

TRABAJO DE ASCENSO

MEMORIA INTEGRATIVA:

“Aplicaciones de la termocronología de baja temperatura, modelado termocinemático y geomorfología cuantitativa en el establecimiento de la evolución geodinámica de un sector del norte de Suramérica”

Trabajo de Ascenso Presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela para optar a la Categoría de Profesor Titular en el escalafón Universitario, por el Asociado: Bermúdez Cella, Mauricio Alberto.

Caracas, Diciembre de 2015

TRABAJO DE ASCENSO

MEMORIA INTEGRATIVA:

“Aplicaciones de la termocronología de baja temperatura, modelado termocinemático y geomorfología cuantitativa en el establecimiento de la evolución geodinámica de un sector del norte de Suramérica”

Trabajo de Ascenso Presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela para optar a la Categoría de Profesor Titular en el escalafón Universitario, por el Asociado: Bermúdez Cella, Mauricio Alberto.

Caracas, Diciembre de 2015

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Facultad, de la Facultad de Ingeniería y el Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela para evaluar el Trabajo de Ascenso al Escalafón de Titular presentado por el Asociado: Mauricio A. Bermúdez C., titulado:

“Aplicaciones de la termocronología de baja temperatura, modelado termocinemático y geomorfología cuantitativa en el establecimiento de la evolución geodinámica de un sector del norte de Suramérica”

Nos reunimos el día a las después de haber presentado el trabajo declaramos que es SUFICIENTE para ascender a la Categoría de Profesor Titular.

Prof.
Jurado

Prof.
Jurado

Prof.

*A las personas que amo y le dan sentido a mi existencia **Isabel Cristina, Joaquín David** y mis Padres **María Rosa e Ildemaro***

AGRADECIMIENTOS

A Dios por todo lo maravilloso que me ha dado en la vida..., en particular por haber puesto en mi camino a las siguientes personas:

A mi *Esposa Isabel Cristina*, por todo su amor, por llenarme la vida de felicidad, por su dulzura, por su paciencia y su apoyo..., y a mi hijo *Joaquín David* por hacerme inmensamente orgulloso de ser papá, y por tu sonrisa que me ilumina la vida...

A mis *padres* y a mis *hermanos*, por el amor brindado, las enseñanzas y todo lo que hemos vivido juntos... A mis *suegros*, y *cuñados*, por todo el cariño que me han dado.

A la *Universidad Central de Venezuela*, específicamente: *Vicerrectorado Académico, Facultad de Ingeniería, Facultad de Ciencias* y colegas de la *Escuela de Geología, Minas y Geofísica* y *Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico (CDCH)* de la UCV por toda la ayuda prestada durante todos estos años de trabajo. A *Jorge Mora, Griselda Zorrilla, Ricardo Alezones, Sebastián Grande, Lenín González, Katherine Silva, María Esculpi, Manuel Martínez, Michael Schmitz*.

A mis colegas: *Matthias Bernet, Peter van der Beek, Jean Braun, Carina Hoorn, Barry Kohn, Suzanne Baldwin, Paul Fitzgerald, Greg Hoke, Robert Moucha, Xavier Robert, Christoph Glotzbach, Suzette Flantua, John Garver, y Alexandre Antonelli*.

A los colegas: *Xavier Bustos, Charles Viana, Surisaday Arcia, Marlene Flores, Rosa Jiménez, Hely Socorro, Freddy Cisneros, Steffany Carmona, Zulyn González, Miguel Alborno, Arnaldo Lezama, Miguel Uzcatogui, Marco Figueira, Luis Carlos Romero, Nerelys López, Juan Daniel Gómez, Efraín Daubront, Ronmel Bona, Armando Agostini, Raquel Anaya, Juan Flores, Arelis Méndez, Freddy Sojo, Carmen Yegres, José Rey y Yolimar Coronado* por toda la ayuda prestada para la puesta en marcha del laboratorio en diversos períodos, los trabajos de campo y la ejecución de proyectos.

Al Profesor *Pedro Alson* por la amistad, sugerencias, ideas, y por el apoyo.....

A todas aquellas personas con las que he compartido todos estos años..., a las compañeras de trabajo de la Facultad de Ingeniería: *Carolina, Moraima, Grekchen, Graciela, Morella*, gracias por su amistad y por el estímulo...

Bermúdez C., Mauricio A.

“Aplicaciones de la termocronología de baja temperatura, modelado termocinemático y geomorfología cuantitativa en el establecimiento de la evolución geodinámica de un sector del norte de Suramérica”

Trabajo de ascenso en el escalafón universitario a la categoría de Profesor Titular. Caracas, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica (Geología), 2015, 115 páginas + 12 separatas de artículos.

Frases Claves: termocronología, trazas de fisión, método (U-Th)/He, exhumación, modelado termocinemático, clima, tectónica, erosión, evolución geodinámica

RESUMEN

La presente investigación comprende una compilación de doce (12) artículos publicados en revistas nacionales e internacionales, la mayoría de ellos realizados como primer autor, con el propósito de estudiar la evolución geodinámica de una parte del norte de Suramérica y la relación existente entre tectónica-clima-relieve-y exhumación de montañas. Esta compilación aborda tres temas interrelacionados: El primero, se concentra en una revisión detallada de los diferentes estudios termocronológicos existentes (trazas de fisión en apatitos in-situ y detríticos y por la técnica (U-Th)/He en apatitos y circones) realizados a lo largo de Los Andes de Venezuela y la interpretación de tales edades en el contexto de la geodinámica del Caribe. Con el propósito de extrapolar esa información y poder discriminar posibles controles climáticos o tectónicos sobre Los Andes de Venezuela, se presenta una integración detallada de diferentes bases de datos: precipitación (1990-2010), sismicidad (1911-2011), tasas de erosión a largo plazo derivadas a partir de las edades termocronológicas, y tasas de erosión a corto plazo. Un estudio termocronológico comparativo es realizado en los sedimentos sinorogénicos (Formación Betijoque en el flanco norandino y formaciones Pagüey, Parángula y Río Yuca en el flanco surandino), depositados a ambos lados del orógeno andino con el propósito de estudiar la información que tales sedimentos almacenan, estudiar cambios en patrones de depositación de tales sedimentos y discriminar si el grado de soterramiento fue suficiente para resetear la información que ellos contienen.

El segundo tópico, de esta trabajo, se centra en dos estudios independientes: 1) el estudio de la interacción clima-relieve-tectónica-biodiversidad en la cuenca del río Amazonas la cual drena gran parte de Los Andes del Norte de Suramérica constituido por Andes de Colombia y Ecuador, parte del cratón de Guayana y Andes Centrales de Suramérica, con esta finalidad fue necesario incluir una gran cantidad de datos palinológicos, biológicos moleculares, y termocronológicos y 2) el análisis de superficies de erosión existentes a lo largo del Altiplano Antioqueño en la Cordillera

Central de Los Andes Colombianos, como un preámbulo para realizar un estudio similar al de la Cuenca del río Amazonas a lo largo de la Cuenca del río Orinoco. Finalmente, como tercer tópico se presentan los resultado preliminares de un estudio termocronológico por trazas de fisión en circones realizado sobre el vértice noroeste del río del Orinoco, el cual drena gran parte de la Cordillera Oriental de Colombia, Andes de Venezuela, Serranía del Interior, Arco El Baúl y Cuenca de Guárico.

Este trabajo es el resultado de un esfuerzo de cinco años que contó con el apoyo de tres financiamientos: 1) CDCH-UCV PG 08-8273-2011 (2011-2013) “Determinación de la relación entre relieve, clima, tectónica y biodiversidad en orógenos circundantes a la cuenca del río Orinoco mediante métodos multiherramientas”, 2) CDCH-UCV PI-21-8659-2013/1 (2013-2015). “Relación clima-tectónica y procesos superficiales en el norte de Suramérica, mediante geomorfología, termocronología cuantitativa y geomática”, y 3) GIAME (2012-2016) “Geociencia Integral de Los Andes de Mérida”, financiamiento proporcionado a FUNVISIS.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN.....	vi
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABLAS	13
INTRODUCCIÓN	14
1 BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS USADOS	17
1.0 Introducción	17
1.1 Termocronología.....	17
1.1.1 <i>Termocronología por trazas de fisión en apatitos</i>	19
1.1.1.1 Conteo de huellas de fisión espontáneas (N_s) e inducidas (N_i).....	21
1.1.1.2 Determinación de edades individuales de los granos.....	24
1.1.1.3 Determinación de edades para eventos tectotérmicos rápidos.....	25
Ajuste de Isócronas	27
Promedio de los cocientes o “Mean Ratio”	27
“Pooled Mean”	28
1.1.1.4 Determinación de terrenos fuentes de edades de apatitos detríticos...	28
1.1.1.5 Importancia del análisis de longitudes de trazas de fisión	31
Parámetros que causan el borrado de huellas.....	32
Temperatura de retención efectiva o de cierre	34
1.1.1.6 Medida de la longitud de las huellas de fisión aniquiladas.....	36
1.1.1.7 Minerales que pueden fecharse por el método de huellas de fisión....	39
1.1.1.8 Historia térmica de un determinado ambiente geológico.....	41
1.1.2 <i>Termocronología por (U-Th)/He</i>	45
1.2.1.1 Producción del He y crecimiento interno.....	46
1.2.1.2 Reculamiento, eyección Alfa o Alpha-recoil".	46
1.1.2.3 Sensibilidad.....	47
1.2 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión a largo plazo	48
1.3 Cálculo de índices de erosión actual	50
1.4 Erosión y geometría fractal	52
1.5 Modelado termocinémico 3D (PeCube).....	54
1.5.1 <i>Definición de una falla en PeCube</i>	57
1.5.2 <i>Selección de los mejores modelos directos</i>	58
1.6 Algoritmo de Entorno Vecino (Neighborhood Algorithm)	59
2 INTEGRACIÓN DE ARTÍCULOS SOBRE EXHUMACIÓN DE LOS ANDES DE VENEZUELA.....	61
2.0 Introducción	61
2.1 Integración de publicaciones (1, 4, 5, 7, 8, 9, y 12).....	61
3 INTEGRACIÓN DE ARTÍCULOS A LO LARGO DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA Y CUENCA DEL RÍO AMAZONAS, NORTE DE SURAMÉRICA	64
3.0 Introducción	64
3.1 Importancia del estudio de paleosuperficies (Artículos 2 y 6).....	64
3.2 Relación clima-relieve-tectónica-biodiversidad a lo largo de la cuenca del río Amazonas.....	73

3.3 Resultados preliminares en un sector de la cuenca del río Orinoco.....	76
3.4 Resultados preliminares sobre la termocronología detrítica	80
4 PERSPECTIVA A FUTURO: INTEGRACIÓN DE LA TERMOCRONOLOGÍA CON MODELOS GEODINÁMICOS Y DE EVOLUCIÓN DEL PAISAJE A TRAVÉS DE LOS ANDES DEL NORTE DE SURAMÉRICA	92
4.0 Introducción	92
4.1 Motivación	92
4.2 Andes de Venezuela: desviación de los ríos Chama, Escalante, Santo Domingo y Agua Viva-Chejende.....	94
4.3 Cambios en la convección mantelar y la topografía dinámica durante el tiempo geológico	95
4.4 Interacción entre procesos mantelares, tectónicos, clima y procesos superficiales.....	97
4.5 Importancia de antiguos remanentes topográficos	98
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	100
REFERENCIAS	103

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Métodos geocronológicos y termocronológicos existentes (Modificado a partir de una compilación proporcionada por Fitzgerald & Baldwin). 18
- Figura 2. (A) Estructura interna de la Tierra. (B) Algunos eventos geológicos y la forma de las isotermas según el caso. (C) Isotermas para el modelo estático con las zonas de desvanecimiento parcial para el apatito y circón (Elaboración propia). 19
- Figura 3. Procesamiento de una muestra para su fechado mediante trazas de fisión bajo la técnica del detector externo, la superficie de un mineral accesorio (apatito o circón) es pulida y sumergida en ácidos bajo condiciones apropiadas con el propósito de revelar las trazas de fisión espontáneas (en superficie). Se coloca una mica sobre la superficie pulida y es enviada al reactor nuclear con el fin de generar la fisión nuclear de los átomos de uranio aún presentes en el interior del mineral. Cuando la muestra regresa al laboratorio, mica es revelada con la finalidad de exponer las trazas de fisión inducidas. Posteriormente se realiza un conteo de trazas de fisión espontánea e inducida en el montaje de minerales y en la mica, respectivamente usando un microscopio automatizado, posteriormente se determina la edad de los minerales (Gallagher et al., 1998). 20
- Figura 4. Equipo utilizado para conteos de huellas y medidas de tamaño de huellas: (1) joystick tri-axial para el control manual de la platina motorizada; (2) unidad controladora de la platina motorizada, (3a) motor para el movimiento en dirección X y Y; (3b) motor para el movimiento en la dirección Z (foco); (4) microscopio; (5) enlace del tubo dibujador; (6) tableta digitalizadora de alta resolución; (7) cursor con centro LED; (8) y (9) computadora personal y monitor conectado a la tableta y el controlador de la platina (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992). 22
- Figura 5. Microscopio con platina motorizada para el conteo de huellas de fisión, versión del Dr. Trevor Dumitru..... 23
- Figura 6. Mallas 10×10 de conteo usadas para estimar ρ_s y ρ_i según la TDE: (A) en un grano de apatito, (B) en la mica colocada en contacto cerrado sobre el mismo grano (Tomada de Bermúdez et al., 2005). 23
- Figura 7. Representación esquemática de la historia de vida de un grano de apatito o circón (símbolo sólido) en el flanco norandino de la Cordillera Andina. 30
- Figura 8. Comparación de temperaturas y profundidades para la generación de hidrocarburos, madurez y aniquilamiento de huellas de fisión en apatitos (Tomada y modificada de Wagner y van den Haute, 1992)..... 31
- Figura 9. Control que tiene la composición sobre la temperatura de aniquilamiento (Tomada de Hernández, 2003). 34
- Figura 10. Diagrama de Arrhenius con líneas paralelas de igual grado de reducción de traza durante el aniquilamiento en una Apatito monocomposicional, Durango, México (Tomada de Hernández, 2003). 36
- Figura 11. Esquema mostrando la geometría de huella parcial y huellas proyectadas. L_p = Longitud de huella proyectada; L_s = Longitud de semi-huella (Tomado de Naeser, 1989). 37

