

## RELACIÓN ENTRE SUBSIDENCIA FLEXURAL E HISTORIA TERMAL DE LAS FORMACIONES SINOROGÉNICAS EN LOS ANDES DE VENEZUELA MEDIANTE MODELADO NUMÉRICO

MAURICIO A. BERMÚDEZ<sup>1</sup>, HELY SOCORRO<sup>2</sup>, JUAN PABLO ÁVILA-FLÓREZ<sup>1</sup>; MICHELLE SARMIENTO-BARRIOS<sup>1</sup> Y OSCAR J. GARCÍA-CABREJO<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Colombia. Escuela de Ingeniería Geológica.  
e-mail: mauricio.bermudez@uptc.edu.co/ juan.avila05@uptc.edu.co / michelle.sarmiento@uptc.edu.co / oscar.garcia04@uptc.edu.co

<sup>2</sup> Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería.  
e-mail: socorroh1@gmail.com

**Fecha**

**Fecha**

### RESUMEN

En esta investigación se comparan las historias tiempo-Temperatura de los sedimentos sinorogénicos ubicados a ambos lados del orógeno andino. Tales historias termales fueron generadas a través del empleo de modelos Bayesianos los cuales permiten la integración de datos de termocronología por trazas de fisión en apatitos, distribuciones de longitudes de trazas de fisión, edades (U-Th)/He en circón y valores de reflectancia de vitrinita (%R<sub>0</sub>), además permite el modelado individual y en conjunto de muestras que pertenecen a las cuencas estudiadas. Los resultados aquí presentados fueron comparados con curvas de soterramiento existentes para la cuenca del Lago de Maracaibo. Adicionalmente, se generó un modelo flexural bidimensional alrededor de las zonas de estudio, este último sirvió como una primera aproximación para tratar de explicar algunas diferencias encontradas en ambas cuencas en términos de la creación de espacio de acomodación de sedimentos. Los resultados aquí obtenidos permitieron concluir que un evento de exhumación de Los Andes de Venezuela ocurrido a  $15 \pm 3$  Ma es comúnmente discriminado en ambas cuencas, se observa que las formaciones sedimentarias del Lago de Maracaibo alcanzan una temperatura de soterramiento de  $\sim 110$  °C para ese período de tiempo, lo que permitiría alcanzar una mejor madurez orgánica, en comparación con las formaciones sinorogénicas de la cuenca de Barinas, las cuales fueron soterradas a profundidades cercanas a 150 °C pero un enfriamiento rápido debido a la exhumación del flanco surandino hace  $9 \pm 2$  Ma ocasiona que las muestras residan a temperaturas cercanas a los 80°C por al menos 5 Ma, posteriormente, entre  $2,5 \pm 1$  Ma ocurre un pulso de enfriamiento que sólo es registrado en esta cuenca y no en la del Lago de Maracaibo.

*Palabras Clave:* modelos numéricos tectonotermales, datos termocronológicos, soterramiento, enfriamiento, madurez orgánica.

### RELATIONSHIP BETWEEN FLEXURAL SUBSIDENCE AND THERMAL HISTORY OF SYNOROGENIC FORMATIONS IN THE ANDES OF VENEZUELA BY MEANS OF NUMERICAL MODELING

#### ABSTRACT

In this research we compared the time-temperature histories of synorogenic sediments located on both sides of the Andean orogen. Such thermal histories were generated through the use of Bayesian models which allow the integration of different thermochronology data (apatite fission-tracks, track-length distributions, zircon (U-Th)/He ages) and vitrinite reflectance values (%R<sub>0</sub>), in addition it allows the individual modeling and the set of samples that belong to the studied basins. The results presented here were compared with existing burial curves for the Maracaibo Lake basin. Additionally, a two-dimensional flexural model was generated around the study areas, the latter serving as a first approximation to try to explain some differences found in both basins in terms of the creation of sediment accommodation space. The results obtained here allowed us to conclude that an exhumation event from the Venezuelan Andes that occurred at  $15 \pm 3$  Ma is commonly discriminated in both basins. It is observed that the sedimentary formations of Lake Maracaibo reach an underground temperature of  $\sim 110$  °C for that period of time, which would allow a better organic maturity, compared to the synorogenic formations of the Barinas basin, which

were buried at depths close to 150 °C but quickly left those areas due to the rapid exhumation of the South Andean flank that occurred  $9 \pm 2$  Ma to stay at temperatures close to 80°C for at least 5 Ma, later between  $2.5 \pm 1$  Ma a cooling pulse occurs that is only recorded in Barinas basin and not in Lake Maracaibo basin.

*Keywords:* tectonothermal numerical models, thermochronometric data, burial, cooling, organic maturity.

## INTRODUCCIÓN

La termocronología por trazas de fisión es una herramienta que aún sigue en desarrollo y que se ha utilizado ampliamente con el propósito de dilucidar la historia termal de distintas regiones en diversos contextos geodinámicos (Ketcham *et al.*, 2018). La robustez de los métodos de termocronología no proviene únicamente de la interpretación de las edades individuales como eventos aislados (por ejemplo, el enfriamiento a través de una temperatura de cierre; Dobson, 1973), sino de la extracción de información de la historia termal de forma generalizada y de acuerdo con cada contexto (Ketcham *et al.*, 2018). Para reconstruir la historia termal existen básicamente dos enfoques: el primero de ellos, conformados por modelos termocinemáticos o termomecánicos teóricos asociados a la ecuación del calor (Braun, 2002, 2005; Lock & Willett, 2008; van der Beek *et al.*, 2010; Valla *et al.*, 2010; Pedersen *et al.*, 2012; Erdős *et al.*, 2014; Almendral *et al.*, 2015; McQuarrie & Ehlers, 2015), en donde esta ecuación se resuelve en una, dos y tres dimensiones con la finalidad de predecir el campo de temperaturas sobre un punto de la superficie, una vez que se obtiene el campo de temperaturas se procede a calcular el tiempo característico (edad) en que la roca atraviesa por determinadas isotermas de interés, obteniéndose así una edad sintética que puede ser comparada con la edad “real” (observada) en la zona. La escogencia de la mejor familia de modelos se hace a través de la selección de una función objetivo que minimice la distancia entre las edades observadas y predichas. Una de las ventajas que posee este enfoque indirecto es que sitúa las muestras recolectadas en un contexto geológico, la posición actual de tales muestras es considerada una condición final, y la posición inicial de las partículas era totalmente desconocida, así las muestras son consideradas como trazadores y luego se trata de reconstruir la trayectoria de esas partículas mediante la variación de distintos parámetros o condiciones en el contexto de interés, como, por ejemplo: variación en las tasas de exhumación, el desarrollo del relieve, el número de fases de exhumación, movimiento de fallas, entre otros. Una característica clave de tales modelos es que establecen un contexto espacial y estructural entre muestras, cada vez resulta más frecuente la utilización de este enfoque para evaluar escenarios estructurales (Erdős *et al.*, 2014; Castelluccio *et al.*, 2015; McQuarrie & Ehlers, 2015).

El segundo enfoque: indirecto en donde la historia termal se obtiene de manera independiente al contexto geológico directo, pero restringiéndola a la información relevante como la edad de cristalización, el tiempo y la temperatura de depositación o la historia de soterramiento (Gallagher, 1995, 2012; Green *et al.*, 1989; Issler & Willett, 1998; Ketcham *et al.*, 2000; Ehlers *et al.*, 2005).

Cada enfoque tiene su importancia y un rol específico (Ketcham *et al.*, 2018). En muchos casos, la primera filosofía puede proporcionar respuestas más directas a preguntas concretas sobre la geología de una zona de interés. Mientras que en el segundo enfoque la modelización de la historia térmica es más general y tiende a ser un tratamiento más completo de los datos termocronológicos. En particular, los modelos termocinemáticos y termomecánicos comienzan en un momento determinado y los datos termocronométricos pueden contener información anterior a ese momento. Si las rocas sedimentarias no se calentaron lo suficiente para restablecer los termocronómetros, los datos deben incluir información anterior a la depositación, correspondiente a la exhumación de la(s) región(es) fuente(s) y al transporte al depocentro (Bernet & Garver, 2005). Ketcham *et al.* (2018) sugieren que las dos aproximaciones pueden ser complementarias, ya que el modelo termocinemático y/o termomecánico puede utilizarse para ajustarse sólo a la parte final de la historia térmica delineada por el modelo de historia térmica (por ejemplo, Castelluccio *et al.*, 2015; Mora *et al.*, 2015).

El objetivo de esta investigación fue utilizar el segundo enfoque para reconstruir la historia termal de las Formaciones Parángula, y Río Yuca en el flanco surandino y Betijoque en el flanco norandino, y comparar los resultados obtenidos con modelos basados en el primer enfoque existentes para la zona central de Los Andes de Venezuela establecidos por Bermúdez *et al.* (2011).

## GEOLOGÍA DE LOS ANDES DE VENEZUELA Y CUENCAS ASOCIADAS

Los Andes de Venezuela conforman un basamento de rocas cristalinas expuestas de aproximadamente 100 km de ancho que se extiende en dirección noreste por casi 400 km a partir de la frontera con Colombia (Figura 1). Las mayores elevaciones y desarrollo de relieve

coinciden con las zonas de mayor exhumación en los alrededores de la ciudad de Mérida. Los Andes de Venezuela son considerados como un orógeno asimétrico (Hospers & Van Wijnen, 1958; Kellogg & Bonini, 1982, 1985; Colletta *et al.*, 1997; Audemard & Audemard, 2002) con un núcleo hoy en día expuesto compuesto por rocas de tipo plutones, gneises, y esquistos de edad Paleozoico, mientras que los flancos son cubiertos por rocas sedimentarias del Mesozoico y del Cenozoico (Figura 1; Bellizia & Pimentel, 1976; Hackley *et al.*, 2005). Aspectos relacionados con sus diferencias litológicas y rasgos estructurales han sido discutidos por varios autores (Deratmiroff, 1971; Kovichars, 1971; Grauch, 1972; Shagam, 1972, 1975; Hervouet *et al.*, 2001; Backé *et al.*, 2006), a ambos lados de los andes venezolanos se encuentran las cuencas de Maracaibo (flanco norte, MB Figura 1) y la cuenca Barinas-Apure (flanco surandino; BAB Figura 1). Al igual que muchas cuencas sedimentarias al noroeste de Suramérica, la formación de las mismas comienza en el Jurásico tardío con el desarrollo de grandes sistemas de grábenes durante el rifting Atlántico (Case *et al.*, 1990; Pindell & Kennan, 2009). Esos grábenes fueron rellenos con rocas sedimentarias de la Formación La Quinta. El continuo proceso de rifting llevó al desarrollo de un margen pasivo durante el Cretácico Temprano, en el cual se depositó la Formación La Luna, una unidad calcárea fina constituida por biomicritas, la cual posee variaciones graduales a lo largo de la sucesión. Esta unidad es la roca fuente del 98% de todas las reservas de petróleo en la cuenca de Maracaibo (Escalona & Mann, 2006).

