

Discusión

En primer lugar se presentan algunos análisis generales en cuanto a los parámetros termales obtenidos en los modelos termocinemáticos de las diferentes áreas de estudio.

i. Difusividad térmica

Esta representa la capacidad de un material para conducir energía térmica, en relación con su capacidad para almacenar esta energía (Andujar et al., 2016). Este parámetro depende del tipo de suelo, la densidad y el contenido de agua. Por lo tanto, el rango de valores que puede tomar es muy amplio. En nuestro estudio se dejó fijo este valor a $25 \text{ km}^2/\text{Ma}$. Algunas diferencias se observan en los siguientes parámetros:

ii. Tasa de variación atmosférica

Se encuentra en un rango de $5,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ y $6,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, indicando variaciones en la forma en que la temperatura disminuye con la altitud en las diferentes regiones.

iii. Producción de calor

De acuerdo con Turcotte y Schubert (2002), el flujo de calor superficial actual puede llegar a estar compuesto hasta en un 80 % por el calor aportado por el decaimiento isotópico y solo en un 20 % por el enfriamiento de la Tierra. En áreas específicas existe una relación lineal

entre el flujo de calor superficial y la generación o producción de calor radiactivo superficial (Paul et al., 2002). En las rocas con elevados contenidos de Th, U y K, como sucede en algunos batolitos graníticos, la producción de calor es elevada y el flujo calórico superficial es mayor que en las áreas cercanas. Con base en lo anterior, se llevó a cabo el siguiente análisis de los sectores modelados:

El sector de Macanal – Santa María y el Bloque Este, tienen los mayores valores de producción de calor ($10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). El primer sector se encuentra ubicado en la parte centro oriental de la cuenca Cordillera Oriental, en donde se localiza el cinturón oriental esmeraldero de Colombia. La formación de estas mineralizaciones se presenta por fluidos hidrotermales, los cuales alcanzan temperaturas muy altas, alrededor de $350\text{ }^{\circ}\text{C}$. Por otra parte, la Formación Lutitas de Macanal presenta bancos arcillosos, y como es conocido, estas litologías presentan un contenido de elementos radiactivos alto. Asimismo, el contenido de materia orgánica en las arcillas las hace ricas en uranio. Adicionalmente, existen cuerpos que intruyen a la Formación Lutitas de Macanal, así como la presencia de aguas termales en la región (Bermúdez et al., 2024; Sandoval-Espinel et al., 2024). Todo lo anterior sustenta estos valores altos de producción de calor.

Para el Bloque Este, se asocia su alto valor a la cercanía al Macizo de Garzón, el cual es un basamento de edad Grenville compuesto por tres unidades distintas: el gneis Guapotón - Mancagua, el complejo de Garzón y la granulita del Vergel. Debido a su edad (proterozoica; Kroonenberg, 1982). Este cuerpo ha acumulado más elementos radiactivos, que tienden a generar más calor que se disipa a lo largo de millones de años. Además, la alta proporción de rocas félsicas hace que el complejo Garzón sea uno de los cuerpos que más contribuyen a la producción de calor en la zona de estudio.

Mientras que los sectores parte axial – Macizo de Floresta y Bogotá – Villavicencio, presentan los menores valores de producción de calor ($3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). Según el estudio de Güiza (2021), en áreas como el Macizo de Floresta y la parte axial de la Cordillera Oriental, la composición de las



rocas puede no ser tan rica en elementos radiactivos como Th, U y K. Esta menor abundancia de elementos radiactivos da como resultado una producción de calor radiogénico más baja. Adicionalmente, las características geológicas de la zona de Bogotá – Villavicencio, compuesta predominantemente por sedimentos cretácicos y la falta de actividad ígnea significativa, contribuyen a estos bajos valores de producción de calor, reflejándose en menores valores de producción de calor.