Figura 12. Diferentes tipos de huellas reveladas (Tomado de Naeser, 1989).....	38
Figura 13. Período de tiempo aplicable al reloj de huellas de fisión y su relación con el contenido de uranio de la muestra (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).....	40
Figura 14. Influencia de la historia térmica sobre la acumulación de las huellas de fisión espontáneas (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).	44
Figura 15. Modelado de la distribución de longitud de huellas según su historia térmica (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).....	45
Figura 16. Relación entre edad y tasas de exhumación a largo plazo derivado del código age2edot para Los Andes de Venezuela, los parámetros termales fueron derivados de las predicciones del modelado termocinémico (PeCube; Artículo 9).....	50
Figura 17. . Pecube resuelve la ecuación del calor en 3-D (Braun, 2003), fue empleado para predecir las edades del AFT, ZFT, AHe para diferentes escenarios de exhumación. Los parámetros texturales y flexurales restringen la respuesta termal del área modelada a cambios de exhumación y relieve. La historia termal de puntos en la superficie se usa para predecir las edades de AFT, ZFT y AHe tomando en cuenta la temperatura de control sobre el desvanecimiento de las huellas “annealing track” y la difusividad del He (Artículo 2; Bustos & Bermúdez, 2015).	56
Figura 18. (A) El sistema de coordenadas local (r, s) usado en PeCube. (B) el campo velocidad impuesto en la vecindad de una falla angular (Braun et al., 2012).....	57
Figura 19. Relieve concéntrico en las rocas del basamento del cratón de Guayana (Tomado de Choubert, 1957).	66
Figura 20. Hipótesis de la evolución geomorfológica del paisaje tepuyano (Tomado de Galán et al., 2004; Schubert, 1984; Calderón, 2015).....	67
Figura 21. Hipótesis geomorfológica del relieve en el macizo Parú-Euaja y alrededores. 1. Paisaje desarrollado sobre rocas graníticas y volcánicas. 2. Recubrimiento sedimentario. 3. Deformación de las rocas sedimentarias a causa de las intrusiones graníticas. 4. Erosión e inversión topográfica., con posterior peneplanización (Tomado de Santiago, 2006).	67
Figura 22. Modelo de Superficies de Erosión (Tomado y modificado de Ollier y Pain, 2000).....	70
Figura 23. Superficies de aplanamiento a lo largo del sector sur de Caracas (Modificada de http://www.pdv.com/lexico/excursio/exc-77a.htm).....	71
Figura 24. A) Edades de exhumación a lo largo de los andes nortes y centrales de Suramérica basado en datos de trazas de fisión en apatitos. B) Histograma y función de densidad de probabilidad (PDF) para toda la base de datos de Los Andes (Figura S1 en el artículo 11; Hoorn et al., 2010).	74
Figura 25. Comparaciones entre relaciones edad-elevación e histogramas y PDF's para: A) Andes de Venezuela; B) Cordillera Oriental de Colombia; C) Andes Ecuatorianos; D) Andes Peruanos y E) Andes Bolivianos (Figura S4 en artículo 11; Hoorn et al., 2010).....	75

- Figura 26. Muestras de sedimentos detríticos fechadas en este trabajo y cuencas hidrográficas asociadas con la finalidad de estudiar la relación entre clima-relieve y tectónica en el vértice noroeste del río Orinoco. 78
- Figura 27. A) Correlaciones existentes entre Precipitación vs Relieve. B) Comparación entre curvas hipsométricas (Modificado de Bustos, 2015). 79
- Figura 28. Integral hipsométrica para los tres sectores estudiados. (Der.) Dimensión fractal general vs logaritmo del área de la cuenca (Tomado de Bustos, 2015). 80
- Figura 29. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en la parte central de Los Andes de Venezuela. 83
- Figura 30. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el flanco norandino. Venezuela. 84
- Figura 31. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el flanco surandino. 85
- Figura 32. Edades por trazas de fisión en apatitos in-situ existentes en la zona. Los cuadrados en rojo representan las muestras detríticas recolectadas y fechadas en este trabajo (Pérez de Armas, 2005; Tomado de Flores, 2013). 87
- Figura 33. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en la cuenca de Guárico, Cordillera de la Costa y cuenca de los llanos de Venezuela. 88
- Figura 34. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el vértice noroeste del río Orinoco. 89
- Figura 35. Comparación entre las cuencas que drenan el flanco norandino, parte central y flanco surandino de la Cordillera Andina. 91
- Figura 36. (A) Efecto de barrera orográfica que se produce al exhumarse una cadena montañosa y disposición de las isotermas. (B) Advección de isotermas producida por la sedimentación y la exhumación. (C) Relación entre clima-relieve-tectónica-procesos mantelares y superficiales en un margen tectónico convergente (D) Relación entre clima-relieve-tectónica-procesos mantelares y superficiales en un margen tectónico divergente (Tomada y modificada de Pinter y Brandon, 1997; Modificado de Beaumont et al., 2000 y Bishop, 2007). 93
- Figura 37. Mapas paleogeográficos con la transición desde áreas “cratónicas” (A y B) a paisajes dominados por el levantamiento andino (C a F). (A) La cuenca del Amazonas vez se extendió sobre una gran parte del continente suramericano. La ruptura de la placa del Pacífico cambió los rasgos geográficos y dominó el levantamiento de Los Andes. (B) Los Andes continúan levantándose con la principal red de drenajes hacia el noroeste. (C) Edificación de montañas en los Andes Centrales y del Norte (~12 Ma) y progradación de tierra húmeda (wetland) hacia el oriente de la cuenca del Amazonas (D) Levantamiento de Los Andes del Norte restringido a la zona “pan-Amazonia” facilitando la especiación alopatrica y extirpación. (E) Las megazonas húmedas desaparecen y se extienden

los bosques; cierre del Istmo de Panamá (F) Estado actual. Note que Suramérica migra hacia el norte durante el Paleógeno (Tomado del artículo 10; Hoorn et al., 2010).....	94
Figura 38. (A) Relieve, picos y cuencas con datos termocronológicos existentes. (b) Patrones de precipitación a lo largo de Los Andes (Artículo 7; Bermúdez et al., 2013).....	95
Figura 39. Cambios en los patrones de la topografía dinámica a través del tiempo geológico en Suramérica y el Caribe (Imagen cortesía del Dr. Robert Moucha, Syracuse University).	97

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Información sobre algunos minerales que pueden ser fechados por el Método de Huellas de Fisión (Tomado y modificado de Wagner, 1992).	41
Tabla 2. Superficies de Erosión del Escudo de Guayana (Tomado de Schubert, 1986).....	68
Tabla 3. Resultados de edades por trazas de fisión en circones detríticos en cuencas que drenan los Andes Venezolanos.....	81
Tabla 4. Resultados de edades por trazas de fisión en circones detríticos en cuencas que drenan la Cordillera de la Costa, cuenca de los Llanos, cuenca de Guárico y parte del cratón de Guayana.	82

INTRODUCCIÓN

La presente investigación comprende una compilación de doce (12) artículos publicados en revistas nacionales e internacionales realizados durante los últimos cinco años (2010 al 2015), de éstos, en ocho (08) de ellos soy el primer autor, y los cuatro (04) restantes son el resultado de la colaboración con diversos colegas, en esas publicaciones he realizado como coautor contribuciones significativas en el área de termocronología, interpretación de datos termocronológicos y modelado numérico de los mismos.

Los artículos que conforman esta memoria son los siguientes:

1. **Bermúdez, M.A.**, Hoorn, C., Bernet, M., Carrillo, E., van der Beek, P.A., Garver, J.I., Mora, J.L., Mehrkian, K. (2015a). 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*, 1–26, doi: 10.1111/bre.12154
2. Bustos, X., **Bermúdez, M.A.**, (2015). Caracterización de las superficies de erosión en Los Andes del Norte a través de métodos numéricos termocinemáticos y geomáticos. *Cuadernos Cenamb*, Universidad Central de Venezuela, 1-58, ISBN: 978-980-12-8100-9.
3. **Bermúdez, M.A.**, Glotzbach, C., and Alson, P., (2015b). A new Poissonian algorithm for the determination of fission-track ages: *Computers & Geosciences*, v. 76, p. 141-150.
4. **Bermúdez, M.A.**, Kohn, B., van der Beek, P., Bernet, M. (2014a). Patrones de exhumación de los Andes venezolanos: Un aporte de la termocronología y de la modelación numérica termocinemática 3D. *Acta Científica* 65(2).
5. **Bermúdez, M.A.**, van der Beek, P.A., Bernet, M., Kohn, B.P., Hoorn, C., Carrillo, E. (2014b). Revisión de estudios termocronológicos por trazas de fisión en apatitos a lo largo de Los Andes de Venezuela y su relación con el contexto geodinámico Caribe. Libro: El límite noreste de la placa sudamericana-estructuras litosféricas de la superficie al manto. Editores: Michael Schmitz, Franck Audemard, Franco Urbani. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Capítulo XIV, 305-321.
6. Bustos, X., **Bermúdez, M.A.**, Toro, G.E., Bernet, M., Rojas, O., y Marín, M.I. (2013). Comparación de superficies de erosión en el altiplano Antioqueño mediante geomorfología cuantitativa. *Revista Terra*, Nueva Etapa, 46, 43-67.

7. **Bermúdez, M.A.**, van der Beek, P.A., and Bernet, M., (2013). Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes: *Lithosphere*, v. 5, p. 3-16.
8. **Bermúdez, M.A.**, van der Beek, P., Bernet, M. (2011a). Exhumación Diacrónica durante el Mioceno-Plioceno de Los Andes de Mérida. *Revista Tribuna del Investigador, Universidad Central de Venezuela*, Volumen 12, No. 2, p. 20 - 23.
9. **Bermúdez, M.A.**, van der Beek, P., Bernet, M. (2011b). Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology*, v. 39, p. 139-142, doi:10.1130/G31582.1
10. Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., **Bermúdez, M.A.**, Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., and Antonelli, A. (2011). *Origins of biodiversity-response*. *Science*, 331(6016):399-400 [DOI:10.1126/science.331.6016.399]
11. Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., **Bermúdez, M.A.**, Mora A., J. Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., and Antonelli, A (2010). *Amazonia through time: the far-reaching effect of Andean uplift on landscape evolution and biota*. *Science*, Vol. 330, No. 6006 pp. 927-931, DOI: 10.1126/science.1194585
12. **Bermúdez, M.A.**, Kohn, B.P, van der Beek, P.A., Bernet, M., O'Sullivan, P.B, and Shagam, R. (2010) *Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics* *TECTONICS*, VOL. 29, TC5009, doi:10.1029/2009TC002635.

Los artículos anteriormente mencionados, se integran dentro de las siguientes líneas de investigación existentes en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica:

- Modelado tectónico-estructural de cuencas petrolíferas (Artículos 1, 4 y 5)
- Evolución termal de cuencas petrolíferas mediante termocronología (Artículos 1, 4 y 5)
- Modelado numérico de la evolución del paisaje a lo largo del tiempo (Artículos 2, 4, 5, 6, 7, 10 y 11)
- Discriminación de patrones de exhumación de orógenos y relación con subsidencia de cuencas (Artículos 1, 2, 4, 5, 6, 8, 9 y 12)
- Geocronología del cuaternario, desarrollo de técnicas computacionales y uso de isótopos estables (Artículo 3).
- Modelado integrado geológico-geofísico de cinturones de montañas e interacciones de placas (Artículos 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12).

Todos éstos artículos pueden ser resumidos en dos tópicos que guardan estrecha correspondencia, el primero, la relación entre exhumación de orógenos, erosión y depositación de sedimentos en las cuencas situadas a ambos lados de Los Andes de Mérida en el contexto geodinámico de las interacción entre las placas Caribe y Suramérica. El segundo tópico, es la relación entre clima-tectónica-relieve-biodiversidad-levantamiento superficial a lo largo del sector norte de Suramérica, el cual a su vez contiene a Los Andes de Venezuela.

Para facilitar la lectura de la presente memoria, se presenta en el primer capítulo, una breve introducción de los métodos termocronológicos, técnicas empleadas y aspectos teóricos del modelado numérico termocinemático tridimensional. Posteriormente, en el segundo capítulo, se proporciona una revisión detallada de los artículos referentes a Los Andes de Venezuela (artículos 1, 3, 4, 5, 7, 8, 9 y 12). Seguidamente, en el tercer capítulo, se proporcionan las interpretaciones de las relaciones clima-relieve-tectónica-biodiversidad a lo largo de la Cuenca del Amazonas y la Cordillera Central de Colombia (artículos 2, 6, 10 y 11) junto con una integración de los resultados obtenidos hasta ahora en Los Andes de Venezuela. Finalmente, se presentan las conclusiones, y recomendaciones.

CAPÍTULO I BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS USADOS

1.0 Introducción

En este capítulo se describen brevemente los principales métodos y técnicas empleadas durante el desarrollo de los artículos que comprenden la presente investigación.