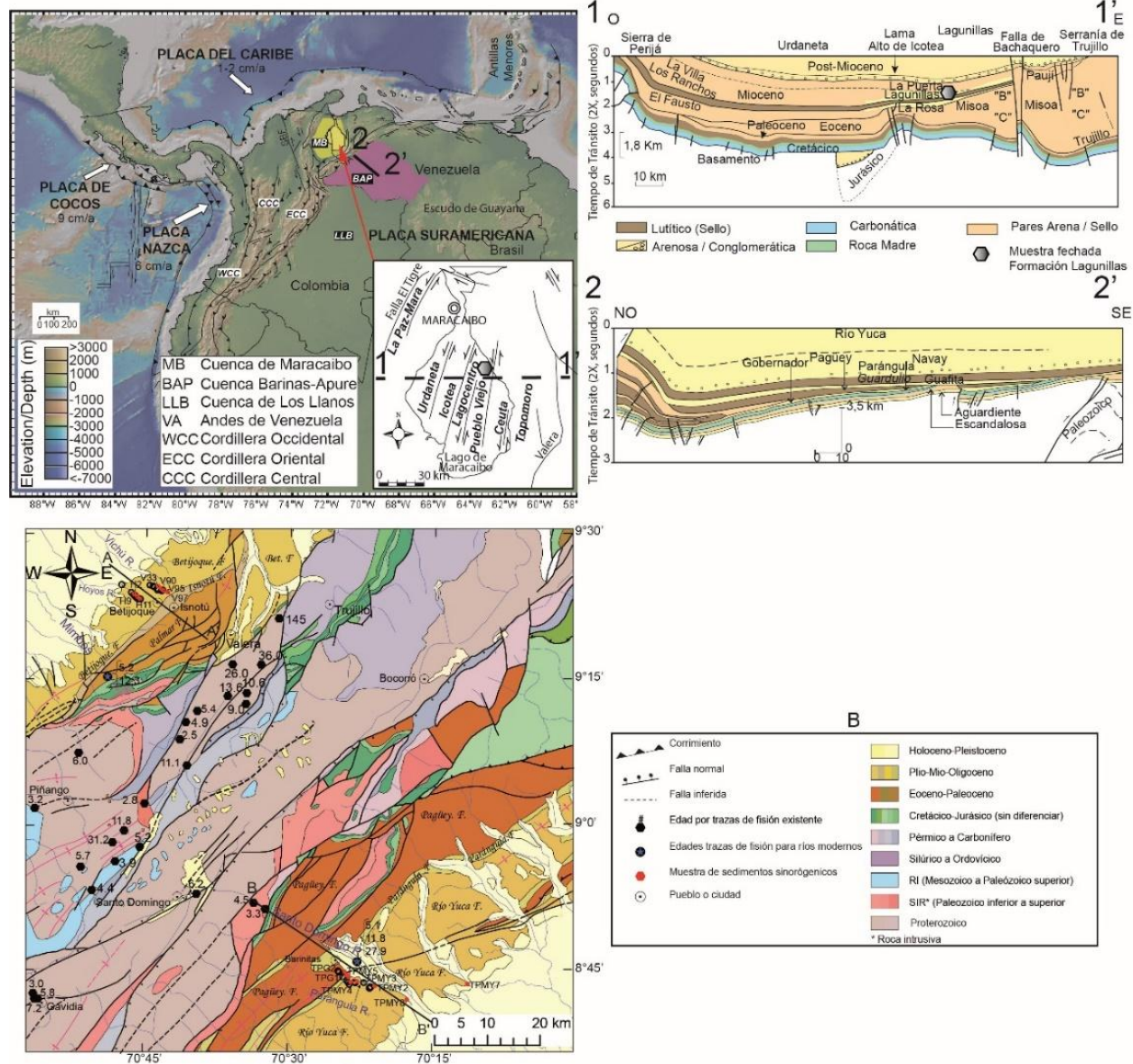
La Formación La Luna está superpuesta por la Formación Colón del Cretácico Superior y la Formación Guasare del Paleoceno (Figura 1). La configuración tectónica de la cuenca de Maracaibo cambió de un margen pasivo a una cuenca en el Paleoceno tardío, debido al inicio de una convergencia oblicua entre las placas Caribe y Suramérica (Lugo & Mann, 1995). Los sedimentos clásticos, productos de la erosión y el levantamiento de los Andes fueron transportados a la cuenca de Maracaibo, resultando en la depositación de la Formación Misoa de edad Eoceno, esto se produce en aguas poco profundas y deltaicas durante en la migración del depocentro de la cuenca hacia el oeste. La Formación Misoa, principalmente compuesta de fragmentos cuarzo-areníticos, es una de las dos principales rocas reservorio de la cuenca de Maracaibo en la actualidad (Escalona & Mann, 2006).

La cuenca está sellada con sedimentos de baja permeabilidad encima de una inconformidad regional del Eoceno/Oligoceno tardío, lo que indica un levantamiento y erosión parcial de los depósitos de la cuenca durante el Oligoceno. El soterramiento se reanudó en la cuenca sur de Maracaibo, en el Mioceno

Medio Temprano, con la depositación de la Formación La Rosa/Palmar de composición clástico marino depositada en ambientes poco profundos, seguida de la Formación Isnotú de origen fluvial con edad Mioceno Superior y los depósitos en abanico aluvial Plioceno de la Formación Betijoque. Esta última puede ser dividida en dos miembros: Vichú y Sanalejos (Guerrero *et al.*, 2009). Las partes proximales de las formaciones Palmar, Isnotú y Betijoque han sido inclinadas hacia el norte y expuestas a lo largo del flanco norte de los Andes venezolanos desde el Plioceno-Pleistoceno tardío. En total, la cuenca de Maracaibo alcanza un espesor máximo de unos 6 km (De Toni & Kellogg, 1993). El hundimiento por flexión Mioceno-Plioceno fue causado por la carga de la corteza de los Andes venezolanos en ascenso, que resultó de la colisión oblicua del bloque Maracaibo con la placa sudamericana (De Toni & Kellogg, 1993). Este cambio en la cinemática de las placas regionales puede haber sido impulsado por la colisión del arco de Panamá con los dominios tectónicos que conforman el territorio colombiano (Kohn *et al.*, 1984; Colletta *et al.*, 1997), resultando en la rotación en el sentido de las agujas del reloj del bloque Maracaibo y el macizo de Santa Marta (Figura 1; Montes *et al.*, 2005, 2010).

La cuenca Barinas-Apure (BAB, Figura 1) puede ser considerada como una depresión estructural en el basamento ígneo metamórfico Pre-Cretácico, se encuentra rellena de sedimentos cretácicos y del Cenozoico hasta profundidades de ~5 km. La cuenca se encuentra limitada al sureste por el escudo de Guyana, al suroeste por la Cordillera Oriental de los Andes colombianos y al noreste por el Arco de El Baúl (Figura 1). La separación de la cuenca de los llanos colombianos se debe a la presencia de un alto gravimétrico entre los ríos Apure y Arauca. Durante el Cretácico Superior y el Eoceno, la cuenca de Barinas estaba conectada con la de Maracaibo (Zambrano *et al.*, 1972; Roure *et al.*, 1997; James, 2000; Guzmán & Fisher, 2006). Los sedimentos clásticos marinos del Eoceno Medio de las formaciones Gobernador y Pagüey alcanzan un espesor de hasta 1 km en la cuenca de Barinas. A diferencia de la mayor parte de la cuenca de Maracaibo, la parte central de la cuenca de Barinas fue afectada por la subsidencia durante el Oligoceno, lo que llevó a la depositación de la Formación Carbonera. Esta formación no se conserva en la cuenca proximal, donde las unidades están generalmente inclinadas hacia el sur y expuestas a lo largo del flanco sur de los Andes venezolanos (Figura 1). Aquí, la Formación Pagüey del Eoceno se encuentra discordante sobre la Formación Parángula fluvial del Mioceno, a su vez es discordante con la Formación fluvial Río Yuca del Mioceno tardío al Plioceno, esta última cubierta con sedimentos de terrazas y abanicos fluviales. En contraste con la relativamente profunda cuenca pro-borde del norte, la cuenca pro-borde del sur

alcanza un espesor máximo de sólo 2-3 km (De Toni & Kellogg, 1993; Chacín *et al.*, 2005; Jácome & Chacín, 2008).



**Figura 1. Ubicación del área de estudio (A) Contexto geodinámico del área de estudio y perfiles con disposición de las formaciones geológicas en subsuelo para las cuencas de Maracaibo (1-1') y Barinas-Apure (2-2') (Tomada y modificada de Parnaud *et al.*, 1995). (B). Mapa geológico del área de estudio (Modificado de Hackley *et al.*, 2005).**

## TRABAJOS PREVIOS ASOCIADOS AL ESTABLECIMIENTO DE HISTORIAS TERMALES

### Termocronología por trazas de fisión

Se presentan en esta investigación 07 muestras

previamente reportadas en la tesis doctoral de Bermúdez (2009) y en Bermúdez *et al.* (2017), la ubicación de las muestras, edades y distribución de longitudes por trazas de fisión en apatitos detríticos son resumidas en la Tabla 1 de la presente investigación. La muestra LAG-01 cuyos datos se muestran por primera vez en la presente investigación, pertenece a un núcleo

tomado en el Lago de Maracaibo (muestra LAG-1, Figura 1, Tabla 1), la muestra fue recuperada a una profundidad de 1700 a 1900 metros, correspondiente al miembro inferior (Bachaquero) de la Formación Lagunillas. El Miembro Bachaquero está formado por areniscas arcillosas potentes, de colores gris o marrón con arcillas gris, marrón o moteadas, lutitas grises a gris azulado y lignitos. La edad de la Formación Lagunillas según el Ministerio de Minas e Hidrocarburos (1970) corresponde aproximadamente a la parte inferior del Mioceno medio, y es correlacionable hacia el sur con la Formación Isnotú la cual subyace a la Formación Betijoque. En la costa oriental del lago, el Miembro Lagunillas Inferior contiene varios yacimientos de petróleo pesado a mediano, de considerable extensión. El Miembro Bachaquero, y en menor proporción el Miembro Laguna, también son productores.