iv. Temperatura en la base del modelo

Esta temperatura es influenciada por varios factores, tales como: 1) Espesor de la corteza, que está directamente relacionado con el gradiente geotérmico (Kolawole y Evenick, 2023). 2) Composición de la corteza y diferentes composiciones mineralógicas de cada formación o cuerpos ígneos, que, debido a sus diversas propiedades térmicas, impactan de manera diferente cada área de estudio (Chuvilin et al., 2021). 3) Flujo de calor heterogéneo desde el manto, ya que áreas con mayor flujo de calor como regiones volcánicas y dorsales oceánicas, tendrán temperaturas más altas (Furlong y Chapman, 2013), y 4) Tectónica, puesto que regiones activas tectónicamente como zonas de subducción y *rifts* continentales a menudo muestran anomalías térmicas que tendrán una repercusión en la temperatura base de la corteza. Debido a todo lo anteriormente expuesto, es complejo identificar a cuáles de estas razones se deben los valores elevados de temperatura en la base del modelo para las zonas de estudio, las cuales van de 486 a 972 °C. Posiblemente se deba a la variación de los espesores de la secuencia sedimentaria cretácica observada en las distintas zonas.

A continuación, se presenta una relación más detallada de los datos obtenidos en cada modelo en cuanto a edades, parámetros termales y velocidades de exhumación, basándose en el contexto geológico y la literatura disponible para cada una de las cuencas.

Cuenca Valle Medio del Magdalena, sector Sinclinal de Armas

De las edades predichas por AFT en el sector Sinclinal de Armas, mediante el modelado termocinemático (ver Figura 43) se interpreta lo siguiente:

las edades se concentran en dos grupos, las de ~23 Ma, relacionadas con una continua exhumación debida al inicio de la reactivación (inversión) de la falla La Salina (Acosta, 2004; Parra et al., 2009b). Estas edades también pueden estar relacionadas con el evento regional de la ruptura de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos en ~30 a 25 Ma (Mattson, 1984; Lonsdale, 2005). Y las edades de ~9 Ma, que se pueden relacionar con un levantamiento rápido durante el Mioceno medio a tardío (Gómez et al., 2003), y replegamiento de toda la secuencia cenozoica producto de la orogenia andina (Sánchez et al., 2012).

Se obtuvo una temperatura en la base de 486 °C, teniendo en cuenta que el modelo tiene un espesor de 35 km, se calcula un gradiente geotérmico de 13,88 °C/km, el cual es muy cercano al obtenido por Vargas et al. (2015) de 12,1 °C/km.

El modelo predice el levantamiento del Bloque Oeste en ~62 Ma, es decir, en el Paleoceno. El levantamiento de la Cordillera Central en el Cretácico tardío influyó en la configuración de la cuenca en el Paleoceno, según Schamel (1989), Rolon (2004), y Gómez et al. (2005a; 2005b). Con base en lo anterior, se observa que el modelo reprodujo un pulso de exhumación concordante con la historia geológica de la zona que ha sido reportada por estos autores. Por otra parte, en el Bloque Este se produjo una exhumación en ~48 Ma, es decir, en el Eoceno inferior. Nosotros relacionamos este evento con una erosión significativa durante el Eoceno inferior – medio, registrada por una discordancia regional (Gómez et al., 2005b; Rolon, 2004; Schamel, 1989).

Cuenca Cordillera Oriental

i) De las edades predichas en el Bloque Macanal – Santa María, mediante el modelado termocinématico (ver Figura 44) se interpreta lo siguiente: por AFT, se predicen edades cercanas a los 8 Ma, que pueden estar relacionadas con el aumento en los esfuerzos compresivos, los cuales ocasionaron el levantamiento y división de la megasecuencia ante-arco en tres, Valle Medio del Magdalena, Cordillera Oriental y Llanos,

completando la inversión tectónica de la cuenca de la Cordillera Oriental (SGC, 2014). Por ZHe, se encuentran edades en un rango de ~15 a 37 Ma, indicando una exhumación de la cuenca, la cual aportó importantes sedimentos cretácicos a la Formación Guayabo, además se asocia con la exhumación de la falla de Servitá a comienzos del Mioceno (Odoh et al., 2019). Por ZFT, se encuentran edades en un rango de ~15 a 24 Ma, lo que indica un evento de exhumación durante el Mioceno temprano al norte del Macizo de Quetame (Parra et al., 2009a). Finalmente, por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovita, se encuentran edades de ~65 Ma, que indican un primer pulso de exhumación de la Cordillera Oriental (Cheilletz et al., 1997). Cooper et al. (1995) interpretaron que la deformación inició desde el Mioceno. Sin embargo, Fabre (1983a; b; c) y Bayona et al. (2021) sugieren que esta deformación comenzaría durante el Paleoceno, lo cual coincidiría con los resultados obtenidos en este trabajo. La Sierra Nevada del Cocuy fue un depocentro durante el Cretácico.

