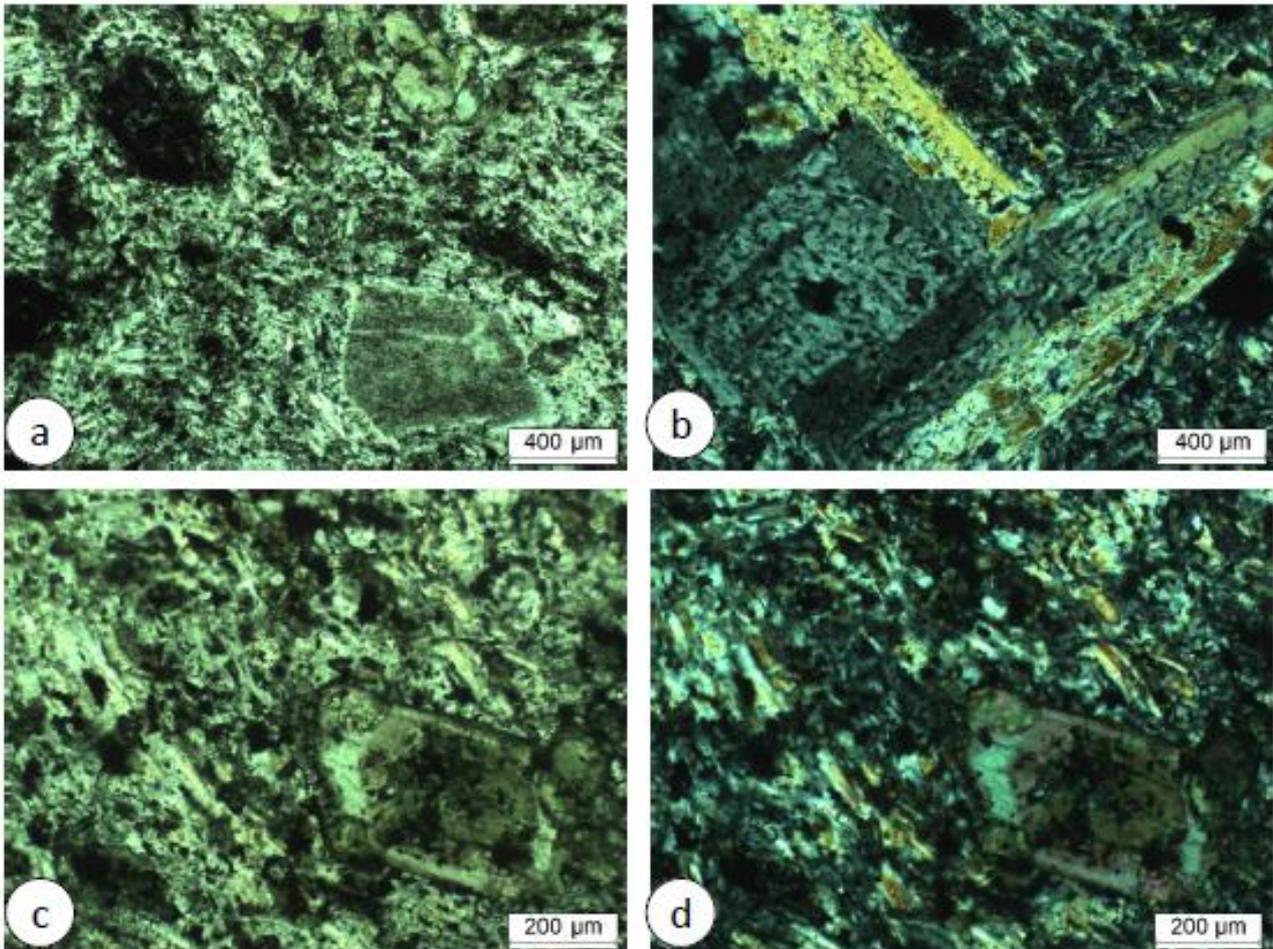


Vista Google Earth de la fuente termal de Magueyal que fue muestreada durante la campaña de campo (símbolo rojo), a la orilla del río Yaqué del Sur, en el cual también se colectó una muestra (símbolo azul).

Descripción de las dos secciones finas RD-05A y RD-05B efectuadas sobre una misma muestra de lava

Descripción microscópica de la sección fina RD-05A

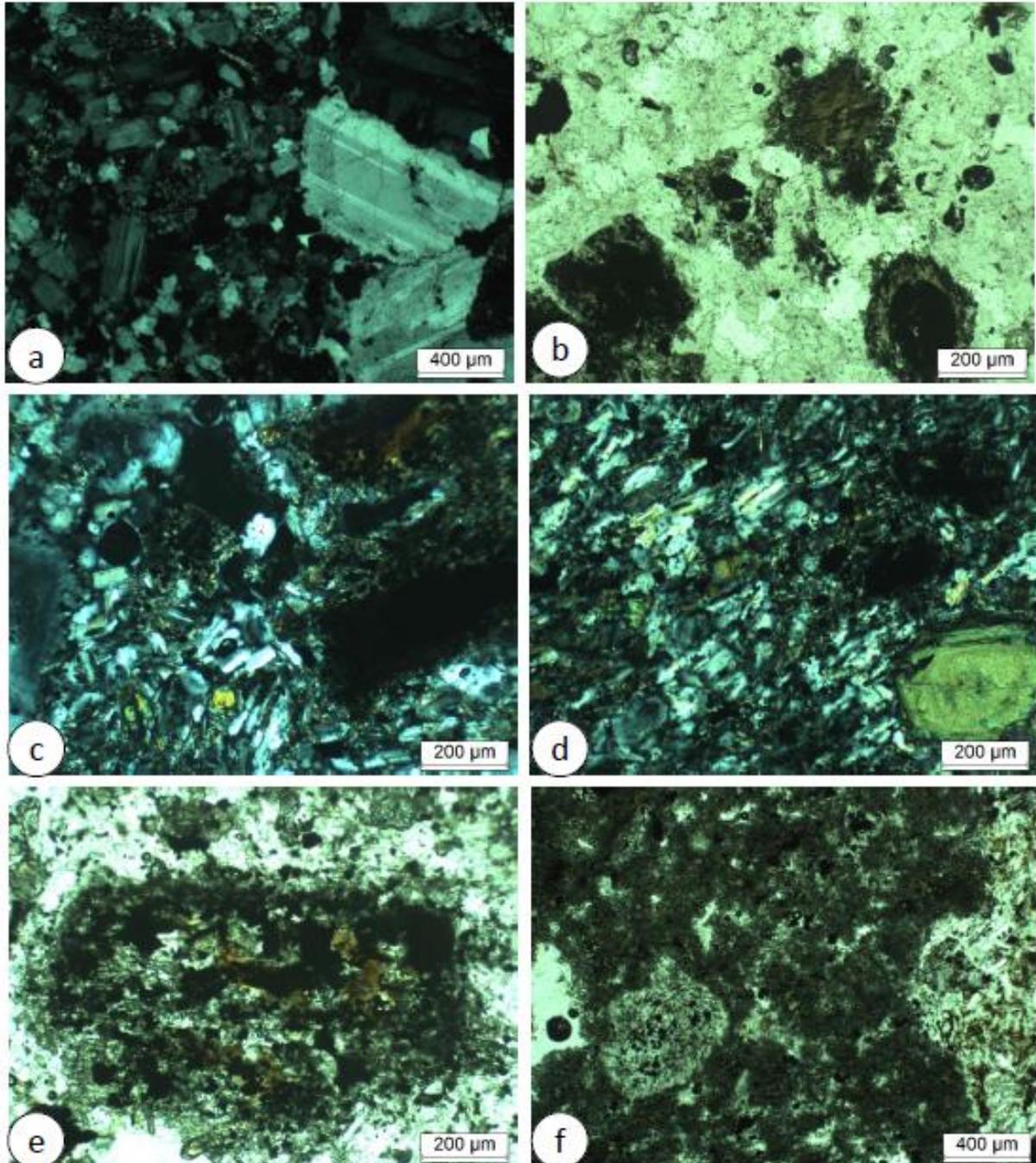
Roca volcánica clara constituida de fenocristales de plagioclasas raras, de micro-fenocristales de clinopiroxena y de un mineral indeterminado en una matriz con textura microlítica de plagioclasas destacando una textura fluida. El mineral indeterminado está substituido por un cúmulo de minerales opacos (óxidos Fe-Ti probables). Los fenocristales de plagioclasas están parcialmente substituidos y recristalizados obliterando las maclas polisintéticas (albitización?). Según su composición mineralógica, se trata de una andesita con clinopiroxena, que pertenece al grupo traquiandesítico.



(a) Aspecto general en luz natural mostrando un fenocristal de plagioclasas y un mineral oscuro indeterminado en la matriz microlítica; (b) Detalle de un plagioclasas en curso de alteración hidrotermal, en luz polarizada; (c) y (d) Detalle de la mesostasis microlítica y de un clinopiroxena (en luz natural y polarizada)

Descripción microscópica de la sección fina RD-05B

Roca volcánica similar a RD-05A (porque extraída de la misma muestra RD-0E=5). Además, la lava contiene elementos de lava de misma composición probable, pero presentando texturas diferentes: 1) textura casi afánica y mesostasis afanítica, y 2) textura micro-granular porfírica. Este segundo elemento contiene fenocristales de plagioclasas no alterados y fenocristales de una fase ferro-magnesianas en curso de transformación (en biotita + óxidos de Fe-Ti). Según su composición mineralógica, se trata de una andesita con clinopiroxena, con enclave de roca de composición cercana, el conjunto estando afectado por una alteración potásica a biotita.



(a) Elemento de roca volcánica con textura granular porfírica, en luz natural; (b) Ferro-magnesianos substituidos por biotita y óxidos de Fe-Ti en la roca volcánica con textura microgranular porfírica; (c) Detalle de la roca volcánica con textura microlítica microporfírica; (d) Idem con imagen de un fenocristal de clinopiroxena; (e) Sustitución de un fenocristal por óxidos de Fe-Ti y biotitas; (f) Elementos de roca volcánica con matriz afanítica y raros fenocristales de plagioclasas.



Ilustración 1 - Fuente de Magueyal, que emerge de un karst calcáreo (al bajo de la pendiente). La cuenca está, en parte, rellena por barros grises piritosos (2%), con 39% de calcita, 11% de sílice y 20% de arcillas, según el análisis de la muestra RD-04A por DRX (tabl. 10).



Ilustración 2 - Depósito blanco, reactivo al HCl (calcita +/- yeso), impregnando las orillas del canal de salida o bajo forma de fina película a la superficie del agua.



Ilustración 3 - Barros rojos situados al borde del canal de salida de las aguas, constituidos de 38% de yeso, con 25% de arcillas de tipo smectita y/o illita/smectita, y de 11% de sílice, según el análisis de la muestra RD04-B por DRX (tabl. 10). El color rojo podría ser debido a la presencia de organismos termófilos.

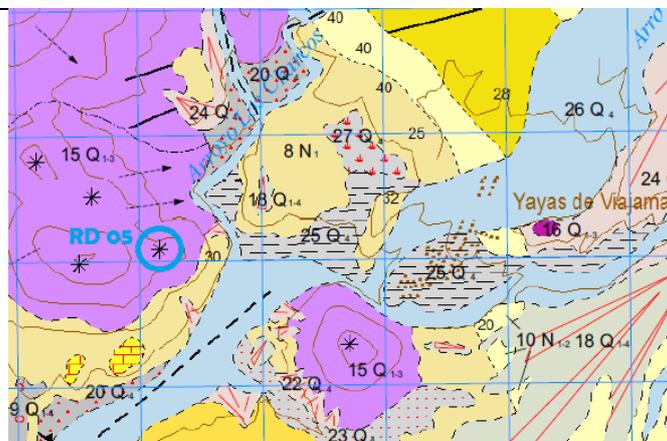


Ilustración 4 - Localización de la muestra de lava RD-05, cerca de Yayas, que no puede hacer objeto de datación por la presencia de mezcla de dos magmas (cf. descripción microscópica de las dos secciones finas RD-05A y RD-05B).

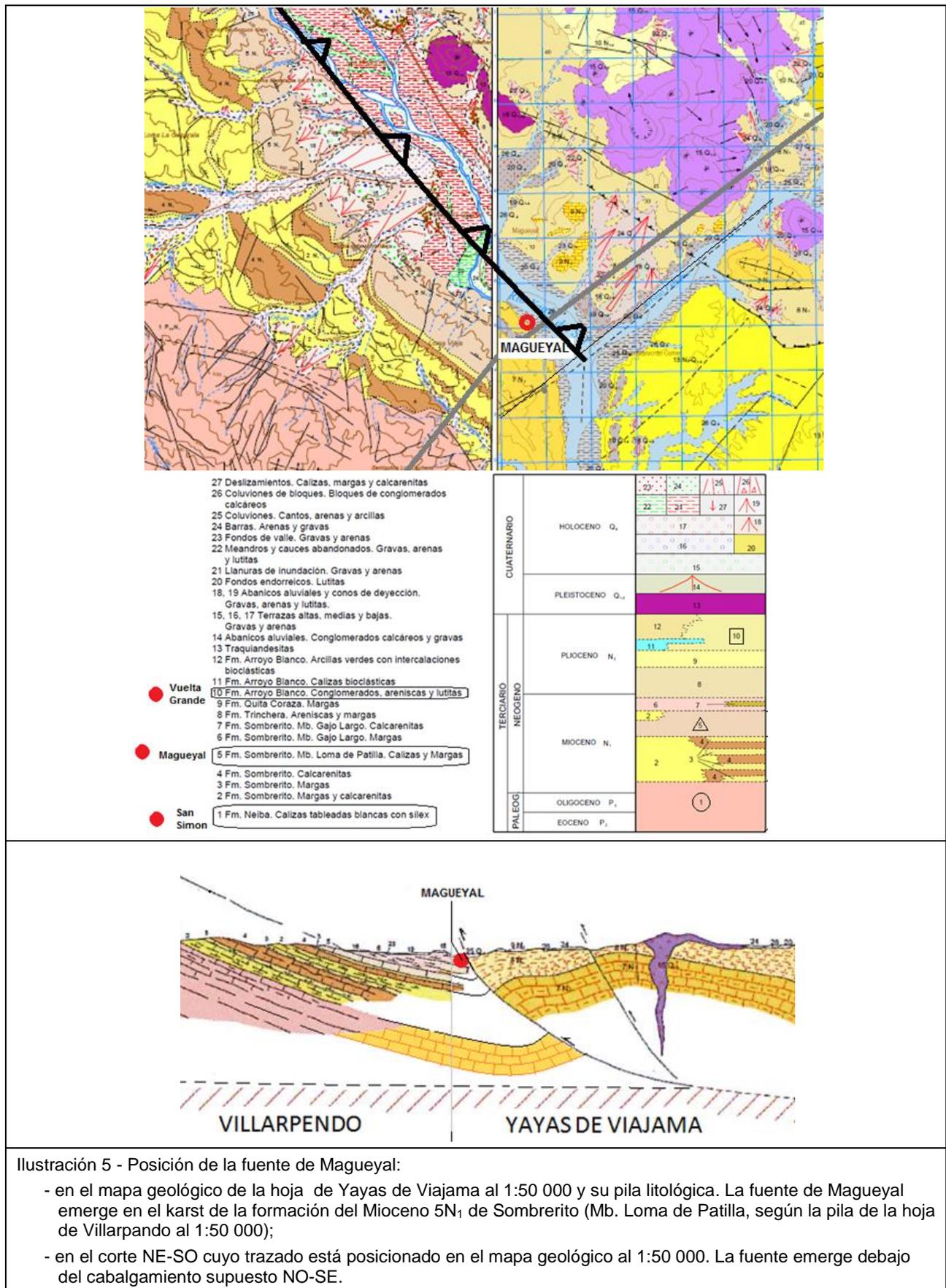


Ilustración 5 - Posición de la fuente de Magueyal:

- en el mapa geológico de la hoja de Yayas de Viajama al 1:50 000 y su pila litológica. La fuente de Magueyal emerge en el karst de la formación del Mioceno 5N₁ de Sombrero (Mb. Loma de Patilla, según la pila de la hoja de Villarpando al 1:50 000);
- en el corte NE-SO cuyo trazado está posicionado en el mapa geológico al 1:50 000. La fuente emerge debajo del cabalgamiento supuesto NO-SE.

FUENTE TERMAL		SAN SIMÓN DE TAMAYO
LOCALIZACIÓN, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de San Simón (RD-06), municipio de Tamayo, provincia de Bahoruco (il. 5). N° ELC (1984): Y5 . Coordenadas UTM X: 288753, UTM Y: 2049336, Alt.: 183 m. El acceso a la fuente se hace desde el pueblo de Meseta que se sitúa sobre una terraza aluvial del río Yaqué del Sur. Hay que atravesar 2 brazos sucesivos de este río y luego caminar aproximadamente durante 1 hora en un paisaje con muchos cactus ante de llegar a la fuente, que se sitúa en la ruptura de la pendiente, a la orilla derecha del valle. Una presa de agua ha sido realizada a proximidad.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La serie sedimentaria Terciaria está principalmente constituida por una alternancia de depósitos clásticos (margas, areniscas,...) y de depósitos carbonatados (calizas). Esta serie está afectada por una tectónica dominada por múltiples cabalgamientos NO-SE, con buzamiento hacia el NE y vergencia hacia el SO. Esta tectónica de acortamiento (del NE hacia el SO) provoca la formación de grandes pliegues asociados con los cabalgamientos, superposiciones de series (espesamiento) y algunos grandes desgarramientos E-O siniestros.
	Contexto geológico local del manantial	La fuente se sitúa abajo de la pendiente de un talud orientado N120°E, con una altura de 4 m, que se compone de calcáreo. Un intenso proceso kárstico acompañado por numerosas cavidades con estalactitas afecta este calcáreo (il. 4). Localmente, el calcáreo es gredoso con, a veces, facies de brecha carbonatada local y/o sílex (ils. 2 y 3). Esta facies con sílex es típica de la formación de Neiba P2-3/N1 del Paleógeno (Oligoceno-Eocénico-Neógeno Inferior (il. 6). No hay fracturación visible en el calcáreo muy kárstico; sin embargo, la hoja geológica indica que la fuente se sitúa cerca de la zona de contacto de un mega-anticlinal ESE-ONO, afectado por un mega-desgarramiento E-O siniestro.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	Control litológico del reservorio potencial: la formación de Neiba, que constituye una potente plataforma carbonatada con un espesor de más de 1 000 m, podría desempeñar la función de reservorio profundo (il. 6). Control estructural: el cabalgamiento ESE-ONO, con buzamiento NE (asociado al anticlinal), podría favorecer la subida del agua termal y la formación de un reservorio profundo (il. 6).
RECURSO	Fuente	Dos emergencias distantes de 10 m han sido reconocidas al pie de la pendiente emergente de un calcáreo kárstico, mientras que un drenaje ha sido observado a 2 m por encima de estas emergencias. T = 44.9°C, cond. (25°C) = 7 590 µS/cm, pH = 6.64 (tabl. 2).
	Productos hidrotermales de superficie	La emergencia principal de la fuente de San Simón brota de una pequeña cavidad en el calcáreo, que ha acumulado calor (impresión de horno). Esta cavidad está cubierta (muestra RD-06-A; il. 1) por sulfatos de calcio (92% de yeso y 5% de basanita) y 3% sulfato de estroncio (celestita; tabl. 10). Depósitos de gel blanco no efervescentes al HCl se encuentran al borde de la fuente (muestra RD-06-B): este gel esta esencialmente compuesto por 85% de azufre, con trazas de sulfatos de calcio (4%; tabl. 10). Este tipo de depósitos está en completo acuerdo con un olor de H ₂ S.
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13) y de modelización geoquímica con EQ3/6 (fig. 27c), la temperatura del reservorio se estima a 80 ± 20°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	El motor térmico del magmatismo reciente parece poco probable, dadas la distancia de los primeros aparatos volcánicos situados a aproximadamente 10 km al norte de la fuente (Cerros de Los Dos Hermanos hacia Yayas) y sobre todo, sus edades antiguas, con más de 2 Ma.
Referencias	Hoja geológica al 1:50 000 de Villarpando. Informes del BRGM de 1980 y de ELECTROCONSULT de 1984.	
Autores	BRGM	
Fecha	28 de Abril de 2017	



Ilustración 1 - Cavidad kárstica de la fuente recubierta esencialmente por sulfatos de calcio (92% de yeso y 5% de basanita) y 3% de sulfato de estroncio (celestita), según el análisis de la muestra RD-06A por DRX (tabl. 10). Fuerte olor a H₂S en el medioambiente.



Ilustración 2- Calcáreo con brecha.



Ilustración 3 - Calcáreo con sílex típico de la formación Oligocena-Miocena (Formación de Neiba).

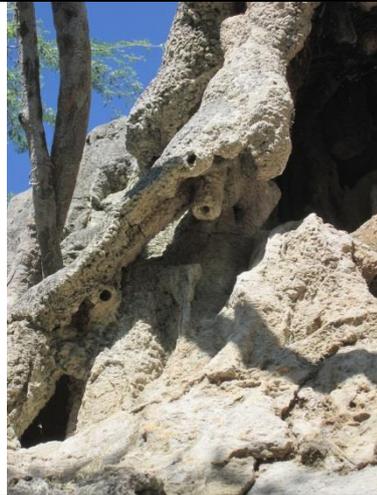


Ilustración 4 - Proceso kárstico que afecta el calcáreo que se sitúa por encima de la fuente de San Simón.

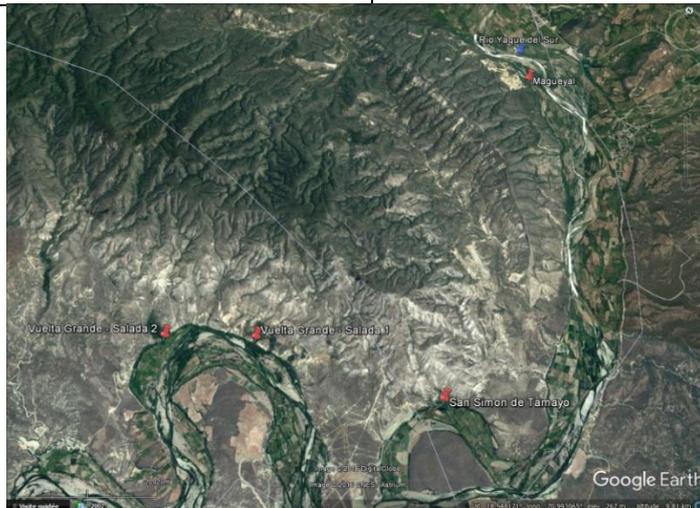
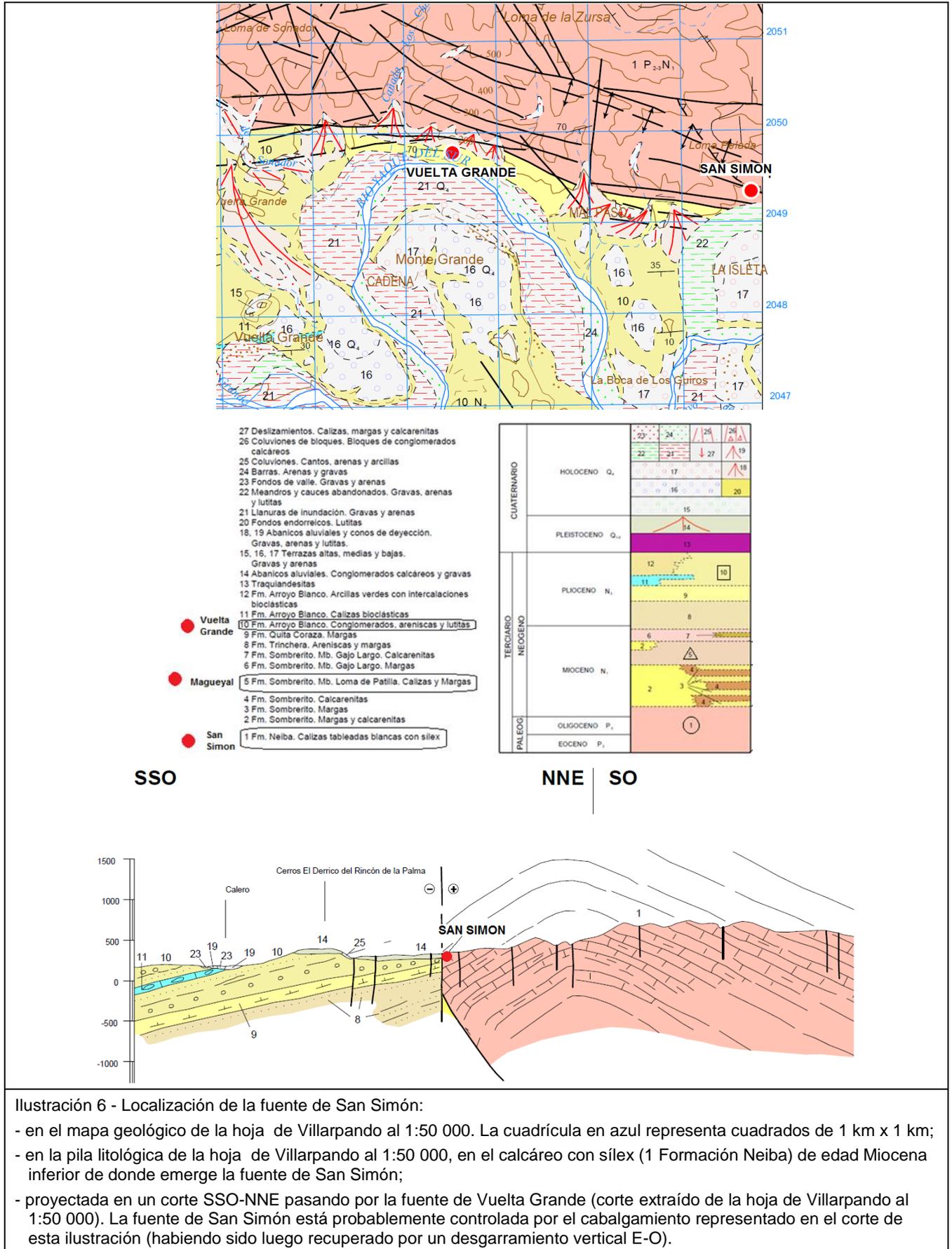
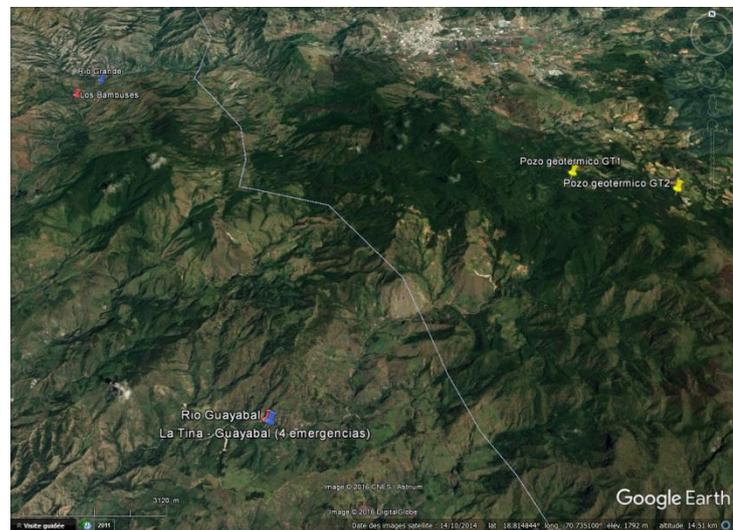
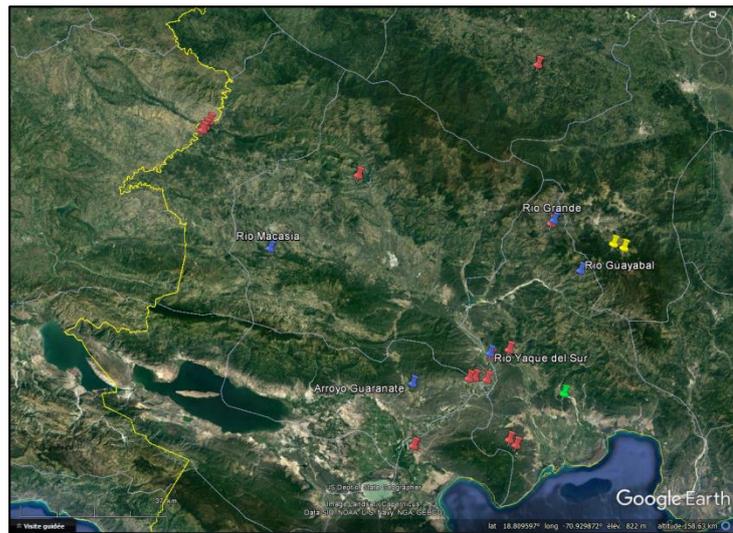


Ilustración 5 - Vista Google Earth de la fuente termal de San Simón de Tamayo (más a la derecha) y de las fuentes termales de Vuelta Grande, que fueron muestreadas durante la campaña de campo (símbolos rojo), a la orilla del río Yaqué del Sur.





