

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ZONIFICACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO EN LA
CUENCA ORIENTE A PARTIR DE TEMPERATURAS DE FONDO
DE POZOS**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO
OPCIÓN: ARTÍCULO ACADÉMICO**

CARMEN ELENA ANGULO ROMERO

elenaar405@gmail.com

DIRECTOR: ING. BERNARDO BEATE

bbeate49@gmail.com

Quito, Diciembre 2020

DECLARACIÓN

Yo, Carmen Elena Angulo Romero, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

CARMEN ELENA ANGULO ROMERO

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Carmen Elena Angulo Romero, bajo mi supervisión.

Ing. Bernardo Beate
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A Dios por darme la oportunidad de vivir cada día y llenarme de bendiciones todos los días. A mis padres por todo su amor y apoyo incondicional que me han permitido lograr y cumplir cada uno de mis sueños, sin ellos esto no sería posible.

A mis hermanos queridos, gracias por estar a mi lado, por alentarme todos los días, por abrazarme cuando lo necesitaba, por su camaradería y su apoyo incondicional.

A mi abuelito “Pelo de Plata” y mis abuelitos que ahora están en el cielo, les agradezco por haberme enseñado a ser una buena persona y mimarme cuando lo necesitaba.

Al ingeniero Bernardo Beate, por todo su apoyo y enseñanzas durante toda mi carrera y en especial durante la realización de este trabajo, siento que su ayuda ha sido valiosa para mí, gracias a él he aprendido demasiado sobre Geología.

A a todos los profesores de la Facultad de Ingeniería Geológica de la Escuela Politécnica Nacional por todos los conocimientos impartidos y por enseñarnos lo bonito de esta carrera.

Al ingeniero Cesar Andrade y el equipo de profesionales del BIPE (Banco de Información Petrolera del Ecuador), que me permitieron acceder a la base de datos y obtener toda la información para el desarrollo de este trabajo.

A mis compañeros, por su camaradería y anécdotas compartidas, sin ellos no hubiera logrado sobrevivir en la Politécnica.

A mi querido Luis Miguel, por todo el amor y el apoyo incondicional, gracias por hacerme una buena persona y por acompañarme siempre en todo momento.

DEDICATORIA

A mis padres y hermanos por todo su amor
y apoyo incondicional durante todos los días
de mi corta vida.

A mi querido Luis Miguel,
por ser el amor de mi vida, mi fortaleza,
y la persona más importante de mis días.

A mi familia, amigos y seres queridos.

Elena.

CONTENIDO

| | |
|---|------|
| DECLARACIÓN | II |
| CERTIFICACIÓN | III |
| AGRADECIMIENTOS..... | IV |
| DEDICATORIA..... | V |
| CONTENIDO | VI |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | IX |
| ÍNDICE DE TABLAS..... | XI |
| RESUMEN..... | XIII |
| ABSTRACT..... | XV |
| INTRODUCCIÓN | XVII |
| PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN | XIX |
| OBJETIVOS | XIX |
| OBJETIVO GENERAL: | XIX |
| OBJETIVOS ESPECÍFICOS: | XX |
| CAPÍTULO 1: MARCO REFERENCIAL | 1 |
| 1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO..... | 1 |
| 1.1.1 Estratigrafía y antecedentes geológicos de la Cuenca Oriente..... | 2 |
| 1.1.2 Análisis estructural y dominios tectónicos en la Cuenca Oriente | 8 |
| 1.2.1.1 Dominio Occidental: Cinturón plegado Subandino (SFTB)..... | 8 |
| 1.2.1.2 Dominio Central: Corredor Sacha- Shushufindi (SSC)..... | 9 |
| 1.2.1.3 Dominio Oriental: Sistema Invertido Capirón-Tiputini (CTIS)..... | 10 |
| 1.2 GENERALIDADES SOBRE LA GEOTERMIA..... | 10 |
| 1.3 SISTEMAS GEOTÉRMICOS..... | 12 |
| 1.3.1 Clasificación de los sistemas geotérmicos..... | 13 |
| 1.3.1.1 Plays geotérmicos dominados por convección..... | 15 |
| 1.3.1.2 Plays geotérmicos dominados por conducción..... | 16 |
| 1.3.1.2.1. Plays geotérmicos Ígneos - tipo Basamento..... | 17 |

| | |
|--|----|
| 1.3.1.2.2. Plays geotérmicos no magmáticos - cuencas intracratónicas y cinturones orogénicos | 18 |
| 1.4 EXTRACCIÓN Y UTILIZACIÓN DE ENERGÍA GEOTÉRMICA EN CAMPOS PETROLEROS..... | 22 |
| 1.4.1 Métodos de extracción de recursos geotérmicos en campos petroleros .. | 23 |
| 1.4.1.1 Extracción geotérmica por agua producida en pozos productores ... | 23 |
| 1.4.1.2 Extracción geotérmica por fluido de trabajo inyectado en pozos abandonados..... | 24 |
| 1.4.2 Métodos de utilización de recursos geotérmicos en campos petroleros... | 25 |
| 1.4.2.1 Uso directo geotérmico..... | 25 |
| 1.4.2.2 Generación de energía geotermoeléctrica | 26 |
| CAPÍTULO 2: ASPECTOS METODOLÓGICOS..... | 28 |
| 2.1 FUENTES DE INFORMACIÓN..... | 28 |
| 2.2 MÉTODO APLICADO PARA CORREGIR LAS TEMPERATURAS DE FONDO DE POZOS | 28 |
| 2.2.1 Corrección de Willett y Chapman..... | 29 |
| 2.3 ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO APARENTE | 30 |
| 2.4 MODELO DE PREDICCIÓN ESPACIAL | 31 |
| 2.4.1 Interpolador Kriging | 32 |
| 2.5 TRATAMIENTO DE DATOS..... | 32 |
| CAPÍTULO 3: RESULTADOS..... | 34 |
| 3.1 MODELO DE TEMPERATURA MEDIA ANUAL SUPERFICIAL..... | 34 |
| 3.2 MODELO DE GRADIENTE GEOTÉRMICO APARENTE (GGA)..... | 36 |
| 3.2.1 Corrección de Willett y Chapman empleada a las temperaturas de fondo de pozo – BHT..... | 36 |
| 3.2.2 Estimación del Gradiente Geotérmico Aparente (GGA) | 38 |
| 3.3 MODELO DE PREDICCIÓN ESPACIAL | 44 |
| 3.3.1 Análisis Exploratorio..... | 45 |
| 3.3.1.1 Medidas Descriptivas..... | 45 |
| 3.3.1.2 Análisis Gráfico..... | 46 |
| 3.3.1.3 Eliminación de Atípicos | 47 |
| 3.3.2 Transformación de los Datos | 48 |
| 3.3.3 Análisis Estructural..... | 50 |

| | | |
|--|--|----|
| 3.3.3.1 | Variograma Experimental..... | 51 |
| 3.3.3.2 | Anisotropía..... | 52 |
| 3.3.3.3 | Variograma Teórico..... | 53 |
| 3.3.3.4 | Validación Cruzada..... | 55 |
| 3.4 | INTERPOLACIÓN KRIGING..... | 56 |
| CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN | | 59 |
| 4.1 | ANÁLISIS DE RESULTADOS..... | 59 |
| 4.2 | MODELO GEOLÓGICO HIPOTÉTICO DEL SISTEMA GEOTÉRMICO EN LA CUENCA ORIENTE | 62 |
| 4.2.1 | Basamento y fuente de calor del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente 62 | |
| 4.2.2 | Reservorios principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente.... | 64 |
| | Areniscas de la Formación Hollín (Aptiano-Albiano)..... | 64 |
| | Areniscas de la Formación Napo (Albiano Medio-Campaniano) | 64 |
| 4.2.3 | Sellos principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente..... | 65 |
| 4.2.4 | Características de los fluidos en la Cuenca Oriente..... | 66 |
| 4.2.5 | Trampas y fallas principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente 68 | |
| 4.2.6 | Anomalías de Temperatura en la Cuenca Orente | 69 |
| | Anomalías Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo..... | 69 |
| | Anomalías Cowi e ITT | 71 |
| 4.3 | POSIBLE APROVECHAMIENTO GEOTÉRMICO EN LA CUENCA ORIENTE 72 | |
| CAPITULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES | | 76 |
| 5.1 | CONCLUSIONES | 76 |
| 5.2 | RECOMENDACIONES | 78 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | | 80 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 Ubicación del área de estudio incluyendo los datos de Bottom Hole Temperatures (BHT) disponibles, así como también los principales campos petrolíferos y los dominios tectónicos. Modificado de Baby et al. (2004)..... | 1 |
| Figura 1.2 Columna estratigráfica simplificada de la cuenca Oriente. Modificado de Gutiérrez et al. (2019) y Romero (2018)..... | 4 |
| Figura 1.3 Formaciones, miembros y ciclos sedimentarios del Cretácico de la Cuenca Oriente, y sus relaciones con la curva eustática de Haq et al. (1987). Modificado de Barragán et al. (2004)..... | 5 |
| Figura 1.4 Secciones transversales estructurales en todo el sistema de la cuenca Oriente. En las secciones se diferencian los tres dominios tectónicos (SFTB, SSC y CTIS). Modificado de Baby et al. (2013)..... | 9 |
| Figura 1.5 Vista esquemática de un sistema geotérmico ideal. Tomado de ESMAD (2012)..... | 12 |
| Figura 1.6 Campos geotérmicos instalados en todo el mundo en función de los límites activos de las placas tectónicas. Modificado de Moeck (2014)..... | 14 |
| Figura 1.7 Sección transversal esquemática de una cuenca sedimentaria intracratónica y varios tipos de plays geotérmicos a diferentes rangos de profundidad y temperatura. La temperatura es un promedio asumiendo un gradiente geotérmico de 32 °C/km. A: Plays geotérmicos por encima de 3 km de profundidad con temperatura adecuada para calefacción urbana, B: Plays geotérmicos profundos por debajo de 3 km de profundidad adecuados para calefacción y electricidad, C: Plays geotérmicos muy profundos por debajo de 4 km de profundidad como sistemas HDR potenciales. Modificado de Moeck (2014)..... | 19 |
| Figura 1.8 Tipos de plays geotérmicos en cinturones orogénicos y las cuencas adyacentes de antepaís. Líneas rojas: distribución esquemática de isotermas. Líneas azules: flujo de agua resultan de la advección de calor y el gradiente hidráulica controlada por la topografía. Modificado de Moeck (2014)..... | 20 |
| Figura 1.9 Esquema del flujo de fluido producido para la extracción geotérmica de pozos productores. Modificado de Wang et al. (2018)..... | 23 |
| Figura 1.10 Esquema de un intercambiador de calor de tubo en U y de un intercambiador de calor de doble tubo en un pozo abandonado. Modificado de Wang et al. (2018)..... | 24 |
| Figura 3.1 Temperatura Media Anual Superficial vs. Elevación..... | 34 |
| Figura 3.2 Histograma de frecuencias para la Temperatura Media Anual Superficial..... | 34 |
| Figura 3.3 Mapa de Temperatura media anual superficial para la cuenca Oriente con base en los datos obtenidos en los registros petroleros disponibles en el BIPE..... | 35 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.4 Variación de BHT corregidas con la ecuación de Willett y Chapman (1987) con la profundidad..... | 34 |
| Figura 3.5 Variación de la temperatura en función de la profundidad, en pozos individuales. Se evidencia la variación vertical del gradiente termal. Obsérvese el incremento de la temperatura corregida (naranja) frente a la temperatura medida (azul)..... | 37 |
| Figura 3.6 Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para BHT corregidos usando el método de Willett y Chapman (1987)..... | 46 |
| Figura 3.7 Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA..... | 47 |
| Figura 3.8 Relación temperatura – gradiente geotérmico en función de la profundidad para litologías en cuencas sedimentarias. Tomado de Morgan y Scott, (2014)..... | 48 |
| Figura 3.9 Histograma y diagrama Cuantil – Cuantil para BHT corregidas por el método de Willett y Chapman (1987) y transformadas a una distribución log normal..... | 49 |
| Figura 3.10 Histograma y diagrama Cuantil – Cuantil para GGA transformadas a una distribución log normal..... | 50 |
| Figura 3.11 Variograma agrupado y nube variográfica experimental para BHT. Valor de la varianza relativa 63.1, representado por la línea azul entrecortada..... | 52 |
| Figura 3.12 Variograma agrupado y nube variográfica experimental para el GGA. Valor de la varianza relativa 12.01, representado por la línea azul entrecortada..... | 52 |
| Figura 3.13 A. Variogramas experimentales direccionales para los BHT corregido mediante el método de Willett y Chapman (1987) y B. Variogramas experimentales direccionales para los GGA. Valor de la varianza relativa (63.1 para los BHT y 12.01 para los GGA), representado por la línea azul entrecortada..... | 53 |
| Figura 3.14 Variogramas teóricos para BHT transformados a una distribución log normal. A: modelo estable, B: modelo exponencial, C: modelo esférico y D: modelo gaussiano..... | 54 |
| Figura 3.15 Variogramas teóricos para GGA transformados a una distribución log normal. A: modelo estable, B: modelo exponencial, C: modelo esférico y D: modelo gaussiano..... | 55 |
| Figura 3.16 Modelo 2D para las BHT corregidas por el método de Willett y Chapman (1987)..... | 57 |
| Figura 3.17 Modelo 2D para el Gradiente Geotérmico Aparente (GGA) calculado a partir de la Temperatura Media Anual Superficial en la cuenca Oriente..... | 58 |

| | |
|---|----|
| Figura 4.1 Variación del gradiente geotérmico con la profundidad con gradientes geotérmicos anómalos por encima de 40 °C/km. Se registra una tendencia clara a reducir la magnitud del gradiente con la profundidad. Es decir que los gradientes anómalos se encuentran con mayor frecuencia a menores profundidades. P: Pungarayacu, C: Cawi, BS: Bermejo Sur, ER: El Rayo, F: Fanny..... | 61 |
| Figura 4.2 Resumen de los gradientes geotérmicos aparentes estimados para cuencas sedimentarias de Colombia. Tomado de Alfaro et al., (2009)..... | 62 |
| Figura 4.3 Sección estratigráfica Cretácica en la parte nororiental de la cuenca Oriente. Las flechas representan el movimiento del agua hacia el este y hacia arriba en areniscas más jóvenes. Modificado de Smith (1989)..... | 67 |
| Figura 4.4 Sistema de fallas y distribución de campos petroleros de la cuenca Oriente. Modificado de Xie et al. (2010)..... | 68 |
| Figura 4.5 Vista esquemática del sistema geotérmico hipotético en la Cuenca Oriente. Flechas azules: representan la zona de recarga principal y el flujo de las aguas subterráneas en el reservorio principal, los perfiles de temperatura están representados por las líneas rojas. Ver Figura 1.1 para ubicación de los cortes..... | 70 |
| Figura 4.6 Sistemas de falla de empuje en la parte orietal de la cuenca Oriente. Tomado de Lin et al. (2015)..... | 72 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|------|
| Tabla 1 Áreas geotérmicas con perspectivas de desarrollo eléctrico en Ecuador. Tomado de Bona y Coviello, (2016)..... | XVII |
| Tabla 1.1 Sistemas geotérmicos agrupados por tipos de plays. Modificado de Moeck (2014)..... | 14 |
| Tabla 1.2 Esquema de plays geotérmico dominados por convección basados en los controles geológicos de la actividad ígnea como magmatismo (tipo volcánico con localidad tipo en Java, Indonesia), plutonismo reciente (tipo de intrusión con localidad tipo en Larderello Italia en la periferia de la orogenia Alpina), y ausente actividad ígnea pero extensión activa significativa (tipo de dominio extensional con localidad tipo en Basin and Range, oeste de EE.UU.) Modificado de Moeck (2014)..... | 16 |
| Tabla 1.3 Esquema de los plays geotérmicos dominados por conducción, van desde las cuencas intracratónicas hasta las cuencas de antepaís de cinturones orogénicos con sus foredeep característicos del basamento (ígneos o metamórficos). Los controles geológicos en plays dominados por conducción son lito o biofacies de rocas sedimentarias y fallas y fracturas. Por lo general, estos tipos de plays carecen de fallas activas y sismicidad. Modificado de Moeck (2014)..... | 17 |
| Tabla 1.4 Resumen de proyectos que emplean la geotermia como uso directo de energía en yacimientos petrolíferos. Modificado de Wang et al. (2018)..... | 26 |
| Tabla 3.1 Medidas descriptivas de la Temperatura Media Anual Supeficial en la cuenca Oriente..... | 34 |
| Tabla 3.2 BHT corregida usando la ecuación de Willett y Chapman (1987)..... | 36 |

| | |
|---|----|
| Tabla 3.3 Gradiente geotérmico aparente (GGA) estimado con las Temperaturas de fondo de pozo (BHT) corregidas y Temperaturas medias anuales superficiales, descritas para cada Bloque petrolero y cada Campo que lo conforman..... | 38 |
| Tabla 3.4 Detalles de los 10 campos petrolíferos con el gradiente geotérmico más alto calculado en la cuenca Oriente..... | 44 |
| Tabla 3.5 Medidas descriptivas para las BHT sin corrección y corregidas y GGA..... | 45 |
| Tabla 3.6 Parámetros de los variogramas experimentales..... | 51 |
| Tabla 3.7 Parámetros de los modelos de los variogramas teóricos para BHT..... | 54 |
| Tabla 3.8 Parámetros de los modelos de los variogramas teóricos para GGA..... | 55 |
| Tabla 3.9 Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de las BHT..... | 56 |
| Tabla 4.1 Temperaturas de fondo, profundidades, gradiente geotérmico y topes estratigráficos de las zonas anómalas en la Cuenca Oriente..... | 71 |
| Tabla 4.2 Proyectos de generación de energía geotermoeléctrica en campos petroleros implementados notablemente. Modificado de Wang et al. (2018)..... | 74 |
| Tabla 4.3 Factibilidad de uso de recursos geotérmicos en la Cuenca Oriente..... | 75 |

RESUMEN

El desarrollo de energía geotérmica tiene un futuro prometedor como parte de una amplia combinación de suministro de energía para satisfacer la creciente demanda en el Ecuador. La coproducción de energía geotérmica asociada con las operaciones petroleras se ha estudiado en los últimos años en Estados Unidos y China, donde el agua de producción en cantidad suficiente y a una temperatura adecuada podría generar electricidad en sistemas binarios. En Ecuador se ha investigado el potencial geotérmico en zonas volcánicas principalmente debido a que son una fuente de energía significativa. Por su parte, las Cuencas sedimentarias tienen un gran potencial geotérmico, debido a que están constituidas de rocas reservorios porosos y permeables, donde esos paquetes de rocas tienen suficiente temperatura, espesor, porosidad y permeabilidad, extendiéndose a profundidades que no son tan grandes.

Aunque los sistemas geotérmicos alojados en sedimentos no han sido previamente un objetivo de exploración en Ecuador, la Cuenca Oriente al ser una cuenca petrolífera presenta un gran potencial geotérmico ya que las rocas reservorios son conocidas, especialmente porque producen petróleo y se tiene un amplio conjunto de datos disponibles. La Cuenca Oriente es una de las más complejas y atractivas cuencas sedimentarias de antepaís de los Andes septentrionales, está constituida de diversos ciclos tectónicos y sedimentarios desarrollada sobre un basamento Precámbrico. La Cuenca ha pasado por tres periodos de evolución: (i) Cuenca cratónica marginal Paleozoica Tardía, (ii) Cuenca de rift Mesozoica y (iii) Cuenca de antepaís Cenozoica con dos ciclos marino-terrestres. Con el fin de comenzar la evaluación del potencial geotérmico y de los usos potenciales del calor terrestre en la Cuenca petrolífera, datos de temperaturas de fondo de pozos (BHT) de 1.683 pozos petroleros profundos activos y no activos, distribuidos en 202 campos individuales, correspondientes a 46 bloques petroleros, han sido obtenidos del BIPE (Banco de Información Petrolera del Ecuador). Los datos se han ploteado en una cuadrícula georreferenciada, cubriendo un área de aproximadamente 57.400 km², representando las dos terceras partes de toda la Cuenca en el territorio ecuatoriano.

El tratamiento de los datos incluyó la organización y selección de la información, conversión de unidades, corrección de temperaturas de fondo de pozos según el método propuesto por Willet y Chapman, (1987), estimación del gradiente geotérmico aparente (GGA), aplicación de un método de interpolación (Kriging) y generación del

mapa en el software Geosoft–Target for ArcGIS. Todas las representaciones se generaron a partir del mejor variograma teórico que se ajustó al variograma experimental de los datos.

En el mapa de gradientes geotérmicos asumiendo un régimen conductivo para la transferencia de calor, se hace evidente que los pozos ubicados en el Corredor Sacha-Shushufindi muestra los valores más bajos de gradiente geotérmico (7.38–26.1 °C/km). Por el contrario, los valores más altos de gradiente geotérmico (26.1-69.01 °C/km) están presentes en los pozos ubicados en el Levantamiento Napo y en el Corredor Capirón-Tiputini. El valor de gradiente geotérmico más alto obtenido en la Cuenca corresponde al pozo Pungarayacu IP-5B con un valor de 69.01 ° C/km a una profundidad de 0.328 km. En la Cuenca se identificaron cuatro zonas anómalas, las cuales están localizadas en los campos individuales de Pungarayacu-San Carlos, Bermejo-El Rayo, Cowi e Ishpingo-Tambococha-Tiputini (ITT). La presencia de estas anomalías positivas está fuertemente influenciado por la cercanía del basamento (concentraciones de elementos radiactivos) debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orógenos), además, algunos campos se encuentran cerca de los volcanes activos Sumaco (alcalino) y Reventador (calco-alcalino) pudiendo considerarse como las fuentes de calor adicional que abastecen al sistema geotérmico.

La distribución de anomalías de temperatura parece estar relacionada con el control estructural NNE-SSO de la Cuenca, cuyo patrón de permeabilidad es bien conocido. La extracción de calor para usos comerciales se ve altamente facilitada por la existencia de pozos profundos que penetran en zonas de alto gradiente geotérmico, lo que ahorra los costos generalmente prohibitivos de una perforación profunda. Además estas zonas anómalas por lo general se encuentran asociados a profundidades someras, que podrían tener un aprovechamiento directo para sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas instalados de clima controlado como en invernaderos, deshidratación de productos agrícolas, varios procesos industriales adicionales e incluso pueden ser adecuados para la producción de energía eléctrica mediante sistemas binarios siempre y cuando se den condiciones favorables de caudal y temperatura (> 27.6 lt/seg y > 101.7 °C, de acuerdo a Liu et al., 2015), para una generación de energía eficiente y económica.

Palabras clave: Cuenca Oriente Ecuatoriana, gradiente geotérmico aparente (GGA), temperatura de fondo de pozos (BHT), análisis espacial, procesamiento de datos, geoestadística.

ABSTRACT

Geothermal energy development has a promising future as part of an extensive energy supply mix to meet the growing demand in Ecuador. The co-production of geothermal energy associated with oil operations has been studied in recent years in the United States and China, where production water in sufficient quantity and at an appropriate temperature could generate electricity in binary systems. In Ecuador, the geothermal potential in volcanic areas has been investigated mainly because they are a significant source of energy. For their part, sedimentary basins have a great geothermal potential, because they are made up of porous and permeable reservoir rocks, where these rock packages have sufficient temperature, thickness, porosity and permeability, existing at depths that are not so great.

Although sediment-hosted geothermal systems have not previously been an exploration target in Ecuador, the Oriente basin, being an oil basin, presents great potential since the reservoir rocks are known, especially because they produce oil and there is a wide set of data available. The Oriente basin is one of the most complex and attractive foreland sedimentary basins of the northern Andes, it is made up of various tectonic and sedimentary cycles developed on a Precambrian basement. The basin has gone through three periods of evolution: (i) Late Paleozoic marginal cratonic basin, (ii) Mesozoic rift basin and (iii) Cenozoic foreland basin with two marine-terrestrial cycles. In order to begin the evaluation of the geothermal potential and the potential uses of terrestrial heat in the Oriente basin, data of bottom hole temperatures (BHT) of 1.683 active and non-active deep oil wells, distributed in 202 individual fields, corresponding 46 oil concession blocks have been obtained from the BIPE (Banco de Información Petrolera del Ecuador). The data have been plotted in a georeferenced grid, covering an area of approximately 57.400 km², representing two-thirds of the entire basin in the Ecuadorian territory.

The information treatment included the organization and selection of the information, unit conversion, correction of bottom hole temperatures according to the method proposed by Willet and Chapman, (1987), estimation of the apparent geothermal gradient (GGA), application of an interpolation method (Kriging) and generation of the map in Geosoft - Target for ArcGIS software. All representations were generated from the best theoretical variogram that fits the experimental variogram of the data.

In the geothermal gradient map, it is evident that the wells located in the Sacha-Shushufindi Corridor show the lowest values of the geothermal gradient (7.38–26.1 °C/km). On the contrary, the highest geothermal gradient values (26.1-69.01 °C/km) are present in the wells located in the Napo Uplift and in the Capirón-Tiputini Corridor. The highest geothermal gradient value obtained in the basin corresponds to the Pungarayacu IP-5B well with a value of 69.01 °C/km at a depth of 0.328 km. Four anomalous zones were identified in the basin, which are located in the individual fields of Pungarayacu-San Carlos, Bermejo-El Rayo, Cowi and Ishpingo-Tambococho-Tiputini (ITT). The presence of these positive anomalies is strongly influenced by the proximity of the basement (concentrations of radioactive elements) due to tectonic processes (uplift of formations and erosion of orogens); in addition, some fields are near the active Sumaco volcanoes (alkaline) and Reventador (calco-alkaline), which can be considered as additional heat sources that supply the geothermal system.

The distribution of temperature anomalies seems to be related to the NNE-SSO structural control of the basin, whose permeability pattern is well known. Heat extraction for commercial uses is highly facilitated by the existence of deep wells that penetrate high GGA zones, saving the generally prohibitive costs of deep drilling. In addition, these anomalous areas are usually associated with relative shallow depths, which could be directly used for district heating/cooling systems, installed climate-controlled systems such as greenhouses, dehydration of agricultural products, various additional industrial processes and can even be suitable for the production of electrical energy through binary systems as long as favorable flow and temperature conditions exist (> 27.6 lt/sec and > 101.7 °C; Liu et al., 2015), for efficient and economical energy generation.

Keywords: Oriente Foreland Ecuadorian Basin, apparent geothermal gradient (GGA), bottom hole temperatures (BHT), spatial analysis, data processing, geostatistics.

INTRODUCCIÓN

Como parte de la búsqueda de energías alternativas y con el fin de satisfacer la creciente demanda actual y futura, además de cambiar la matriz energética, el gobierno ecuatoriano se ha enfocado en la búsqueda de nuevas fuentes energéticas renovables. En ese contexto se ha planteado a la energía geotérmica como una opción complementaria a la hidroeléctrica, eólica y fotovoltaica, para incrementar la capacidad de generación eléctrica en reemplazo del uso de combustibles fósiles. La investigación, exploración y explotación de recursos naturales en el territorio ecuatoriano, han despertado el interés de varios investigadores públicos y privados para elaborar modelos del subsuelo con el fin de caracterizar el potencial de los recursos geotérmicos del país.

La exploración de recursos geotérmicos en el Ecuador se inició en 1979. Entre los prospectos de mayor importancia se pueden mencionar: Chachimbiro, Chalpatán, Chacana-Jamanco, Chalupas, Guapán, Chacana-Cachiyacu, Tufiño, Chimborazo, Chacana-Oyacachi, Baños de Cuenca y Alcedo (Beate y Salgado, 2010). Los prospectos Tufiño, Chachimbiro y Chacana (ver Tabla 1) cuentan con estudios de pre factibilidad, con resultados favorables que determinan la presencia de recursos aptos para la generación geotermo-eléctrica (Bona y Coviello, 2016).

Tabla 1 Áreas geotérmicas con perspectivas de desarrollo eléctrico en Ecuador. Tomado de Bona y Coviello. (2016).

| Provincia Geológica | Región Administrativa | Área Geotérmica | Temperatura estimada/medida (°C) | Potencial reportado (MWe) |
|-----------------------|-----------------------|-----------------|----------------------------------|---------------------------|
| Cordillera Occidental | Nariño/Carchi | Tufiño-Chiles | 230 | 138 |
| | Imbabura | Chachimbiro | 225-260 | 81 |
| Cordillera Oriental | Napo | Chacana | >180 | 52 |

Ecuador posee una situación geodinámica favorable para la presencia de anomalías térmicas positivas en niveles someros de la corteza (arco volcánico y punto caliente activos, y Cuenca sedimentaria profunda), lo cual implica la existencia de importantes recursos geotérmicos en su territorio. Las investigaciones de prospectos geotérmicos en el Ecuador se han centrado en las regiones volcánicas, considerándolas de mayor potencial. Lo que se busca en este trabajo es caracterizar el potencial geotérmico en las Cuencas sedimentarias ecuatorianas, específicamente en la Cuenca Oriente.

Desde el punto de vista científico y económico la Cuenca Oriente es una de las más complejas y atractivas Cuencas sedimentarias de antepaís de los Andes septentrionales, se constituye de diversos ciclos tectónicos y sedimentarios que se desarrollaron sobre un basamento cristalino Precámbrico (Díaz et al., 2004). La Cuenca Oriente, escarpada en el oeste y suave en el este, es una Cuenca asimétrica típica de antepaís (foreland), está limitada por el cinturón plegado sobrecorrido Subandino en el oeste, y se superpone gradualmente al escudo Guyanés al este. La Cuenca ha pasado por tres etapas de evolución, desde una Cuenca cratónica marginal Paleozoica Tardía, una Cuenca de rift Mesozoica (Xie et al., 2010) y finalmente una Cuenca de antepaís Cenozoica con dos ciclos marino-terrestres (Pindell y Tabbutt, 1995). El Paleozoico se compone principalmente de sedimentos marinos con rocas volcánicas al tope de la secuencia, el Mesozoico está dominado por sedimentos marino-terrestres, mientras que en el Cenozoico toda la Cuenca estaba cubierta por sedimentos fluvio-deltaicos.

Estudios previos realizados por Burgos et al. (2004) y Hamza et al. (2005) han permitido obtener una idea respecto al gradiente geotérmico promedio en la Cuenca Oriente, pero dichos estudios han sido limitados por la escasez de datos disponibles. Burgos et al. (2004) en su estudio obtuvieron un gradiente geotérmico promedio para la Cuenca Oriente de 22 °C/km, utilizando algunos pozos localizados en la parte central y sur de la cuenca, aunque no se describen con claridad la ubicación de estos pozos. Por su parte, Hamza et al. (2005) informaron un gradiente geotérmico de 21.4 °C/km para un intervalo de 1.500 a 3.500 km de profundidad, usando datos de 40 pozos reportados por Smith (1989), ubicados en la parte central y norte de la Cuenca (Corredor Sacha-Shushufindi) contiguos con la parte norte de la Cuenca Marañón.

Durante los últimos 50 años, la exploración petrolera en la Cuenca Oriente ha dado como resultado la acumulación de miles de registros de pozos (exploración, producción y reinyección) en los que se han medido datos de temperaturas de fondo de pozos. Dentro de este marco, la Cuenca Oriente cuenta con las características necesarias para el estudio y determinación del gradiente geotérmico y su posterior modelado espacial con enfoque geoestadístico. Para la presente investigación se recopiló más de 2.500 registros de temperaturas de fondo de pozos (BHT) de los cuales 1.683 datos fueron utilizados, estos están distribuidos en 202 campos petrolíferos, abarcando las 2/3 partes de toda la Cuenca. Los registros de pozos están disponibles en la Biblioteca de Información Petrolera del Ecuador (BIPE), cuyo custodio es la Secretaría de Hidrocarburos. El tratamiento de los datos de

temperaturas para el cálculo del gradiente geotérmico aparente incluyó los valores de temperaturas media anual superficial, así como las correcciones de BHT de acuerdo con el método dispuesto por Willett y Chapman (1987).

El cálculo del gradiente geotérmico a partir de temperaturas de fondo de pozos, corresponde al gradiente estimado a partir de la medición de la temperatura del fondo de pozo a la profundidad máxima con respecto a la temperatura media en superficie (Carvalho y Vacquier, 1977). Este gradiente es aparente debido a que no tiene en cuenta la variación vertical asociada a los cambios litológicos y las propiedades de transferencia de calor de la roca (Alfaro et al., 2015). La validez de este método se fundamenta en que las mediciones de temperatura en el fondo del pozo son las menos perturbadas durante el período de medición después de terminar las actividades de perforación (Deming, 1989).

El modelamiento espacial del gradiente geotérmico, se generó mediante interpolación geoestadística Kriging. El análisis de este conjunto de datos, después de la incorporación de correcciones apropiadas, ha permitido por primera vez una mejor comprensión de la distribución regional de temperaturas en toda la Cuenca Oriente.

PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

Este trabajo estudia la distribución de las temperaturas en la Cuenca Oriente utilizando temperaturas de fondo de pozos para determinar el gradiente geotérmico aparente y la distribución térmica, abarcando las 2/3 partes de la cuenca, por lo tanto la siguiente inquietud es planteada:

¿Cuáles son las regiones con anomalías positivas de temperatura y cuál es el eventual potencial geotérmico cualitativo en la Cuenca Oriente para futuras aplicaciones?

OBJETIVOS

Objetivo General:

Estudiar la distribución de temperaturas en la Cuenca Oriente por medio del uso de temperaturas de fondo de pozos, compiladas y corregidas, de tal manera que se pueda determinar el gradiente geotérmico y establecer su zonificación.

Objetivos Específicos:

- Generar una base de datos que incluya las temperaturas de fondo de pozos (BHT), temperaturas medias anuales superficiales (TMAS) y el rango de profundidades a partir de los registros de pozos disponibles en el Banco de Información Petrolera del Ecuador (BIPE).
- Determinar una metodología apropiada para emplear las correcciones de las temperaturas de fondo de pozos y así poder calcular el gradiente geotérmico.
- Generar un mapa de gradientes geotérmicos a partir de información de temperaturas corregidas en pozos perforados en la Cuenca Oriente.
- Ubicar y discutir los sitios térmicamente anómalos en la Cuenca Oriente para un aprovechamiento de este recurso a futuro.

tectono-sedimentarios, los cuales descansan sobre un sustrato Precámbrico, constituido principalmente por rocas ígneas (graníticas) y metamórficas (Díaz et al., 2004).

La deformación tectónica afecta a rocas de la cobertura y basamento, y está relacionada con la inversión de los sistemas de fallas extensionales pre Cretácicas, que han dividido la cuenca en tres dominios tectónicos durante tres períodos de inversión (Cretácico Tardío-Paleoceno, Eoceno Temprano y Mioceno) (Baby et al., 2013). El Dominio Occidental o Dominio Subandino presenta tres zonas morfo-estructurales, de norte a sur: el Levantamiento Napo que corresponde a un inmenso domo alargado en orientación NNE-SSO, la Depresión Pastaza y la Cordillera del Cutucú la cual se caracteriza por un cambio de orientación de las estructuras de N-S a NNO-SSE (Díaz et al., 2004). El Dominio Central o Corredor Sacha-Shushufindi abarca los campos petrolíferos más importantes de la cuenca y el Dominio Oriental o Sistema Capirón-Tiputini (Díaz et al., 2004).

1.1.1 Estratigrafía y antecedentes geológicos de la Cuenca Oriente

La Cuenca Oriente conserva una sucesión sedimentaria, que varía en edad desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, que cubre el basamento cratónico Precámbrico (Tschopp, 1953) el cual está constituido por rocas ígneas (graníticas) y metamórficas, relacionadas con el escudo Guayano-Brasileño (Díaz et al., 2004). El relleno sedimentario de la Cuenca Oriente puede ser dividido en cuatro sucesiones de acuerdo a Romero (2018), si consideramos la geodinámica y los eventos tectónicos regionales que se han definido a través del tiempo geológico, los mismos son: (i) el fin de la ruptura de Pangea durante el Triásico, (ii) la apertura de las cuencas jurásicas-cretácicas inferiores (evento Peltetec), causando procesos de *Rollback* que desencadenaron la formación del trasarco, (iii) el margen pasivo en el Cretácico Superior fue afectado por el movimiento del plateau oceánico hacia la margen continental, desencadenando en la acreción del Plateau Caribe a la margen noroccidental sudamericana hacia finales del Cretácico Tardío. En la Figura 1.2 se presenta una columna estratigráfica simplificada de la Cuenca Oriente y los eventos geodinámicos que controlaron su desarrollo.

El ciclo **Pumbuiza** (Silúrico Tardío a Devónico Temprano), está constituido por pizarras grises-oscuras y areniscas cuarzosas falladas y metamorfozadas, registrando un ambiente marino somero. Una discordancia angular al final de la secuencia, implica

un relieve erosivo, probablemente asociado al evento Eo-hercynico (Díaz et al., 2004), causado por la presión ejercida entre dos bloques rígidos, representados por los cratones del macizo de Arequipa y el Escudo Brasileño (Baby et al., 2013).

El ciclo **Macuma** (Carbonífero Superior a Pérmico) comprende potentes estratos de calizas bioclásticas y dolomíticas, con intercalaciones de lutitas y areniscas glauconíticas. Probablemente representa la depositación sedimentaria en ciclos regresivos y transgresivos en ambiente marino proximal a plataforma en condiciones relativamente estables (Díaz et al., 2004). Al final de este ciclo se desarrolla un hiato erosivo que podría estar asociado a períodos de compresión zonificada en el Margen Occidental de Gondwana al inicio del Triásico (Baby et al., 2013).