1.1 Termocronología

La termocronología es un conjunto de técnicas basadas en el decaimiento radioactivo de átomos de uranio 238, cada técnica mide la concentración de átomos padres e hijos de una forma específica utilizando espectrómetros y equipos especializados.

La Figura 1 resume los métodos geocronológicos (aquellos que dan la edad de cristalización de las rocas) y los métodos termocronológicos (métodos sensibles a la temperatura). La Figura 1 está dividida en cuatro franjas, la franja superior está constituida por dos métodos, uranio-plomo en circón y en monacita, ambos arrojan las edades de cristalización de una roca, es decir, una vez que se ha enfriado el magma, éstos métodos proporcionan la edad de ese evento. Las próximas tres franjas delimitan los métodos termocronológicos de alta, media y baja temperatura consistente en rangos entre 450-600°C, 250-450°C y 60 a 250 °C, respectivamente. Estos datos son usados hoy en día para: 1) cuantificación numérica y simulación de cinturones de montañas activos desde la cristalización de las rocas hasta los procesos superficiales que ocurren en la zona; 2) Análisis termal de cuencas petrolíferas; 3) Relación entre exhumación, tectónica y procesos de superficie y 4) Evolución geodinámica en el tiempo de cinturones de montaña activos (Himalayas, Alpes, Andes, entre otros).

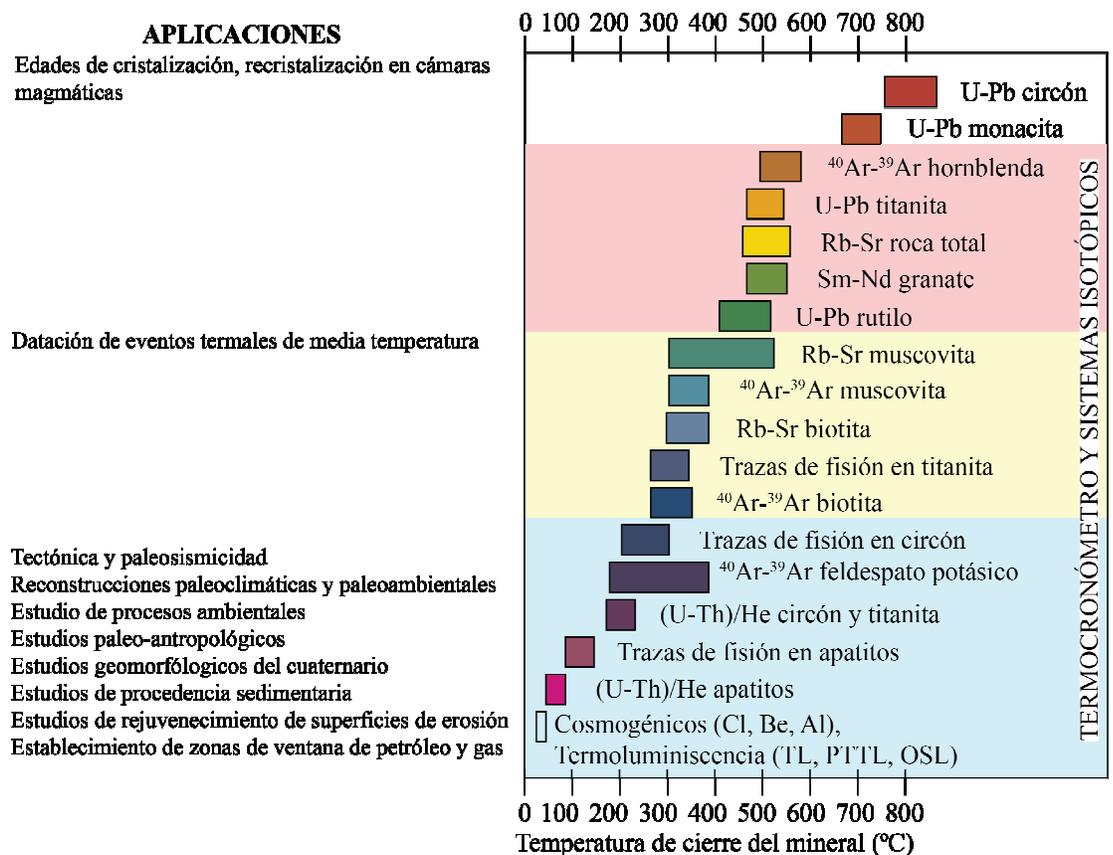


Figura 1. Métodos geocronológicos y termocronológicos existentes (Modificado a partir de una compilación proporcionada por Fitzgerald & Baldwin).

El concepto más importante para la aplicación de tales técnicas es el de temperatura de cierre (closure temperature), definida como la temperatura mínima a la cual los minerales comienzan a retener información del decaimiento radiactivo. Algunos eventos geológicos pueden producir exhumación o soterramiento de rocas, disminuyendo o incrementando la temperatura de éstas. En esos movimientos las rocas atraviesan ciertas isothermas o rangos de éstas, por debajo de las cuales la información isotópica (concentración) se preservan. En el caso particular del apatito, la temperatura de cierre es de 110 °C y en el del circón es de 150 °C.

En la figura 2, las “líneas” de color amarillo representan algunas de las isothermas relacionadas con tres distintos tipos de eventos geológicos: El primero

referente a una zona de subducción, el segundo un modelo estático (cratón) y por último en el tercer cuando el evento geológico esta asociado a las dorsales medio oceánicas. Observe las diferentes formas que toman las isothermas según el marco tectónico de la zona.

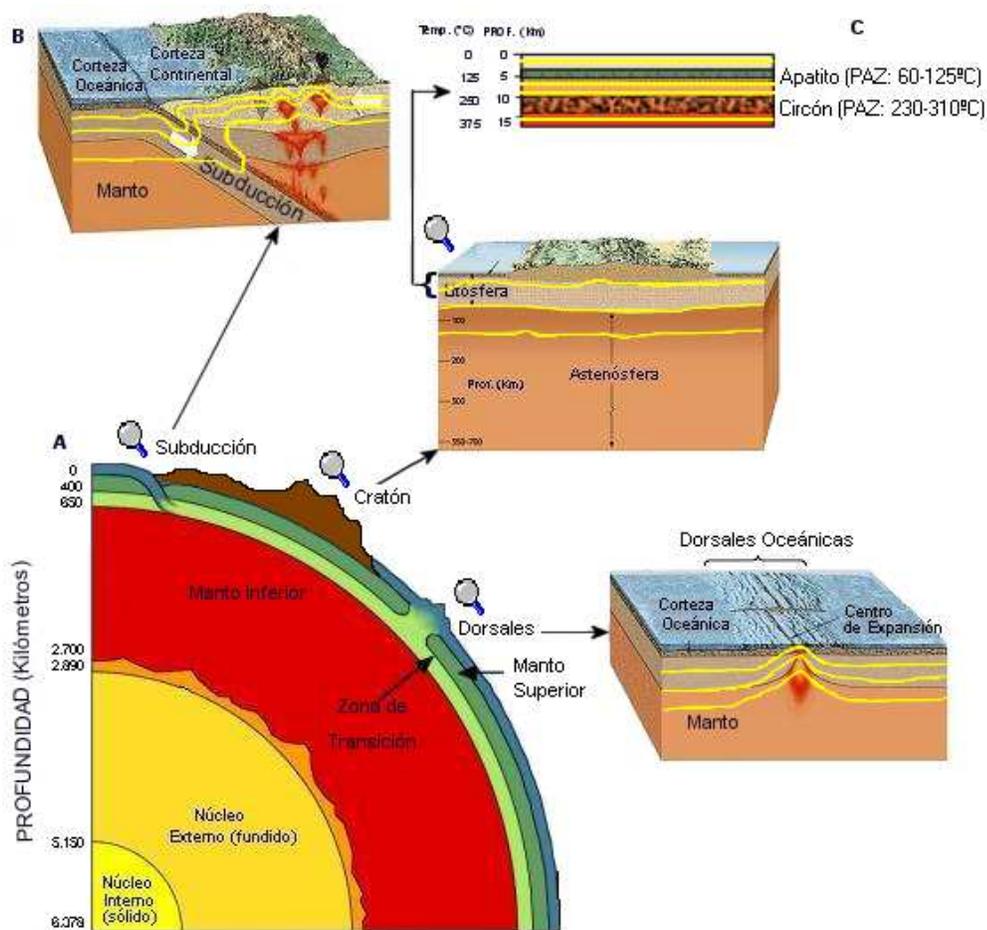


Figura 2. (A) Estructura interna de la Tierra. (B) Algunos eventos geológicos y la forma de las isothermas según el caso. (C) Isothermas para el modelo estático con las zonas de desvanecimiento parcial para el apatito y circón (Elaboración propia).

1.1.1 Termocronología por trazas de fisión en apatitos

En el Laboratorio de Termocronología por trazas de fisión de la Universidad Central de Venezuela lugar donde se realizaron casi todos los análisis del presente trabajo se dispone de casi todos los equipos necesarios para aplicar esta técnica, excepto la

irradiación en reactores nucleares, por lo que se espera contemplar este servicio. Básicamente la metodología que se usará está descrita gráficamente en la Figura 3.

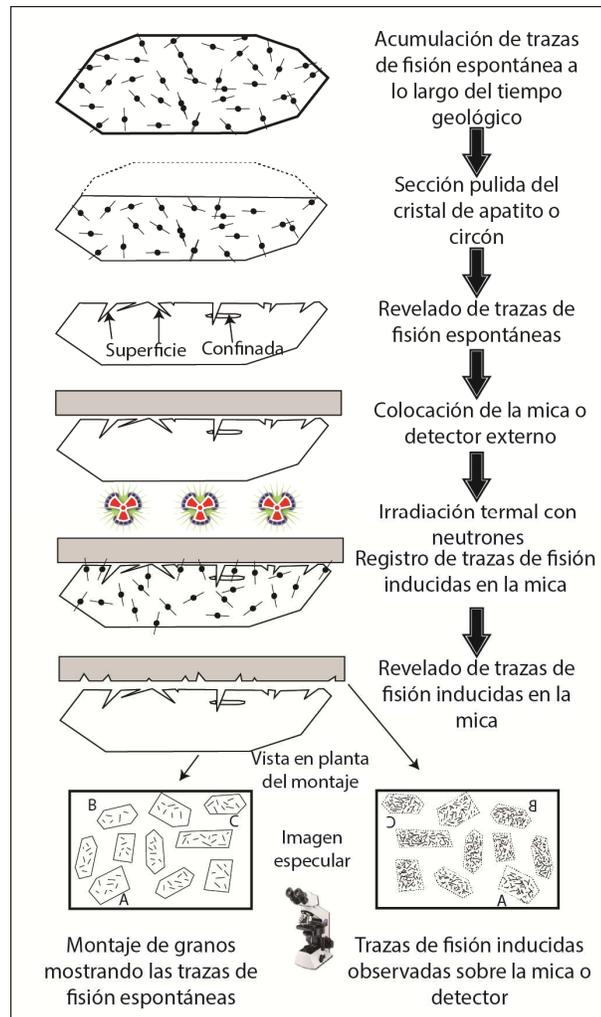


Figura 3. Procesamiento de una muestra para su fechamiento mediante trazas de fisión bajo la técnica del detector externo, la superficie de un mineral accesorio (apatito o circón) es pulida y sumergida en ácidos bajo condiciones apropiadas con el propósito de revelar las trazas de fisión espontáneas (en superficie). Se coloca una mica sobre la superficie pulida y es enviada al reactor nuclear con el fin de generar la fisión nuclear de los átomos de uranio aún presentes en el interior del mineral. Cuando la muestra regresa al laboratorio, mica es revelada con la finalidad de exponer las trazas de fisión inducidas. Posteriormente se realiza un conteo de trazas de fisión espontánea e inducida en el montaje de minerales y en la mica, respectivamente usando un microscopio automatizado, posteriormente se determina la edad de los minerales (Gallagher et al., 1998).

Para determinar la edad desconocida (t_d) de cada grano de apatito existente en la sección fina, se emplea la siguiente ecuación:

$$t_d = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left(\lambda_\alpha \frac{N_s}{N_i} 0.5Z\rho_m + 1 \right) \quad (1)$$

donde $\lambda_\alpha = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$ es la constante de decaimiento por emisión de partículas alfa, Z es conocido como el factor de calibración y ρ_m es la densidad de huellas en el vidrio o monitor de concentración de uranio conocida, es dado por el reactor nuclear al activar los átomos de uranio presentes en estos vidrios. La temperatura de cierre, la cual corresponde a la temperatura en la cual comienzan a estabilizarse las trazas de fisión en el caso del apatito es de $100 \pm 20^\circ\text{C}$ (Wagner y van den Haute, 1992), en el caso del circón esta temperatura está entre $240^\circ\text{C} \pm 30$ (Bernet y Garver, 2005), pero en el caso del circón esta temperatura es sensible a la tasa de enfriamiento y daño por radiación.

Más información sobre los métodos y equipos necesarios para fechar muestras por este método de datación puede encontrarse en Wagner y Van den Haute (1992) o Bermúdez et al. (2005, 2009).

1.1.1.1 Conteo de huellas de fisión espontáneas (N_s) e inducidas (N_i)

Las huellas ampliadas después del revelado son contadas bajo un microscopio con aumentos de 200X a 300X. El observador debe tener un criterio para saber distinguir las huellas con respecto a otro tipo de huellas (rayos cósmicos) ya que difieren por su longitud ($\leq 20 \mu\text{m}$), son rectas y su distribución es isotrópica.