FUENTE TERMAL		VUELTA GRANDE - SALADA 1
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Vuelta Grande - Salada 1, municipio de Tamayo, provincia de Bahoruco. Coordenadas UTM X: 288240, UTM Y: 1991328, Alt.: 170 m. 2 accesos posibles: a 3 km aproximadamente de la fuente de San Simón, o entonces pasando por el pueblo de Vuelta Grande. El río Yaqué del Sur está situado inmediatamente al sur de la fuente.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La serie sedimentaria Terciaria está principalmente formada por una alternancia de depósitos clásticos (margas, areniscas,...) y de depósitos carbonatados (calizas). Esta serie está afectada por una tectónica compuesta de múltiples cabalgamientos NO-SE, con buzamiento hacia el NE y vergencia hacia el SO. Esta tectónica de acortamiento (del NE hacia el SO) provoca la formación de grandes pliegues asociados con los cabalgamientos, superposiciones de series (espesamiento) y algunos grandes desgarramientos E-O siniestros.
	Contexto geológico local del manantial	Según la hoja geológica de Villarpando, la fuente se sitúa por encima de un cabalgamiento ESE-ONO, asociado con un mega-desgarramiento ESE-ONO, que afecta la formación de Neiba P3/N1 (luego recuperado por un mega-desgarramiento sub-E-O). El cabalgamiento pone en contacto anormal dos formaciones (il. 3): <ul style="list-style-type: none"> - debajo del cabalgamiento (al sur), la formación de Arroyo Blanco 10N, se compone de lutitas, conglomerados y areniscas, de edad Pliocena 10N2 (con presencia local de evaporitas según el corte de la cuenca de Enriquillo); - sobre el cabalgamiento (al norte), la formación Neiba P3/N1, de edad Oligoceno-Mioceno, se compone de calizas tableadas blancas con sílex, formando la loma sur de un mega-anticlinal ESE-ONO. La fuente emerge en las lutitas (il.1) de la formación Arroyo Blanco cuya estratificación 115 S40 está en posición de superficie estructural, es decir formando la topografía.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	Control estructural: el cabalgamiento ESE-ONO (recuperado por un desgarramiento vertical siniestro) podría favorecer la subida de las aguas termales, desde la profundidad (il. 3). Control litológico del reservorio potencial: la base de la formación de Neiba, constituyendo una potente plataforma carbonatada de un espesor de más de 1 000 m, podría ser el reservorio profundo potencial, explicando la abundancia de travertinos en la región, mientras que las lutitas del muro se interpondrían parcialmente, más bien, a la subida de los fluidos (il. 3).
RECURSO	Fuentes	La fuente Salada 1 emerge en una pequeña vaguada que corta la roca arcilla (lutitas), a proximidad inmediata (5 m) del espeso travertino (ils. 1 y 2). T = 25.2°C, cond. (25°C) = 20 200 µS/cm, pH = 7.70 (tabl. 2). La presencia de evaporitas en la formación Pliocena N2 podría explicar la fuerte salinidad de las aguas de la región (hay otras fuentes cercanas a la fuente Salada 1, como la fuente Salada 2, en la cual se midieron también los parámetros de campo de sus aguas y se encontraron fuertes salinidades; tabl. 2). No fue la misma fuente termal de Vuelta Grande del estudio del BRGM de 1980 que fue muestreada durante nuestra campaña de campo.
	Productos hidrotermales de superficie	En esta roca arcilla del Plioceno se desarrolla un ancho travertino sub-actual, de un espesor por lo menos de 50 cm, que molda la estratificación de la roca arcilla (il. 1). Este travertino ha sido reconocido sobre una pendiente E-O a 40°, a lo largo de más de 20 m de alto. Es reciente y actualmente está inactivo (il. 2).
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio se estima a 80 ± 20°C.

FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	El motor térmico del magmatismo reciente es poco probable dadas la distancia de los primeros aparatos volcánicos situados a aproximadamente 10 km al NNE de las fuentes (Cerros de Los Dos Hermanos hacia Yayas) y sus edades superiores a 2 Ma.
Referencias	Hoja geológica de Villarpando al 1:50 000. Informes del BRGM de 1980 y de ELECTROCONSULT de 1984.	
Autores	BRGM	
Fecha	28 de Abril de 2017	



Ilustración 1 - Travertino espeso (50 cm) cubriendo las lutitas (orientadas 115 S 40) de la formación Arroyo Blanco.

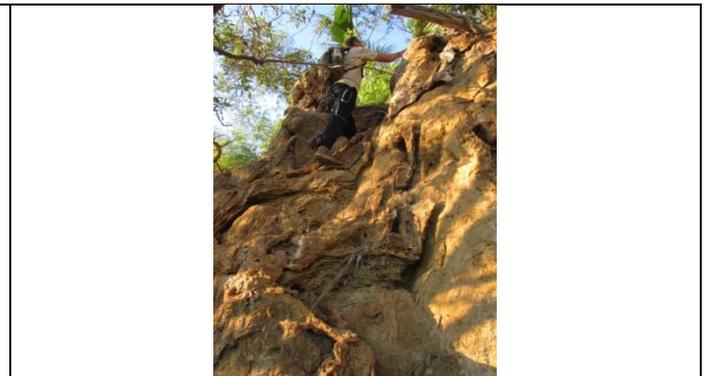


Ilustración 2 - Travertinos muy desarrollados situados a 5 m de la muestra de agua de Vuelta Grande - Salada 1.

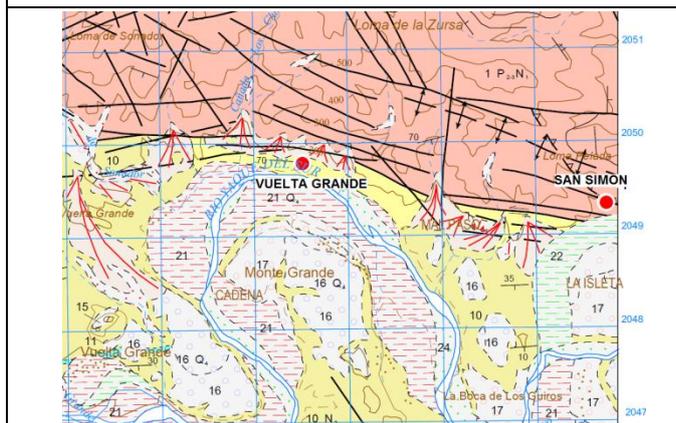


Ilustración 3 - Mapa geológico con la localización de la fuente de Vuelta Grande - Salada 1 (y su travertino reciente) en la hoja geológica de Villarpando al 1:50 000.

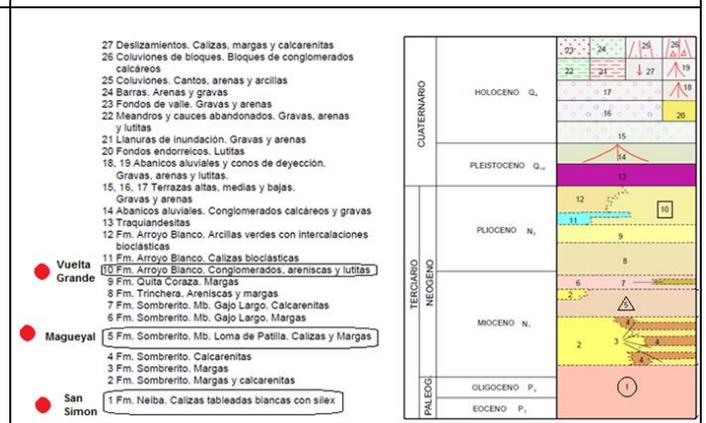


Ilustración 4 - Pila litologica de la hoja al 1:50 000 de Villarpando, con la posición de las lutitas de la formación de Arroyo Blanco (n°10), de edad Pliocena, de donde emerge la fuente Vuelta Grande - Salada 1, con un antiguo travertino.

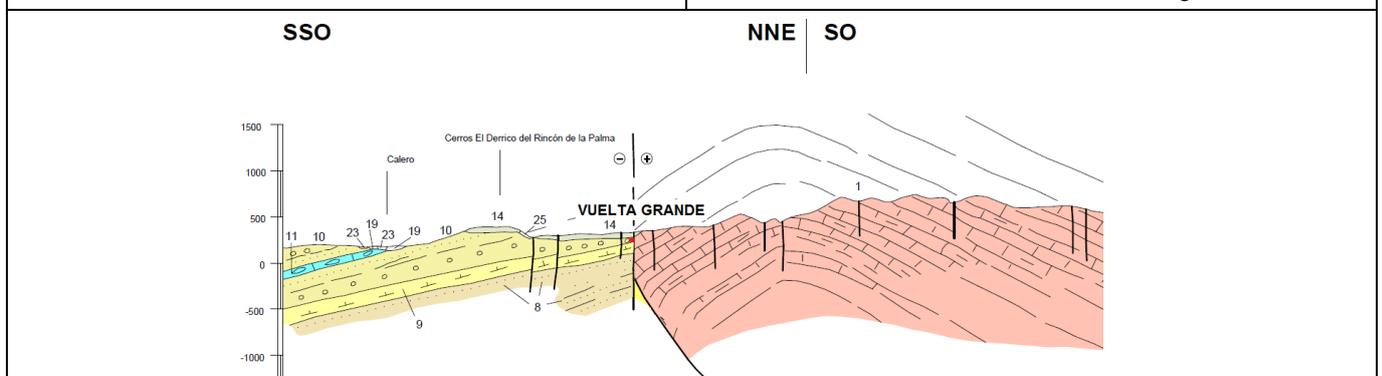
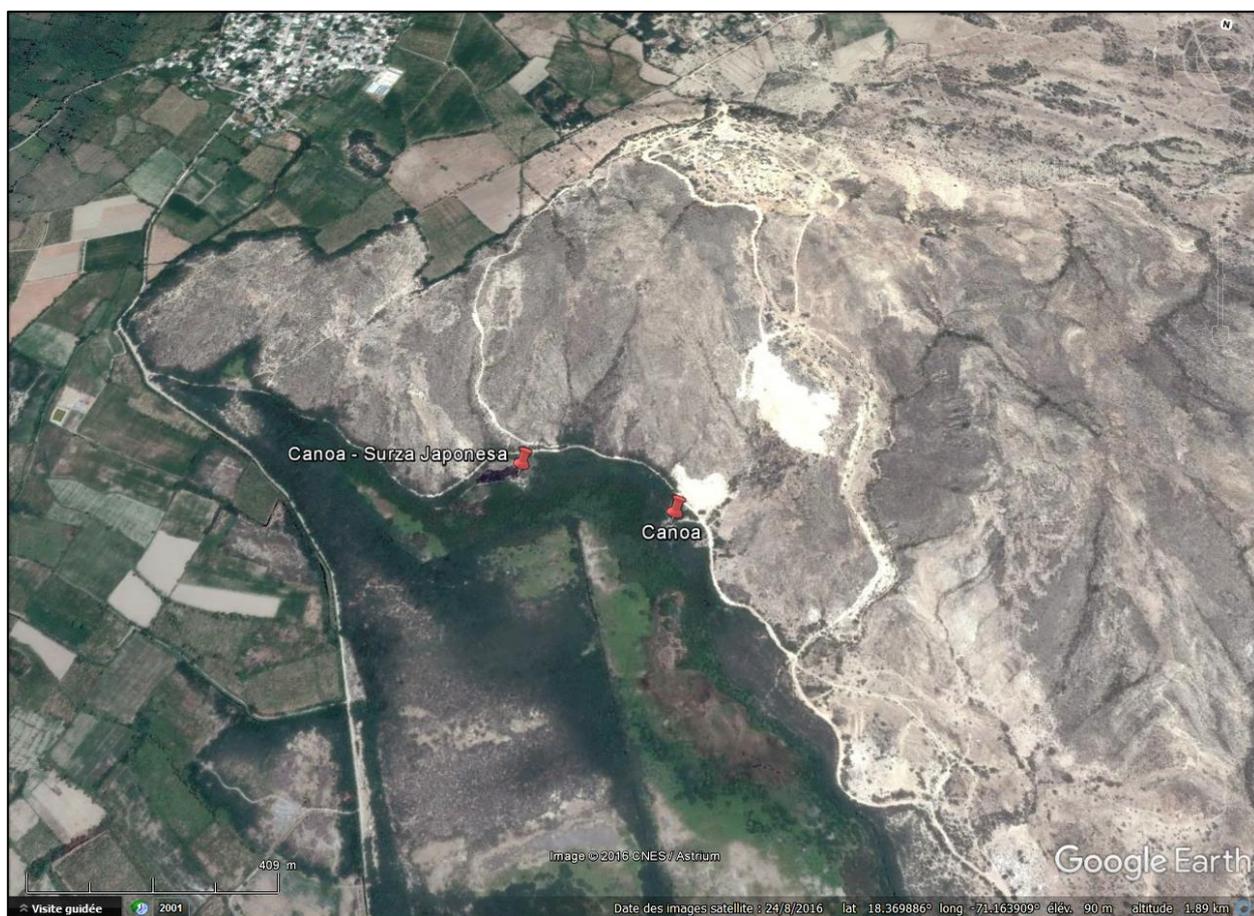


Ilustración 5 - Posición aproximada de la fuente de Vuelta Grande - Salada 1 en un corte geológico SSO-NNE extraído de la hoja geológica de Villarpando al 1:50 000.

FUENTE TERMAL		CANOA
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Canoa (RD-17, RD-18), municipio de Vicente Noble, provincia de barahona. N° BRGM (1980): 56 (figs. 1 y 4). Coordenadas UTM X: 270860, UTM Y: 2032223, Alt.: 33 m. El acceso a las dos emergencias de Canoa se hace a partir del pueblo de Canoa, vía una pista practicable. Estas emergencias están localizadas al pie de una colina explotada, en parte, por su carbonato.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La región se sitúa inmediatamente al noreste de la cuenca sedimentaria de Enriquillo. Está caracterizada por un mega-anticlinal orientado E-O a ESE-ONO (eje hundiéndose hacia el oeste), que afecta un apilamiento de formaciones sedimentarias de edad Miocena Inferior a Medio (il. 6A). Este anticlinal, denominado de Sierra de Martin García, está limitado, al norte como al sur, por dos cabalgamientos sub-E-O, con vergencia opuesta, que imponen una posición en <i>pop up</i> a las formaciones plegadas (il. 6B).
	Contexto geológico local del manantial	Situadas a la extremidad oeste del mega-anticlinal y más precisamente, sobre su lomo sur, las dos emergencias de la fuente de Canoa están encajadas en la formación Sombrero de edad Mioceno Medio (N_1^2) y constituida, en la zona, de alternancias de bancos decimétricos de calcáreos litográficos (SO115 S35), de margas azules a amarillas y de evaporitas. Al sur de las emergencias, se puede emitir la hipótesis que el anticlinal E-O, que pliega la formación carbonatada N_1^2 está recortado por un cabalgamiento E-O hundiéndose hacia el norte, debajo de las emergencias de la fuente (il. 6A).
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	En superficie, puesta en evidencia, en el campo, de una falla vertical N-S (05.90), que afecta los calcáreos de edad Mioceno Medio (il. 5). Esta dirección de falla sub-meridiana esta probablemente asociada con la red de fallas cartografiadas NNO-SSE, en la hoja geológica al 1:50 000. Esta fracturación podría controlar, en parte, la subida del agua termal, como parece indicarlo la distribución NNE-SSO de los travertinos en el mapa geológico (il. 6A). Además, estos travertinos están restringidos al anticlinal limitado por los dos cabalgamientos E-O opuestos. A mayor profundidad, se sugiere que la circulación del agua esté principalmente controlada por el cabalgamiento E-O, con buzamiento sur. En estas condiciones, el reservorio de Canoa podría ser la formación de edad Mioceno Inferior, constituida de calizas margosas tableadas, a veces areniscosas (cf. pila litológica il. 6A) y formando la parte basal del anticlinal.
RECURSO	Fuente	Dos emergencias han sido estudiadas: Canoa 1 (RD-17; il. 1) y Canoa 2 - Surza Japonesa (RD-18; il. 4). Fuertes vapores de H_2S en el ámbito de las fuentes, pero ausencia de burbujas identificables de gases. El agua de estas emergencias está bastante mineralizada (cond. $25^\circ C = 6\ 750\ \mu S/cm$ para Canoa 1 y $6\ 320\ \mu S/cm$ para Canoa 2; tabl. 2). $T = 41.5^\circ C$ y $pH = 5.45$ para Canoa 1, que fue la única muestra de agua analizada (tabl. 4, 5 y 6).
	Productos hidrotermales de superficie	Emergencia Canoa 1 (RD-17): forma una piscina natural ancha de 6 metros (il. 1), con un brote de agua termal al centro de la piscina y depósitos de barros grises carbonatados (efervescencia al HCl; il. 2). En efecto, la muestra de barro gris RD-17A, analizada por DRX y por ICP/AES, está principalmente constituida de calcita (80%), con trazas de sulfatos de tipo yeso, con +/- celestita (tabl. 10 y 11). Evidencia de un película de calcita blancuzca depositada a las orillas de la piscina (reacciona con el HCl; il. 3) y también sobre los barros grises de la parte externa de la piscina natural (sin emergencia). Presencia probable de sulfuros en los barros grises. Emergencia de Canoa 2 - Surza Japonesa (RD17B = RD-18; il. 4): presencia de gel blanco a la salida de la piscina natural de los japoneses. La muestra de gel está compuesta principalmente por azufre (67%), con un poco de yeso (21%) y trazas de calcita (2%), según los análisis por DRX (tabl. 10) y por ICP/AES (tabl. 11). La hoja geológica de Vicente Noble al 1:50 000 (il. 6A) indica la existencia de mega-travertinos orientados NNO-SSE, situados inmediatamente al norte de la fuente de Canoa y en los cerros de Isletón, al SO de la fuente. Estos anchos travertinos no han sido observados en el campo.

	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13) y de modelización geoquímica con EQ3/6 (fig. 27c), la temperatura del reservorio se estima a $75 \pm 20^{\circ}\text{C}$.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	No hay magmatismo reciente reconocido en la región. Sin embargo, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ (-6.9‰) analizado por el BRGM, en 1980, sobre el CO_2 asociado con la fuente termal de Canoa, sugiere un origen magmático de este gas, que podría provenir de la subida de un bolsón de magma hacia la superficie, como propuesto por el BRGM en 1980 (Traineau y Westercamp, 1980), actualmente resfriado.
Referencias	Hoja geológica de Vicente Noble al 1:50 000. Informes del BRGM de 1980.	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Mayo de 2017	



Vista Google Earth de las dos emergencias de la fuente termal de Canoa (Canoa 1 y Canoa 2 - Surza Japonesa), que fueron estudiadas durante la campaña de campo (símbolos rojos). Sólo el agua de la emergencia Canoa 1 hizo el objeto de análisis químicos e isotópicos completos (tabl. 4, 5 y 6).



Ilustración 1 - Emergencia Canoa 1: piscina natural de 6 m de diámetro, con una temperatura de 41.5°C.



Ilustración 2 - Depósitos de barros grises justo por encima de la zona de la emergencia Canoa 1. Están principalmente constituidos de calcita (80%), con trazas de sulfatos de tipo yeso, con +/- celestita (tabl. 10 y 11).



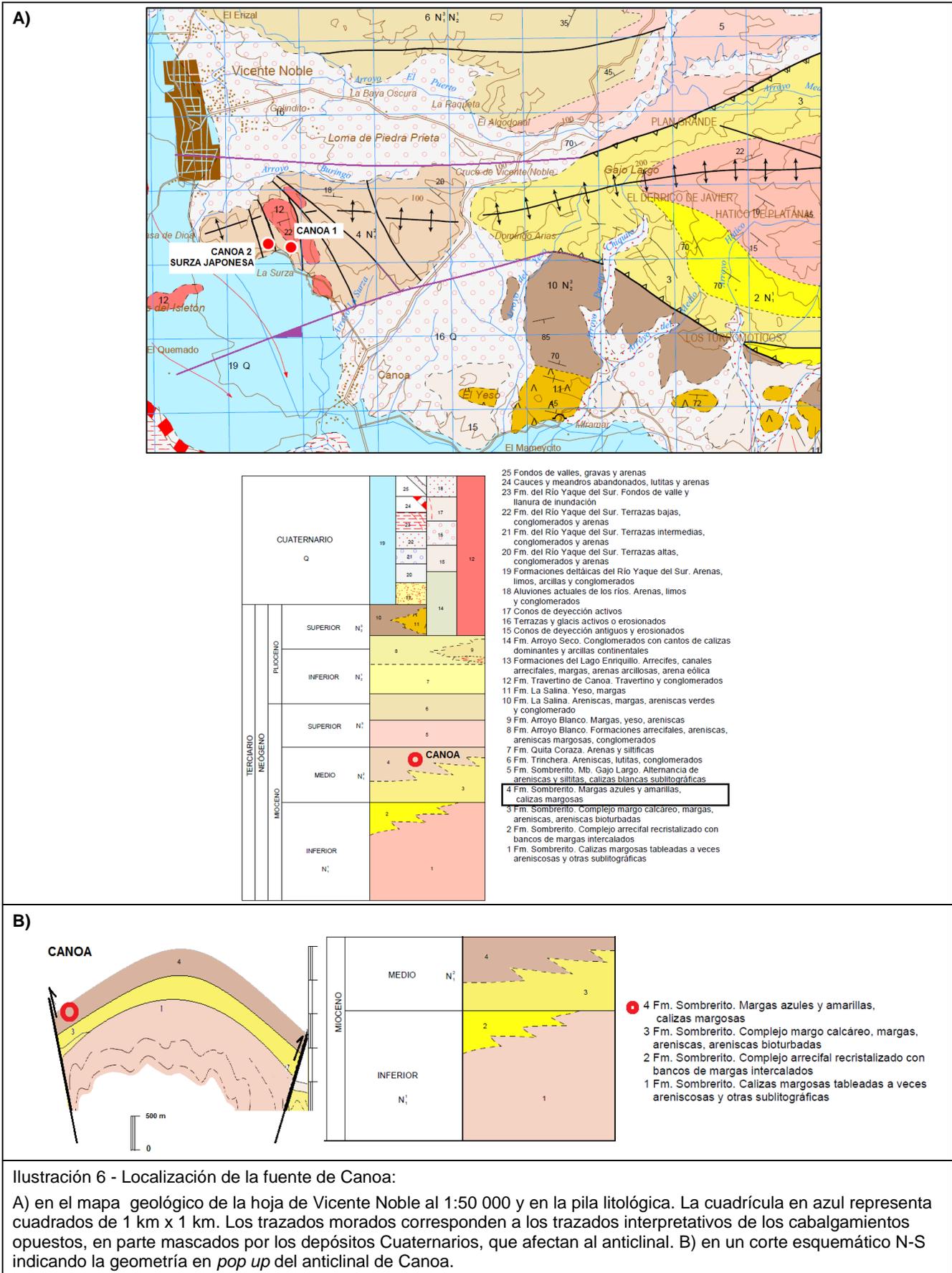
Ilustración 3 - Emergencia Canoa 1: depósitos blancuzcos de calcita, formados en los bordes de la piscina natural (efervescentes al HCl).



Ilustración 4 - Emergencia Canoa 2: vista sobre la piscina denominada la Surza Japonesa (38°C), acondicionada por japoneses.



Ilustración 5 - Zona de fallas N-S verticales (05.90), que afectan los calcáreos de la formación N_2^2 de edad Mioceno Medio. Este afloramiento está situado a la mitad del camino entre las dos emergencias de la fuente de Canoa.



FUENTES TERMALES		AZUA
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuentes de Ranchería Baja, Ranchería Alta y Galindo, municipio de Sabana Yegua, provincia de Azua. N° BRGM (1980): 61, 60 y 59 , respectivamente. Coordenadas Ranchería Alta UTM X: 296369, UTM Y: 2032854, Alt.: 361m. Coordenadas Galindo Alta UTM X: 294649, UTM Y: 2034228, Alt.: 294 m. Las fuentes están localizadas en la loma sur de la cuenca de Azua, en la Sierra de Martín García. La fuente de Ranchería Baja está a la entrada del pueblo. La fuente de Ranchería Alta-Cerro de agua caliente (ils. 4 y 5) es accesible vía una pista difícil, utilizada para ir a las canteras de calcáreo (necesidad de un vehículo 4x4). La fuente de Galindo está más o menos al final de esta pista (se puede llegar a esta fuente más fácilmente, tomando la pista en el otro sentido).
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La cuenca de Azua forma un mega-sinclinal relleno de varios kilómetros de sedimentos clásticos de edad Mio-Pliocena y que han hecho el objeto de investigaciones petrolíferas. El sistema de aguas termales está situado en la loma norte de un anticlinal ESE-ONO, constituido por calizas y margas del Mioceno Medio pertenecientes a la formación de Sombrero (il. 7A).
	Contexto geológico local del manantial	Los calcáreos litográficos, muchas veces de color rosado, y las margas grises del Mioceno, indican una estratificación orientada NO-SE, con fuerte pendiente hacia el NE (130 a 145 NE40), estructuralmente posicionada, es decir marcando la topografía (il. 3). Según la hoja geológica al 1:50 000, el área está afectada por un cabalgamiento NO-SE, cuyo buzamiento es SO e indica una vergencia hacia el NE.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	El alineamiento de las fuentes de Ranchería y de los muy abundantes travertinos asociados a estas fuentes, sobre unos 3 km, indican que la subida de las aguas termales está controlada por una zona de falla NO-SE (il. 7A). Facies cualificadas de « miloníticas » por el BRGM, en 1980, señalan el pasaje de una estructura tectónica importante (y <i>a priori</i> dúctil). Sólo una falla secundaria ha sido observada en el campo, cuyo buzamiento hacia el sur está opuesto a la estratificación (130 NE40). De este modo, más bien que un control por falla NO-SE con buzamiento NE como indicado por el BRGM, en 1980 (ils. 1 y 2), los datos de la hoja geológica de Pueblo Viejo al 1:50 000 (il. 7) y la falla secundaria observada en el campo sugieren que este sistema termal esté muy probablemente asociado con un cabalgamiento mayor hundiéndose hacia el sur. En cuanto a la fuente de Galindo, esta última dependería de una falla de dirección NO-SE, como indicado en el mapa geológico de la hoja de Puerto Viejo al 1:50 000 (il. 7A).
RECURSO	Fuentes	Tres fuentes calientes son conocidas y solo dos fueron estudiadas (dadas las conclusiones del informe del BRGM de 1980 sobre la similitud de la composición química de sus aguas; cf. tabl. 2, 4, 5 y 6): <ul style="list-style-type: none"> - Ranchería Alta - Cierro de agua caliente (en posición alta), con ligera desgasificación y olor a H₂S; - Galindo (en posición baja), con ligero olor a H₂S ambiental; - Ranchería Baja (no muestreada en la campaña de campo).
	Productos hidrotermales de superficie	La abundancia de travertinos en las pendientes del sector es destacable (il. 6), mientras que las dos fuentes muestreadas no parecen precipitar carbonatos en el estado actual.
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda de todas estas fuentes se estima a 65 ± 20°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	La existencia de un aparato basáltico reciente a 11 km al norte del área es conocida. Sin embargo, es muy probable que este sistema de aguas termales esté bastante desconectado de una fuente de calor de origen magmático, como lo sugiere el valor isotópico medido en este estudio de -14‰ para el δ ¹³ C del CO ₂ asociado con la fuente de Ranchería Alta, que parece indicar un origen mixto con un polo orgánico seguro y bastante marcado (≤ -20‰), y otros polos que podrían ser de origen magmático, atmosférico y/o sedimentario marino...
Referencias	Hoja geológica de Pueblo Viejo al 1:50 000. Informes del BRGM de 1980.	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Mayo de 2017	

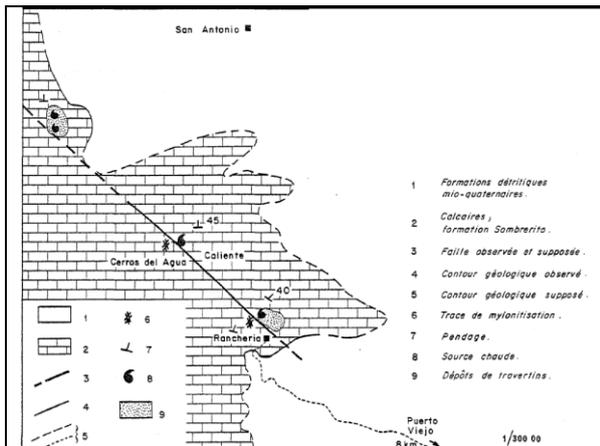


Ilustración 1 - Mapa geológico esquemático del BRGM en 1980, puesto en duda por la hoja geológica de Pueblo Viejo al 1:50 000 (il. 7A).

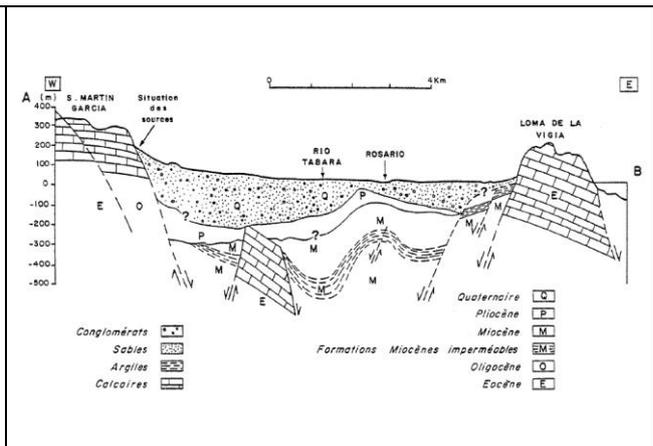


Ilustración 2 - Corte NE-SO interpretado por el BRGM en 1980, puesto en duda por el corte de la hoja geológica de Pueblo Viejo al 1:50 000 (il. 7B).

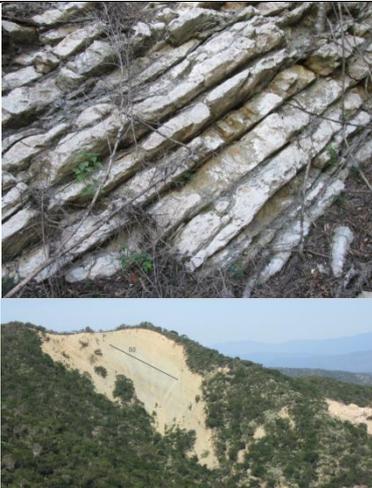


Ilustración 3 - Estratificación de los calcáreos del Mioceno Medio, que pertenecen a la formación de Sombrenito (estructuralmente posicionados).