Con respecto al área de Medina, con base en la distribución de edades existentes y los modelos directos, se pueden sugerir temperaturas en las rocas mayores a 300 °C, durante finales del Cretácico e inicios del Paleoceno, esto debido a que, anteriormente (Triásico-Jurásico), habían ocurrido procesos que adelgazaron la litosfera (*rifts*), así, el manto estaría mucho más cerca, lo que aportaría una mayor temperatura a las formaciones que allí se depositaban. Durante el Neógeno tardío, las rocas pudieron experimentar temperaturas alrededor de los 100 °C; esta interpretación se puede asociar al análisis hecho por Parra et al. (2009a).

La temperatura en la base del modelo para esta zona es de 972 °C y teniendo en cuenta que el modelo tiene un espesor de 40 km, se calcula un gradiente geotérmico de 24,3 °C/km, el cual es diferente al obtenido por Vargas et al. (2015) de 34,5 °C/km, lo que se atribuye a un modelo con un mayor espesor en este estudio. Es importante destacar que no se cuenta con un modelo termocinemático cercano al área de estudio, para realizar una comparación de los resultados obtenidos. Los modelos más cercanos son los propuestos por Hernández-Chaparro et al. (2021) en el sector de Machetá, postulando la temperatura en la base del modelo

(~ 400 °C; esta zona se encuentra hacia la parte sur de Macanal) y por Meléndez et al. (2021), en donde se presenta una temperatura en la base del modelo de alrededor de 600 °C (esta zona se localiza al norte de Macanal).

ii) Para el sector Bogotá – Villavicencio, las edades de trazas de fisión (tanto en circón como en apatito), predichas y medidas, muestran correspondencia en cuanto a las tendencias resultantes, específicamente, la edad aumenta con la altura (ver Figura 45). La temperatura en la base del modelo es de 600 °C y su espesor de 50 km, lo que sugiere un gradiente geotérmico de 12 °C/km. Este valor es comparado con el de Vargas et al. (2015), para la Cordillera Oriental, el cual es de 13 °C/km, mostrando una gran correlación entre los resultados de estos dos estudios en cuanto a este parámetro termal.

iii) El área axial del Macizo de Floresta, presenta un modelo robusto en cuanto a la cantidad de datos disponibles. Las edades de AFT, ZFT y ZHe, presentan tendencias similares (ver Figura 46). En general, se observa una concordancia en el perfil de edad vs elevación, mostrando edades más antiguas para rocas a mayor altura. Al evaluar los termocronómetros en conjunto para la zona, se puede observar que este sector de la cuenca estuvo sometido a procesos de exhumación durante el Cenozoico (derivado de la disminución de temperatura en cada una de las muestras al pasar por las diferentes PAZ y PRZ). Por medio del modelado directo en Pecube, se muestra que dicha exhumación-enfriamiento, se realizó de manera escalonada en dos fases de exhumación. La primera durante el Oligoceno - Mioceno temprano, y la segunda desde el Mioceno hasta el presente.

En cuanto a la temperatura, en la base del modelo, se obtuvo un valor de 600 °C, para un modelo con un espesor de 35 km, con el cual se obtuvo un gradiente geotérmico de 17,14 °C/km. Adicionalmente, se conoce que la zona ha estado tectónicamente activa durante el Terciario (Mora et al., 2009).

Piedemonte oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca



Llanos): sector Sinclinal de Nunchía

De las edades predichas por AFT en el sector Sinclinal de Nunchía, mediante el modelado termocinématico (ver Figura 47) se interpreta lo siguiente: se presenta un pulso de exhumación en ~14 Ma, lo cual ha sido reportado por Ramírez-Arias et al. (2012). Para el caso de las edades, mediante el método (U/Th)/He en circones, medidas y predichas por el modelamiento directo, reportan una exhumación importante en la zona de estudio a partir de ~50 Ma. En cuanto a la temperatura, en la base del modelo, se obtuvo un valor de 870 °C, para un modelo con un espesor de 35 km, del cual se obtuvo un gradiente geotérmico de 24,85 °C/km.