En el flanco norte de los Andes venezolanos, se mapearon y muestrearon dos secciones complementarias a lo largo de los ríos Hoyos y Vichú, al norte de la ciudad de Betijoque, en el estado de Trujillo (Figura 1B). Las secciones combinadas registran alrededor de 2700 m de estratigrafía continua, enteramente en la Formación Pliocena Betijoque (Fig. 1b). La muestra H11 pertenece a la sección del Río Hoyos, mientras que la muestra V33 fue recolectada a lo largo del Río Vichú (Fig. 1b).

Toda la sección de las formaciones Parángula y Río Yuca del Mioceno-Plioceno Superior fue estudiada a lo largo del río Parángula al oeste y sur de la ciudad de Barinitas, en el flanco sur de los Andes venezolanos (Figura 1). El espesor total de la sección Neógena estudiada alcanza los 2700 m. Para el presente estudio se consideró la muestra PAN-03 de la Formación Pagüey de edad estratigráfica Eoceno, para esta muestra existen además edades (U-Th)/He en circón reportados por Bermúdez *et al.* (2014) quienes indican una edad de  $4,2 \pm 0,3$  Ma, y edades por trazas de fisión en apatitos de  $6,4 \pm 1,6$  Ma. La muestra TPG1 de la Formación Parángula de edad estratigráfica Mioceno Medio a Temprano (Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 1970), sin embargo, Bermúdez *et al.* (2017) sugiere que el soterramiento no fue suficiente para resetear a la Formación Parángula y por lo tanto su edad de depositación pudiera ser de  $8,1 \pm 0,5$  la cual corresponde al Mioceno Tardío. Las muestras TPMY7, TPMY4 y TPMY5 de la Formación Río Yuca fueron depositadas durante el Plioceno.

#### **Datos de reflectancia de vitrinita y Pirólisis RockEval**

Para las cuencas en estudio existen muy pocos datos de reflectancia de vitrinita y pirólisis RockEval que permitan evaluar la madurez termal de las formaciones geológicas, estos datos son utilizados para calibrar termalmente y de forma independiente los modelos de

historia tiempo-Temperatura. En esta investigación se presenta una compilación de distintos trabajos (Tabla 2), entre los cuales se destacan: Bermúdez (2009), Erikson *et al.* (2012), Lorenzo-García (2014), y Bermúdez *et al.* (2017).

## **MÉTODOS**

### **Reconstrucción de la historia termal empleando datos termocronológicos y métodos Bayesianos**

Para la reconstrucción de las historias termales se usó el software QTQt versión 5.5.0 (Gallagher, 2012) el cual se basa en el cálculo de probabilidades Bayesianas, utilizando como algoritmo de muestreo el método de Monte Carlo integrado con cadenas de Markov para evaluaciones posteriores. Este algoritmo realiza un muestreo aleatorio en el espacio del modelo, mientras que la cadena de Markov evalúa el siguiente paso en el espacio del modelo. El enfoque de modelización inversa discretiza el universo muestral y sugiere el modelo con mayor probabilidad (verosimilitud o “Likelihood”) de explicar los datos observados. Este modelo de historia térmica estimada intenta acercarse lo más posible a la historia térmica real.

Diversos tipos de edades y datos provenientes de distintos métodos de datación termocronológica y geocronológica pueden ser incorporados en QTQt. Entre estos destacan: trazas de fisión en apatito y circón, longitudes de trazas de fisión edades U-Pb, edades (U-Th)/He en circón y en apatito, edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , entre otros. Adicionalmente, puede incorporarse medidas de reflectancia de vitrinita.

Los parámetros de entrada básicos requeridos por el código son: el número de trazas espontáneas ( $N_s$ ) e inducidas ( $N_i$ ), así como las longitudes de trazas de fisión, estas últimas son de vital importancia para reconstruir la historia tectotérmica de la muestra en la zona de borrado parcial (o por sus siglas en inglés, *Partial Annealing Zone*: PAZ). Para los modelos de borrado parcial de trazas de fisión en función de la edad y la temperatura el código incluye el modelo de Ketcham *et al.* (1999, 2007). Además, al igual que HeFTy (Ketcham *et al.*, 2007) pueden incorporarse una corrección a la longitud de las trazas de fisión confinadas al incluirse el ángulo que posee la traza con el eje cristalográfico (“Eje c”). Esa corrección permite uniformizar la distribución de longitudes de trazas y mejorar el modelo de historia termal que se obtenga. Adicionalmente, el código permite incorporar otros parámetros como el contenido de cloro o diámetro de la traza de fisión (D-par), todos estos datos permiten mejorar las características del modelo de historia

térmica.

### Modelado con QTQt

Después de la entrada de los datos, es posible elegir la cantidad de iteraciones de “Burn-ing” y “Post-Burn-ing”, los cuales están relacionados con la obtención de parámetros bayesianos a priori y posteriori. En la etapa de “Burn-ing”, la probabilidad (o parámetro de ajuste de datos) aumenta y el modelo mejora. Durante la etapa posterior, la probabilidad generalmente tiene una tendencia horizontal, lo que significa que la tendencia general de un aumento de la probabilidad ha terminado. El ruido en la curva (Likelihood chain o Posterior chain) describen los intentos del código de ajustar una nueva curva de tiempo y temperatura a los datos. QTQt muestrea el espacio del modelo tiempo-temperatura con un tamaño de paso ajustable. Este tamaño de paso o “movimiento de propuesta” puede ser elegido tanto para el tiempo como para la temperatura. Cada nuevo paso propone una nueva curva de historial tiempo-temperatura cuyo valor de verosimilitud (“likelihood”) determina si es rechazado o aceptado. Este proceso queda ilustrado por las tasas de aceptación, que oscilan idealmente entre 0,1 y 0,5.

Si las tasas de aceptación son demasiado altas, el muestreo en el espacio del modelo es demasiado conservador y es necesario aumentar el movimiento de la propuesta. Por el contrario, si los índices de aceptación son demasiado bajos, la propuesta debe reducirse. Si las tasas de aceptación de modelos birth and dead (es decir, cuando los modelos se conservan o se descartan) son más o menos las mismas, la modelización ha alcanzado una situación estable.

Se necesitan varios pasos de cálculo con aproximadamente 104 a 105 iteraciones y cambios en los movimientos de la propuesta para tener un modelo de ajuste de datos satisfactorio para cada muestra. La modelización tiene éxito si la curva de verosimilitud y las curvas posteriores permanecen estables, las tasas de aceptación están en torno a 0,3 y las tasas de birth and dead están en equilibrio. El color rojo en el gráfico tiempo-temperatura define la trayectoria de tiempo-temperatura más probable, mientras que el color azul indica una trayectoria de tiempo-temperatura menos probable. El último paso es dejar que el modelo calcule de 105 a 106 iteraciones, obteniendo un diagrama de tiempo y temperatura de alta resolución.

La ventaja de QTQt es que calcula una variedad de curvas tiempo-temperatura (máxima posterior, máxima verosimilitud, entre otras). El modelo de máxima verosimilitud se ajusta mejor a los datos de longitud de trazas de fisión, pero a menudo es demasiado complejo. El modelo máximo posterior tiene menos puntos de tiempo-temperatura y es típicamente una curva más

simple, porque es el resultado de la función de verosimilitud multiplicada por la distribución anterior. La distribución previa evita que el modelo posterior máximo se vuelva demasiado complejo. El modelo 'modo máximo' se obtiene de la distribución de todos los modelos muestreados. El modelo esperado es un modelo de media ponderada y es el modelo preferido para la interpretación. Contiene las características de todos los demás modelos y también muestra un intervalo creíble con un rango de probabilidad del 95%. El intervalo creíble es un término típico de las estadísticas bayesianas que difiere del intervalo de confianza utilizado en el enfoque frecuentista.

Las muestras de formaciones sedimentarias fechadas por trazas de fisión en apatitos también se pueden modelar con QTQt, pero es necesario añadir parámetros adicionales. Si la edad estratigráfica se conoce con precisión, puede utilizarse para definir el historial tiempo-temperatura en el momento de la depositación. La opción del código “*permitir el historial previo a la depositación*” es otra posibilidad y examina los puntos de tiempo/temperatura previos a la depositación. Esta opción también muestra la edad estratigráfica de la muestra detrítica. Otra herramienta útil para los sedimentos es el modelado simultáneo de múltiples muestras verticales, lo cual es especialmente útil para modelar las secuencias sedimentarias de pozos de perforación y núcleos de perforación e incluso pseudo-pozos en cuencas sedimentarias.

### Modelo flexural bidimensional

Cómo hipótesis de trabajo, en esta investigación se considera que los procesos mecánicos que generaron las cargas tectónicas asociadas al levantamiento de Los Andes de Venezuela montañosa posiblemente son compatibles con los pulsos de exhumación (transitorios), pero a su vez el vínculo mecánico entre el cinturón de montaña y las cuencas situadas a ambos lados de la cadena (Maracaibo y Barinas) podrían ser estáticos (independiente del tiempo; Jordan, 1981, 1995). Por esta razón en se generó un modelo inicial sencillo en el que se plantea la hipótesis de que la deformación por flexión de una litósfera elástica junto a un cinturón montañoso engrosado podría explicar el engrosamiento de la cadena montañosa de  $15 \pm 3$  Ma observado en las cuencas antes mencionadas.