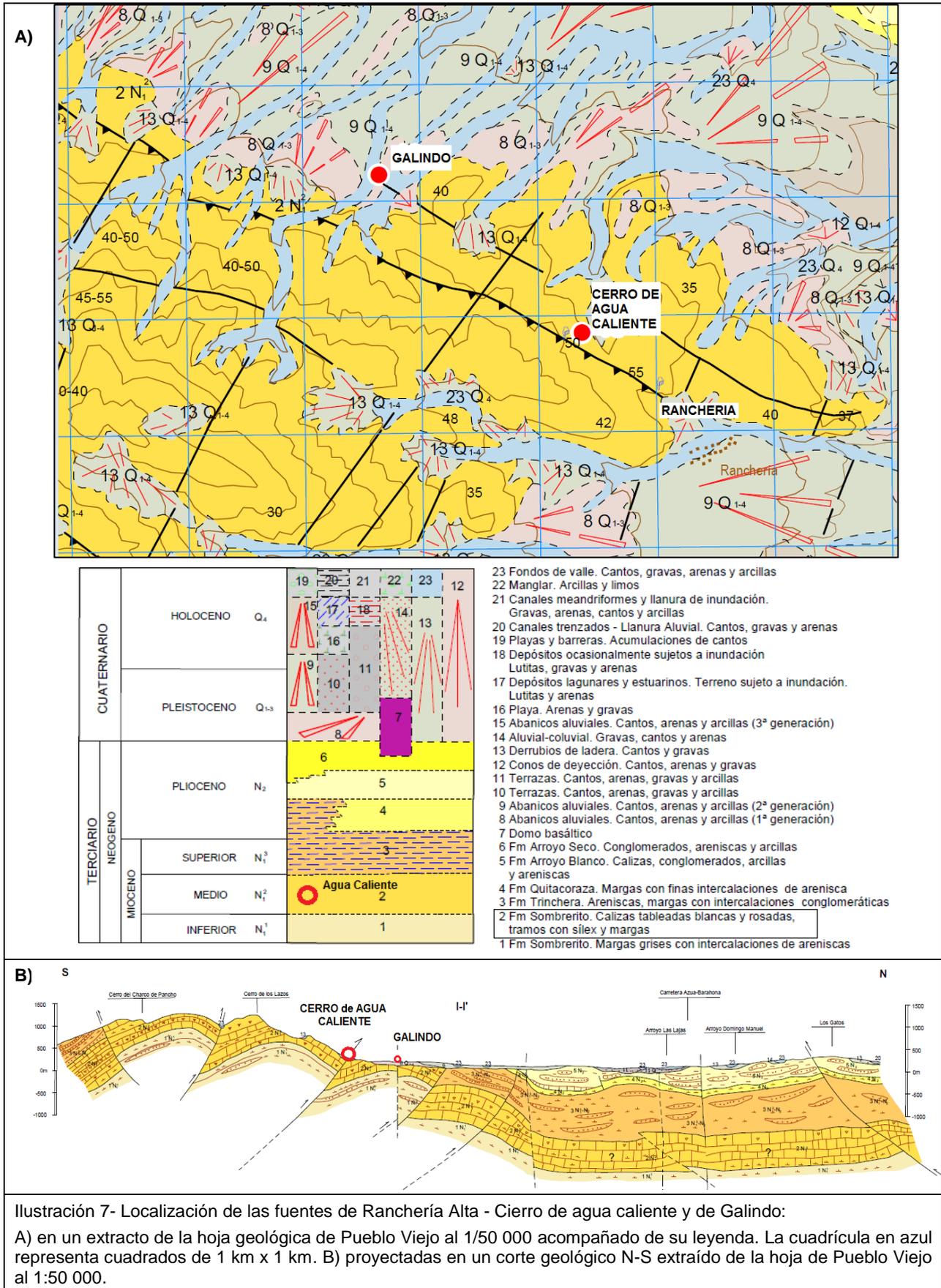
Ilustración 4 - Fuente de Ranchería Alta - Cerro de agua caliente, situada en las pendientes de la Sierra de Martín García.

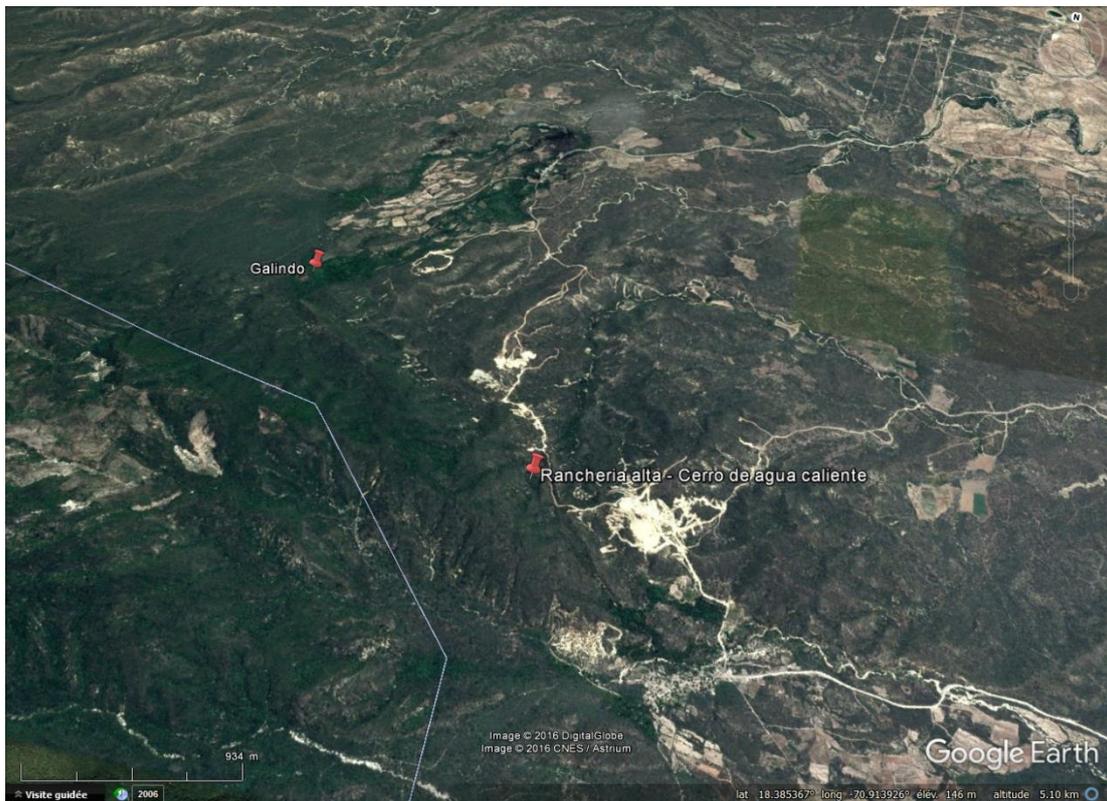
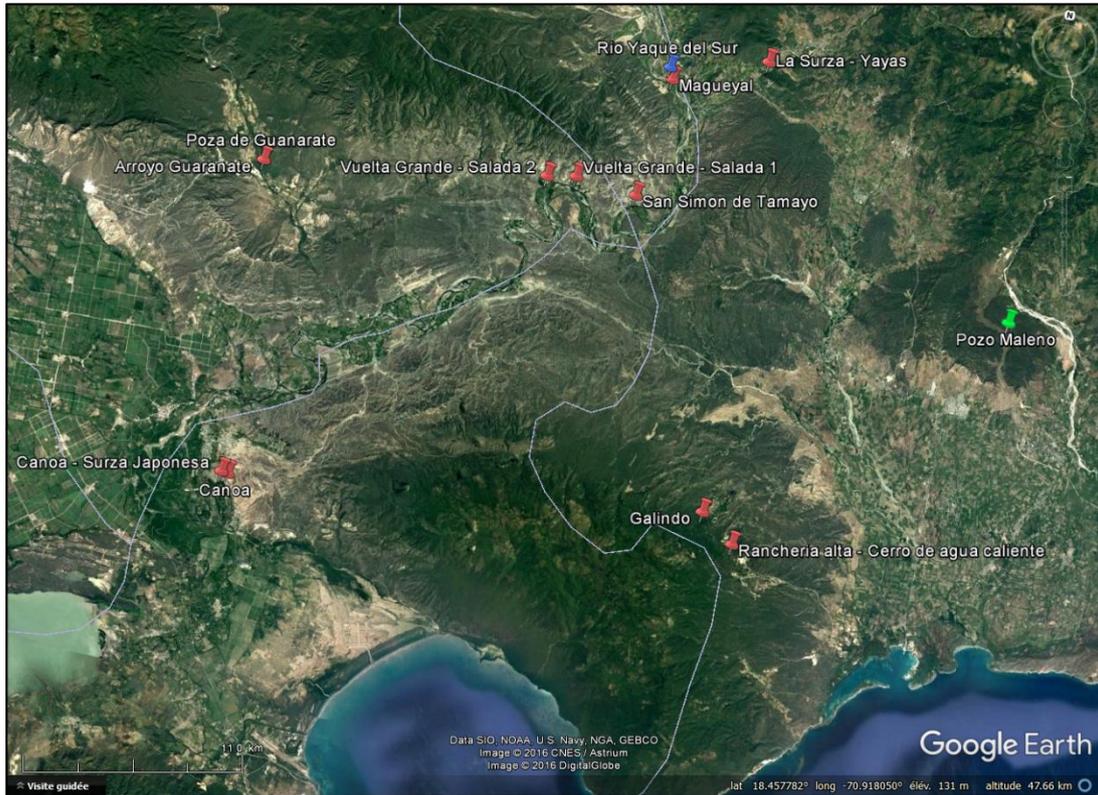


Ilustración 5 - Mirando hacia el SW, localización de la fuente de Ranchería Alta - Cerro de agua caliente, situada a la mitad de la pendiente a lo largo de una falla regional NO-SE (cabalgamiento probable).



Ilustración 6 - Numerosos travertinos encontrados por abajo del área de la fuente de Ranchería Alta - Cerro de agua caliente.





Vistas Google Earth de las fuentes termales de Ranchería Alta - Cerro de agua caliente y de Galindo (símbolos rojos), cuya agua fue muestreada y analizada durante la campaña de campo.

FUENTE TERMAL		SURZA LA JAGUA - DAJAI
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente La Surza La Jagua - Dajai (RD-09), municipio de San Juan de la Maguana, provincia de San Juan. Coordenadas UTM X: 255740, UTM Y: 2100323, Alt.: 62 m. El acceso a esta fuente necesita una marcha de 30 minutos, después de haber estacionado su vehículo al borde del arroyo Dajai. Necesidad de atravesar 4 veces a pie el arroyo antes de llegar a la fuente, situada a la orilla izquierda del arroyo.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La región se caracteriza por el desarrollo de un « punto caliente », que forma un conjunto de aparatos volcánicos concentrados sobre un área de 50-100 km ² . Se trata de un volcanismo muy homogéneo compuesto de basaltos alcalinos con olivinos y clinopiroxenos, directamente procedente del manto sin trazas de diferenciación en la corteza. Pudiendo distinguirse 3 episodios volcánicos, la edad del volcanismo es muy reciente y estimada entre 1.7 Ma a un periodo sub-actual.
	Contexto geológico local del manantial	La fuente está localizada al NE del conjunto volcánico alcalino (il. 6). Emerge en las calizas litográficas de la formación de Neiba, de edad Eocénico Medio a Superior (il. 1), afectado por un anticlinal con un eje ESE-ONO. Estas calizas se sitúan a proximidad inmediata de basaltos de misma edad.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	La emergencia de esta fuente podría ser controlada por la bóveda anticlinal ocupada por las calizas litográficas de la formación de Neiba. Este anticlinal N100°E se encuentra al norte de un cabalgamiento mayor N100°E.
RECURSO	Fuente	La fuente Surza La Jagua - Dajai emerge en las calizas litográficas, a la orilla izquierda del arroyo Dajai. El agua es de un color ligeramente azulado dado la presencia de azufre. T = 28.5°C, cond. (25°C) = 1 075 µS/cm, pH = 6.78 (tabl. 2). Gases medidos en el campo: H ₂ S = 23.6 ppm, H ₂ = 1 300 ppm.
	Productos hidrotermales de superficie	Filamentos blancos (que no reaccionan con el HCl) se difunden en el agua a partir de la emergencia de la fuente (ils. 2 y 3). Estos filamentos de tipo gel (RD-09A) son luego retenidos por la vegetación y los cantos. Están constituidos principalmente por azufre (65%), con un poco de arcillas de tipo smectita o I/S (17%) y yeso (12%), según el análisis mineralógico por DRX (tabl. 10). A la salida de la fuente, cuando el agua termal se junta con la del arroyo, se forman filamentos verdes (il. 4), bajo forma de gel (?), que se depositan sobre los cantos (il. 5). Este gel verde (RD09-B) está constituido por 81% de azufre, con 13% de arcillas de tipo smectita o I/S, según el análisis mineralógico por DRX (tabl. 10).
	Temperatura del reservorio según la geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda de esta fuente se estima a 40 ± 15°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	El aparato basáltico el más cercano a la fuente se llama el Lomo de Prieta, que forma un relieve marcado. Se sitúa a unos km, al suroeste de la fuente (RD-10). Está compuesto de basaltos, con granos finos de color gris oscuro y raros cristales visibles de olivino.
Referencias	Hoja geológica de la provincia de San Juan al 1:200 000.	
Autores	BRGM	
Fecha	31 de Marzo de 2017	

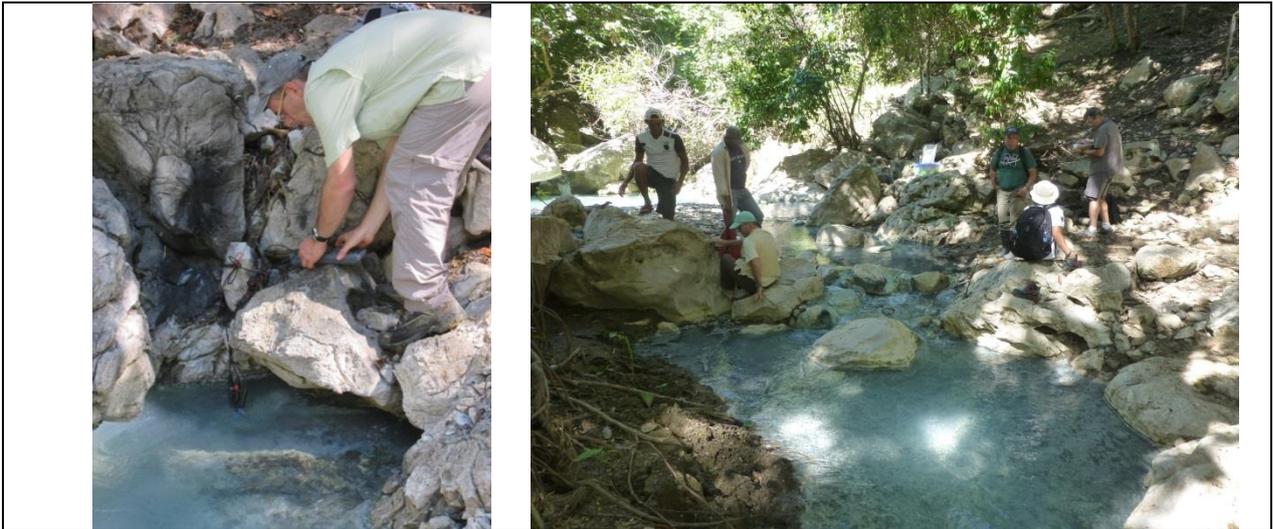


Ilustración 1 - Fuente termal Surza de La Jagua - Dajai. Medidas de temperatura, conductividad, pH y Redox en el campo (foto de izquierda) y colección de las muestras de agua y de gases (foto de derecha).



Ilustración 2 - Desarrollo de filamentos blancos de tipo gel, en la cuenca de la fuente (cf. composición mineralógica en la Ilustración 3).



Ilustración 3 - Depósito de filamentos blancos sobre un canto. Este gel blanco (RD-09A) está constituido por 65% de azufre, 17% de arcillas de tipo smectita o I/S, y de 12% de yeso, según el análisis por DRX.

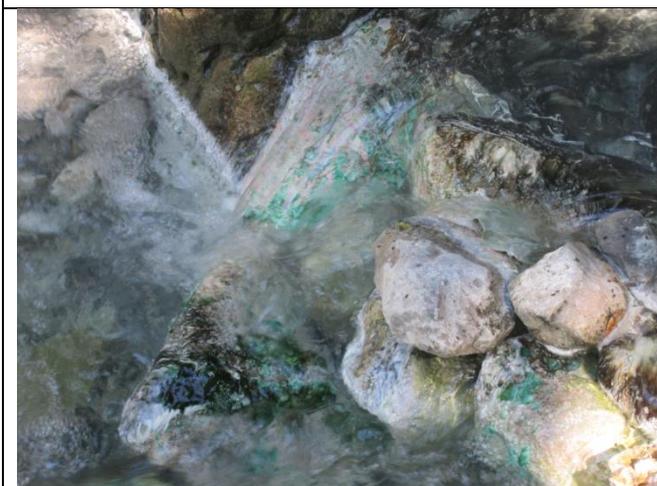
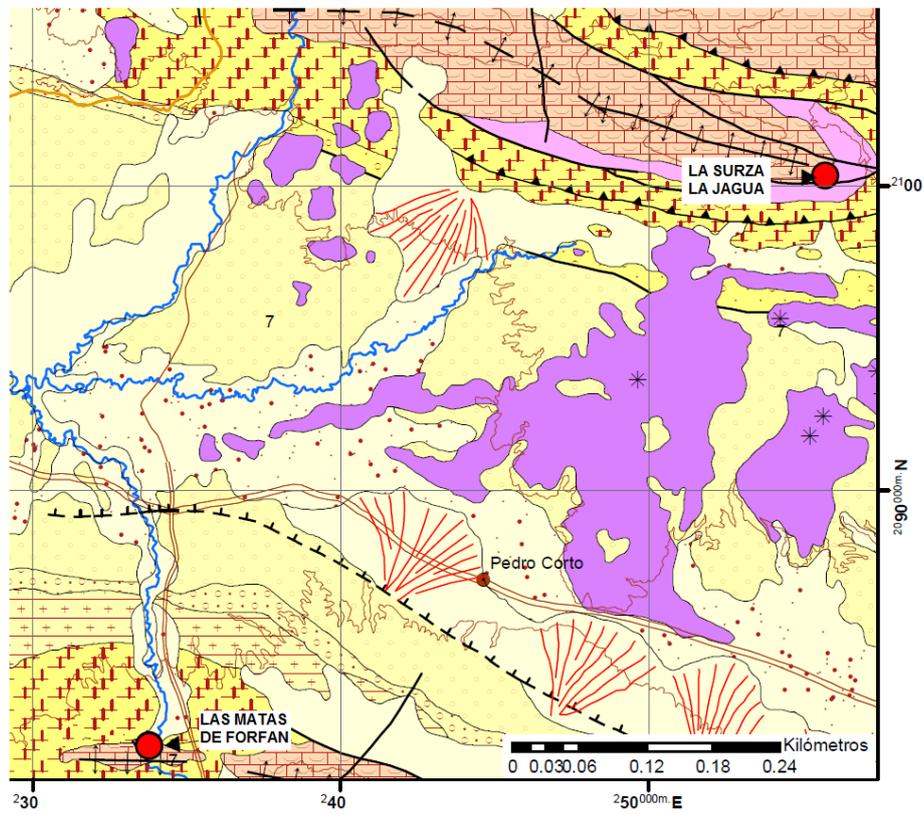


Ilustración 4 - Desarrollo de filamentos verdes de tipo gel, a la salida de la cuenca de la fuente (cf. composición mineralógica en la Ilustración 5).



Ilustración 5 - Depósito de filamentos verdes sobre un canto. Este gel verde (RD-09B) está constituido por 81% de azufre y 13% de arcillas de tipo smectita o I/S, según el análisis por DRX.



Cordillera Central y borde meridional

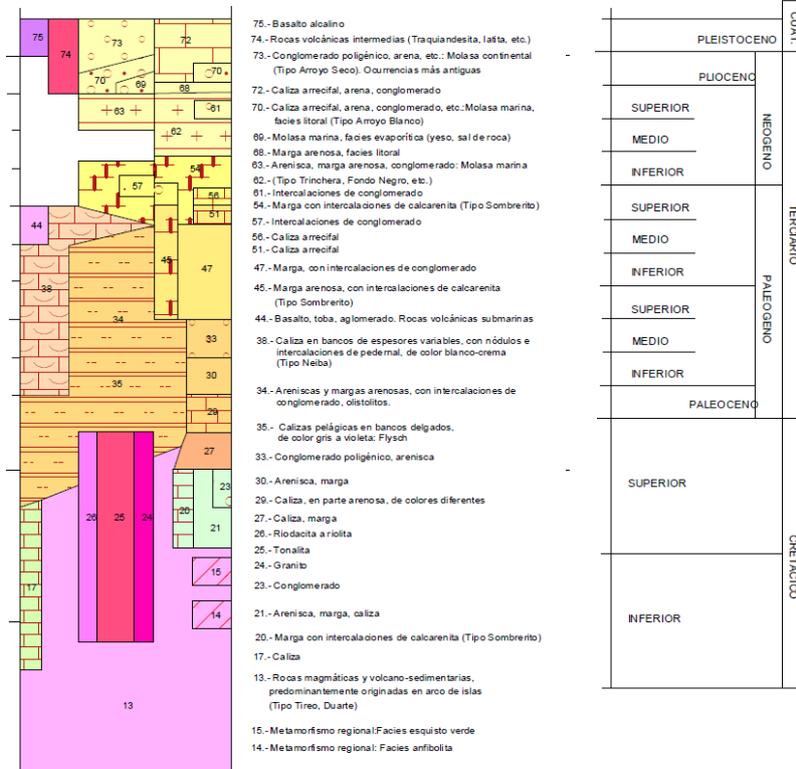
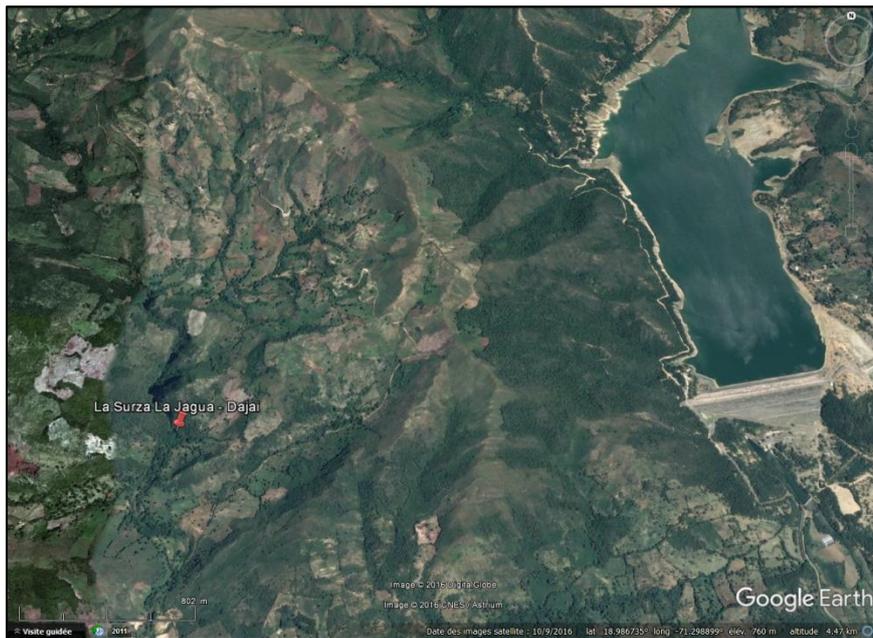


Ilustración 6 - Localización de la fuente termal La Surza La Jagua - Dajai en la hoja geológica regional al 1:200 000.



Vistas Google Earth de la fuente termal de La Surza La Jagua - Dajai (símbolo rojo), cuya agua fue muestreada y analizada durante la campaña de campo.



Rojo: muestra de agua termal
Azul: muestra de agua de río
Amarillo: sondeos de gradiente térmico (1986)
Verde: muestra de agua de pozo de exploración de hidrocarburos

FUENTE TERMAL		LAS MATAS DE FARFÁN
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Las Matas de Farfán (RD-11), municipio de Las Matas de Farfán, provincia de San Juan. Coordenadas UTM X: 233806, UTM Y: 2081638, Alt.: 666 m. La fuente de Las Matas de Farfán, situada en un valle profundo con orientación sub-meridiana, es fácilmente accesible por una pista 4x4, desde la carretera principal.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	Situada en la loma norte de la Sierra de Neiba, la formación de Neiba del Oligoceno está afectada por grandes anticlinales orientados E-O. La formación de Neiba, en el corazón del anticlinal, está compuesta por calizas del Oligoceno, que están recubiertas por margas probablemente del Mioceno (il. 3).
	Contexto geológico local del manantial	La fuente emerge en un calcáreo litográfico, que pertenece a la formación de Neiba del Oligoceno (il. 1). La fuente se sitúa en la loma norte de un anticlinal cuyo eje medido N70°E está localizado más al sur (il. 2). Al nivel de la fuente, la estratificación del calcáreo litográfico está realizada (orientación N100°E con un buzamiento de 55° hacia el norte). Este calcáreo forma bancos métricos con intercalaciones de bancos centimétricos de sílice (sílex).
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad	La presencia de esta fuente parece estar asociada a la existencia de un sistema de fallas NNE-SSO sub-paralelo al eje del río en este lugar (falla medida 35 E75), que recorta el corazón de un anticlinal sub-E-O.
RECURSO	Fuente	2 emergencias sucesivas. T = 26.1°C, cond. (25°C) = 843 µS/cm, pH = 7.26 (tabl. 2) para el agua que fue analizada.
	Productos hidrotermales de superficie	Ausentes.
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda de esta fuente se estima a 40 ± 15°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	La zona está situada muy al sur del volcanismo reciente de San Juan (il. 3). Ninguna relación con este magmatismo puede ser considerada.
Referencias	Hoja geológica de la provincia de San Juan al 1:200 000 (il. 3).	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Diciembre de 2016	

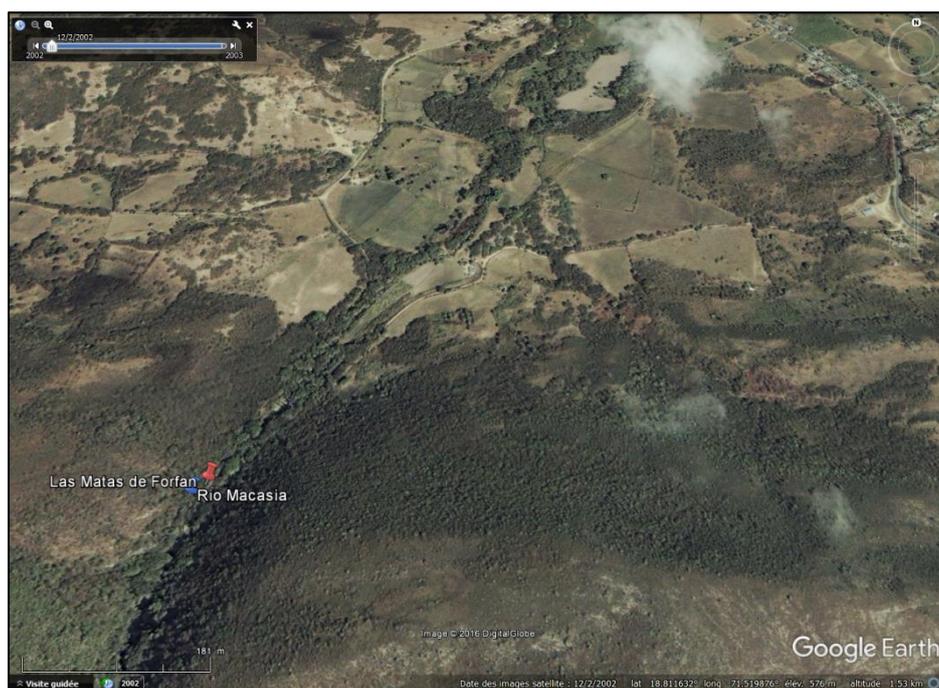
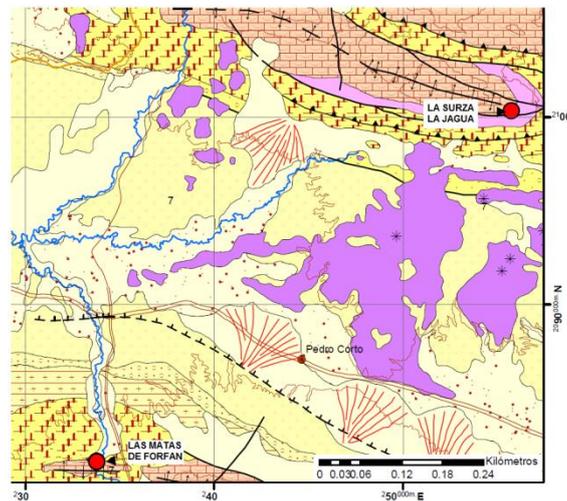




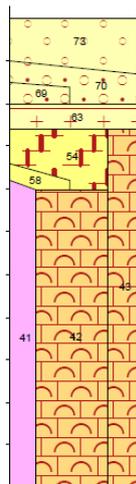
Ilustración 1 - Fuente de Las Matas de Farfán, que emerge en los calcáreos litográficos de la formación de Neiba, cuya estratificación está realzada. El calcáreo está afectado por una fractura N35°E, con fuerte buzamiento (75°) hacia el este.



Ilustración 2 - Bóveda anticlinal que afecta las calizas del Oligoceno de la formación de Neiba, situada inmediatamente al sur de la fuente.