Piedemonte sur oriental de la Cordillera Oriental (límite con la cuenca Caguán-Putumayo)

Para el Bloque Este, se observa claramente una tendencia creciente en las edades predichas, lo cual no es notorio en las edades medidas, cuya dispersión hace borrosa la interpretación de cualquier tipo de tendencia a simple vista (ver Figura 48). Igualmente, para el caso del sector oeste, se hace arriesgado, suponer o proponer algún tipo de tendencia con los datos medidos, donde los datos modelados de AHe, ZHe y AFT, muestran pendientes positivas en las gráficas realizadas (ver Figura 48). En términos generales, se observa que el Bloque Este de Caguán-Putumayo presenta una mejor respuesta al modelamiento directo con respecto a la zona oeste de la misma cuenca. Esto puede relacionarse con la cantidad y tipo de datos termocronológicos disponibles para el modelamiento de cada una de las zonas. Si se evalúan de manera conjunta los datos obtenidos en los diferentes termocronómetros, se puede observar que el área de estudio estuvo sometida a temperaturas tempranas a los 200 °C durante el Cretácico tardío, y que, posteriormente, comenzó a sufrir un rápido enfriamiento desde el Mioceno temprano, donde paso de estar entre los 100 a 120 °C (10 – 15 Ma) a los 60 a 80 °C en menos de 5 Ma (5 - 10 Ma). De igual manera, se podría inferir, debido a la posición actual del bloque, en los últimos ~ 10 Ma, que el área pasó de experimentar temperaturas entre los ~70 °C a la temperatura actual de superficie.

En específico, la temperatura en la base del modelo, resultado de la simulación para el Bloque Este y el Bloque Oeste de la cuenca Caguán-Putumayo, tiene un rango de 804 a 885 °C. Esta temperatura dependió del espesor del modelo (41 km) y de la difusividad térmica (25 km²/Ma). Además, se tuvo en cuenta que la zona es tectónicamente activa, debido a que se encuentra adyacente a la cadena montañosa de los Andes, la cual es producto de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (Mora et al., 2009; Parra et al., 2010). Finalmente, teniendo en cuenta este rango de temperatura en la base del modelo, se obtiene un rango de gradiente geotérmico que va de 19,60 a 21,58 °C/km. Este gradiente se compara con el obtenido por Vargas et al. (2015) para esta cuenca, el cual es de 16,9 °C/km. Se concluye que existe un rango mínimo de variación entre los datos obtenidos en los modelos y los reportados por el anterior estudio para la zona antes mencionada.

Los análisis llevados a cabo en las diferentes áreas de estudio dejan en evidencia la necesidad de implementar análisis inversos robustos, que permitan generar un mayor ajuste entre los datos medidos y predichos, con el fin de representar de manera más precisa la historia termal de cada una de las cuencas.

El modelado directo por medio del código Pecube, es una primera aproximación para conocer las historias termocinemáticas de las áreas de estudio, ya que este tipo de modelado es considerablemente sensible a los parámetros iniciales de entrada, puede representar sobre-ajuste de los datos y validación limitada con las condiciones reales en el tiempo actual. Por lo anterior, se hace necesario emplear modelos inversos que permitan reducir la incertidumbre de los resultados y ajustar mejor las mediciones tangibles (datos de literatura y datos adquiridos en el proyecto). Sin embargo, la ejecución de modelos directos en cada una de las cuencas de estudio permitió observar las zonas que presentaban mejor concordancia y coherencia entre los diferentes termocronómetros reportados por diferentes autores. Estos datos se verificaron mediante el análisis de los errores porcentuales en cada uno de los sistemas isotópicos (trazas de fisión, (U-Th)/He). Finalmente, se obtuvo una idea a grandes rasgos de los eventos geológicos ocurridos en tiempos computacionales relativamente cortos.