En la presente investigación, se explora como modelo mecánico la flexión bidimensional de una litosfera elástica de espesor constante asumiendo una placa fragmentada. Se empleó el código numérico FLEX2D desarrollado por (Cardozo, 2019). La estrategia de modelado consiste en calcular el espacio de acumulación de sedimentos para cada cuenca, sin embargo, estos modelos sólo pueden ser usados como una primera aproximación para explicar la diferencia en el espesor de



los depósitos sedimentarios de cada flanco y no toma en cuenta en ningún momento efectos de compactación de los sedimentos presentes en las cuencas.

La flexión bidimensional de una litosfera elástica sobre una astenosfera semifluida, ignorando las fuerzas aplicadas horizontalmente, se describe mediante la siguiente ecuación diferencial (Hetényi, 1971; Turcotte & Schubert, 1982).

$$D \frac{d^4 u}{dx^4} = \rho(x) g h(x) - \rho_m g u(x) \quad (1)$$

**Tabla 1.** Datos de trazas de fisión en apatitos para las cuencas de Maracaibo y Barinas, tomados de Bermúdez, (2009); Bermúdez *et al.* (2017). (\*) La muestra LAG-01 pertenece al Miembro Inferior de la Formación Lagunillas

Muestra	Long. (W)	Lat. (N)	Formación	Posición Estratigráfica (m)	n	Rango Edades (Ma)	P <sub>1</sub> (Ma)	P <sub>2</sub> (Ma)	Edad Central (Ma)	Longitud promedio ± SE (µm)	SD (µm)	Dpar ± SD (µm)
<b>Maracaibo</b>												
LAG-01*	71,3594	10,1208	Lagunillas Inferior (núcleo)	1793	23	3,6-65,5	26,7 ± 2,1	-	26,7 ± 2,1	13,4 ± 0,4 (20)	1,44	1,8 ± 0,3
H11	70,7661	9,3839	Betijoque Miembro San Alejos	1810	100	3,4-67,0	8,2 ± 1,9 27,90%	15,4 ± 2,2 59,20%	15,4 ± 1,9	12,19 ± 0,34 (27)	1,76	1,70 ± 0,22
V33	70,7355	9,4012	Betijoque Miembro San Alejos	1900	49	3,9-49,3	5,1 ± 1,2 16,20%	11,1 ± 1,1 81,00%	10,4 ± 1,3	13,08 ± 0,25 (26)	1,3	2,95 ± 0,45
<b>Barinas</b>												
TPMY7	70,1757	8,7207	Río Yuca	0	40	4,8-100,0	10,3 ± 1,5 97,40%	96,9 ± 74,3 2,60%	12,2 ± 2,8	-	-	-
TPMY4	70,3937	8,7248	Río Yuca	1260	364	2,9-120,8	9,5 ± 1,2 33,00%	15,9 ± 1,8 52,20%	15,6 ± 1,1	12,34 ± 0,23 (27)	1,17	2,84 ± 0,50
TPMY5	70,4052	8,7382	Río Yuca (base)	1700	120	4,9-29,6	9,4 ± 2,3 38,00%	13,3 ± 2,4 58,30%	12,2 ± 1,3	12,29 ± 0,15 (48)	1,05	1,78 ± 0,20
TPG1	70,4106	8,7444	Parángula	2450	100	3,5-54,6	9,6 ± 0,9 79,50%	18,7 ± 4,0 19,60%	11,4 ± 1,1	11,96 ± 0,17 (50)	1,19	1,70 ± 0,20
PAN 3	70,41368	8,74665	Pagüey	2700	5	1,9 – 9,5	-	-	6,4 ± 1,8	-	-	-



**Tabla 2.** Datos compilados de reflectancia de vitrinita y Pirólisis RockEval (Los superíndices que acompañan al nombre de la formación se refieren a la referencia 1: Lorenzo-García (2014); 2: Bermúdez-Cella (2009); Bermúdez *et al.*, (2017); and 3: Erikson *et al.* (2012).

Profundidad	Formación	COT	S1	S2	S3	Tmax	IH	IO	IP	%Ro	Error	Rango de Paleotemperatura
<b>%Ro y parámetros Rock-Eval para muestras en la cuenca del Lago de Maracaibo (pozo LC-1)</b>												
4420	La Puerta <sup>1</sup>	0,6	0,07	0,71	0,41	434	142	59	0,09	0,55	0,06	
4621	La Puerta <sup>1</sup>	0,51	0,07	0,74	0,33	437	160	49	0,11	0,56	0,06	
5425	Lagunillas <sup>1</sup>	0,94	0,1	0,88	0,32	439	97	34	0,11	0,57	0,06	
5508	Misoa <sup>1</sup>	0,74	0,11	0,86	0,22	439	125	29	0,11	0,57	0,06	
5779	Misoa <sup>1</sup>	0,66	0,12	0,83	0,27	440	139	41	0,11	0,57	0,06	
5947	Misoa <sup>1</sup>	0,81	0,13	0,8	0,29	441	98	35	0,11	0,57	0,06	
6096	Colón <sup>1</sup>	0,79	0,22	1,35	0,29	445	172	46	0,14	0,7	0,07	
6437	La Luna <sup>1</sup>	2,19	1,83	4,07	0,84	459	228	36	0,31	1,15	0,12	
6468	La Luna <sup>1</sup>	2,21	2,05	4,37	0,93	460	218	42	0,32	1,2	0,12	
<b>%Ro y parámetros Rock-Eval para muestras en la cuenca del Lago de Maracaibo (W-53)</b>												
2774	La Puerta <sup>1</sup>	0,48	0,03	0,57	0,53	432	115	177	0,05	0,47	0,05	
2996	Lagunillas <sup>1</sup>	0,83	0,1	0,84	0,29	438	102	35	0,11	0,59	0,06	
3453	Misoa <sup>1</sup>	0,25	0,1	0,63	0,13	441	255	50	0,13	0,67	0,07	
3926	Misoa <sup>1</sup>	0,34	0,15	0,86	0,15	446	255	49	0,15	0,76	0,08	
4429	Misoa <sup>1</sup>	0,24	0,16	0,57	0,31	449	238	21	0,22	0,81	0,08	
4618	Colón <sup>1</sup>	0,78	0,21	0,58	0,44	455	105	46	0,27	0,96	0,10	
4831	Colón <sup>1</sup>	0,81	0,33	0,62	0,47	462	97	50	0,35	1,26	0,13	
5090	La Luna <sup>1</sup>	2,24	4,1	6,11	0,98	469	208	38	0,4	1,39	0,14	
5273	La Luna <sup>1</sup>	2,08	2,23	4,64	0,94	471	217	44	0,41	1,44	0,14	

Profundidad	Formación	COT	S1	S2	S3	Tmax	IH	IO	IP	%Ro	Error	Rango de Paleotemperatura
<b>Parámetros Rock-Eval para muestras en la cuenca del Lago de Maracaibo (muestras de afloramiento)</b>												
1989	Betijoque-San Alejos <sup>2</sup>	0	0	0								
2043	Betijoque-San Alejos <sup>2</sup>	0,1	0	0								
2649	Betijoque-Vichú <sup>2</sup>	51	3,2	16,5	400	32						
2289	Betijoque-Vichú <sup>2</sup>	37,4	11,3	100	397	268						

---

**%Ro y parámetros Rock-Eval para muestras en la cuenca de Barinas (muestras de afloramiento)**

---

1239	Río Yuca <sup>2</sup>	0,1	424	1,2			
1239	Río Yuca <sup>2</sup>	0,4	389	0,9	38,5	4,5	
1325	Río Yuca <sup>3</sup>		0,51	0,61	0,09	90	70-108
1325	Río Yuca <sup>3</sup>		0,37	0,56	0,06		
1357	Río Yuca <sup>2</sup>	0,1		0,8			
1511	Río Yuca <sup>3</sup>		1,4	0,67	0,08	80	65-93
1511	Río Yuca <sup>3</sup>		0,57	103	86-117		
1511	Río Yuca <sup>3</sup>		0,7	0,57	0,05		
1511	Río Yuca <sup>3</sup>		0,44	82	70-93		

Donde  $D$  es la rigidez flexural,  $x$  es un eje de coordenadas,  $u(x)$  es el desplazamiento vertical,  $\rho(x)$  es la densidad del material de carga,  $g$  es la aceleración gravitacional de la Tierra,  $h(x)$  es la altura de la carga,  $\rho_m$  es la densidad del manto,  $E$  es el módulo de Young,  $\nu$  es el coeficiente de Poisson y  $T_e$  es el espesor elástico. El segundo término del lado derecho representa la fuerza restauradora, la cual es proporcional a  $\rho_m$ , ya que estamos interesados en la deformación producida por una configuración de carga de 25 Ma aparentemente conocida (Turcotte & Schubert, 1982).

La Tabla 3 muestra los valores utilizados para el modelo flexural 2D. Para una litosfera de espesor elástico rota y carga constante uniformemente distribuida, la solución analítica de la Ec. 1 proporciona un pequeño conjunto de ecuaciones (Hetényi, 1971) el cual es resuelto iterativamente. Para el modelado 2D se realizó una discretización del área debajo del perfil de carga (de altura variable  $h(x)$  y ancho  $w=300$  km) en ( $n=150$ ) pequeños rectángulos de igual ancho ( $w=2$  km), pero diferente altura ( $h_i$ ) y densidad ( $\rho_i$ ) (Tabla 3). El perfil de deflexión ( $u_i(x)$ ) producido por la carga de cada uno de estos elementos ( $\rho_i * g * h_i$ ) se calculó a partir de las ecuaciones de (Hetényi, 1971). El perfil de desplazamiento total  $u(x)$  es igual a la suma de todos los perfiles de desviación de los elementos rectangulares.