Sierra de Neiba



- 73.- Conglomerado, arena, etc.: Molasa continental (Tipo Arroyo Seco)
- 70.- Caliza arrecifal, arena, conglomerado, etc.: Molasa marina, facies litoral (Tipo Arroyo Blanco)
- 69.- Molasa marina, facies evaporítica (yeso, sal de roca)
- 63.- Arenisca, lutita, marga, conglomerado: Molasa marina (Tipo Trinchera, Fondo Negro, etc.)
- 54.- Marga con intercalaciones de calcarenita (Tipo Sombrerito)
- 58.- Caliza margosa y marga carbonatada de color crema a blanco
- 43.- Caliza (Tipo Neiba) y marga con calcarenita (Tipo Sombrerito) no diferenciadas (p.ej. Sierra Martín García)
- 42.- Caliza en bancos de espesores variables, con nódulos e intercalaciones de pedernal, de blanco-crema (Tipo Neiba)
- 41.- Basalto, toba, aglomerado. Rocas volcánicas submarinas

	CUAT.
PLEISTOCENO	
	NEOGENO
PLIOCENO	
SUPERIOR	
MEDIO	
INFERIOR	
	TERCIARIO
SUPERIOR	
MEDIO	
INFERIOR	
	PALEOGENO
SUPERIOR	
MEDIO	
INFERIOR	
PALEOCENO	

Ilustración 3 - Localización de la fuente de las Matas de Farfán en la hoja geológica de la provincia de San Juan al 1:200 000 y su leyenda.

FUENTE TERMAL		PEDRO SANTANA
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Pedro Santana (RD-12), municipio de Pedro Santana, provincia de Elías Piña. N° BRGM (1980): 66? Coordenadas UTM X: 218049, UTM Y: 2113587, Alt.: 343 m. El acceso a esta fuente es fácil vía carreteras y pistas. La zona se sitúa cerca de la frontera con la República de Haití. Existen otras fuentes cercanas en el mismo municipio de Pedro Santana y en el de Banica (il. 3).
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La zona de las fuentes se encuentra bajo la influencia de un mega-cabalgamiento sub-E-O, con una geometría compleja (formación de escamas), que provoca la superposición de formaciones antiguas con formaciones más recientes. De este modo, la pila lito-tectónica ve una superposición anormal de formaciones del Cretáceo Superior con formaciones más recientes del Eoceno, estando ellas mismo por encima de formaciones muy recientes del Mioceno, cada una de las formaciones estando separada por un cabalgamiento.
	Contexto geológico local del manantial	Rocas huéspedes de las fuentes visitadas: <ul style="list-style-type: none"> - Pedro Santana (muestra RD-12): calcáreos micríticos (y margas) de la formación 7K₂ de edad Cretácico Superior. Estas margas están fracturadas según la dirección NNO-SSE (cataclasis 170 E85); - La Ret (muestra RD-13): roca de arcilla verde Cuaternaria afectada por fracturas recientes (fractura 55 E62 ; falla 30 E82 con estrías (pitch 14°S), con un conglomerado reciente por encima; - Rastrillo (muestra RD-14): fuente al contacto entre roca de arcilla verde del Cuaternario y conglomerado reciente muy endurecido (ils. 1 y 2); - Tabacal (muestra RD-15): arcillas verdes a rojas (condiciones de óxido-reducción variables), cuya estratificación SO es 50 NO11.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	La principal fuente de la región llamada Pedro Santana (il. 3) está situada en una zona de cabalgamiento mayor, orientado ESE-ONO, que pone en contacto anormal la formación detrítica del Cretácico 4K ₂ sobre la formación Cretácica 7K ₂ más reciente, donde se encuentra esta fuente. El conjunto de las fuentes está en relación espacial con un cabalgamiento mayor, compuesto por más de cuatro escamas, que ha podido favorecer la circulación de los fluidos y ha permitido la subida del agua termal hasta la superficie.
RECURSO	Fuentes	4 fuentes de agua tibia entre 25 y 27°C: Pedro Santana (RD-12), La Ret (RD-13), Rastrillo (RD-14; il. 1) y Tabacal (RD-15). El agua de la fuente de Pedro Santana muestreada y analizada (tabl. 2, 4, 5) durante este estudio es diferente de la que fue estudiada en 1980 por el BRGM (Iundt, 1980). Aunque las temperaturas de emergencia son similares, está mucho menos mineralizada que la de 1980.
	Productos hidrotermales de superficie	Ausentes.
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda se estima a 35 ± 10°C para las fuentes de Pedro Santana y La Ret, y a 40 ± 15°C para la fuente de Tabacal.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	Una veta de roca magmática acida aflora a 1.5 km al este de la fuente de Pedro Santana, intrusiva en la formación detrítica Cretácica 4K ₂ . Esta veta traduce seguramente un evento magmático de edad Cretácica, bien conocido. Sino, la hoja geológica de Banica al 1:50 000 señala la existencia del aparato basáltico reciente de Loma de Sinaza (Pleistoceno), ubicado a ≈ 20 kilómetros al SE de las fuentes. Dadas la distancia entre las fuentes y este aparato, así como su edad, la circulación de las aguas termales está muy probablemente desconectada del evento basáltico reciente.
Referencias	Hoja geológica de Banica al 1:50 000. Informes del BRGM de 1980.	
Autores	BRGM	
Fecha	2 de Mayo de 2017	



Ilustración 1 - Fuente de Rastrillo (RD-14), que emerge al contacto entre conglomerados endurecidos y rocas de arcillas verdes, dos formaciones del Cuaternario.



Ilustración 2 - Pila litológica.

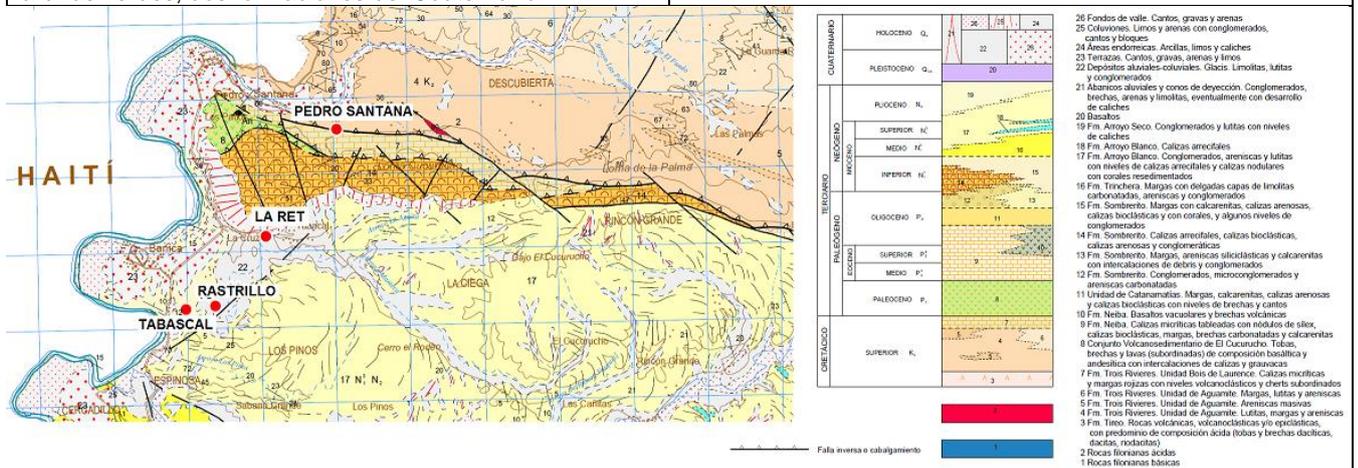
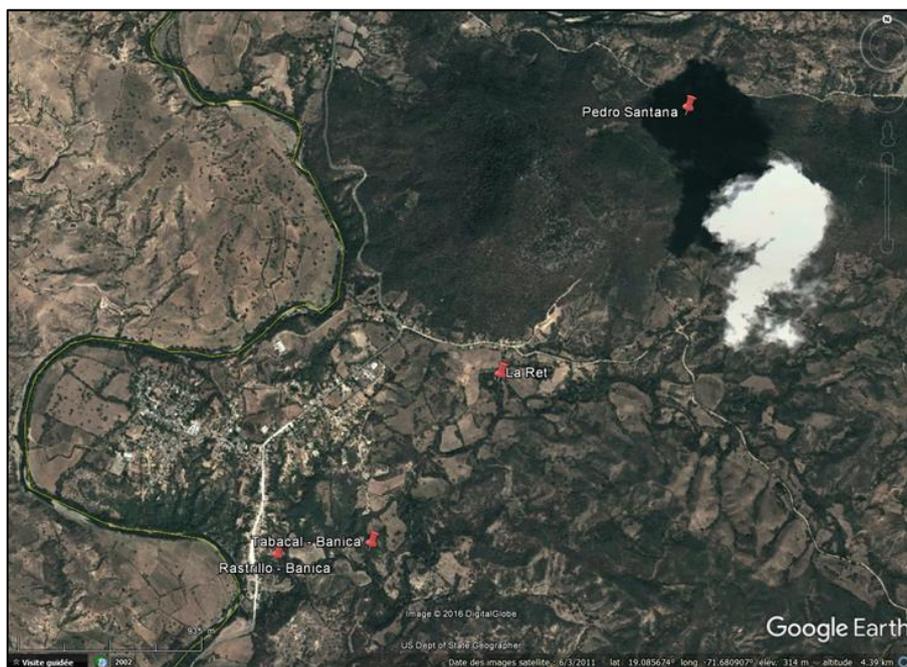


Ilustración 3 - Localización de las fuentes estudiadas en la hoja geológica de Banica al 1:50 000.



FUENTE TERMAL		AGUAS CALIENTES - SAN JOSÉ DE LAS MATAS
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	<p>Termas del balneario del Parque de Aguas Calientes - San José de las Matas (RD-34, RD-35, RD-36 y RD37), municipio de San José de las Matas, provincia de Santiago. N° BRGM (1980): 54.</p> <p>Coordenadas UTM X: 300469, UTM Y: 2128830, Alt.: 575 m, relativas a la emergencia utilizada para el baño del balneario (il. 1).</p> <p>El acceso a las diferentes emergencias del manantial es muy fácil vía la carretera que lleva al balneario del Parque. Área explotada desde 2014 por una pequeña sociedad. La entrada del balneario está localizada cerca del puente que pasa por encima del río Bao (Alto Bao).</p>
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	<p>La región está ubicada en la loma septentrional de la Cordillera Central, constituida por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias más bien básicas, de edad Cretáceo Inferior (n°14 en la leyenda il. 8 e il. 9), que atraviesa un ancho batolito, de edad probablemente Cretáceo Superior. Este batolito está principalmente constituido por tonalita (diorita, cuarcita, con +/- leucocrato; il. 7), a veces foliada, bordado al este por un conjunto magmático básico compuesto por anfíboles de fábrica plano-lineal blastomilitica (n°8 en la leyenda il. 8). Este batolito contiene localmente cumulos ultrabásicos y hornblenditas (n°2 en la leyenda il. 8). El batolito y la formación huésped del Cretáceo (formación del Tireo) están localmente recortados por diques aplíticos o máficos.</p>
	Contexto geológico local del manantial	<p>Las emergencias de la fuente están encajadas en una parte del macizo de tonalita donde hay más leucocratos y que está atravesada por 2 redes de fracturación dominante, jalonadas por epidotas hidrotermales (ils. 5 y 6):</p> <ul style="list-style-type: none"> - una red de fracturas NNE-SSO (05.90, 10 E80 muy continua, 30 E65). Además, según el mapa geológico de la ilustración 9, la zona de las fuentes esta también recortada por una gran falla NNE-SSO, que controla más o menos el trazado del río Bao; - una red de fracturas ESE-ONO (105 S80, 105 S40, 125 S75, 150 O60). <p>Un dique máfico sub-N-S, post-tonalítico, está situado al lado de la piscina principal de las termas de Aguas Calientes.</p>
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	<ul style="list-style-type: none"> - emergencia caliente n°1 (piscina dedicada a los baños, a la orilla izquierda del río Bao, en el balneario; il. 1): controlada por una fracturación 125 S75 a 100 S65, y a proximidad inmediata de un dique máfico NNE-SSO; - emergencia caliente n°2 (a la orilla opuesta del río Bao, por arriba de la emergencia precedente; il. 2): controlada por fracturas 30 E67; - emergencia caliente n°3 (a la orilla opuesta del río Bao y enfrente del balneario, debajo de un árbol, un poco más abajo que la emergencia precedente; il. 3): sin fracturas visibles; - emergencia fría n°4 (en la misma orilla que el balneario y más para abajo; il. 4): controlada por una fractura 65 N45.
RECURSO	Fuente	<p>Las cuatro emergencias siguientes fueron visitadas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - emergencia caliente n°1 (RD-34) para la piscina dedicada a los baños, - emergencia caliente n°2 (RD-35), con una mezcla significativa de agua del río Bao, - emergencia caliente n°3 (RD-36), con desgaseificación y burbujeo, - emergencia fría n°4 (RD-37), con depósitos de hidróxido de hierro. <p>La emergencia n°1 fue muestreada para los análisis geoquímicos del agua (tabl. 2, 4, 5 y 6) y la emergencia n°3 fue muestreada para los análisis geoquímicos de gases libres asociados con el agua termal (tabl. 7 y 8). Las temperaturas varían de 21.4 a 39.1°C entre las distintas emergencias, las conductividades (25°C) entre 845 y 920 µS/cm y los pH entre 6.80 y 8.91.</p>
	Productos hidrotermales de superficie	<p>Ningún depósito asociado a las emergencias calientes (RD-34, RD-35, RD-36) fue observado.</p> <p>Depósitos de hidróxido Fe observados en la emergencia fría (RD-37; il. 4).</p>
	Temperatura del reservorio según geotermometría	<p>A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda de esta fuente se estima a 60 ± 20°C.</p>

FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	Ningún testigo de volcanismo Cuaternario ha podido ser identificado en los alrededores.
Referencias	Hoja geológica de Janico al 1:50 000. Informes del BRGM de 1980.	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Mayo de 2017	



Ilustración 1 - Emergencia caliente n°1 de la fuente de San José de las Matas (piscina dedicada a los baños), situada a la orilla izquierda del río Bao, en el balneario, donde se recolectó la muestra de agua para análisis geoquímicos.



Ilustración 2 - Emergencia caliente n°2 de la misma fuente, situada a la orilla derecha del río Bao, un poco más arriba que la emergencia n°1.



Ilustración 3 - Emergencia caliente n°3 de la misma fuente, situada a la orilla derecha del río Bao, enfrente del balneario, debajo de un árbol y más abajo que la emergencia n°2. En esta emergencia, se recolectó la muestra de gases asociados con la fuente.



Ilustración 4 - Emergencia fría n°4 situada a la orilla izquierda del río Bao, más abajo que la emergencia n°1, con depósitos de hidróxido de hierro.



Ilustración 5 - Plano de fracturación sub-vertical orientado NNE-SSO, que afecta la tonalita masiva (plano continuo N10°E con pendiente de de 80° hacia el este).



Ilustración 6 - Plano de fracturación jalonado de epidota verde (depósito fósil).

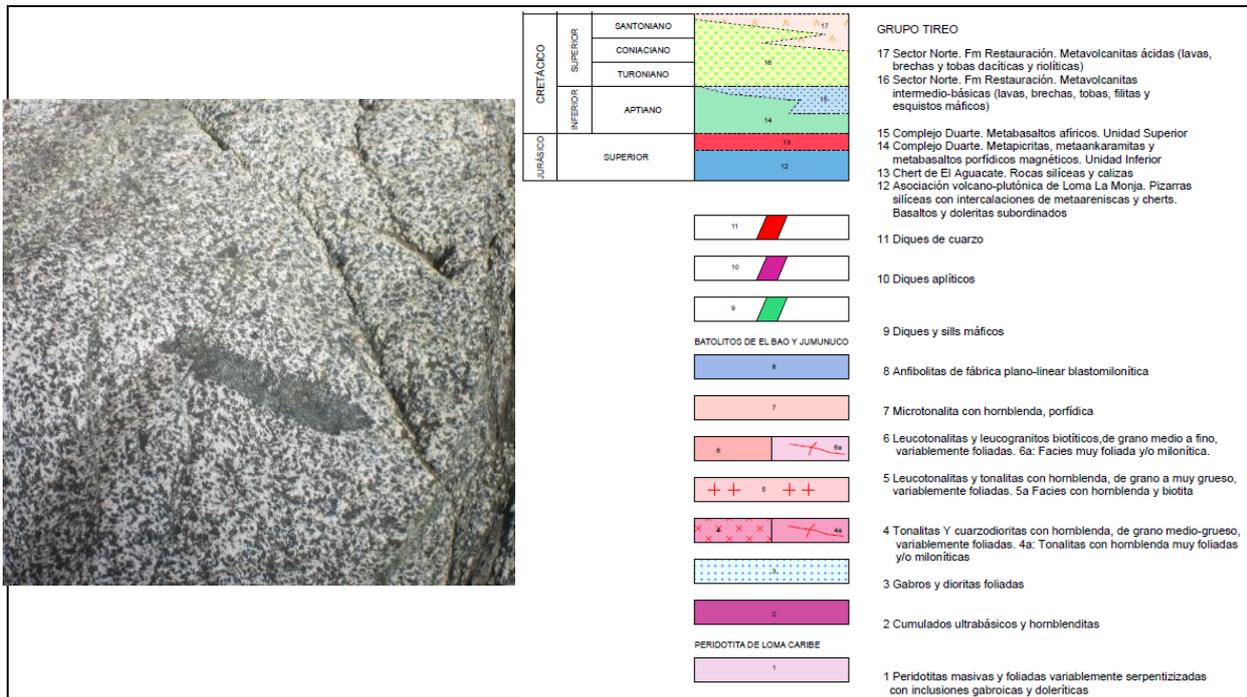


Ilustración 7 - Tonalita con anfíboles, localmente foliada con enclave básico alargado (n°5 en la leyenda de la derecha).

Ilustración 8 - Leyenda extraída de la hoja geológica al 1:50 000 de Janico.

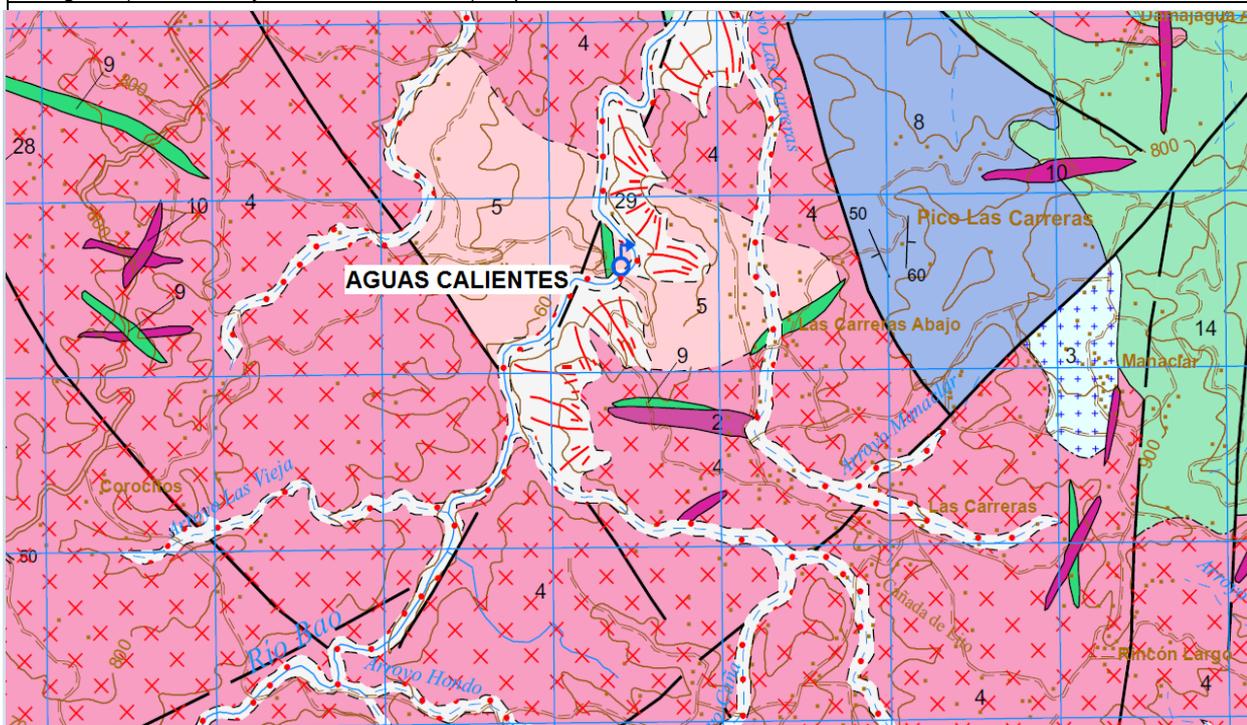
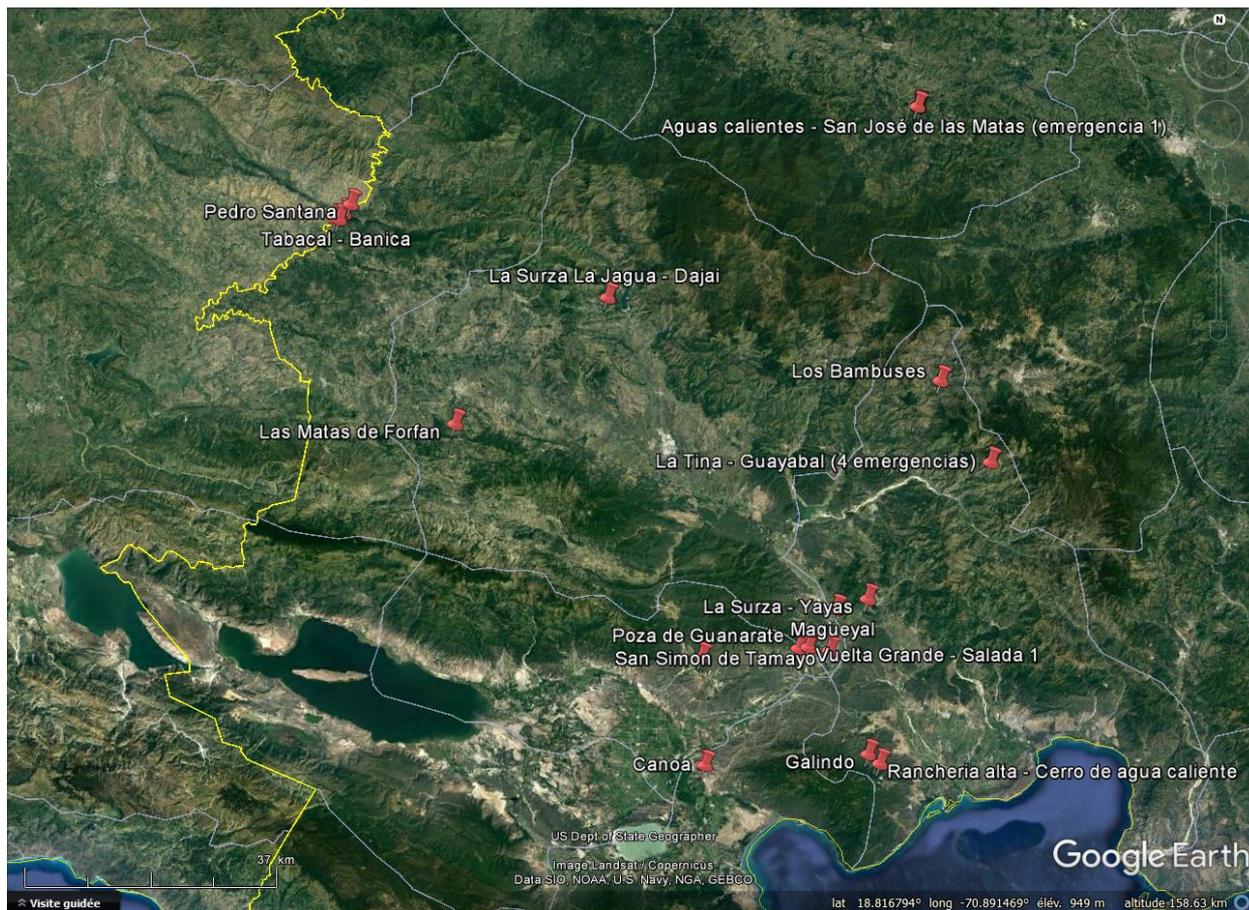


Ilustración 9 - Localización de la fuente de Aguas Calientes de San José de las Matas en el mapa geológico de la hoja de Janico al 1:50 000. La cuadrícula en azul representa cuadrados de 1 km x 1 km.



FUENTE TERMAL		LOS BAMBUSES (OESTE DE CONSTANZA)
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	Fuente de Los Bambuses (al oeste de Constanza), municipio de Guayabal, provincia de Azua. N° ELC (1984): C12? Coordenadas UTM X: 304233, UTM Y: 2088843, Alt.: 788 m. El área occidental de Constanza es accesible desde una pista que se debe de coger inmediatamente al noreste de la ciudad de Constanza. Al final de esta pista, se sitúa una pequeña aldea llamada Las Cañitas. A partir de esta aldea, la fuente es accesible por un recorrido de más o menos 1h15 a pie o a caballo, sabiendo que es necesario cruzar dos veces el río Grande.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La región está situada en la Cordillera Central, que forma el arco insular NO-SE. La formación del Tireo de edad Cretácica se compone de formaciones volcánicas de arco (colada, aparato volcánico, volcansedimentos) que son, a la base, más bien básicas (basalto con olivino, andesita,...) y que, hacia arriba, se muestran más diferenciadas (riolita, dacita,...). Estas formaciones están atravesadas por múltiples intrusiones de macizos mayormente constituidos por tonalitas del final del Cretácico. Se trata de una zona profunda de arco afectada por un metamorfismo regional de tipo "esquito verde". Localmente, estas formaciones están recortadas por venas de epidota - cuarzo a lo largo de la fractura. A título de ejemplo, la muestra RD-23B es una placa compuesta por 51% de epidota y 40% de cuarzo, que fue probablemente formada durante el Cretáceo. Por fin, algunos aparatos volcánicos recientes han sido identificados en la zona como El Mogote (El Tetero) constituido por andesitas y basaltos.
	Contexto geológico local del manantial	En la zona de estudio (il. 5), la serie volcánica del Cretáceo se compone, en gran parte, de coladas basálticas a andesíticas (il. 1; lava con textura bullosa rellena, a veces, de zeolitas o sílice), con intercalaciones muy limitadas de calcáreo (facies "esquito verde"). Un afloramiento de basalto de tipo "pillow-lava" ha sido observado (RD-23-B; il. 3), de igual modo que volcansedimentos finamente superpuestos (il. 4).
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	Control estructural: la fuente termal de Los Bambuses (RD-23) está controlada por una intensa fracturación (foliación?), con poca pendiente, orientada 60 S40 (il. 2), que afecta una colada de lava andesítica cloritizada (verde) y localmente carbonatizada (enrojecida). Si existe un reservorio , está probablemente encajado en la formación del Cretácico, dominada por materiales básicos, con posibles carbonatos intercalados o intrusiones de edad Cretácico Superior.
RECURSO	Fuente	La fuente termal (RD-23) produce agua relativamente mineralizada (cond. 25°C = 3 590 µS/cm, T = 26.5°C, pH = 7.31; tabl. 2) en varias emergencias. La salinidad y la composición química de esta agua son muy parecidas a las de la fuente referenciada C12 y muestreada por ELC, en 1984 (ELC, 1984; Sanjuan <i>et al.</i> , 2017). Sin embargo, la posición de C-12 dada en el informe ELECTROCONSULT, que está cerca de la confluencia del río Grande y del río Yaquencillo, no es la misma que la de esta fuente.
	Productos hidrotermales	No hay depósitos hidrotermales observados en relación con la fuente.
	Temperatura del reservorio según geotermometría	A partir de los resultados de geotermometría (tabl. 13), la temperatura del reservorio del agua profunda de esta fuente se estima a 50 ± 20°C.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	La fuente de Los Bambuses está situada entre (il. 5): - El Mogote: volcanismo reciente recortando las lavas del Cretácico Superior. La edad de este aparato andesítico (il. 5), ubicado a unos 5 km de la fuente termal, es de 0.8 ± 0.3 Ma, según ELC (1984), y de 0.53 Ma, según el BRGM en 1980 (Traineau y Westercamp, 1980). - una pequeña intrusión Cuaternaria que no fue datada (n°20 en la leyenda de la hoja geológica de la ilustración 5), constituida por pórfidos cuarzo-feldespaticos, y que se encuentra a 2 km al este de la fuente.
Referencias	Hoja geológica de Gajo de Monte al 1:50 000 (il. 5). Informe ELECTROCONSULT de 1984.	
Autores	BRGM	
Fecha	13 de Diciembre de 2016	



Ilustración 1 - Lava basáltica con textura bullosa a veces rellenada de zeolitas o sílice, que pertenece a la formación Tíreo.



Ilustración 2 - Lava basáltica afectada por una intensa fracturación 60 S40, que controla la emergencia de la fuente termal (RD-23).



Ilustración 3 - Basalto con textura de « pillow-lava », que demuestra el carácter submarino del volcanismo de la formación Tíreo en este lugar.



Ilustración 4 - Depósitos volcánico-sedimentarios finamente superpuestos (S0) de la formación Tíreo.