El ciclo **Santiago/Sacha** (Triásico Superior–Jurásico Inferior). En la Cordillera del Cutucú, Gaibor et al., (2008) describe a esta formación como lutitas ricas en materia orgánica, areniscas y calizas asociadas en el tope de la secuencia a volcanosedimentos. Pindell y Tabbutt, (1995) describen que estas secuencias fueron depositadas en una cuenca extensiva con conexión al océano y de circulación restringida. Rivadeneira y Sánchez, (1989), describen a la formación **Sacha** como limolitas, arcillolitas y esporádicamente calizas y dolomitas de varios colores. En este periodo se registra la sedimentación controlada por fallas normales de alto ángulo y sincrónico con un volcanismo toleítico continental, asociado al adelgazamiento del manto por procesos extensivos, la ingresión marina que controló la depositación de Santiago tendría una dirección N-NE, desde el SO y avanzaría hasta el centro de la cuenca (Romeuf et al., 1997).

El ciclo **Chapiza/Yaupi/Misahuellí** (Jurásico Medio-Cretácico Temprano), se desarrollan en discordancia angular sobre las rocas del ciclo Santiago/Sacha (Díaz et al., 2004). Baby et al. (2013) describe a la **Fm. Chapiza** como una sucesión de sedimentos clásticos continentales, en la cual los niveles inferiores contienen dolomitas, el nivel intermedio contienen evaporitas y el superior se compone de conglomerados con intercalaciones de tobas y piroclastos. Esta sucesión de sedimentos se depositaron en un ambiente continental, asociados a un arco continental calcoalcalino que reflejaría el inicio de una extensión que afectaría a la cuenca (Angulo, 2016). La **Fm. Misahuallí** está asociada con acumulaciones volcánicas, basaltos y andesitas, flujos piroclásticos, flujos de escombros, coladas de lavas (Romeuf et al., 1997); constituye la expresión efusiva de un volcanismo Jurásico descrito por Jaillard et al. (1997), quienes asignan al magmatismo una edad de 165

Ma, sin embargo, en recientes estudios se ha reportado edades en intervalos de 210 – 135 Ma (Baby et al., 2013). Díaz et al. (2004) asocian al miembro Chapiza Superior con el miembro Yaupi.

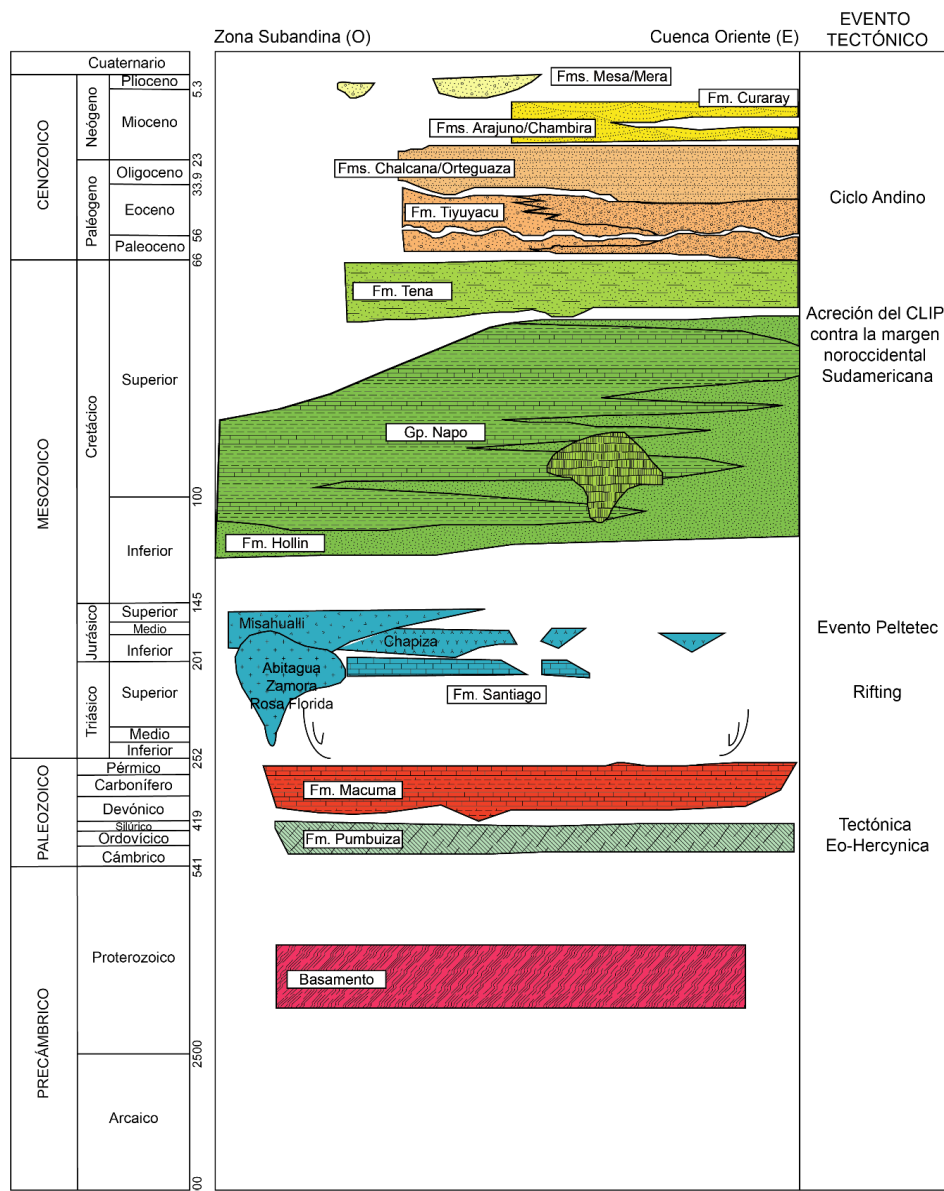


Figura 1.2. Columna estratigráfica simplificada de la Cuenca Oriente. Modificado de Gutiérrez et al. (2019) y Romero (2018).

El fin del ciclo Chapiza/Yaupi/Misahuallí coincide con una inconformidad erosiva regional entre rocas volcánicas, volcano-sedimentarias anteriores a secuencias sedimentarias Cretácicas (Tschopp, 1953). Esta inconformidad representa un periodo de levantamiento y erosión (Baby et al., 2013). Spikings et al. (2014) concluye que las rocas ígneas del Jurásico Medio y Cretácico Inferior, se formaron por encima de una única zona de subducción con inmersiones al NE, que se retiraba hacia el margen costero, el *slab* fue afectado por procesos de *roll back* y posteriormente se genera una

compresión en el margen noroccidental de Sudamérica, descrito como el evento Peltetec.

Después de un período de hiato sedimentario, la cuenca *foreland* de trasarco comenzó a desarrollarse. En la Cuenca Oriente, los primeros depósitos sedimentarios corresponden a areniscas de la Fm. Hollín (Albiano) que recubren una superficie principal erosionada descrita también en las Cuencas Marañón y Putumayo (Baby et al., 2013). En esta latitud, el inicio de la cuenca *foreland* de trasarco inicial coincidió con el comienzo del desplazamiento hacia el oeste de la placa Sudamericana que se inició con la apertura del Océano Atlántico ecuatorial (119-105 Ma) (Romero, 2018). En el periodo Albiano-Maastrichtiano se reconocen múltiples ciclos eustáticos, las megasecuencias de Hollín-Napo-Basal Tena caracterizadas por una serie repetitiva de areniscas, calizas y lutitas registran esa ciclicidad, asociada a las fluctuaciones del nivel eustático ocurrido durante el Cretácico (Barragán et al., 2004). En la Figura 1.3 se observa los diferentes miembros de las megasecuencias Hollín-Napo-Basal Tena.

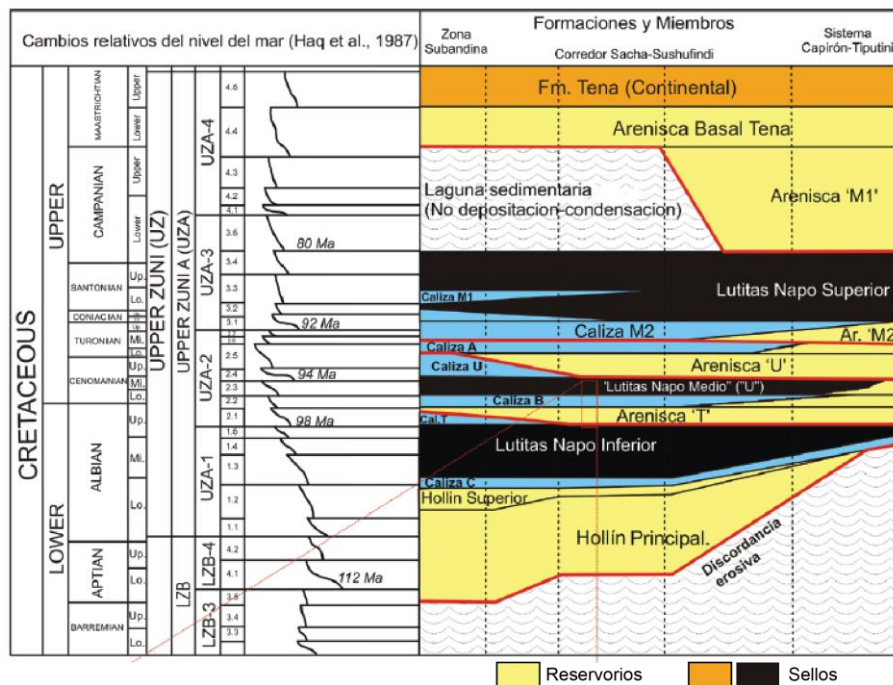


Figura 1.3 Formaciones, miembros y ciclos sedimentarios del Cretácico de la Cuenca Oriente, y sus relaciones con la curva eustática de Haq et al. (1987). Modificado de Barragán et al. (2004).

La **Fm. Hollín** fue depositada a medida en que la cuenca de ante arco empezaba a desarrollarse. Durante un periodo regresivo, en el Aptiano, grandes espesores de areniscas cuarzosas limpias fueron depositadas en un ambiente fluvial, dominado por ríos trezados de baja sinuosidad (Baby et al., 2013) seguido rápidamente de una trasgresión marina, a inicios del Albiano, en el sur de Ecuador y Perú, en la cual

intercalaciones de areniscas, lutitas, limolitas calcáreas y niveles de carbones fueron depositados en un ambiente marino somero (Baby et al., 2013). La distribución espacial de Hollín se extiende hacia el sur de Colombia en la Cuenca Putumayo, norte de Perú en las Cuencas Santiago y Marañón (Romero, 2018). Hacia el tope de Hollín superior existe una transición de facies proximales a distales, indicando la profundización de la cuenca y el paso hacia la Fm. Napo, dentro del cual existen intervalos transgresivos y regresivos (Gutiérrez et al., 2019).

La **Fm Napo** (Albiano Medio a Campaniano), consiste en intercalaciones de lutitas, calizas y areniscas fluviales transicionales a marinas, las cuales son divididas dentro de diversas unidades: la **Caliza C** marca el tope de la Fm. Hollín y consiste en calizas masivas y lutitas negras con glauconita y restos fósiles fosfatados, Jaillard et al. (1997) asignó una edad Albiano Temprano a Albiano Medio tardío, e interpreta a estos depósitos en un ambiente marino confinado.

Las **Lutitas Napo Basal** son lutitas laminadas de color negro con abundantes trazas de *Ammonites e Inoceramus*, los cuales fueron depositados en un ambiente de plataforma marina abierta en el Albiano Medio a Tardío (Jaillard et al., 1997). La **Caliza T** es descrita como una alternancia de margas, calizas arenosas y calizas glauconíticas bioturbadas, cuyo ambiente de depósito correspondería a una plataforma carbonatada somera en el Albiano Tardío (Jaillard et al., 1997).

Las **Arenisca T Inferior y Superior**, se describen, como T inferior a areniscas cuarzosas con estratificación cruzada y laminación planar de grano grueso a fino y para T superior como bancos de areniscas glauconíticas calcáreas intercaladas con lutitas, se interpretan como canales de marea con dirección del flujo principal hacia el O, en un sistema de relleno de valle inciso hacia el centro y aporte fluvial hacia el E de una cuenca del Cenomaniano Medio (Jaillard et al., 1997). La **Caliza B** se describe como lutitas y limolitas negras, calizas fosilíferas y calizas glauconíticas del Albiano Tardío (Jaillard et al., 1997). La **Lutita Napo Medio** son descritas como lutitas laminadas calcáreas que junto con la Caliza B fueron depositadas en un ambiente marino anóxico de baja energía (Jaillard et al., 1997). La **Caliza U** se describe como calizas fosilíferas, bioturbadas, arenosas y glauconíticas que se intercalan con lutitas o limolitas y delgadas capas de areniscas glauconíticas de grano fino, se interpreta que se depositaron en un ambiente de plataforma somera en el Cenomaniano Temprano a Medio (Jaillard et al., 1997). Las **Areniscas U Inferior y Superior** se describen como areniscas glauconíticas bioturbadas con cemento calcáreo de grano fino e intercaladas

con lutitas y calizas (Baby et al., 2013), se depositaron en un ambiente de planicie costera (Jaillard et al., 1997). La **Caliza A** del Turoniano Temprano a Medio (Vallejo et al., 2002), se describen como calizas micríticas claras y oscuras, masivas y laminadas, bioturbadas con abundante cherts negros y restos de peces, escasos bivalvos y ammonites enanos, depositados en un ambiente de más abierto de baja energía (Jaillard et al., 1997). La **Arenisca M-2** está constituida por sucesiones de areniscas glauconíticas finas intercaladas con lutitas depositadas en un ambiente de plataforma carbonatada abierta de baja energía en el Turoniano Tardío (Jaillard et al., 1997). La **Caliza M-2** constituye una secuencia de calizas fosilíferas intercaladas con lutitas (Romero, 2018), Jaillard et al. (1997) propone un ambiente marino profundo y confinado de baja energía pasando a un medio más abierto y somero en el Turoniano Tardío a Coniaciano Temprano. Las **Lutitas Napo Superior** del Santoniano Tardío a Campaniano Temprano, Rivadeneira et al. (1995) la describen como una secuencia de lutitas negras y grises ricas en materia orgánica con lentes calcáreos y niveles de limos arenosos, Baby et al. (2013) considera que se depositaron en un ambiente de plataforma marina somera asociado a un máximo de inundación. La **Arenisca M-1**, Vallejo et al. (2002), describen 6 litofacies: lodolitas, brechas, areniscas de grano medio a grueso, capa de arenas y lodos intercalados con *ripples*, estratos arenosos con gradación inversa, depositados en un ambiente de canales estuarinos hacia la base y deltas regresivos progradando hacia el O hacia el tope, con aportes de detritos de la provincia litotectónica Rio Negro Jurena localizada dentro del Cratón Sudamericano.

Sobre la Fm. Napo se encuentra en contacto erosivo la Fm. Tena, esta discordancia evidencia el inicio de la orogenia andina (Vallejo et al., 2009). Las capas rojas de grano fino del Maastrichtiano-Paleoceno de la **Fm. Tena** se superponen discordantemente a la secuencia de Napo y muestran una importante evolución de la Cuenca Oriente (Baby et al., 2013). Estas capas de grano fino se depositaron probablemente en un ambiente fluvial. Se registró una propagación repentina hacia el este de la cuña orogénica andina consistente con la exhumación de la Cordillera Real (65-55 Ma), evidenciada por Spikings et al. (2000, 2001) utilizando termocronología.

La **Fm. Tiyuyacu** (Eoceno) está separada de las capas rojas de Tena por una importante discordancia erosiva regional, sobre esta discordancia, la sedimentación fluvial y el aumento de la velocidad de sedimentación del Miembro Tiyuyacu Inferior (Christophoul et al. 2004) registraron un nuevo período en la propagación hacia el

este. Estas secuencias están cubiertas por una nueva superficie erosiva principal, superpuesta por la secuencia de segundo orden del Eoceno Medio-Oligoceno Temprano definida por Christophoul et al. (2004), y que comprende el Miembro Superior fluvial grueso de la Fm. Tiyuyacu, la **Fm. Ortegua** transgresiva y los depósitos fluviales de grano fino de la **Fm. Chalcana**. Esta base erosiva se puede interpretar como la expresión del comienzo de un rebote isostático debido a la rápida exhumación de la Cordillera Real evidenciada por Spikings et al. (2000) durante este período (43-30 Ma).

El relleno Neógeno de la cuenca registró tasas de sedimentación crecientes contemporáneas con una nueva exhumación rápida de la Cordillera Real, indicativa de una nueva carga tectónica en curso y propagación hacia el este del sistema de cuenca *foreland* trasarco (Roddaz et al., 2010). El relleno Neógeno comprende depósitos no marinos gruesos (**Fms. Arajuno y Chambira**) que pasan hacia el este a depósitos marinos poco profundos o lacustres (**Fm. Curaray**) (Christophoul et al., 2004), cubiertos por depósitos aluviales del mega abanico Pastaza, que se extiende desde la Depresión Pastaza hasta la Cuenca sur del Marañón (Bes de Berc et al., 2005).

1.1.2 Análisis estructural y dominios tectónicos en la Cuenca Oriente

La Cuenca Oriente está deformada por un sistema de empuje profundo (*thick-skinned thrust system*), que se desarrolló desde la Cordillera Real hasta la falla de empuje oriental en Tiputini (Baby et al., 2013). Este sistema de empuje profundo se interpreta como conectado a una zona de desprendimiento dentro del basamento que se hunde debajo de la zona Subandina y la Cordillera Real (Baby et al., 2013). Los tres dominios tectónicos descritos a continuación se incorporan actualmente en una gran cuña de empuje orogénica (ver Figura 1.4).

1.2.1.1 Dominio Occidental: Cinturón plegado Subandino (SFTB)

En la parte NO de la cuenca, la zona Subandina está levantada por cabalgamiento con vergencia hacia el Este que involucran la cubierta sedimentaria Mesozoica y Cenozoica y su basamento compuesto principalmente de granitos y/o unidades volcánicas andesíticas y volcanoclásticas de las Formaciones Misahuallí-Chapiza del Jurásico Superior (Baby et al., 2013). Dentro de este dominio, el Levantamiento Napo corresponde a una culminación antiformal compleja relacionada con un sistema de mega-corrimiento profundo (*deep mega-thrust system*) caracterizado por un acortamiento débil y un consecuente desplazamiento vertical responsable de la importante actividad sísmica y la inestabilidad del paisaje de esta región (Baby et al.,

2013). Esta culminación antiformal alberga tres volcanes (Sumaco, Pan de Azúcar y Reventador), que constituyen los únicos volcanes de la cadena Subandina.

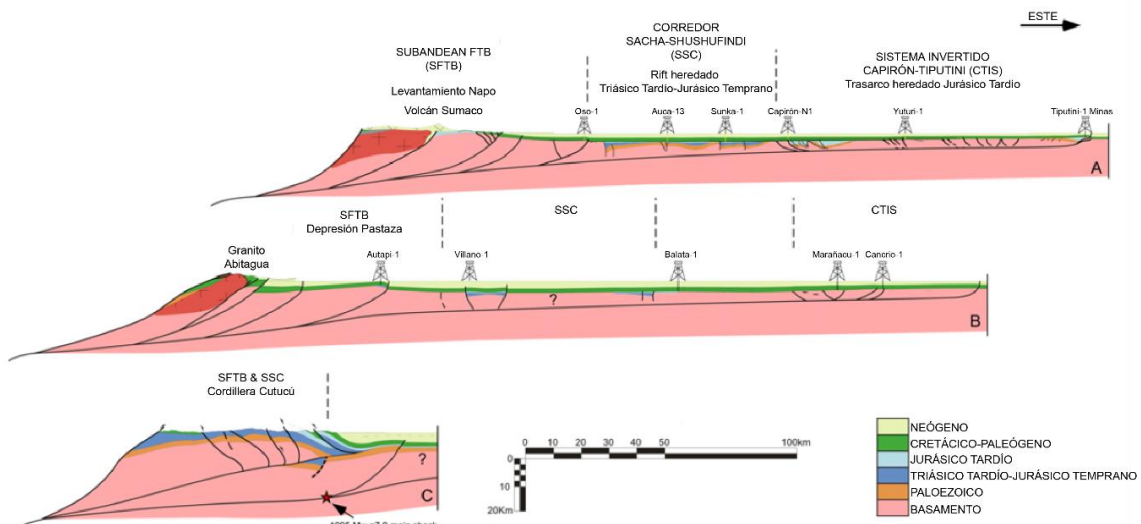


Figura 1.4 Secciones transversales estructurales en todo el sistema de la Cuenca Oriente. En las secciones se diferencian los tres dominios tectónicos (SFTB, SSC y CTIS). Modificado de Baby et al. (2013).

Los reservorios Cretácicos que cubren la Formación volcánica Jurásica Misahuallí albergan el campo petrolero Bermejo en el cierre norte del Levantamiento Napo, y el campo gigante de petróleo pesado Pungarayacu en su cierre sur (Baby et al., 2013). Al sur, en la Depresión Pastaza, el Levantamiento Napo desaparece y el acortamiento se concentra en la zona de transición del granito de Abitagua entre la Cordillera Real y el FTB Subandino (Baby et al., 2013). En la parte sur de la Cuenca Oriente, el FTB Subandino está representado por la Cordillera de Cutucú, cuya complejidad estructural debido a la inversión del *rift* Triásico Superior-Jurásico Inferior se ilustra en la sección transversal C de la Figura 1.4.

1.2.1.2 Dominio Central: Corredor Sacha- Shushufindi (SSC)

El Corredor Sacha-Shushufindi se extiende desde la región norte de la Cuenca Oriente hasta la Cordillera Subandina del Cutucú, donde emerge la sucesión *syn-rifting* Santiago del Triásico Tardío-Jurásico Inferior (Gaibor et al., 2008). Al norte, el SSC se encuentra en la parte más profunda del *foredeep* y corresponde al dominio menos deformado (Baby et al., 2013). Alberga los campos petrolíferos Sacha y Shushufindi, que corresponden a grandes anticlinales de bajo relieve orientados de norte a sur, vinculados a fallas inversas en el basamento regional (Baby et al., 2013).

La parte norte del SSC también se caracteriza por la presencia de cuerpos volcánicos resultantes del magmatismo intraplaca alcalino del Cretácico (Albiano-Campaniano) en la cuenca (Barragán et al., 2004). Este magmatismo se interpreta

como resultado del retroceso (*roll-back*) del material relicto del *slab* Jurásico en respuesta a la acreción de terrenos alóctonos en el margen ecuatoriano y colombiano en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Barragán et al., 2004). El análisis estructural muestra que el SSC se hereda del *rifting* Triásico Tardío-Jurásico Temprano, lo que explica su tendencia estructural NNE-SSO ligeramente oblicua a la cadena andina (Baby et al., 2013).

1.2.1.3 Dominio Oriental: Sistema Invertido Capirón-Tiputini (CTIS)

El dominio tectónico oriental de la cuenca se acorta horizontalmente y se extruye verticalmente (Fig. 1.4). Está limitado de norte a sur por los sistemas de fallas Capirón y Tiputini (NNE-SSO), que corresponden a la inversión de fallas normales lítricas conectadas al desprendimiento intrabasamento (Baby et al., 2013). La diferencia en el estilo estructural entre el CTIS y el SSC puede explicarse por la diferencia en la herencia del patrón estructural extensional. El SSC resulta de la inversión del *rifting* Triásico Tardío-Jurásico Temprano, mientras que el CTIS corresponde a la inversión de la cuenca extensional trasarco del Jurásico Medio-Tardío (Baby et al., 2013).

1.2 Generalidades sobre la Geotermia

La energía geotérmica es el calor contenido en el interior de la Tierra disponible para su extracción y explotación (IGA-IFC, 2014). Esta energía fluye continuamente hacia la superficie produciendo una pérdida de calor global, calculada en 44.2 TW (Pollack et al., 1993). De acuerdo con Clauser (2006), la principal fuente de esta energía es el calor radiogénico producido por desintegración de isótopos inestables, cuya contribución es estimada en el 62% de la energía total. Los elementos que por su concentración en la corteza, tiempo de vida media y producción de calor en su reacción de desintegración son fuentes importantes de calor radiogénico son ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K (Clauser, 2009).

De acuerdo a Clauser (2006), las otras fuentes de calor en la Tierra corresponden a: (1) calor original, relacionado con las altas temperaturas del planeta en su formación, el cual se cree que proviene en parte de la contracción gravitacional del material interestelar y de la colisión de la proto-Tierra con un proto-planeta que dio lugar a la formación de la Luna, (2) la energía potencial liberada en los procesos de diferenciación del núcleo de hierro, generación de nueva corteza terrestre y enriquecimiento del manto en metales pesados y (3) el calor friccional debido a la liberación de energía elástica en sismos. Existen otras fuentes de calor localizadas y

de magnitud inferior a las citadas, tales como calentamiento friccional a lo largo de fallas y en límites entre placas y la fuente de calor magmática en márgenes activas y ambientes intraplaca (Alfaro et al., 2009).

La pérdida de calor de la Tierra ocurre a través de tres procesos principales: radiación de calor de longitud de onda larga (re-emisión de la energía solar incidente sobre la superficie de la Tierra), actividad volcánica y el flujo de calor global (Clauser, 2009). El calor del interior de la Tierra, es transmitido a la superficie por tres mecanismos principales: conducción, advección por convección y radiación (Clauser, 2006). Generalmente, la transferencia de calor natural dentro de los sistemas geotérmicos está dominada a escala del sistema por convección o conducción (IGA-IFC, 2014). La conducción se define como la redistribución directa del calor dentro de un material o entre materiales en contacto entre sí (IGA-IFC, 2014), ocurre en cualquier material (sólido, líquido o gaseoso) o en cualquier límite expuesto a un gradiente térmico. La convección por su parte es el movimiento físico de líquido o vapor a través del subsuelo debido a gradientes de presión (IGA-IFC, 2014). La palabra convección denota todos los modos de flujo de aguas subterráneas naturales poco profundas y profundas. Estos incluyen flujo impulsado térmicamente y flujo impulsado por gradiente hidráulico (“advección” o “barrido térmico” según lo definido por Hochstein et al., 2013), así como flujo impulsado por flotabilidad debido a diferentes concentraciones de salinidad (IGA-IFC, 2014). La advección es el transporte físico de una sustancia (incluido el calor) utilizando el movimiento de un fluido convectivo (IGA-IFC, 2014). La velocidad de transferencia de calor por advección es proporcional a la velocidad del fluido, la fase del fluido (líquido o vapor) y la capacidad calorífica específica del fluido (Clauser, 2006).

Que la convección o la conducción dominen con respecto al transporte de calor depende principalmente de las características de la fuente de calor y la distribución de la permeabilidad dentro de las rocas huésped a escala del sistema (Clauser, 2009). Para predecir qué modo es probable que domine, es importante comprender los controles geológicos en el transporte de calor. Por ejemplo, las fracturas a menudo controlan el transporte de fluidos (y, por lo tanto, el calor), por lo que si el modo de transporte de calor dominante no se conoce bien, entonces puede ser crítico investigar las redes de fracturas y su relación con el campo de esfuerzos actual para determinar su capacidad para canalizar fluidos (IGA-IFC, 2014). En la litósfera terrestre, el mecanismo dominante de transmisión de calor es la conducción. No obstante, la advección puede ser un mecanismo eficiente de transmisión del calor, si la

permeabilidad hidráulica del material de la corteza es alta, tanto en cuencas sedimentarias como en rocas cristalinas a una escala cortical (Clauser, 2006).

El gradiente geotérmico es la variación de la temperatura con la profundidad. En la corteza, esta variación es más irregular que en el manto y núcleo y registra grandes cambios laterales, lo cual depende en gran medida del contenido de isótopos radiactivos de las rocas, de la tectónica y del régimen hidrológico (Clauser, 2009). En la corteza, el gradiente de temperatura es típicamente $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, pero puede ser tan alto como $150^{\circ}\text{C}/\text{km}$ en áreas geotérmicas calientes (ESMAP, 2012). Los valores de gradiente son mayores en las márgenes activas ($>200^{\circ}\text{C}/\text{km}$ en dorsales meso oceánicas y en arcos de islas, dada la cercanía a la superficie de una fuente de calor magmática) (Clauser, 2009). En zonas de subducción tectónica se observan gradientes bajos por el enfriamiento producido por sedimentos saturados de agua, arrastrados bajo la corteza (Alfaro et al., 2009). En áreas tectónicamente estables como escudos y cuencas sedimentarias el gradiente promedio está entre 15 y $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Moeck, 2014).

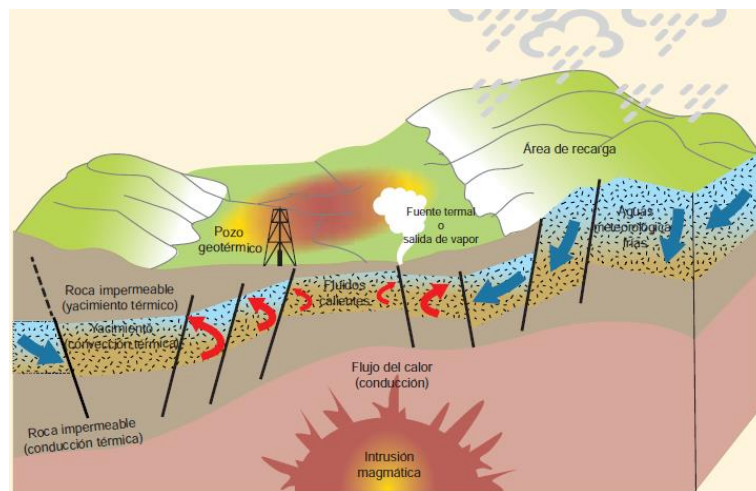


Figura 1.5 Vista esquemática de un sistema geotérmico ideal. Tomado de ESMAP (2012).

1.3 Sistemas Geotérmicos

El Glosario de Geología del Instituto Americano de Geociencias (AGI), define a un sistema geotérmico como cualquier entorno geológico localizado en la región donde partes naturales de la energía térmica de la Tierra se transportan lo suficientemente cerca de la superficie mediante la circulación de vapor o el agua caliente, y se puede aprovechar fácilmente (Neuendorf et al., 2010). Un sistema geotérmico incluye elementos y procesos fundamentales, tales como fuentes de fluidos y calor, vías de

flujo de fluidos y un *caprock* o sello, que son necesarios para la formación de un recurso geotérmico (Fig. 1.5) (Williams et al., 2011).

1.3.1 Clasificación de los sistemas geotérmicos

Cerca de la superficie, el calor contenido en la Tierra sólida y en sus fluidos, puede ser utilizado como un recurso (Clauser, 2006). Existen varios sistemas de clasificación de estos recursos, de acuerdo con criterios como el mecanismo de transferencia de calor, tipo de fluido, su temperatura en el reservorio, características geológicas y de acuerdo con la clasificación de los recursos minerales (Alfaro et al., 2010).

De acuerdo a Clauser (2006), los sistemas geotérmicos se clasifican en:

- **Hidrotermales:** agua caliente o vapor a una profundidad moderada (es decir, 1 km - 4 km) con temperaturas de hasta 350 °C en una región permeable de roca porosa con sistemas de convección activa libre o forzada.
- **Geo presurizados:** salmueras de yacimientos calientes y de alta presión que contienen gas natural disuelto (metano). Su contenido energético es aproximadamente 58% térmico, 32% de hidrocarburo químico y 10% hidráulico.
- **Roca seca y caliente (HDR):** sistemas donde los fluidos no se producen espontáneamente, por lo tanto, estos sistemas requieren estimulación antes de poder extraer energía. Pueden ocurrir dentro o en los márgenes de los depósitos hidrotermales activos o pueden estar asociados solo con un flujo de calor elevado en un entorno geológico dominado por conducción. El término “roca húmeda caliente” se sugirió para casos en los que hay porosidad significativa y agua natural en fracturas abiertas o roca permeable. Más recientemente, se introdujo el término “**sistemas geotérmicos mejorados (EGS)**” para describir todos los diferentes tipos de depósitos de baja permeabilidad que requieren una mejora de la permeabilidad antes de la producción de calor.
- **Magmáticos:** roca fundida a temperaturas de 700- 1200 °C a profundidades accesibles (aproximadamente <7 km).

Actualmente, se ha propuesto una nueva clasificación de los sistemas geotérmicos basados en la guía propuesta por la IGA-IFC (2014), en la cual se considera la configuración tectónica, la naturaleza de la fuente de calor (magmática o no magmática) y el mecanismo de transferencia de calor dominante (por convección o conducción) (ver Tabla 1.1).

Tabla 1.1 Sistemas geotérmicos agrupados por tipos de plays. Modificado de Moeck (2014).

| Tipo de play geotérmico | | Controles geológico | Condiciones geológicas |
|-------------------------|------------------------|---|---|
| Convectivos | Magmático | Intrusiones de diferentes edades, hidrotermalismo. | Campos volcánicos activos y no activos (convergente, divergente, fallas transformantes, puntos calientes, plumas) |
| | De dominio extensional | Fallas activas, no magmáticos, en estratos de alta porosidad y permeabilidad. | Rifts activos, complejos metamórficos, cuencas de trasarco, fallas segmentadas de rumbo (strike-slip) |
| Conductivos | | Fallas, fracturas, litofacies, diagénesis | Cuencas sedimentarias intracratónicas, tipo de basamento y cinturones orogénicos |

En general, los plays geotérmicos están dominados por el régimen de transferencia de calor, ya sea, por convección o por conducción (ESMAP, 2012). Los plays geotérmicos dominados por convección, a menudo denominados sistemas geotérmicos viables o activos debido a su dinámica de fluidos (Gianelli y Grassi, 2001), albergan recursos de alta entalpía y se producen en los márgenes activos de las placas tectónicas con reciente actividad volcánica y magmática (ver Figura 1.6) (Moeck, 2014). La convección es inducida por una fuente de calor o flujo de calor elevado que transporta el calor desde niveles más profundos a la superficie (Moeck, 2014). Varios factores y procesos influyen en la convección dentro de un play geotérmico, además de un gradiente de alta temperatura, es necesaria una alta permeabilidad para permitir una convección significativa, mientras que en capas de baja permeabilidad ocurre una convección menor o nula (Hochstein, 1988).

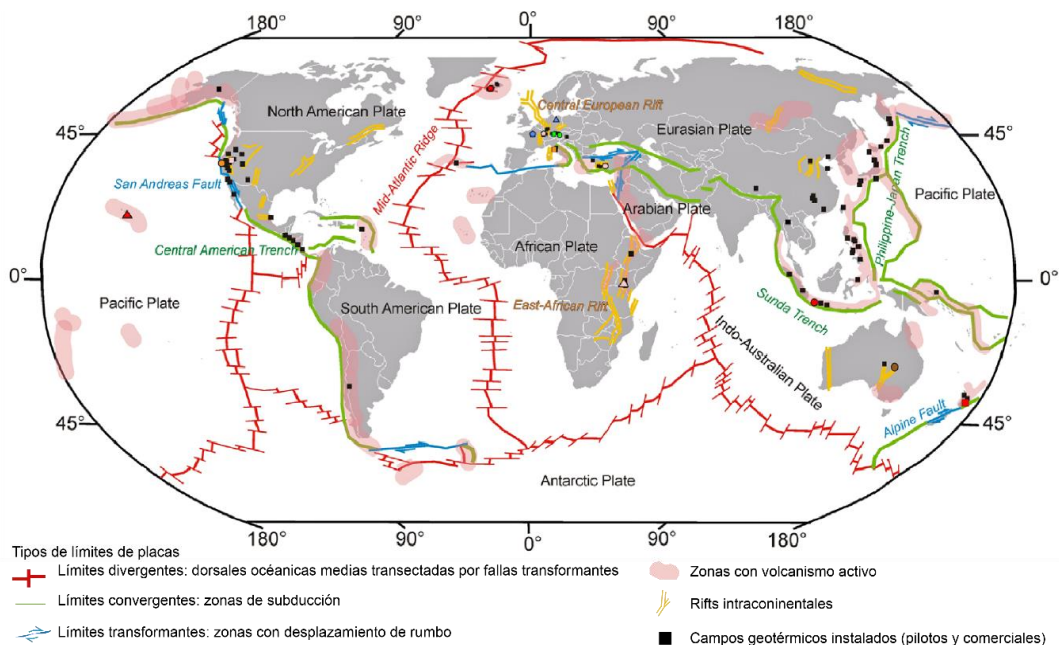


Figura 1.6 Campos geotérmicos instalados en todo el mundo en función de los límites activos de las placas tectónicas. Modificado de Moeck (2014).

Por el contrario, los plays geotérmicos dominados por conducción alojan recursos de baja a media entalpía, también pueden denominarse sistemas geotérmicos pasivos debido a la ausencia de fluidos convectivos rápidos (Moeck, 2014). Estos sistemas están ubicados predominantemente en los márgenes pasivos de las placas tectónicas, donde no se produce un tectonismo o vulcanismo reciente significativo (ver Figura 1.6) (Moeck, 2014). Las fallas, las litofacies, la diagénesis y los procesos de disolución, desempeñan un papel importante en la evaluación de la calidad de yacimientos conductivos (Moeck, 2014).

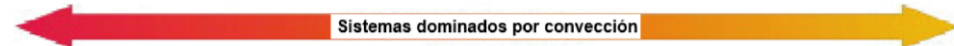
1.3.1.1 Plays geotérmicos dominados por convección

De acuerdo a Moeck (2014) y la guía propuesta por la IGA-IFC (2014), los plays geotérmicos dominados por convección presentan los siguientes ambientes tectónicos favorables (ver Figura 1.6): (I) arcos magmáticos sobre las zonas de subducción en márgenes de placa convergentes (por ejemplo, el arco de Sunda o el arco de Filipinas-Japón); (II) márgenes divergentes ubicados dentro de ambientes oceánicos (*Mid-Atlantic Ridge*), o ambientes intracontinentales (por ejemplo, *Rift* de África Oriental); (III) márgenes de placas transformantes con fallas de deslizamiento (por ejemplo, las fallas de San Andrés–USA o Alpina–Nueva Zelanda) y (IV) islas oceánicas intraplaca formadas por un magmatismo de punto caliente (por ejemplo, Hawái). Las zonas de fallas principales transectan gran parte de la litósfera y pueden actuar como conductos de fluidos principales que se conectan a las regiones de la corteza con flujo de calor elevado causado por la astenósfera ascendente (por ejemplo, cuña astenosférica en las zonas de subducción, abombamiento astenosférico debajo de *rifts*) y denudación tectónica caliente de la corteza media e inferior (complejo de núcleo metamórfico en terrenos extensionales) (Frisch et al., 2003).