**Tabla 3.** Parámetros utilizados en el modelo flexural

PARAMETRO	VALOR	UNIDAD
Módulo de Young (E)	1e11	Pa
Radio de Poisson ( $\nu$ )	0,25	Km
Espesor elástico ( $T_e$ )	16	Km
Densidad del manto ( $\rho_m$ )	3300	kg/m <sup>3</sup>

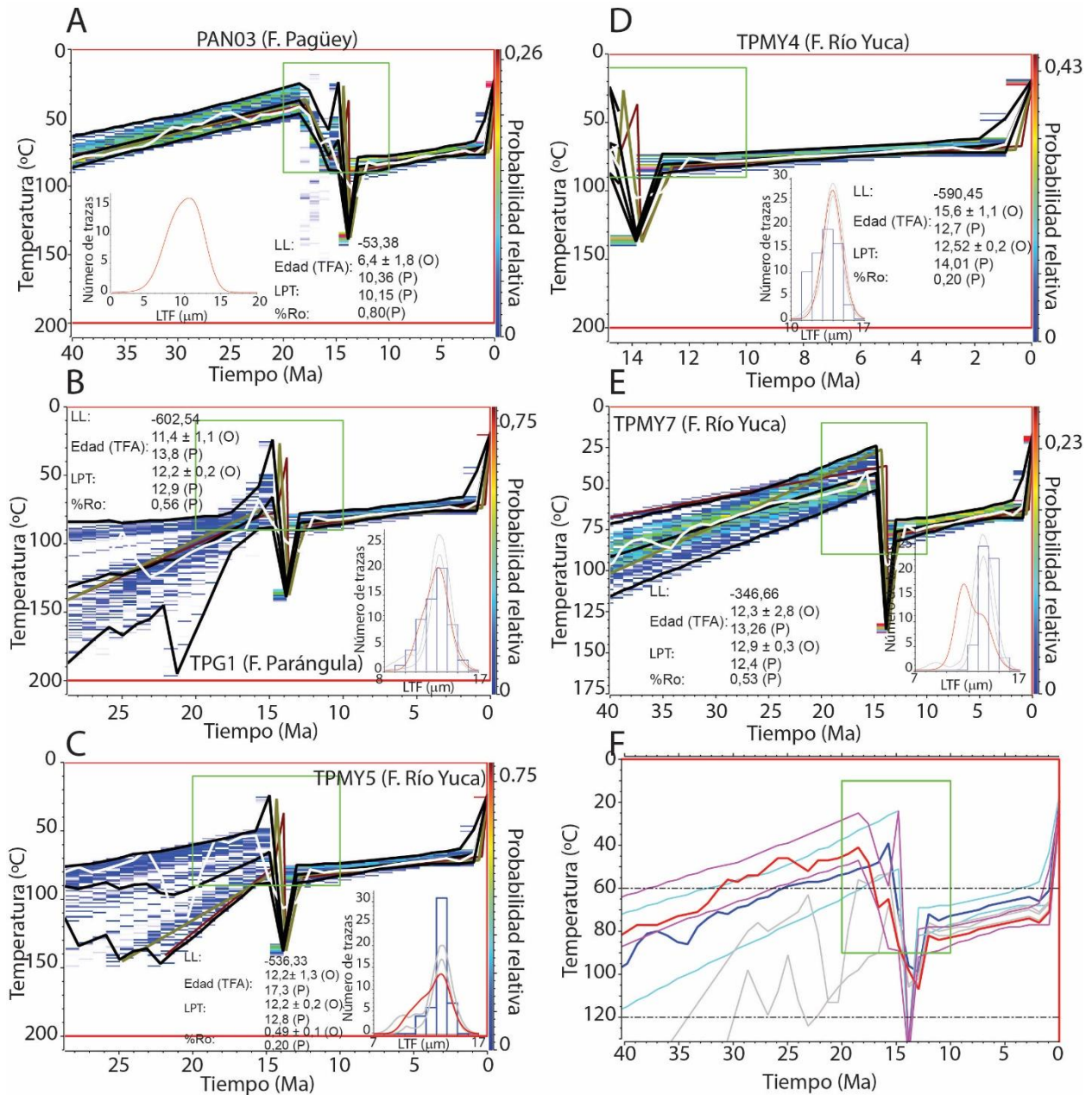
La suma del perfil de carga  $\rho(x)$  y el perfil de desplazamiento  $u(x)$  es el perfil topográfico relativo  $rt(x)$  mostrado en las Figuras 4 (B) y (C).

## RESULTADOS

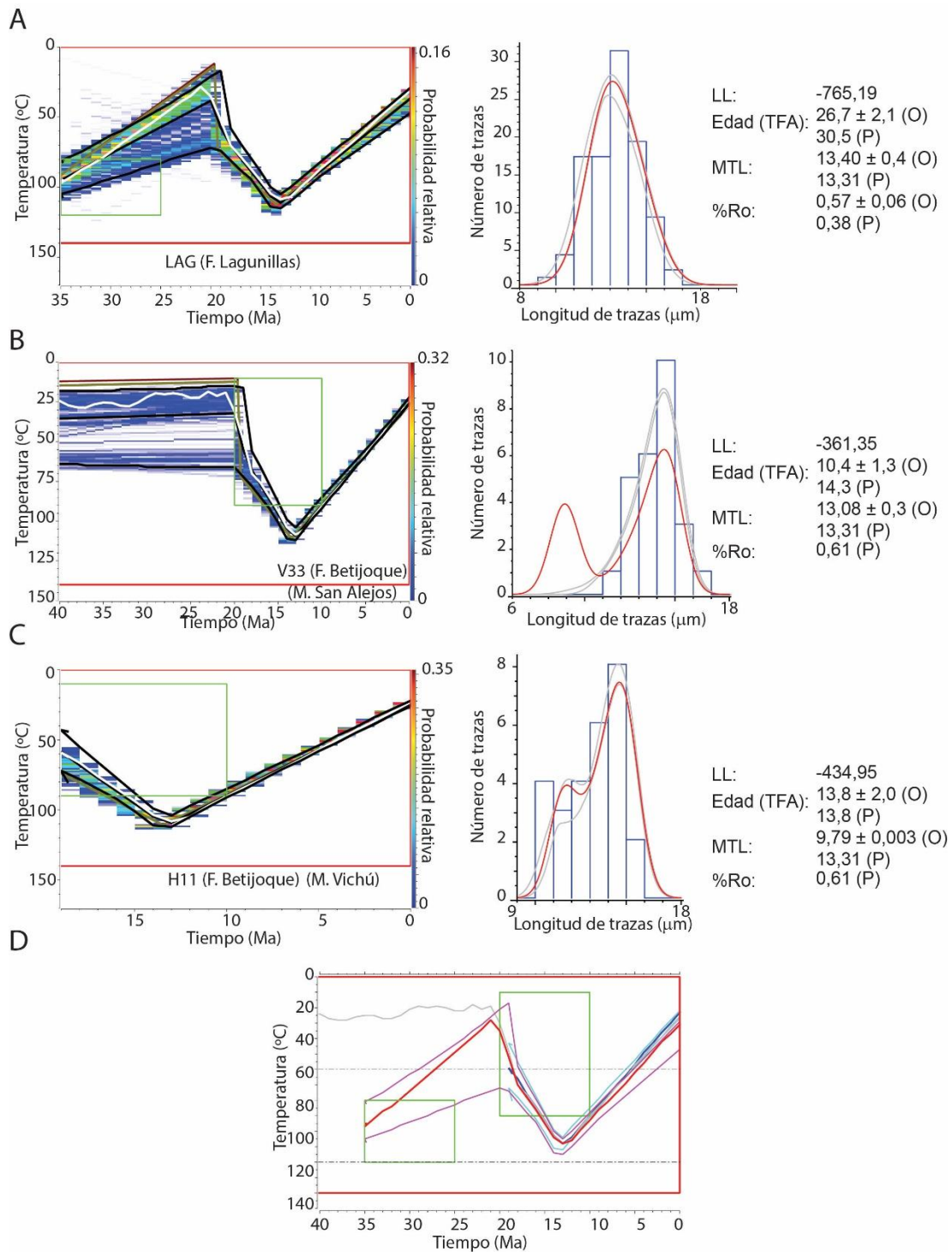
### Modelado de historias termales basados en métodos Bayesianos (QTQt)

Las Figuras 2 y 3 muestran los modelos termales arrojados por el software QTQt para las cuencas de Barinas y Maracaibo, respectivamente. Diferencias significativas en términos de profundización de soterramiento y duración en la zona de borrado parcial pueden observarse en los distintos modelos.

Las Figuras 2F y 3D representan los modelos del conjunto de muestras para cada una de las cuencas consideradas. En todas estas figuras LL es el valor de la verosimilitud o likelihood, y los términos entre paréntesis (P) u (O) indican valores predichos u observados respectivamente. Se observa en la Figura 2F que las muestras pertenecientes a las formaciones Pagüey, Parángula y Río Yuca pudieron haber alcanzado una profundidad de soterramiento de casi 150°C, pero este pico de soterramiento tiene un tiempo de residencia muy corto a esa temperatura. En contraste, el modelo multimuestras para la cuenca del Lago de Maracaibo el cual contempla una muestra de pozo perteneciente a la Formación Lagunilla inferior (LAG-1) sugiere una menor temperatura de soterramiento (115°C) que coincide con la ventana de petróleo (Bermúdez y Flores, 2019) y un enfriamiento a lo largo del tiempo relativamente mayor en comparación con la cuenca de Barinas.