Las obtención de densidades de huellas absolutas entre diferentes laboratorios difieren, aun cuando las mismas muestras se analizan, una diferencia en la densidad de huellas del 20% entre los observadores no es común dependiendo sobre la calidad de la muestra con respecto a la identificación de muestras, ya que en cristales con

alta calidad el error se reduce a 10% o menos. Lo anterior dependerá además de la calidad del microscopio; la cual hoy en día la óptica a mejorado mucho en la calidad de los microscopios por lo que el porcentaje de apreciación se reduce por debajo del 5%. Otros factores como la experiencia, habilidad y cuidado del observador serán importantes para la identificación y conteo de huellas de fisión.

Otro factor es la heterogeneidad de distribución de huellas en la muestra y la forma de las huellas reveladas en la superficie.

Para la observación se utiliza un microscopio común con aumentos de 200x a 500x o un microscopio con un sistema de escaneo y visualización de muestras, como el mostrado en la Figura 4.

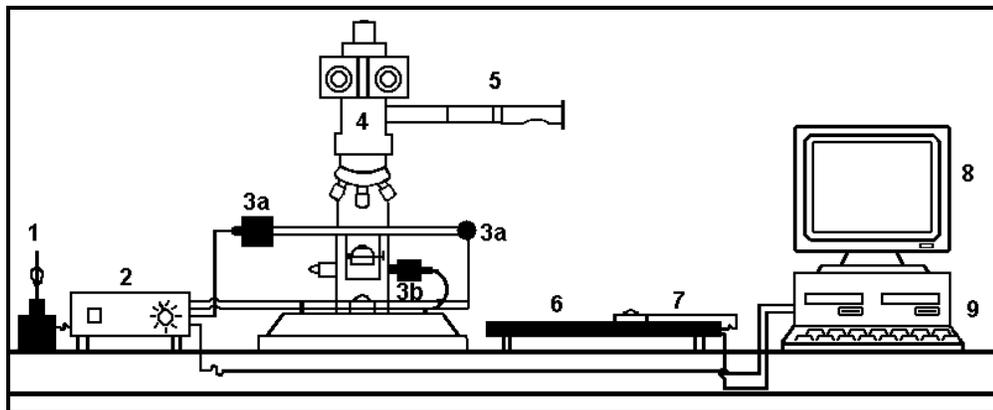


Figura 4. Equipo utilizado para conteos de huellas y medidas de tamaño de huellas: (1) joystick triaxial para el control manual de la platina motorizada; (2) unidad controladora de la platina motorizada, (3a) motor para el movimiento en dirección X y Y; (3b) motor para el movimiento en la dirección Z (foco); (4) microscopio; (5) enlace del tubo dibujador; (6) tableta digitalizadora de alta resolución; (7) cursor con centro LED; (8) y (9) computadora personal y monitor conectado a la tableta y el controlador de la platina (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).

En la figura 5 se muestra el equipo utilizado para conteo de huellas del Laboratorio de Termocronología de la UCV. Este sistema es idéntico al diagrama mostrado en la figura 4. Los puntos 5, 6 y 7 de la figura 4 permiten medir la longitud de las huellas de fisión, la cual en condiciones normales miden de 16 a 20 micrones. Los diversos fenómenos que causan la disminución de éstas, al igual que su interpretación

geológica serán explicadas en la próxima sección. La medición de longitudes de trazas permitió discriminar zonas que han sufrido reseteo parcial a lo largo de Los Andes de Venezuela, esto puede ser apreciado en el artículo 1 (Bermúdez et al., 2015) para el caso de las cuencas antepaís de Barinas y Maracaibo; al igual que en distintos bloques tectónicos de la cadena andina (artículo 12, Bermúdez et al., 2010).



Figura 5. Microscopio con platina motorizada para el conteo de huellas de fisión, versión del Dr. Trevor Dumitru.

Las huellas de fisión espontáneas e inducidas (N_s , N_i) son contadas en una malla 10 x10, éstas mallas pueden ser apreciadas en la siguiente figura 6 y están colocadas en el internamente dentro del ocular del microscopio.

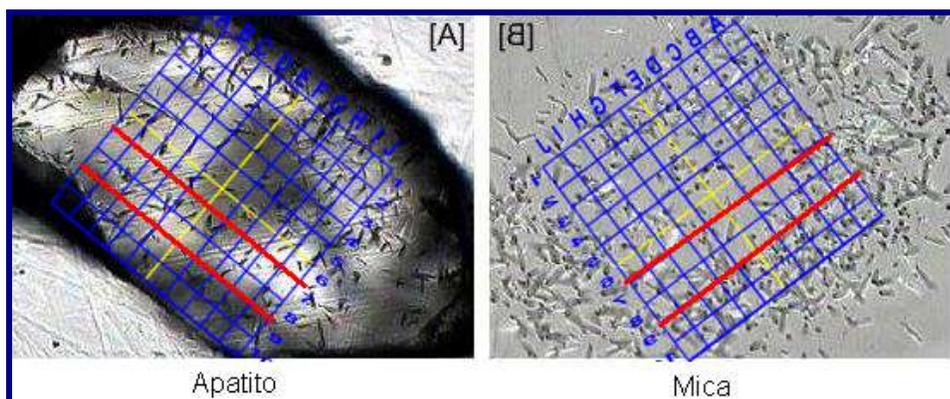


Figura 6. Mallas 10×10 de conteo usadas para estimar ρ_s y ρ_i según la TDE: (A) en un grano de apatito, (B) en la mica colocada en contacto cerrado sobre el mismo grano (Tomada de Bermúdez et al., 2005).

Para contar las huellas espontáneas e inducidas se siguen las siguientes reglas:

1. No se consideran las huellas en los bordes de la cuadrícula.
2. Las áreas de las huellas espontáneas e inducidas son iguales.
3. La malla debe estar alineada en el centro del grano o debe asegurarse que la malla registre una huella distintiva.
4. Contar áreas simples.
5. Obviar cualquier área con inclusiones u otras obstrucciones ópticas.
6. Obviar áreas con una alta distribución de de huellas heterogéneas.
7. Obviar cristales fuertemente deteriorados.

1.1.1.2 Determinación de edades individuales de los granos

Para determinar la edad desconocida (t_d) de cada grano de apatito existente en la sección fina, se emplea la ecuación (1).

Al momento de preparar las muestras en el contenedor para su irradiación, se intercalaron varias secciones de apatitos estándares o de edad conocida por otros métodos de datación como potasio-argón (K-Ar), rubidio-estroncio (Rb-Sr), entre otros. A éstas secciones también se les realiza un conteo de huellas de fisión espontáneas e inducidas N_s , N_i respectivamente de la misma manera como se explicó anteriormente.

Los estándares que se pueden utilizar se enumeran a continuación:

- Apatito de Durango con edades por K-Ar, de 31.4 ± 0.5 Ma.
- Apatitos y circones de la toba volcánica Fish Canyon con edad por K-Ar de 27.9 ± 0.5 Ma.
- Circones del miembro Buluk con edades por K-Ar de 16.4 ± 0.2 Ma.
- Circones de Dromedary Mountains con edades por K-Ar, de 98.7 ± 0.6 Ma.
- Circones de la riolita de Tardree con edades por K-Ar, de 58.7 ± 1.1 Ma.
- Circones de la toba volcánica Bishop al este de California con edades por K-Ar, de 74.0 ± 0.6 Ma.

En virtud de que se conoce la edad de estos estándares y el par (N_s, N_i) , se tiene una ecuación (t_c) similar a la (1) para estos minerales. De esta ecuación de edad conocida (t_c) se despeja Z , así:

$$Z = \frac{\exp(1.55125 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1} t_c) - 1}{1.55125 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1} \left(\frac{N_s}{N_i} \right)_c 0.5 \rho_m} \quad (2)$$

De todos los diferentes contenedores y muestras enviadas por el laboratorio, se seleccionan las muestras estándares, se calcula el factor Z y se promedia, esto da un valor único que depende del observador o laboratorista.

Este valor promedio (\bar{Z}) se sustituye en la ecuación (1), al igual que los conteos de (N_s, N_i) y de esta manera se calcula la edad individual de los granos. Esto puede realizarse en una hoja de cálculo (Excel, open office, o cualquier otra).

Para mayor detalle sobre la derivación de la ecuación de edad para el método de huellas de fisión y sus parámetros el lector puede referirse a Wagner y Van den Haute (1992) o los trabajos de Bermúdez (2002), Bermúdez (2005) y Bermúdez et.al. (2004).

Es fundamental conocer la historia geológica de la zona a la cual se le quiere aplicar el método de datación por huellas de fisión, para tener una idea de la magnitud del evento o de los eventos tectotérmicos ocurridos en ésta y así establecer la metodología correcta para determinar la edad de éste.

1.1.1.3 Determinación de edades para eventos tectotérmicos rápidos

La ecuación para determinar la edad de un evento tectotérmico está dada por la expresión (1) mencionada anteriormente, pero para poder proporcionar la edad del

evento completo y no las edades individuales de los granos es necesario determinar un estimador del cociente $\left(\frac{N_s}{N_i}\right)$ de ésta ecuación. Existen tres estimadores convencionales para determinar la edad del evento: la isócrona, el promedio de los cocientes (mean ratio) y el pooled, de éstos el más usado es el pooled, aunque prácticamente no hay diferencia entre ellos.

La metodología convencional (Bermúdez, 2002; 2005) usada en la mayoría de los laboratorios de Termocronología en el mundo consiste en lo siguiente:

- 1) Uso del test de Galbraith para verificar que la muestra que supuestamente proviene de un solo evento tectotérmico rápido proviene de una misma concentración de uranio, es decir, no constituye una mezcla de variables Poisson, si llegara a presentarse tal mezcla, de acuerdo con la metodología convencional no podría ser calculada la edad ya que se introduciría cierto grado de error sobre esta.

Este test fue propuesto en 1980 (Galbraith, 1981) y se basa en la Distribución Chi-cuadrado (X^2) y el criterio de Pearson's este test se calcula con:

$$X = \sum_{j=1}^n \frac{(N_{sj} - \overline{N}_{sj})^2}{N_{sj}} + \sum_{j=1}^n \frac{(N_{ij} - \overline{N}_{ij})^2}{N_{ij}}$$

donde:

$$\overline{N}_{sj} = \frac{N_s}{N_s + N_i} (N_{sj} + N_{ij})$$

$$\overline{N}_{ij} = \frac{N_i}{N_s + N_i} (N_{sj} + N_{ij})$$

son los valores ajustados, suponiendo que n es el número de muestras o granos contados. En caso de que los datos provengan de una sola Distribución de Poisson, la X tiene una Distribución X^2 con $n-1$ grados de libertad. Galbraith sugiere un nivel de confiabilidad de 95%, es decir, $\alpha = 0.05$.

Una vez que la muestra ha sido aceptada de acuerdo a este test, se procede a determinar la edad del evento de acuerdo a los estimados del cociente de la ecuación (1) de la siguiente manera:

Ajuste de Isócronas

Consiste (Green, 1981; Burchart, 1981) en hacer una regresión lineal con intercepto igual a cero de los pares (N_i, N_s) . Se considera el intercepto igual a cero asumiendo que si no existe ^{238}U no deberían existir huellas. La pendiente de esta recta es considerada como el estimador de R y las incertidumbres para este método pueden ser calculadas de la manera usual.

Esta pendiente es sustituida por el cociente $\left(\frac{N_s}{N_i}\right)$ en la ecuación 1.

Promedio de los cocientes o "Mean Ratio"

Consiste (Green, 1981) en tomar el promedio de los cocientes $\frac{N_s}{N_i}$, es decir:

$$\overline{\left(\frac{N_s}{N_i}\right)} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{N_{sj}}{N_{ij}}$$

Nuevamente este estimador es sustituido por el cociente $\left(\frac{N_s}{N_i}\right)$ en la ecuación 1 y se obtiene la edad mean ratio del evento.

“Pooled Mean”

Consiste (Burchart, 1981) en dividir el total de las huellas espontáneas entre el total de las huellas inducidas, es decir:

$$\left(\frac{N_s}{N_i} \right)_t = \frac{\sum_{j=1}^n N_{sj}}{\sum_{j=1}^n N_{ij}}$$

Análogamente que en los dos casos anteriores este estimador es sustituido por el cociente $\left(\frac{N_s}{N_i} \right)$ en la ecuación 1 y se obtiene la edad pooled del evento.

La metodología convencional presenta problemas (Bermúdez 2002, 2005; Bermúdez et al., 2015) ya que el test de Galbraith en realidad tiene un pobre desempeño para detectar problemas de mezclas Poissonianas en las muestras, es decir, problemas de diversas concentraciones de uranio en la muestra cuando ésta proviene de un solo evento tectotérmico.

En el Laboratorio de Termocronología de la UCV en lugar de utilizar los estimadores convencionales se utiliza un nuevo método Poissoniano llamado p-partición el cual es explicado y desarrollado en el artículo 3 (Bermúdez et al., 2015) que constituye parte de este trabajo de ascenso. Este método y los códigos numéricos asociados también sirven para descomponer distribuciones de edades mezcladas como las reportadas en los artículos 1 y 7.

1.1.1.4 Determinación de terrenos fuentes de edades de apatitos detríticos

La figura 7 representa la historia de vida de un grano detrítico típico de apatito o circón en el ciclo levantamiento-erosión-depositación del sistema andino, en ésta gráfica:

t_c = tiempo en que el apatito atraviesa su temperatura de cierre y comienza a acumular huellas de fisión.

t_e = tiempo en que el apatito alcanza la superficie (producto del levantamiento y la erosión) y entra en el ciclo sedimentario.

t_d = tiempo de depositación en la cuenca sedimentaria

Así,

$t_u = t_c - t_e$ = tiempo que transcurre para que el apatito alcance la superficie y entre en el ciclo sedimentario.

$t_t = t_e - t_d$ = tiempo que transcurre durante el transporte.