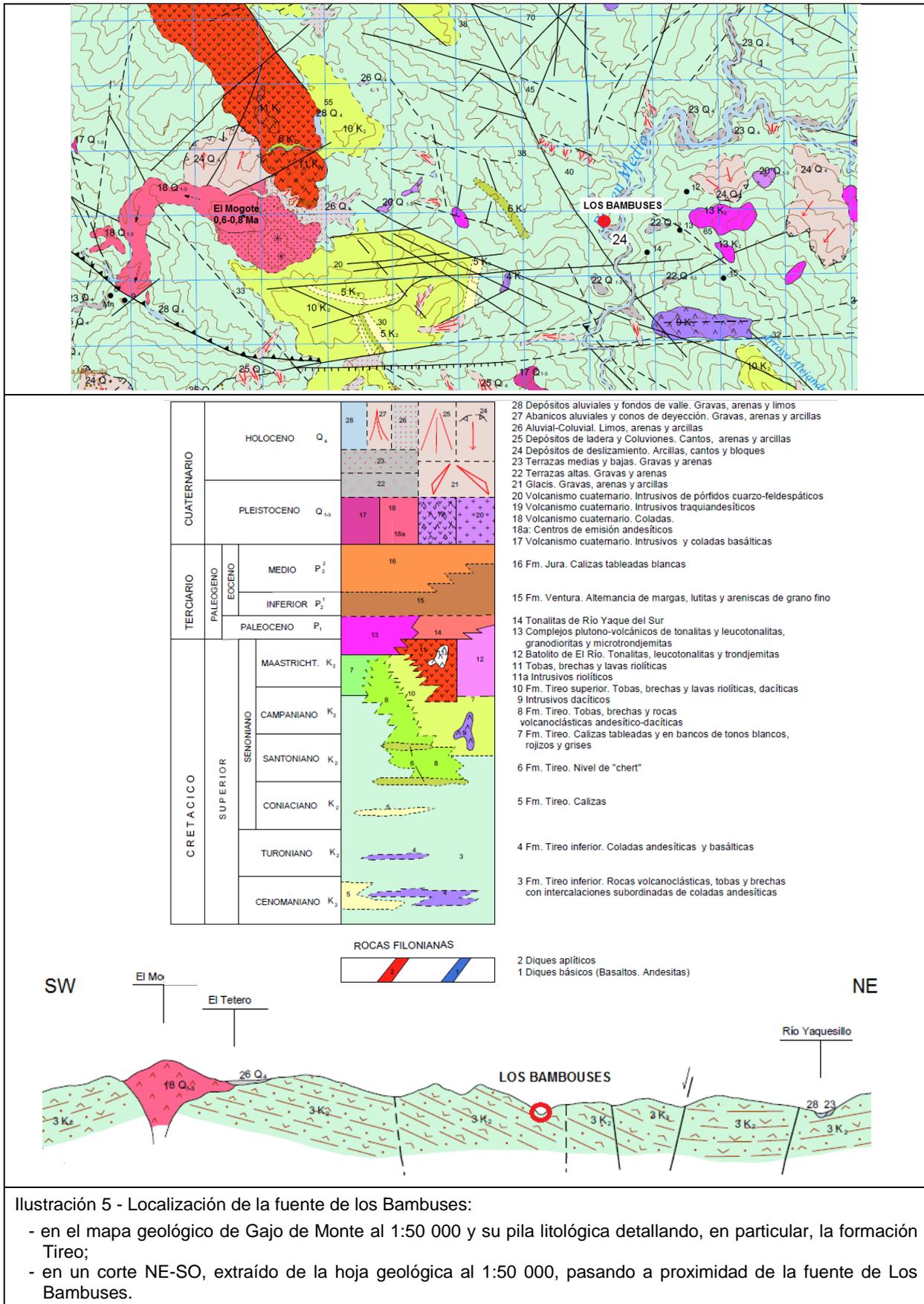
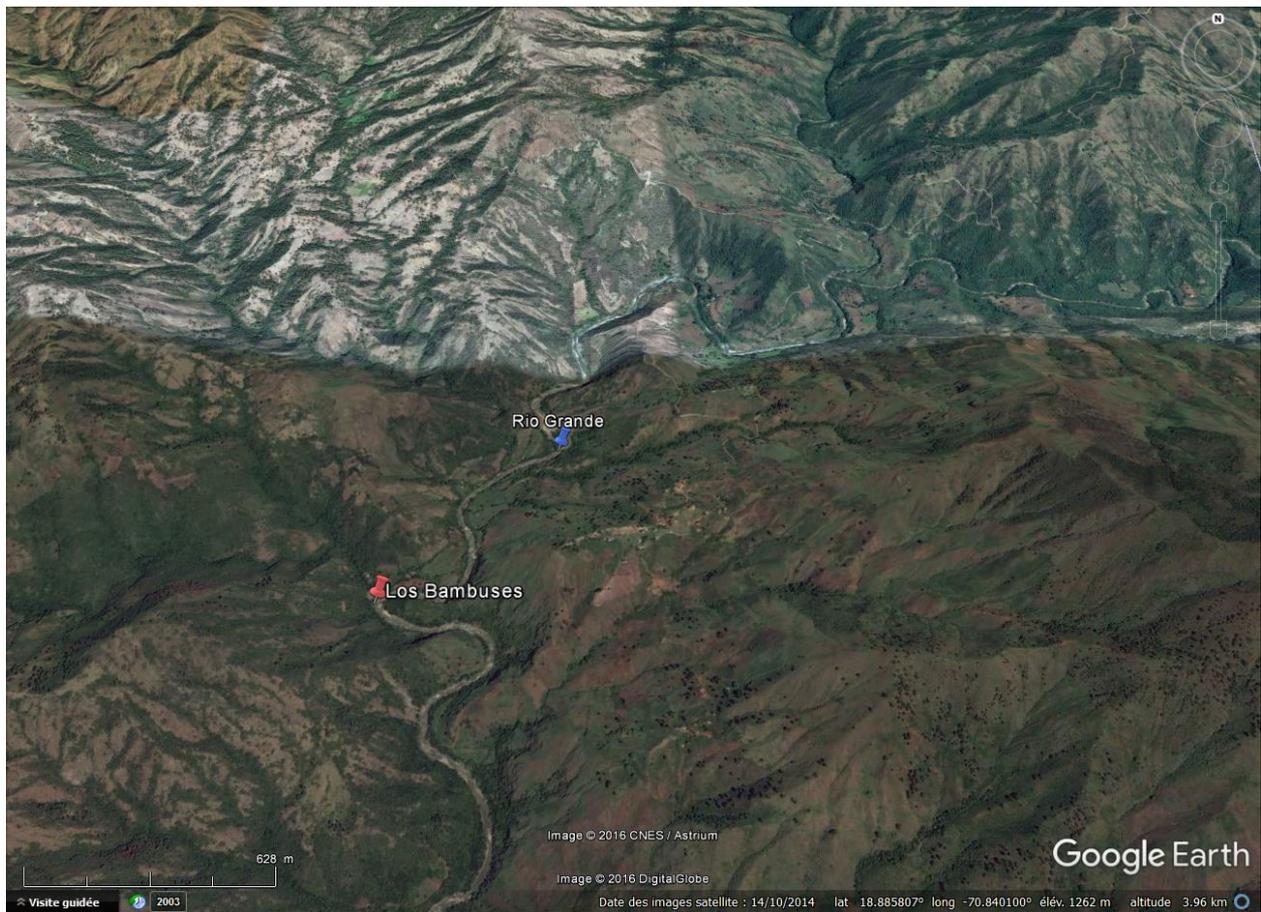


Ilustración 5 - Localización de la fuente de los Bambuses:

- en el mapa geológico de Gajo de Monte al 1:50 000 y su pila litológica detallando, en particular, la formación Tiro;
- en un corte NE-SO, extraído de la hoja geológica al 1:50 000, pasando a proximidad de la fuente de Los Bambuses.



Vistas Google Earth de la fuente termal de Los Bambuses (símbolo rojo), cuya agua fue muestreada y analizada durante la campaña de campo. Una muestra del río Grande, en las cercanías de la fuente, fue también analizada en este estudio.

AREA GEOTERMICA ESTUDIADA		SURESTE DE CONSTANZA
LOCALIZACION, TOPOGRAFIA	Acceso	La región SE de Constanza es accesible desde una pista que se debe de coger inmediatamente al sur de la ciudad de Constanza. Se puede llegar hasta el sondeo de gradiente térmico GT-1, perforado en 1986, por una pista en arco de círculo de 1 km cerrada, a su entrada, por una puerta metálica con candado.
CONTEXTO GEOLOGICO	Contexto geológico regional	La región, situada en la Cordillera Central, alberga el arco insular de tipo calco-alcálido, orientado NO-SE, desde el final del Mesozoico. La formación Tireo de edad Cretáceo Superior está compuesta por formaciones volcánicas (colada, aparato volcánico, volcano-sedimentos), más (riolita, dacita,...) o menos (basalto con olivino, andesita,...) diferenciadas. La diferenciación se acentúa a medida que se sube en la serie. Estas formaciones están atravesadas por múltiples intrusiones dominadas por tonalitas (con fisuras con epidota) en profundidad y por domos río-dacíticos cerca de la superficie. Se trata de un área profunda de arco afectada por un metamorfismo regional de tipo "esquito verde", bien visible al oeste de Constanza.
	Contexto geológico local del área	<p>En la zona de estudio, la serie volcánica del Cretáceo Superior, que pertenece a la formación Tireo, se compone de volcanitas variadas, desde coladas de basalto con olivino hasta domos y coladas río-dacíticos diferenciados. Según el mapa geológico de la hoja de Constanza al 1:50 000 (il. 1), el sondeo de gradiente térmico GT-1 ha sido perforado en estas volcanitas de edad Cretácica.</p> <p>Estas volcanitas de arco calco-alcálido están atravesadas por aparatos volcánicos recientes y coladas asociadas (0.3 Ma y 0.5 Ma), de composición basáltica a traquiandesítica, de tipo alcalino-potásico. La zona privilegiada por ELECTROCONSULT, en 1984, está situada en la loma sur de un gran anticlinal E-W, que afecta la formación Tireo recortada por fallas con rumbo NO-SE (il. 1). Algunas de estas fallas indican la existencia de una intensa alteración hidrotermal (il. 1).</p> <p>Edad de las coladas volcánicas recientes según ELC (1984):</p> <ul style="list-style-type: none"> - Los Montes Llanos: andesita-basalto = 0.3 ± 0.2 Ma (zona este), - Loma de Manuel: traquiandesita = 0.5 ± 0.3 Ma (zona este). <p>Edad de las coladas Cretácicas según ELC (1984):</p> <ul style="list-style-type: none"> - riolita del Valle Nuevo = 71.5 ± 3.6 Ma, - riolita de Cabecera de los Limoncitos = 85.1 ± 4.3 Ma.
RESERVORIO POTENCIAL	Control litológico o estructural de la permeabilidad del reservorio o de su cap-rock	<p>No ha sido observada ninguna fuente termal en el área; sin embargo, varias zonas significativas de alteración hidrotermal de color amarillo a verdoso (il. 2) han sido identificadas a proximidad del pueblo de Siveria. Están controladas por fallas mayores sub-verticales, con un dirección dominante NO-SE (falla 150.90 reconocida en RD-33 sobre 50 m de largo; il. 3) y también NNO-ESE y E-O subordinadas. Las zonas de alteración, anchas de más de 50 m, se desarrollan en ambas partes de las fallas NO-SE a E-O (estaciones RD-30 a RD-33). Del mismo modo, en el ámbito inmediato del sondeo de gradiente térmico GT-1 (unos 34°C a 200 m), realizado el 14 de Junio de 1986 (ils. 4 y 5) sobre las recomendaciones de ELECTROCONSULT (ils. 4 y 5), la roca al afloramiento (RD-29A) y la muestra de testigo recuperada de GT-1 (RD-29) indican una alteración hidrotermal moderada de color verdoso (cf. análisis por DRX), que afecta volcanitas del Cretáceo, según el mapa geológico de la ilustración 1.</p> <p>Hipótesis: esta alteración hidrotermal (con Hg?) podría estar asociada con mineralizaciones epitermales de edad Laramídica (Cretáceo Superior - Paleoceno) en relación con las fallas NO-SE dominantes y las volcanitas del Cretáceo Superior, más bien que con una alteración geotérmica actual, para la cual no fue observado ningún indicio en la región SE de Constanza.</p>

		<p>En efecto:</p> <ul style="list-style-type: none"> - existe, en la región, mineralizaciones de tipo epitermal con Cu +/- Au, Ag (índice de Cu n°2) (il. 1) ; - la alteración en cuestión ha sido localmente analizada por DRX y está constituida por arcillas de tipo illita/smectita (I/S) y de illitas típicas de un techo de reservorio geotérmico fósil porque erosionado (y hoy en día en afloramiento).
RECURSO	Fuentes	Ausencia de fuentes termo-minerales observadas o identificadas en esta área de estudio.
	Productos hidrotermales de superficie y en muestras de testigos del sondeo de gradiente térmico GT-1	<p>Varios afloramientos y un testigo del sondeo GT-1 han sido muestreados y analizados por DRX (il. 1, il. 6) con el fin de caracterizar el tipo de alteración hidrotermal y de determinar si esta alteración es de tipo geotermal actual o fósil:</p> <p>RD-24: alteración hidrotermal a proximidad del emplazamiento que había sido previsto para el sondeo GT-2. La roca, medianamente hidrotermalizada, está compuesta por 20% de illita/smectita y 8% de illita, típicas de un techo de reservorio geotermal.</p> <p>RD-29A et B: alteración hidrotermal a proximidad del sondeo GT-1. La roca, escasamente alterada (con ≈ 50% de feldspatos no alterados), está compuesta por illita únicamente (5%) en la muestra RD-29A o por illita/smectita (14%) e illita (5%) en la muestra RD-29B, típicas de un reservorio geotermal o de su techo.</p> <p>→ <i>Se puede deducir que las facies muestreadas en la superficie (RD-24 y RD-29), localizadas a proximidad de la zona recomendada por ELC (1984; il. 1), resultan de una alteración geotermal fósil, en la medida en que la alteración es típica de un techo de reservorio geotérmico que se encuentra actualmente al afloramiento debido a la erosión. Por tanto, se puede deducir que esta zona no es una zona geotermal actual, lo que parece confirmar los resultados decepcionantes obtenidos con el sondeo GT-1 de gradiente térmico.</i></p> <p>RD-30: alteración hidrotermal observada en relación con las fallas NO-SE, cerca del pueblo de Siveria. La roca, intensamente hidrotermalizada (sólo queda 7% de albita no alterada), está compuesta por 38% de smectita y 33% de mordenita (una zeolita que sirve de geotermómetro < 120°C), dos minerales de alteración típicos de cap-rock de reservorio geotermal.</p> <p>→ <i>Relativo a la muestra RD-30, la presencia de cap-rock en la superficie no permite eliminar totalmente la hipótesis de un sistema geotermal actual. Sin embargo, la ausencia de fuentes termales en la zona, por una parte, y la evidencia de facies illita/smectita identificada a lo largo de fallas NO-SE, por otra parte, dejan suponer que esta alteración es fósil, como es también el caso de las alteraciones de otros sectores SE de Constanza. La edad de esta alteración no está determinada, pero podría ser de edad Laramídica (Cretáceo Superior - Paleoceno) y estar asociada con las mineralizaciones epitermales.</i></p>
	Temperatura del reservorio según geotermometría	Dada la ausencia de fuentes termales en el área estudiada, no será posible determinar la temperatura del reservorio a partir de la geotermometría, basada sobre el conocimiento de la composición química e isotópica de las aguas termales.
FUENTE DE CALOR	Magmatismo o no?	La zona estudiada alberga números aparatos volcánicos con materiales de composición traquiandesítica a basáltica, cuya edad ha sido establecida por ELC (1984) a 0.3-0.5 ± 0.2 Ma (cf. contexto geológico local). Sin embargo, el magma en curso de enfriamiento, susceptible de desempeñar la función de motor térmico, no está asociado a circulaciones de aguas en profundidad como parece demostrarlo la ausencia de fuentes termales en la superficie.
Referencias	Hoja geológica de Constanza al 1:50 000. Informe ELC (1984).	
Autores	BRGM	
Fecha	10 de Mayo de 2017	

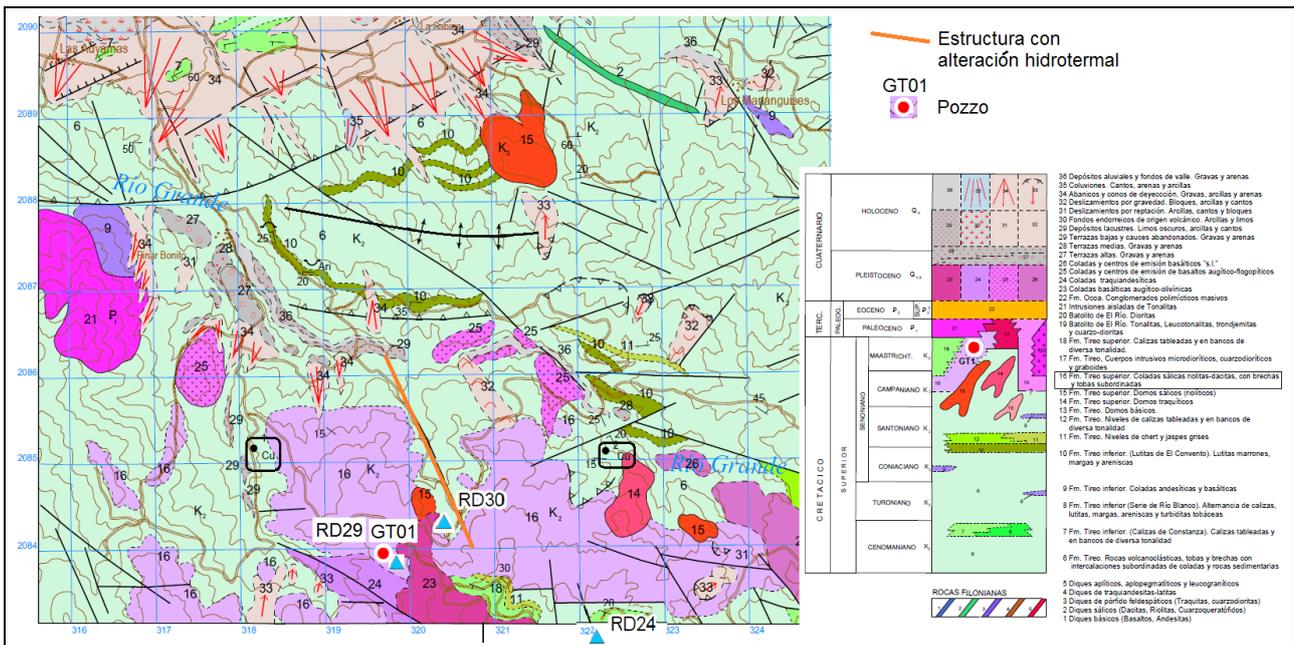


Ilustración 1 - Localización del sondeo de gradiente térmico GT-1 y de los índices de alteración hidrotermal analizados por DRX (RD-24, RD-29A y B, RD-30) en el mapa geológico de la hoja de Constanza al 1:50 000.

- Cu: Localización de los índices mineros del Cretáceo Superior.



Ilustración 2 - Zona hidrotermalizada con smectita y mordenita, asociada con una falla NO-SE, en el pueblo de Siveria (RD-30).



Ilustración 3 - Zona de fallas mayores N150° sub-verticales, que afectan lavas rio-dacíticas de edad Cretácica, localmente jalonadas de anchas áreas de alteración hidrotermal (~ 50 m, RD-30).



Ilustración 4 - Implantación del sondeo de gradiente térmico GT-1 en la formación Tiroo de edad Cretácica, según las conclusiones y recomendaciones de ELC (1984).



Ilustración 5 - Área del sondeo GT-1 (≈ 34°C a 200 m), cuya perforación se acabó el 14 de Junio de 1986 (presencia del propietario actual del terreno). Sondeo perforado en las volcanitas de edad Cretácica (16K2).

Referencia	Localización	Tipo de muestra	Composición mineralógica semi-cuantitativa (± 3 a 5%) por DRX	Descripción de la muestra
RD-24	Sureste Constanza - cerca del emplazamiento previsto para el sondeo GT-2, que no se hizo	Roca	Cuarzo 49% Smectita y/o illita/smectita 20% Illita (y/o micas) 8% Maghemita (Fe ₂ O ₃) 4%	Roca silíceo medianamente hidrotermalizada, compuesta de ~ 30% de minerales (20% illita/smectita + 8% illita), típicos de techo de reservorio geotermal fósil (con erosión moderada), probablemente de edad Cretácica.
RD29-A	Afloramiento cerca sondeo GT-1	Roca	Cuarzo 31% Smectita y/o illita/smectita 14% Illita (y/o micas) 5%	Roca escasamente hidrotermalizada (quedan 50% de feldspatos no alterados), compuesta de ~ 20% de minerales de alteración (14% de illita/smectita + 5% de illita), típicos de techo de reservorio geotermal fósil (con erosión moderada), probablemente de edad Cretácica.
RD29-B	Testigo de perforación GT-1	Roca	Cuarzo 43% Illita (y/o micas) 3% Clorita 2%	Roca escasamente hidrotermalizada (quedan 52% de feldspatos no alterados), compuesta de ~ 5% de minerales de alteración (3% de illita y 2% de clorita), típicos de reservorio geotermal fósil (con fuerte erosión), probablemente de edad Cretácica.
RD30	Pueblo de Siveria	Roca	Smectita 38% Mordenita 33% Cuarzo 22%	Roca intensamente hidrotermalizada (sólo quedan 7% de albita no alterada), compuesta de ~ 70% de minerales de alteración (38% de smectita + 33% de mordenita), típicos de cap-rock (< 120°C) de reservorio geotermal fósil (con ligera erosión), probablemente de edad Cretácica.

Ilustración 6 - Resultados de los análisis mineralógicos por DRX efectuados en los laboratorios del BRGM relativos a las muestras RD-24, RD-25, RD-29A, RD29-B y RD-30 (localización de las muestras en la ilustración 1).



El sondeo de gradiente térmico GT-1, en la zona Constanza - Valle Nuevo, recomendada como prioritaria después del estudio de reconocimiento geotérmico de ELECTROCONSULT de 1984, pudo ser localizado y examinado durante la campaña de campo de este proyecto. Una muestra de testigo de este sondeo fue recolectada para análisis mineralógico.

3. Modelos conceptuales

A partir de los resultados de la campaña de campo realizada en Diciembre de 2016, tres zonas termales se destacan de las demás por los valores estimados más altos de temperatura profunda de sus aguas (de 75 a $90 \pm 20^\circ\text{C}$). Para estas zonas, se observan también los valores de mineralización de las aguas más elevados y composiciones químicas diferentes de las demás. Estas zonas son la de la fuente de Guayabal, la de las fuentes Magueyal, San Simón de Tamayo y Vuelta Grande, así como la de la fuente de Canoa. Como sólo estas zonas pueden considerarse como sistemas geotérmicos significativos, son las únicas que hemos seleccionado como prioritarias para elaborar los modelos conceptuales de su funcionamiento geotérmico. Para las demás zonas termales que ofrecen un interés geotérmico mucho más limitado, pueden consultarse las fichas sintéticas elaboradas para cada una de ellas, presentadas anteriormente, para comprender su funcionamiento.

Si los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican interacciones con un reservorio constituido principalmente por rocas volcánicas para las aguas termales de Guayabal, Los Bambuses y San José de las Matas, vemos que sólo el sistema geotermal de Guayabal se beneficia de este contexto geológico. Por otra parte, según estos valores, la mayoría de los reservorios que albergan las demás aguas termales son de tipo carbonatado marino de edad Terciaria. Aunque las aguas termales de Los Bambuses y de Pedro Santana (muestreada en el estudio del BRGM de 1980) indiquen un valor de mineralización bastante elevado (tabl. 2 y 4), su temperatura estimada en profundidad es relativamente baja (tabl. 13).

En la región del sureste de Constanza, considerada como prioritaria para la geotermia de alta temperatura en el estudio de ELECTROCONSULT de 1984 (ELC, 1984), y donde se perforó el único sondeo de gradiente térmico, cuyo resultado fue bastante decepcionante, no se desprenden suficientes indicios como para afirmar que existe la presencia actual de un tal yacimiento geotérmico. Incluso podría tratarse de un yacimiento geotérmico de alta temperatura, pero fósil, como lo sugieren ciertos indicios...

En las zonas de cuencas sedimentarias como las de Enriquillo, Azua y San Juan, donde existen pozos de exploración de hidrocarburos (Sanjuan *et al.*, 2017), estamos en un contexto de geotermia de baja entalpía, dada la profundidad que se necesita para tener temperaturas aceptables ($\approx 30^\circ\text{C}/\text{km}$). Así, en el pozo Maleno DT-1 de la cuenca de Azua se encontraron varias llegadas de aguas entre 1 200 y 2 500 m, con valores de salinidad, entre 10 y 33 g/l, y de temperatura, entre 60 y 90°C . En el pozo Candelón 1 de la cuenca de San Juan, se midió una temperatura cerca de 103°C a una profundidad de 3 947 m y en el pozo de Charco Largo 1 de la cuenca de Enriquillo, una temperatura cerca de 110°C a 4 827 m de profundidad (Sanjuan *et al.*, 2017).

3.1 SISTEMA GEOTÉRMICO DE GUAYABAL

3.1.1 Contexto geológico

En la parte centro-norte de la provincia geotérmica de yayas-Constanza, orientada NNE-SSO, las emergencias de la fuente de Guayabal están localizadas en la cobertura sedimentaria, constituida por una alternancia de lutitas y de calizas, de edad Eocénica, que cubren un basamento de volcano-clásticas del Cretáceo Superior, denominado formación Tireo.

Este conjunto basamento-cobertura está afectado por una intensa tectónica cabalgante con vergencia hacia el SO, marcada por grandes cabalgamientos NO-SE, con buzamiento norte y asociados con anticlinales (pliegues-fallas), sobre-posiciones de series (espesamiento) y algunos grandes desgarramientos E-O siniestros. Esta tectónica cabalgante Terciaria está sellada por depósitos sedimentarios de la formación de Arroyo Seco, de edad Plioceno Superior.

De un punto de vista magmático, el volcanismo calco-alcalino del Plio-Cuaternario está muy presente en la región, formando una banda NNE-SSO compuesta por numerosos pequeños aparatos volcánicos en relación con coladas. A este respecto, a 3 km al este de la fuente de Guayabal (fig. 28), está situado un aparato magmático traquiandesítico cortando series sedimentarias y asociado con una ancha colada de lava (muestra RD-01).

No hay dataciones precisas, alrededor de Guayabal, de este magmatismo relacionado con la unidad 17 (17Q₁₋₃) de la hoja geológica de Padre de Las Casas al 1:50 000. Sin embargo, los autores de la hoja señalan que las traquiandesitas del sector nororiental (región de Guayabal) pertenecen a la provincia de Valle Nuevo y serían pues de edad más reciente que las volcanitas de misma composición, localizadas más al sur, en el sector de Monte Bonito (unidad 17). De este modo, debido a su posición en la cadena volcánica NNE-SSO alejada de Yayas (2.7 Ma) y estando cerca de Valle Nuevo (Loma de Manuel: traquiandesita de edad 0.5 ± 0.3 Ma), se sugiere que la edad del volcanismo de Guayabal podría estar cerca de 1 Ma, sabiendo que el volcanismo es de más en más reciente yendo hacia Constanza¹.

De un punto de vista litológico, las emergencias de la fuente de Guayabal emergen en el seno de un conglomerado Cuaternario, que pertenece a un cono de deyección reputado ser anciano, según la hoja geológica de Padre Las Casas al 1:50 000 (codificación 23, en la figura 28). Al afloramiento, se trata de un conglomerado heterogéneo en talla (10 cm - 2 m) y en composición (lava porfírica Cuaternaria, calcáreo, roca arcilla,...), cuya estratificación está orientada N40°E, con un buzamiento de 30° hacia el NO. Si se abstrae este cono de deyección, se puede notar que las emergencias de la fuente de Guayabal (fig. 29) están localizadas en el contacto anormal entre las calizas de la formación Jura, de edad Eoceno Medio (al sur), y las lutitas de la formación Ventura, de edad Eoceno Inferior a Medio (al norte).

¹ **Extracto de la memoria de la hoja de Padre Las Casas al 1:50 000:** “Una emisión de traquiandesitas, de especial relevancia está localizado en el sector de Monte Bonito (unidad 17). Las traquiandesitas del sector nororiental pertenecen a la provincia de Valle Nuevo, representando probablemente un acontecimiento posterior, pese a lo cual se han representado conjuntamente con las anteriores (unidad 17), ya que, en cualquier caso, las diferenciaciones cartográficas se han realizado fundamentalmente en base a criterios litológicos fácilmente aplicables en campo, respaldados por los estudios petrográficos, y no en ideas insuficientemente respaldadas. Por ello, en el caso de las restantes unidades tampoco se ha dado prioridad a condicionantes de afinidad geoquímica alcalina o calco-alcalina frente a los criterios litológicos”.