**Figura 2.** Modelos de historia tiempo-Temperatura para la cuenca de Barinas: A) muestra PAN03, Formación Pagüey; B) Muestra TPG1, Formación Parángula; C) Muestra TPMY5 (Formación Río Yuca); D) Muestra TPMY4 (Formación Río Yuca); E) Muestra TPMY7 (Formación Río Yuca); F) Modelo Max Mode para todas las muestras



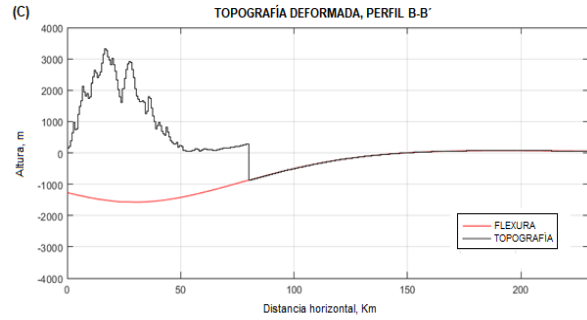
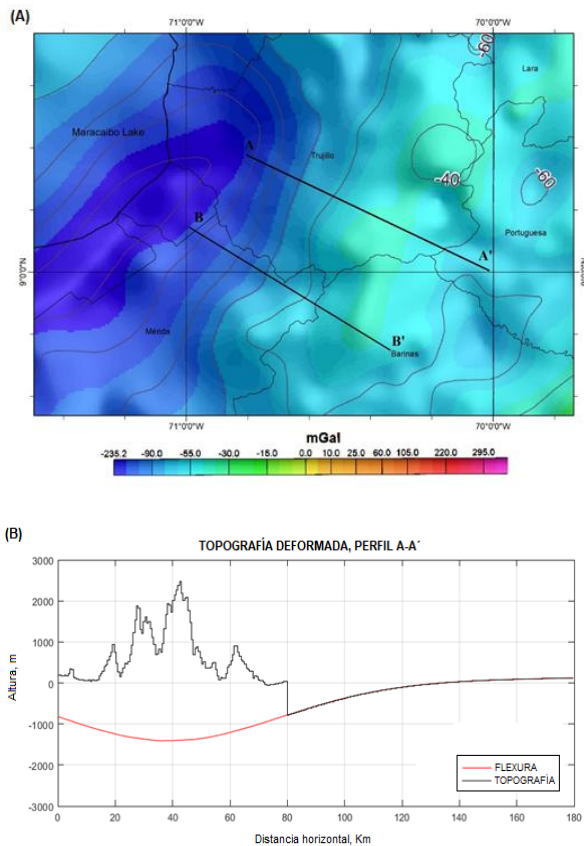
**Figura 3.** Modelos de historia tiempo-Temperatura para la cuenca de Maracaibo: A) muestra LAG, Formación Lagunillas; B) Muestra V33, Formación Betijoque, Miembro San Alejos; C) Muestra H11 (Formación Betijoque, Miembro Vichú); D) Modelo Max Mode para todas las muestras.



## Modelado Flexural bidimensional

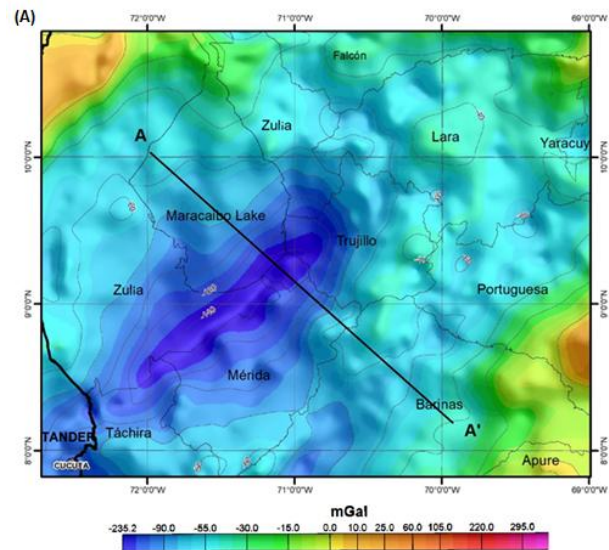
La Figura 4A muestra los dos perfiles que fueron utilizados para realizar el modelo flexural, esos perfiles fueron seleccionados lo más cerca posible a los afloramientos donde fueron seleccionadas las muestras. El perfil A-A' tiene una longitud cercana a los 200 km la deformación vertical es de 1295 metros. La máxima amplitud del levantamiento periférico es de 54,35 metros y la distancia entre la máxima amplitud y la zona de levantamiento es de 199 km (Figura 4B).

Para el perfil B-B' (Figura 4A los resultados obtenidos fueron: una deformación vertical de 1720 metros. La máxima amplitud del levantamiento periférico es de 68,67 metros y la distancia entre la máxima amplitud y la zona de levantamiento es de 193 km (Figura 4C).

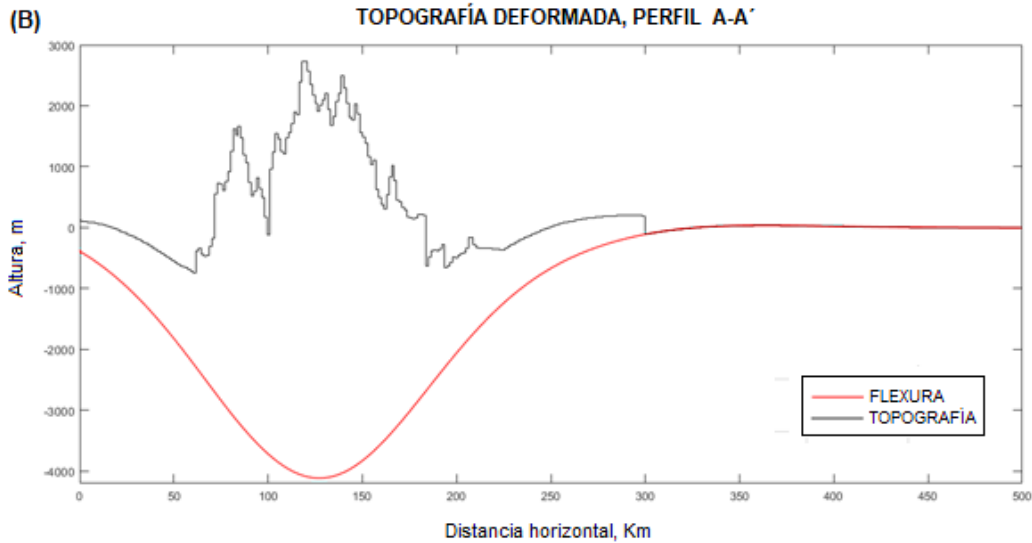


**Figura 4.** (A) Localización de perfiles A-A', B-B' sobre un Mapa de anomalía total de Bouguer (Tomado y modificado de ANH, 2016). (B) Perfil de deformación A-A'; (C) Perfil de deformación B-B'

En virtud de que ambos perfiles no se alcanza la profundidad necesaria para explicar las diferencias de espesor de la cobertura sedimentaria ubicada en cada uno de los flancos, se realizó otro modelo (Figura 5A) extendiendo aún más el perfil. Para el nuevo perfil A-A' (Figura 5A) los resultados obtenidos fueron: una deformación vertical de 4114 metros. La máxima amplitud del levantamiento periférico es de 36,16 metros y la distancia entre la máxima amplitud y la zona de levantamiento es de 363 km (Figura 5B). El perfil de flexura tiende a ser asimétrico, lo que coincide con el comportamiento de las anomalías gravimétricas.







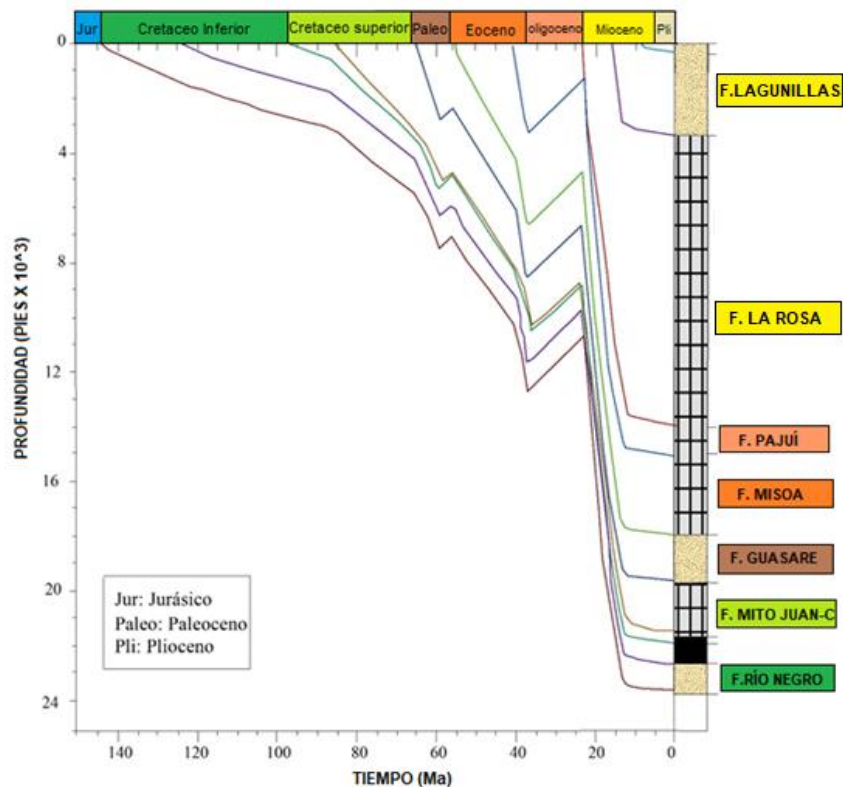
**Figura 5.** (A) Localización de un perfil más alargado A-A' sobre el mapa de anomalía total de Bouguer (Tomado y modificado de ANH, 2016), el perfil se encuentra entre las secciones donde se recolectaron las muestras. (B) Perfil de deformación A-A'

## DISCUSIÓN

Las diferencias significativas en términos de la temperatura alcanzada durante el soterramiento de ambas cuencas parecen ser controladas por el patrón de exhumación asimétrico reportado en la parte central de la cadena andina (Bermúdez *et al.*, 2011). Posiblemente, ambas cuencas tengan una historia común por lo menos hasta hace 15 Ma momento en que se produce un evento regional de exhumación reportado en la cordillera Oriental de Colombia y en la Sierra de Perijá (Shagam *et al.*, 1984; Caballero *et al.*, 2013; Mora *et al.*, 2015; van der Lelij *et al.*, 2016; Villamizar, 2017; Amaya *et al.*, 2017; Amaya-Ferreira *et al.*, 2019) a partir de allí, se generan exhumaciones diferenciales a lo largo de la cadena andina, lo que pudiera conllevar a pulsos episódicos de soterramiento-enfriamiento, lo cual va en concordancia con las investigaciones realizadas hasta ahora en los Andes de Venezuela (Kohn *et al.*, 1984; Bermúdez *et al.*, 2010, 2011, 2015) y Erikson *et al.* (2012) quien basado en un solo modelo termal para la Formación Río Yuca inferior sugiere que los datos indican que la exhumación del área de la fuente estaba ocurriendo en el período 12-13 Ma, una exposición superficial entre 10 a 9 Ma, seguido del enterramiento máximo entre 4 a 2 Ma y una posterior exhumación. La acumulación de la Formación del Río Yuca es contemporánea con una migración hacia la cuenca del frente de deformación, producto del empuje del bloque continental de Maracaibo (Figura 1).