$t_s = t_d - t_{\text{hoy}}$ = tiempo transcurrido desde la depositación final, es decir, la edad estratigráfica del sedimento, y

$l_t = t_c - t_d$ = tiempo de retardo, es el tiempo requerido para que la muestra que se está enfriando sea exhumada a la superficie y después sea depositada en una cuenca cercana (Bernet y Garver, 2005), y

$$\text{Edad observada} = t_c = t_u + t_t + t_s$$

Para edades de apatitos medidas hoy en día en la base de Los Andes, $t_t = t_s = 0$, así $t_c = t_u$ da directamente la edad del levantamiento.

Para obtener edades de levantamiento de apatitos detríticos, es necesario conocer t_t y t_s . Las edades estratigráficas (T_s) pueden ser establecidas en detalle por paleomagnetismo y por huellas de fisión según Crowley, Naeser y Naeser (1989). En

el caso particular de Los Andes, como el proceso de depositación ha sido muy turbulento, es imposible determinar la edad estratigráfica por paleomagnetismo, por lo que se asume que la edad es la proporcionada por el método de huellas de fisión.

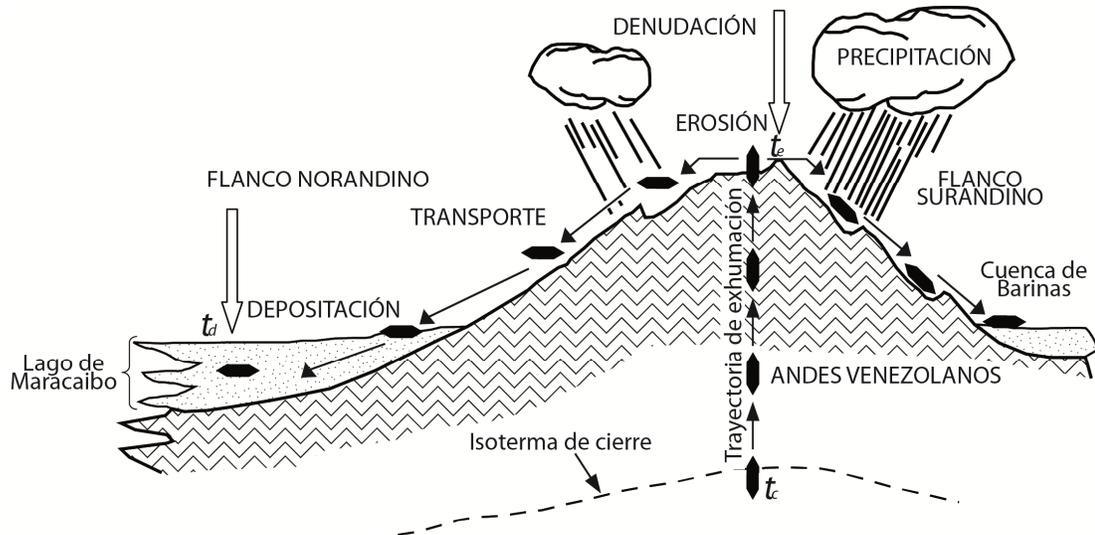


Figura 7. Representación esquemática de la historia de vida de un grano de apatito o circón (símbolo sólido) en el flanco norandino de la Cordillera Andina.

A la izquierda de la figura 7, en el Lago de Maracaibo, la historia es completamente diferente. Aquí surge otra de las aplicaciones del método de huellas de fisión como es la reconstrucción termal de cuencas sedimentarias. Entre los diversos factores geológicos que controlan la maduración del petróleo y gas en sedimentos es la temperatura.

Para generar hidrocarburo líquido en condiciones naturales el sedimento debe ser soterrado hasta que entre en la llamada “ventana de petróleo”, entre 60 y 130 °C tal como puede apreciarse en la figura 8, aparte de la máxima paleotemperatura, la evolución termal de los sedimentos también influye el proceso de maduración. Por coincidencia la temperatura de la ventana de petróleo coincide con aquella en la cual las huellas de fisión comienzan a sufrir un proceso de reducción de su longitud, llamado aniquilamiento o annealing (Wagner y van den Haute, 1992). Esto permite la reconstrucción de la historia termal de la cuenca sedimentaria por medio de análisis

de huellas de fisión en apatitos. Dependiendo de su proveniencia geológica, los granos de apatitos individuales contienen varias cantidades de huellas de fisión espontáneas al momento de la sedimentación, una vez que la temperatura ha disminuido comienzan a generarse nuevas huellas de fisión, con el incremento de la subsidencia la temperatura se incrementa y a partir de aproximadamente 60°C comienzan a acortarse, el grado de acortamiento es muy sensible a la máxima temperatura alcanzada durante el calentamiento. Como el acortamiento afecta sólo a aquellas huellas que están presentes al momento del calentamiento, todas las huellas subsecuentes que se formen a bajas temperaturas deberán tener mayor longitud.

Cuando el calentamiento de la cuenca excede los 130°C las huellas en el apatito comienzan a sufrir aniquilamientos hasta que se resetean completamente.

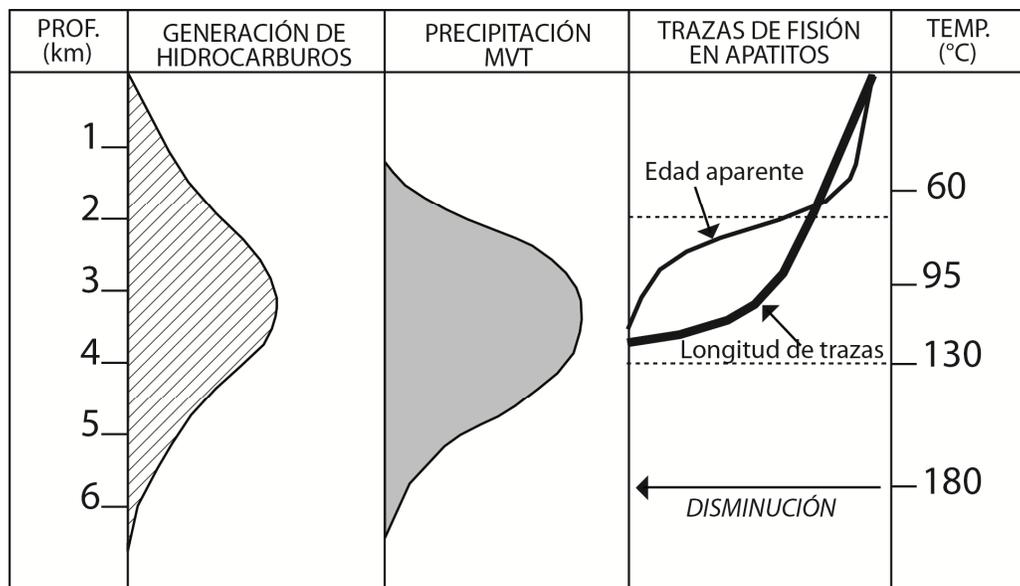


Figura 8. Comparación de temperaturas y profundidades para la generación de hidrocarburos, madurez y aniquilamiento de huellas de fisión en apatitos (Tomada y modificada de Wagner y van den Haute, 1992).

1.1.1.5 Importancia del análisis de longitudes de trazas de fisión

Las huellas latentes o sin revelar son zonas dañadas por el paso de un fragmento de fisión que deja una zona energéticamente metaestable en la retícula cristalina del

mineral, la cual es reparada ordenadamente o continuamente con el paso del tiempo y esta depende de la temperatura (Crowley et al., 1989). A este proceso de reparación de la estructura atómica del cristal se le conoce como *borrado (o annealing)*; manifestándose físicamente como el parcial o total acortamiento de la longitud de la traza, así como la reducción de la densidad de huellas de fisión, este fenómeno es completamente irreversible (Wagner y Van den Haute, 1992).

Este proceso de borrado dará como resultado la pérdida de huellas de fisión y resultará en una reducción aparente de edad.

Parámetros que causan el borrado de huellas

Existen parámetros capaces de influenciar la estabilidad de una huella entre ellos está: el tiempo, la temperatura, presión hidrostática así como ondas de choque, soluciones intergranulares, dirección de la traza en relación a la retícula cristalina, composición química del mineral y radiación ionizante.

1. La presión hidrostática y litoestratigráfica solas no ejercen una influencia considerable en el comportamiento del borrado de las huellas ya que se han aplicado presiones de 1.98×10^8 Pa sobre apatitos en diversos experimentos (Hernández, 2003) con una temperatura de 250 a 350 °C y no se obtienen cambios significativos. Pero estas variables en conjunto con el gradiente geotérmico en cuencas sedimentarias provocaría el borrado si se alcanza la ventana del petróleo.
2. Deformación plástica la cual se produce por movimiento de cizalla acortando la longitud representada por la visualización de huellas segmentadas. Puede ser producida por tectonismo o por impacto meteórico.

3. Ondas de choque las huellas se borran en su totalidad si las condiciones de presión son extremas, así para el apatito, el decremento de la densidad de huellas es del 25% para una presión de $1.089 \times 10^8 - 2.997 \times 10^9$ Pa y 96% para 9.999×10^9 Pa.
4. Radiación ionizante: en particular aquellos que tienen un alto contenido de Uranio son expuestos establemente a una radiación ionizante el cual produce desde decaimiento radioactivo hasta una pequeña porción de rayos cósmicos. Aunque las partículas alfa y beta así, como los fotones no dejan huellas grabables en minerales, una cantidad acumulada de dosis pueden influenciar la estabilidad de las huellas de fisión del uranio.
5. La dirección de la traza con respecto a la red cristalina: tal comportamiento sigue los mismos principios sobre la variación de velocidad de revelado según los planos cristalográficos de la Apatito en donde las huellas de fisión paralelas al eje C son más resistentes contra las huellas perpendiculares al eje,
6. La composición química de la muestra: debido a que en el apatito las propiedades de aniquilamiento son sensitivas, particularmente al promedio de Cl/F, estudios sobre esto demuestran que los apatitos ricos en Cl (entre 1 y 2% en peso) son aniquiladas lentamente y por debajo de 1-2 usualmente pero no siempre se aniquilan más rápido pero no para apatitos con altas concentraciones de Mn, Fe (en pequeñas cantidades), tierras raras y combinaciones de OH y Cl; son más resistentes que las Apatitos ricas en F. (Wagner y Van den Haute, 1992), En la figura 9 puede apreciarse el control que tiene la composición del apatito sobre la temperatura de aniquilamiento o annealing.

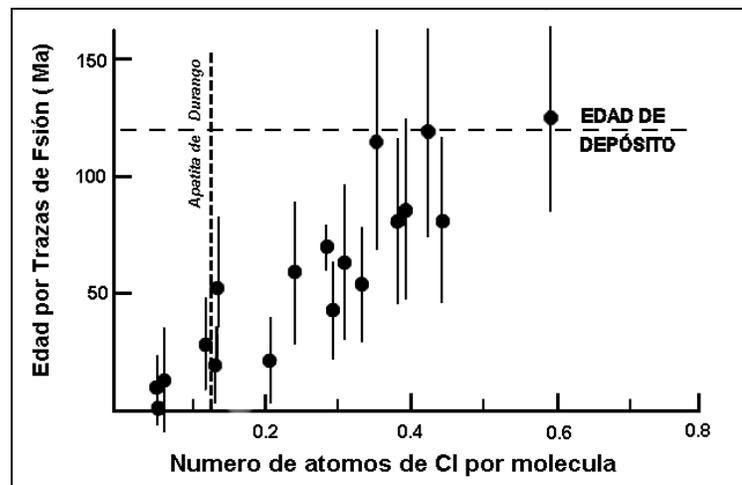


Figura 9. Control que tiene la composición sobre la temperatura de aniquilamiento (Tomada de Hernández, 2003).

7. La temperatura: De los parámetros mencionados anteriormente la temperatura es por mucho el factor más importante para el borrado de huellas, se observa que las huellas llegan ser menos numerosas y acortadas conforme incrementa la temperatura y duración del aniquilamiento. (Wagner y Van den Haute, 1992; Gleadow y Duddy, 1981).

El término de *aniquilamiento o annealing* se refiere a los efectos en conjunto de la, temperatura y tiempo sobre la estabilidad de la huella junto con otros factores mezclados permanentemente (Wagner y Van den Haute, 1992).

Temperatura de retención efectiva o de cierre

Las edades de huellas de fisión son asociadas con la temperatura de cierre del sistema, el cual representa la temperatura crítica en la historia de enfriamiento del mineral, en ésta comienza la retención de huellas y cada vez se van acumulando más a medida que se incrementa la velocidad de enfriamiento (Hernández, 2003).

La temperatura de cierre puede referirse además a una temperatura discreta dentro de una *zona de aniquilamiento parcial* cuya abreviatura en inglés, a dicha temperatura, las huellas de fisión son efectivamente retenidas, y se dice que el sistema es cerrado. Así para la Apatito su temperatura de cierre es de 70 °C (Wagner y Van den Haute, 1992) aunque esto es sólo para sistemas de enfriamiento constante.

De acuerdo a Dodson (op. cit en Wagner y Van den Haute, 1992) la temperatura de retención efectiva de sistemas de enfriamiento de huellas de fisión es usualmente asignada a la temperatura en el cual el 50% de las huellas de fisión son retenidas. En la actualidad el mejor cálculo de esta temperatura para el apatito es de 100 ± 20 °C.

El comportamiento de la huellas en el laboratorio son similares a los obtenidos en condiciones geológicas naturales, estos experimentos en el laboratorio permiten fijar un parámetro de aniquilamiento, ya sea, la temperatura para hacer experimentos isotermales o el tiempo para experimentos isócronos. El resultado de estos experimentos será observado físicamente en la reducción de la densidad de huellas así como su tamaño bajo los parámetros de aniquilamiento controlados.