En los plays geotérmicos dominados por convección, la circulación ascendente de fluidos transporta el calor desde la profundidad a depósitos menos profundos, o hacia la superficie (Moeck, 2014). Estos sistemas ocurren en áreas de tectonismo activo (Nukman y Moeck, 2013), vulcanismo activo, plutonismo joven (<3 Ma) y flujo de calor elevado causado por la tectónica extensional (Faulds et al., 2010). Los plays dominados por convección están controlados por la actividad ígnea, como una cámara magmática en áreas volcánicas, o fallas en terrenos extensionales, o ambas, como cuerpos intrusivos en zonas de falla (Tabla 1.2). Los fluidos se originan comúnmente a partir de la infiltración de agua meteórica desde grandes elevaciones y también pueden implicar una mezcla parcial con fluidos magmáticos (Deon et al., 2012). En la Tabla 1.2, se ilustra un esquema para plays dominados por convección como: tipos de

plays magmáticos en ambientes volcánicos y plutónicos en un lado y plays controlados por fallas en dominios con deformación extensional local o regional en el otro lado.

Tabla 1.2 Esquema de plays geotérmico dominados por convección basados en los controles geológicos de la actividad ígnea como magmatismo (tipo volcánico con localidad tipo en Java, Indonesia), plutonismo reciente (tipo de intrusión con localidad tipo en Larderello Italia en la periferia de la orogenia Alpina), y ausente actividad ígnea pero extensión activa significativa (tipo de dominio extensional con localidad tipo en Basin and Range, oeste de EE.UU.). Modificado de Moeck (2014).

| Tipo de Play | Campo volcánico | Plutónico | Dominio extensional |
|-------------------------|--|--|---|
| Localidad Tipo | Java-Kamojang | Larderello-Italia | Bradys (Basin and Range) |
| Configuración tectónica | Arcos magmáticos Dorsales oceánicas medias Puntos calientes | Orógenos jóvenes Fase post-orogénica | Complejos de núcleos metamórficos Extensión en el trasarco Cuencas pull-apart Rifts intracontinentales |
| Ambiente geológico | Cámaras magmáticas, intrusiones Magmatismo activo (vulcanismo) | Intrusión joven + extensión Plutonismo reciente | Corteza adelgazada → flujo de calor elevado Dominio extensional activo |
| Transferencia de calor |  | | |
| Controles geológicos | - | Controlado por fallas Magmático | + |

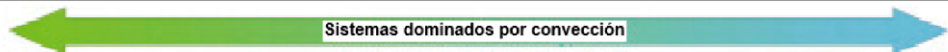
1.3.1.2 Plays geotérmicos dominados por conducción

Los plays geotérmicos en márgenes pasivos donde no se producen anomalías astenosféricas (por ejemplo, márgenes continentales pasivos y áreas intracontinentales tectónicamente inactivas) están dominados principalmente por la conducción (Moeck, 2014). En el basamento o en rocas ígneas cristalinas, denominadas sistemas petrotérmicos, la producción de calor localmente elevado se origina a partir de granitos y puede conducir a una anomalía de temperatura positiva significativa, como en el reservorio mejorado (EGS) en roca granítica en Soultz-sous-Forêt en el Graben del Rhine (Genter et al., 2000). Los recursos de EGS petrotérmicos carecen de fluidos de formación producibles y requieren que los fluidos se inyecten a través de una red de fractura artificial (Moeck, 2014).

Los plays geotérmicos dominados por conducción se enfocaron debido a los nuevos desarrollos en las tecnologías EGS. La razón de este enfoque es que las condiciones naturalmente no comerciales asociadas con los sistemas geotérmicos conductivos pueden mejorarse mediante la creación de reservorios en rocas cristalinas o la mejora de reservorios en rocas de acuíferos confinados, es decir, de baja permeabilidad (Moeck, 2014). De acuerdo a Moeck (2014) y la guía propuesta por la IGA-IFC (2014), estos sistemas pueden clasificarse en hidrotermales y no hidrotermales (o petrotérmicos, es decir, sistemas de roca seca y caliente) con una anisotropía de permeabilidad predominantemente controlada por fallas y/o litofacies o

biofacies (ver Tabla 1.3). Esta clasificación contiene tres configuraciones diferentes: (I) el tipo de cuenca intracratónica, (II) el tipo de cinturón orogénico y (III) el tipo de basamento/ roca cristalina. Estos tipos se consideran además con respecto a la relación de porosidad-permeabilidad de la roca del yacimiento y la ausencia o presencia de fluidos producibles en el yacimiento (Moeck, 2014).

Tabla 1.3 Esquema de los plays geotérmicos dominados por conducción, van desde las cuencas intracratónicas hasta las cuencas de antepaís de cinturones orogénicos con sus foredeep característicos del basamento (ígneos o metamórficos). Los controles geológicos en plays dominados por conducción son lito o biofacies de rocas sedimentarias y fallas y fracturas. Por lo general, estos tipos de plays carecen de fallas activas y sismicidad. Modificado de Moeck (2014).

| Tipo de Play | Cuenca Intracratónica | Cinturón Orogénico | Tipo Basamento |
|-------------------------|--|---|--|
| Localidad Tipo | Cuenca de París | Unterhaching-Alemania | Habanero-Australia |
| Configuración tectónica | Cuencas de rift/intracratónicas Cuencas de margen pasivo | Cinturones plegados sobrecorridos Cuencas de antepaís | Intrusiones en terrenos planos Calor producido por elementos radiogénicos en la roca |
| Ambiente geológico | Acuíferos sedimentarios Permeabilidad/porosidad con la profundidad | Acuíferos sedimentarios Permeabilidad/porosidad con profundidad Zonas de fallas y fracturas | Rocas intrusivas calientes (granito) Baja porosidad/baja permeabilidad Zonas de fallas y fracturas |
| Transferencia de calor |  | | |
| Controles geológicos | - | Controlado por fallas/fracturas Controlado por lito/biofacies | + |

1.3.1.2.1. Plays geotérmicos Ígneos - tipo Basamento

Las rocas cristalinas (por ejemplo graníticas) albergan vastos recursos de energía térmica en provincias ígneas, que a menudo subyacen grandes áreas de los continentes (Moeck, 2014). Estas rocas de baja porosidad y baja permeabilidad requieren el desarrollo del reservorio mediante técnicas de estimulación para permitir la circulación entre los pozos inyectores y productores, con la masa de roca actuando como intercambiador de calor (Moeck, 2014). Este concepto se conoce como *Hot Dry Rock* (HDR). El factor más importante para la ingeniería de yacimientos HDR es el campo de esfuerzos (Moeck, 2014).

Para producir electricidad de manera eficiente se requieren temperaturas de agua superiores a 180 °C (Kohl y Speck, 2004). El rendimiento generalmente aceptado para un *target* en un pozo, es una tasa de producción de 50 litros/segundo y una temperatura mínima de 200 °C en la roca (Genter et al., 2012). Sin embargo, se debe considerar las necesidades específicas del usuario final, y tal vez las rocas cristalinas se puedan usar como calor directo, así como la generación de electricidad en áreas donde hay bajas temperaturas (Moeck, 2014). Las características principales de acuerdo a Moeck (2014) para los plays geotérmicos ígneos – tipo basamento son:

Tipos de rocas: rocas con producción elevada de calor que contienen elementos productores de calor radiogénico como torio, uranio y potasio como rocas cristalinas y rocas intrusivas.

Tipos de fluidos: necesita ser inyectado.

Métodos de exploración:

- Dependiendo de la temperatura, profundidad y secuencia litológica, se utilizan varios métodos geofísicos, como la magneto telúrica y la gravedad para detectar el cuerpo granítico y la reflexión sísmica para identificar las zonas de fractura.
- Para estimar el campo de esfuerzos, las condiciones hidromecánicas, los parámetros petrofísicos y mineralógicos se perfora un pozo de exploración.

Targets: roca cristalina y zonas de fractura.

1.3.1.2.2. Plays geotérmicos no magmáticos - cuencas intracratónicas y cinturones orogénicos

Los plays geotérmicos conductivos no magmáticos se encuentran en ambientes geológicos ubicados en cuencas intracratónicas (es decir, en la corteza continental estable) y con cinturones orogénicos y cuencas antepaís asociadas (Moeck, 2014). La actividad tectónica suele ser baja o ausente. El transporte de calor por advección puede desempeñar un papel importante en áreas montañosas (cinturón orogénico), donde los dominios de alta permeabilidad y las fallas enraizadas permiten la circulación profunda de agua meteórica (Moeck, 2014). Los sistemas geotérmicos en cinturones montañosos rara vez se asocian con reservorios hidrotermales, sino que son el resultado de sistemas de circulación profunda asociados con fallas complejas de escamas corticales mayores (Moeck, 2014). Estas áreas típicamente contienen flujos de calor bajos a moderados (Allen et al., 2006).

De acuerdo a Moeck (2014), las cuencas sedimentarias albergan sistemas de acuíferos principales donde se puede producir y utilizar el agua termal. Por ende, el objetivo de la exploración es identificar dominios de alta porosidad/alta permeabilidad o alta porosidad/baja permeabilidad a diferentes niveles de temperatura. Además, estos sistemas hidrotermales se producen a gran profundidad (> 3km). Los dominios de baja permeabilidad en las cuencas sedimentarias pueden representar recursos EGS donde la permeabilidad (y, por lo tanto, la productividad) deben mejorarse mediante una variedad de técnicas de estimulación (Zimmermann et al., 2008). El éxito

de EGS en acuíferos sedimentarios estrechos y calientes puede verse afectado por la capacidad de almacenamiento expresada por la porosidad de la roca huésped (Rybach, 1981). El contenido de calor del fluido en la capa porosa se ve fuertemente afectado por la geometría de la cuenca, tipo de cuenca y su evolución (Moeck, 2014).

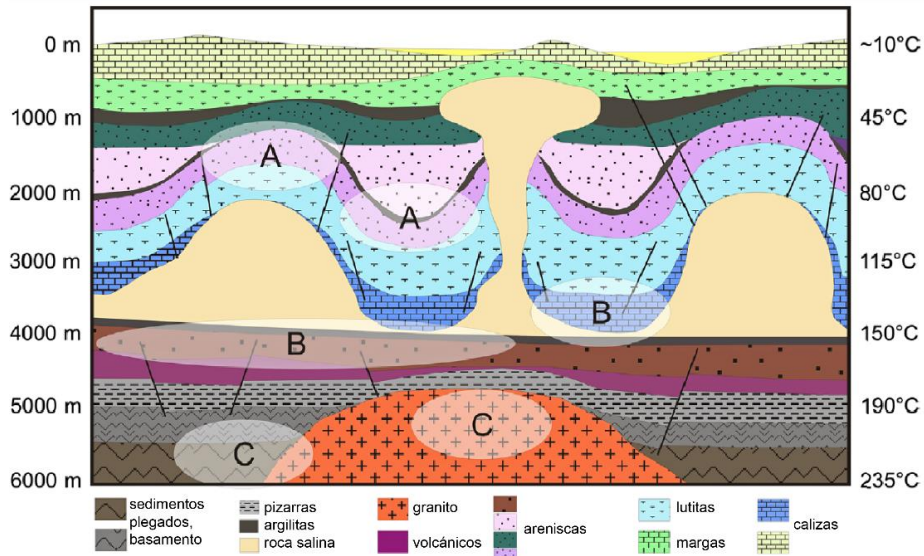


Figura 1.7 Sección transversal esquemática de una cuenca sedimentaria intracratónica y varios tipos de plays geotérmicos a diferentes rangos de profundidad y temperatura. La temperatura es un promedio asumiendo un gradiente geotérmico de $32^{\circ}\text{C}/\text{km}$. A: Plays geotérmicos por encima de 3 km de profundidad con temperatura adecuada para calefacción urbana. B: Plays geotérmicos profundos por debajo de 3 km de profundidad adecuados para calefacción y electricidad. C: Plays geotérmicos muy profundos por debajo de 4 km de profundidad como sistemas HDR potenciales. Modificado de Moeck (2014).

Como se ilustra en la Figura 1.7, los yacimientos geotérmicos están ubicados en diferentes porciones de la cuenca, dependiendo de la estructura interna actual de la cuenca. Las regiones de la corteza por encima de las formaciones salinas podrían ser reservorios geotérmicos adecuados para la calefacción urbana, porque la alta conductividad térmica de la roca salina causa anomalías térmicas positivas locales en la sobrecarga de las acumulaciones de sal (Klapperer et al., 2011). En las partes más profundas de la cuenca (por debajo de los 3 km de profundidad), los sistemas geotérmicos pueden ser adecuados para la producción de energía y calor, siempre que se aplique la tecnología EGS para mejorar la productividad hasta el caudal requerido de $50\text{--}70$ litros/segundo (Cuenot et al., 2008).

Moeck (2014), distingue dos tipos de cuencas para los sistemas geotérmicos sedimentarios hidrotermales: (I) cuencas de subsidencia extensivas o litosféricas, como el sistema de Cuenca de Europa Central, y (II) cuencas de antepaís dentro de

cinturones orogénicos, como la Cuenca Molasse en los Alpes o cuenca sedimentaria del oeste de Canadá asociada con las Montañas Rocosas.

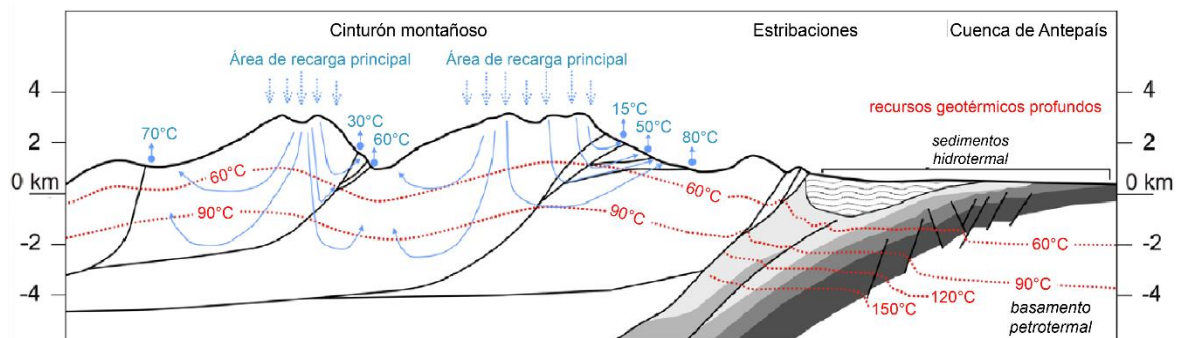


Figura 1.8 Tipos de plays geotérmicos en cinturones orogénicos y las cuencas adyacentes de antepaís. Líneas rojas: distribución esquemática de isotermas. Líneas azules: flujo de agua resultante de la advección de calor y el gradiente hidráulico controlado por la topografía. Modificado de Moeck (2014).

Las secuencias sedimentarias en cuencas de antepaís están influenciadas por una importante subsidencia (hundimiento) de la corteza hasta varios kilómetros hacia el orógeno debido al peso de la corteza engrosada del cinturón orogénico y la carga de productos erosivos del cinturón montañoso en la corteza no engrosada (Moeck, 2014). El resultado de este proceso es la flexión litosférica que forma áreas de extensión local y fallamiento normal en los ajustes tectónicos de la placa de compresión (Figura 1.8) (Cacace et al., 2013). La forma de cuña de las cuencas antepaís con la inflexión hacia abajo del acuífero puede causar gradientes geotérmicos positivos locales, especialmente cuando las fallas o las capas altamente permeables permiten el transporte de calor desde las partes más profundas a las más superficiales (Moeck, 2014).

En el cinturón montañoso, el flujo de agua subterránea y el gradiente geotérmico están fuertemente influenciados por el gradiente hidráulico resultante del pronunciado relieve topográfico (Craw et al., 2005). La gran profundidad y el ancho de los valles dan como resultado una penetración poco profunda del agua de recarga, que luego se descarga en el fondo del valle o en laderas de valles poco profundos (Majorowicz et al., 1999). Los máximos térmicos ocurren debajo de las altas montañas (15- 20°C) y los mínimos térmicos debajo de los valles (30-50°C) (Figura 1.8), lo que resulta en gradientes geotérmicos locales variables debido a la circulación meteórica del agua (Craw et al., 2005). El gradiente geotérmico cercano a la superficie puede verse alterado en las áreas de recarga donde la infiltración de agua enfría la masa rocosa. Del mismo modo, el flujo de calor que varía de bajo a moderado y alto en los cinturones montañosos (Craw et al., 2005) necesita ser corregido por la cantidad de pérdida de calor por efectos paleoclimáticos (Majorowicz et al., 1999).

La formación de yacimientos geotérmicos en cadenas montañosas está dominado por la permeabilidad de las capas rocosas dentro de la roca huésped. Grasby y Hutcheon (2001) señalan que la alta permeabilidad de las rocas fracturadas, el flujo de agua subterránea y los fluidos de circulación profundos, combinados con el transporte de calor advectivo, son los más críticos para la formación de aguas termales en los cinturones montañosos. Las temperaturas de las aguas termales dependen de la infiltración, la profundidad de circulación del fluido, la permeabilidad de las rocas, la geometría de las principales fallas de empuje, las rampas laterales y los planos de estratificación (Fig. 1.8) (Moeck, 2014).

Los cinturones montañosos y sus cuencas antepaís asociadas están desconectados hidráulicamente por la falla frontal de las estribaciones debido al hecho de que la mayor parte del agua recargada en las montañas se descarga en los valles a una altura similar a la elevación promedio de la cuenca antepaís (Moeck, 2014). A diferencia de las cuencas de antepaís, las cuencas intracratónicas que se originan por subsidencia litosférica se dividen comúnmente en varias sub cuencas (Salley, 2000). En las cuencas intracratónicas se produce rellenos sedimentarios de varios kilómetros de espesor que abarcan una amplia gama de depósitos, incluidos siliciclásticos fluviales, carbonatos marinos, lodos y evaporitas. La evolución de la cuenca y las tasas de subsidencia tienen un efecto importante en las características de fallas y patrones de fallas, procesos diagenéticos y el aumento o disminución resultante de la porosidad (Moeck, 2014).

El ambiente geológico de las cuencas sedimentarias generalmente se estudia bien a través de la exploración de hidrocarburos, y se pueden reevaluar bases de datos sustanciales de estudios sísmicos y perforaciones para la evaluación geotérmica y el desarrollo del campo (Moeck et al., 2009). Los métodos de exploración para objetivos geotérmicos pueden diferir ligeramente de la exploración de hidrocarburos, ya que la temperatura debe ser mapeada además de la calidad del yacimiento (Moeck, 2014). De acuerdo a Moeck (2014), las zonas objetivo, sus características y métodos de exploración para los plays geotérmicos conductivos no magmáticos son:

Tipos de roca reservorio: rocas sedimentarias como secuencias siliciclásticas eólicas y fluviales, sedimentos marinos poco profundos a profundos desde secuencias de carbonatos hasta lutitas y arcillas pelágicas; los sedimentos deltaicos y pelágicos pueden ser roca fuente de H₂S.

Tipos de fluidos: salmueras con alto contenido de Cl. Agua de infiltración, rica en HCO₃.

Métodos de exploración:

- Reprocesamiento de la reflexión sísmica existente a menudo disponible (pero no siempre accesible) de la exploración de hidrocarburos.
- Reconocimiento de pozos existentes y datos sísmicos.
- Interpretación conjunta de datos magnetoteléuricos y sísmicos de reflexión.
- Pozos de evaluación que incluyen registros de pozos y datos básicos.

Targets: dominios de alta porosidad/alta permeabilidad o dominios de alta porosidad/baja permeabilidad en rocas sedimentarias; zonas de fallas y fracturas, zonas con peligro por fallas y zonas de karsts en rocas carbonatadas.

1.4 Extracción y utilización de energía geotérmica en campos petroleros

Durante décadas, la utilización de la energía geotérmica se desarrolló principalmente en regiones con alto gradiente geotérmico, ya sea zonas con intensa actividad volcánica o hidrotermal. Actualmente, la energía geotérmica almacenada en los yacimientos de hidrocarburos también presenta un gran potencial, no solo porque existe energía geotérmica masiva en los yacimientos de petróleo y gas, sino que también los campos petroleros tienen enormes ventajas para desarrollar esa energía (Wang et al., 2018). Ante la disminución de las reservas, el aumento del costo de operación, los precios volátiles del petróleo y la tendencia de la energía verde, las compañías de petróleo y gas comenzaron a explorar y utilizar la energía geotérmica de los yacimientos de petróleo, buscando soluciones para reducir el costo de operación, extender la vida económica de los campos antiguos y lograr beneficios medioambientales y sociales (Wang et al., 2016).

Como un tipo de recursos que coexisten con hidrocarburos en las cuencas sedimentarias, el recurso geotérmico de los campos petroleros se lo caracteriza en función de su temperatura, siendo ésta de intermedia a baja dado que las temperaturas de los fluidos producidos oscilan entre 65 °C y 150 °C (Liu et al., 2018). Numerosos estudios han demostrado el abundante recurso geotérmico en los yacimientos de petróleo y gas en todo el mundo. Por ejemplo, en China se ha descubierto que las principales cuencas petrolíferas son ricas en recursos geotérmicos, como el campo petrolífero Daqing, Liaohe y Huabei, donde las reservas

totales fueron de hasta 424 EJ ($1\text{EJ} = 10^{18} \text{ J}$) de recurso geotérmico recuperable (Wang et al., 2016).

1.4.1 Métodos de extracción de recursos geotérmicos en campos petroleros

En la práctica actual, el recurso geotérmico de los campos petroleros se colecta principalmente mediante un medio líquido de los pozos de petróleo existentes y se utiliza en forma de fluido caliente (Wang et al., 2018). El medio líquido podría producir agua de un pozo de producción activo, o fluido de trabajo inyectado y circulado desde un pozo abandonado (Wang et al., 2018). Estos dos métodos principales de extracción de energía geotérmica se analizan a continuación.

1.4.1.1 Extracción geotérmica por agua producida en pozos productores

Este método aprovecha el agua de formación calentada geotérmicamente, que es un subproducto de la producción de petróleo y gas (Wang et al., 2018). Como se muestra en la Figura 1.9, el agua a alta temperatura se produce en la superficie junto con hidrocarburos y luego el agua se separará y se enviará a las instalaciones de procesamiento para capturar el calor, ya sea distribuido para uso directo o convertido en electricidad por la planta de energía, cumpliendo la coproducción de hidrocarburos y energía geotérmica (Wang et al., 2018).

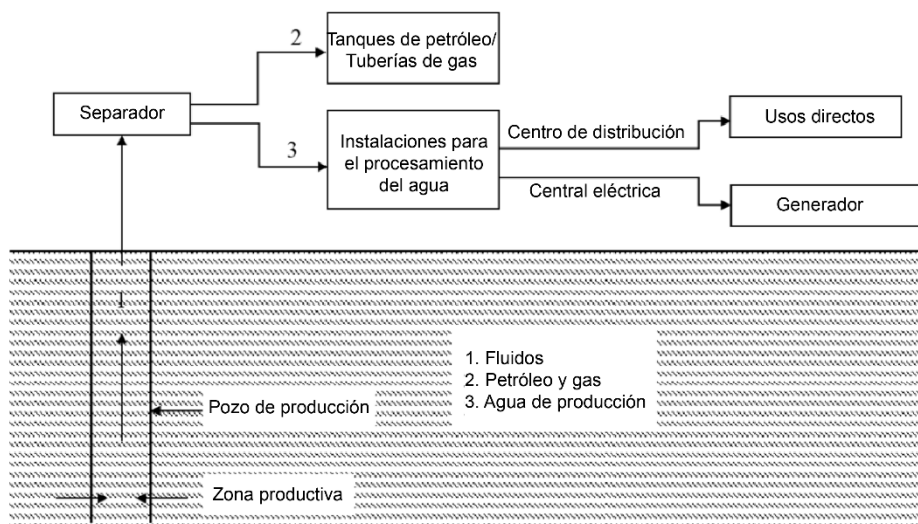


Figura 1.9 Esquema del flujo de fluido producido para la extracción geotérmica de pozos productores. Modificado de Wang et al. (2018).

La producción masiva de agua se informa tanto en campos petroleros maduros (Xin et al., 2012) como en algunos plays no convencionales (Kondash et al., 2017). Un promedio de 25 mil millones de barriles de agua se producen anualmente a partir de

pozos de petróleo y gas dentro de los Estados Unidos, y solo en Texas se producen 7,4 mil millones de barriles de agua por año, lo que representa el 30% del volumen total de agua producida generada en Estados Unidos (Liu et al., 2015). Tester et al. (2006) estimaron que la generación de energía por agua coproducida en Oklahoma y Texas oscila entre aproximadamente 2 y 10 GW. Históricamente, el agua producida ha sido un inconveniente y requiere una eliminación costosa; sin embargo, ahora se está considerando como un recurso que puede usarse para producir electricidad para operaciones de campo o venderse a la red.

Sin embargo, el rendimiento de la utilización geotérmica de este método está directamente relacionado con la operación de producción de petróleo y gas, y depende en gran medida de la tasa de producción y la temperatura del agua (Wang et al., 2018). Se estima que las tecnologías actualmente disponibles generalmente requieren al menos 15.000 barriles H₂O/día (~27.6 litros/segundo) con una temperatura mínima de 101.7 °C para una generación de energía eficiente y económica (Liu et al., 2015). Además de la tasa de producción y la temperatura, la química del agua producida debe tenerse en cuenta antes de bombear el agua producida a la central eléctrica para la generación de energía (Wang et al., 2018).

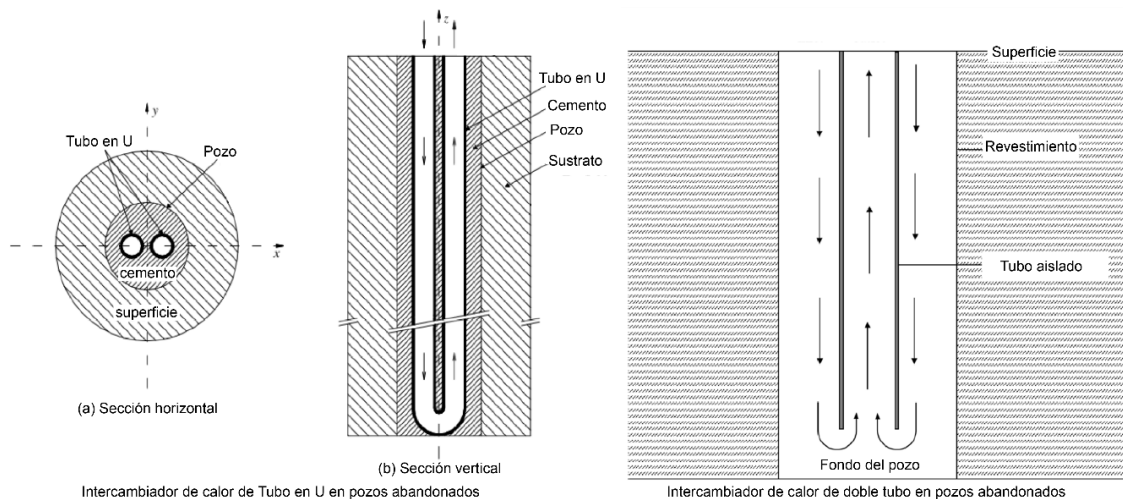


Figura 1.10 Esquema de un intercambiador de calor de tubo en U y de un intercambiador de calor de doble tubo en un pozos abandonados. Modificado de Wang et al. (2018).

1.4.1.2 Extracción geotérmica por fluido de trabajo inyectado en pozos abandonados

Un enfoque alternativo es recuperar los recursos geotérmicos a través de pozos petroleros abandonados. El concepto de este método es seleccionar y reutilizar el reservorio petrolero agotado y capturar el calor trabajando el fluido inyectado desde la superficie (Wang et al., 2018). La práctica común es inyectar fluido en la superficie, y

el fluido se calentará gradualmente por la formación circundante a medida que fluye hacia abajo. Cuando el fluido inyectado llega al fondo del intercambiador de calor, donde gana la temperatura máxima, el fluido cambia de dirección, fluye hacia arriba y asciende a la boca del pozo. El fluido de retorno se recogerá en la boca del pozo y el calor se capturará y utilizará para diferentes propósitos (Wang et al., 2018). Para recuperar el calor de los pozos abandonados, es posible que se requiera un reacondicionamiento del pozo antes de los fluidos de inyección. Los intercambiadores de calor de tubo en U y tubería doble son dos tipos comunes de retroadaptación a pozos abandonados (Figura 1.10) (Wang et al., 2018).

1.4.2 Métodos de utilización de recursos geotérmicos en campos petroleros

Una vez que se extrae la energía geotérmica y se lleva a la superficie, el fluido caliente se bombeará a las instalaciones de procesamiento para diferentes usos determinados por el nivel de temperatura y el caudal. El uso directo (sin proceso de conversión de energía) y la generación de energía (conversión de calor a electricidad) son los principales métodos de utilización geotérmica en los campos petroleros (Wang et al., 2018).

1.4.2.1 Uso directo geotérmico

El uso directo de los recursos geotérmicos es posiblemente la utilización más antigua y versátil, ya que se ha aplicado ampliamente en más de 82 países de todo el mundo durante décadas (Lund y Boyd, 2016). El uso directo geotérmico en campos petroleros podría dividirse en dos categorías: (i) las aplicaciones tradicionales de uso directo, como la calefacción de edificios, la plantación en invernaderos, la deshidratación de cultivos y varios procesos industriales; (ii) las aplicaciones especiales de campos petroleros, que incluyen el trazado de calor de recuperación de petróleo, y el transporte de crudo pesado usando aguas calentadas geotérmicamente (Wang et al., 2018).

Para reducir la viscosidad del crudo, la circulación de fluidos calientes se usa generalmente para la recolección y transporte de crudo al quemar petróleo y gas (Wang et al., 2018). En campos petroleros maduros, donde se produce agua caliente masiva, se podría reemplazar el agua caliente que quema petróleo/gas por agua calentada geotérmicamente, así se puede ahorrar considerablemente el agua dulce y reducir el costo de transpiración del crudo (Wang et al., 2018). La inundación de agua

geotérmica es una aplicación importante, especialmente para la recuperación mejorada de petróleo pesado. Se ha demostrado que las inundaciones de agua caliente pueden disminuir la viscosidad del petróleo y la relación de movilidad, y luego mejorar la recuperación final del petróleo (Goodyear et al., 1996).

Tabla 1.4 Resumen de proyectos que emplean la geotermia como uso directo de energía en yacimientos petrolíferos. Modificado de Wang et al. (2018).

| Ubicación del Campo Petrolero | Recurso Geotérmico | Tipo de Utilización | Temperatura y Caudal | Observaciones | Referencias |
|-------------------------------|--------------------|--|---|---|---------------------|
| Albania | Pozos abandonados | Calefacción de invernaderos | 65.5 °C | Capacidad instalada de 4.497 MWt y un consumo anual de energía para calefacción de 23.26 TJ/año | Lund and Boyd, 2016 |
| Estiria, Austria | Pozos abandonados | Complejos de Spa | 47 °C | Aguas geotérmicas utilizada en los balnearios Loipersdorf y Waltersdorf. Capacidad instalada de 10 MWt y un consumo anual de 247 TJ/año | |
| Algyó, Hungría | Productor de agua | Generación de agua potable | 25 litros/seg a 87 °C y una profundidad de 1.8 Km | Agua geotérmica usada para calentar la tubería de recuperación en Sávoly. Capacidad instalada de 42 MWt y un consumo de 695 TJ/año | |
| Sávoly, Hungría | | Recuperación de petróleo por trazado térmico | | | |
| Daqing, China | Productor de agua | Calentador de espacios. Transportación de crudo pesado | 50-110 °C | Para un área de 120.000 Km ² se estima un recurso de 2.905x10 ⁸ J de energía geotermoeléctrica | Wang et al., 2016 |
| Liaohé, China | Productor de agua | Calentador de espacios | 50-110 °C | Para un área de 25.000 Km ² se estima un recurso de 1.008x10 ⁸ J de energía geotermoeléctrica | |
| Huabei, China | Pozos abandonados | Recuperación de petróleo por trazado térmico | 600 m ³ /día a 100-110 °C | Para un área de 32.000 Km ² se estima un recurso de 7.099x10 ⁸ J de energía geotermoeléctrica | |

La Tabla 1.4 resume los proyectos que aplican la geotermia como usos directos, tanto de pozos productores como abandonados en todo el mundo. El uso directo geotérmico de campos petroleros específicos se lleva a cabo principalmente en campos que producen petróleo altamente viscoso (Wang et al., 2018).

1.4.2.2 Generación de energía geotermoeléctrica

La utilización de fuentes geotérmicas para generar energía eléctrica requirió la implementación de una tecnología innovadora, llamada *Organic Rankine Cycle* “Ciclo Orgánico de Rankine” (ORC), que aplicó fluidos orgánicos de alta masa molecular con un cambio de fase de líquido-vapor (punto de ebullición) que ocurre en una temperatura más baja que el cambio de fase agua-vapor (Zhang et al., 2019). La electricidad se genera a través de un sistema binario que transfiere calor del fluido caliente a un fluido secundario que se vaporiza a una temperatura más baja y a una presión más alta, y el vapor se usa para impulsar una turbina para producir electricidad (Liu et al., 2015).

Estados Unidos es uno de los principales países en investigación y utilización de la generación de energía geotermoeléctrica de intermedia a baja temperatura. La primera estación de energía geotermoeléctrica del mundo se instaló en 2006 en el campo petrolero *Teapot Dome* en el norte de Wyoming - EE. UU. La potencia instalada de esta estación con el principio de circulación ORC fue de 0.25 MW (Zhang et al., 2019). Esta estación genera 0.18 MW de electricidad usando 40.000 barriles H₂O/día (73.71 litros/segundo) a 90.6–98.9 °C (Wang et al., 2018). La segunda estación de energía geotermoeléctrica asociada a un campo petrolero se construyó en China en el 2011. En el yacimiento petrolífero de Liubei en el campo Huabei, se instaló una planta que genera 0.40 MW de electricidad usando 2.880 m³H₂O/día (33.33 lt/seg) a 110 °C (Wang et al., 2018). La capacidad de generación de energía esperada de la estación de Liubei es de 1.5 millones de kW/año, con un aumento anual promedio de 120.000 toneladas de petróleo (Zhang et al., 2019).

CAPÍTULO 2: ASPECTOS METODOLÓGICOS

2.1 Fuentes de información

Los esfuerzos para determinar los gradientes geotérmicos, comenzaron con la recopilación de información de pozos exploratorios perforados en el área de estudio. Las temperaturas de fondo de pozos (BHT) utilizadas para este análisis se tomaron de los encabezados de los registros de pozos durante las campañas de perforación de pozos exploratorios. Los registros de pozos están disponibles en el Banco de Información Petrolera del Ecuador (BIPE), cuyo custodio es la Secretaría de Hidrocarburos (SH), el BIPE cuenta con información de pozos (registros eléctricos, informes, reportes, pruebas, sísmica, sísmica 2D y 3D), información técnica regional de la cuenca, de los campos, e información hidrocarburífera del país.

Se tomaron, evaluaron y analizaron para el estudio más de 2500 pozos (exploratorios, de desarrollo, en producción y de reinyección), distribuidos en 202 campos petrolíferos, de esta manera se pudo abarcar las 2/3 partes de la Cuenca Oriente. De esta base de datos inicial se encontró que 1.683 pozos cumplían con las condiciones técnicas adecuadas, es decir, que el registro contaba con información de temperatura de fondo de pozo, temperatura superficial, rango de profundidad y el número suficiente de registros, que potencialmente podrían ayudar en las mediciones geotérmicas eventuales.

2.2 Método aplicado para corregir las temperaturas de fondo de pozos

La temperatura de fondo de pozo medida a partir de los registros de perforación, siempre es inferior a la temperatura verdadera o estática (Beardsmore y Cull, 2001). Durante la perforación de pozos petroleros, una gran cantidad de lodo de perforación circula en el pozo para facilitar la perforación, evacuar los recortes y estabilizar el pozo. La influencia de esta circulación y otros efectos de perforación como las propiedades térmicas del fluido de perforación, la naturaleza del intercambio de calor entre el fluido de perforación y la formación, la duración de la perforación. Todo esto proporciona una temperatura de no equilibrio en el momento de las mediciones de temperatura (Beardsmore y Cull, 2001).

En el pasado, se han adoptado numerosos métodos para corregir la temperatura registrada en el fondo del pozo y estimar las temperaturas de formación reales. El modelo más antiguo conocido y comúnmente utilizado, para estimar las temperaturas estabilizadas de formación en exploración de petróleo, agua subterránea y geotermia, es el método Horner. El método gráfico de Horner se basa en una similitud observada en el comportamiento de la temperatura y la presión in situ cuando se perturba al perforar (Beardsmore y Cull, 2001). El método fue diseñado originalmente para corregir los datos de acumulación de presión a partir de las pruebas de perforación, pero fue adaptado para la corrección de temperatura. La temperatura inicial o estabilizada de formación se infiere de la intersección en un diagrama semi logarítmico que correlaciona la temperatura del pozo en reposo con el tiempo a dimensional de Horner. Se basa en el concepto de una línea fuente de calor infinitamente larga sin sección transversal para representar los procesos de circulación y suspensión de la circulación (García, 2009).