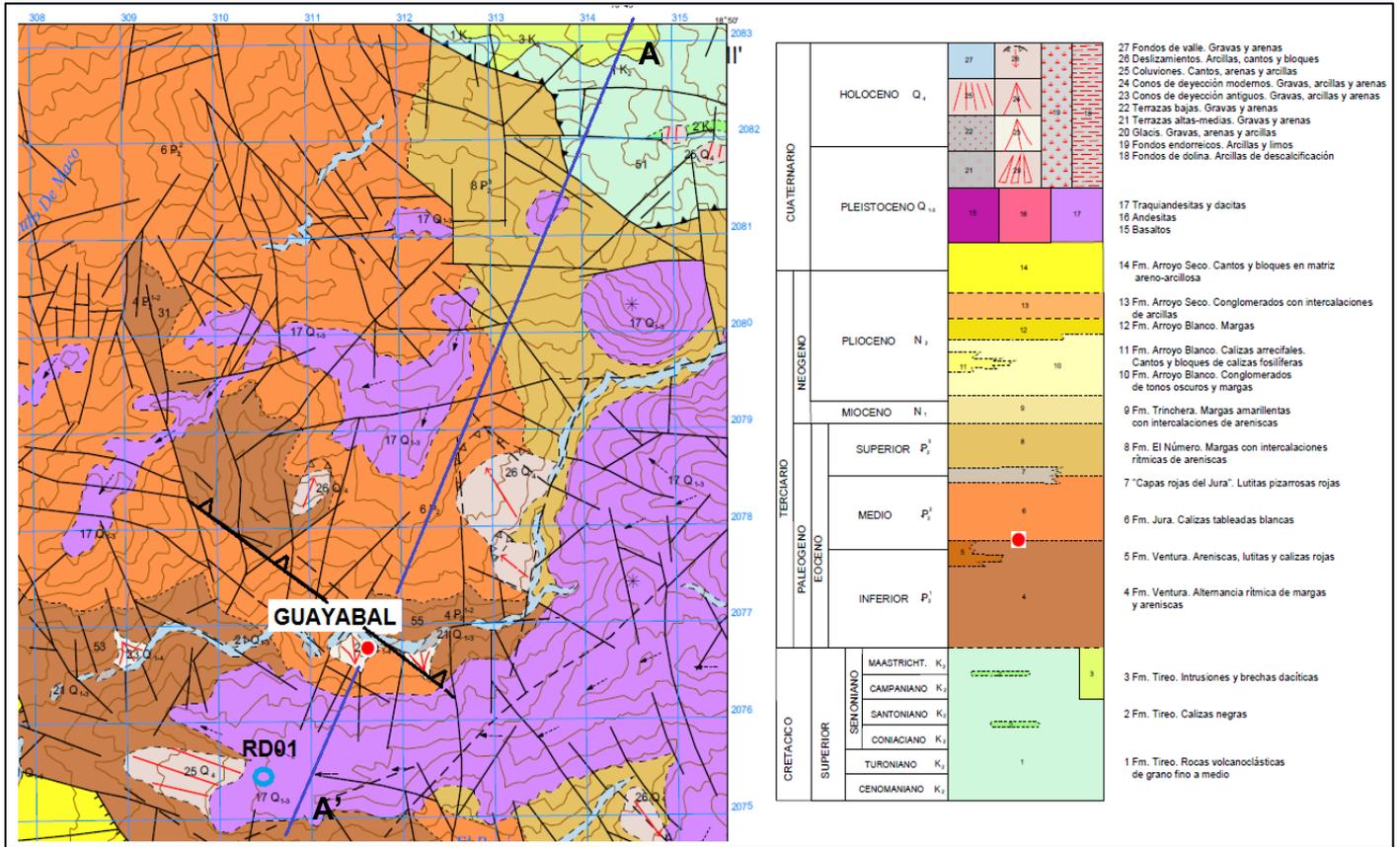


Figura 28 - Localización de las emergencias de la fuente de Guayabal en el mapa geológico de Padre de las Casas al 1:50 000 y su pila litológica. Trazado del cabalgamiento NO-SE con buzamiento NE (con movimiento con vergencia opuesta hacia el SO), que pone en contacto anormal las rocas de arcillas (lutitas) de la formación Ventura, de edad Eoceno Inferior a Medio (al norte, en marrón), sobre las calizas de la formación Jura, de edad Eoceno Medio (al sur, en naranja). Este accidente NO-SE controla el sistema geotérmico de Guayabal.

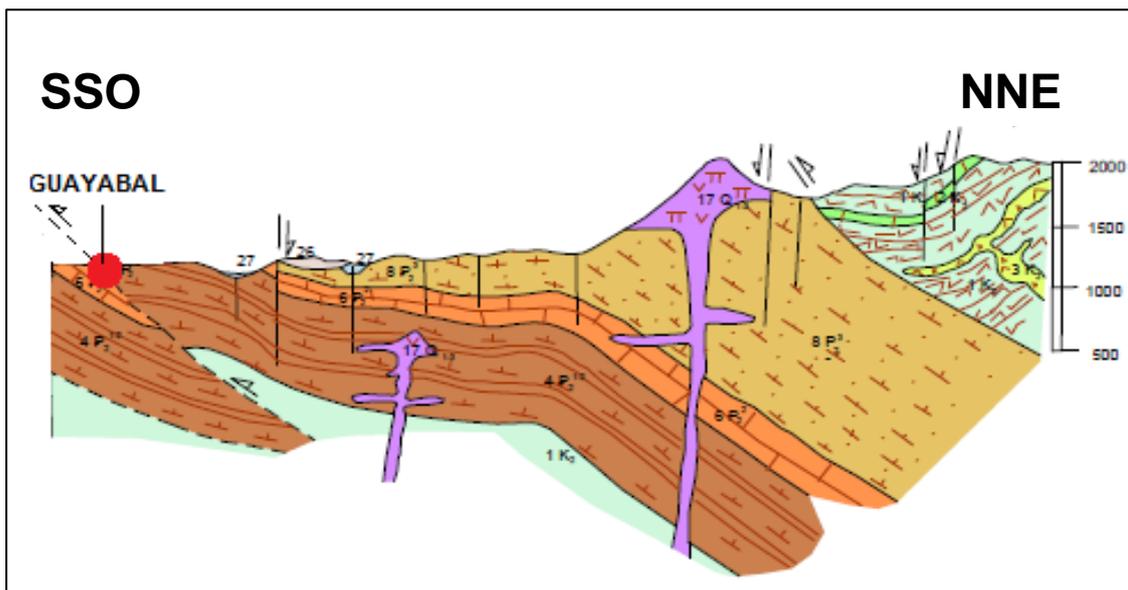


Figura 29 - Corte A-A' en el mapa geológico de la figura 28 pasando por las emergencias de la fuente de Guayabal.

3.1.2 Modelo conceptual

El sistema geotérmico de Guayabal está compuesto por: (1) expresiones conocidas en la superficie, (2) un reservorio profundo en el cual los geotermómetros del agua y de los gases nos pueden informar sobre sus condiciones de temperatura y (3) potencialmente una formación desempeñando la función de cap-rock susceptible de colmar el reservorio permeable y de limitar, de este modo, las fugas de fluidos hacia la superficie. El esquema de la figura 29 ilustra el modelo conceptual propuesto.

a) Fugas del sistema geotérmico hacia la superficie

Las expresiones superficiales de la fuente de Guayabal están constituidas por cuatro emergencias de agua termal con una temperatura de 35.7°C, acompañada por gases no condensables, predominados por el CO₂, que es muy probablemente de origen magmático, como lo sugiere su valor isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ (-6.5‰ en este estudio y -7.4‰, en 1980; tabl. 9). El valor de P_{CO₂} estimado a las emergencias de esta fuente utilizando el código numérico EQ3NR (Wolery, 1995) es de 2.1 - 5.2 atm (tabl. 12). Se puede destacar la ausencia de H₂S. La predominancia de CO₂ en estos gases sugiere una edad relativamente avanzada del magmatismo, como lo indican también las dataciones que fueron efectuadas alrededor de la zona de Guayabal.

Estos fluidos (agua termal y gases no condensables) están asociados con travertinos de calcita de color beige, así como un travertino fósil blanco (muestra RD-02, constituida por 100% de calcita), que han probablemente precipitado durante la desgasificación de CO₂ del agua termal a su llegada a la superficie. Las emergencias de estas fuentes, con un caudal acumulado de aproximadamente 10 l/s, forman un alineamiento de unos treinta metros al pie de pendiente del valle del arroyo Guayabal. Los depósitos que precipitan en las emergencias de la fuente están placados en los conglomerados del cono de deyección antiguo. Estos travertinos recientes a actuales están presentes sobre aproximadamente 3 m de altura, a partir de las emergencias activas, lo que sugiere que el sistema geotérmico funciona desde cierto tiempo, mientras que el arroyo excava progresivamente su lecho en el valle: de este modo, las llegadas de agua carbonatada se han escalonado sucesivamente de arriba hacia abajo de la pendiente.

Al nivel de las emergencias de la fuente termal, la presencia del conglomerado impide determinar la naturaleza precisa de la masa rocosa de la cual emerge el agua termal, pero es probable que el agua brote desde el contacto tectónico entre las calizas y las lutitas. Según la hoja geológica de Padre Las Casas al 1:50 000, este contacto tectónico corresponde a un cabalgamiento NO-SE, con buzamiento moderado hacia el norte, indicando un movimiento inverso a la vergencia hacia el SO (fig. 28).

b) Recarga del sistema

Sólo el valor isotópico de δD del agua termal de esta fuente (-27.1‰), muy parecido al del agua del arroyo de Guayabal (-26.2‰; tabl. 6; fig. 8), permite indicar que estas dos aguas deben de compartir una zona de recarga similar, probablemente localizada en la Cordillera Central, donde nace este arroyo. Incluso, una gran parte del agua de la fuente termal podría ser aportada por este arroyo. Sin embargo, la pequeña diferencia de valor de δD , ligeramente superior a la incertidumbre analítica ($\pm 0.8\%$), podría también indicar otra zona de recarga para el agua de la fuente termal (colada de Loma de Castillo, al sur de Guayabal?). Los valores de las relaciones Br/Cl y Na/Cl del agua termal, parecidos a los del agua del mar (fig. 10), sugieren también una pequeña contribución de agua de mar residual ($\approx 13\%$), durante la infiltración y la circulación profunda del agua superficial de origen meteórico, que constituye, en gran parte ($\approx 87\%$), el agua termal de la fuente de Guayabal.

Esta contribución marina puede explicar los valores de concentración de Cl, Na y Br relativamente elevados del agua termal, comparados con los de un agua de origen meteórica en contacto con únicamente rocas volcánicas, como lo veremos más adelante.

c) Reservorio geotérmico

Basado sobre nuestro conocimiento de la pila litológica, se sugiere que el reservorio geotermal en relación con la fuente de Guayabal esté localizado en la formación Cretácica Tireo 1K2, que constituye el basamento (figs. 28 y 29). La formación Tireo está compuesta por formaciones volcánicas de arco (coladas, aparatos, volcansedimentos) que son, en su base, más bien básicas (basalto con olivino, andesita...), y luego hacia el techo, más diferenciadas (riolitas, dacitas,...). Los valores isotópicos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.705552), y de $\delta^7\text{Li}$ (5.5‰) y $\delta^{11}\text{B}$ (6.61‰), unos de los más bajos medidos en las aguas termales de este estudio (tabl. 6), similares a los de aguas en contacto con rocas volcánicas (basaltos, andesitas, etc.), parecen confirmar esta pertenencia del agua termal de Guayabal.

Sin embargo, su valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ligeramente más alto que el de un agua en contacto con este tipo de rocas volcánicas (0.703-0.704) y cálculos de mezcla relativos a esta relación, que fueron efectuados para este estudio, sugieren la existencia de un proceso de mezcla entre aguas de un reservorio volcánico y de un reservorio carbonatado (que podría ser parecido al de Magueyal o de San Simón), con una muy pequeña contribución de agua proveniente del reservorio carbonatado (2% en el caso de Magueyal, y algo superior para San Simón; fig. 20).

Según la hoja geológica al 1:50 000, la formación Tireo está compuesta principalmente por rocas volcánico-clásticas con grano fino a medio y metamorfoseada en la facies de esquito verde. Estas rocas volcánicas, cuya permeabilidad matricial es muy baja, son susceptibles de ser permeables por efecto de la fracturación (permeabilidad de fractura). De este modo:

- en la superficie, las emergencias de la fuente de Guayabal parecen estar localizadas al nivel de un cabalgamiento NO-SE, que pone en contacto anormal lutitas con calizas (fig. 29);
- en profundidad, la permeabilidad del reservorio resultaría, de hecho, de la cataclisis de los esquites de la formación Tireo, debido al cabalgamiento NO-SE, que se hunde hacia el NE y superpone las series. Según el corte A-A' (fig. 28), el reservorio volcánico fracturado está situado a más de 500 m de profundidad y dibuja una bóveda anticlinal fallada (trampa), rodeada de lutitas de la formación Ventura, de edad Eoceno Inferior a Medio. Estas lutitas, reputadas impermeables, desempeñarían la función de cap-rock del sistema geotérmico (fig. 29), colmatando el reservorio de volcanitas fracturadas por el cabalgamiento (formación Tireo).

Según algunos geotermómetros químicos e isotópicos aplicados al agua termal (tabl. 13) y los resultados de la modelización geoquímica efectuada con el código numérico EQ3/6 (fig. 27a), la temperatura alcanzada en el reservorio fracturado profundo podría ser de $90 \pm 20^\circ\text{C}$, sin que el agua de este reservorio esté en equilibrio químico total con las rocas que lo constituyen (sólo existen equilibrios químicos parciales, a este nivel moderado de temperatura). Así, por ejemplo, la relación Na-K no está controlada por ningún equilibrio químico (como entre los feldspatos sódicos, tipo albita, y potásicos, tipo microclino), lo que explica porque el geotermómetro que utiliza esta relación da valores de temperatura irrealistas y muy superiores a la realidad (estudios del BRGM, en 1980, y de ELECTROCONSULT, en 1984; tabl. 13).

En términos de profundidad, según el corte geológico propuesto (fig. 29), el techo de la formación volcánica Tireo del Cretáceo está alcanzado a algo más de 500 m de profundidad, por encima de una bóveda anticlinal. Si suponemos la existencia de un gradiente térmico más o menos normal en la zona de Guayabal ($\approx 30^\circ\text{C}/\text{km}$), la temperatura estimada para el agua profunda del reservorio geotérmico implica que este último esté localizado entre alrededor de 1 500 y 2 500 m, en el seno de las volcanitas básicas fracturadas.

Si estimamos que pueda existir una ligera anomalía térmica local debida, por ejemplo, a la presencia de CO_2 magmático un poco recalentado, que provendría de un magma en estado avanzado de enfriamiento, este reservorio podría tener una localización algo menos profunda. Sin embargo, lo importante es que el techo de la formación Tireo esté sólo a unos 500 m de la superficie, lo que tendrá que ser no obstante verificado.

c) Motor térmico del sistema geotérmico

Una fuente de calor podría ser la existencia de aparatos magmáticos traquiandesíticos, bien desarrollados en las cercanías de Guayabal. Sin embargo, debido a la edad estimada, cerca de 1 Ma, para este volcanismo Cuaternario, se supone que la cámara magmática, controlada parcialmente por fallas NO-SE, debería de estar, en gran parte, resfriada y que el sistema geotérmico asociado a este aparato se encuentre en fin de vida... La temperatura moderada estimada para el reservorio geotérmico de Guayabal parece estar en acuerdo con estos datos.

En resumen, se propone el modelo conceptual siguiente (fig. 30): el sistema geotérmico de Guayabal se limita a cuatro emergencias de agua de una fuente termal, acompañada por CO_2 de origen magmático, que corresponden a fugas de fluidos de un reservorio geotérmico poco profundo (de 500 a 2 500 m), a lo largo de un plano de cabalgamiento NO-SE, con buzamiento NE.

Este reservorio es la sede de convección de agua caliente, que alcanza valores de temperaturas de $90 \pm 20^\circ\text{C}$, a profundidades $\leq 2\ 500$ m, según el gradiente térmico de temperatura local que se considere. Esta agua caliente está almacenada en volcanitas fracturadas, dominadas por materiales básicos, que forman una bóveda anticlinal fallada y controlada por el cabalgamiento NO-SE. La espesa serie de lutitas impermeables desempeña entonces la función de cap-rock del sistema geotérmico.

El emplazamiento de la fuente termal de Guayabal se sitúa en un lugar de encuentro entre:

- aguas de origen meteórico, que se infiltran en el subsuelo y siguen un recorrido subterráneo que puede ser bastante profundo y complejo, con posibilidades de mezcla con otras aguas residuales (de origen marino, por ejemplo);
- pequeñas cámaras magmáticas de aparatos traquiandesíticos, en curso de enfriamiento desde hace más o menos 1 Ma.

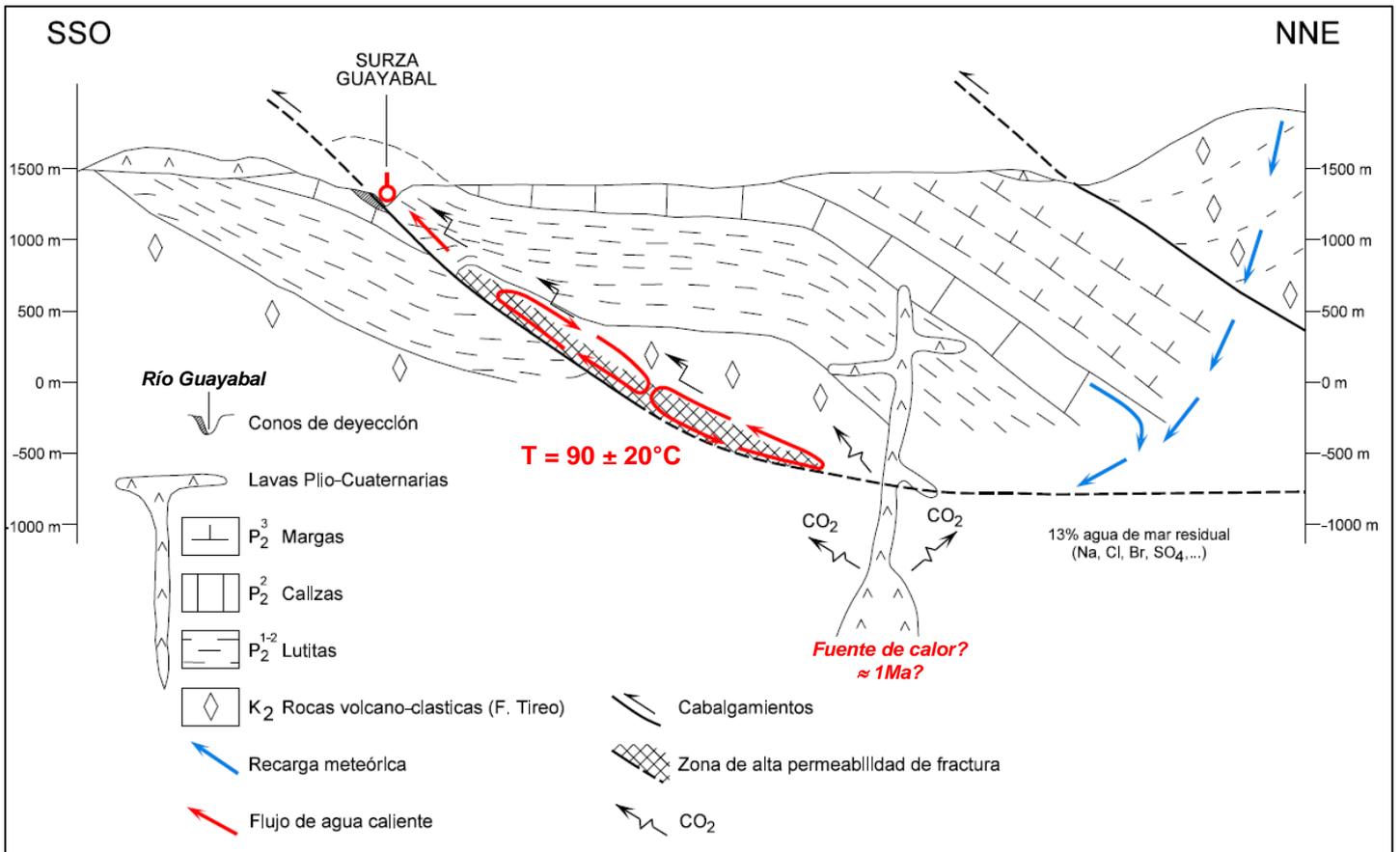


Figura 30 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Guayabal.

3.2 SISTEMA GEOTÉRMICO DE MAGUEYAL, SAN SIMÓN Y VUELTA GRANDE

3.2.1 Contexto geológico

La serie sedimentaria Terciaria está formada por una alternancia de depósitos detríticos (margas, areniscas...) y de depósitos carbonatados (calizas). Esta serie está afectada por una tectónica compuesta por múltiples cabalgamientos NO-SE, con pendientes hacia el NE, e indicando una vergencia hacia el SO. Esta tectónica de acortamiento, del NE hacia el SO, provoca, además de los cabalgamientos (espesamiento), la formación de grandes pliegues sobre todo anticlinales (desarrollados en el techo de los cabalgamientos), de sobre-posiciones de series, de parte y otra de los cabalgamientos, y de algunos grandes desgarramientos E-O siniestros (fig. 31).

Como lo proponen los autores de la hoja geológica de Yayas de Viajama al 1:50 000, es muy probable que el trazado NO-SE del río Yaqué del Sur siga un cabalgamiento mayor, cuyo muro está constituido por calizas de la formación Sombrerito, de edad Mioceno Superior. De este modo, en el muro del cabalgamiento, la fuente de Magueyal emerge desde un relieve calcáreo, que pertenece a esta formación carbonatada globalmente muy alterada, debido a la karstificación natural acoplada con fuertes emanaciones de H₂S.

Más al sur, las fuentes de San Simón y de Vuelta Grande están localizadas de parte y otra de un gran cabalgamiento ESE-ONO, asociada con un mega-anticlinal ESE-ONO, que afecta la formación carbonatada llamada la formación de Neiba (P3/N1). Este cabalgamiento ha sido luego recuperado por un mega-desgarramiento reputado siniestro sub-E-O. El cabalgamiento pone en contacto anormal dos formaciones bien distintas en términos de edad y de litología (fig. 31):

- en el muro del cabalgamiento (es decir por abajo), de donde emerge la fuente de Vuelta Grande, la formación Arroyo Blanco 10N está compuesta por lutitas, conglomerados, y areniscas, de edad Plioceno (10N2), con presencia local de evaporitas, según el corte de la cuenca de Enriquillo;
- en el techo del cabalgamiento (es decir por encima), de donde emerge la fuente de San Simón, la formación Neiba P3/N1, de edad Oligo-Mioceno, está compuesta por calizas tableadas blancas, con sílex, formando la loma sur del mega-anticlinal ESE-ONO.

3.2.2 Modelo conceptual

a) Fugas del sistema geotérmico hacia la superficie

Las fuentes emergen desde un calcáreo karstificado de edad Mioceno Inferior para San Simón, y Mioceno Superior para Magueyal, con presencia de emanaciones de H₂S y de CO₂ para esta última fuente, mientras que para Vuelta Grande, el agua termal, muy mineralizada, circula sobre lutitas a proximidad inmediata de antiguos travertinos muy desarrollados. Las temperaturas de emergencia son 39.2°C para Magueyal, 44.9°C para San Simón y 25.2°C para Vuelta Grande (tabl. 2). Los valores de P_{CO2} estimados a las emergencias de estas fuentes utilizando el código numérico EQ3NR (Wolery, 1995) son respectivamente 6.5 atm, 0.1 - 0.8 atm y 0.01 atm (tabl. 12). Estos valores son muy superiores a la P_{CO2} de la atmosfera (3.9 10⁻⁴ atm). Excepto la presencia de H₂S a altura de 2.8% y de CH₄ a 0.7%, la composición química de los gases asociados con la fuente de Magueyal, efectuada en 1979 (Iundt, 1980), es parecida a la de los gases de la fuente de Guayabal (tabl. 8). Predomina la presencia de CO₂ (92.7 %). Como para la fuente de Guayabal, su valor de δ¹³C (-7.6‰; tabl. 9) sugiere también un origen magmático predominante del CO₂. El valor de δ³⁴S medido en el H₂S disuelto en el agua de Magueyal (16.5‰; tabl. 6) no sugiere un origen magmático de este gas.

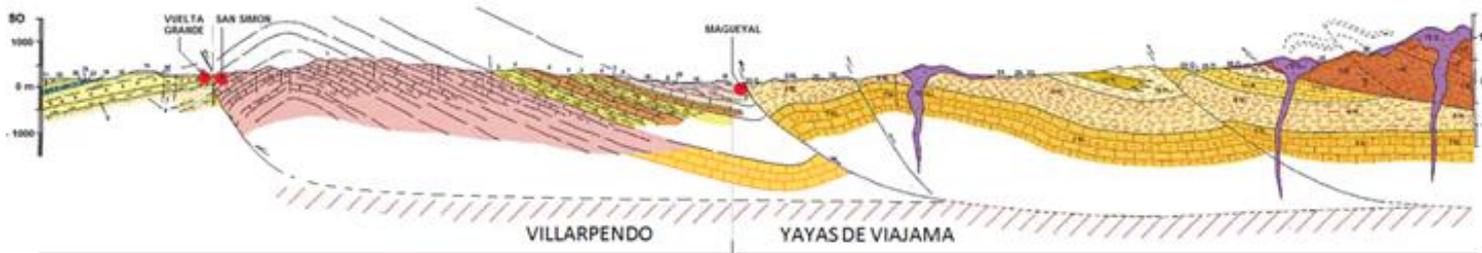
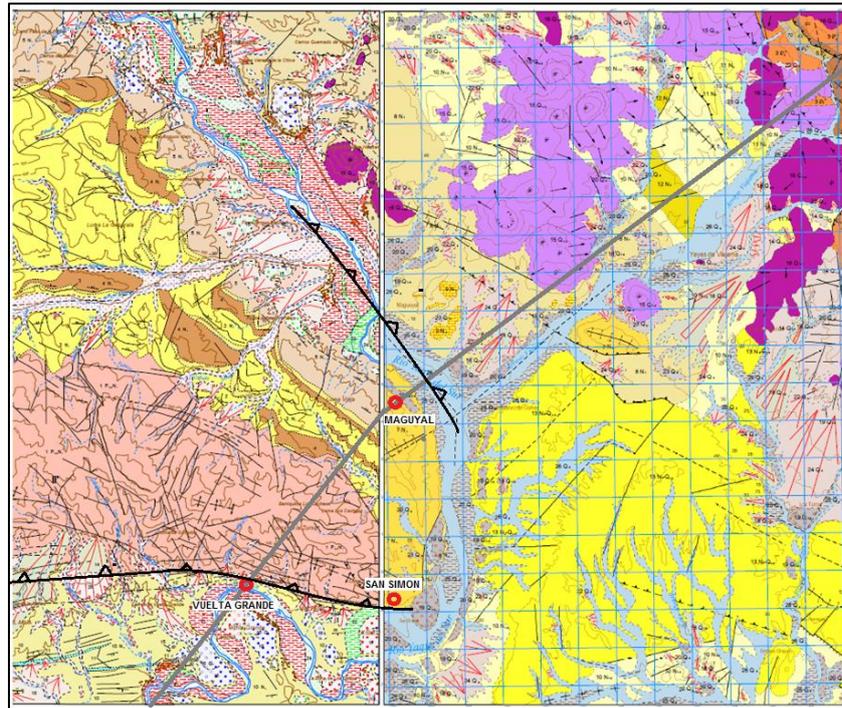


Figura 31 - Mapa geológico extraído de las hojas al 1:50 000 de Villarpando y de Yayas de Viajama, con un corte SO-NE que pasa por las fuentes de Maguayal, San Simón y Vuelta Grande y la pila litológica correspondiente.

En las emergencias de las fuentes de San Simón y Vuelta Grande, no se observan escapes de gases. Sin embargo, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del agua de San Simón (1.6‰; tabl. 6), parecido al del agua termal de Magueyal (2.5‰) y tampoco muy alejado del agua de Guayabal (4.0‰), sugiere también un origen magmático predominante del CO_2 asociado con esta fuente. En cuanto a la fuente de Vuelta Grande, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de su agua (-7.5‰; tabl. 6) hace pensar más bien a un origen orgánico predominante del CO_2 asociado, lo que parece estar en acuerdo con el valor mucho más bajo estimado para la P_{CO_2} , comparado con el de las tres otras fuentes.

b) Recarga del sistema

Los valores de δD medidos en las aguas termales de Magueyal (-21.6‰), San Simón (-18.0‰) y Vuelta Grande (-17.4‰) siendo bastante cercanos del que ha sido medido para el agua del río Yaqué del Sur (-19.5‰; tabl. 6; fig. 8), sugieren que estas aguas comparten, de manera importante, una zona de recarga común. Incluso el río Yaqué del Sur, que proviene de la Cordillera Central, y que pasa muy cerca de estas fuentes, podría alimentar en agua, en gran parte, estas fuentes. Sin embargo, hay pequeñas diferencias de valores, superiores a la incertidumbre analítica ($\pm 0.8\text{‰}$), que sugieren otras contribuciones de aguas para las tres fuentes. Por ejemplo, para las aguas de Magueyal y de San Simón, como lo vimos para el agua de Guayabal, los valores de las relaciones Br/Cl y Na/Cl , parecidos a los valores marinos (fig. 10), necesitan incluir también una pequeña contribución de agua de mar residual ($\approx 15\%$ para Magueyal y $\approx 10\%$ para San Simón) para explicar las concentraciones elevadas de estos elementos químicos. El agua de Vuelta Grande no parece seguir las relaciones marinas Br/Cl y Na/Cl , con un enriquecimiento en Br relativo al Cl (fig. 10a) y un empobrecimiento en Na relativo al Cl (fig. 10b). Sin embargo, siendo el agua más mineralizada de todas las aguas termales estudiadas en este estudio ($\text{TDS} \approx 13 \text{ g/l}$), se puede pensar que haya una contribución de agua de origen marino evaporítico y/o de agua que disuelve evaporitas. No se puede tampoco descartar la contribución en agua de otras zonas de recarga para estas tres aguas.

c) Motor térmico del sistema geotérmico

La presencia cercana de algunas cámaras magmáticas de más de 2 Ma, en curso de enfriamiento, no constituye una fuente de calor de este sistema geotérmico, mismo si se pueden observar escapes de CO_2 de origen magmático predominante para las fuentes de Magueyal y San Simón.

d) Reservorio geotérmico

En todos los casos, las tres fuentes termales parecen estar controladas por dos cabalgamientos sucesivos ESE-ONO a NO-SE, que están separados aproximadamente de 7 km de distancia (fig. 32). Estos dos cabalgamientos, que superponen parcialmente las series sedimentarias del Mioceno, permiten la subida de las aguas termales hasta la superficie, ya sea en el techo del cabalgamiento (San Simón), o en su muro (Magueyal y Vuelta Grande). A la escala más regional, el corte NO-SE realizado a partir de los cortes al 1:50 000 de Villarpando al oeste, y de Yayas de Viajama al este, sugiere que las aguas termales han podido circular a lo largo de un mega-plano cabalgante sub-horizontal llamado "cabalgamiento basal", situado aproximadamente a 2 km de profundidad, poniendo en conexión los cabalgamientos más rectos NO-SE, resultando de la tectónica compresiva NO-SE (fig. 32).