En la figura 10 se representa en forma de Diagrama de Arrhenius la reducción en la longitud de huellas de fisión sobre el apatito de Durango al incrementar la temperatura. En esta figura las líneas rectas representan condiciones de igual reducción ρ/ρ_0 . Para calcular la temperatura correspondiente basta con extrapolar la edad obtenida por huellas de fisión en base a la densidad con estas líneas de igual reducción y así leer la temperatura correspondiente a que a la cual fue sometida la muestra.

Conforme aumenta la pendiente disminuye la longitud hasta llegar a su borrado total o retención total cero. Los espacios entre ellas significan condiciones de Temperatura-tiempo (T-t) parcial de estabilidad de huellas, y las áreas tanto a la

izquierda como la derecha del “abanico” de líneas representan condiciones de total retención y borrado respectivamente (Wagner y Van den Haute, 1992).

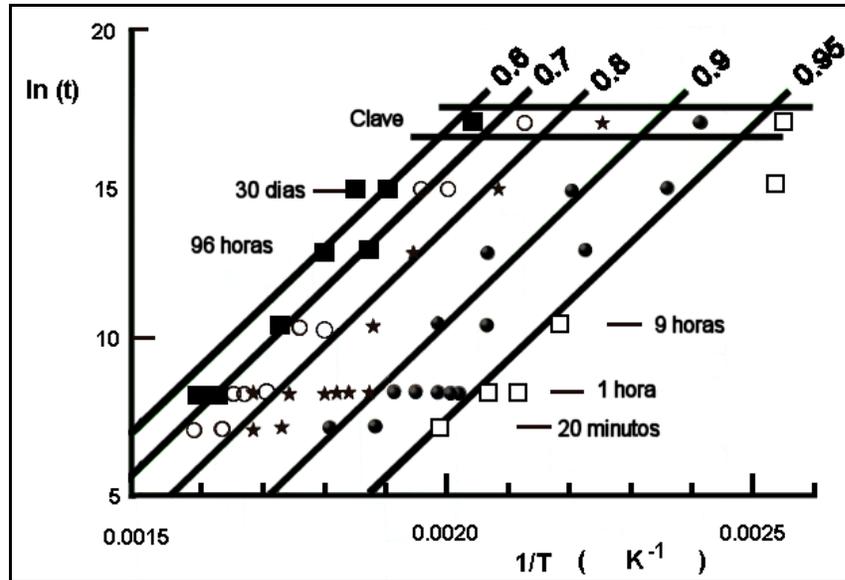


Figura 10. Diagrama de Arrhenius con líneas paralelas de igual grado de reducción de traza durante el aniquilamiento en una Apatito monocomposicional, Durango, México (Tomada de Hernández, 2003).

1.1.1.6 Medida de la longitud de las huellas de fisión aniquiladas

Hay dos tipos de medida de longitud en uso común: longitudes proyectadas y longitudes confinadas. Las longitudes confinadas contienen más información y son usadas siempre que sea posible. Las longitudes proyectadas son más numerosas y algunas veces son el único dato disponible. Aunque las longitudes proyectadas tienen más probabilidad de interceptar la superficie pulida, en algunos laboratorios se considera impracticable debido a:

Que su longitud revelable no es total debido a que parte de ella ha sido eliminada por el pulido de la superficie. Por lo tanto la longitud no es total y no se hablaría de una traza sino la longitud de una semi-traza. (Crowley et. al., 1989).

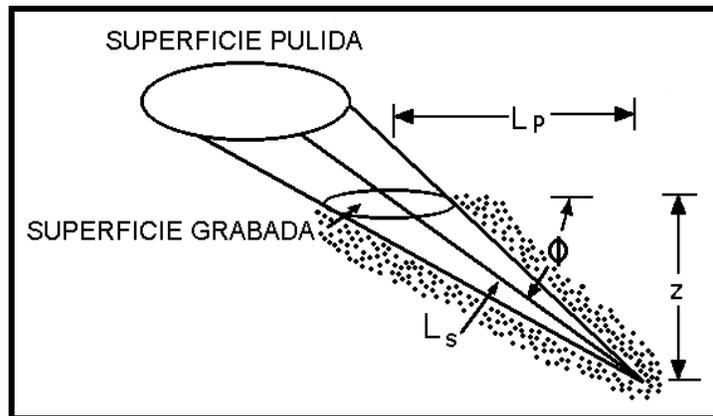


Figura 11. Esquema mostrando la geometría de huella parcial y huellas proyectadas. L_p = Longitud de huella proyectada; L_s = Longitud de semi-huella (Tomado de Naeser, 1989).

Las longitudes confinadas son mucho más informativas sobre todo aquellas que son horizontales paralelas a la superficie pulida. Tales huellas son reveladas de dos formas:

1. A través de la intercepción de una traza con una fractura (Track In Cleavage) bajo la cual la solución química penetra.
2. A través de la intercepción de una traza con una semitraza (Track In Track).

En la figura 12 se muestran los diferentes tipos de huellas reveladas cuando intercepta una superficie, expuesta a un revelante, y que serán utilizadas para obtener la longitud de las mismas; las cuales son reveladas cuando interceptan a otra traza (Track IN Track) o por medio de fracturas (Track In CLEavage).

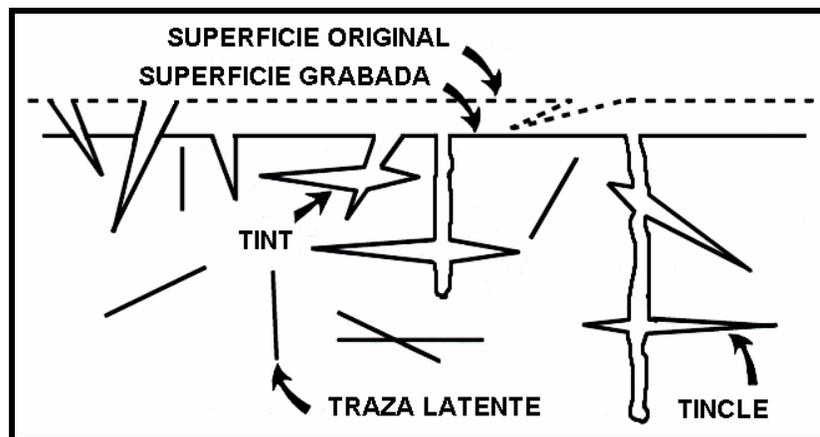


Figura 12.

Figura 12. Diferentes tipos de huellas reveladas (Tomado de Naeser, 1989).

En la práctica las huellas horizontales son identificadas para medirlas bajo dos criterios.

1. Huellas dando una reflexión brillante: las huellas reveladas muestran una imagen brillante en luz reflejada estando a un ángulo menor a la horizontal, y su aparente longitud es muy cercana a la longitud total (para una huella dentro de 15° con respecto a la superficie horizontal, la diferencia es del 4%).
2. Huellas en enfoque total: las huellas reveladas en enfoque a lo largo de su entera longitud tienen un rango aparente muy cercano a su longitud total. Con una profundidad de enfoque de $1\mu\text{m}$, una traza cuya aparente longitud es solo $3\mu\text{m}$ tiene una longitud total entre 3 y $3.16\mu\text{m}$, un error máximo de solo 5%. (Laslett et al., 1982, 1987).

Estos dos tipos de longitudes son representados en histogramas con su respectivo valor medio y su desviación estándar (Wagner y Van den Haute, 1992) y combinados con las edades proporcionadas por los métodos explicados en el capítulo V se obtiene la información completa (edad y temperatura) del evento ocurrido en la zona de estudio.

1.1.1.7 Minerales que pueden fecharse por el método de huellas de fisión

Las condiciones necesarias para poder datar un mineral o vidrio por el método de huellas de fisión son:

1. La concentración de uranio ($\mu\text{g/g}$ o ppm) debe ser suficiente para producir una densidad de huellas mucho mayor de 10 huellas por cm^2 en el lapso de tiempo desde el enfriamiento de la muestra. (Faure, 1986; Wagner y Van den Haute, 1992).
2. Las huellas deben ser estables a temperaturas ordinarias para intervalos de tiempo comparables a la edad medida.
3. El material debe estar libre de inclusiones, defectos y dislocaciones reticulares para permitir la identificación y conteo de huellas grabadas.
4. En el caso ideal, la distribución de uranio en el espécimen debe ser uniforme para permitir que la concentración de U^{238} sea, determinada mediante la densidad de huellas de fisión inducidas en una porción diferente de la muestra. (Faure, 1986).

Consecuentemente, la datación por huellas de fisión propone materiales de suficiente edad o contenido de uranio los cuales caen entre límites específicos en base al contenido de uranio para producir el suficiente número de huellas. Estos límites son mostrados en la figura 13.

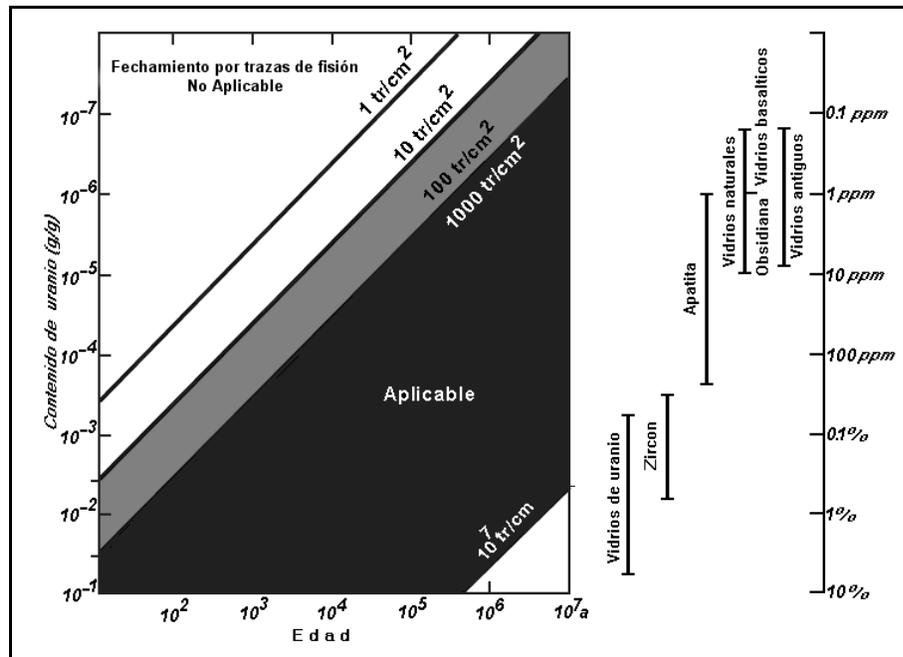


Figura 13. Período de tiempo aplicable al reloj de huellas de fisión y su relación con el contenido de uranio de la muestra (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).

Durante los últimos 25 años, han sido investigados numerosos materiales y minerales con la finalidad de fecharlos por el método de de huellas de fisión. De todos éstos sólo apenas 5 de ellos se les conoce la temperatura de cierre y la PAZ. Los diferentes minerales que pueden ser fechados son mostrados en la tabla 1, en ésta se presentan los minerales, la fórmula, la gravedad específica o densidad (SG_c), la concentración de uranio [U] en $\mu\text{g/g}$, la temperatura de cierre (T_c) y la PAZ en $^\circ\text{C}$.

Tabla 1. Información sobre algunos minerales que pueden ser fechados por el Método de Huellas de Fisión (Tomado y modificado de Wagner, 1992).

MINERAL	COMPOSICIÓN	SG _p	[U] (µg/g)	T _c (°C)	PAZ (°C)
Allanita	(Ca,Ce) ₂ (Al,Fe,Mg) ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)		700	<i>No establecida</i>	
Apatito	Ca₅(PO₄)₃(F,Cl,OH)	3.17-3.18	100	100±20	120-140
Barisilita	Pb ₃ Si ₂ O ₇		0.1		
Bastanita	CeCO ₃ F		20		
Berilo	Be ₃ Al ₂ Al ₆ O ₁₈	2.66-2.85	0.5	<i>No establecida</i>	
Calcita	CaCO ₃	2.71	42-44		
Cianita	Al ₂ SiO ₅		0.16		
Circón	ZrSiO₄	4.66-4.7	300 y 6000	210±40	250-280
Clorita	(Mg,Fe,Al) ₆ (Al, Si) ₄ 10(OH) ₈	2.60-3.19	2 a 4	<i>No establecida</i>	
Cuarzo	SiO ₂	2.6-2.7	0.04		
Epidoto	Ca₂(Al,Fe)₃Si₃O₁₂(OH)	3.35-3.45	200	240±60	300-350
Esfena	CaTiSiO₅	3.29-8.56	100 y 1000	280±20	280-310
Estibiotantalita	Sb(Ta,Nb)O ₄		10	<i>No establecida</i>	
Glauconita	K(Fe,Mg,Al) ₂ (Si ₄ O ₁₀)(OH)		0.12 y 0.03		
Granate	Fe₃Al₁₂(SiO₄)₃, Ca₃Fe₂(SiO₄)	3.58-4.32	0.01-0.2	260±20	300-350
Horblenda	NaCa ₂ (Fe,Mg,Al) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	3.1-3.3	0.4		
Mica Muscovita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	2.76-3.0	10		
Mica Biotita	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂		30		
Monacita	(Ce,La,Y,Th)PO ₄	4.9-5.5	0.005	<i>No establecida</i>	
Oropimente	As ₂ S ₃	3.4-3.5	0.04		
Tanzanita	Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)		0.15 y 15		
Vermiculita	KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂		0.1		
<i>Vidrios Volcánicos</i>			<i>0.1,20 y 60</i>		

1.1.1.8 Historia térmica de un determinado ambiente geológico

Los resultados obtenidos de densidad, longitud y distribución de longitud de huellas son aun parámetros físicos; por lo tanto es necesario convertirlos en términos geológicos para determinar la edad y paleotemperatura de la muestra.