Dada la falta de información de tiempos de circulación y mediciones de temperatura después de la suspensión de circulación en pozos de petróleo, no se aplicó la corrección de Horner. Considerando, que cualquier corrección empírica o teórica produce un valor aproximado de la magnitud de la corrección promedio del BHT y tiene en cuenta que las temperaturas reales de formación son mayores a las de fondo de pozo (alrededor de 10 a 15°C en promedio), que la cantidad de corrección incrementa con la profundidad pero no de forma lineal y que puede aún disminuir a grandes profundidades, que la cantidad de corrección disminuye con el tiempo de cierre y que en todo caso, la aplicación de cualquier corrección a los datos de BHT incorpora un error desconocido (Deming, 1989).

2.2.1 Corrección de Willett y Chapman

Durante la excavación de un pozo de exploración petrolera, la perforación se interrumpe en una serie de profundidades para cambiar la broca, ejecutar registros geofísicos y revestir el pozo. El conjunto de herramientas que se usan durante el registro suele incluir un termómetro que registra la temperatura máxima experimentada en el fondo del pozo. Se supone que la temperatura máxima está en el fondo del pozo, por lo que da una medida directa de la temperatura del fluido de perforación a la profundidad actual del pozo, o una "temperatura del fondo del pozo" (BHT). La relación entre BHT y la "temperatura de la roca virgen" (VRT) es compleja y hay casi tantas

técnicas para corregir las BHT como publicaciones sobre el tema (Beardsmore y Cull, 2001).

Willett y Chapman (1987) proponen una corrección empírica aplicada a mediciones de pozos para fines geotérmicos, comparando las temperaturas de fondo con las temperaturas medidas en equilibrio (Deming, 1989). Willett y Chapman (1987) utilizaron noventa y cinco pozos con múltiples mediciones de temperatura en la Cuenca de Uinta, Utah, para derivar la corrección (Beardsmore y Cull, 2001). La ecuación para la corrección se describe a continuación:

$$VRT = BHT + T_c$$

$$T_c = az + bz^2 + cz^3 + dz^4 \quad (1.1)$$

Donde VRT representa la temperatura de la roca virgen, BHT es la temperatura de fondo de pozo obtenida en cada registro y T_c es la corrección de temperatura en °C. El polinomio de tercer orden empleado para la corrección de BHT corresponde a la ecuación (1.1), donde z es la profundidad en km y $a = 6.93, b = -1.67, c = 0.101, d = 0.0026$ (Beardsmore y Cull, 2001).

2.3 Estimación del gradiente geotérmico aparente

El cálculo del gradiente geotérmico a partir de temperaturas de fondo de pozos, corresponde al gradiente estimado a partir de la medición de la temperatura del fondo de pozo a la profundidad máxima con respecto a la temperatura media en superficie (Carvalho y Vacquier, 1977). Este gradiente es aparente debido a que no tiene en cuenta la variación vertical asociada a los cambios litológicos y las propiedades de transferencia de calor de la roca (Alfaro et al., 2015). La validez de este método se fundamenta en que las mediciones de temperatura en el fondo del pozo son las menos perturbadas durante el período de medición después de terminar las actividades de perforación (Deming, 1989).

Partiendo de la diferencia entre la temperatura de fondo de pozo T_{BHT} y la temperatura de superficie T_O , esta puede expresarse como (Hamza, 2008):

$$T_{BHT} - T_O = \sum_{i=1}^N \left(\frac{dT}{dz} \right)_i h_i \quad (1.2)$$

Donde $(dT/dz)_i$ es el gradiente de temperatura de la capa i , h_i es el espesor de la capa y N es el número de capas. Si el flujo de calor vertical q es constante, la ecuación se puede escribir de la siguiente manera (Hamza, 2008):

$$T_{BHT} = T_O + q \sum_{i=1}^N \left(\frac{dT}{dz} \right)_i R_i h_i \quad (1.3)$$

Donde R_i es la resistividad térmica de la capa i . El término $\sum_{i=1}^N R_i h_i$ es la resistividad térmica acumulada de todas las capas (N) hasta la profundidad del fondo del pozo a la cual se registra la T_{BHT} .

$$q = (T_{BHT} - T_O) / \sum_{i=1}^N \left(\frac{dT}{dz} \right)_i R_i h_i \quad (1.4)$$

Después de multiplicar y dividir $(Z_{BHT} - Z_O)$, donde Z_{BHT} es la cota altitudinal de la temperatura del fondo del pozo y Z_O es la cota altitudinal de la temperatura superficial, la ecuación del flujo de calor (q) base del método a partir del BHT se transforma en (Hamza, 2008):

$$q = \left\{ \frac{(T_{BHT} - T_O)}{(Z_{BHT} - Z_O)} \right\} * \left\{ \frac{(Z_{BHT} - Z_O)}{\left(\sum_{i=1}^n R_i h_i \right)} \right\} \quad (1.5)$$

*Gradiente Geotérmico Aparente * Conductividad Térmica Efectiva*

El primer término es el objeto de estudio de esta investigación. El segundo término corresponde a la conductividad térmica efectiva en las capas del intervalo $(Z_{BHT} - Z_O)$, equivalente a la profundidad del pozo dividida por la resistividad térmica acumulada (Gomes y Hamza, 2005).

2.4 Modelo de Predicción Espacial

Los métodos de predicción espacial determinísticos y probabilísticos, se han definido como un procedimiento que permite calcular el valor de una variable y su posición en el espacio, a partir de valores muestreados de la misma variable en otras posiciones del espacio, por medio de algoritmos matemáticos que facilitan el cálculo de los mismos (Deutsch, 2002).

Los métodos geoestadísticos más usuales a partir de un conjunto de puntos distribuidos irregularmente, pueden clasificarse en interpoladores globales y locales, donde los primeros se caracterizan por usar todos los datos del área de estudio para generar predicciones a través de funciones de suavizamiento que revelan zonas de mayor desviación de la tendencia general, las superficies de tendencia pertenecen a este grupo (Webster y Oliver 2007). Los interpoladores locales, por su parte se caracterizan por trabajar alrededor del punto a interpolar siempre y cuando exista correlación en la superficie, el cual disminuirá mientras sea mayor la distancia entre los puntos muestreados al punto a interpolar. Kriging es el método más representativo de este tipo de interpolaciones (Webster y Oliver 2007).

2.4.1 Interpolador Kriging

Este método de interpolación define la altitud como una variable regionalizada, suponiendo que funciones de correlación espacial pueden explicar en su totalidad o parcialmente la variación espacial de esta, que es la variable estimada a representar a través de funciones homogéneas que se deducen de toda el área de análisis los valores próximos de Z (Cárdenas, 2014). Estas funciones homogéneas son derivadas teniendo en cuenta la distancia que existe entre los datos medidos a través de la semivarianza, analizando así la correlación espacial entre ellos en función de d y estimando una media ponderada (Deutsch, 2002):

$$\hat{Z}_{x,y} = \sum_{i=1}^k \lambda_i f(x_i, y_i) \quad (1.6)$$

Donde un conjunto de k datos se sitúan en torno del punto interpolado, y λ representa los pesos asignados a cada uno de ellos. La ventaja del método, es el criterio de asignar a cada dato su valor ponderado junto a la asignación de un valor de error a cada punto interpolado, permitiendo aplicar criterios estadísticos de forma amplia dada una buena definición del área de análisis (Ramírez, 2010).

2.5 Tratamiento de datos

El tratamiento de la información incluyó cinco etapas: (i) de organización y selección de la información, (ii) conversión de unidades, (iii) corrección de temperaturas de fondo de pozos, (iv) estimación de gradientes geotérmicos aparentes y (v) aplicación de un método de interpolación y generación del mapa.

La organización de los datos consistió en conformar parejas de datos de temperatura y profundidad. La selección se hizo teniendo en cuenta criterios de calidad de la información e incluyó la eliminación de registros de pozo sin información, eliminación de redundancia de datos, eliminación de registros inconsistentes los cuales tenían temperaturas iguales a profundidades considerablemente diferentes. Las unidades de temperatura y profundidad reportadas en los registros, como grados Fahrenheit (°F) y Pies (Ft), respectivamente, fueron convertidas a grados centígrados (°C) y kilómetros (km).

La temperatura de fondo de pozo fue corregida de acuerdo con el método empírico de Willett y Chapman (1987), descrito previamente. El gradiente geotérmico aparente en pozos individuales, se calculó a partir de la ecuación 1.5. La representación del modelo espacial de gradientes geotérmicos, se abordó desde los enfoques determinístico, probabilístico y de simulación en la predicción espacial. Dentro del análisis exploratorio se aplicó medidas descriptivas: de tendencia central (media y mediana), de amplitud (mínimo y máximo), de dispersión (desviación estándar, varianza y coeficiente de variación) y de estructura (coeficiente de asimetría y curtosis), análisis gráficos: histograma y diagramas Cuantil – Cuantil y la eliminación de datos atípicos. Todos estos análisis fueron realizados en Excel.

En el análisis estructural, para cuantificar la mejor semejanza que existe entre pares de datos, se consideraron los momentos de orden 2. Esta caracterización, se realizó por medio de variogramas a la variable a predecir espacialmente. En la evaluación estructural a los datos de BHT y de GGA, se representaron los variogramas experimentales de las variables, el comportamiento de la anisotropía, la correlación de los variogramas teóricos ajustables a las observaciones y la validación del modelo obtenido. Estos análisis fueron realizados en el software Geostatistical Analyst-Target for ArcGIS.

Para la generación del mapa de gradientes geotérmicos, temperaturas de fondo de pozos y temperatura media anual superficial se utilizó el método de interpolación Kriging con tamaño de celdas de 1673 m (tanto en X como en Y) y distancia de blanqueo de 5000 m, en el software Geosoft–Target for ArcGIS. Todas las representaciones se generaron a partir del mejor variograma teórico que se ajustó al variograma experimental de los datos. El mapa fue editado en el software ArcMap.

CAPÍTULO 3: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados encontrados a partir de los datos de entrada, y su posterior análisis e inclusión dentro de la discusión de la investigación.

3.1 Modelo de Temperatura Media Anual Superficial

A partir de un análisis exploratorio de la temperatura media ambiental para la cuenca, se observan las medidas de tendencia central y las medidas de dispersión en la Tabla 3.1 y en la Figura 3.2. El promedio y la mediana se muestran muy cercanas, lo cual indica que son un buen indicador del conjunto de datos.

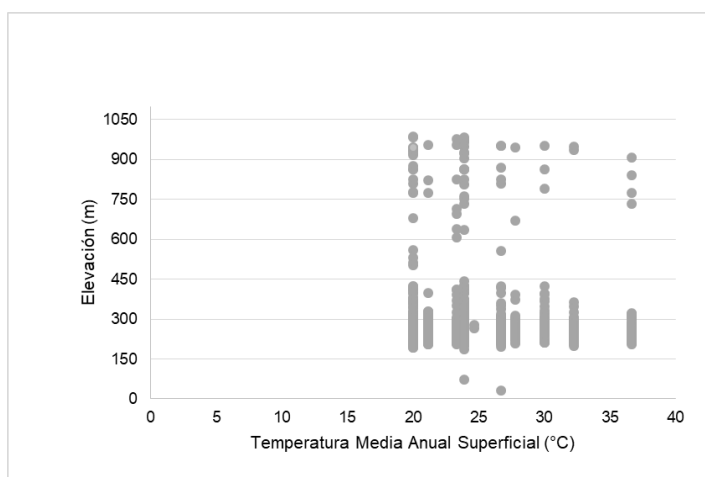


Tabla 3.1 Medidas descriptivas de la Temperatura Media Anual

| | |
|-------------------------|-------|
| Número de datos | 1683 |
| Promedio | 24.43 |
| Mediana | 23.89 |
| Desviación Estándar | 4.31 |
| Desviación Media | 3.22 |
| Mínimo | 20 |
| Máximo | 36.7 |
| Coficiente de Asimetría | 1.24 |
| Curtosis | 1.13 |
| Coficiente de Variación | 0.18 |

Figura 3.1 Temperatura Media Anual Superficial vs. Elevación.

Histograma de frecuencias para la Temperatura Media Anual Superficial

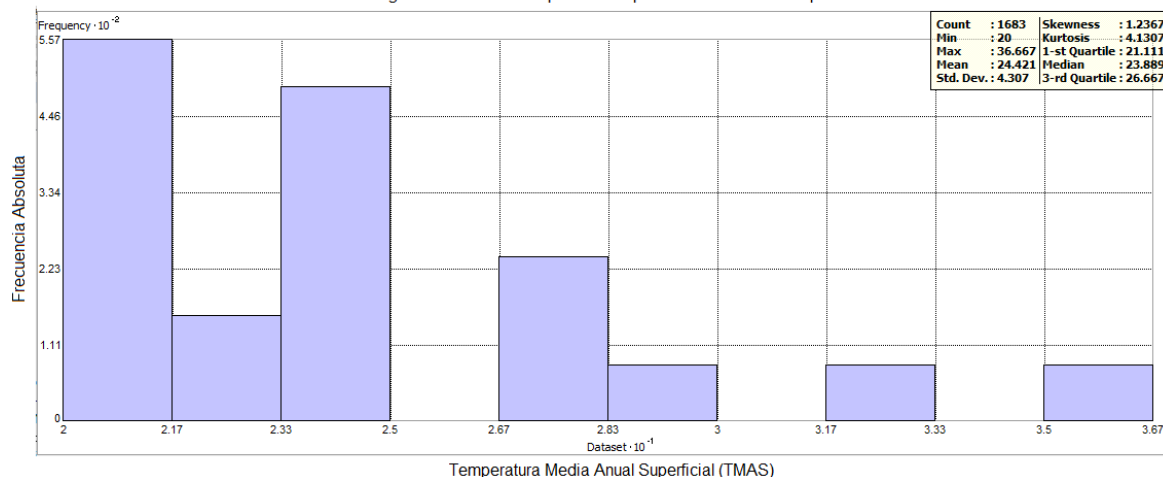


Figura 3.2 Histograma de frecuencias para la Temperatura Media Anual Superficial.

La Figura 3.1, mediante el diagrama de dispersión, presenta los valores de la temperatura media anual superficial a partir de los datos tomados en los registros de pozos petroleros contra la altura en metros sobre el nivel del mar. Esta gráfica, muestra la poca presencia de datos atípicos de temperatura. El coeficiente de

asimetría conserva una disposición asimétrica hacia la izquierda (positiva) tendiente a 1, indicando que las observaciones tienen valores altos cercanos al promedio. El valor de 1.13 en la curtosis, es positivo, lo que indica que hay una mayor concentración de los datos en torno a la media, y por lo tanto, permite inferir que la cantidad de valores atípicos para la temperatura media anual superficial es baja.

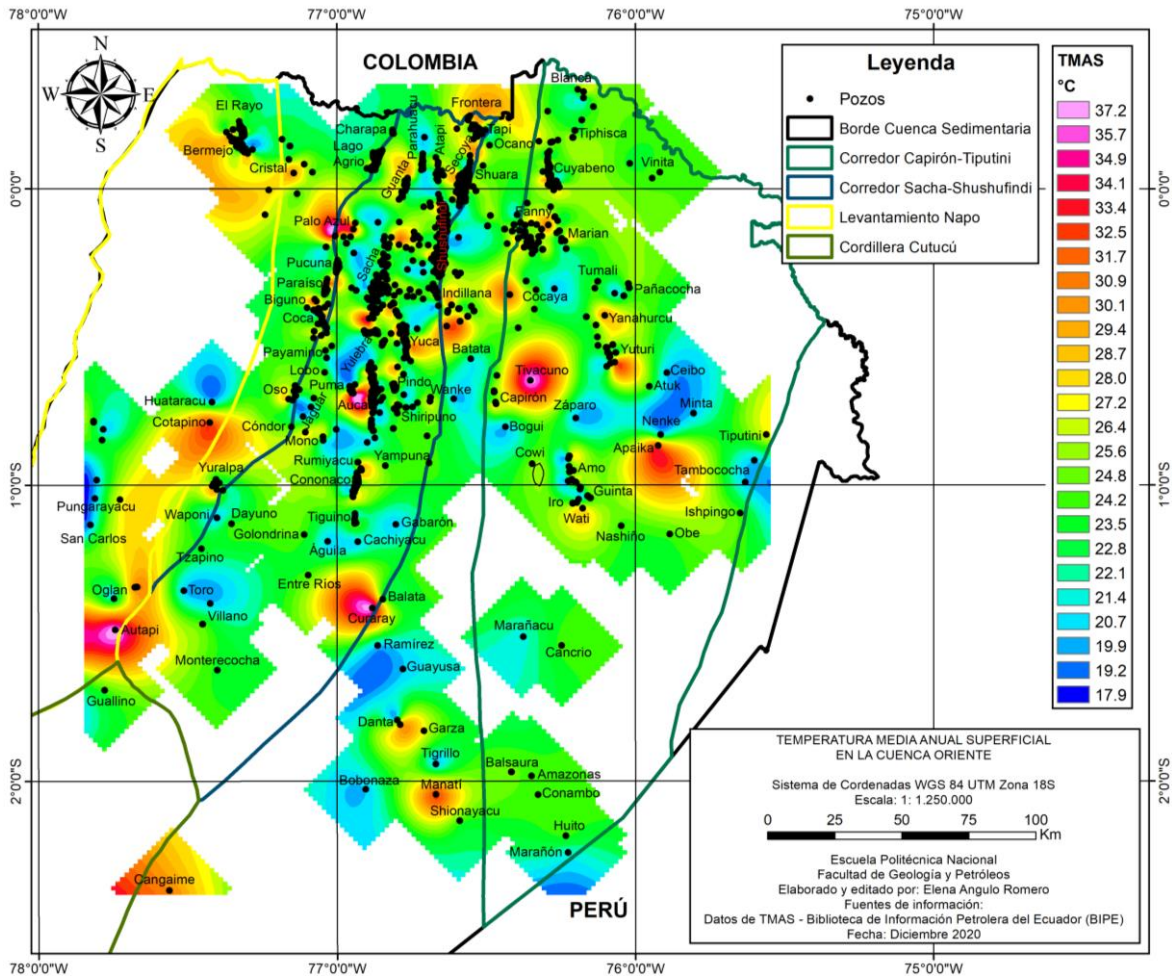


Figura 3.3 Mapa de Temperatura Media Anual Superficial para la Cuenca Oriente de acuerdo a la base en los datos obtenidos en los registros petroleros disponibles en el BIPE.

La Figura 3.3, muestra el mapa con la Temperatura Media Anual Superficial obtenida durante la replicación de los datos. Como se puede observar la temperatura media anual superficial no es uniforme en toda la cuenca, considerando que esta presenta varios cambios topográficos. La Cuenca Oriente, se extiende desde la cordillera de los Andes orientales al oeste hasta la frontera con Colombia y Perú al este, con un área de ~120.000 km². Se caracteriza por un clima tropical muy húmedo en toda la región durante todo el año, debido a la retención de humedad por los bosques amazónicos. La temperatura promedio es de 24.43 °C, la cual fluctúa muy poco, con máximos de hasta 36 °C en algunas regiones.

3.2 Modelo de Gradiente Geotérmico Aparente (GGA)

La metodología planteada incluyó el desarrollo de la metodología convencional para calcular el gradiente geotérmico aparente utilizando la Temperatura Media Anual Superficial. Previo a la generación del modelo de gradiente geotérmico aparente, se corrigió la BHT por los efectos de la perforación (ecuación 1.1).

3.2.1 Corrección de Willett y Chapman empleada a las temperaturas de fondo de pozo – BHT

Las BHT se enmarcan en un rango entre los 27.22 °C y los 131.67 °C con profundidades para el fondo de pozo que oscilan entre los 278.89 m y los 4928.92 m. Al aplicar la corrección de Willett y Chapman (1987), el rango de las temperaturas corregidas varía entre los 29.53 °C – 139.35 °C (al mismo rango de profundidad), observándose un aumento en los valores de la temperatura de formación (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 BHT corregida usando la ecuación de Willett y Chapman (1987).

| Cuenca Sedimentaria | Numero de Pozos | Rango de BHT (°C) | Promedio BHT (°C) | Rango BHT Corrección W&Ch | Promedio BHT Corrección W&Ch | Rango de Profundidades (m) |
|---------------------|-----------------|-------------------|-------------------|---------------------------|------------------------------|----------------------------|
| Cuenca Oriente | 1683 | 27.22 - 131.67 | 91.82 | 29.53 - 139.35 | 100.35 | 278.89 - 4928.92 |

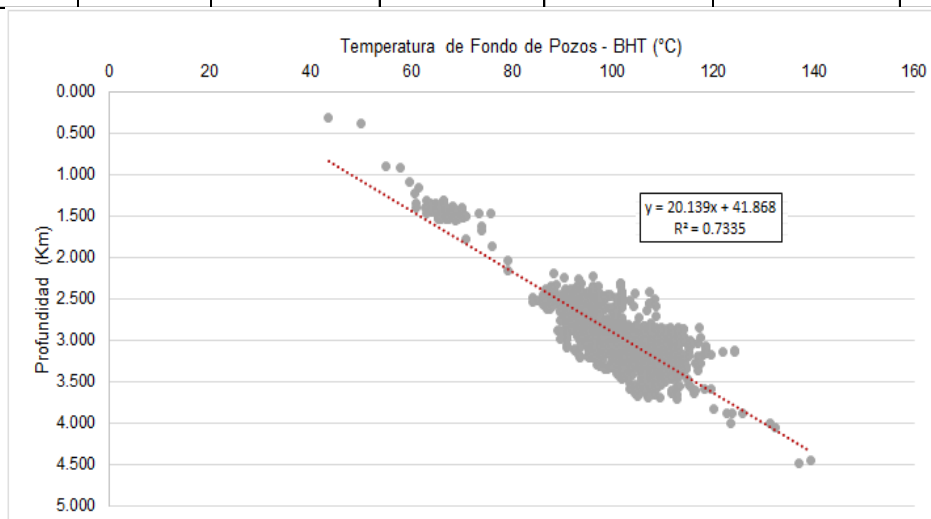


Figura 3.4 Variación de BHT corregidas con la ecuación de Willett y Chapman (1987) con la profundidad.

La variación de la temperatura de fondo de pozo en función de la profundidad para todo el conjunto de pozos perforados, es ilustrada en la Figura 3.4. La dispersión de las temperaturas corregidas en función de la profundidad para la Cuenca Oriente, conservan una tendencia directamente proporcional entre el aumento de la profundidad con el aumento de los valores de temperaturas corregidas. Se evidencia

una clara acumulación de las temperaturas intermedias a altas en profundidades entre los 2.2 km y los 3.8 km.

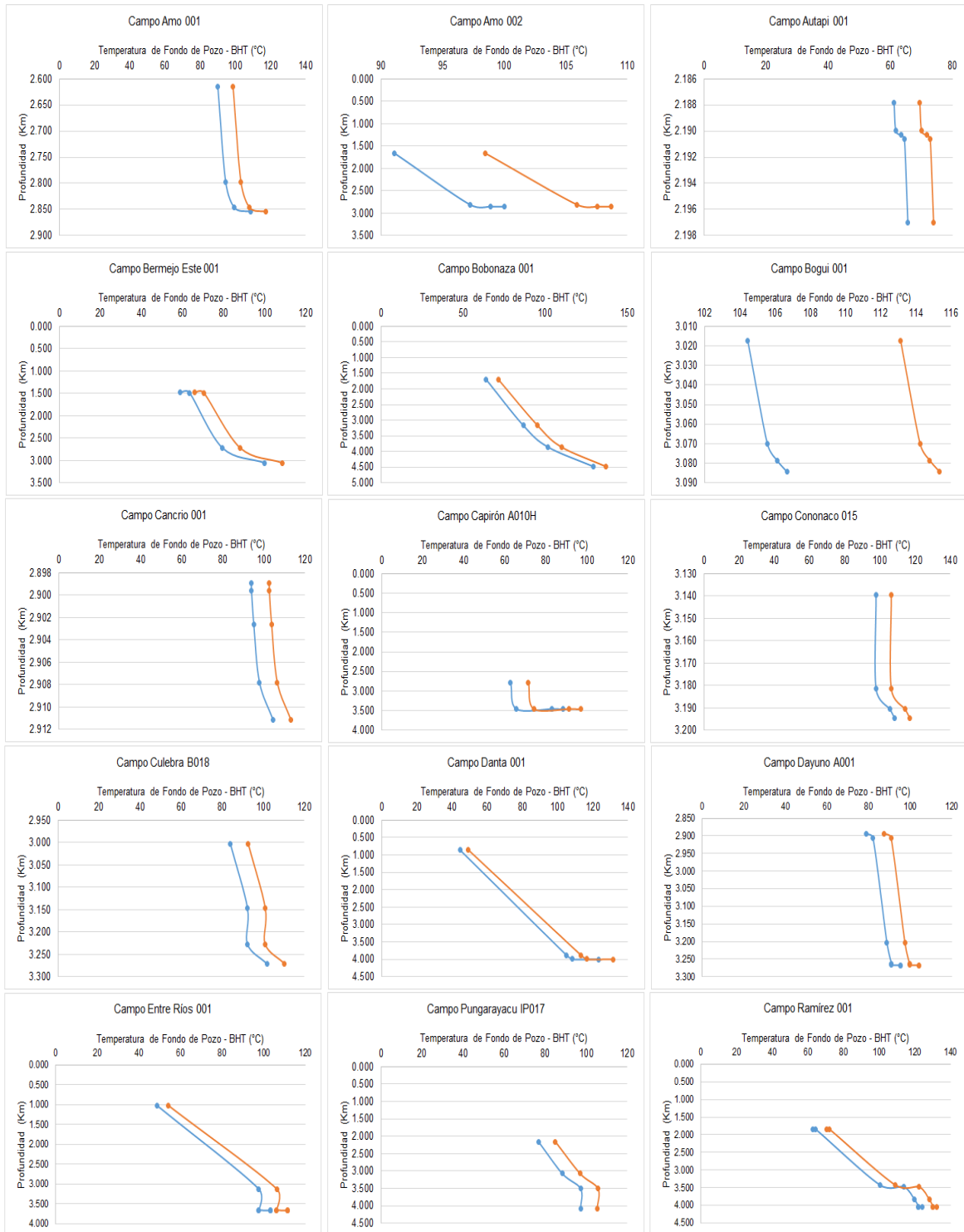


Figura 3.5 Variación de la temperatura en función de la profundidad, en pozos individuales. Se evidencia la variación vertical del gradiente termal. Obsérvese el incremento de la temperatura corregida (naranja) frente a la temperatura medida (azul).

Adicionalmente, en algunos pozos se registraron mediciones de temperatura a diferentes profundidades, los gradientes registran variación con la profundidad en un

mismo pozo como se observa a partir de cambios significativos en la pendiente. En la Figura 3.5 se puede observar algunos pozos con los cuales se pudo tener varias mediciones de temperatura a diferente profundidad. En la Figura 3.5 se compara los datos de temperatura medida y la variación de la temperatura una vez aplicada la corrección de Willett y Chapman (1987), de esta manera se aprecia mejor la corrección en pozos individuales y como esta corrección es válida para este estudio. Debido a la poca disponibilidad de datos para todos los pozos evaluados, se presenta esta observación con los datos de pozos disponibles.

3.2.2 Estimación del Gradiente Geotérmico Aparente (GGA)

Estudios previos realizados por algunos autores, han permitido obtener una idea respecto al gradiente geotérmico promedio en la Cuenca Oriente, pero dichos estudios han sido limitados por el total de datos disponibles. Burgos et al. (2004) en su estudio obtuvieron un gradiente geotérmico promedio para la Cuenca Oriente de 22 °C/km, utilizando algunos pozos (Macuma, Bobonaza, Amazonas), localizados en la parte central y sur de la cuenca. Por su parte, Hamza et al. (2005) informaron un gradiente geotérmico de 21.4 °C/km para un intervalo de 1.500 a 3.500 km de profundidad, usando datos de 40 pozos (Lago Agrio, Libertador, Shushufindi, Sacha, Auca, Cononaco), parte central de la cuenca (Corredor Sacha-Shushufindi) contiguos con la parte norte de la Cuenca de Marañón reportados por Smith (1989). Como se puede observar en la Figura 3.4, el gradiente geotérmico regional actual, obtenido en este estudio, presenta un promedio de 20.14 °C/km para un intervalo de 278 a 4.928 km de profundidad.

Para la estimación de los Gradientes Geotérmicos Aparentes (GGA) individuales para cada campo, se utilizó las BHT corregidas y las temperaturas medias anuales superficiales (TMAS). Suponiendo una relación lineal (conductiva) de temperatura con profundidad, para cuencas sedimentarias, el gradiente geotérmico aparente (GGA) se calculó dividiendo la diferencia entre las temperaturas por la profundidad de acuerdo con la ecuación empírica (1.5) explicada en el Capítulo 2 de este trabajo. Los rangos y promedios de los GGA estimados, se observan en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3 Gradiente geotérmico aparente (GGA) estimado con las Temperaturas de fondo de pozo (BHT) corregidas y Temperaturas medias anuales superficiales, descritas para cada Bloque petrolero y cada Campo que lo conforman.

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidad (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|-------------------------|---------------|--------------|---------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 00R: No Definido | Cancricio | 1 | 2.911 | 113.14 | - | 30.66 | - |
| | Cowi | 1 | 0.385 | 50.20 | - | 66.30 | - |
| | Marañacu | 1 | 3.033 | 117.03 | - | 31.63 | - |
| Bloque 7: Coca-Payamino | Coca | 13 | 2.875 - 3.170 | 94.26 - 112.03 | 103.7 | 21.86 - 31.39 | 26.99 |
| | Cóndor | 2 | 2.979 - 3.034 | 95.92 - 105.37 | 100.64 | 23.74 - 28.66 | 26.2 |
| | Frontino | 3 | 2.938 - 3.011 | 102.03 - 105.92 | 103.33 | 26.14 - 28.26 | 27.31 |
| | Gacela | 3 | 2.919 - 2.950 | 93.14 - 104.81 | 98.33 | 24.79 - 26.39 | 25.43 |
| | Jaguar | 3 | 3.149 - 3.236 | 104.23 - 114.22 | 109.4 | 25.51 - 27.74 | 26.91 |
| | Lobo | 2 | 2.650 - 3.158 | 104.78 - 106.98 | 105.88 | 25.61 - 31.36 | 28.48 |
| | Mono | 3 | 3.230 - 3.356 | 101.98 - 111.93 | 107.13 | 23.81 - 25.74 | 24.86 |
| | Oso | 27 | 2.767 - 3.171 | 94.22 - 107.59 | 101.23 | 19.55 - 30.45 | 26 |
| | Payamino | 17 | 2.887 - 3.336 | 90.92 - 107.03 | 98.63 | 20.14 - 28.67 | 24.78 |
| Bloque 10: Villano | Zorro | 1 | 3.279 | 101.41 | - | 23.64 | - |
| | CPF AGIP | 1 | 2.940 | 85.37 | - | 21.86 | - |
| | Moretecocha | 1 | 3.975 | 105.37 | - | 20.64 | - |
| | Oglán | 2 | 1.966 - 2.038 | 68.09 - 69.66 | 68.88 | 16.78 - 21.69 | 19.24 |
| | Toro | 1 | 3.519 | 108.51 | - | 25.15 | - |
| Bloque 11: Lumbaqui | Villano | 8 | 1.465 - 4.373 | 75.79 - 106.89 | 98.88 | 19.56 - 33.53 | 22.81 |
| | Aguas Blancas | 1 | 2.972 | 98.70 | - | 25.17 | - |
| | Betano | 1 | 2.838 | 93.69 | - | 24.6 | - |
| | Camino | 1 | 3.186 | 103.11 | - | 23.99 | - |
| | Cristal | 2 | 3.027 - 3.094 | 97.58 - 103.13 | 100.36 | 25.63 - 25.79 | 25.71 |
| | Diamante | 1 | 3.085 | 102.02 | - | 25.33 | - |
| | Mascarey | 1 | 2.909 | 102.03 | - | 25.53 | - |
| | Ochenta | 1 | 2.890 | 98.70 | - | 24.93 | - |
| Bloque 12: Edén-Yuturi | Pusino | 1 | 2.997 | 99.81 | - | 23.29 | - |
| | Rubí | 1 | 3.008 | 69.25 | - | 15.08 | - |
| | Cocaya | 2 | 2.463 - 2.722 | 92.43 - 97.56 | 94.99 | 27.07 - 29.41 | 28.24 |
| | Dumbique | 3 | 2.636 - 2.743 | 99.75 - 105.34 | 102.37 | 28.78 - 29.90 | 29.19 |
| | Edén Yuturi | 40 | 2.344 - 3.270 | 92.90 - 113.14 | 98.91 | 23.20 - 35.79 | 28.79 |
| | Pañacocha | 18 | 2.318 - 2.881 | 87.90 - 107.49 | 95.22 | 19.99 - 34.32 | 29.23 |
| | Tangay | 1 | 2.536 | 96.37 | - | 28.58 | - |
| | Tumali | 5 | 2.568 - 3.155 | 93.05 - 102.03 | 98.34 | 22.12 - 28.02 | 26.43 |
| Bloque 14: Nantu | Yanahurco | 1 | 2.588 | 108.62 | - | 30.38 | - |
| | Yuturi | 1 | 2.408 | 87.95 | - | 26.60 | - |
| | Atuk | 1 | 2.88 | 91.05 | - | 23.32 | - |
| | Batata | 1 | 3.898 | 107.11 | - | 22.06 | - |
| Bloque 14: Nantu | Ceibo | 1 | 2.188 | 88.29 | - | 31.21 | - |
| | Kintia | 1 | 3.393 | 107.47 | - | 25.78 | - |

Continuación de la Tabla 3.3...

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidad (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|--------------------------|---------------|---------------|---------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 14: Nantu | Nantu | 6 | 3.100 - 3.885 | 98.61 - 114.90 | 105.05 | 20.04 - 27.47 | 24.01 |
| | Shiripuno | 3 | 3.225 - 3.871 | 101.02 - 107.54 | 103.49 | 19.93 - 27.14 | 23.31 |
| | Wanke | 7 | 2.951 - 4.007 | 90.92 - 114.71 | 104.72 | 21.05 - 26.74 | 23.9 |
| | Yampuna | 1 | 3.400 | 110.24 | - | 25.39 | - |
| Bloque 15: Indillana | Ángel Norte | 2 | 3.188 - 3.232 | 108.92 - 111.44 | 110.18 | 27.51 - 27.63 | 27.57 |
| | Concordia | 2 | 3.276 - 3.809 | 106.96 - 112.74 | 109.85 | 19.97 - 24.51 | 22.24 |
| | Indillana | 12 | 2.958 - 3.780 | 90.87 - 108.69 | 98.7 | 18.62 - 28.17 | 22.95 |
| | Itaya | 7 | 3.020 - 3.282 | 95.36 - 111.47 | 99.94 | 22.89 - 25.90 | 24.31 |
| | Jivino | 11 | 2.941 - 3.262 | 97.58 - 107.58 | 102.92 | 20.47 - 27.41 | 25.03 |
| | Laguna | 4 | 2.968 - 3.087 | 102.03 - 104.80 | 103.28 | 25.66 - 27.81 | 26.41 |
| | Limoncocha | 38 | 2.493 - 3.949 | 90.79 - 113 | 105.52 | 21.45 - 28.01 | 25.05 |
| | Napo | 3 | 3.006 - 3.359 | 101.93 - 110.26 | 105.48 | 23.90 - 26.73 | 25.02 |
| | Pacay | 1 | 3.123 | 105.90 | - | 26.44 | - |
| | Paka | 19 | 3.063 - 3.651 | 97 - 112.86 | 106.62 | 20.34 - 28.43 | 25.35 |
| | Palmar | 9 | 3.094 - 3.691 | 93.68 - 109.50 | 101.25 | 19.77 - 26.09 | 23.15 |
| | Palmeras | 7 | 2.973 - 3.587 | 91.94 - 107.35 | 98.49 | 20.57 - 26.25 | 22.93 |
| | Pañayacu | 2 | 2.954 - 3.063 | 104.80 - 107.59 | 106.2 | 22.25 - 27.40 | 24.82 |
| | Pompeya | 1 | 3.127 | 99.23 | - | 21.43 | - |
| | Quinde | 3 | 2.847 - 3.936 | 98.38 - 107.58 | 103.58 | 19.91 - 29.40 | 25.54 |
| | San Francisco | 1 | 2.942 | 100.92 | - | 26.19 | - |
| | Sanisla | 1 | 2.832 | 106.47 | - | 29.16 | - |
| Tuntiak | 1 | 3.032 | 108.69 | - | 26.69 | - | |
| Yanaquincha | 31 | 3.049 - 3.753 | 98.10 - 113.07 | 105.95 | 19.06 - 27.94 | 24.78 | |
| Bloque 16: Iro | Amo | 19 | 2.581 - 3.288 | 80.45 - 117.34 | 99.67 | 16.51 - 34.10 | 25.46 |
| | Bogui | 2 | 0.894 - 3.084 | 54.94 - 115.35 | 85.14 | 28.39 - 35.34 | 31.87 |
| | Capirón | 9 | 2.771 - 3.456 | 68.66 - 118.67 | 95.63 | 14.04 - 29.93 | 22.68 |
| | Daimi | 9 | 2.658 - 2.926 | 85.40 - 106.47 | 97.89 | 24.54 - 52.34 | 26 |
| | Dicaron | 1 | 3.139 | 103.67 | - | 26.65 | - |
| | Ginta | 6 | 2.648 - 3.234 | 93.64 - 103.09 | 97.65 | 24.03 - 27.82 | 25.96 |
| | Iro | 7 | 2.847 - 3.350 | 96.48 - 107.59 | 101.86 | 22.47 - 28.93 | 26.03 |
| | Wati | 1 | 3.100 | 110.35 | - | 26.63 | - |
| | Wips | 3 | 2.590 - 2.939 | 82.59 - 102.03 | 91.45 | 19.58 - 27.91 | 24.37 |
| | Záparo | 1 | 2.835 | 106.47 | - | 30.51 | - |
| Bloque 17: Hormiguero | Águila | 1 | 3.557 | 113.48 | - | 26.28 | - |
| | Balata | 1 | 3.780 | 109.43 | - | 22.63 | - |
| | Curaray | 1 | 3.719 | 112.81 | - | 20.48 | - |
| | Gabarón | 1 | 3.572 | 104.03 | - | 23.52 | - |
| | Golondrina | 1 | 3.525 | 103.50 | - | 22.58 | - |
| | Hormiguero | 14 | 3.212 - 3.756 | 93.65 - 119.74 | 106.12 | 21.14 - 27.75 | 24.09 |

Continuación de la Tabla 3.3...