En profundidad, algunos geotermómetros químicos e isotópicos aplicados a estas aguas termales (tabl. 13), así como los resultados de la modelización geoquímica efectuada con el código numérico EQ3/6 (fig. 27b, c), indican estimaciones de temperatura del reservorio geotérmico similares, alrededor de $80 \pm 20^\circ\text{C}$. Como para el agua termal de Guayabal, vemos que las aguas del reservorio no están en equilibrio químico total con las rocas que lo constituyen (sólo existen equilibrios químicos parciales, a este nivel moderado de temperatura). Así, por ejemplo, la relación Na-K no está controlada por ningún equilibrio químico (como entre los feldspatos sódicos, tipo albita, y potásicos, tipo microclino), lo que explica porque el geotermómetro que utiliza esta relación da valores de temperatura irrealistas y muy superiores a la realidad (estudios del BRGM, en 1980, y de ELC, en 1984; tabl. 13).

El cabalgamiento basal, marcado por una permeabilidad de fractura actual (fig. 32), podría constituir un reservorio en el cual estos valores de temperatura se alcanzarían, si se tiene en cuenta un gradiente térmico más o menos normal, alrededor de $30^\circ\text{C}/\text{km}$.

En términos de composición, el reservorio sería de origen carbonatado en los tres casos, en relación con la base de la espesa formación calcárea de edad Mioceno Inferior a Paleógeno Superior (formación Neiba, según la hoja geológica de Villarpando al 1:50 000), que viene ponerse por encima del cabalgamiento basal, hacia 2 km de profundidad (fig. 32). Los valores isotópicos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos en las tres aguas termales (tabl. 6; fig. 20) confirman este origen carbonatado del reservorio.

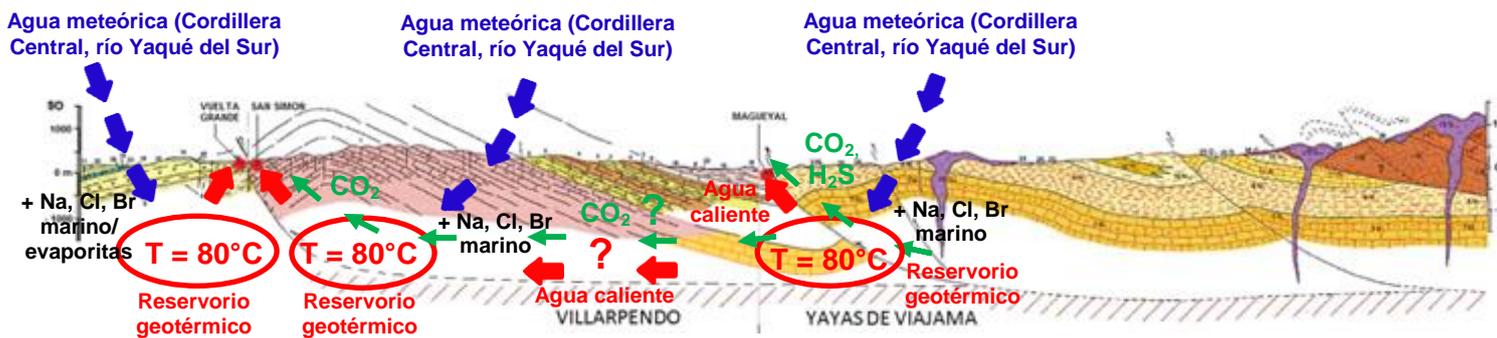


Figura 32 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande.

La figura 33 presenta un corte regional SSO - NNE pasando por las 4 fuentes termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Vuelta Grande ilustrando el contexto geológico de cabalgamiento regional.

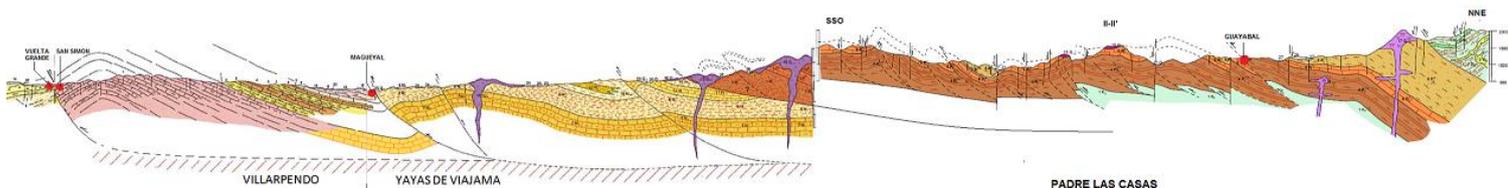


Figura 33 - Corte regional SSO-NNE pasando por las 4 fuentes termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Vuelta Grande.

3.3 SISTEMA GEOTÉRMICO DE CANOA

3.3.1 Contexto geológico

La región se sitúa inmediatamente al noreste de la cuenca sedimentaria de Enriquillo. Está caracterizada por un mega-anticlinal orientado E-O a ESE-ONO (eje hundiéndose hacia el oeste), que afecta un apilamiento de formaciones sedimentarias de edad Miocena Inferior a Medio (fig. 34). Este anticlinal denominado de Sierra de Martín García está limitado, al norte como al sur, por dos cabalgamientos sub-E-O, con vergencia opuesta, que imponen una posición en *pop up* a las formaciones plegadas.

Situadas a la extremidad oeste del mega-anticlinal y más precisamente, sobre su lomo sur, las dos emergencias de la fuente de Canoa están encajadas en la formación Sombrerito de edad Mioceno Medio (N_1^2) y constituida, en la zona, de alternancias de bancos decimétricos de calcáreos litográficos (SO115 S35), de margas azules a amarillas y de evaporitas (fig. 34). Al sur de las emergencias, se puede emitir la hipótesis que el anticlinal E-O, que pliega la formación carbonatada N_1^2 está recortado por un cabalgamiento E-O hundiéndose hacia el norte, debajo de las emergencias de la fuente.

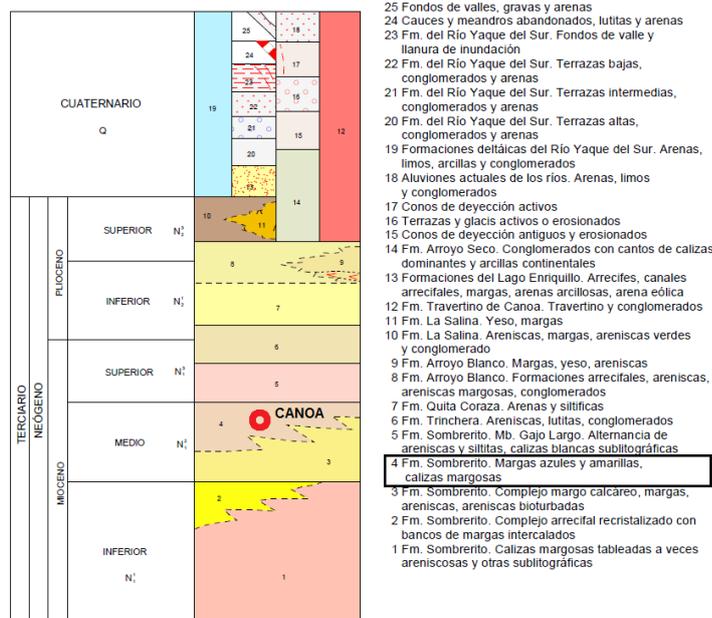
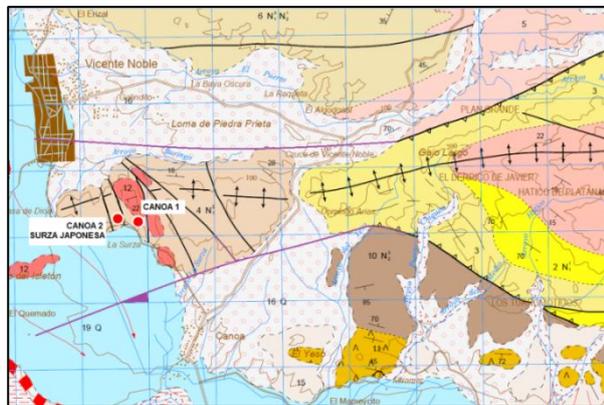


Figura 34 - Mapa geológico extraído de la hoja de Vicente Noble al 1:50 000 y la pila litológica correspondiente. Los trazados morados interpretativos corresponden a los cabalgamientos opuestos, en parte mascados por los depósitos Cuaternarios, que afectan al anticlinal.

3.3.2 Modelo conceptual

a) Fugas del sistema geotérmico hacia la superficie

Las dos emergencias de la fuente termal de Canoa brotan desde el pie de una colina explotada, en parte, por su carbonato, con emanaciones de CO₂ y de H₂S, difícilmente identificables a la vista (pocas burbujas), pero olorosas. Las temperaturas medidas a las emergencias de esta fuente durante la campaña de terreno de este estudio fueron 41.5°C (Canoa 1) y 38.5°C (Canoa 2). El valor de P_{CO2} estimado para la primera emergencia utilizando el código numérico EQ3NR (Wolery, 1995) fue de 2.3 atm. El valor de δ¹³C determinado por el BRGM en 1980 (-6.9‰; tabl. 9) para el CO₂ asociado con esta fuente y el valor de δ¹³C medido en el agua para este estudio (2.6‰; tabl. 6) sugieren un origen predominantemente magmático del CO₂. El valor de δ³⁴S_{H2S} (3.5‰; tabl. 6) parece también indicar un origen magmático predominante para las emanaciones de H₂S.

b) Recarga del sistema

El valor de δD medido en el agua termal de Canoa (-31.0‰) está cercano del de la muestra de la "Poza de Guanarate" (-29.6‰; tabl. 6; fig. 8), punto de agua relativamente superficial, que no está muy lejos de esta fuente (fig. 4). Estos dos puntos podrían compartir una zona de recarga común. Sin embargo, existen otras contribuciones de agua para la fuente de Canoa. Así, como para las aguas termales de Guayabal, Magueyal y San Simón, los valores de las relaciones Br/Cl y Na/Cl del agua de Canoa son parecidos a los del agua de mar (fig. 10). Esto sugiere también una contribución de agua de mar residual cerca de 9%, que podría explicar las fuertes concentraciones de estos tres elementos en esta agua. Otras zonas de recarga podrían ser el río Yaqué del Sur, que pasa cerca de la fuente (aunque el valor de δD del agua de este río medido más para arriba, al lado de la fuente de Magueyal, -19.5‰, sea bastante diferente, pero puede haber contribuciones de agua de otros arroyos entre Magueyal y Canoa), o también la sierra de Martín García.

c) Motor térmico del sistema geotérmico

No hay magmatismo reciente reconocido en la región (fig. 34). Sin embargo, el origen magmático predominante del CO₂ y H₂S asociados con la fuente termal de Canoa podría ser relacionado con la existencia de un bolsón de magma relativamente superficial, actualmente en curso de enfriamiento, como propuesto por el BRGM en 1980 (Traineau y Westercamp, 1980), pero del cual no se conoce la edad.

d) Reservorio geotérmico

En superficie, se pueda observar, en el campo, una falla vertical N-S (05.90), que afecta los calcáreos de edad Mioceno Medio. Esta dirección de falla sub-meridiana está probablemente asociada con la red de fallas cartografiadas NNO-SSE, en la hoja geológica de Vicente Noble al 1:50 000. Esta fracturación podría controlar, en parte, la subida del agua termal (fig. 35), como parece indicarlo la distribución NNE-SSO de los travertinos en el mapa geológico. Además, estos travertinos están restringidos al anticlinal limitado por los dos cabalgamientos E-O opuestos. La hoja geológica de Vicente Noble al 1:50 000 indica también la existencia de mega-travertinos orientados NNO-SSE, situados inmediatamente al norte de la fuente de Canoa y en los cerros de Isletón, al SO de la fuente (fig. 34).

A mayor profundidad, se sugiere que la circulación del agua termal de la fuente de Canoa esté principalmente controlada por el cabalgamiento E-O, con buzamiento sur. En estas condiciones, el reservorio geotérmico de esta fuente podría ser la formación Sombrerito de edad Mioceno Inferior, constituida de calizas margosas tableadas, a veces areniscosas y formando la parte basal del anticlinal (fig. 35). El valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua termal de Canoa (0.707792; tabl. 6) está en acuerdo con tal configuración de reservorio.

Algunos geotermómetros químicos e isotópicos aplicados a esta agua termal (tabl. 13), así como los resultados de la modelización geoquímica efectuada con el código numérico EQ3/6 (fig. 27d), indican una estimación de la temperatura del reservorio geotérmico de $75 \pm 20^\circ\text{C}$. Como para las aguas anteriores, vemos que el agua del reservorio de Canoa no está en equilibrio químico total con las rocas que lo constituyen (sólo existen equilibrios químicos parciales, a este nivel moderado de temperatura). De la misma manera que para las otras aguas, no existe, por ejemplo, el equilibrio químico entre los feldspatos sódico y potásico (fig. 27d), y el geotermómetro correspondiente Na-K da, entonces, valores de temperatura sobre-estimados de $130\text{-}160^\circ\text{C}$ (tabl. 13).

Si se tiene en cuenta un gradiente térmico más o menos normal, alrededor de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, para esta zona, la temperatura estimada del agua del reservorio sugiere que la localización de este último esté a una profundidad de 1 000 a 2 000 m, lo que parece encajar con la hipótesis de un reservorio en la formación Sombrerito (fig. 35).

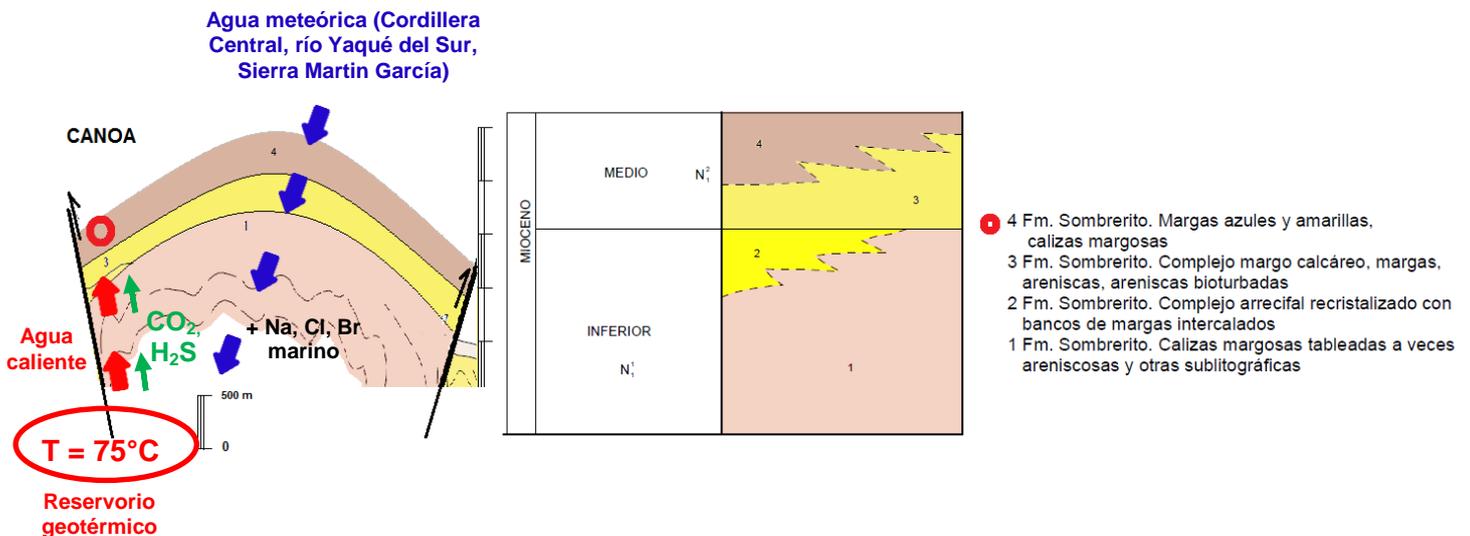


Figura 35 - Modelo conceptual del funcionamiento del sistema geotérmico de Canoa, a partir de un corte esquemático N-S indicando la geometría en pop up del anticlinal de Canoa.

4. Conclusión

Este informe del proyecto de evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana presenta, como convenido en los términos de referencia del contrato con la BID, los resultados obtenidos en los trabajos realizados en el marco de un nuevo estudio de campo de reconocimiento geológico e hidro-geoquímico para coleccionar los datos necesarios a la identificación de un reservorio geotérmico de alta temperatura en la zona volcánica de Yayas de Viajama - Constanza - Valle Nuevo considerada como prioritaria, con más certitudes que en los precedentes estudios del BRGM en 1980 y de ELECTROCONSULT en 1984, ya que las estimaciones de las temperaturas profundas dadas por geotermometría variaban de 80 a 150-160°C (para la fuente termal de Magueyal) y hasta 240°C (para la fuente termal de Guayabal). Otro objetivo, sobre la base también de estos trabajos de campo y del estudio bibliográfico, era de mejor definir las zonas potencialmente favorables a la geotermia de baja y mediana energía (< 150°C), como podrían ser las áreas de las fuentes calientes de Canoa y de Pedro Santana, así como las cuencas de Enriquillo y de Azua, identificadas en el estudio de 1980 del BRGM.

La campaña de campo que fue preparada a partir del estudio bibliográfico preliminar (Sanjuan *et al.*, 2017), fue efectuada entre el 5 y el 16 de Diciembre de 2016 por un equipo mixto del BRGM de Francia y del SGN de la República Dominicana. Aunque algunos manantiales fueron difíciles de muestrear por la dificultad de su acceso, la campaña de campo fue un éxito, gracias al apoyo del equipo técnico del SGN que preparó la logística y una serie de documentos muy útiles para esta campaña (hojas topográficas, mapas geológicos con las fuentes termales indicadas, etc.), y gracias al apoyo también, en la mayoría de los casos, de guías locales que nos condujeron rápidamente, sin perder mucho tiempo, a las fuentes que deseábamos muestrear.

Durante esta campaña, además del reconocimiento geológico e hidrogeológico, se visitaron una veintena de fuentes termales, como más o menos previsto, pero sólo se muestrearon quince, según los protocolos clásicos existentes para hacer los análisis químicos e isotópicos de sus aguas. El agua que brotaba en continuo de un pozo de exploración petrolífera del campo de Maleno, en la provincia de Azua, que fue visitado durante nuestra campaña, fue también muestreada para análisis. Además de las fuentes termales ya estudiadas en los trabajos del BRGM de 1980 y de ELECTROCONSULT de 1984, se muestrearon nuevas fuentes como La Surza La Jagua, las Matas de Farfán, Poza de Guanarate, La Ret y Tabacal Banica. Cuatro muestras de gases no condensables asociados a las aguas termales fueron también recolectadas para hacer análisis químicos e isotópicos de estos gases. Para completar estas muestras, cuatro aguas de ríos fueron muestreadas para servir como referencias de las aguas frías superficiales.

A pesar de un número muy reducido de fuentes termales en la superficie (casi inexistentes), las zonas volcánicas de San Juan y de Constanza - Valle Nuevo hicieron el objeto de un reconocimiento geológico más importante.

Además de la colecta de aguas y de gases, catorce muestras de depósitos de alteración hidrotermal y de rocas procedentes, en su inmensa mayoría, de las áreas de las fuentes termales, pero no únicamente (hay, por ejemplo, una muestra de un testigo de perforación del sondeo GT-1 de gradiente térmico de Junio de 1986 del área de Constanza - Valle Nuevo, que pudo ser localizado durante esta campaña, y otra de un afloramiento, al lado de este sondeo), fueron también tomadas para análisis mineralógicos, químicos y dataciones (según selección).

Las muestras de agua y gases han hecho el objeto de análisis químicos e isotópicos, cuyos resultados están presentados en este informe. Las técnicas analíticas utilizadas por los laboratorios del BRGM son las apropiadas para este tipo de análisis.

Relativo a los depósitos de alteración hidrotermal y rocas, catorce caracterizaciones mineralógicas fueron realizadas por DRX, en los laboratorios del BRGM. Los resultados de los análisis químicos de cuatro depósitos de alteración hidrotermal, que han sido efectuados por ICP, ICP/AES y fluorescencia X, en los laboratorios del BRGM, están también presentados en este informe. Las dos dataciones K-Ar previstas no pudieron ser efectuadas: a) para una de las muestras, que es una lava reciente de una colada traquiandesítica recolectada a 2 km, al sur de la fuente de Guayabal, su nivel de alteración no permitió su datación; b) para la otra, que fue colectada en un aparato traquiandesítico, situado a menos de 4 km de la fuente de Magueyal, la coexistencia de dos magmas sucesivos y de una alteración potásica secundaria impidió su datación.

Las observaciones geológicas e hidro-geoquímicas de campo están presentadas bajo forma de doce fichas sintéticas, que han sido elaboradas para la mayoría de las fuentes termales, que fueron muestreadas durante este estudio, y para la zona sureste de Constanza, considerada como prioritaria por ELECTROCONSULT, en 1984, y donde se efectuó el único sondeo de gradiente térmico.

De manera general, la geología se caracteriza, en la República Dominicana, por formaciones geológicas que son relativamente recientes: los terrenos más antiguos son del Cretáceo Inferior, y constituyen la estructura de las cadenas axiales de la isla. Comprenden formaciones metamórficas, que incluyen peridotitas serpentinizadas, anfibolitas y meta-volcánitas, atravesadas por intrusiones tonalíticas, dioríticas y formaciones volcánicas del Cretáceo Superior. El Cretáceo Superior es calcáreo y podría albergar potenciales reservorios geotérmicos. El Paleoceno es detrítico, mientras que el Eoceno es calcáreo y aflora en el corazón de anticlinales, pudiendo también albergar reservorios geotérmicos potenciales. El Mioceno es principalmente detrítico (flysch, molasas) y se acaba por formaciones de origen continental. El Plioceno es completamente continental y traduce la emersión de la isla. Varios episodios volcánicos aparecen en diferentes puntos de la isla durante el Cuaternario, como en las regiones de Yayas de Viajama, Constanza - Valle Nuevo, y San Juan.

De un punto de vista tectónico, se pueden distinguir dos fases principales de actividad: una fase compresiva en el Oligo-Plioceno, responsable de grandes pliegues meridianos a NO-SE, que caracterizan la isla y provocaron el alzamiento de la región, así como una fase Plio-Cuaternaria de desgarramiento dextro y de extensión, a lo largo del Graben Cul-de-Sac - Enriquillo, y de fracturación transversa.

A partir de los resultados de la campaña de campo realizada en Diciembre de 2016, cinco fuentes termales se destacan de las demás por los valores de temperaturas más altos de sus aguas estimados en profundidad, por valores de P_{CO_2} elevados (hasta 6.5 atm), por una mineralización de estas aguas más elevada y por un quimismo de tipo NaCl marcado. Estas fuentes son las de Guayabal, de Magueyal, de San Simón de Tamayo, de Vuelta Grande y de Canoa.

Las temperaturas estimadas en profundidad, utilizando geotermómetros químicos e isotópicos clásicos y auxiliares, así como trabajos de modelización geoquímica efectuados con el código numérico EQ3/6, son: $90 \pm 20^\circ C$ para el agua de Guayabal, $80 \pm 20^\circ C$ para las de Magueyal, San Simón y Vuelta Grande, y $75 \pm 20^\circ C$ para la de Canoa.

Si suponemos un fraccionamiento isotópico del boro entre agua y minerales como las ilitas, las smectitas o las moscovitas, los valores de $\delta^{11}\text{B}$ de estas aguas están en buen acuerdo con estas estimaciones de temperatura profunda. Estas temperaturas relativamente moderadas (baja entalpía) son las más altas de este estudio de reconocimiento de superficie e invalidan las hipótesis de los estudios anteriores de 1980 y 1984, sugiriendo la posibilidad de temperaturas mucho más altas para las aguas de estas fuentes (hasta 240°C).

En lo que se refiere a las zonas de recarga de estas aguas, los valores isotópicos de δD y de $\delta^{18}\text{O}$ indican la predominancia de agua de origen meteórico, con muchas veces valores isotópicos parecidos a los del agua de los ríos que pasan cerca de estas fuentes (arroyo Guayabal y río Yaqué del Sur, principalmente), lo que sugiere la existencia de una zona de recarga común entre estas fuentes y los ríos vecinos. Las principales zonas de recarga de agua de origen meteórica se sitúan muy probablemente en la Cordillera Central. Para la fuente de Canoa, la Sierra de Martín García podría ser igualmente una zona de recarga en agua. Sin embargo, las relaciones Br/Cl y Na/Cl , similares a las del agua de mar, dejan pensar que existe también una contribución de agua de mar residual en estas aguas termales (hasta 13%), que explicaría sus fuertes valores de concentraciones de Cl , Na y Br , y sus altas mineralizaciones. Para el agua de la fuente de Vuelta Grande, que no respecta las relaciones marinas Br/Cl y Na/Cl , y que indica la salinidad la más elevada ($\text{TDS} \approx 13 \text{ g/l}$), existen probablemente procesos de evaporación de agua de mar y/o de disolución de evaporitas. Los caudales de estas fuentes son aproximadamente 10 l/s para Guayabal, 5 l/s para Magueyal, muy bajo para San Simón, 0.45 l/s para Vuelta Grande y 6 l/s para Canoa.

La composición química e isotópica de las aguas en ciertos elementos trazas, y especialmente los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indican que, de estas cinco aguas, la de Guayabal es la única a estar en contacto con rocas volcánicas en el reservorio geotérmico. Todas las demás están en contacto con rocas sedimentarias (carbonatos marinos) de edad Terciaria. Estos resultados están en muy buen acuerdo con las observaciones geológicas efectuadas para cada fuente que, conociendo la estimación de temperatura profunda y el gradiente térmico, permiten más o menos de ver si la profundidad del reservorio corresponde a una realidad geológica. De este modo, el reservorio más superficial parece ser el de Guayabal, cuyo techo podría estar a unos 500 m de profundidad y la base a unos 2 000 m. La formación volcano-clástica Tireo del Cretácico Superior, que constituye este reservorio y cuya permeabilidad matricial es muy baja, puede ser permeable por efecto de la fracturación (permeabilidad de fractura). Para las demás fuentes, los reservorios geotérmicos carbonatados del Terciario, con buena permeabilidad, serían más profundos (a más de 1 500 m de profundidad, por lo menos).

Las emergencias de la mayoría de estas fuentes están asociadas con procesos de cabalgamientos ONO-ESE, que ponen en contacto anormal las formaciones geológicas y permiten la subida del agua termal hacia la superficie. La presencia de grandes pliegues y la existencia de desgarramientos vienen completar el contexto tectónico de estas áreas. La presencia de formaciones poco permeables (flysch, molasas, lutitas, etc.) puede servir de cap-rock del reservorio geotérmico.

Según los cálculos de saturación efectuados con el código numérico EQ3NR, en lo que se refiere a los minerales de tipo carbonato o sulfato, la mayoría de estas aguas termales indican, a su temperatura de emergencia, un estado de saturación con la baritina, y de sub-saturación con los demás sulfatos, con la excepción del agua de Vuelta Grande que está al equilibrio con el yeso. Muchas de estas aguas presentan también un estado de sub-saturación con carbonatos como la calcita, magnesita y siderita. Para los otros carbonatos como las dolomitas, la estroncianita y la witherita, el estado de equilibrio del agua es más variado, según las composiciones químicas de las aguas termales.

Podemos notar que el agua de Vuelta Grande, que se distingue de las otras aguas por su mineralización y su estado de equilibrio con el yeso, está también sobre-saturada con casi todos los carbonatos, aparte la siderita, y con la fluorita.

Las aguas termales de Guayabal, Magueyal, San Simón y Canoa están más bien sub-saturadas con la mayoría de los carbonatos. Como la solubilidad de la calcita disminuye con la temperatura, estos resultados están bastante bien en acuerdo con la existencia de valores de temperaturas profundas más elevados, si no ha habido precipitación de este mineral por desgasificación de CO₂ y en consecuencia, aumento del pH en solución, durante la subida del agua termal hacia la superficie.

Excepto la fuente de Guayabal, que no está muy lejos de aparatos volcánicos de edad estimada a 1 Ma, en curso de enfriamiento, y cuyos gases asociados (CO₂ principalmente) sugieren un origen magmático, que podrían causar un ligero aumento del gradiente geotérmico terrestre normal ($\approx 30^{\circ}\text{C}/\text{km}$) de esta zona, no parece que las otras fuentes puedan beneficiar de una fuente de calor que aumente este gradiente. Si en la zona de Magueyal, existen también aparatos volcánicos cercanos y el CO₂ asociado con la fuente tiene también un origen magmático, la edad de este volcanismo (más de 2 Ma) parece ser demasiado elevada para que pueda haber una modificación importante del gradiente térmico terrestre normal. Para la zona de San Simón, existe todavía CO₂ de origen magmático, pero los aparatos volcánicos ancianos están más lejos. En lo que se refiere a la zona de la fuente de Canoa, no existe actividad volcánica conocida, pero la presencia de CO₂ y H₂S de origen magmático podría ser debido a la existencia de un bolsón de magma relativamente superficial, como fue sugerido en el estudio del BRGM de 1980.

Para cada una de estas fuentes, considerando los datos obtenidos, se han elaborado, al final de este estudio, los modelos conceptuales del funcionamiento de los sistemas geotermiales correspondientes.

Las estimaciones de temperaturas en profundidad para las otras fuentes varían de $65 \pm 20^{\circ}\text{C}$ (Ranchería Alta, Galindo) a $35 \pm 10^{\circ}\text{C}$ (Tabacal - Banica, La Ret) y son, pues, menos interesantes para la geotermia, dado que en la mayoría de estas zonas, el gradiente térmico de temperatura debe de ser más o menos normal, lo que presupone profundidades relativamente importantes con temperaturas bastante bajas. Las aguas termales de La Surza La Jagua y de las Matas de Farfán, en la provincia de San Juan, que no habían sido muestreadas en los estudios anteriores, indican valores de estimaciones de temperaturas en profundidad bastante decepcionantes ($40 \pm 15^{\circ}\text{C}$).