Las edades calculadas por este método pueden fechar la formación de rocas y minerales cuando se enfriaron a ciertas temperaturas, o pueden revelar la edad o intensidad de un evento térmico "sobrepuesto" o eventos sucesivos termales (Wagner y van den Haute, 1992); esto se refiere, a un evento geológico-térmico posterior que afectó térmicamente a las formaciones geológicas preexistentes.

El método de huellas de fisión es una herramienta útil para el análisis en diferentes ambientes geológicos como; cuencas sedimentarias, yacimientos minerales, levantamientos orogénicos, etc.

Para encontrar la interpretación geológica apropiada, es necesario tomar en consideración el comportamiento de las huellas de fisión según el tiempo y temperatura, ya que dentro de los diferentes parámetros geológicos (temperatura, presión, onda de choque, soluciones hidratantes y radiación ionizante) ésta es una de las variables más importantes debido a que puede ser relacionada con el tiempo, gracias a los conceptos de temperatura de cierre (T_c) y PAZ.

Cuando las rocas están sometidas a alta presión y temperatura pueden cambiar la estabilidad de la huella. Con respecto a ésta, existen tres zonas de temperaturas: zona (I) de inestabilidad; zona (II) o de aniquilamiento parcial (PAZ) y la zona (III) de estabilidad completa de la huella.

Así, la acumulación de huellas a lo largo del tiempo se puede comparar según el tipo de evolución térmica. En la figura 14 se muestra un gráfico que posee las tres zonas de temperatura y tres procesos de evolución térmica diferentes, suponiendo que una huella de fisión se forma a un tiempo t_0 , pueden ocurrir tres procesos diferentes representados por las trayectorias (A), (B) y (C). La trayectoria (A) representa un evento tectotérmico rápido como por ejemplo una expulsión piroclástica violenta, durante ésta la temperatura decae rápidamente hasta llegar a la PAZ, luego a la misma

velocidad las huellas entran en la zona de estabilidad y la mayoría de ellas presentan la misma longitud.

La trayectoria (B) representa un enfriamiento mucho más lento, como por ejemplo el levantamiento del basamento. En el caso B el enfriamiento es estable y lento, mostrando una acumulación gradual de huellas de fisión dentro del PAZ debido a que la velocidad de acumulación se incrementa gradualmente conforme la temperatura va disminuyendo y ya en la zona III el número de huellas de fisión crece linealmente.

El caso C es el más complejo, debido a que ocurre recalentamiento, un ejemplo de ello podría ser representado por subsidencia tectónica. En donde hay una disminución de temperatura en el mineral cayendo a la zona II o III para después alcanzar la zona III donde obviamente la temperatura aumenta sin llegar a alcanzar la zona I.

Por todo este proceso por el que transita el mineral pesado, el número de huellas acumulado se reduce y por lo tanto la edad calculada tiende a disminuir, si la temperatura alcanza la zona I debido a que todas las huellas de fisión serían borradas, este caso es indistinguible de los casos A o B en términos de la acumulación de las huellas.

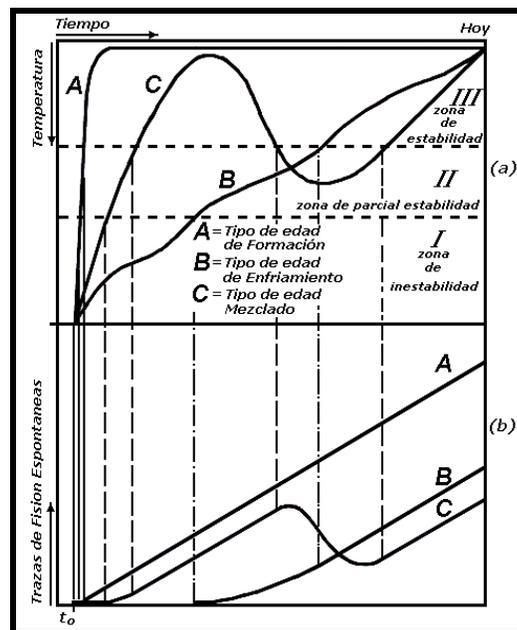


Figura 14. Influencia de la historia térmica sobre la acumulación de las huellas de fisión espontáneas (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).

Todo lo anteriormente dicho sirve para interpretar ahora la distribución de longitud de las huellas de fisión, que reflejará la evolución térmica de la muestra, ya que dejará una trayectoria T-t única de distribución de longitud de huellas.

En la figura 15 se muestran las distribuciones de longitud de huellas, las cuales difieren unas de otros para cada caso; así para el caso A las huellas son largas y con una amplia distribución, para el B hay una mezcla de distribución amplia de huellas con una parte más reducida, y para C un patrón bimodal, donde las huellas largas han sido formadas bajo condiciones de enfriamiento y acortadas durante el calentamiento hasta que se alcance la zona de estabilidad.

En tales caso existen varias longitudes de huellas: cortas, intermedias y largas. Las primeras corresponden a las huellas mas antiguas donde su acortamiento depende del tiempo que transcurra dentro de la PAZ. Las intermedias corresponden a las de los procesos de recalentamiento que gradualmente van entrando a la zona de estabilidad y las largas corresponden a los enfriamientos rápidos.

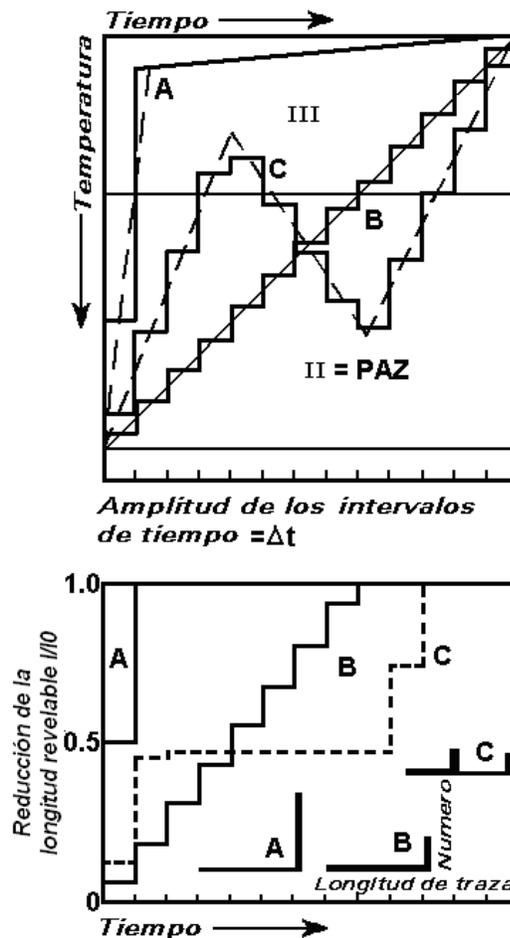


Figura 15. Modelado de la distribución de longitud de huellas según su historia térmica (Tomado de Wagner y Van den Haute, 1992).

Por lo tanto el análisis de densidad, longitud y la distribución de longitud de huellas; en conjunto con la información geológica, proporcionará no sólo la edad del evento tectotérmico ocurrido sino también la temperatura que este alcanzó.

1.1.2 Termocronología por (U-Th)/He

De acuerdo a Glotzbach (2008) en la última década la termocronología relacionada al (U-Th)/He en Apatitos se ha convertido en una herramienta importante para cuantificar la última historia de enfriamiento de las rocas (Ehlers y Farley, 2002). Debido a su baja Temperatura de cierre esta técnica “cierra la brecha” entre el método

AFT y los métodos aplicados a la superficie (ej. Datación de exposición cosmogénica). Esto es aplicable a las investigaciones interdisciplinarias, incluyendo la evolución del relieve, la geología estructural y la geodinámica.

1.2.1.1 Producción del He y crecimiento interno

El método (U-Th)/He se basa en la retención de ^4He en el cristal, el cual se produce por el decaimiento del ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm (Ehlers y Farley, 2002).

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

Para resolver la ecuación, la cantidad de partículas parentales (U , Th , Sm) e hijos (He) tienen que ser medidas. Generalmente, esto se realiza mediante un procedimiento analítico en dos etapas que involucra el calentamiento y la desgasificación del cristal, posteriormente se realiza las mediciones de los gases nobles (He) mediante espectrometría de masa acoplada a una fuente de gas inductiva, lo cual se efectúa todo sobre el mismo cristal para medir sus contenidos de U , Th y Sm . En contraste, con otras técnicas de datación, no existe limitación en el rango de edades accesibles existentes, las edades oscilan entre unos pocos cientos de miles de años hasta 4.56 Millones de años (Glotzbach, 2008).

1.2.1.2 Reculamiento, eyección Alfa o Alpha-recoil".

El decaimiento de los núcleos de U , Th y Sm emiten partículas Alfa con altas tasas de energías cinéticas (4-8 Mega Electrón-Voltio: MeV), las cuales viajan a través de la retícula sólida de los granos antes de llegar al reposo. La distancia recorrida, conocida como distancia de frenado o “*stopping distance*” varía entre ~ 11 y $\sim 34 \mu\text{m}$, con distancias medias de 19.68, 22.83 y $22.46 \mu\text{m}$ para los átomos de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , respectivamente (Farley et al., 1996). El ^4He se pierde en los bordes de los cristales o es inyectado por los granos que lo rodean; por tanto se tiene que realizar una corrección para la geometría del cristal. Los requisitos para aplicar a

esta corrección de eyección alfa son: 1) que la implantación del He a partir de lo que lo rodea son insignificantes y 2) que los átomos de U, Th y Sm sean distribuidos homogéneamente en el apatito o el circón. La mayoría de los cristales determinados tienen diámetros entre 75 y 170 μm y las edades sin corrección se subestiman entre un 15 a un 33%. Comúnmente, la dimensión física de un cristal se mide para corregir la eyección alfa. Un problema respecto a la datación del He es que los granos con distribuciones homogéneas de U y Th son raras, en cambio, el apatito frecuentemente presenta mucha zonación, y esto además reduce la reproductibilidad de edades homogéneas (Glotzbach, 2008).

1.1.2.3 Sensibilidad

Los experimentos de calentamiento de laboratorio proveen la información necesaria para entender la difusión del volumen activado termalmente (Wolf et al., 1996). Los experimentos de difusión muestran un notable comportamiento de difusión similar para una amplia variedad de apatitos analizados (Wolf et al., 1996). La retención y la difusión del ^4He se controla mediante diferentes factores: geometría y tamaño del cristal, historia del tiempo de temperatura (t-T), distribución de los isótopos padres y el daño de radiación de la retícula del cristal (Shuster et al., 2006). Estos parámetros controlan la zona de temperatura en la cual la acumulación excede la pérdida difusiva del ^4He , llamada zona de retención parcial (PRZ). La PRZ para el apatito se estima entre 40 y 85 $^{\circ}\text{C}$ (Wolf et al., 1996), pero incluso a temperaturas alrededor de los 10 $^{\circ}\text{C}$ o inferiores se esperan pérdidas de pequeñas cantidades de ^4He (Green y Duddy, 2006). A una menor tasa de enfriamiento mayor es la sensibilidad de las edades del He para factores sutiles controladores de la pérdida del He tales como la zonación, tamaño del grano y variación en los parámetros cinemáticos. En contraste Wolf et al. (1996), no encontraron influencias de la composición química y el tamaño del grano, sugiriendo que una sola *temperatura de cierre* de 75 ± 7 $^{\circ}\text{C}$ es aplicable a un amplio rango de muestras. El impacto más importante sobre la temperatura de cierre lo tiene la tasa de enfriamiento (Wolf et al., 1996). Por ejemplo,

Fitzgerald et al. (2006), encontró que las muestras que se enfriaron rápidamente tienen menos variación, mientras que las muestras que se enfriaron lentamente o que residieron dentro de la PRZ antes de un rápido enfriamiento, tienen una variación comparativamente mayor en edades, esto hace que la difusión sea un evento importante a considerar (Glotzbach, 2008).

Los artículos 2 y 4 que constituyen este trabajo de ascenso usan este método termocronológico.

1.2 Conversión de edades termocronológicas a tasas de erosión a largo plazo

Las tasas de erosión a largo plazo son obtenidas a partir de la conversión de las edades termocronológicas a tasas de exhumación. Con esta finalidad se usa un modelo termal unidimensional basado en condiciones de equilibrio llamado Age2edot desarrollado por Brandon et al. (1998; Ehlers, 2005; Reiners y Brandon, 2006). Este código estima las edades de enfriamiento para diferentes termocronómetros los cuales han sido exhumados por una erosión a tasa constante. El campo de gradiente termal está representado por la solución en equilibrio (steady-state) para una capa infinita de densidad L (km), una difusividad termal κ ($\text{km}^2 \text{Ma}^{-1}$), una tasa de producción de calor uniforme H_T ($^\circ\text{C Ma}^{-1}$), una temperatura en superficie T_s ($^\circ\text{C}$) y un estimado del gradiente termal cercano a la superficie sin tomar en cuenta los efectos de la erosión ($^\circ\text{C km}^{-1}$). Esos parámetros termales son usualmente estimados, al menos en parte de los estudios de flujo de calor. Este modelo no toma en cuenta los efectos de cambios en las condiciones de temperatura (Rahl et al., 2007) o los efectos tridimensionales de la topografía (Whipp et al., 2009) así las tasas de exhumación son consideradas como estimados de primer orden. El modelo iterativamente calcula una tasa de exhumación, tasa de enfriamiento, temperatura de cierre (T_c) y profundidad (z_c) de las edades por trazas de fisión en apatitos o circones usando la ecuación de Dodson (1973) para resolver la temperatura de cierre asociada al termocronómetro y una estructura termal en equilibrio relacionada a esta profundidad de cierre. El modelo termal provee una

descripción completa de la temperatura y el gradiente termal como una función de la profundidad.