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidad (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|------------------------------|-----------------------|--------------|---------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 17: Hormiguero | Tapir | 6 | 3.269 - 3.607 | 105.77 - 115.56 | 111.54 | 24.44 - 28.11 | 25.96 |
| | Tiwae | 1 | 3.647 | 116.20 | - | 25.31 | - |
| Bloque 18: Palo Azul | Chontayacu | 1 | 3.074 | 100.91 | - | 20.90 | - |
| | Palo Azul | 8 | 3.146 - 3.865 | 74.19 - 116.92 | 105.24 | 16.60 - 26.99 | 23.95 |
| | Palo Rojo | 1 | 3.185 | 111.44 | - | 27.49 | - |
| | Pata | 2 | 3.278 - 3.587 | 103.07 - 118.46 | 110.77 | 24.16 - 27.45 | 25.81 |
| Bloque 20: Pungarayacu | Pungarayacu | 7 | 0.279 - 0.536 | 29.53 - 49.91 | 39.36 | 17.02 - 69.01 | 47.39 |
| | San Carlos | 1 | 1.097 | 59.62 | - | 36.11 | - |
| Bloque 21: Yuralpa | Dayuno | 1 | 3.268 | 104.19 | - | 24.57 | - |
| | Waponi | 1 | 2.535 | 84.14 | - | 25.31 | - |
| | Yuralpa | 12 | 2.379 - 2.909 | 83.53 - 93.12 | 88.47 | 22.80 - 26.05 | 24.81 |
| Bloque 28: Mirador | Autapi | 1 | 2.197 | 73.85 | - | 16.93 | - |
| Bloque 31: Apaika-Nenke | Apaika | 1 | 2.252 | 90.58 | - | 25.91 | - |
| | Minta | 1 | 2.106 | 93.18 | - | 34.75 | - |
| | Nashiño | 1 | 2.478 | 92.44 | - | 27.66 | - |
| | Nenke | 1 | 2.260 | 93.37 | - | 32.46 | - |
| | Obe | 1 | 2.234 | 96.12 | - | 32.34 | - |
| Bloque 43: ITT | Ishpingo | 2 | 1.840 - 1.887 | 84.98 - 87.29 | 86.13 | 33.60 - 35.31 | 34.46 |
| | Tambococha | 1 | 2.316 | 93.98 | - | 31.94 | - |
| | Tipitini | 1 | 1.626 | 73.97 | - | 30.32 | - |
| Bloque 44: Pucuna | Pucuna | 15 | 2.983 - 3.119 | 90.91 - 113.14 | 102.49 | 19.94 - 27.50 | 26.04 |
| Bloque 45: Puma | Puma | 6 | 3.170 - 3.295 | 102 - 116.96 | 109.49 | 23.72 - 28.61 | 25.8 |
| Bloque 46: MDC | Mauro Dávalos Cordero | 14 | 3.061 - 3.563 | 85.52 - 113.09 | 103.21 | 18.90 - 27.67 | 24.19 |
| Bloque 47: PBHI | Biguno | 2 | 3.044 - 3.216 | 102.03 - 110.32 | 106.17 | 21.47 - 26.01 | 23.74 |
| | Copal | 1 | 3.214 | 109.76 | - | 27.93 | - |
| | Huachito | 5 | 2.950 - 3.159.25 | 97.94 - 109.78 | 104.98 | 23.48 - 28.57 | 26.25 |
| | Inchi | 4 | 3.208 - 3.318 | 103.06 - 113.06 | 109.33 | 24.68 - 27.58 | 26.61 |
| | Paraíso | 19 | 2.966 - 3.407 | 95.75 - 113.12 | 105 | 23.30 - 29.94 | 26.55 |
| Bloque 48: Punino | Entre Ríos | 1 | 3.124 | 112.01 | - | 28.21 | - |
| | Punino | 1 | 3.025 | 106.47 | - | 27.30 | - |
| Bloque 49: Bermejo | Bermejo | 55 | 1.311 - 2.719 | 58.59 - 108.67 | 68.04 | 19.38 - 60.74 | 29.58 |
| | El Rayo | 4 | 1.124 - 1.366 | 56.43 - 86.06 | 65.02 | 23.97 - 48.38 | 31.79 |
| Bloque 50: Charapa | Charapa | 4 | 3.124 - 3.204 | 102 - 114.21 | 108.39 | 25.88 - 28.36 | 26.93 |
| Bloque 51: Chanangue | Chanangue | 1 | 2.926 | 106.48 | - | 26.90 | - |
| Bloque 52: Ocano-Peña Blanca | Ocano | 1 | 2.840 | 96.47 | - | 25.55 | - |
| | Peña Blanca | 1 | 2.825 | 93.69 | - | 26.08 | - |

Continuación de la Tabla 3.3...

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidades (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|---|-------------|---------------|-----------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 53: Singue | Alama | 1 | 3.557 | 97.37 | - | 20.66 | - |
| | Singue | 10 | 2.475 - 2.710 | 87.63 - 107.32 | 96.44 | 22.21 - 34.20 | 27.79 |
| Bloque 54: Eno-Ron | Eno | 1 | 3.184 | 110.33 | - | 28.37 | - |
| | Ron | 1 | 3.172 | 119.78 | - | 30.23 | - |
| Bloque 55: Armadillo | Armadillo | 1 | 3.4 | 109.69 | | 25.23 | - |
| Bloque 56: Lago Agrio | Lago Agrio | 49 | 3.060 - 3.287 | 97.57 - 118.68 | 104.27 | 23.49 - 30.29 | 25.5 |
| Bloque 57: Shushufin di-Libertador | Aguarico | 24 | 2.882 - 3.511 | 97.03 - 111.50 | 103.78 | 20.81 - 29.13 | 26.22 |
| | Arazá | 4 | 3.039 - 3.232 | 83.65 - 113.12 | 102.07 | 19.69 - 27.27 | 24.53 |
| | Atacapi | 15 | 2.944 - 3.160 | 100.37 - 115.36 | 108.4 | 21.46 - 32.01 | 27.85 |
| | Carabobo | 5 | 2.863 - 2.921 | 97.03 - 103.14 | 101.03 | 22.62 - 28.47 | 26.87 |
| | Cobra | 1 | 2.987 | 107.59 | - | 29.32 | - |
| | Condorazo | 2 | 3.152 - 3.185 | 103.11 - 103.12 | 103.11 | 22.25 - 26.09 | 24.13 |
| | Drago | 16 | 2.886 - 3.330 | 94.23 - 113.13 | 105.17 | 19.70 - 29.09 | 25.51 |
| | Dureno | 2 | 3.139 - 3.285 | 109.79 - 116.40 | 113.1 | 25.41 - 29.35 | 27.38 |
| | Farfán | 1 | 2.894 | 113.14 | - | 30.84 | - |
| | Frontera | 6 | 2.819 - 2.978 | 95.36 - 103.70 | 98.37 | 21.63 - 27.77 | 24.8 |
| | Guanta | 36 | 3.048 - 3.565 | 95.36 - 115.70 | 107.11 | 20.88 - 29.27 | 25.89 |
| | Pacayacu | 5 | 2.884 - 2.928 | 99.25 - 104.81 | 102.26 | 24.60 - 28.55 | 26.89 |
| | Parahuacu | 17 | 2.969 - 3.313 | 98.14 - 115.33 | 107.74 | 23.67 - 30.89 | 27.33 |
| | Pichincha | 14 | 2.839 - 3.142 | 95.90 - 113.14 | 103.19 | 22.92 - 29.85 | 27.02 |
| | Secoya | 41 | 2.785 - 3.966 | 93.70 - 114.25 | 104.11 | 18.03 - 30.79 | 27.55 |
| | Shuara | 25 | 2.824 - 2.978 | 95.36 - 117.59 | 105.19 | 23.78 - 32.40 | 28.19 |
| | Shushufindi | 109 | 1.679 - 3.589 | 74.09 - 113.14 | 99.4 | 19.37 - 31.06 | 25.46 |
| | Tapi | 7 | 2.817 - 3.056 | 94.25 - 102.02 | 97.82 | 23.18 - 27.65 | 25.29 |
| Telete | 13 | 2.811 - 2.879 | 92.86 - 109.81 | 99.97 | 23.28 - 29.12 | 26.35 | |
| Vista | 1 | 3.197 | 100.88 | - | 23.21 | - | |
| Bloque 58: Cuyabeno-Tipishca | Blanca | 6 | 1.412 - 2.892 | 76.75 - 101.75 | 90.75 | 19.67 - 37.83 | 29.6 |
| | Cofane | 1 | 2.743 | 93.12 | - | 25.24 | - |
| | Cuyabeno | 65 | 2.424 - 2.791 | 86.32 - 115.23 | 94.66 | 20.72 - 36.69 | 27.64 |
| | Huaicu | 1 | 2.831 | 102.58 | - | 25.64 | - |
| | Lilian | 1 | 2.548 | 93.04 | - | 27.14 | - |
| | Sansahuari | 21 | 2.380 - 2.639 | 90.70 - 101.95 | 95.69 | 24.46 - 31.93 | 28.34 |
| | Tipishca | 9 | 2.376 - 3.170 | 91.46 - 100.90 | 96 | 20.00 - 31.06 | 26.74 |
| Bloque 59: Vinita | Margareth | 1 | 2.088 | 84.82 | - | 29.47 | - |
| | Vinita | 2 | 1.859 - 2.041 | 76.13 - 79.20 | 77.66 | 27.10 - 28.10 | 27.6 |
| Blque 60: Sacha | Sacha | 74 | 3.001 - 4.929 | 49.17 - 118.68 | 103.53 | 7.38 - 31.27 | 25.41 |
| Bloque 61: Auca | Anaconda | 10 | 2.953 - 3.502 | 92.57 - 111.26 | 103.63 | 22.14 - 27.37 | 24.48 |
| | Auca | 115 | 2.647 - 3.733 | 83.91 - 127.14 | 105.77 | 15.04 - 32.96 | 25.19 |

Continuación de la Tabla 3.3...

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidades (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|------------------------------------|-----------|---------------|-----------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 61: Auca | Chonta | 8 | 2.523 - 3.636 | 85.25 - 112.75 | 106.01 | 21.90 - 26.48 | 24.53 |
| | Conga | 3 | 3.197 - 3.328 | 101.94 - 110.32 | 107.52 | 24.62 - 27.21 | 26.28 |
| | Cononaco | 36 | 3.148 - 3.447 | 97.54 - 124.74 | 109.09 | 21.34 - 31.84 | 25.88 |
| | Culebra | 13 | 2.905 - 3.431 | 98.26 - 118.69 | 105.57 | 22.61 - 31.11 | 25.54 |
| | Rumiyacu | 3 | 3.263 - 3.473 | 107.47 - 115.09 | 110.4 | 20.92 - 26.26 | 24.1 |
| | Yuca | 23 | 3.048 - 3.552 | 95.36 - 114.49 | 106.28 | 21.80 - 29.84 | 25.91 |
| | Yulebra | 9 | 3.054 - 3.326 | 98.69 - 110.28 | 105.43 | 22.13 - 27.24 | 25.52 |
| Bloque 62: Tarapoa | Aleluya | 1 | 2.752 | 98.68 | - | 27.18 | - |
| | Alice | 15 | 2.513 - 3.928 | 87.03 - 109.81 | 96.9 | 16.86 - 33.70 | 23.12 |
| | Anne | 3 | 2.526 - 3.164 | 83.11 - 93.70 | 89.58 | 17.49 - 28.47 | 23.9 |
| | Chorongo | 1 | 3.467 | 96.31 | - | 20.89 | - |
| | Dana | 1 | 3.401 | 105.95 | - | 24.13 | - |
| | Dorine | 39 | 2.437 - 3.285 | 84.11 - 108.70 | 93.13 | 18.73 - 32.70 | 25.16 |
| | Fanny | 83 | 1.914 - 3.451 | 74.25 - 110.37 | 96.88 | 15.56 - 42.44 | 25.63 |
| | Isabel | 4 | 2.569 - 2.863 | 90.83 - 96.47 | 92.56 | 20.89 - 24.97 | 23.67 |
| | Joan | 1 | 2.656 | 96.42 | - | 24.17 | - |
| | Johanna | 3 | 2.927 - 3.591 | 97.59 - 100.13 | 98.99 | 22.01 - 26.51 | 24.63 |
| | Mahogani | 4 | 2.502 - 2.828 | 89.12 - 97.58 | 93.49 | 21.16 - 27.63 | 25.27 |
| | Mariann | 22 | 2.455 - 3.615 | 90.76 - 108.95 | 97.73 | 19.16 - 29.89 | 25.62 |
| | Orquídea | 1 | 3.431 | 101.29 | - | 23.69 | - |
| | Shirley | 6 | 2.711 - 3.357 | 90.89 - 104.78 | 97.28 | 20 - 27.40 | 23.98 |
| | Sonia | 12 | 2.471 - 3.673 | 88.03 - 105.07 | 92.13 | 19.75 - 28.05 | 24.94 |
| Tarapoa | 2 | 3.198 - 4.001 | 100.38 - 106.80 | 103.59 | 19.75 - 24.09 | 21.92 | |
| Bloque 64: Palanda-Yuca Sur | Llumpak | 2 | 3.246 - 3.377 | 111.36 - 114.36 | 112.86 | 27.06 - 27.87 | 27.46 |
| | Palanda | 6 | 3.156 - 3.275 | 96.41 - 111.99 | 107.18 | 20.28 - 28.52 | 26.19 |
| | Primavera | 1 | 3.206 | 102.54 | - | 25.40 | - |
| | Sami | 1 | 3.247 | 110.60 | - | 24.83 | - |
| | Yuca Sur | 11 | 3.121 - 3.311 | 99.77 - 113.06 | 107.4 | 23.98 - 28.16 | 26.5 |
| Bloque 65: Pindo | Pindo | 16 | 3.129 - 3.828 | 102 - 124.23 | 109.25 | 21.79 - 32.06 | 25.95 |
| Bloque 66: Tiguino | Cachiyacu | 1 | 3.539 | 115.16 | - | 26.89 | - |
| | Tiguino | 8 | 3.231 - 3.388 | 103.07 - 114.73 | 109.24 | 24.28 - 28.61 | 25.8 |
| Bloque 67: Tivacuno | Tivacuno | 1 | 3.197 | 100.88 | - | 20.08 | - |
| Bloque 22 | Tzapino | 1 | 3.196 | 95.88 | - | 22.70 | - |
| Bloque 29 | Cotapino | 1 | 2.152 | 79.35 | - | 21.90 | - |
| | Huataracu | 1 | 1.597 | 60.01 | - | 25.05 | - |
| Bloque 70 | Guallino | 1 | 1.998 | 68.03 | - | 22.09 | - |
| Bloque 76 | Cangaimé | 1 | 4.456 | 139.35 | - | 24.54 | - |
| Bloque 80 | Bobonaza | 1 | 4.48 | 137.1 | - | 26.14 | - |

Continuación de la Tabla 3.3...

| Nombres de Bloques | Campo | No. de Pozos | Rango de Profundidades (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Promedio de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|--------------------|------------|--------------|-----------------------------|---|--|----------------------|-------------------------|
| Bloque 80 | Manatí | 1 | 3.877 | 126.02 | - | 24.20 | - |
| | Tigrillo | 1 | 3.875 | 123.80 | - | 25.78 | - |
| Bloque 83 | Danta | 2 | 3.956 - 3.996 | 112.61 - 131.47 | 122.04 | 23.41 - 25.39 | 24.4 |
| | Garza | 1 | 4 | 123.69 | - | 24.26 | - |
| | Guayusa | 1 | 3.879 | 122.68 | - | 26.47 | - |
| | Ramírez | 1 | 4.054 | 132.52 | - | 27.76 | - |
| Bloque 85 | Shionayacu | 1 | 3.570 | 109.03 | - | 23.85 | - |
| Bloque 86 | Amazonas | 1 | 3.179 | 118.108 | - | 29.64 | - |
| | Balsaura | 3 | 0.926 - 3.104 | 57.84 - 108.68 | 76.02 | 27.68 - 35.59 | 30.49 |
| | Conambo | 1 | 3.139 | 124.23 | - | 31.96 | - |
| | Huito | 1 | 3.074 | 113.13 | - | 29.04 | - |
| | Marañón | 1 | 3.186 | 110.88 | - | 28.17 | - |

Los valores más altos de GGA corresponden a los campos petroleros de Pungarayacu, Cowi, San Carlos, Minta, Ishpingo, Nenke, Obe, Conambo, Tambococha y Bogui (Tabla 3.4).

Tabla 3.4 Detalles de los 10 campos petrolíferos con el gradiente geotérmico más alto calculado en la Cuenca Oriente.

| Campo | No. De Pozos | Rango de Profundidades (km) | Rango de BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | Rango de GGA (°C/km) | Promedio de GGA (°C/km) |
|-------------|--------------|-----------------------------|---|----------------------|-------------------------|
| Cowi | 1 | 0.385 | 50.20 | 66.30 | - |
| Pungarayacu | 7 | 0.279 – 0.536 | 29.53 – 49.91 | 17.02 - 69.01 | 47.39 |
| San Carlos | 1 | 1.097 | 59.62 | 36.11 | - |
| Minta | 1 | 2.106 | 93.18 | 34.75 | - |
| Ishpingo | 2 | 1.840 - 1.887 | 84.98 - 87.29 | 33.60- 35.31 | 34.46 |
| Nenke | 1 | 2.260 | 93.37 | 32.46 | - |
| Obe | 1 | 2.234 | 96.12 | 32.34 | - |
| Conambo | 1 | 3.139 | 124.23 | 31.96 | - |
| Tambococha | 1 | 2.316 | 93.98 | 31.94 | - |
| Bogui | 2 | 0.894 - 3.084 | 54.94 - 115.35 | 28.39 - 35.34 | 31.87 |

3.3 Modelo de Predicción Espacial

La generación del modelo de predicción espacial, estuvo precedido por el análisis exploratorio de los datos, un análisis estructural y la representación espacial de la temperatura de fondo de pozo (BHT) y el Gradiente Geotérmico Aparente (GGA).

Tanto la BHT como el GGA modelados mediante la predicción espacial, fueron corregidas antes de su representación.

3.3.1 Análisis Exploratorio

Dentro del análisis exploratorio se aplicaron medidas descriptivas: de tendencia central (media y mediana), de amplitud (mínimo y máximo), de dispersión (desviación estándar, varianza y coeficiente de variación) y de estructura (coeficiente de asimetría y curtosis), análisis gráficos: histograma y diagramas Cuantil – Cuantil y la eliminación de datos atípicos.

3.3.1.1 Medidas Descriptivas

Las medidas de tendencia central remarcan la ausencia o no de normalidad en los datos. La relación mediana/media, que debe tender a 1 en distribuciones normales, muestra que para las BHT sin corregir y corregidas, marca un 1.02. En relación a la mediana/media de los GGA calculados con la TMA Superficial, se tiene 0.99. Estas relaciones, permiten constar que los datos no tienen una distribución normal, además de la posible existencia de valores atípicos para valores de BHT también remarcada por el rango de las observaciones en cada una de las variables. Las medidas de tendencia central para las BHT y GGA se pueden observar en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5 Medidas descriptivas para las BHT sin corrección y corregidas y GGA.

| Tipo de análisis | Medida | BHT (°C) Sin corrección | BHT (°C) Corrección Willett y Chapman (1987) | GGA (°C/Km) |
|-------------------|--------------------------|-------------------------|--|-------------|
| Tendencia central | Promedio | 91.82 | 100.36 | 26.1 |
| | Mediana | 93.33 | 102.01 | 26.08 |
| Amplitud | Mínimo | 27.22 | 29.53 | 7.38 |
| | Máximo | 131.67 | 139.35 | 69.01 |
| Dispersión | Desviación estándar | 10.73 | 11.1 | 3.7 |
| | Varianza | 115.22 | 123.19 | 13.71 |
| | Coeficiente de variación | 0.12 | 0.11 | 0.14 |
| Estructura | Coeficiente de asimetría | -1.6 | -1.82 | 3.3 |
| | Curtosis | 7.2 | 9.28 | 37.43 |

La desviación estándar para las BHT, muestran que con respecto a la media, existen diferencias que indican heterogeneidad en las BHT, corroboradas por los coeficientes de variación que oscilan entre los 12% para los valores sin corrección y de 11% para las corregidas. En cuanto a los GGA, las medidas de dispersión, el

coeficiente de variación es de un 14%, a mayor valor del coeficiente de variación, mayor será la heterogeneidad de los datos. Tomando como base los coeficientes de asimetría de las BHT, aunque son valores bajos, se tiene que la asimetría de las observaciones tiende hacia la izquierda, concentrada en valores altos de temperatura (BHT sin corregir = -1.6 y BHT corregidos = -1.82). Para los GGA, el coeficiente de asimetría permanece hacia la derecha, agrupando los valores más bajos de GGA pero con un aumento puntual en el sesgo de los datos. Por último, la curtosis, permite aseverar la presencia de datos atípicos muy extremos para los GGA con valores muy altos de sesgo (37.43). El sesgo aunque presente en las BHT, se mantiene en considerados manejables para un conjunto de observaciones con una alta densidad de datos puntuales.

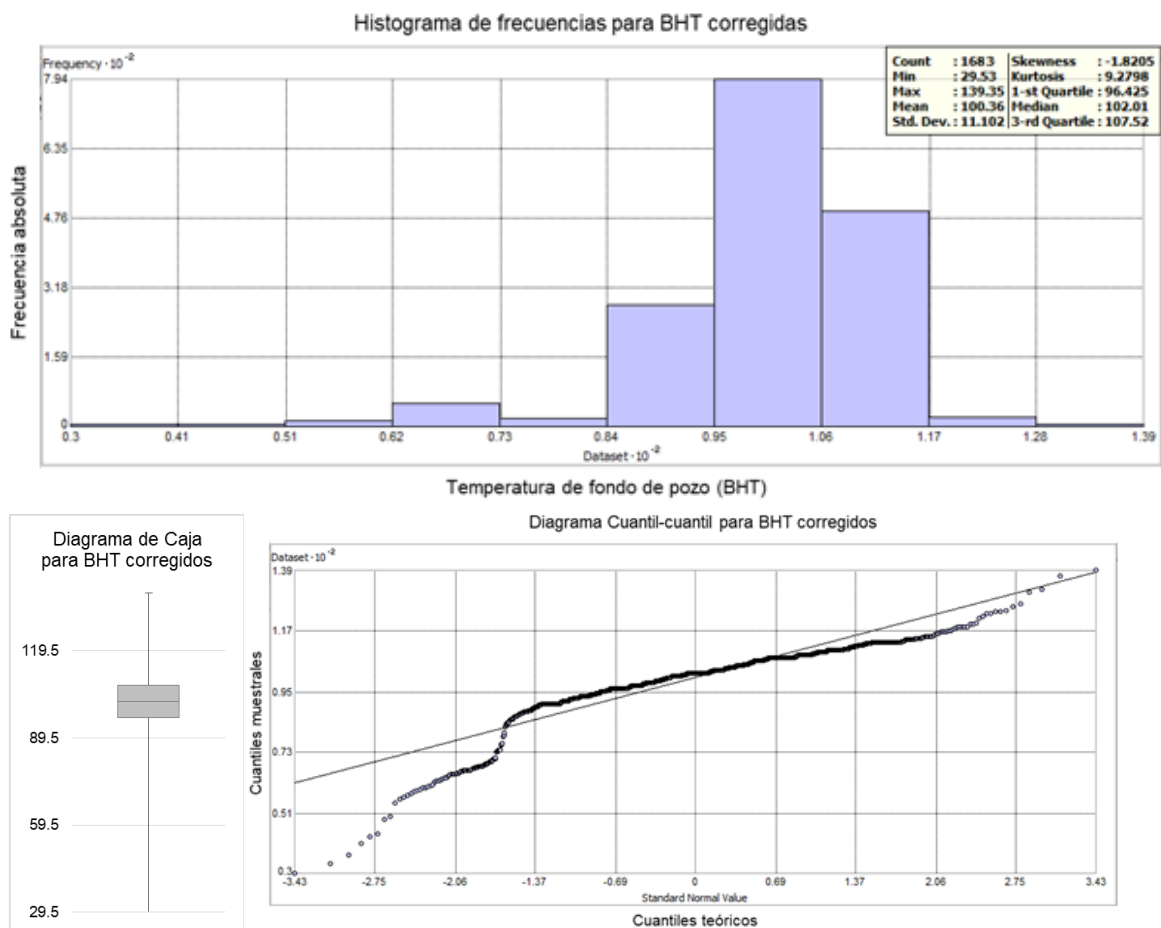


Figura 3.6 Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil–Cuantil para BHT corregidos por el método de Willett y Chapman (1987).

3.3.1.2 Análisis Gráfico

Los histogramas y diagramas de caja de las BHT corregidos están presentados en la Figura 3.6, certifican la amplia presencia de valores más altos de temperatura en frecuencias intermedias y la agrupación de valores más bajos de temperatura pero con bajas frecuencias, por lo que los histogramas son asimétricos a la izquierda. Los

diagramas Cuantil – Cuantil, muestran las concavidades de las rectas en los extremos de cada una, confirmando la distribución asimétrica hacia la izquierda. Donde las observaciones tocan la recta, se evidencia un comportamiento casi paralelo a la misma, marcando cierta homogeneidad hacia las medidas centrales de las temperaturas.

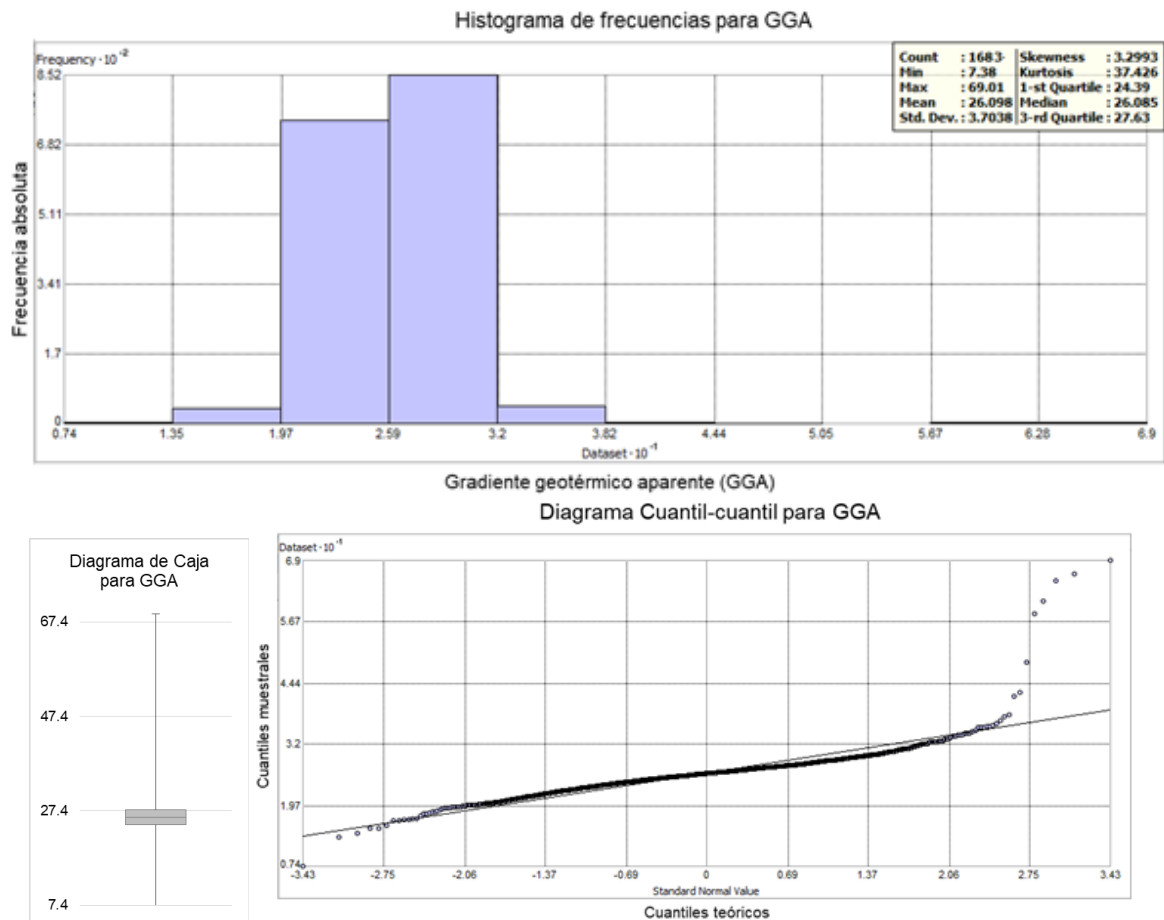


Figura 3.7 Histogramas, diagramas de caja y diagramas Cuantil – Cuantil para GGA.

Para el Gradiente Geotérmico Aparente (GGA) (Figura 3.7), el análisis gráfico fue más contundente al exponer una heterogeneidad muy marcada de las observaciones. Un amplio número de observaciones con valores altos de GGA pero con pocas representaciones o frecuencias, asimetría hacia la derecha y la notoria concavidad de los datos en los diagramas Cuantil – Cuantil confirman la presencia de valores extremos que afectan la normalidad de los datos.

3.3.1.3 Eliminación de Atípicos

Aunque el análisis exploratorio tanto de los datos de las BHT y de los GGA, corrobora la existencia de valores extremos para ambas variables, no necesariamente las observaciones alejadas de la centralidad de los datos corresponden técnicamente a un valor atípico (Matiz, 2018). Geológicamente se debe tener en cuenta la

composición de una cuenca sedimentaria, conformada generalmente por areniscas, lutitas, calizas y granitos en profundidad (Matiz, 2018). Los valores promedios aproximados que se muestran en la Figura 3.8 para gradientes geotérmicos en cuencas sedimentarias, establecen que la relación profundidad–gradiente geotérmico debe ser inversamente proporcional (entre más profundo menor debe ser el gradiente geotérmico).

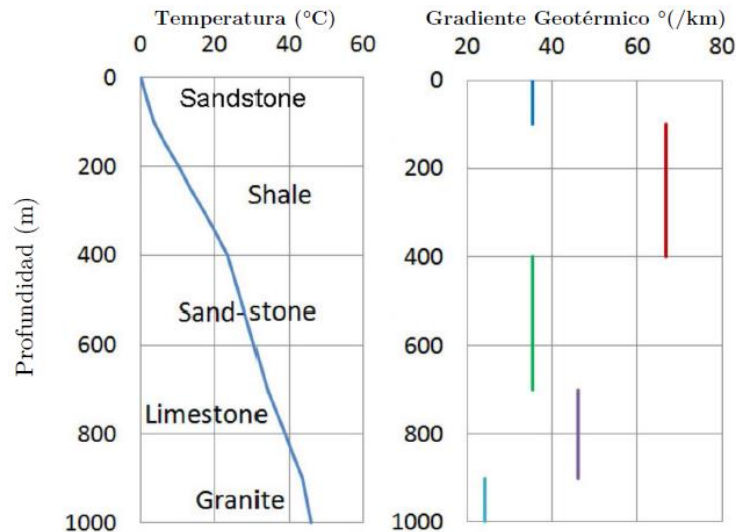


Figura 3.8 Relación temperatura – gradiente geotérmico en función de la profundidad para litologías en cuencas sedimentarias. Tomado de Matiz (2018).

Teniendo en cuenta que no se ha presentado ningún Mapa de Gradientes Geotérmicos para Ecuador, y considerando que el gradiente geotérmico más alto calculado en este estudio es de 69.01 °C/km, sería difícil hacer una comparación y eliminación de valores atípicos para el GGA. Matiz (2018) aplica una corrección a los valores atípicos para las cuencas sedimentarias colombianas del Valle Medio del Magdalena, de la Cordillera Oriental y de los Llanos Orientales, él toma en cuenta que el gradiente geotérmico más alto encontrado en la última versión del Mapa de Gradientes Geotérmicos Colombianos (Alfaro et al. 2009), corresponde a 65,4 °C/km, por consiguiente él establece que el corte para los valores de gradiente geotérmico en las cuencas sedimentarias estudiadas, no puede ser mayor a 80°C/km. Tomando como base lo anterior, en este estudio no se realizó la eliminación de valores atípicos para el Gradiente Geotérmico Aparente calculado y se consideró que los valores obtenidos son válidos.

3.3.2 Transformación de los Datos

Al examinar los datos mediante el análisis exploratorio, se observó cierta tendencia de la función de logaritmo natural (log normal) en las observaciones tanto de BHT, siendo más notorio para las observaciones de GGA. En los valores de BHT y GGA, la

transformación de las observaciones se aplicó al conjunto total de datos. La transformación de los datos de GGA a una distribución logarítmica natural, se aplicó sin la eliminación de atípicos para evitar la variabilidad del conjunto total de observaciones. La transformación a logaritmo natural, permitió que las variables mejoraran la distribución de las observaciones. Sin embargo, en los diagramas Cuantil – Cuantil, se aprecia una separación de los datos extremos en relación a la línea de tendencia de distribución. Esto refleja que en su totalidad, las observaciones no corresponden a una distribución enteramente log normal. Los resultados gráficos que se obtuvieron para las BHT, se presentan en la Figura 3.9.

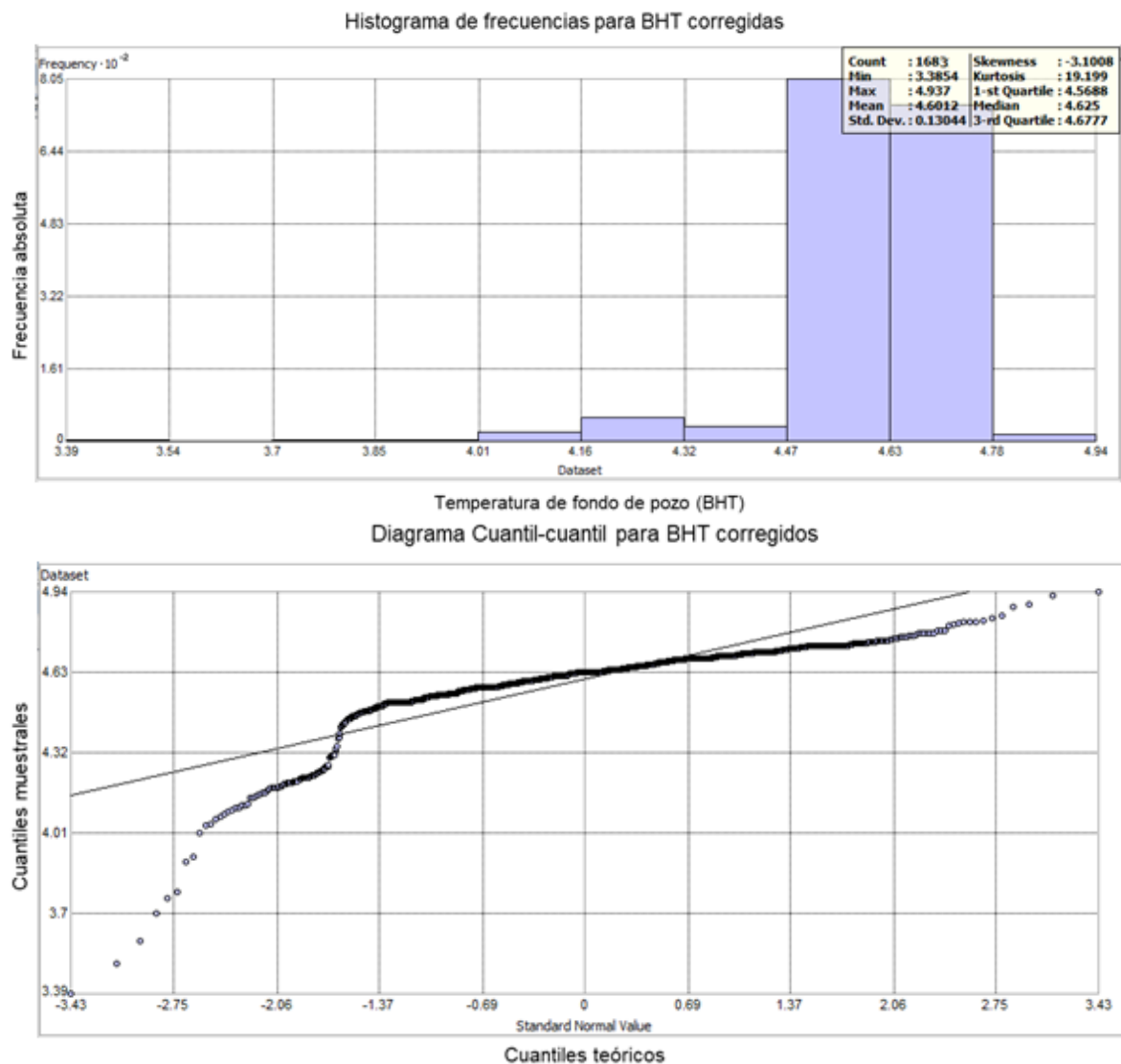


Figura 3.9 Histograma y diagrama Cuantil – Cuantil para BHT corregidas por el método de Willett y Chapman (1987) y transformadas a una distribución log normal.