El modelado flexural permite tener una primera aproximación sobre el espacio de acomodación creado para el depósito de sedimentos, la respuesta flexural asumiendo un modelo de placa rota indica una flexura por subsidencia asimétrica del basamento posiblemente controlada por la distribución de las cargas, una de estas sería generada por el bloque tectónico de Maracaibo sobre el basamento de la Placa Suramericana para este sector. Esto último coincide con la asimetría en las anomalías de Bouguer reportadas a ambos lados de la cadena montañosa reportada por autores como Kellogg & Bonini (1982), Colletta *et al.*, (1997) y Audemard & Audemard (2002), tales asimetrías son consistentes con un patrón de exhumación asimétrico reportado para la parte central de la cadena (Bermúdez *et al.*, 2011) y con diferencias observadas en los mecanismos de corrimiento de ambos flancos andinos (De Toni & Kellogg, 1993). Al interior de la cuenca del Lago de Maracaibo, también se registran importantes variaciones en términos de espesor elástico (Arnaiz-Rodríguez & Audemard, 2014) que pudieran controlar la flexura del basamento de esta cuenca.

Para el caso de la cuenca del Lago de Maracaibo, los modelos de soterramiento basados únicamente en datos de reflectancia de vitrinita indicarían un soterramiento continuo para todas las formaciones geológicas que conforman la cuenca (Figura 6), el modelado numérico de las historias termales mediante datos de trazas de fisión en apatitos permiten discriminar un enfriamiento importante de las rocas generado por un pulso de exhumación a 15 Ma, lo cual hace difícil pensar que la cuenca del Lago de Maracaibo se haya mantenido estable durante ese período.



**Figura 6.** Historia de Soterramiento de las formaciones geológicas presentes en los pozos LC-01 y W-03 (Tomado y modificado de Lorenzo-García, 2014).

## CONCLUSIONES

Los resultados aquí obtenidos permiten concluir que un evento de exhumación de Los Andes de Venezuela ocurrido durante el Mioceno ( $15 \pm 3$  Ma) es común en ambas cuencas, sin embargo se observa que las formaciones sedimentarias del Lago de Maracaibo alcanzan una menor profundidad y temperatura de soterramiento ( $\sim 110$  °C), y posteriormente un enfriamiento lento, en contraste con las formaciones presentes en la cuenca de Barinas, al menos para la Formación Pagüey, donde posiblemente esta formación fue soterrada más profunda, alcanzando temperaturas cercanas a los  $150^{\circ}\text{C}$ , trayendo como consecuencia el borrado parcial de las trazas de fisión, así las edades por trazas de fisión no pueden ser usadas como una aproximación de las edades de depositación de esta Formación: En contraste, la Formación Parángula y Río Yuca alcanzaron temperaturas entre  $60$  a  $90^{\circ}\text{C}$ , con un mayor tiempo de residencia en esa zona, hasta que aproximadamente a  $2,5$  Ma son enfriadas rápidamente producto de un pulso de exhumación que ocurre en la parte central de Los Andes de Mérida, específicamente

en el Bloque El Carmen. Tales diferencias también fueron observadas en los modelos flexurales.

Tanto la cuenca del Lago de Maracaibo como la de Barinas presentan diferencias significativas en términos de la creación de espacio de acomodación de sedimentos, esto indicaría la profundidad máxima alcanzada por las formaciones sedimentarias. Para la cuenca de Barinas un espacio de acomodación de  $1$  a  $2$  km no es suficiente para resetear las formaciones del Mioceno, pero si las del Eoceno como en el caso de la Formación Pagüey. Para la cuenca de Maracaibo se observó un espacio de acumulación de sedimentos de hasta  $4$  km, el Miembro Inferior de la Formación Lagunillas y posiblemente otras formaciones geológicas fueron soterradas a  $15$  Ma hasta una temperatura cercana a la temperatura de ventana de petróleo, posiblemente esto haya ayudado a la generación de hidrocarburos.

A futuro debería ser posible fechar una mayor cantidad de formaciones geológicas empleando los núcleos de la industria petrolera, esto proporcionará una mejor historia de la depositación y soterramiento de las distintas formaciones sedimentarias, además proporcionaría un mejor control de las correlaciones estratigráficas entre las distintas cuencas petrolíferas.

## AGRADECIMIENTO

Al Proyecto FONACIT 2012002202 titulado “Geociencia Integrada de los Andes de Mérida GIAME” proporcionado a FUNVISIS y coordinado por Michael Schmitz. Al Proyecto DIN-SGI-2666 de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC) por el financiamiento proporcionado a Mauricio Bermúdez que permitió la datación de la muestra LAG-01. Agradecemos a dos revisores: Nicolás Villamizar y César Vinasco, al igual que a los editores: Luz Rodríguez y Mariano Arnaíz-Rodríguez por los comentarios y sugerencias realizados que ayudaron a mejorar la calidad final de este trabajo.

## REFERENCIAS

- ALMENDRAL, A. ROBLES, W. PARRA, M. MORA, A., KETCHAM, R.A. y RAGHIB, M. (2015) FetKin: Coupling kinematic restorations and temperature to predict thrusting, exhumation histories, and thermochronometric ages. *Coupling Kinematic Restorations and Temperature*. AAPG Bulletin, 99(8), 1557–1573. <https://doi.org/10.1306/07071411112>
- AMAYA, S. ZULUAGA, C. A. y BERNET, M. (2017) New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos*, 282–283, 388–402. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2017.03.09>
- AMAYA-FERREIRA, S. ZULUAGA, C.A. y BERNET, M. (2019) Different levels of exhumation across the Bucaramanga Fault in the Cepitá area of the southwestern Santander Massif, Colombia: Implications for the tectonic evolution of the northern Andes in northwestern South America. In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p. 689–727. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.17>
- ARNAÍZ-RODRÍGUEZ, M. S. y AUDEMARD, F. (2014) Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 251–264. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2014.09.014>
- AUDEMARD, F.E. y AUDEMARD, F. A. (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1–4), 1–26. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00218-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00218-9)
- BACKÉ, G. DHONT, D. y HERVOUËT, Y. (2006) Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: Clues for Plio-Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.06.005>
- BELLIZIA, G. y PIMENTEL, M. (1976) Mapa geológico-estructural de Venezuela escala: 1:500,000.
- BERMÚDEZ-CELLA, M. A. (2009) Cenozoic exhumation patterns across the Venezuelan Andes: insights from fission-track thermochronology (Université). Grenoble.
- BERMÚDEZ, M. A. HOORN, C. BERNET, M. CARRILLO, E. VAN DER BEEK, P. A. GARVER, J.I. MORA, J.L. y MEHRKIAN, K. (2017) The detrital record of late-Miocene to Pliocene surface uplift and exhumation of the Venezuelan Andes in the Maracaibo and Barinas foreland basins. *Basin Research*, 29(S1), 370–395. <https://doi.org/10.1111/bre.12154>
- BERMÚDEZ, M.A. KOHN, B. P. VAN DER BEEK, P. A. BERNET, M. O’SULLIVAN, P. B. y SHAGAM, R. (2010) Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. *Tectonics*, 29(5). <https://doi.org/10.1029/2009TC002635>
- BERMÚDEZ, M.A. VAN DER BEEK, P. y BERNET, M. (2011) Asynchronous miocene-pliocene exhumation of the central venezuelan andes. *Geology*, 39(2), 139–142. <https://doi.org/10.1130/G31582.1>
- BERMÚDEZ, M.A. KOHN, B.P. BERNET, M. y VAN DER BEEK, P. (2014) Patrones de exhumación de los andes venezolanos: un aporte de la termocronología y de la modelización numérica termocinémica 3D. *Acta Científica Venezolana* 65(2):17-27.
- BERMÚDEZ, M.A. y FLORES-FERRÍN, M. (2019) Aplicaciones de la termocronología por trazas de fisión en Venezuela: Estado actual, perspectivas y visión integradora. *Boletín de Geología*, 41(3), 175-200. doi:10.18273/revbol.v41n3-2019009
- BERNET, M., y GARVER, J. I. (2005). Fission-track Analysis of Detrital Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 205–237. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.8>
- BRAUN, J. (2002) Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3), 331–343. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00638-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00638-6)
- BRAUN, J. (2005) Quantitative Constraints on the Rate