Según los valores isotópicos de δD y $\delta^{18}\text{O}$, estas fuentes están principalmente alimentadas por aguas de origen meteórico. Como para las fuentes de Guayabal, de Magueyal o de San Simón, se puede observar que el agua de la fuente de los Bambuses tiene valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ similares a los del río Grande que pasa muy cerca de esta fuente, lo que sugiere que estas dos aguas comparten, parcialmente, un zona de recarga en común. Para las fuentes de Los Bambuses y de Pedro Santana (muestreada en 1980), las concentraciones relativamente elevadas de Na, Cl y Br (no medida para el agua de Pedro Santana, en 1980) parecen también tener un origen marino, ya que los valores de las relaciones Na/Cl y Br/Cl (únicamente para Los Bambuses) son similares a los del agua de mar. La contribución de agua de mar residual sería del orden de 5% para el agua de Los Bambuses y de 10% para la de Pedro Santana (muestreada en 1980). Los caudales de estas fuentes son relativamente bajos (≤ 2 l/s).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran que la mayoría de estas aguas están en contacto con reservorios geotérmicos carbonatados marinos, de edad Terciaria, con las excepciones de las aguas termales de Los Bambuses y de San José de las Matas, que indican interacciones con rocas volcánicas. Estos resultados siguen estando en acuerdo con las observaciones geológicas, sabiendo que la mayoría de las fuentes termales están en contexto sedimentario y que únicamente la fuente de Los Bambuses está en contexto volcánico y la fuente de San José de las Matas en contacto con tonalitas.

En la región del sureste de Constanza, considerada como prioritaria para la geotermia de alta temperatura en el estudio de ELECTROCONSULT de 1984, y donde se perforó el único sondeo de gradiente térmico, cuyo resultado fue bastante decepcionante, no se desprenden suficientes indicios como para afirmar que existe la presencia actual de un tal yacimiento geotérmico. Incluso podría tratarse de un yacimiento geotérmico de alta temperatura, pero fósil, como lo sugieren ciertos indicios...

En las zonas de cuencas sedimentarias como las de Enriquillo, Azua y San Juan, donde existen pozos de exploración de hidrocarburos (Sanjuan *et al.*, 2017), estamos en un contexto de geotermia de baja entalpía, dada la profundidad que se necesita para tener temperaturas aceptables ($\approx 30^\circ\text{C}/\text{km}$). Así, en el pozo Maleno DT-1 de la cuenca de Azua se encontraron varias llegadas de aguas entre 1 200 y 2 500 m, con valores de salinidad, entre 10 y 33 g/l, y de temperatura, entre 60 y 90°C. En el pozo Candelón 1 de la cuenca de San Juan, se midió una temperatura cerca de 103°C a una profundidad de 3 947 m y en el pozo de Charco Largo 1 de la cuenca de Enriquillo, una temperatura cerca de 110°C a 4 827 m de profundidad (Sanjuan *et al.*, 2017).

5. Bibliografía

- AQUATER (2000) - Estudio Hidrogeológico Nacional (EHN) de la República Dominicana - Fase I. Seis informes finales AQUATER-INDRHI del programa de desarrollo geológico-minero SYSMIN de la Unión Europea - Convención Lomé IV.
- Arnorsson S. (1983) - Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems. Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12 (2-3), 119-128.
- Arnorsson S., Sigurdsson S., Svavarsson H. (1982) - The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0 to 370 °C. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46, 1513-1532.
- Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. (1983a) - The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47, 547-566.
- Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. (1983b) - The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 47, 567-577.
- Benauges S. (1981) - Étude géochimique et isotopique et circulation des eaux de sources chaudes, sources froides et rivières aux abords du volcan de la Soufrière-Guadeloupe. *Thèse 3^e cycle, Université Paris VI*, 85 p.
- Boschetti T. (2013) - Oxygen isotope equilibrium in sulfate-water systems: A revision of geothermometric applications in low-enthalpy systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 92-100.
- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F., Otto J.B. (1982) - Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, v. 10, 516-519.
- Coplen T.B., Hopple J.A., Böhlke J.K., Peiser H.S., Rieder S.E., Krouse H.R., Rosman K.J.R., Ding T., Vocke Jr. R.D., Revesz K.M., Lamberty A., Taylor P., De Bièvre P. (2002) - Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 01-4222*, 98 p.
- Craig H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Deines P. and Gold D.P. (1973) - The isotopic composition of carbonatite and kimberlite and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1709-1733.
- ELC (1984) - Proyecto geotérmico Yayas - Constanza. Estudio de pre-factibilidad, exploración de superficie. *Informe final ELC-ELECTROCONSULT*, 62 p. + 12 anexos.
- EPTISA (2004) - Estudio Hidrogeológico Nacional (EHN) de la República Dominicana - Fase II. Diez informes finales EPTISA-INDRHI del programa SYSMIN de la Unión Europea.

- Fontes J.-Ch., Matray J.-M. (1993a) - Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin. Part 2: Saline solutions associated with oil fields. *Chem. Geol.*, 109, 177-200.
- Fontes J.-Ch., Matray J.-M. (1993b) - Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin. Part 1: Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.*, 109, 149-175.
- Fouillac C. et Michard G. (1981) - Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoir. *Geothermics* 10, p. 55-74.
- Fournier, R.O. (1977) - Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50.
- Fournier R.O. (1979) - A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geoth. Res. Council Trans.*, 3, p. 221-224.
- Fournier R.O. and Rowe J.J. (1966) - Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Amer. J. Sci.*, 264, p. 685- 697.
- Fournier R.O. and Truesdell A.H. (1973) - An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 1255-1275.
- Giggenbach W.F. (1987) - Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharge from White Island? *New Zealand Applied Geochemistry*, 2, 143-161.
- Giggenbach W.F. (1988) - Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, p. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F. (1991) - Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F., *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*, 119-144.
- Giggenbach W.F., Sano Y., Schmincke H.U. (1991) - CO₂-rich gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia. Variation on a common theme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, 311-323.
- Grünberger O. (1989) - Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté, massif du piton des neiges, Ile de la Réunion. *Thèse de doctorat Université Paris Sud - Paris XI*, 198 p. + annexes.
- Hildenbrand A., Marlin C., Conroy A., Gillot P.Y., Filly A., Massault M. (2005) - Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Journal of Hydrology*, 302 (1-4), 187-208.
- IAEA (1992) - Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *International Atomic Energy Agency Technical report series n° 331*, 782 p.
- lundt F. (1980) - Proyecto de investigación geotérmica de la isla Hispaniola. Estudio de reconocimiento geoquímico. *Informe final BRGM-OLADE*, 24 p + 2 anexos.
- Johnsson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. (1992) - SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C. *Computers and Geosciences*, vol. 18, Issue 7, 899-947.

- Kharaka Y-K., Lico M.S. et Law-Leroy M. (1982) - Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins. *AAPG Bulletin*. 66, 5, p. 588-595.
- Kharaka Y.K. and Mariner R.H. (1989) - Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: Naeser, N.D. and McCulloch, T.H. (eds), Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories. *Springer-Verlag*, New York, p. 99-117.
- Kusakabe M., Robinson B.W. (1977) - Oxygen and sulfur isotope equilibria in the system from 110 to 350°C and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 1033-1040.
- Kyser T.K. (1986) - Stable isotope variations in the mantle. In "Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes Rev. Mineral., vol. 16 (Eds J.W. Valley, H.P.J. Taylor and J.R. O'Neil), 141-164.
- Lloyd, R.M. (1968) - Oxygen isotope behavior in the sulfate-water system. *J. Geophys. Res.*, **73**, 6099-6110.
- Longinelli A., Craig H. (1967) - Oxygen 18 variations in sulfate ions in seawater and in saline lakes. *Science*, 156, 56-59.
- Marini, L., 1987. Geochemistry of North Ghoubbat - Asal region. *Report Geotermica Italiana srl - ISERST, April 1987*, 28 p.
- Marty B., Gunnlaugsson E., Jambon A., Oskarsson N., Ozima M., Pineau F., Torssander P. (1991) - Gas geochemistry of geothermal fluids, the Hengill area, southwest rift zone of Iceland. *Chemical Geology*, 91, 207-225.
- Marty B., Meynier V., Nicolini E., Griesshaber E. and Toutain J.P. (1993) - Geochemistry of gas emanations: a case study of Réunion Hot Spot, Indian Ocean. *Appl. Geochem.*, 8, 141-152.
- Mayhew L.E., Ellison E.T., McCollom T.M., Trainor T.P., Templeton A.S. (2013) - Hydrogen generation from low-temperature water-rock reactions. *Nature Geoscience*, vol. 6, 478-484.
- MEM (2015) - Proyecto de Base Nacional de Datos de Hidrocarburos de la República Dominicana (BNDH). *Segundo y tercer informe Schlumberger de avance*, 84 p. y 60 p.
- Mercado S., Nieva D. (1980) - Interpretación geoquímica de zonas de alteraciones hidrotermales de la República Dominicana. *Informe final OLADE*, 66 p.
- Michard G. (1979) - Géothermomètres chimiques. Bull. du BRGM (2^{ème} série), Section III, n°2, 183-189.
- Michard G. (1990) - Behaviour of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot waters from granitic areas. *Chem. Geol.*, 89, p. 117-134.
- Michard G., Fouillac C., Grimaud D., Denis J. (1981) - Une méthode globale d'estimation des températures des réservoirs alimentant les sources thermales. Exemple du Massif Central Français. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45, 1199-1207.
- Michard G., Roeckens E. (1983) - Modelling of the chemical composition of alkaline hot waters. *Geothermics*, 12, n°2/3, 161-169.

- Millot, R., Scaillet, B., Sanjuan, B., 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 74, 1852-1871.
- Millot R., Guerrot C., Innocent Ch., Négrel Ph., Sanjuan B., 2011 - Chemical, multi-isotopic (Li-B-Sr-U-H-O) and thermal characterization of Triassic formation waters from the Paris Basin. *Chemical Geology*, 283, 226-241.
- Mizutani Y. and Rafter T.A. (1969) - Oxygen isotopic composition of sulphates, 3. Oxygen isotopic fractionation in the bisulphate ion-water system. *N. Zealand J. Sci.*, 12, p. 54-59.
- Mollat H., Wagner B.M., Cepek P., Weiss W. (2004) - Mapa geológico de la República Dominicana al 1:250 000. *Informe final BGR*, 100 p.
- Mügler C., Jean-Baptiste P., Perez F., Charlou J.-L. (2016) - Modeling of hydrogen production by serpentinization in ultramafic-hosted hydrothermal systems: application to the Rainbow field. *Geofluids*, 16, 476-489.
- Muñoz S. (2004) - Cartografía geotemática en República Dominicana. *Documento SGN-MEPyD*, 9 p.
- Nicholson, K. (1993) - Geothermal fluids. Chemistry and Exploration Techniques. *Springer-Verlag Berlin, Heidelberg*, 260 p.
- Pedroni A., Hammerschmidt K. and Friedrichsen H. (1999) - He, Ne, Ar, and isotope systematics of geothermal emanations in the lesser Antilles Islands Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 63, n° 3/4, p. 515-532.
- Peiffer L., Wanner C., Spycher N., Sonnenthal E.L., Kennedy B.M., Iovenitti J. (2014) - Optimized multicomponent vs. classical geothermometry: Insights from modeling studies at the Dixie Valley geothermal area. *Geothermics*, 51, 154-169.
- Pilot J. (1974) - Les isotopes en Géologie (Méthodes et applications). Doin, Editeur, 174 p.
- Pineau F. and Javoy M. (1983) - Carbon isotopes and concentration in mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 239-257.
- Reed M.H. (1982) - Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases, and an aqueous phase. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46, 513-528.
- Reed M.H., Spycher N.F. (1984) - Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 48, 1479-1492.
- Rittenhouse G. (1967) - Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. *AAPG Bull.*, 51, 2430-2440.
- Sakai H. (1977) - Sulfate-water isotope thermometry applied to geothermal systems. *Geothermics*, 5, 67-74.

- Sanjuan B., Michard G. et Michard A. (1990) - Origine des substances dissoutes dans les eaux des sources thermales et des forages de la région Asal-Ghoubbet (République de Djibouti). *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 43, p. 333-352.
- Sanjuan B., Millot R., Asmundsson R., Brach M., Giroud N. (2014) - Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments. *Chemical Geology*, 389, 60-81.
- Sanjuan B., Millot R., Dezayes Ch. (2016) - Three new auxiliary chemical geothermometers for hot brines from geothermal reservoirs. *Goldschmidt 2016 Conference Abstract, June 26 - July 1, Yokohama, Japan*, 1 p.
- Sanjuan B., Bouchot V., Gal F., Vittecoq B., Muñoz S., Rodriguez J., Rodriguez Y. (2017) - Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - I. Estudio bibliográfico. *Informe final BRGM/RC-66921-FR*, 102 p., 43 fig., 1 tabl., 9 anexos.
- Seal R.R.I, Alpers C.N., Rye R.O. (2000) - Stable isotope systematics of sulfate minerals. In: *Alpers C.N., Jambor J.L., Nordstrom D.K. Eds, Sulfate minerals - Crystallography: Geochemistry and Environmental significance*, 541-602.
- SGN (2000) - Mapa geológico de la República Dominicana a escala 1:50 000. *Memoria asociada a la hoja de Viajama*, 122 p.
- Spycher N., Peiffer L., Sonnenthal E.L., Saldi G., Reed M.H., Kennedy B.M. (2014) - Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics*, 51, 113-123. DOI: DOI:10.1016/j.geothermics.2013.10.012.
- Tostevin R., Turchyn A. V., Farquhar J., Johnston D.T., Eldridge D.L. Bishop J. K.B. McIlvin M. (2014) - Multiple sulfur isotope constraints on the modern sulfur cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 14-21.
- Traineau H., Westercamp D. (1980) - Proyecto de investigación geotérmica de la isla Hispaniola. Estudio de reconocimiento geo-volcanológico. *Informe final BRGM-OLADE*, 40 p.
- Varet J. (1980) - Projet de recherche géothermique en République Dominicaine. Etude de reconnaissance, synthèse et recommandations. *Rapport final BRGM-OLADE*, 26 p. + 1 anexo.
- Vespucci (1986) - Petrology and geochemistry of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. *Ph.D. Thesis, Georges Washington University, Washington D.C.*, 223 p.
- White D.E. (1970) - Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. *Geothermics, Special Issue 2 on U.N. Symposium on the development and utilization of geothermal resources, Pisa, Italy*, vol. 1, section V, 58-80.
- Williams L.B., Hervig R.L., Holloway J.R., Hutcheon I. (2001a) Boron isotope geochemistry during diagenesis. Part I. Experimental determination of fractionation during illitization of smectite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, n°11, 1769-1782.
- Williams L.B., Hervig R.L., Hutcheon I. (2001b) Boron isotope geochemistry during diagenesis. Part II. Applications to organic-rich sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, n°11, 1783-1794.

- Wolery T.J. (1995) - EQ3NR, A Computer Program for Geochemical Aqueous Speciation-Solubility Calculations: Theoretical Manual, User's Guide, and Related Documentation (version 7.0), 246 p.
- Wolery T.J. and Daveler S.A. (1995) - EQ6, A Computer Program for Reaction Path Modeling of Aqueous Geochemical Systems: Theoretical Manual, User's Guide, and Related Documentation (version 7.0), 338 p.
- Zeebe E.E. (2010) - A new value for the stable oxygen isotope fractionation between dissolved sulfate ion and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 818-828.
- Zheng Y.F. (1999) - Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33, 109-126.
- Zhang W., Du J., Zhou X., Wang F. (2016) - Mantle volatiles in spring gases in the Basin and Range Province on the west of Beijing, China: Constraints from helium and carbon isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 45-52.

Anexo 1

Programa técnico de la campaña de reconocimiento de campo del 4 al 16 de Diciembre de 2016, realizado por el equipo mixto BRGM-SGN



**AGENDA PROYECTO INVESTIGACION DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO DE LA REPÚBLICA DOMINICANA,
BRGM-SGN-MEM, DEL 04 AL 16 DE DICIEMBRE 2016**

Domingo 4	Lunes 5	Martes 6	Miércoles 7	Jueves 8	Viernes 9	Sábado 10
7:35 p.m. es la llegada de los Dres. : Bernard Sanjuan, Vincent Bouchot y Frederick Gal, a Santo Domingo-República Dominicana.	9:00 a.m. : reunión en el MINISTERIO DE ENERGIA Y MINAS (MEM)-Vice Ministerio de Energía, con los Señores: Ernesto Vilalta Oscar de la Maza y Santiago Muñoz.	8:00 a.m. : inicio de los trabajos de muestreos de aguas y rocas en la zona del manantial La Tina de Guayabal (ver tabla adjunta).	8:00 a.m. : recuperación de los vehículos y continuación de los trabajos de muestreos de aguas y rocas en las zonas de Yayas y Magueyal (ver tabla adjunta).	8:00 a.m. : continuación de los trabajos de muestreos de aguas y rocas en las zonas de San Simon de Tamayo y de Vuelta Grande (ver tabla adjunta).	8:00 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en la zona de La Surza La Jagua (ver tabla adjunta).	7:00 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en las zonas de Las Matas de Farfán, Pedro Santana y Banica (ver tabla adjunta).
	11:45 a.m. : llegada a Santo Domingo del Dr. Benoit Vittecoq.				6:00 a.m., marcha de B. Vittecoq	
	1:00 a 2:30 pm Hora de Almuerzo					
	2:30 p.m. : reunión de trabajo, oficina Servicio Geológico Nacional (SGN) 4:00 p.m. : salida al campo para Padre Las Casas.	3:00 p.m. : los 2 vehículos se tuvieron que quedar en el campo dado la lluvia que había caído y el barro muy resbaladizo de la pista. Regreso a Padre Las Casas.	6:00 p.m. : regreso a Padre Las Casas.	8:00 p.m. : llegada a San Juan.	2:00 p.m. : estudio de la zona volcánica de la zona de San Juan. 6:00 p.m. : regreso a San Juan.	8:00 p.m. : regreso a San Juan.

Domingo 11	Lunes 12	Martes 13	Miércoles 14	Jueves 15	Viernes 16
7:00 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en las zonas de Canoa y Guanarate (ver tabla adjunta).	7:00 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en la zona de Azua : Ranchería Arriba y Baja, Galindo y pozo petrolífero de Maleno (ver tabla adjunta).	8:00 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en la zona de Constanza (ver tabla adjunta). Se necesitó el día para el muestreo del manantial Los Bambuses (ver tabla adjunta).	8:00 a.m. : estudio del volcanismo de Valle Nuevo. El antiguo pozo de gradiente geotérmico de 1986 fue encontrado y localizado en esa zona.	8:30 a.m. : trabajos de muestreos de aguas y rocas en la zona de San José de Las Matas (ver tabla adjunta).	9:00 a.m. : acondicionamiento de la muestras de aguas y de rocas en el SGN para envío a los laboratorios del BRGM en Francia. 10:30 a.m. : reunión con Santiago Muñoz y el servicio de comunicación del MEM. 12:00 a.m. : envío de las muestras a Francia por FEDEX.
	2:00 p.m. : marcha de Anete y llegada de Yenny del SGN.			3:30 p.m. : marcha para Santo Domingo.	4:30 p.m. : reunión en la embajada de Francia
6:00 p.m. : llegada a Azua.	6:00 p.m. : llegada a Constanza.	6:00 p.m. : regreso a Constanza.	8:00 p.m. : llegada a San José de las Matas.	7:00 p.m. : llegada a Santo Domingo.	8:00 p.m. : regreso a Francia en vuelo de Air Europa.

Anexo 2

Resultados de los análisis químicos e isotópicos relativos a las aguas termales y los gases libres asociados de la Republica Dominicana estudiados por el BRGM en 1980 (IUNDT, 1980) y ELECTROCONSULT en 1984 (ELC, 1984)

Evaluación del potencial geotérmico de la República Dominicana - II. Estudio de campo e interpretación de los datos

Nombre del punto de agua	Número	Fecha del análisis	Latitud	Longitud	Coor Utm X	Coor Utm Y	Caudal l/mn	T °C	Conductividad µS/cm	pH	Na mg/l	K mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	HCO ₃ mg/l	SO ₄ mg/l	SiO ₂ mg/l	TDS mg/l	NH ₄ mg/l	Li µg/l	B µg/l	BI %	
San José Las Matas (M)	54	24/10/1979	70°54'W	19°15'N	300297	2129582	6	35.0	615	7.36	86.2	1.6	52.1	1.9	46.1	78.7	207	45.8	474				-5.35	
La Surza (M)	55	24/10/1979					30	32.5	663	9.38	105	0.12	38.5	0.15	186	253	50.9	29.1	477				-46.63	
Canoa (M)	56	27/10/1979			270860	2032223	360	42.0	5360	6.58	989	46.9	240	81.9	1718	635	531	46.6	2574	390	2590		-10.39	
Magueyales (M)	57	27/10/1979	71°10'W	18°35'N	271353	2056103	120	39.0	7420	6.34	1489	106	331	127	2734	1251	150	30.0	3491	1460	5371		-6.22	
Padre Las Casas (M)	58	28/10/1979			311598	2077097	480	34.5	5750	6.19	1199	242	272	28.0	1925	1165	198	26.5	3137	1520	4480		-4.03	
Galindo (M)	59	29/10/1979	70°57'W	18°24'N	294006	2035548	72	35.0	1190	7.02	156	11.3	77.0	35.0	226	390	85.5	34.7	789	150	90		-5.21	
Ranchería alta (M)	60	29/10/1979	70°55'W	18°22'N	297490	2031820	120	42.0	1320	6.88	179	14.5	79.0	34.0	267	373	84.5	37.7	801	170	146		-3.54	
Ranchería baja (M)	61	29/10/1979	70°55'W	18°22'N	297490	2031820	72	35.0	1350	7.22	185	15.6	85.0	36.0	278	400	88.4	34.7	845	170	221		-3.61	
Vuelta Grande (M)	64	08/11/1979					27	32.0	5570	6.68	890	66.1	345	125	1679	555	796	65.0	2846	620	3070		-7.16	
Boca Cachón (M)	65	09/11/1979	71°50'W	18°33'N	200902	2053391	54	22.0	666	6.98	47.8	0.31	72.1	21.9	121	322	20.2	15.0	499				-19.54	
Pedro Santana (M)	66	10/11/1979	71°02'W	18°32'N	285366	2050404	30	26.0	5350	6.96	929	27.0	246	76.1	1889	472	314	29.1	2095	340	1261		-12.34	
Magueyales (M)	Y1	1984			289052	2055326	39	7900	6.50	1471	97.8	341	30.4	2659	732	86.5	28.8	2795	7.22	1318	6480		-2.52	
Oeste de Yayas (M)	Y2	1984			292034	2055691	26	1700	7.00	182	8.21	162	49.8	266	311	269	18.6	1001	0.18	430	11.01			
Manantial (M)	Y3	1984			294201	2056592	27	2200	6.50	276	27.0	136	29.2	461	421	52.8	22.8	967	1.08	278	1620	4.61		
Drenaje superficial (D)	Y4	1984			294178	2057064	25	350	6.00	17.0	1.96	401	6.7	25.2	171	10.1	16.8	624	0.36				-7.24	
San Simón (M)	Y5	1984			289246	2048313	45	6000	6.00	1012	70.4	240	89.9	1773	421	768	60	2666	3.79	694	3450	0.83		
Manantial (M)	Y6	1984			277384	2045653	41	5600	6.00	1012	50.8	70.1	69.3	1666	433	231	42	1910	6.31	347	2160	7.36		
Drenaje superficial (D)	Y7	1984			295788	2058223	25	510	6.20	25.3	1.56	102	14.6	19.9	293	23.5	16.2	476	0.18				220	0.00
Drenaje superficial (D)	Y8	1984			297526	2059059	25	850	6.20	71.3	1.56	80.2	23.1	142	323	12.5	25.2	537	0.36				200	6.09
Drenaje superficial (D)	Y9	1984			290297	2056528	25	530	6.40	25.3	2.35	240	8.51	28.4	317	20.7	10.2	626	0.18				1190	-9.11
Magueyales (M)	Y10	1984			289375	2057300	27	3100	6.50	506	6.26	66.1	134	160	488	1489	13.2	2702	1.26					3.90
Drenaje superficial (D)	Y11	1984			301258	2058287	23	480	6.60	36.8	2.35	60.1	8.51	14.5	299	20.7	19.8	447	0.36				270	-1.05
Drenaje superficial (D)	Y12	1984			298405	2082584	23	390	6.60	14.5	0.78	54.1	7.90	13.8	244	3.36	22.2	350	0.18				2920	-3.42
Drenaje superficial (D)	Y13	1984			300615	2081968	23	480	6.75	36.8	0.78	361	15.8	29.4	287	10.6	16.8	729	0.18				320	-2.11
Manantial (M)	Y14	1984			285535	2049986	35	5800	6.75	874	70.4	78.2	122	1595	421	624	66	2262	1.80	555	6370	4.64		
Drenaje superficial (D)	Y15	1984			306621	2073603		470	7.00	9.9	1.17	132	7.29	9.22	299	4.32	19.8	474	0.36					-5.28
Guayabal (M)	Y16	1984			311597	2077185		7200	7.20	1402	278	40.1	17.0	2163	732	226	28.2	2725	1.26	1596				-1.69
Drenaje superficial (D)	C1	1984			323631	2084306	14	230	6.25	6.44	0.78	38.1	2.43	5.67	134	4.32	9	195	0.18					2.42
Drenaje superficial (D)	C2	1984			323631	2084306	14	220	6.25	6.21	0.78	20.0	2.43	5.67	128	3.84	10.8	172	0.18					2.53
Drenaje superficial (D)	C3	1984			322945	2084607	12	130	6.40	4.14	1.96	14.0	2.43	5.32	79.3	0.96	31.2	134	1.26					2.02
Manantial (M)	C4	1984			321143	2083213	13	140	6.50	2.76	1.56	3.61	3.65	4.25	73.2	0.96	25.8	112	1.26					-8.56
Manantial (M)	C5	1984			320864	2084693	15	50	6.80	2.90	0.39	13.2	1.22	4.96	15.3	0.96	12	45	1.44					13.64
Drenaje superficial (D)	C6	1984			326634	2081303	11	100	6.60	2.53	0.39	24.0	0.97	3.55	49.4	0.48	3	81	0.18					-5.59
Drenaje superficial (D)	C7	1984			32657	2078257	20	150	6.50	2.99	0.39	14.4	1.82	3.55	85.4	1.44	6	112	0.18					-1.98
Manantial (M)	C8	1984			317024	2084092	15	120	6.60	7.13	0.39	18.4	0.61	4.61	51.3	0.48	9	87	0.18					11.54
Manantial (M)	C9	1984			323031	2095740	25	230	6.60	32.2	0.39	5.01	0.97	9.22	73.2	37.0	24	173	0.18					8.17
Manantial (M)	C10	1984			306641	2093058	21	300	7.00	57.5	0.39	74.1	0.12	4.96	73.2	15.9	66	287	0.36					-4.90
Manantial (M)	C11	1984			306578	2092007	23	640	7.00	43.7	0.39	381	17.0	103	262	10.6	28.8	704	0.18				220	-5.54
Manantial (M)	C12	1984			306814	2090720	23	3800	6.50	552	7.82	54.1	19.4	1099.04	214	413	19.2	1279	0.54	139				3.98
Manantial (M)	C13	1984			313271	2090527	20	430	6.50	17.5	0.39	50.1	14.6	39.0	207	6.72	18	316	0.18				1730	0.86
Manantial (M)	C14	1984			312069	2092458	20	390	6.20	7.13	0.39	50.1	18.2	8.15	262	0.96	22.2	361	0.36					-4.72

Resultados de los análisis químicos de la aguas termales.

Nombre del punto de agua	Número	Fecha del análisis	T °C	Conductividad µS/cm	pH	δD ‰	δ ¹⁸ O ‰	³ H	δ ³⁴ S _{SO4} ‰	δ ³⁴ S _{H2S} ‰	δ ¹³ C _{CO2} ‰	δ ¹³ C _{HCO3} ‰
San José Las Matas (M)	54	24/10/1979	35.0	615	7.36	-13.3	-3.2	12				
La Surza (M)	55	24/10/1979	32.5	663	9.38							
Canoa (M)	56	27/10/1979	42.0	5360	6.58	-29.6	-4.8	6	16.1	2.0	-6.9	2.7
Magueyales (M)	57	27/10/1979	39.0	7420	6.34	-19.7	-2.9	6			-7.6	-1.3
Padre Las Casas (M)	58	28/10/1979	34.5	5750	6.19	-24.6	-4.0	5			-7.4	1.7
Galindo (M)	59	29/10/1979	35.0	1190	7.02	-36.6	-6.2	3				
Ranchería alta (M)	60	29/10/1979	42.0	1320	6.88	-35.9	-5.9	7				
Ranchería baja (M)	61	29/10/1979	35.0	1350	7.22	-36.1	-6.0	3				
Vuelta Grande (M)	64	08/11/1979	32.0	5570	6.68	-17.9	-3.1	3		-3.0		
Boca Cachón (M)	65	09/11/1979	22.0	666	6.98	-15.1	-3.6	2			-12.9	-4.8
Pedro Santana (M)	66	10/11/1979	26.0	5350	6.96	-12.2	-2.8	2	38.0	13.2		

Resultados de los análisis isotópicos de la aguas termales.

Nombre de la fuente	Numero	Fecha del análisis	CO ₂ %	N ₂ %	O ₂ %	Ar %	H ₂ S %	CH ₄ %	C ₂ H ₆ ppm
Magueyales (M)	57	27/10/1979	92.7	4.2	0.1	0.1	2.8	0.7	182
Ranchería alta (M)	60	29/10/1979	6.1	92.4	0.2	1.1		0.3	9.0

Resultados de los análisis químicos de los gases asociados a las aguas termales.



Centro científico y técnico
Dirección de los Geo-Recursos - Departamento de Geoterminia
3, Avenue Claude-Guillemain
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34
www.brgm.fr