En cuanto a los GGA, tanto la eliminación de los valores extremos como la transformación log normal de los datos, permitió mejorar la distribución de las observaciones. En los histogramas, se observa la tendencia gaussiana que guarda la centralidad de las medidas robustas de los datos. En los diagramas Cuantil – Cuantil,

aunque se mejoró la concavidad de las curvas de normalidad de los datos, aun se observa un comportamiento cóncavo leve de la curva en comparación con la tendencia normal de los datos. A su vez, los valores extremos altos se redujeron, controlando dichos extremos de la curva pero manteniendo una tendencia no del todo normal para los datos.

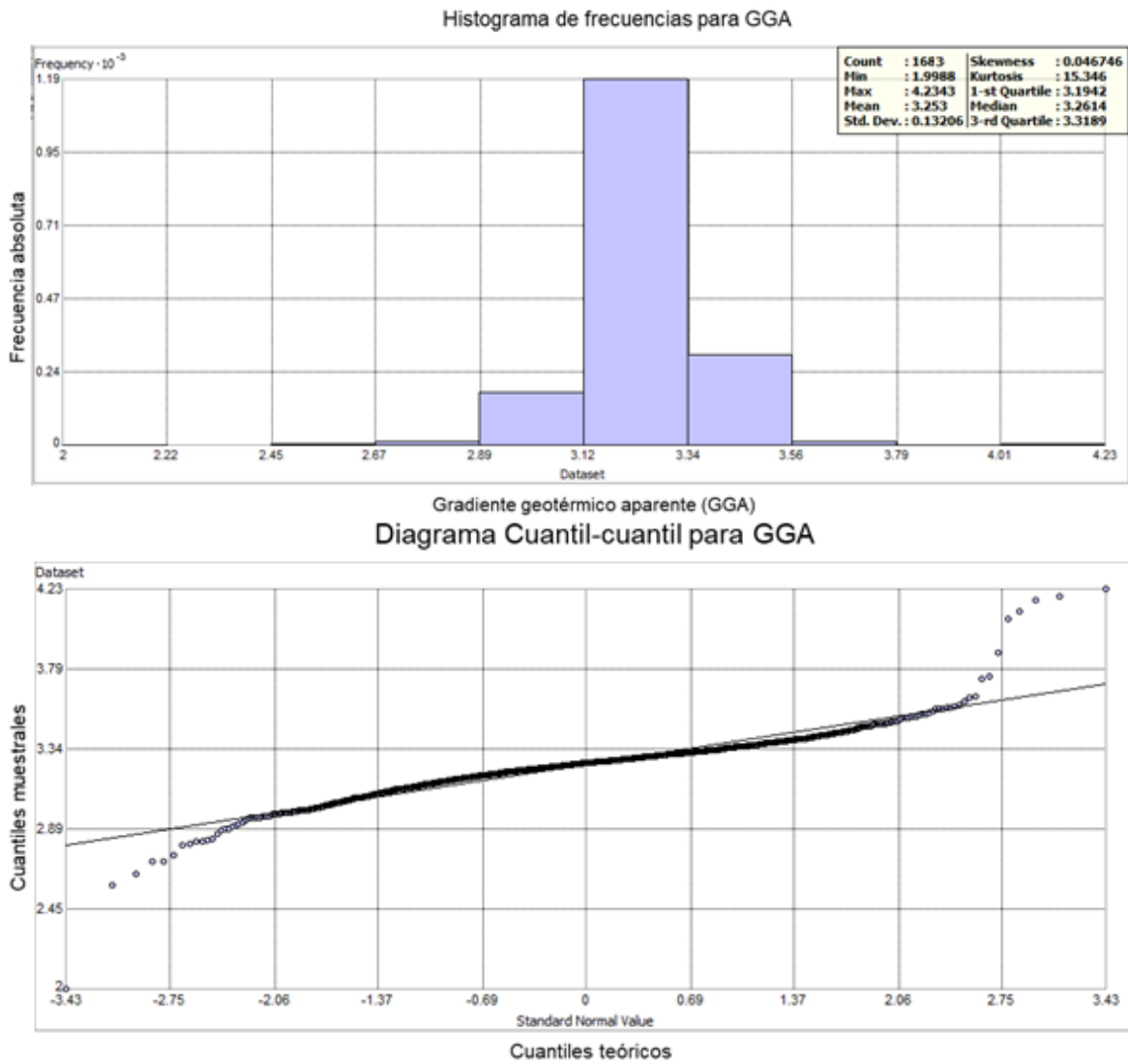


Figura 3.10 Histograma y diagrama Cuantil – Cuantil para GGA transformadas a una distribución log normal.

En los extremos de valores bajos, se aprecia una separación en relación a la línea de tendencia, marcando aun la presencia de valores atípicos en relación a las medidas de tendencia central. En la Figura 3.10 se observan los análisis gráficos para las observaciones de GGA transformando los datos a una distribución log normal.

3.3.3 Análisis Estructural

En el análisis estructural, para cuantificar la mejor semejanza que existe entre pares de datos, se consideran los momentos de orden 2 como la principal fuente de

contribución en la descripción elemental y operacional de la continuidad espacial (Matiz, 2018). Esta caracterización, se realiza por medio de variogramas a la variable a predecir espacialmente. En la evaluación estructural a los datos de BHT y GGA, se representaron los variogramas experimentales de las variables, el comportamiento de la anisotropía, la correlación de los variogramas teóricos ajustables a las observaciones y la validación del modelo obtenido.

3.3.3.1 Variograma Experimental

El variograma experimental estimado, corresponde al variograma global u omnidireccional, el cual depende no solamente de la dirección (tolerancia angular de 90°) sino también de la magnitud de semivarianza en relación a la distancia. Estos parámetros fueron ensayados con procesos de prueba y error, y se determinó tomar los mismos parámetros para ver el comportamiento de los modelos de BHT y GGA bajo las mismas condiciones de la variabilidad espacial. En la Tabla 3.6, se presentan los parámetros con los que fueron calculados los variogramas experimentales para las BHT corregidos y GGA.

Tabla 3.6 Parámetros de los variogramas experimentales.

| | BHT | GGA |
|------------------------------|------------------------|------------------------|
| Tolerancia angular | 90° omnidireccional | 90° omnidireccional |
| Número de pasos (Lag) | 10 | 10 |
| Tamaño del paso (Lag) | 25000 m | 25000 m |
| Tendencia | Constante | Constante |
| Estimador | Clásico | Clásico |

El variograma experimental calculado para las BHT se muestra en la Figura 3.11, se puede observar que la varianza relativa contiene variaciones (debido a valores muy altos) cuando aumenta con la distancia. Las grandes distancias contenidas para los datos, se deriva del análisis geológico – geofísico que se debe tener en cuenta para la perforación de pozos (de exploración, producción y reinyección) de hidrocarburos. El variograma muestra que el comportamiento en el origen es discontinuo, presentando un efecto pepita generalizado en la varianza. Para las BHT, la meseta no se estabiliza mientras la distancia aumenta, por lo cual no se tiene un rango definitivo. Esta ausencia de meseta se debe a que la escala de observación corresponde a un tercio de la distancia máxima alcanzada en el variograma. El análisis de la nube variográfica permite ver la variabilidad espacial de las observaciones para las BHT. Esto señala que pares de observaciones son responsables de valores altos, indicando la fuerte

presencia de datos atípicos evidenciando los datos diferentes de sus vecinos cercanos.

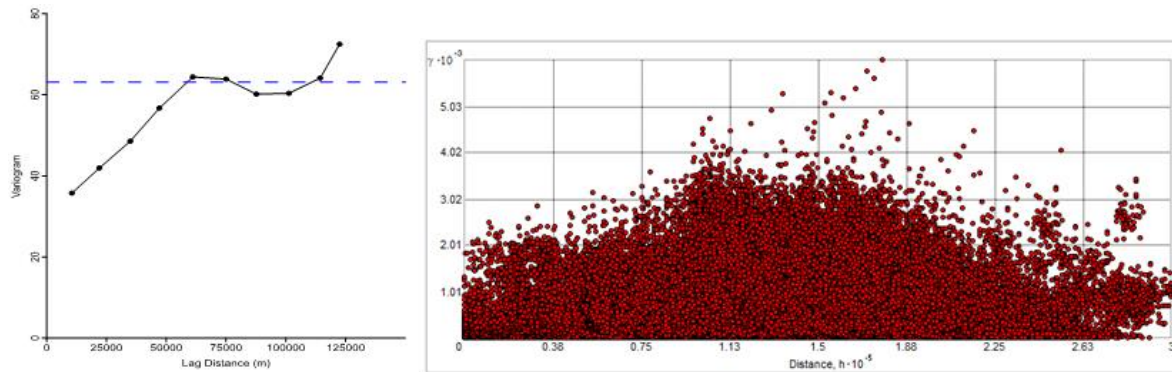


Figura 3.11 Variograma agrupado y nube variográfica experimental para BHT. Valor de la varianza relativa 63.1, representado por la línea azul entrecortada.

Evaluando el variograma para GGA, se aprecia una fluctuación fuerte a medida que la distancia se incrementa, además, permite observar que se tienen pocas variaciones tan marcadas como en el BHT, aunque no se logre alcanzar una estabilidad en el rango. Al igual que en el variograma experimental para el BHT, se observa que hay grandes variaciones en relación a la varianza y que estas fluctuaciones pueden deberse a valores muy altos que varían con la distancia. No existe estabilidad con respecto a la meseta, por lo cual no se tiene un rango definido. La nube variográfica para la semivarianza de los pares de observaciones de GGA presenta la influencia de valores extremos para el gradiente en las distancias entre 0.38×10^{-5} m a 2.25×10^{-5} m. El variograma experimental calculado para el GGA se expone en la Figura 3.12.

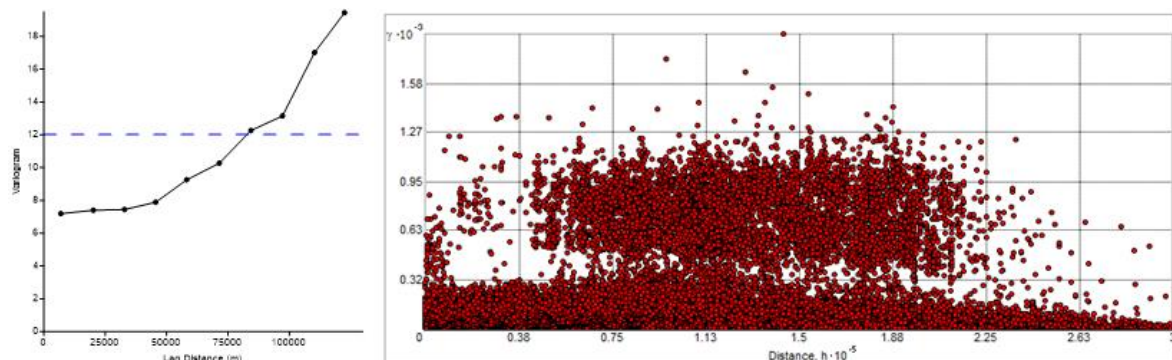


Figura 3.12 Variograma agrupado y nube variográfica experimental para el GGA. Valor de la varianza relativa 12.01, representado por la línea azul entrecortada.

3.3.3.2 Anisotropía

El comportamiento de la variable de estudio en distintas direcciones, puede ser analizado mediante su anisotropía. La presencia de anisotropía geométrica en alguna de las direcciones evaluadas permite confirmar la variabilidad espacial de las BHT y los GGA en las cuencas sedimentarias. En las BHT corregidas, los variogramas

direccionales evaluados a 0° (N – S), 45° (NE – SO), 90° (E – O) y 135° (NO – SE), infieren que el efecto pepita es diferenciado en las cuatro direcciones pero guarda proporción en el origen. Las mesetas alcanzan valores menores en 0° y 45° (en referencia los alcances de las mesetas, siendo menores que las otras direcciones), confirmando así el efecto isotrópico. En la Figura 3.13 (A) se observa los variogramas experimentales direccionales, se conserva el valor de la varianza relativa de 63.1 para cada variograma experimental.

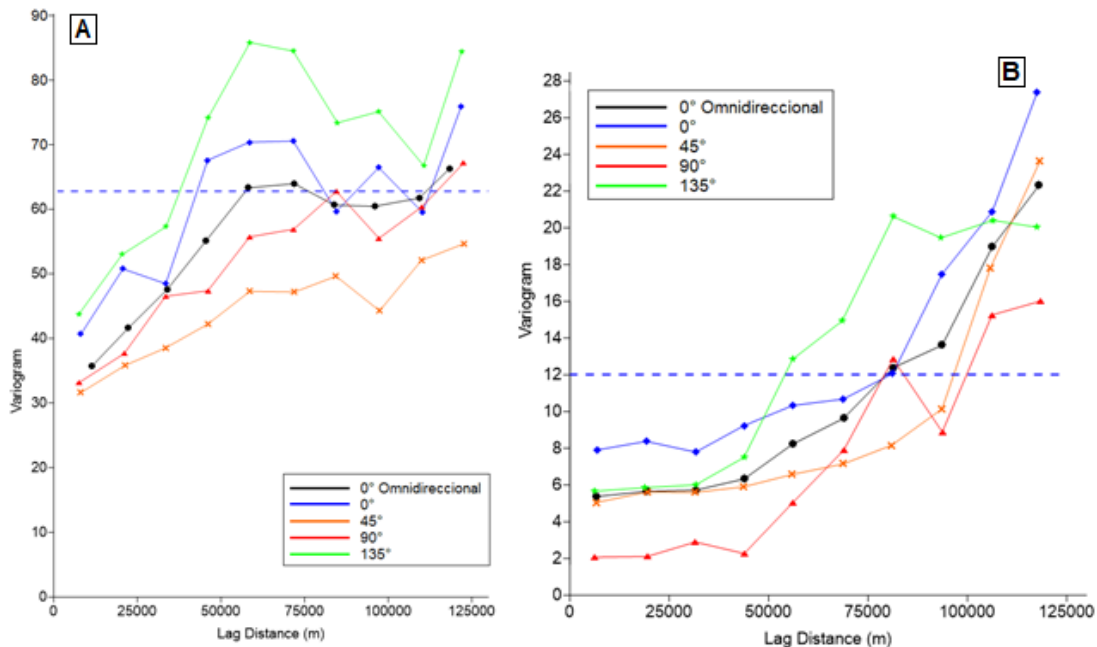


Figura 3.13 A. Variogramas experimentales direccionales para los BHT corregido mediante el método de Willett y Chapman (1987) y **B.** Variogramas experimentales direccionales para los GGA. Valor de la varianza relativa (63.1 para los BHT y 12.01 para los GGA), representado por la línea azul entrecortada.

El efecto de la correlación espacial en el GGA caracterizado por medio de los variogramas direccionales (Figura 3.13 (B)), muestra que el efecto pepita esta diferenciado para cada dirección pero guardando proporción en su origen, siendo similar en las direcciones 0°, 45° y 135°. Las mesetas aunque son muy diferentes entre sí, parece que tienden a estabilizarse o adquirir un rango estable casi al finalizar el rango en las direcciones 90° y 135° respectivamente, siendo mayor la meseta en 135°, teniendo una mayor varianza estructural. Aunque el efecto pepita es variable en rangos cercanos, el variograma direccional muestra que en las direcciones de 90° y 135° las mesetas se alcanzan en valores mayores.

3.3.3.3 Variograma Teórico

El ajuste del variograma experimental se realizó por medio de las funciones analíticas de los variogramas teóricos de los modelos esférico (meseta igual al rango),

exponencial (meseta asintótica) y gaussiano (meseta asintótica con efecto pepita tendiente a avanzar en mayor distancia del origen 0). Estos modelos son transicionales debido a que la estimación de la meseta está incluida en la modelación. Para una mejor apreciación se realizó los variogramas en escala log normal.

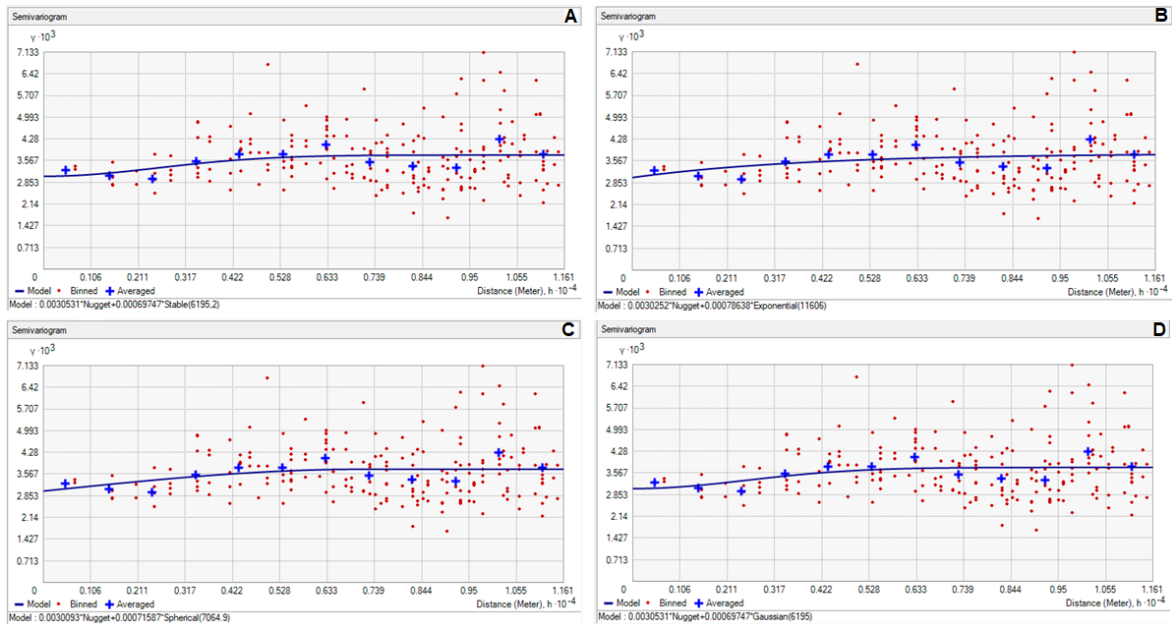


Figura 3.14 Variogramas teóricos para BHT transformados a una distribución log normal. A: modelo estable, B: modelo exponencial, C: modelo esférico y D: modelo gaussiano.

Tabla 3.7 Parámetros de los modelos de los variogramas teóricos para BHT.

| MODELO | Estable (A) | Exponencial (B) | Esférico © | Gaussiano (D) |
|-------------------------------|-------------|-----------------|------------|---------------|
| Efecto pepita (nugget) | 0.003053 | 0.003025 | 0.003009 | 0.003053 |
| Alcance máximo | 6194.99 | 11605.78 | 7064.865 | 6194.99 |
| Meseta (Sill) | 0.000697 | 0.000786 | 0.000716 | 0.000697 |
| Tamaño del paso (Lag) | 967.148 | 967.148 | 967.148 | 967.148 |
| Número de paso (Lag) | 12 | 12 | 12 | 12 |

En las BHT se consideraron el mismo tamaño de paso y número de paso para cada modelo, se denota que el alcance teórico de la meseta es similar en los modelos propuestos, variando con algunas cienmilésimas de proximidad, lo mismo se ocurre con el efecto pepita. El alcance máximo en el que la meseta se estabiliza es variable para cada modelo, siendo similar en el modelo estable y gaussiano, mientras que para el modelo exponencial no se alcanza dentro del límite de la escala de observación de la semivarianza. Así mismo, el modelo estable y gaussiano alcanzan mesetas en rangos similares (6194.99 m), con un leve incremento de la misma para el modelo esférico y exponencial. En la Figura 3.14 y Tabla 3.7, se caracterizan los modelos de los variogramas teóricos para BHT.

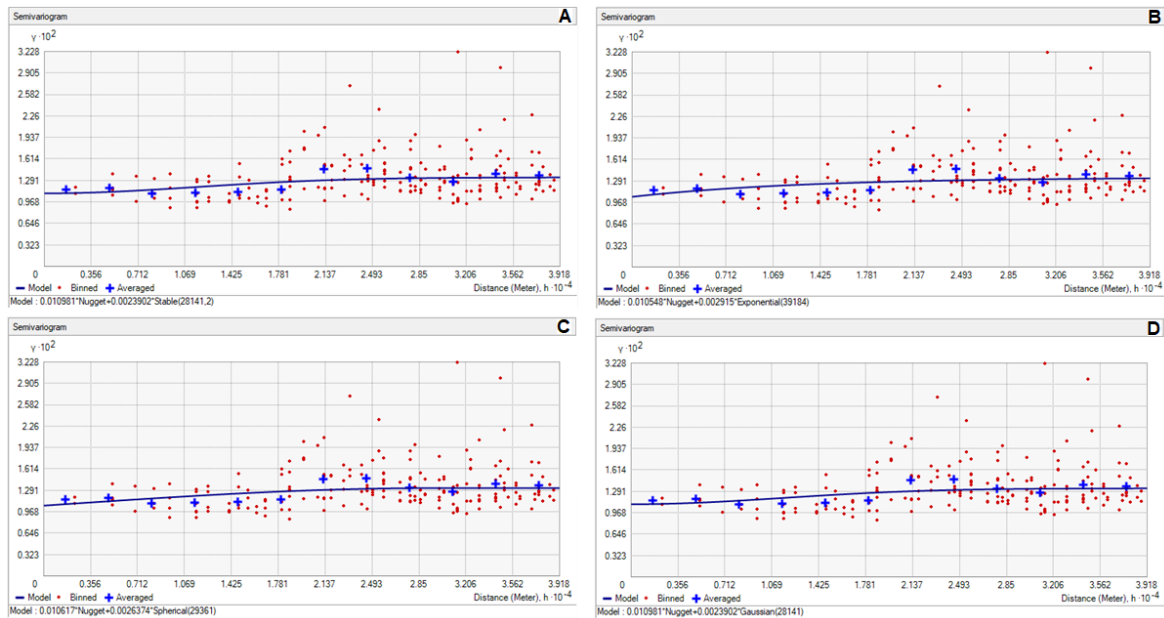


Figura 3.15 Variogramas teóricos para GGA transformados a una distribución log normal. A: modelo estable, B: modelo exponencial, C: modelo esférico y D: modelo gaussiano.

Tabla 3.8 Parámetros de los modelos de los variogramas teóricos para GGA.

| MODELO | Estable (A) | Exponencial (B) | Esférico © | Gaussiano (D) |
|-------------------------------|-------------|-----------------|------------|---------------|
| Efecto pepita (nugget) | 0.01098 | 0.01054 | 0.01062 | 0.01098 |
| Alcance máximo | 28141.16 | 39183.54 | 29361.14 | 28141.16 |
| Meseta (Sill) | 0.00239 | 0.00292 | 0.00264 | 0.00239 |
| Tamaño del paso (Lag) | 3265.295 | 3265.295 | 3265.295 | 3265.295 |
| Número de paso (Lag) | 12 | 12 | 12 | 12 |

El ajuste teórico para los GGA a partir de los modelos definidos se presenta en la Figura 3.15 y Tabla 3.8. En los GGA, el ajuste de los tres modelos es muy similar, se consideraron el mismo tamaño de paso y número de paso. El alcance teórico en el que la meseta se estabiliza es muy similar, variando por alguna diezmilésima de proximidad, teniendo un comportamiento similar con el efecto pepita. El alcance máximo es variable en los modelos, siendo el modelo estable y gaussiano el mismo (28141.16 m). Todos los variogramas son estacionarios a partir de la horizontalidad de la meseta cuando llegan al alcance máximo.

3.3.3.4 Validación Cruzada

La validación cruzada de las estimaciones a predecir, permite aseverar si el modelo del variograma teórico, describe de forma correcta que la dependencia espacial del valor predicho sea cercano al valor real (Matiz, 2018). En la metodología de la validación cruzada, se elimina un valor de la variable a estimar, luego se calcula

el variograma teórico ajustado donde a partir de este, se obtiene el valor predicho de la observación eliminada.

Para seleccionar el mejor modelo teórico, se tuvieron en cuenta dos criterios estadísticos de evaluación propuestos por Matiz (2018): el Error Medio Cuadrático Estandarizado (RMSS por sus siglas en ingles), el cual debe ser igual o tender a cero (0). Si los valores del RMSS son mayores a 1, se están subestimando la variabilidad de las predicciones. En cambio, si los valores del RMSS son menores a 1, se están sobrestimando la variabilidad en las predicciones. El otro criterio de evaluación propuesto por Matiz (2018), corresponde al porcentaje de datos rechazados, el cual no debe ser mayor al 5%.

Tabla 3.9 Criterios de la validación cruzada para los variogramas teóricos de las BHT.

| Variable | Modelos variograma teórico | No. De observaciones aceptadas | Porcentaje de datos rechazados (< 5%) | Error Cuadrático Estandarizado (RMSS = 0) |
|-----------------|----------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|---|
| BHT | Exponencial | 1683 | 0% | 1.24265 |
| | Esférico | | | 1.25009 |
| | Gaussiano | | | 1.25182 |
| GGA | Exponencial | 1683 | 0% | 1.12498 |
| | Esférico | | | 1.12112 |
| | Gaussiano | | | 1.11043 |

En la Tabla 3.9, se observan los estadísticos RMSS para cada uno de los modelos de los variogramas teóricos para las BHT y los GGA. Se obtuvo que el variograma teórico del modelo exponencial, es el que mejor representa estas variables para las BHT y que el modelo gaussiano, es el que representa mejor a los GGA. El número de observaciones aceptadas correspondió a 1683, con lo cual se obtuvo un 0% de datos rechazados. Al obtener un RMSS por encima de 1, se deduce que la variabilidad de las predicciones se está subestimando para las BHT y los GGA.

3.4 Interpolación Kriging

Con el análisis exploratorio y el análisis estructural aplicado a las observaciones, se generaron superficies y volúmenes de estimación mediante el interpolador lineal Kriging Ordinario. Este interpolador tiene en cuenta la distancia entre las observaciones, el peso de los puntos y la estructura espacial de la variable que se representa (Matiz, 2018). Todas las representaciones se generaron a partir del mejor variograma teórico que ajustó al variograma experimental de los datos: el modelo exponencial para las BHT y el modelo gaussiano para los GGA. La característica más relevante en la caracterización del modelo estimado, corresponde a la grilla de

representación en función del tamaño de celda o pixel. En el modelamiento Kriging 2D, el tamaño de celda fue de 1650 m (tanto X como en Y). En la Figura 3.16 y Figura 3.17, se observan los modelos Kriging 2D para las BHT y los GGA respectivamente.

Las grillas 2D permiten relacionar las anomalías positivas de BHT (corregidas por el método de Willett y Chapman (1987)) en la zona central y suroriental de la cuenca, estas denotan sectores con temperaturas altas. Se concentran zonas de temperaturas medias en el borde más oriental de la cuenca (Corredor Capirón-Tiputini), y hacia la parte más occidental de la cuenca se concentra zonas de temperaturas bajas. En el sector occidental de la cuenca, se presentan anomalías negativas de BHT, la cuales se asocian al efecto de borde del modelo interpolado.

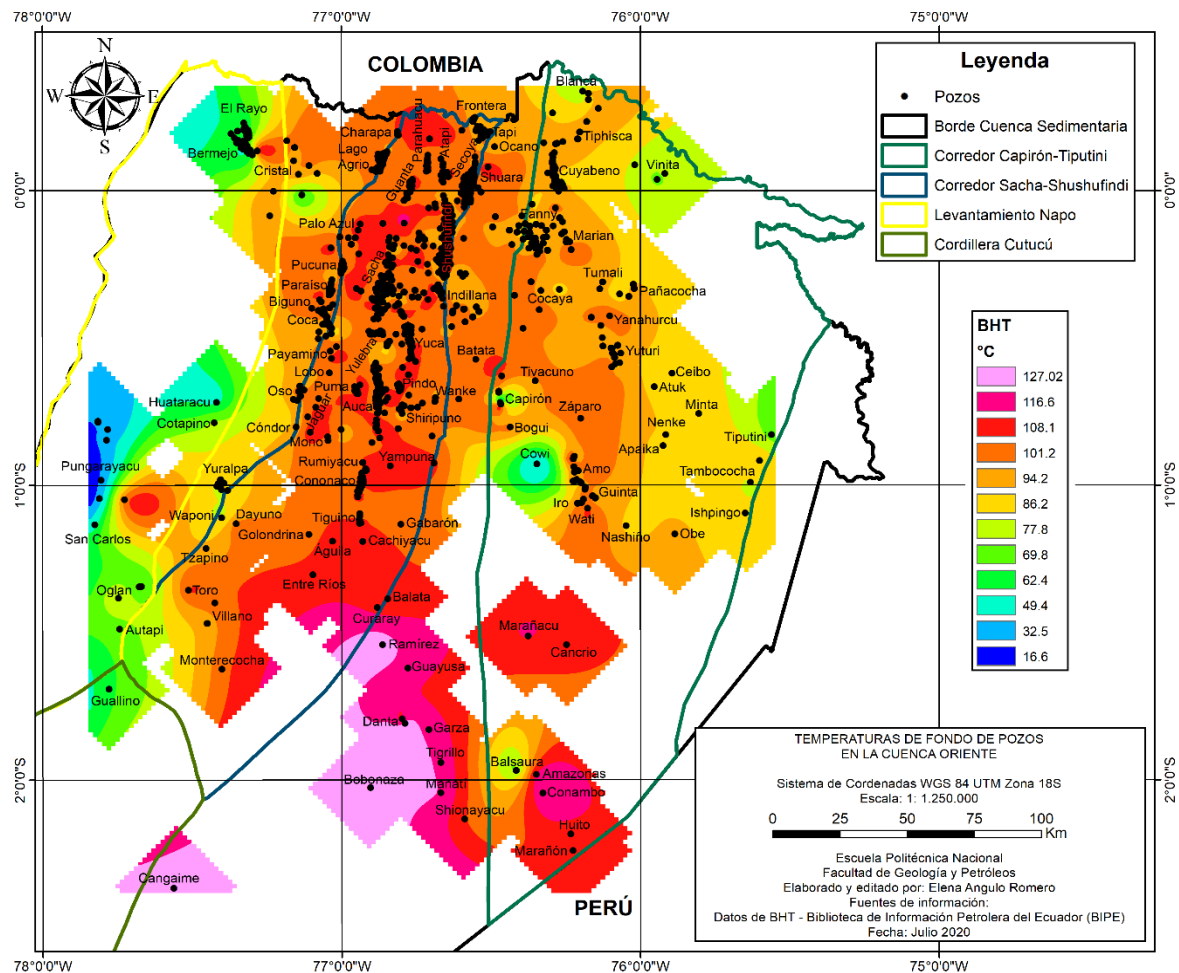


Figura 3.16 Modelo 2D para las BHT corregidas por el método de Willett y Chapman (1987).

En el modelamiento 2D del GGA calculado con la Temperatura Media Anual Superficial, muestra que las anomalías positivas se concentran en el margen occidental de la cuenca, en el campo Pungarayacu, así como en el margen oriental en

los campos Tiputini, Tambococha e Ishpingo, por su parte las anomalía negativas de GGA (valores inferiores a la media) se concentran en el margen central (Corredor Sacha-Shushufindi) en sentido norte – sur. Claramente se puede observar en la Figura 3.17 que la cuenca es fría en la parte central y se va calentando hacia los márgenes oriental y occidental, donde se presentan anomalías muy marcadas de gradiente.

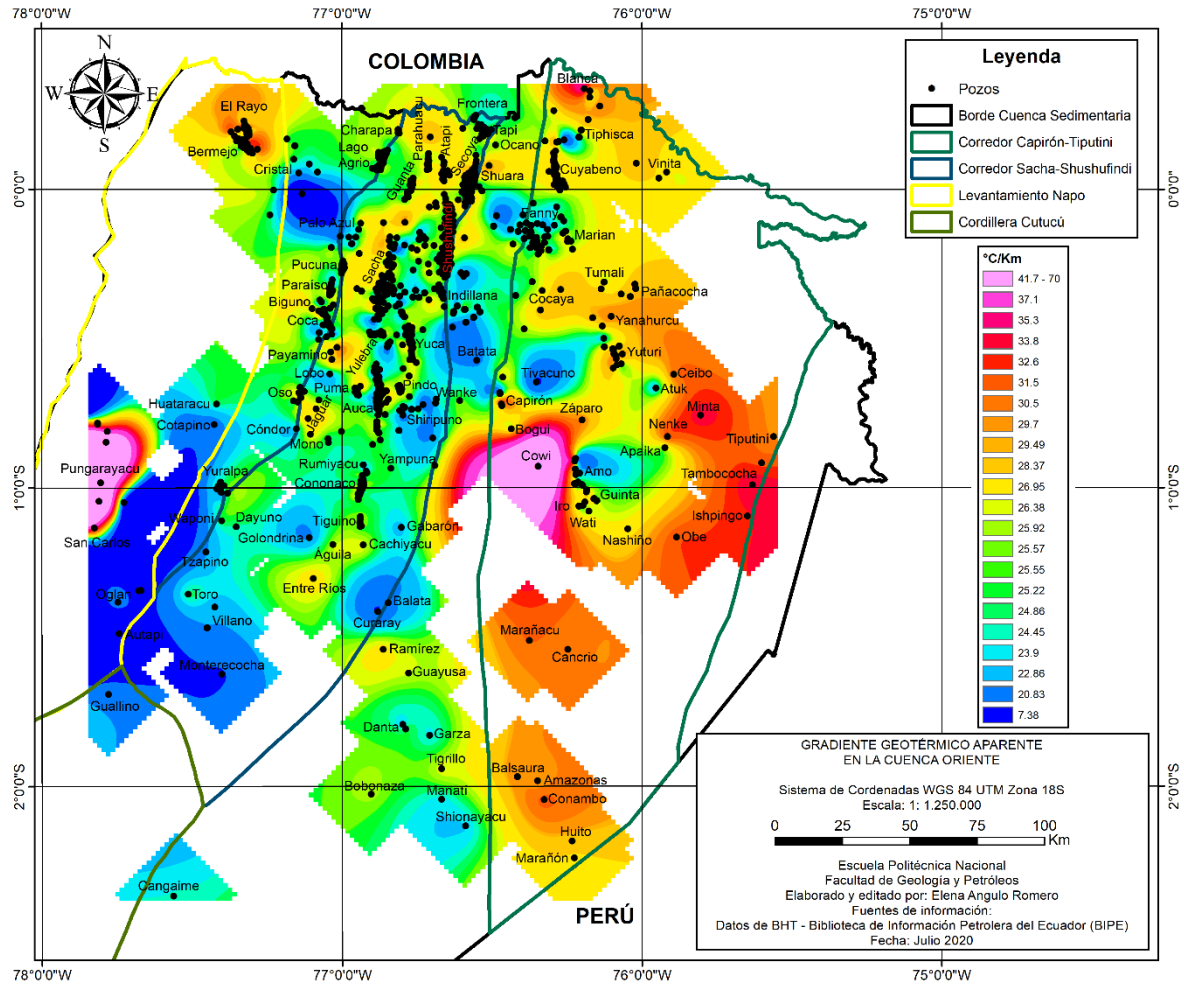


Figura 3.17 Modelo 2D para el Gradiente Geotérmico Aparente (GGA) calculado a partir de la Temperatura Media Anual Superficial en la Cuenca Oriente. Los colores cálidos indican anomalía positiva y los colores fríos anomalías negativas, con un rango de variación desde 7.38°C/km a 69.01°C/km.

CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN

4.1 Análisis de Resultados

La exploración geotérmica en cuencas sedimentarias (baja a intermedia temperatura) requiere un enfoque diferente del modelo de exploración de prospectos de alta temperatura. Uno de estos enfoques es encontrar parámetros geotérmicos como la temperatura para reducir las regiones que contienen objetivos geotérmicos potenciales (Nieuwenhuis et al., 2015). La Cuenca Oriente en Ecuador contiene una gran cantidad de datos de pozos recolectados por la industria petrolera, incluidos los datos de temperatura de fondo de pozos. Los datos de temperatura de la industria del petróleo y gas se han utilizado para muchos proyectos geotérmicos en todo el mundo, y desde hace tiempo se reconoce que las mediciones de temperatura realizadas por la industria petrolera no siempre son directamente utilizables para la exploración geotérmica (Nieuwenhuis et al., 2015). En ese contexto, en este trabajo, primero se ha compilado las mediciones de temperatura de fondo de pozos disponibles para la Cuenca Oriente, luego, los datos fueron previamente seleccionados manualmente y corregidos (método de Willett y Chapman, 1987) para finalmente calcular el gradiente geotérmico. Logrando así, presentar por primera vez un mapa de gradientes geotérmicos para la Cuenca Oriente, centrándonos específicamente en identificar las zonas con anomalías positivas de temperaturas para futuras aplicaciones geotérmicas.

En el presente trabajo se conformaron pares de datos de temperatura y profundidad para 1683 pozos petroleros (producción, exploración y reinyección), que fueron utilizados para la estimación del gradiente geotérmico y la elaboración de un mapa preliminar. Los pozos utilizados para el cálculo del gradiente geotérmico están distribuidos en casi toda la cuenca sedimentaria, abarcando las 2/3 partes de la misma; en el corredor Sacha-Shushufindi se concentran la mayoría de datos de fondo de pozos (principalmente en la zona norte), considerando que esta zona abarca los campos productores más importantes del país. Por su parte los datos recopilados para los corredores Capiirón-Tiputini y los campos distribuidos en el Levantamiento Napo están más dispersos. De alguna manera esta distribución de los pozos influye en la aplicación del método de interpolación. La Tabla 3.3, resume e incluye para cada Bloque Petrolero y sus respectivos Campos los rangos de profundidades a los que fueron tomadas las temperaturas de fondo de pozo (BHT), las correcciones realizadas a las BHT, los gradientes geotérmicos aparentes calculados y ponderados a partir de

la distribución de frecuencias. Los gráficos de distribución de frecuencia son presentados en el apartado Análisis Exploratorio en el Capítulo 3 del presente trabajo.