- of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58, 351–374. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.13>
- CABALLERO, V. MORA, A. QUINTERO, I. BLANCO, V. PARRA, M. ROJAS, L.E. LÓPEZ, C. SÁNCHEZ, N. HORTON, B.K. DUDDY, I. y STOCKLI, D. (2013) "Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: the Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia." *Tectonics*, 32(1): 315–342.
- CARDOZO, N. (2019) Programs: Flex2D. Retrieved from <http://www.ux.uis.no/~nestor/work/programs.html>
- CASE, J. SHAGAM, R. y GIEGEGACK, R. (1990) Case, J. E., Shagam, R., and Giegegack, R. F., 1990, Geology of the northern Andes; an overview,. In G. Dengo & J. Case (Eds.), *The Caribbean Region: The Geology of North America*, H (pp. 177–200). Boulder, CO: Geological Society of America.
- CASTELLUCCIO, A. ANDREUCCI, B. ZATTIN, M. KETCHAM, R. A. JANKOWSKI, L. MAZZOLI, S. y SZANIAWSKI, R. (2015) Coupling sequential restoration of balanced cross sections and low-temperature thermochronometry: The case study of the Western Carpathians. *Lithosphere*, 7(4), 367–378. <https://doi.org/10.1130/L436.1>
- CHACÍN, L. JÁCOME, M. I. y IZARRA, C. (2005) Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas–Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, 405(1–4), 155–167. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.06.004>
- COLLETTA, B. ROURE, F. DE TONI, B. LOUREIRO, D. PASSALACQUA, H. y GOU, Y. (1997) Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16(5), 777–794. <https://doi.org/10.1029/97TC01659>
- DE TONI, B. y KELLOGG, J. (1993) Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics*, 12(6), 1393–1409. <https://doi.org/10.1029/93TC01893>
- DERATMIROFF, G. (1971) Late Cenozoic imbricate thrusting in Venezuelan Andes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55(8), 1336–1344.
- DOBSON, M. H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259–274. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/BF00373790>
- EHLERS, T. A. CHAUDHRI, T. KUMAR, S. FULLER, C. W. WILLETT, S. D. KETCHAM, R. A. BRANDON, M.T. BELTON, D.X. KOHN, B.P. GLEADOW, A.J.W. DUNBAI, T.J. y FU, F. Q. (2005) Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 589–622. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.22>
- ERDŐS, Z. VAN DER BEEK, P. y HUISMANS, R. S. (2014) Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. *Tectonics*, 33(5), 617–634. <https://doi.org/10.1002/2013TC003481>
- ERIKSON, J. P. KELLEY, S. A. OSMOLOVSKY, P. y VEROSUB, K.L. (2012) Linked basin sedimentation and orogenic uplift: The Neogene Barinas basin sediments derived from the Venezuelan Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 138–156. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2012.04.002>
- ESCALONA, A. y MANN, P. (2006) An overview of the petroleum system of Maracaibo Basin. *AAPG Bulletin*, 90(4), 657–678. <https://doi.org/10.1306/10140505038>
- GALLAGHER, K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3–4), 421–435. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00197-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00197-K)
- GALLAGHER, K. (2012) Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2). <https://doi.org/10.1029/2011JB008825>
- GRAUCH, R. (1972) Preliminary Report of a Late(?) Paleozoic Metamorphic Event in the Venezuelan Andes. *Memoir of the Geological Society of America*, 132, 465–473. <https://doi.org/10.1130/MEM132-p465>
- GREEN, P. F. DUDDY, I. R. LASLETT, G. M. HEGARTY, K. A. GLEADOW, A. J. W. y LOVERING, J. F. (1989) Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 79(2), 155–182. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(89\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0168-9622(89)90018-3)
- GUERRERO, O. JIMÉNEZ, D. LAYA, J. MONSALVE, M. y ALVARADO, M. (2009) Sedimentation of Miocene Upper-Pliocene in the north flank of the central Venezuelan Andes. *Revista Ciencia e Ingeniería*, 30(1), 47–56.
- GUZMÁN, J. I. y FISHER, W. L. (2006) Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90(4), 625–655. <https://doi.org/10.1306/10110505035>
- HACKLEY, P. C. URBANI, F. KARLSEN, A. W. y

- GARRITY, C. P. (2005) Geologic shaded relief map of Venezuela (Version 1.). Open-File Report. <https://doi.org/10.3133/ofr20051038>
- HERVOUET, Y. CASTRILLO-DELGADO, J. T. y ODREMAN, O. (2001) Interaction entre un chevauchement imbrique et une zone transcurrente; le flanc nord-ouest de Andes venezueliennes. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 172(2), 159–175. <https://doi.org/10.2113/172.2.159>
- HETÉNYI, M. (1971) Beams on elastic foundation: theory with applications in the fields of civil and mechanical engineering. University of Michigan.
- HOSPERS, J. y VAN WIJNEN, J. C. (1958) Rock densities of the Central Venezuelan Andes. *GSA Bulletin*, 69(3), 359–362. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[359:RDOTCV\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[359:RDOTCV]2.0.CO;2)
- ISSLER, D. y WILLETT, S. (1998) Inverse modelling of apatite fission track data. <https://doi.org/10.4095/209397>
- JÁCOME, M. y CHACÍN, L. (2008) Subsidence history of the Barinas Apure Basin: Western Venezuela. Back to Exploration. In CSPG CSEG CWLS Convention (pp. 682–686). Calgary.
- JAMES, K. H. (2000) The Venezuelan hydrocarbon habitat, part 1: Tectonics, structure, palaeogeography and source rocks. *Journal of Petroleum Geology*, 23(1), 5–53. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2000.tb00483.x>
- JORDAN, T.E. (1981) Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *AAPG Bulletin*, 65(12), 2506–2520.
- JORDAN, T.E. (1995). Retroarc foreland and related basins. *Tectonics of Sedimentary Basins*, 331–391.
- KELLOGG, J. N. y BONINI, W. E. (1982) Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics*, 1(3), 251–276. <https://doi.org/10.1029/TC001i003p00251z>
- KELLOGG, J.N. y BONINI, W.E. (1985) Reply to “Comments on Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate”. *Tectonics*, 4. <https://doi.org/10.1029/TC004i007p00785>
- KETCHAM, R. A. CARTER, A. DONELICK, R. A. BARBARAND, J. y HURFORD, A. J. (2007) Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92, 799–810. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- KETCHAM, R. A. DONELICK, R. A. y CARLSON, W. D. (1999) Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9), 1235–1255. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0903>
- KETCHAM, R. A. MORA, A. y PARRA, M. (2018) Deciphering exhumation and burial history with multi-sample down-well thermochronometric inverse modelling. *Basin Research*, 30(S1), 48–64. <https://doi.org/10.1111/bre.12207>
- KETCHAM, R. DONELICK, R. A. y DONELICK, M. B. (2000) AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *American Mineralogist*, 88, 929.
- KOHN, B. P. SHAGAM, R. BANKS, P. O. y BURKLEY, L. A. (1984) Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In W. E. Bonini, R. B. Hargraves, & R. Shagam (Eds.), *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (Vol. 162, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p365>
- KOVISARS, L. (1971) Geology of a Portion of the North-Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 82. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[3111:GOAPOT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[3111:GOAPOT]2.0.CO;2)
- LOCK, J. y WILLETT, S. (2008) Low-temperature thermochronometric ages in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 456(3–4), 147–162. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2008.03.007>
- LORENZO-GARCÍA, E. (2014) Geoquímica orgánica del petróleo en la región sureste de la cuenca del lago de Maracaibo (Venezuela). *Huelva*.
- LUGO, J. y MANN, P. (1995) Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. (A. J. Tankard, R. S. Soruco, & H. J. Welsink, Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M62593C38>
- MCQUARRIE, N. y EHLERS, T. A. (2015) Influence of thrust belt geometry and shortening rate on thermochronometer cooling ages: Insights from thermokinematic and erosion modeling of the Bhutan Himalaya. *Tectonics*, 34(6), 1055–1079. <https://doi.org/10.1002/2014TC003783>
- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS. (1970) *Léxico Estratigráfico de Venezuela*, Boletín de Geología, Publicaciones Especiales, 4, 464p.
- MONTES, C. GUZMAN, G. BAYONA, G. CARDONA, A. VALENCIA, V. y JARAMILLO, C. (2010) Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 832–848. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2009.07.010>
- MONTES, C. HATCHER, R. D. y RESTREPO-PACE,

- P.A. (2005) Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras–Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399(1–4), 221–250. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2004.12.024>
- MORA, A. CASALLAS, W. KETCHAM, R. A. GOMEZ, D. PARRA, M. NAMSON, J. STOCKLI, D. ALMENDRAL, A. ROBLES, W. y GHORBAL, B. (2015) Kinematic restoration of contractional basement structures using thermokinematic models: A key tool for petroleum system modeling. *Kinematic Restoration of Contractional Basement Structures Using Thermokinematic Models*. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1575–1598. <https://doi.org/10.1306/04281411108>
- PARNAUD, F. GOU, Y. PASCUAL, J.C. CAPELLO, M. A. TRUSKOWSKI, Y. PASSALACQUA, H. y ROURE, F. (1995) Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela. En : Tankard, A.; Suárez, R. y Welsink, H.J.: *Petroleum Basins of South America*. *AAPG Mem.* 62: 681–698.
- PEDERSEN, V. K. NIELSEN, S. B. y GALLAGHER, K. (2012) The post-orogenic evolution of the Northeast Greenland Caledonides constrained from apatite fission track analysis and inverse geodynamic modelling. *Tectonophysics*, 530–531, 318–330. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2012.01.018>
- PINDELL, J. L. y KENNAN, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1 LP – 55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- ROURE, F. COLLETTA, B. DE TONI, B. LOUREIRO, D. PASSALACQUA, H. y GOU, Y. (1997) Within-plate deformations in the Maracaibo and East Zulia basins, western Venezuela. *Marine and Petroleum Geology*, 14(2), 139–163. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(96\)00063-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(96)00063-3)
- SHAGAM, R. (1972) Evolución tectónica de los Andes venezolanos. In 4to Congreso Geológico Venezolano (pp. 1201–1261).
- SHAGAM, R. (1975) The Northern Termination of the Andes, 3, 325–420. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6\\_9](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8535-6_9)
- SHAGAM, R. KOHN, B. P. BANKS, P. DASCH, L. VARGAS, R. RODRÍGUEZ, G. y PIMENTEL, N. (1984) Tectonic implications of Cretaceous–Pliocene fission track ages from rocks of the circum-Maracaibo Basin region of western Venezuela and eastern Colombia. *Memoirs of the Geological Society of America*, 162, 385–412.
- TURCOTTE, D. L. y SCHUBERT, G. (1982) *Geodynamics, Application of Continuum Physics to Geological Problems (Second)*. New York: Cambridge University Press.
- VALLA, P. G. HERMAN, F. VAN DER BEEK, P. A. y BRAUN, J. (2010) Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — I: Theory and conceptual model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(3–4), 511–522. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.04.033>
- VAN DER BEEK, P. A. VALLA, P. G. HERMAN, F. BRAUN, J. PERSANO, C., DOBSON, K. J. y LABRIN, E. (2010) Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(1–2), 9–22. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2010.04.032>
- VAN DER LELIJ, R. SPIKINGS, R. y MORA, A. (2016) Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.006>
- VILLAMIZAR, N. (2017) Historia de exhumación del bloque este de la falla de Bucaramanga usando termocronología de baja temperatura, Santander, Colombia: Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá; Tesis de Maestría, 1–111 p.
- ZAMBRANO, E. VÁSQUEX, E. DUVAL, B. LATREILLER, M. y COFFINIERES, B. (1972) *Paleogeographic and petroleum synthesis of western Venezuela (Edition Te)*. Paris.