Las temperaturas de fondo de pozos (BHT) se enmarcan en un rango entre los 27.22 °C y los 131.67 °C con un promedio de 91.82 °C y profundidades que oscilan entre los 278.89 m y los 4928.92 m. Al aplicar la corrección de Willett y Chapman (1987), el rango de las temperaturas corregidas varía entre los 29.53 °C – 139.35 °C (al mismo rango de profundidad), con un promedio de 100.35 °C, observándose un aumento en los valores de la temperatura. En la Figura 3.16 se observa la distribución de las BHT corregidas en toda la Cuenca Oriente. La dispersión de las temperaturas corregidas en función de la profundidad para la Cuenca Oriente se ilustra en la Figura 3.4, éstas conservan una tendencia directamente proporcional entre el aumento de la profundidad con el aumento de la temperatura. Se evidencia una clara acumulación de las temperaturas en profundidades entre los 2.2 km y los 3.8 km. La pendiente de la recta de ajuste podría señalar el gradiente geotérmico promedio para toda la cuenca, sin embargo dicha pendiente (20.14 °C/km) es mucho menor que la calculada por promedios ponderados, siendo esta de 26.10 °C/km, lo cual posiblemente es causado por la dispersión de los datos arriba y abajo de la recta.

Aunque en algunos pozos se registraron mediciones de temperatura a diferentes profundidades, los gradientes registran variación con la profundidad en un mismo pozo como se observa en la Figura 3.5 a partir de cambios significativos en la pendiente. Esta variación presumiblemente esté relacionada con factores como: cambios en litología y textura, en las porosidades de las rocas, en la conductividad térmica, en los fluidos circulantes, entre otros factores, los cuales no fueron evaluados y no forman parte del alcance de este trabajo. Teniendo en cuenta dicha variación del gradiente con la profundidad y que en la mayoría de los casos solo se disponía de mediciones de temperatura de fondo de pozo, se optó por la estimación del gradiente geotérmico aparente (GGA). La información sobre el historial de perforación y los tiempos de circulación de los fluidos de perforación de pozos no se encontraba disponible en los encabezados de los pozos. Por lo tanto, en este trabajo solo se han intentado correcciones empíricas, basadas en las profundidades de las mediciones de BHT.

Los ajustes de mínimos cuadrados al conjunto de datos de BHT aplicando la corrección propuesta por Willett y Chapman (1987), indican un gradiente geotérmico de 20.14 °C/km (Figura 3.4), para un intervalo de profundidad entre 0.278 y 4.928 km. Esto es ligeramente más bajo que el valor de gradiente general de 21.4 °C/km para un

intervalo de profundidad entre 1.500 a 3.500 km reportado por Hamza et al., (2005) y un gradiente de 22 °C/km reportado por Burgos et al., (2004). En la Figura 3.17 se muestra un mapa preliminar de los gradientes geotérmicos aparentes, calculados en la Cuenca Oriente. El gradiente geotérmico aparente regional obtenido en este estudio varía de 7.38 a 69.01 °C/km (26.10 °C/km GGA promedio). A partir de los datos trazados, se hace evidente que el play Central, a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi muestra los valores más bajos de GGA, que van desde 7.38 a 25.8 °C/km. Por el contrario, los valores más altos de GGA, que van desde 26.1 a 69.01 °C/km, están presentes en el play Occidental (Sistema Subandino) y en el play Oriental (Corredor Capirón-Tiputini). Los valores más altos de GGA corresponden a los campos petrolíferos individuales de Pungarayacu (17.02 a 69.01 °C/km; 47.39°C/km en promedio), Cowi (66.30 °C/km), San Carlos (36.11 °C/km), Minta (34.75 °C/km), Ishpingo (33.60 a 35.31 °C/km; 34.46 °C/km en promedio), Nenke (32.46 °C/km), Obe (32.34 °C/km), Conambo (31.96 °C/km), Tambococha (31.94 °C/km) y Bogui (28.39 a 35.34 °C/km; 31.87 °C/km en promedio) (ver Tabla 3.4 y Figura 3.17).

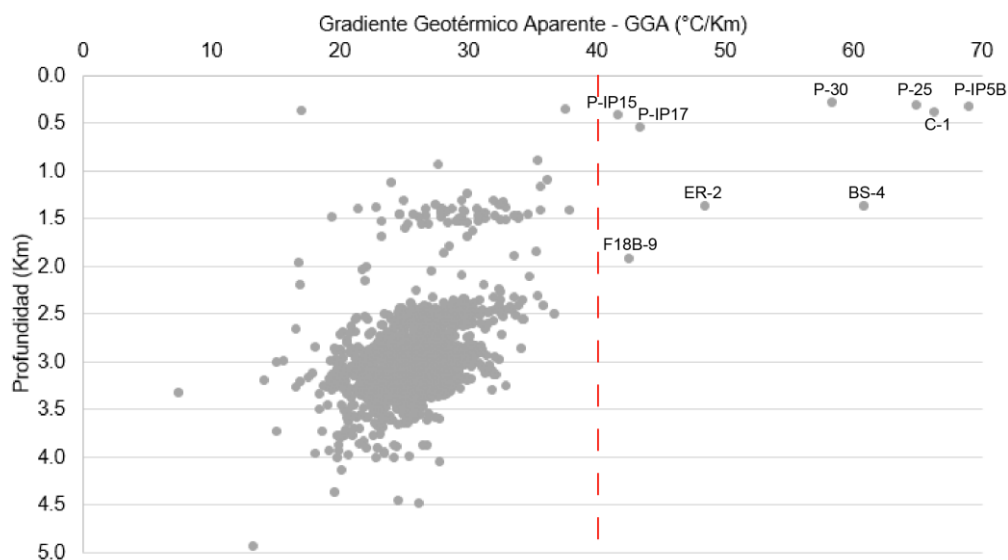


Figura 4.1 Variación del gradiente geotérmico con la profundidad con gradientes geotérmicos anómalos por encima de 40 °C/km. Se registra una tendencia clara a reducir la magnitud del gradiente con la profundidad. Es decir que los gradientes anómalos se encuentran con mayor frecuencia a menores profundidades. P: Pungarayacu, C: Cowi, BS: Bermejo Sur, ER: El Rayo, F: Fanny.

La Figura 4.1 ilustra la variación del gradiente geotérmico con la profundidad. Existe una clara tendencia a disminuir la dispersión y la magnitud de los gradientes geotérmicos con la profundidad. Como se observa en la Figura 4.1 los gradientes anómalos están por lo general asociados a las profundidades someras, y con valores de gradientes mayores a 40 °C/km, similar a lo que ocurre en las cuencas sedimentarias de Colombia (Alfaro et al., 2009). Como se indica en la Figura 4.2, en

las Cuencas de Valle Medio del Magdalena, Llanos Orientales, Valle Superior del Magdalena, Catatumbo, Caguan–Putumayo, Cordillera Oriental y Sinú–San Jacinto, se calcularon gradientes anómalos, por encima de 40°C/km. (Alfaro et al., 2009).

| Cuenca | No. de Pozos | Gradiente mínimo (°C/Km) | Gradiente máximo (°C/km) | Gradiente promedio (°C/km) | Gradientes | Porcentajes (%) | Rango profundidad (m) para mediciones de temperatura |
|--|--------------|--------------------------|--------------------------|----------------------------|------------|-----------------|--|
| | | | | | >40°C/Km | >40°C/Km | |
| Valle Medio del Magdalena | 2329 | 6,9 | 65,4 | 22,2 | 17,0 | 0,7 | 500-4816 |
| Llanos Orientales | 861 | 8,2 | 59,4 | 29,8 | 59,0 | 6,9 | 515-6276 |
| Valle Superior del Magdalena | 479 | 11,2 | 59,4 | 27,4 | 20,0 | 4,1 | 516-4019 |
| Catatumbo | 398 | 14,9 | 54,0 | 28,1 | 9,0 | 2,3 | 503-3441 |
| Caguan - Putumayo | 194 | 5,0 | 64,6 | 29,9 | 4,0 | 2,1 | 530-3702 |
| Valle Inferior del Magdalena | 137 | 9,5 | 31,4 | 22,4 | | | 705-4267 |
| Cordillera Oriental | 113 | 13,5 | 53,2 | 26,6 | 6,0 | 5,3 | 568-5823 |
| Sinú - San Jacinto | 54 | 14,4 | 60,5 | 26,9 | 2,0 | 3,7 | 518-3967 |
| Guajira | 17 | 15,2 | 24,3 | 20,9 | | | 1212-2961 |
| Area no prospectiva (ANP) ⁽¹⁾ | 7 | 16,2 | 139,6 | | | | 759-5239 |
| Cesar Ranchería | 6 | 22,7 | 43,7 | 28,0 | | | 565-3371 |
| Chocó | 4 | 14,0 | 18,2 | 16,6 | | | 1982-4734 |
| Urabá | 3 | 14,4 | 25,4 | 18,2 | | | 616-3688 |
| Cauca-Patía | 2 | 15,0 | 25,0 | | | | 1532-3091 |
| Tumaco | 2 | 15,1 | 18,4 | | | | 2374-4355 |

⁽¹⁾ El gradiente geotérmico máximo, equivalente a 139.6°C/Km, corresponde al único pozo perforado para exploración de recursos geotérmicos en Colombia (Nereidas-1)

Figura 4.2 Resumen de los gradientes geotérmicos aparentes estimados para cuencas sedimentarias de Colombia. Tomado de Alfaro et al. (2009).

4.2 Modelo geológico hipotético del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente

A continuación se describen los componentes del sistema geotérmico hipotético en la Cuenca Oriente, el modelo presentado es teórico considerando la información disponible y publicada. Las características del sistema geotérmico hipotético en la cuenca considera: la naturaleza y la profundidad de la fuente de calor; el mecanismo de transferencia de calor dominante; distribución de permeabilidad y porosidad en las rocas reservorios; distribución de sistemas de fallas y fracturas principales en la cuenca y fuentes/tasas de recarga de fluidos.

4.2.1 Basamento y fuente de calor del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente

En el Ecuador no existen afloramientos reportados del cratón amazónico, pero se lo ha descrito como rocas ígneas y metamórficas (Diaz et al., 2004), de acuerdo a Litherland et al. (1994) rocas del cratón Amazónico fueron datadas por Rb-Sr en ~1.6 Ga en muestras del pozo Tapi. Litológicamente el basamento de la Cuenca Oriente se ha descrito como granulitas en el pozo Tapi, gneiss micáceos en el pozo Tipitini 1 y esquistos micáceos en el pozo Dureno 1 (Vera, 2016). En el pozo Caima 3, localizado en la Cuenca Putumayo Ibañez-Mejía et al. (2011) dataron rocas atribuidas al basamento en 1.4 Ga, 0.95 Ga y 0.98 Ga con el método de U-Pb.

De acuerdo a Gutiérrez et al. (2019), el margen oriental distal de la Cuenca Oriente está flanqueado por el basamento Precámbrico del cratón amazónico, que consta de cinturones orogénicos (móviles) Proterozoicos que se abren hacia el oeste y que se acumulan en un núcleo Arcaico-Paleoproterozoico común. Estas provincias tectónicas incluyen los cinturones Maroni-Itacaiunas, Ventuari-Tapajos, Río Negro-Juruena, Rondonian-San Ignacio y Sunsás-Aguapeí. Más al oeste, un basamento más joven de edad principalmente Neoproterozoica-Paleozoica temprana (equivalentes probables de los sistemas orogénicos Brasileño, Pampeano y Famatín) puede residir debajo de la cuenca de antepaís andina y el orógeno andino (Gutiérrez et al., 2019).

De acuerdo a Gutiérrez et al. (2019): (i) el cratón amazónico (3.2-2.6 Ga) comprende un núcleo de rocas ígneas y metamórficas Arqueanas con cinturones de acreción adyacentes de tendencia NE. (ii) Las provincias de Maroni-Itacaiunas (2.25-2.15 Ga) y Ventuari-Tapajós (2.15-1.8 Ga) corresponden rocas magmáticas calco-alcalinas, complejos de granulitas, cinturones de granitos-rocas verdes y arcos magmáticos intraoceánicos con firmas isotópicas juveniles. (iii) La provincia de Río Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga) comprende granitos y gneises afectados por metamorfismo de facies de anfíbolita y granulita. (iv) El cinturón Rondoniano-San Ignacio (1.55-1.3 Ga) muestra un cinturón metamórfico que consta de terrenos graníticos-gneissicos-migmatíticos y rocas anfíbolíticas a granulíticas. (v) La provincia de Sunsás-Aguapeí (1.3-0.9 Ga) es una zona orogénica de la edad de Grenvilliana compuesta de rocas graníticas y metamórficas de grado bajo a medio. (vi) Más al oeste, el basamento Sunsás-Aguapeí y Neoproterozoico-Paleozoico está potencialmente enterrado debajo del relleno de la cuenca Cenozoica de antepaís norandinas.

Si bien el calor se mueve mayormente vía convección siempre y cuando hayan zonas con alta permeabilidad, generalmente la conducción es el mecanismo dominante cuando el transporte de calor se estudia dentro de la corteza terrestre. En el caso de las cuencas sedimentarias el transporte de calor por advección desempeña un papel importante, donde el dominio de alta permeabilidad y las fallas enraizadas permiten la circulación profunda de aguas meteóricas (Moeck, 2014). Estos sistemas geotérmicos rara vez se asocian con reservorios hidrotermales, si no que son el resultado de sistemas de circulación profunda asociados con fallas complejas de escamas corticales mayores. Estas áreas típicamente contienen flujo de calor bajo a moderado (Allen et al., 2016).

Para la Cuenca Oriente se ha considerado que la fuente de calor podría estar asociada y depender de la geometría del basamento y en algunas partes al volcanismo reciente en el Levantamiento Napo (influencia debido a su cercanía a los volcanes Sumano y Reventador). En la Cuenca Oriente existen a profundidad adecuada, entre 1.5 y 2.5 km, formaciones geológicas permeables, capaces de contener y dejar circular fluidos que extraigan el calor de las rocas más profundas (basamento). Una de las mayores fuentes de calor terrestre es la desintegración de isótopos radiactivos presentes en las rocas. Ese calor varía con la composición química y con la edad de las rocas, razón por la cual, los gradientes geotérmicos son más elevados en cuencas sedimentarias jóvenes que en zócalos antiguos (Moeck, 2014).

4.2.2 Reservorios principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente

Los principales reservorios en la Cuenca Oriente son las areniscas de las Formaciones Cretácicas Hollín y Napo.

Areniscas de la Formación Hollín (Aptiano-Albiano)

Están descritas como un set de areniscas cuarzosas continentales (sistemas fluviales) que hacia el techo evolucionan a ambientes con influencia marina con desarrollo de areniscas (canales y barras mareales o planicies costeras) que gradualmente son cubiertos por depósitos marinos someros (Mancilla et al., 2008). Presenta un gran espesor de ~150 m (Gutiérrez et al., 2019), una amplia distribución en toda la cuenca, y buenas propiedades físicas. Canfield et al., (1985), reportaron porosidades para las areniscas de Hollín de 16% y permeabilidades en el rango de 400-800 mD (mili Darcy); por su parte Dashwood y Abbotts, (1990), reportan rangos de porosidad entre 12-25% y permeabilidad entre 20-2.000 mD. Estudios más recientes por Xie et al., (2010), consideran una porosidad entre 12%–25% y permeabilidad entre 19.74×10^{-3} – 1.974×10^{-3} μm^2 , por su parte Ma Zhongzhen et al., (2017), consideran una porosidad de 20% y permeabilidad de 650×10^{-3} μm^2 .

Areniscas de la Formación Napo (Albiano Medio-Campaniano)

Está integrado por secuencias cíclicas compuestas por areniscas, calizas y pelitas, en un arreglo de facies sílico-clásticas continental-mixto (transicional), que progresivamente migran a facies sílico-carbonáticas de ambiente marino somero (Mancilla et al., 2008). Presenta un espesor de ~600m (Gutiérrez et al., 2019). Dentro de la Fm. Napo se consideran las areniscas T, U y M1 como principales reservorios.

Sus litologías son similares en términos de composición. Las areniscas son típicamente cuarzosas, de grano fino a medio, bien clasificadas, y pueden contener glauconita y cemento calcáreo (Smith, 1989).

La **Arenisca T (Albiano Superior)** se distribuye en la parte central y este de la cuenca, incluye dos miembros (T Superior e Inferior), la arenisca inferior es de cuarzo puro con un espesor estable (30-50 m), buena permeabilidad y alta porosidad (Ma Zhongzhen et al., 2017); por su parte la arenisca superior es más arcillosa y su alto contenido de glauconita la hace menos permeables (Dashwood y Abbotts, 1990). Los rangos de porosidad y permeabilidad típicos son 10-25% y 100-6000 mD respectivamente (Dashwood y Abbotts, 1990).

La **Arenisca U (Cenomaniano Medio)** se distribuye en la parte oriental de la cuenca, es similar, en muchos aspectos a la arenisca T, con una subdivisión similar (arenisca inferior y arenisca superior más arcillosa) (Dashwood y Abbotts, 1990). U Inferior tiene las mejores características petrofísicas, con valores de porosidad que varían entre 15 y 20%, mientras que para U Superior el rango va de 10 a 18% (Rivadeneira y Almeida, 2014).

La **Arenisca M1 (Campaniano Medio)** está distribuida principalmente en la parte oriental de la cuenca, con un espesor de ~10-40 m, una porosidad de 18-32% y una permeabilidad promedio de $1000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (Ma Zhongzhen et al., 2017).

4.2.3 Sellos principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente

Las lutitas de Tena (Maastrichtiano-Paleoceno) son el sello regional en la Cuenca Oriente, y las lutitas intercapa de la Formación Napo también podrían ser unos sellos locales importantes. La Formación Tena se compone de ~750 m de lutitas rojas fluviales intercaladas con areniscas limosas (Gutiérrez et al., 2019). Por su parte las lutitas de Napo son: (i) Lutitas Napo Basal (Albiano Medio a Tardío), descritas como lutitas laminadas fosilíferas de color negro (Jaillard et al., 1997). (ii) Lutitas Napo Medio, descritas como lutitas laminadas calcáreas (Jaillard et al., 1997). (iii) Lutitas Napo Superior (Santoniano Tardío-Campaniano Medio), descritas como una secuencia de lutitas negras y grises ricas en materia orgánica con lentes calcáreas y niveles limo-arenosos (Baby et al., 2013).

4.2.4 Características de los fluidos en la Cuenca Oriente

En la Cuenca Oriente se ha prestado poca atención al tema de las aguas de formación en las areniscas cretácicas. Un estudio realizado por Smith en 1989, ha permitido tener una idea con respecto a las salinidades de las aguas de formación en las areniscas de las Formaciones Hollín y Napo. Las concentraciones de salinidad de las aguas de formación en los reservorios Cretácicos varían entre 500 y 130.000 ppm de NaCl equivalente (Smith, 1989). De acuerdo a Rivadeneira y Almeida (2014), en Hollín Inferior el agua de formación tiene muy baja salinidad, alrededor de 2.000 a 3.000 ppm de NaCl, mientras que las areniscas de Hollín Superior constituyen un reservorio de agua salobre justificando por la presencia de glauconita y niveles conchíferos intercalados. Los registros de pozos y pruebas en testigos de perforación documentan un patrón consistente de aumento de la salinidad de este a oeste dentro de las areniscas individuales y verticalmente de areniscas más profundas a menos profundas (ver Figura 4.3) (Smith, 1989).

Las mediciones de salinidad derivadas de logaritmos, y los datos de pruebas en testigos de perforación en el estudio de Smith (1989), revelan que: (i) el agua de formación de la arenisca Hollín en la base de la sección del Cretáceo es uniformemente fresca en gran parte de la cuenca central; (ii) las areniscas de Hollín tienden a engrosarse hacia el oeste dentro del subsuelo y en la zona Subandina; (iii) las areniscas individuales de Napo tienen su desarrollo máximo en el área central y un adelgazamiento regional hacia el oeste, en la región Subandina está representada solo por lutitas marinas distales y capas delgadas de areniscas; (iv) al este, las secciones de Hollín y Napo son menos profundas y finalmente se fusionan para convertirse en una capa de areniscas indiferenciadas antes de entrar en contacto con las rocas Precámbricas expuestas del escudo de Guyana; y (v) las aguas de formación de las areniscas Cretácicas se caracterizan por gradientes regionales de salinidad dentro y entre areniscas individuales.

El modelo de flujo hidrodinámico del agua meteórica, descrito por Smith (1989), explica que el agua ingresa (zona de recarga) a la cuenca a través de las secciones elevadas y expuestas hacia el oeste de la cuenca, y se descarga a lo largo del borde poco profundo oriental de la cuenca. Las areniscas de Hollín en la base de la sección del Cretácico proporcionan el único paso a través del cual el agua meteórica podría haber ingresado inicialmente a la sección enterrada (Smith, 1989). Esta arenisca portadora de agua dulce es la fuente de agua dulce dentro de las areniscas cretáceas

más jóvenes de la Formación Napo. Los fluidos connatos asociados con estas areniscas más jóvenes se desplazan cada vez más verticalmente y hacia el este, donde toda la sección del Cretácico se adelgaza y las areniscas se unen en una sola columna (Smith, 1989). Esta zona de fusión es la principal vía vertical para la comunicación fluida entre areniscas más antiguas y más jóvenes (ver Figura 4.3) (Smith, 1989). La ligera variación en composición de agua dulce de las areniscas inferiores de Napo, se puede explicar por su relativa proximidad a la fuente de agua dulce desde abajo (Hollín) (Smith, 1989).

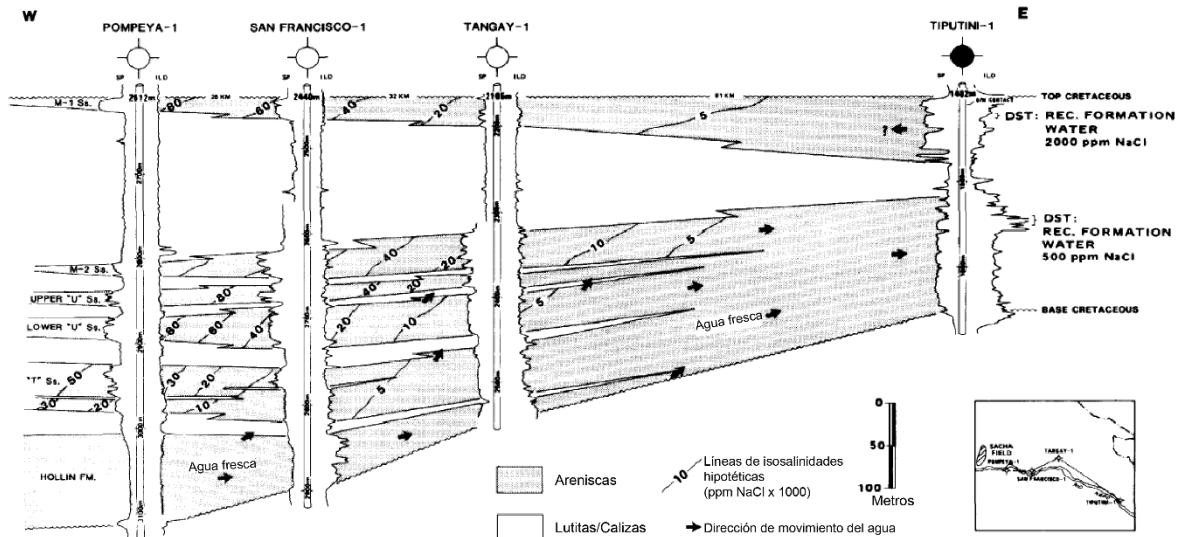


Figura 4.3 Sección estratigráfica Cretácica en la parte nororiental de la Cuenca Oriente. Las flechas representan el movimiento del agua hacia el este y hacia arriba en areniscas más jóvenes. Modificado de Smith (1989).

En un informe técnico presentado por PETROECUADOR, se indica que los fluidos totales (petróleo más agua), producidos en el período enero-diciembre en el año 2012 en los campos operados correspondió a 35,5% petróleo y 64,5% de agua. Las áreas donde opera PETROECUADOR son: Auca, Shushufindi, Libertador, Lago Agrio, Pacoa, Pucuna y Cuyabeno. En el informe se indica además, que durante ese año, el volumen de agua de formación producida en las áreas de operación directa fue de 105'715.788 barriles/año, que corresponden a un promedio de 288.841 barriles/día (~531.55 lt/seg); reinyectándose 107'015.165 barriles con un promedio de 292.391 barriles/día (~538.08 lt/seg). El volumen de reinyección de agua es mayor al producido debido a que, además de agua de formación, se adicionan volúmenes drenados de tanques, lo recuperado de piscinas y sumideros, así como también los pozos en proceso de perforación y completación (PETROECUADOR, 2012).

4.2.5 Trampas y fallas principales del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente

En la Cuenca Oriente principalmente se desarrollaron trampas estructurales de bajo relieve en la parte occidental y central, y trampas estratigráficas en la parte oriental (Ma Zhongzhen et al., 2017). La cuenca desarrolló dos grupos de fallas con tendencias NO-SE y NE-SO, por separado (Xie et al., 2010) (Figura 4.4). A partir de secciones geológicas regionales, la Cuenca Oriente puede dividirse en tres cinturones estructurales de oeste a este: el cinturón de empuje del piedemonte occidental (anticlinal de empuje occidental, desde el piedemonte hacia el este hasta la falla inversa Lago Agrio), el sistema de *rift* invertido central (entre las fallas inversas de Sacha y Shushufindi) y la región de deslizamiento de rumbo (*strike-slip*) conjugado oriental (desde la falla inversa Fanny-Dorine y más al este la falla inversa del ITT) (Lin et al., 2015). La orientación de los tres cinturones tectónicos es casi N-S, la parte norte de la cuenca está más desarrollada estructuralmente que la parte sur de la cuenca (Lin et al., 2015).

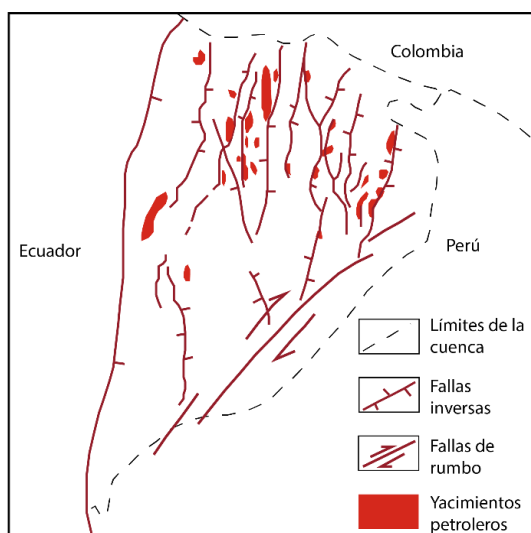


Figura 4.4 Sistema de fallas y distribución de campos petroleros de la Cuenca Oriente. Modificado de Xie et al. (2010).

De acuerdo a Mancilla et al. (2008), las principales trampas están asociadas a estructuras anticlinales originadas a partir de la inversión tectónica de los semigrábenes, las cuales se desarrollan al menos en dos etapas principales de deformación. Durante la primera etapa (Maastrichtiano), coincidente con la depositación de las Formaciones Napo Superior y Tena, se origina un incipiente estadio de deformación compresiva que causa la inversión tectónica de los antiguos depocentros (Mancilla et al., 2008). Con la depositación de la Formación Napo, la

cuenca tuvo un cambio en la fuente, de marina a no marina, esta etapa representa un acortamiento en la cuenca y una reactivación de fallas extensionales heredadas e inversión de la cuenca, posiblemente vinculadas a la acreción del CLIP en ~73 Ma (Gutiérrez et al., 2019). Las fallas invertidas se propagaron a la serie sedimentaria del Cretácico y dieron lugar a la formación de pliegues alargados N-S, que forman las principales trampas estructurales de la cuenca (Vallejo et al., 2017). La segunda etapa se desarrolla durante el Eoceno Inferior a Medio, donde se produce el segundo episodio compresivo y de inversión en la cuenca (Mancilla et al., 2008). Esto puede relacionarse con el avance del cinturón plegado sobrecorrido debido a la exhumación de los Andes, consistente con la evidencia termocronológica durante el Eoceno (Spikings et al., 2010).

4.2.6 Anomalías de Temperatura en la Cuenca Oriente

En la Cuenca Oriente se han podido identificar dos zonas con gradientes geotérmicos anómalos, mayores a 40°C/km y por lo general se encuentran asociados a profundidades someras (<2 km de profundidad de los reservorios). Dichas zonas anómalas (ver Figura 4.5) se encuentran en los campos individuales de: (i) Pungarayacu-San Carlos cuyas temperaturas de fondo oscilan entre los 30 y 110°C a profundidades entre los 0.270 y 4.076 km y (ii) Cowi cuya única temperatura de fondo es 130°C a 0.385 km de profundidad. Adicionalmente hay dos zonas con anomalías entre 30 y 40°C/km asociados a profundidades <2.5 km, cuyos campos individuales son: (i) Bermejo-El Rayo cuyas temperaturas de fondo oscilan entre los 55 y 110°C a profundidades entre los 1.3 y 1.7 km; e (ii) ITT cuyas temperaturas de fondo oscilan entre 70 y 95 °C a profundidades entre los 1.6 y 2.3 km.

En los cortes A-A' (NO-SE) y B-B' (O-E) se muestran una vista esquemática del sistema geotérmico en la Cuenca Oriente, en los cuales se incluyen los perfiles de temperatura (líneas rojas) para los pozos mas representativos de cada campo petrolero. Los cortes fueron modificados de Mancilla et al. (2018) y de Mello et al. (1995).

Anomalías Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo

La parte occidental de la Cuenca Oriente se caracteriza por una tectónica profunda, que expone las secuencias pre-Cretácicas como resultado del levantamiento Napo-Galeras y la Cordillera del Cutucú. En esta parte se ubican las estructuras Bermejo-El Rayo, Pungarayacu-San Carlos, entre otras. De acuerdo a Rivadeneira y

Baby (2004), el campo Bermejo está asociado al sistema de transpresión dextral del frente de empuje Subandino, por su parte el campo Pungarayacu se ubica en el periclinal sur del gran anticlinal Napo-Galeras, el mismo que a finales del Cretácico empezó a actuar como una estructura positiva creando condiciones favorables para la migración de fluidos. Se ha podido determinar que la evolución tectónica en esta región, está controlada por dos estructuras de primer orden, las cuales dislocan fuertemente al basamento pre-Cretácico. Han sido denominados como Falla Guacamayos la más occidental (limitando la Cordillera Real por el este) y Falla Galeras la más oriental (limitando la parte occidental del Subandino por el este).

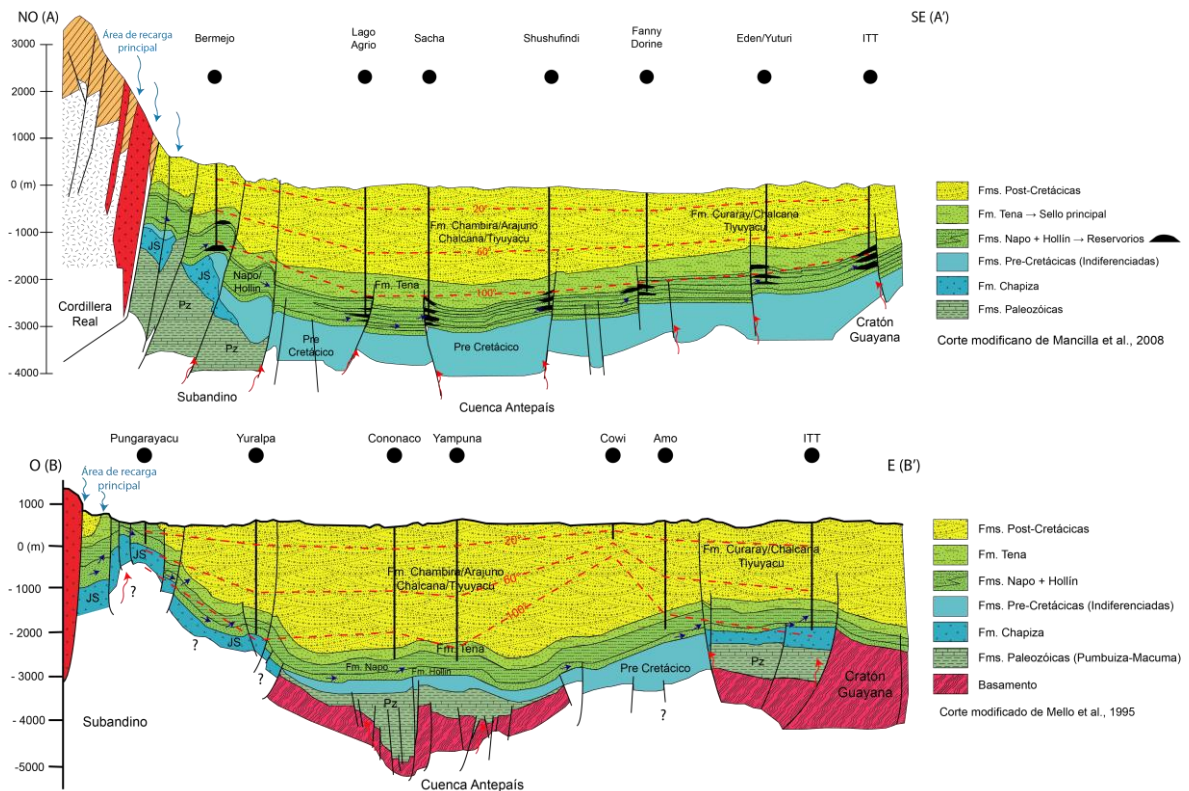


Figura 4.5 Vista esquemática del sistema geotérmico hipotético en la Cuenca Oriente. Flechas azules: representan la zona de recarga principal y el flujo de las aguas subterráneas en el reservorio principal, los perfiles de temperatura están representados por las líneas rojas. Ver Figura 1.1 para ubicación de los cortes.

Estructuralmente, el campo Pungarayacu está definido como un monoclinal que buza suavemente hacia el S-SO, y está afectado por varias fallas asociados a varios periodos de deformación tectónica, por lo que al menos tres tendencias de fallamiento han sido identificadas, por ejemplo las estructuras transpresivas NE son el resultado del empuje Andino heterogéneo sobre una corteza irregular, así como también, familia de fallas compresionales y posiblemente transpresionales con rumbo aproximado ENE-OSO y otra con rumbo NNE-SSO. Por su parte, el campo Bermejo forma unos

anticlinales asociados a la gran falla del frente Subandino, esta estructura tiene una edad Maastrichtiano. El anticlinal principal conocido como Bermejo Sur está limitado por una falla con forma de media luna, de orientación NNE-S-SSE y el anticlinal Bermejo Norte está limitado al occidente por una falla paralela que se extingue en dirección Sur (Rivadeneira y Baby, 2004).

Tabla 4.1 Temperaturas de fondo, profundidades, gradiente geotérmico y topes estratigráficos de las zonas anómalas en la Cuenca Oriente.

| Anomalías | BHT (°C) | Profundidad (km) | GGA (°C/km) | Topes estratigráficos |
|-------------------------------|-------------|------------------|-------------|--|
| Pungarayacu-San Carlos | 30-110 | 0.279-4.079 | 17.02-69.01 | Chapiza y formaciones Pre-Cretácicas (pozo único IP-17 de 4.140 km). |
| Bermejo-El Rayo | 56-108 | 1.124-2.719 | 19.38-60.74 | Hollín Principal |
| Cowi | 50.2 | 0.385 | 66.3 | ----- |
| ITT | 73.97-93.98 | 1.626-2.316 | 30.32-35.31 | Arenisca Basal Tena |

En la Tabla 4.1 se puede observar las BHT, GGA y los niveles a los que llegaron las perforaciones, en el caso del campo Pungarayacu la máxima temperatura fue medida en la Fm. Chapiza, al ser esta secuencias volcánicas sus condiciones de porosidad/permeabilidad son diferentes como para albergar un acuífero caliente. En este caso la limitada información no nos permite justificar si realmente puede o no haber un acuífero que contenga aguas calientes las cuales puedan ser utilizadas. Tanto el campo Pungarayacu como el campo Bermejo están siendo afectados por la última reactivación tectónica iniciada en el Plioceno (Rivadeneira y Baby, 2004). Debido a esta reactivación tectónica, es posible que los fluidos más profundos estén alcanzando niveles más someros siguiendo caminos a lo largo de fracturas y fallas (Beate et al., 2020), lo que explicaría que estos campos presenten anomalías positivas de gradientes geotérmicos. La presencia de estas anomalías positivas de calor perceptibles en el play occidental, está fuertemente influenciado por la cercanía del basamento debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orógenos), además, el campo Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo se encuentran cerca de los volcanes activos Sumaco (alcalino) y Reventador (calco-alcalino), pudiendo considerarse como las fuentes de calor adicional que abastecen al sistema geotérmico.

Anomalías Cowi e ITT

La parte oriental de la Cuenca Oriente muestra una distancia vertical más cercana al basamento. En el campo Cowi e ITT se consideran factibles par aplicaciones geotérmicas (ver Tabla 4.3). En la parte oriental de la Cuenca Oriente se han

desarrollado dos grupos de fallas de deslizamiento de rumbo inverso de alto ángulo (*reverse strike-slip*), respectivamente, con orientaciones NNE y NNO (ver Figura 4.6, Lin et al., 2015). La distribución del sistema de fallas generalmente se consideran como resultado de la inversión tectónica de fallas activas y la ocurrencia de un movimiento de deslizamiento de rumbo inverso (Lin et al., 2015).

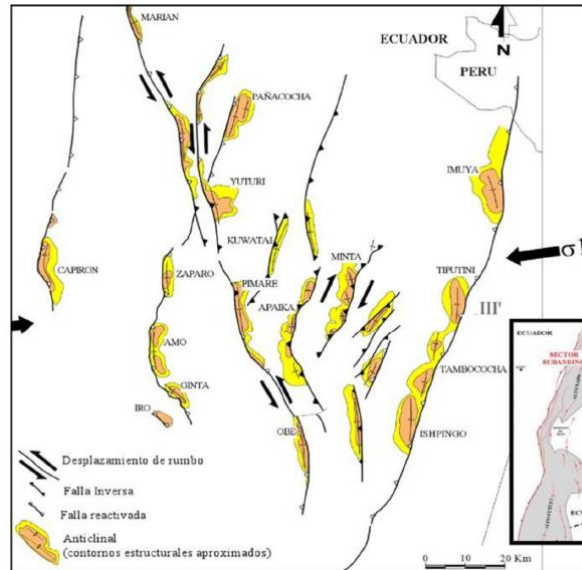


Figura 4.6 Sistemas de falla de empuje en la parte oriental de la Cuenca Oriente. Tomado de Lin et al. (2015).

Esta distribución de fallas activas permite inferir que el mecanismo de conducción de calor es través del basamento cristalino. Como se observa en el Mapa de Gradientes Geotérmicos expuesto en la Figura 3.17, se registra un incremento en el gradiente geotérmico hacia el oriente de la cuenca, en una tendencia suroriental. La presencia de estas anomalías positivas de calor perceptibles en el play oriental, está fuertemente influenciado por la cercanía del basamento y puede estar asociado a concentraciones de elementos radiactivos en el basamento.

4.3 Posible aprovechamiento geotérmico en la Cuenca Oriente

De acuerdo a Moeck (2014), las partes someras de las cuencas sedimentarias (< 3 km de profundidad) con anomalías de calor superiores al gradiente geotérmico promedio (> 30°C/km) pueden ser aprovechados. En el caso de la Cuenca Oriente se han podido identificar dos zonas con gradientes geotérmicos anómalos (> 40 °C/km) y por lo general se encuentran asociados a profundidades someras (<2 km), que podrían tener un aprovechamiento directo para sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas de clima controlado (como en los invernaderos), deshidratación de productos

agrícolas y varios procesos industriales adicionales. Dichas zonas anómalas se encuentran en los campos individuales de Pungarayacu-San Carlos y Cowi (ver Tabla 4.3). Por otro lado, de acuerdo a Moeck (2014), las partes más profundas de las cuencas (> 3 km de profundidad) con rocas de baja porosidad/permeabilidad pueden ser adecuados para la producción de energía eléctrica siempre y cuando existan condiciones favorables de caudal y temperatura. Además se debe considerar las necesidades específicas del usuario final ya que esas rocas se pueden usar como calor directo, así como generar electricidad en áreas donde las temperaturas son bajas.

Liu et al. (2015) consideran que las temperaturas de fondo deben encontrarse entre 65-150°C para que un campo petrolero sea viable para posibles aplicaciones geotérmicas. Se estima que las tecnologías actualmente disponibles generalmente requieren al menos 15.000 barriles/día (27.6 lt/seg) de agua de formación con una temperatura mínima de 101.7 °C para una generación de energía eléctrica eficiente y económica (Liu et al., 2015). Como solo se pudo obtener información de producción de agua de formación en los campos Auca, Shushufindi, Lago Agrio, Libertador y Cuyabeno se consideran que ellos podrían tener un aprovechamiento para la generación de energía eléctrica y abastecer a las redes energéticas principales o dotar de energía eléctrica a las zonas de influencia directa donde operan. La producción de aguas de formación en el 2012 para dichos campos fue de 531.55 lt/seg, superando el caudal que se considera viable para la producción de energía eléctrica. Si consideramos las temperaturas de fondo y profundidades individuales para cada campo antes mencionado, están dentro de los rangos establecidos por Liu et al., (2015).

Numerosos estudios han demostrado el abundante recurso geotérmico en los yacimientos de petróleo y gas en todo el mundo. Por ejemplo, en China se ha descubierto que las principales cuencas petrolíferas son ricas en recursos geotérmicos, como el campo petrolífero Daqing, Liaohe y Huabei (Wang et al., 2016). En campos petroleros maduros, donde se produce agua caliente masiva, se podría reemplazar el agua caliente que quema petróleo/gas por agua calentada geotérmicamente, así se podría ahorrar agua dulce y reducir el costo de transpiración del crudo o para reducir la viscosidad del crudo (Wang et al., 2018). El uso de agua geotérmica es una aplicación importante, especialmente para la recuperación mejorada de petróleo pesado. Se ha demostrado que pueden disminuir la viscosidad del petróleo y la relación de movilidad y luego mejorar la recuperación final del petróleo

(Goodyear et al., 1996). La Tabla 4.2 resume los proyectos implementados de generación de energía geotermoeléctrica en campos petroleros en una planta de energía binaria que utiliza agua de formación.

Tabla 4.2 Proyectos de generación de energía geotermoeléctrica en campos petroleros implementados notablemente. Modificado de Wang et al. (2018).

| Ubicación | Caudal (barriles/día) | Temperatura del agua (°C) | Potencia instalada (kW) | Observaciones | Referencia |
|-----------------------|-----------------------|---------------------------|-------------------------|---|-------------------|
| Wyoming, USA | 40.000 (73.6 lt/seg) | 90.6 - 98.9 | 132 | Produjo más de 2.210 MWh en los primeros 3.5 años. | Wang et al., 2018 |
| Dakota del Norte, USA | 30.000 (55.2 lt/seg) | 98 | 250 | Primer proyecto comercial de generación de energía geotermoeléctrica en un pozo de petróleo y gas en EE.UU. | |
| Huabei, China | 18.114 (33.3 lt/seg) | 110 | 310 | Generó ~31x10 ⁴ kWh/año a finales de 2011 | |

Estados Unidos es uno de los principales países en investigación y utilización de la generación de energía geotermoeléctrica de intermedia a baja temperatura. La primera estación de energía geotermoeléctrica del mundo se instaló en 2006 en el campo petrolero Teapot Dome en el norte de Wyoming. La potencia instalada de esta estación con el principio de circulación ORC (Organic Rankine Cycle) fue de 0.25 MW (Zhang et al., 2019). Esta estación genera 0.18 MW de electricidad usando 30.000 barriles H₂O/día (55.2 lt/seg) a 98 °C (Wang et al., 2018). La segunda estación de energía geotermoeléctrica asociada a un campo petrolero se construyó en China en el 2011. En el yacimiento petrolífero de Liubei en el campo Huabei, se instaló una planta que genera 0.40 MW de electricidad usando 2.880 m³H₂O/día (33.33 lt/seg) a 110 °C (Wang et al., 2018). La capacidad de generación de energía esperada de la estación de Liubei es de 1.5 millones de kWh/año, con un aumento anual promedio de 120.000 toneladas de petróleo (Zhang et al., 2019).

Vale la pena mencionar que los proyectos actuales de generación de energía geotérmica en campos petroleros se llevan a cabo utilizando agua de producción. Aunque es más manejable extraer recursos geotérmicos de pozos abandonados, todos los operadores eligen pozos productores para iniciar el proyecto (Wang et al., 2018).

Tabla 4.3 Factibilidad de uso de recursos geotérmicos en la Cuenca Oriente.

| Ubicación del Campo Petrolero | Recurso Geotérmico | Tipo, configuración tectónica y ambiente geológico | | Temperatura, gradiente geotérmico y caudal | Tipo de aprovechamiento | Observaciones |
|-------------------------------|--------------------------------|---|---|--|--|--|
| Pungarayacu-San Carlos | Pozos petroleros exploratorios | Tipo conductivo asociado a un cinturón plegado sobre recorrido. | Acuíferos someros de baja salinidad en la arenisca porosa y permeable de la Fm. cretácica Hollin (< 2km) controlado por fracturas y fallas. | BHT: 30-110°C (0.270-4 km); GGA: 17.02-69.01 °C/km | Sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas de calefacción con clima controlado (invernaderos), deshidratación de productos agrícolas y varios procesos industriales adicionales. | Se han perforado alrededor de 25 a 30 pozos exploratorios. |
| | Pozo abandonado | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | | BHT: 130°C a 0.385 km; GGA: 66.3 °C/km | | Solo se ha perforado un pozo exploratorio. |
| Lago Agrio | Pozos productores de petróleo | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | | BHT: 97.57-118.68 °C (3-3.5 km); GGA: 23.49-30.29 °C/km; Q: 531.55lt/seg, en total 1'595.558 bles/año. | Producción de energía eléctrica. Se estima que la tecnología actualmente disponible requiere al menos un caudal de 15.000 bles/día (~27.6 lt/seg) de agua de formación con una temperatura mínima de 101.7 °C. | El área Lago Agrio es operada por PETROECUADOR EC y comprende los campos individuales de Guanta, Lago Agrio y Parahuacu, por lo que la producción de agua de formación representa la suma de los campos individuales. En total comprende más de 54 pozos perforados. |
| | Pozos productores de petróleo | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | | BHT: 74.09-113.14 °C (1.6-3.5 km); GGA: 19.37-31.06 °C/km; Q: 531.55 lt/seg, en total 26'054.091 bles/año. | | El área Libertador es operada por PETROECUADOR EC y comprende los campos individuales de Atacapi, Frontera, Tapi, Tetete, Shushuquis, Shuara, Pichincha, Secoya y Arazá por lo que la producción de agua de formación representa la suma de los campos individuales. En total comprende más de 100 pozos perforados. |
| Cuyabeno | Pozos productores de petróleo | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | Acuíferos profundos de baja salinidad en la arenisca porosa y permeable de la Fm. cretácica Hollin (> 3km) controlado por fracturas y fallas. | BHT: 86.32-115.23 °C (2.5-2.7 km); GGA: 20.72-36.69 °C/km; Q: 531.55 lt/seg, en total 26'724.123 bles/año. | Producción de energía eléctrica. Se estima que la tecnología actualmente disponible requiere al menos un caudal de 15.000 bles/día (~27.6 lt/seg) de agua de formación con una temperatura mínima de 101.7 °C. | El área Cuyabeno es operada por PETROECUADOR EC y comprende los campos individuales de Victor Hugo Ruales, Sansahuari, Cuyabeno, Blanca, Tipishca, Huaico y Vinita por lo que la producción de agua de formación representa la suma de los campos individuales. En total comprende más de 42 pozos perforados. |
| | Pozos productores de petróleo | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | | BHT: 74.09-113.14 °C (1.6-3.5 km); GGA: 19.37-31.06 °C/km; Q: 531.55 lt/seg, en total 34'487.127 bles/año. | | El área Shushufindi es operada por PETROECUADOR EC y comprende los campos individuales de Aguatico, Drago, Condorazo, Cobra y Shushufindi por lo que la producción de agua de formación representa la suma de los campos individuales. En total comprende más de 144 pozos perforados. |
| Auca | Pozos productores de petróleo | Tipo conductivo asociado a una cuenca de antepais | | BHT: 83.91-127.14 °C (2.6-3.7km); GGA: 15.04-32.96 °C/km; Q: 531.55 lt/seg, en total 16'864.860 bles/año. | | El área Auca es operada por PETROECUADOR EC y comprende los campos individuales de Auca, Auca Sur, Anaconda, Cononaco, culebra, Yulebra, Yuca y Ramiyacu por lo que la producción de agua de formación representa la suma de los campos individuales. En total comprende más de 112 pozos perforados. |

CAPITULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

Los valores de temperatura de fondo de pozo corregidas oscilan entre los 20-140 °C a profundidades entre 0.279 y 4929 km. A profundidades someras (<2 km) las temperaturas de fondo de pozos se encuentran entre 20-80 °C y a mayor profundidad (> 2 km) se encuentran entre 80-140 °C. Se evidencia una clara acumulación de temperaturas de fondo de pozos intermedias a altas a profundidades entre 2.2 y 3.8 km. Por lo tanto, la base de datos de temperatura actual es bastante precisa a escala regional, pero es posible que no represente correctamente las características a escala local.

La ley de variación de la temperatura con la profundidad para la Cuenca Oriente es $T_{EQ} = 20.14z + 41.87$, donde z es la profundidad en km, T_{EQ} la temperatura corregida de fondo de pozo expresada en °C, y 20.14 y 41.87 representan constantes. Esta ley es la que consigue la mejor correlación lineal de los 1.683 pares de datos temperatura/profundidad ($R^2 = 0.74$) esparcidos sobre la cuenca. Esta ecuación permite modelar la temperatura a una profundidad constante y es un promedio para toda la cuenca, asumiendo un régimen conductivo y regional para la transferencia de calor.

El gradiente geotérmico aparente en la Cuenca Oriente oscila en el rango de 7.68 y 69.01 °C/km, con un valor promedio de 26.1 °C/km, para un intervalo de profundidad entre 0.279 y 4.929 km. Este valor es ligeramente mayor al obtenido por Hamza et al., (2005) y Burgos et al., (2004), los cuales son de 21.4 °C/km (1.5-3.5 km de profundidad) y 22°C/km, respectivamente.

En el mapa de gradientes geotérmicos, se hace evidente que el Corredor Sacha-Shushufindi muestra los valores más bajos de gradiente geotérmico (7.38–26.1 °C/km). Por el contrario, los valores más altos de gradiente geotérmico (26.1-69.01 °C/km) están presentes en el play Occidental (Levantamiento Napo) y en el play Oriental (Corredor Capirón-Tiputini). El valor de gradiente geotérmico más alto obtenido en la Cuenca Oriente corresponde al pozo Pungarayacu IP-5B con una valor de 69.01 °C/km a una profundidad de 328 m llegando a niveles de Hollín Basal e

ingresando a la Fm. Chapiza, lo cual aparenta ser una anomalía local, ya que entrando al basamento más profundo es más frío, como se evidencia en el pozo IP-17 el cuál alcanzó una profundidad de 4.140 km y se obtuvo un gradiente de 21.53 °C/km.

En algunos pozos individuales de la Cuenca Oriente, existe una clara tendencia a disminuir la dispersión y la magnitud de los gradientes geotérmicos con la profundidad. Este comportamiento es similar al observado en las cuencas sedimentarias colombianas de Llanos Orientales, Caguán–Putumayo, Catatumbo y Cordillera Oriental. En la que los gradientes anómalos ($> 40^{\circ}\text{C}/\text{km}$) están, por lo general, asociados a profundidades someras (< 2 km). Estos pozos donde se ha podido observar este comportamiento son: Pungarayacu IP-5B ($69.01^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 0.328 km), Cowi-1 ($66.30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 0.385 km), Pungarayacu-25 ($64.87^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 0.314 km), Bermejo Sur-4 ($60.74^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 1.442 km), Pungarayacu-30 ($58.26^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 0.279 km), El Rayo-2 ($48.38^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 1.366 km), Fanny 18B-9 ($42.44^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 1.914 km) y Pungarayacu IP-15 ($41.64^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a 0.408 km).

En la Cuenca Oriente se identificaron con claridad cuatro zonas anómalas, las cuales están localizadas en los campos individuales de Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo ubicados en el Levantamiento Napo hacia el borde occidental de la cuenca, Cowi (borde centro-occidental del Corredor Capirón-Tiputini) e Ishpingo-Tambococha-Tiputini (borde más oriental del Corredor Capirón-Tiputini). La presencia de estas anomalías positivas en el Levantamiento Napo está fuertemente influenciado por la cercanía del basamento debido a procesos tectónicos (levantamiento de las formaciones y erosión de orógenos), además, el campo Pungarayacu-San Carlos y Bermejo-El Rayo se encuentran cerca de los volcanes activos Sumaco (alcalino) y Reventador (calco-alcalino) pudiendo considerarse como las fuentes de calor adicional que abastecen al sistema geotérmico. Por su parte, las anomalías de calor perceptibles en el Corredor Capirón-Tiputini, pueden estar asociadas a concentraciones anómalas de elementos radiactivos en el basamento.

En la Cuenca Oriente se ha considerado a la Formación Hollín como el principal reservorio geotérmico debido a sus condiciones favorables de porosidad/permeabilidad (20% y $650 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$) y baja salinidad ($\sim 2.000\text{-}3.000$ ppm de NaCl). Por su parte, las areniscas de Napo se consideran como unos reservorios locales, debido a su restringida distribución en la cuenca, la Arenisca T se extiende en la parte central y oriental de la cuenca, por su parte las Areniscas U y M1 se restringen solo a la parte más oriental de la cuenca. El agua ingresa (zona de recarga) a la

cuenca a través de las secciones elevadas y expuestas hacia el oeste, y se descarga a lo largo del borde poco profundo oriental de la cuenca. Las areniscas de Hollín portadora de agua meteóricas es la fuente de agua dentro de las areniscas cretáceas más jóvenes de la Fm. Napo. Las lutitas de Tena Basal son el sello regional principal, por su parte las lutitas de Napo se pueden considerar como sellos locales. La deformación tectónica que sufrió la cuenca afectó a las rocas de cobertura y basamento, y está relacionada con la inversión de los sistemas de fallas extensionales pre Cretácicas, durante tres períodos de inversión (Cretácico Tardío-Paleoceno, Eoceno Temprano y Mioceno), desarrollando trampas estructurales de bajo relieve en la parte occidental y central, y algunas trampas estratigráficas en la parte oriental. Adicionalmente Hollín Superior es estratigráfico al Oeste de la cuenca, T y U son estratigráficos en la parte central de la cuenca y M1 es estratigráfico al Este de la cuenca. La existencia de estas fallas pueden aumentar o disminuir la permeabilidad, y de alguna manera pueden influir en la compartimentación del reservorio, generando accesos al recurso geotérmico ubicados en niveles permeables.

Las zonas anómalas de la Cuenca Oriente podrían tener un aprovechamiento directo para sistemas de calefacción/refrigeración urbana, sistemas de clima controlado en invernaderos, deshidratación de productos agrícolas y varios procesos industriales en las zonas anómalas de Pungarayacu-San Carlos y Cowi, debido a la existencia de acuíferos someros en la arenisca porosa de Hollín a profundidades < 2 km con temperaturas de fondo que oscilan entre los 30 °C y 90 °C. E incluso pueden ser adecuados para la producción de energía eléctrica siempre y cuando el caudal y la temperatura sean eficientes (> 27.6 lt/seg y > 101.7 °C) y se aplique tecnologías para mejorar la productividad del campo, ya que al aumentar la profundidad disminuye la permeabilidad de las rocas; de acuerdo a la información disponible se puede considerar como prospectos a las áreas de Lago Agrio, Libertador, Cuyabeno, Shushufindi y Auca.

5.2 RECOMENDACIONES

Investigar el origen de las anomalías de calor en la Cuenca Oriente a partir de estudios de propiedades de transferencia de calor de las rocas que conforman el basamento, estudios estructurales y tectónicos, estudios geoquímicos de las aguas de formación.

Obtener datos complementarios con el fin de habilitar la aplicación de otros métodos de corrección al BHT y adquirir información litológica que permita correlacionar variaciones verticales en los gradientes geotérmicos para pozos individuales y para el conjunto de datos de una misma cuenca. Por otra parte, se requiere establecer factor(es) de corrección topográfico para registrar los gradientes sobre una misma referencia vertical.

La precisión de la estimación y la reducción de la incertidumbre en la estimación del gradiente geotérmico se puede lograr a partir de la incorporación de perfiles de temperatura en pozos estabilizados que permitan identificar cambios en la pendiente, relacionados con variaciones verticales en la conductividad térmica a lo largo de la columna litológica.

Aún utilizando el gradiente geotérmico aparente basado en la temperatura de fondo de pozo, la estimación puede ser mejorada si se implementa una corrección local para la cuenca o el levantamiento de la información necesaria para aplicar otro tipo de correcciones.

Evaluar y estudiar la factibilidad de aprovechamiento de las aguas calientes de formación (> 15 lt/seg y > 102 °C) para la generación eléctrica en sistemas binarios, en las áreas de: Lago Agrio, Libertador, Cuyabeno, Shushufindi y Auca.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, D. M., Grasby, S. E., Voormeij, D. A. (2006). Determining the circulation depth of thermal springs in the southern Rocky Mountain Trench, south-eastern British Columbia, Canada using geothermometry and borehole temperature logs. *Hydrogeol J* 2006;14:159–172 pp.
- Alfaro, C., Alvarado, I. y Manrique, A. (2015). Heat Flow Evaluation at Eastern Llanos Sedimentary Basin, Colombia. *World Geothermal Congress 2015*, (34), pp.1–9.
- Alfaro, C., Alvarado, I. y Manrique, A. (2010). Actualización del Mapa Geotérmico de Colombia Fase 2. Mapa preliminar del flujo de calor terrestre en la Cuenca de los Llanos Orientales. Bogotá D.C. 96 pp.
- Alfaro, C., Alvarado, I., Quintero, W., Hamza, V., Vargas, C. y Briceño, L.A. (2009). Mapa preliminar de Gradientes Geotérmicos de Colombia. Presentado en: XII Congreso Colombiano de Geología. 1–24 pp.
- Angulo, A. (2016) Arquitectura estructural y estratigráfica de las secuencias pre-aptienses, en la sección norte del corredor Sacha-Shushufindi. Tesis: Quito-UCE.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R., Christophoul, F. (2013). Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador, Geological Society, Special Publication, 19 pp.
- Barragán, R. & Baby, P. (2004). Magmatismo alcalino intra-placa en la Cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: Evidencias geoquímicas, geocronológicas y tectónicas. En: *La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo*. IFEA-IRD-Petroamazonas EP. Quito – Ecuador, 69–91 pp.
- Beardsmore, G. R. & Cull, J. P. (2001). Thermal Gradient. En: *Crustal Heat Flow – A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge University Press, 47-87 pp.
- Beate, B., & Salgado, R. (2010). Geothermal country update for Ecuador: 2005 – 2010. Presentado en: *World Geothermal Congress*, Bali - Indonesia, 16 pp.
- Beate, B., Urquiza, M & Lloret, A. (2020). Geothermal Country Update for Ecuador, 2015 – 2020. Presentado en: *World Geothermal Congress*, Reykjavik, Iceland, 12 pp.
- Bès de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top–foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 399, 351–380 pp.
- Biedma, D., Corbett, Ch., Giraldo, F., Lafournère, J-P., Marín, G., Navarre, P., Suter, A., Villanueva, G., Vela, I. (2014). Shushufindi – Reawakening a Giant. *Oilfield Review Autumn 2014*: 26, no. 3, 1-3 pp.
- Bona, P., & Coviello, M. (2016). Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos en América del Sur: Una propuesta metodológica. Publicado en: *Comisión Económica Para América Latina y El Caribe (CEPAL)*, Santiago, 74–76 pp.
- Burgos, J., Baby, P., Christophoul, F., Soula, J., Rochat, P. (2004). Cuantificación de las erosiones Terciarias y Plio-Cuaternarias en la parte sur de la Cuenca Oriente. En: *La Cuenca Oriente, Geología y Petróleo*. IFEA-IRD-Petroamazonas EP. Quito – Ecuador, 115–130 pp.
- Cacace, M., Blöcher, G., Watanabe, N., Moeck, I., Börsing, N., Kolditz, O. (2013). Modelling of fractured carbonate reservoirs: Outline of a novel technique via a case

- study from the Molasse Basin, southern Bavaria (Germany). *Environ Earth Sci Epub* 2013; 21:18 pp.
- Cárdenas, A. (2014) Fundamentos teóricos y su aplicación en los métodos de potencial geomagnético y gravimétrico. UD ed. Bogotá D.C. 25 pp.
- Carvalho, H.D.S. & Vacquier, V. (1977). Method for determining terrestrial heat flow in oil fields. *Geophysics*, 42(3), 584–593 pp.
- Clauser, C. (2009). Heat Transport Processes in the Earth's Crust. *Surveys in Geophysics*, 30(3), 163–191 pp.
- Clauser, C. (2006). Geothermal Energy. En: K. Heinloth (ed), *Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies, Vol. 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energies*, Springer Verlag, Heidelberg-Berlin, 493-604 pp.
- Craw, D., Koons, P. O., Zeitler, P. K., Kidd, S. F. (2005). Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of Namche Barwa - Gyala Peri, eastern Himalayan syntaxis. *J Metamorph Geol* 2005; 23: 829–845 pp.
- Cuenot, N., Faucher, J. P., Fritsch, D., Genter, A., Szablinski, D. (2008). The European EGS project at Soultz-sous-Forets: from extensive exploration to power production. In: *Proceedings of the IEEE power and energy society general meeting*. Pittsburg: 2008 Jul 20–24: 20 pp.
- Christophoul, F., Burgos, J., Baby, P., Soula, J., Bés de Berc, S., Dávila, C., Rosero, M., Rivadeneira, M. (2004). Dinámica de la Cuenca de antepaís Oriente desde el Paleoceno. En: *La Cuenca Oriente: geología y petróleo*. Travaux de l'Institut Francais des Etudes Andine, 144, 93-113 pp..
- Dashwood, M. F. & Abbotts, I. L. (1990) Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: *BROOKS J. Classic Petroleum Provinces*. London: Special Publications, 1990: 89–117 pp.
- Deming, D., (1989). Application of bottom-hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 18(5–6), 775–786 pp.
- Deon, F., Moeck, I., Jaya, M., Wiegand, B., Scheytt, T., Putriatni, D. J. (2012) Preliminary assessment of the geothermal system in the Tiris volcanic area, East Java, Indonesia. In: *Proceedings of the 74th EAGE conference and exhibition*. Copenhagen, Denmark: EarthDoc EAGE Publications; 2012. June 4–7. 20 pp.
- Deutsch, C. V., (2002) *Geostatistical Reservoir Modeling*. Oxford University Press, New York. 12 pp.
- Diaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M. & Christophoul, F. (2004) El pre-Aptense de la Cuenca Oriente ecuatoriana. En: *La Cuenca Oriente: geología y petróleo*. Travaux de l'Institut Francais des Etudes Andine, 144, 23–44 pp.
- ESMAP - Energy Sector Management Assistance Program (2012). *Manual de Geotermia: Cómo planificar y financiar la generación de electricidad*. Washington, Estados Unidos: Grupo del Banco Mundial. 12-50 pp.
- Faulds, J. E., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moeck, I., Oguz, K. (2010) Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the basin and range, USA, and western Turkey: developing successful exploration strategies in extended terranes. In: *WGC*. Bali, Indonesia; 2010. April 25–30; paper 1163: 11 pp.
- Gaibor, J., Hochuli, J. P. A., Winkler, W. (2008) Hydrocarbon source potential of the Santiago Formation, Oriente Basin, SE of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 2008, 25(2): 145–156 pp.

- García, M., Mier, R., Cruz, L.E. & Vásquez, M., (2009) Informe ejecutivo: evaluación del potencial hidrocarburífero de las Cuencas colombianas. Report. 25 pp.
- Genter, A., Cuenot, N., Goerke, X., Melchert, B., Sanjuan, B., Scheiber, J. (2012). Status of the Soultz geothermal project during exploitation between 2010 and 2012. In: 37th workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford, California; Stanford University: 2012 January 30 – February 2: SGP- TR-194, 12 pp.
- Genter, A., Traineau, H., Bourguin, B., Ledesert, B., Genter, S. (2000) Over 10 years of geological investigations within the European Soultz HDR project, France. In: WGC. Kyushu Tohoku, Japan; 2000. 3700–3712 pp.
- Gianelli, G. & Grassi, S. (2001) Water-rock interaction in the active geothermal system of Pantelleria, Italy. *Chem Geol*, 181 (1–4) (2001), 113-130 pp.
- Goodyear, S., Reynolds, C.B, Townsley, P., Woods, C., (1996) Hot Water Flooding for High Permeability Viscous Oil Field, in: SPE Improved Oil Recovery Symposium. 25 pp.
- Gomes, A.J. & Hamza, V.M., (2005). Geothermal gradient and heat flow in the state of Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(4), 325–347 pp.
- Grasby, S. E. & Hutcheon, I. (2001). Controls on the distribution of thermal springs in the southern Canadian Cordillera. *Can J Earth Sci* 2001; 38: 427–440 pp.
- Gutiérrez, E., Horton, B., Vallejo, C., Jackson, L., George, S. (2019) Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. Elsevier Inc. *Andean Tectonics*. 237-268 pp.
- Hamza, V. (2008) Methods of determining Temperature Gradient and Heat Flow. En: *Thermal State of the Earth*. Bogotá D. C., 55–68 pp.
- Hamza, V., Silva, F., Gómez, A., Delgadillo, Z. (2005). Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152, 223-256 pp.
- Hochstein, M. P. (1988) Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, 17 (1) (1988), 15-49 pp.
- IGA-IFC. (2014). *Best Practices Guide for Geothermal Exploration*. IGA Service GmbH, Bochum, Germany. 22-30 pp.
- Jaillard, E., Caron, M., Dhondt, A., Ordóñez, M., Andrade, R., Bengtson, P., ... & Huacho, J. (1997) Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca oriental del Ecuador. Orstom-Petroproducción Publication, Quito. 168 pp.
- Klapperer, S., Moeck, I., Norden, B. (2011) Regional 3D geological modeling and stress field analysis at the CO₂ storage site of Ketzin, Germany. *Geotherm Res Council Trans* 2011; 35: 419–423 pp.
- Kohl, T & Speck, R. (2004). Electricity production by geothermal hybrid-plants in low-enthalpy areas. In: 29th workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford, CA; Stanford University: 2004. January 26 – 28: 17 pp.
- Kondash, A.J., Albright, E., Vengosh, A. (2017) Quantity of flowback and produced waters from unconventional oil and gas exploration. *Sci. Total Environ*. 574, 314–321 pp.
- Lin, J., Zhang, X., HU, Q., Zhao, X., Good, D., Tong, X., Orozco, R. (2015). Model experimental to simulate compressional-strike fault pattern in Oriente Basin, Ecuador. Society of Petroleum Engineers. 17 pp.

- Liu, X., Falcone, G., Alimonti, C. (2018) A systematic study of harnessing low-temperature geothermal energy from oil and gas reservoirs. *Energy* 142, 346–355 pp.
- Liu, X., Gluesenkamp, K., Momen, A. (2015) Overview of Available Low-Temperature/Coproduced Geothermal Resources in the United States and the State of the Art in Utilizing Geothermal Resources for Space Conditioning in Commercial Buildings. 25 pp.
- Lund, J.W. & Boyd, T.L. (2016) Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics* 60, 66–93 pp.
- Majorowicz, J. A., Garven, G., Jessop, A., Jessop, C. (1999). Present heat flow along a profile across the Western Canada Sedimentary Basin: the extent of hydrodynamic influence. In: *Geothermics in Basin Analysis*. Springer; 1999. 61–79 pp.
- Mancilla, O., Albariño, L., Meissinger, V., Rivadeneira, M., y Sciamanna, S. (2008). Sistemas petroleros de la Cuenca Oriente, Ecuador. En: *Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas*. Instituto Argentino de Petróleo y Gas eds. 287-311 pp.
- Matiz, J. (2018) Metodología para determinar el modelo espacial del gradiente geotérmico en las Cuencas sedimentarias del Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos Orientales en Colombia. En: *Tesis de Grado*. Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Bogotá D.C. 210 pp.
- Mello, M. R., Koutsoukos, E., Erazo, W. (1995). The Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador: Hydrocarbon source potential and paleoenvironmental assessment. 167-181 pp.
- Moeck, I. (2014) Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Elsevier*, Vol. 37, 867-882 pp.
- Moeck, I., Schandelmeier, H., Holl, H. G. (2009). The stress regime in Rotliegend reservoir of the Northeast German Basin. *Int J Earth Sci* 2009; 98 (7): 1643–1664 pp.
- Navarrete, L. (2018). Corte Geológico transversal del arco Alao en la zona de Gualaceo, Provincia Azuay. *Tesis de Grado*. Escuela Politécnica Nacional, Quito, 153 pp.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P., Jr. & Jackson, J.A. (2010), *The Glossary of Geology*, 5th edition, American Geological Institute, 800 pp.
- Nieuwenhuis, G., Lengyel, T., Majorowicz, J., Grobe, M., Rostron, B., Unsworth, M., Weides, S. (2015). Regional-Scale Geothermal Exploration Using Heterogeneous Industrial Temperature Data; a Case Study from the Western Canadian Sedimentary Basin. *Proceedings World Geothermal Congress: Melbourne, Australia, 19-25 April*. 5 pp.
- PETROECUADOR (2012). Informe estadístico de la industria hidrocarburífera Ecuatoriana 1972-2012, 30-32 pp.
- Pindell, J. L. & Tabbutt, K. D. (1995) Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In: *Petroleum Basins of South America*. Tulsa: AAPG Press, 1995: 101–128 pp.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J. & Johnson, R. (1993) Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267–280 pp.
- Ramírez, G. (2010) Aplicación del Método del Intervalo de Confianza como técnica Geoestadística No Lineal a la Modelación Espacial de variables geotécnicas. *Universidad Nacional*. 135 pp.

- Rivadeneira, M. & Almeida, P. (2014) Características de los reservorios Cretácicos de la Cuenca Oriente. En: La Cuenca Oriente: geología y petróleo. Travaux de l'Institut Francais des Etudes Andine, 144, 279-326 pp.
- Rivadeneira, M. & Baby, P. (2004) Características geológicas generales de los principales campos petroleros de Petroproducción. In: La Cuenca Oriente: geología y petróleo. Travaux de l'Institut Francais des Etudes Andine, 144, 229–295 pp.
- Rivadeneira, M. & Sanchez, C. (1989). Consideraciones geológicas del Preaptense de la Cuenca Oriente. En: Memoria del Sexto Congreso ecuatoriano de Ingeniera en Geología, Minas, Petróleo y Geotécnia. Colegio de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleo de Pichincha, Quito, Ecuador, 214–252 pp.
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N. (2010). Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian Foreland Basin system. In: Amazonia: Landscape and Species Evolution. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, pp. 61–88 pp.
- Romero, C. W. (2018). Identificación y Caracterización de Facies de la Formación Hollín en Centro Shaima: El Registro de una Transición Fluvio-Marina en la Región Sur Oriental del Ecuador. En: Tesis de Grado. EPN-Quito. 214 pp.
- Rybach, L. (1981). Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. In: Geothermal systems: Principles and case histories. Chichester UK: John Wiley & Sons; 1981. 3–31 pp.
- Salley, R.C. (2000). Applied sedimentology. 2nd ed. San Diego (CA), London (UK), Burlington (MA): Academic Press; 2000; 23 pp.
- Smith, L. (1989). Regional Variations in Formation Water Salinity, Hollín and Napo Formations (Cretaceous), Oriente Basin, Ecuador. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V 73, No. 6. 20 pp.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B. (2014). The geological history of northwestern South America: From Pangea to the early collision of the Caribbean large igneous province (290-75 Ma). Gondwana Research, 27 (1), 95-139 pp.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., Handle, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science, Letters 5742, 1-17 pp.
- Tester, J.W., Anderson, B.J., Batchelor, A.S., Blackwell, D.D., DiPippo, R. (2006) The Future of Geothermal Energy- Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. MIT -Massachusetts Inst. Technol. 358 pp.
- Tschopp, H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. AAPG Bulletin, 37, 2303–2347pp.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes of Ecuador. The Geological Society of America Memoir 204, 197-216 pp.
- Vallejo, C., Hochulli, P., Winkler, W., K von Salis. (2002). Análisis palinológico y análisis de estratigrafía secuencial del Grupo Napo en el pozo Pungarayacu 30, Zona Sub Andina, Ecuador. Cretaceous Research. V. 23 (No. 1), 845-859 pp.
- Vera, R. (2016). Geology of Ecuador: An introduction to the unique geology of Ecuador. Second Edition. 81-82 pp.

- Wang, K., Yuan, B., Ji, G., Wu, X., (2018) A comprehensive review of geothermal energy extraction and utilization in oilfields, *Journal of Petroleum Science and Engineering* (2018), 30 pp.
- Wang, S., Yan, J., Li, F., Hu, J., Li, K., (2016) Exploitation and utilization of oilfield geothermal resources in China. *Energies* 9. 13 pp.
- Webster, R. & Oliver, M.A. (2007) *Geostatistics for Environmental Scientists*. 2da ed. Jhon Wiley and Sons. 135 pp.
- Willet, S. D., and Chapman, D. (1987). Analysis of Temperatures and Thermal Processes in the Uinta Basin. *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, Memoir* 12. 447-461 pp.
- Williams, C. F., Marshall, J. R., y Anderson, A. F. (2011) Updating the classification of geothermal resources. *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31 - February 2, 2011 SGP-TR-191*, 7 pp.
- Xie, Y., Ji, H., Su, Y., et al. (2010) Petroleum geology and exploration potential of Oriente-Maranon Basin. *Petroleum Exploration and Development*, 2010, 37(1): 51 – 56 pp.
- Xin, S., Liang, H., Hu, B., Li, K., (2012) A 400 kW Geothermal Power Generator Using Co-Produced Fluids From Huabei Oilfield. *GRC Trans.* 36 pp.
- Zimmermann, G., Reinicke, A., Brandt, W., Blöcher, G., Milsch, H., Holl, H. G. (2008). Results of stimulation treatments at the geothermal research wells in Groß Schönebeck/Germany. In: *Proceedings of the 33rd workshop on geothermal reservoir engineering. Stanford, CA; Stanford University: 2008 January 28–30: 18 pp.*
- Zhang, J., Cho, H., Knizley, A., (2019) Evaluation of financial incentives for combined heat and power (CHP) systems in U.S. regions. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 59, 738–762 pp.
- Zhongzhen, M.A., Chen, H., Xie, Y., Zhang, Z., Liu, Y., Yang, X., Zhou, Y., Wang, D. (2017) Division and resources evaluation of hydrocarbon plays in Putumayo-Oriente-Marañon Basin, 247-256 pp.