La tasa de enfriamiento es:

$$\dot{T}(T_c) = \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{T_c} \dot{\epsilon} \quad (3)$$

Dada esta tasa y la temperatura con respecto a la profundidad se usa la ecuación de Dobson para resolver T_c , y para la profundidad de la isoterma de cierre z_c . La edad de

enfriamiento predicha está dada por $\frac{z_c}{\dot{\epsilon}}$. En términos prácticos, la edad de enfriamiento predicha está dada por la edad por trazas de fisión para un mineral (para esta investigación el apatito), así es posible calcular la tasa de exhumación a largo plazo como:

$$\dot{\epsilon} = \frac{z_c}{E_{edad} por TF} \quad (4)$$

La Figura 16 muestra como ejemplo hipotético para el caso de los Andes de Venezuela (Artículo 7) como las tasas de exhumación a largo plazo se relacionan con las edades por trazas de fisión en apatitos usando el código age2edot (línea negra gruesa). La línea negra delgada muestra por ejemplo, que para una edad por trazas de fisión en apatitos de 1 Ma le corresponde una tasa de exhumación de 1.8 km ma^{-1} .

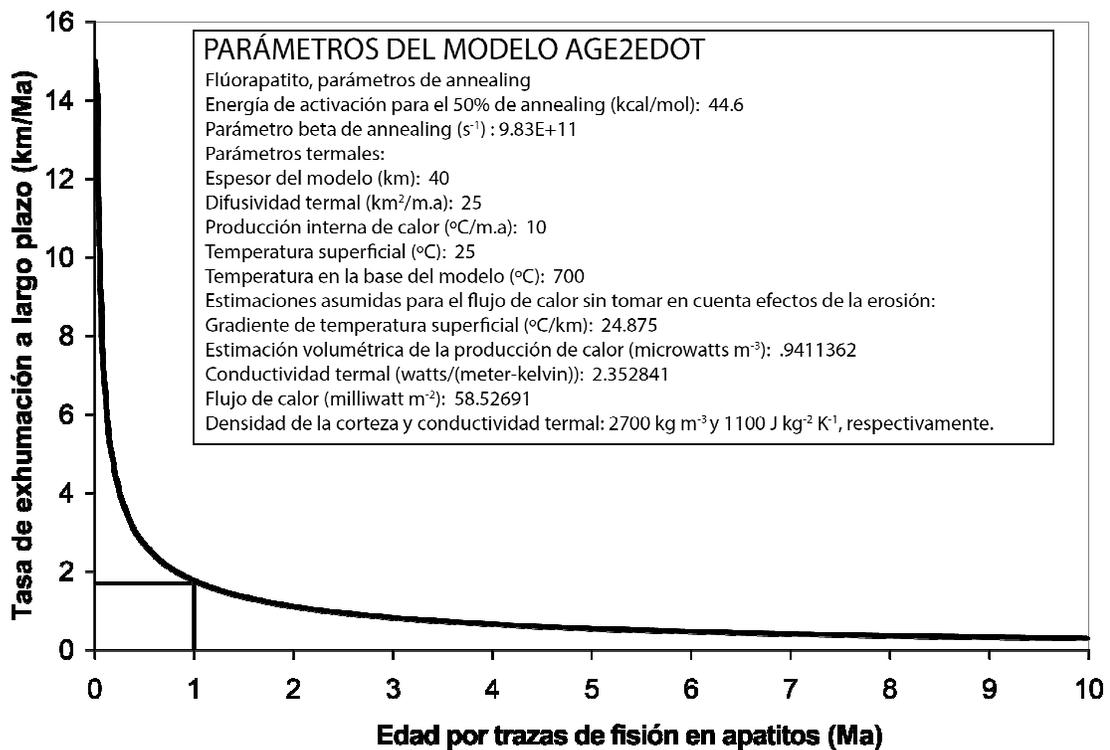


Figura 16. Relación entre edad y tasas de exhumación a largo plazo derivado del código age2edot para Los Andes de Venezuela, los parámetros termales fueron derivados de las predicciones del modelado termocinématico (PeCube; Artículo 9).

1.3 Cálculo de índices de erosión actual

Según el artículo 7 (Bermúdez et al., 2013) los índices de erosión son abstracciones generalizadas que sirven para modelar los procesos de erosión; estos pueden calcularse de diversas formas como una función del poder erosivo del afluente o tributario, el cual se define como la tasa de gasto de energía potencial por corrientes de agua y se ha utilizado ampliamente en los estudios de erosión, transporte de sedimentos, y en geomorfología como una medida de la fuerza erosiva de los ríos y arroyos (Wilson y Gallant, 2000). El análisis se basa en una predicción de la tasa de incisión en el lecho rocoso como una función de la potencia de la corriente (Finlayson et al, 2002; Tucker y Whipple, 2002). La fórmula general es:

$$\dot{e} = kA_s^m S^n \quad (5)$$

Donde \dot{e} es la tasas de incisión local, A_s es el área de drenaje (desagüe) aguas arriba (empleada como una aproximación para el caudal), S es la pendiente local, m , n y k son constantes. El parámetro k está relacionado a la litología.

Con el propósito de incorporar las variaciones espaciales de la tasa de precipitación P y estudiar su influencia sobre el índice de erosión se realiza la siguiente modificación a la fórmula anterior, así quedaría:

$$\dot{e}_p = \sum (A_p P)^m S^n \quad (6)$$

Donde A_p es el área de cada píxel y el símbolo de sumatoria indica que toma la suma de las precipitaciones sobre cada píxel dentro de la cuenca. En el artículo 7 se denota por \dot{e}_p al índice de erosión con precipitación.

Diferentes valores de m y n pueden ser usados en las ecuaciones anteriores dependiendo de la forma como son controladas las tasas de incisión de los ríos. Así se derivan las siguientes expresiones:

Poder de flujo total "Total stream power" (TSP)

La erosión está controlada por el poder de flujo de agua que puede existir en la cuenca, en este caso $m=1$ y $n=1$.

$$TSP = A_s S$$

Poder de Flujo Unitario "Unit Stream Power" (USP)

La tasa de incisión está controlada por la amplitud o ancho del canal $m=0,5$ y $n=1$, por lo que:

$$USP = A_s^{0.5} S$$

Poder de Flujo de Cizalla "Shear Stress Power" (SSP)

Si la incisión es controlada por el esfuerzo de cizalla fluvial $m=0,33$ y $n=0,67$. Así se obtiene:

$$SSP= A_s^{0.33}S^{0.67}$$

Las ecuaciones anteriores miden la potencia erosiva de la corriente de agua basado en el supuesto que el caudal (descarga) (Q) es proporcional al área de la cuenca específica. También predicen la erosión total en el área del perfil de convexidad y la concavidad tangencial. (Las zonas de convergencia y aceleración de flujo) y la depositación neta en áreas de perfil cóncavo (zonas de disminución de la velocidad de flujo).

1.4 Erosión y geometría fractal

El modelado terrestre y su expresión topográfica son el resultado de la acción de dos procesos frecuentemente contrapuestos: tectónicos y erosivo-sedimentarios. En los últimos años han proliferado los estudios que abordan la aplicación de la geometría fractal a problemas geomorfológicos, y especialmente al del modelado por la erosión fluvial. También han sido analizados desde la perspectiva fractal entre otros temas, la erosión de los acantilados litorales, los escarpes de fallas, las repercusiones de la tectónica y el clima sobre la topografía, la geometría de cuencas hidrográficas, etc.

Hoy en día se menciona que la morfología del paisaje y los procesos de erosión podrían ser invariantes a los cambios de escala y, por tanto, fractales. Sin embargo, cambios en los valores de la dimensión fractal pudieran estar asociados a cambios en los agentes controladores del paisaje dentro de las cuencas hidrográficas. Probablemente, mientras algunos procesos puedan actuar sobre un amplio rango de escalas, como por ejemplo las redes de drenaje, otros sólo deben operar sobre intervalos espaciales muy concretos, como es el caso de los glaciares.

La dimensión fractal es un concepto para la medición de la rugosidad en la curva fractal que muestra el grado de complejidad del sistema en estudio. De hecho, la dimensión fractal es una cantidad estadística que muestra cómo un fractal ocupa el espacio cuando la escala disminuye. Esta característica de los fractales es robusta y es independiente de la relación de aumento o crecimiento del fractal.

Para el estudio de la distribución altitudinal de las cuencas, en primer lugar, se convierte el mapa topográfico de toda la cuenca a un archivo numérico que será trasladado a un sistema de información geográfica (SIG). Posteriormente se calcula la red de drenajes, la acumulación y dirección de flujo, los datos son ordenados para estimar el orden de Strahler. Este mide la forma como los tributarios se van sumando para formar un curso de agua de un nivel mayor. Cuando dos corrientes de orden menor se reúnen, forman un arroyo con un orden más alto que el original. Por lo tanto, dos corrientes de primer orden se combinan para formar una segunda corriente de orden, dos corrientes de segundo orden se combinan para formar una corriente regresivas de tercer, y así sucesivamente. De esta manera es posible estimar la relación de bifurcación R_B como (Khanbabaei et al., 2013):

$$R_B = \frac{N_i}{N_{i+1}}$$

donde N_i es el número de arroyos de orden i . La relación de orden de longitud R_l , se calcula como:

$$R_l = \frac{r_i}{r_{i+1}}$$

Donde r_i es la longitud de los arroyos de orden i ; R_B y R_l generalmente son casi constantes para un rango de ordenes de tributarios en el drenaje de una cuenca. Combinando estas dos últimas ecuaciones se define la dimensión fractal de la red de drenajes como:

$$D = \frac{\ln\left(\frac{N_i}{N_{i+1}}\right)}{\ln\left(\frac{r_i}{r_{i+1}}\right)} = \frac{\ln(R_B)}{\ln(R_I)} \quad (7)$$

La geometría fractal puede ser considerado como un método adecuado en el estudio de la geomorfología de los ríos (Turcotte, 2007; Khanbabaie et al., 2013). La dimensión fractal de las redes fluviales en las cuencas sugiere el grado de similitud geomorfológica e hidrológica en ellos, parámetros tales como la relación longitudinal de los cauces, la relación filial, su curvatura y la abundancia, la forma y el ancho de las direcciones, y las particularidades topográficas de la región, las cuales se consideran importantes en la determinación de la dimensión fractal. Matemáticamente hablando, las cuencas cuyas dimensiones fractales son las mismas serían métricas equivalentes, por lo tanto, no habría mucha similitud entre las propiedades geomorfológicas y las características hidrológicas de las cuencas. La interrupción de esos patrones de similitud o autosimilaridad, es una de las características más importantes a estudiar ya que esto significa que a lo largo del tiempo geológico diferentes fenómenos han ejercido controles temporales sobre el patrón de drenajes.

La dimensión fractal se mencionará en el capítulo 3 de resultados preliminares a lo largo de la cuenca del río Orinoco.

1.5 Modelado termocinemático 3D (PeCube)

El código termocinemático 3D PeCube desarrollado por Braun (2003) constituye una parte fundamental de la termocronología cuantitativa (Braun y Robert, 2005; Braun et al., 2006; 2012). Este código resuelve la ecuación del calor en tres dimensiones usando el método de elementos finitos el cual es una técnica numérica

(Burden y Faires, 2002) que en el caso particular de PeCube permite resolver el siguiente problema de valor de frontera:

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + \rho A$$

$$\left\{ \begin{array}{l} T_0 = T_0(x, y, z, t = 0) \\ T(x, y, z = S(x, y, t), t) = T_{MSL} + \beta S \\ T(x, y, z = -L, t) = T_1 \\ \frac{\partial T}{\partial n} = 0 \text{ en el borde} \end{array} \right. \quad (8)$$

En donde: $T(x, y, z, t)$ es la temperatura; ρ es la densidad de la roca, c es la capacidad calórica; k es la conductividad térmica; A es la producción de calor; u, v, w son las velocidades de migración vertical de las rocas; T_0 es la temperatura inicial; $S(x, y, t)$ es la altitud en superficie considerando como base el nivel del mar; T_1 es la temperatura en la base del modelo, asumiendo que está localizada a $z = -L$; T_{MSL} temperatura al nivel del mar; β es la tasa de variación atmosférica. En este modelo, en lugar de definir el flujo de calor es posible usar la temperatura basal, la cual simplifica los cálculos termales.

La ecuación (8) predice la edad en la cual pasa el termocronómetro (mineral de interés) a través de la temperatura de cierre, usando diferentes sistemas termocronológicos. En este caso la ecuación del calor detecta si un bloque de la corteza está siendo afectado por procesos termo-tectónicos (movimiento vertical u horizontal o erosión).

En todos los modelos desarrollados para el presente trabajo de ascenso se ha asumido que no hay influencia del flujo de fluidos, y que la transferencia de calor por advección y conducción de rocas son los mecanismos dominantes de transferencia de calor, esta asunción es importante porque permitirá contrastar zonas con alto flujo de calor observado.

PeCube emplea una mezcla de los métodos Lagrangiano y Euleriano para el campo de fluidos; esta es una forma de mirar el movimiento del fluido, el cual se enfoca sobre ubicaciones específicas en el espacio a través del cual este se distribuye. Estas especificaciones pueden ser aplicadas a cualquier marco de referencia del observador y en cualquier sistema de coordenadas empleado, usado dentro del marco de referencia escogido. Esto permite a PeCube producir frecuentes re-interpolaciones del campo de temperatura en la dirección vertical. Así, se calculan los caminos tiempo-Temperatura (t - T) obteniendo las edades termocronológicas para los minerales aquí empleados (ver Figura 17).

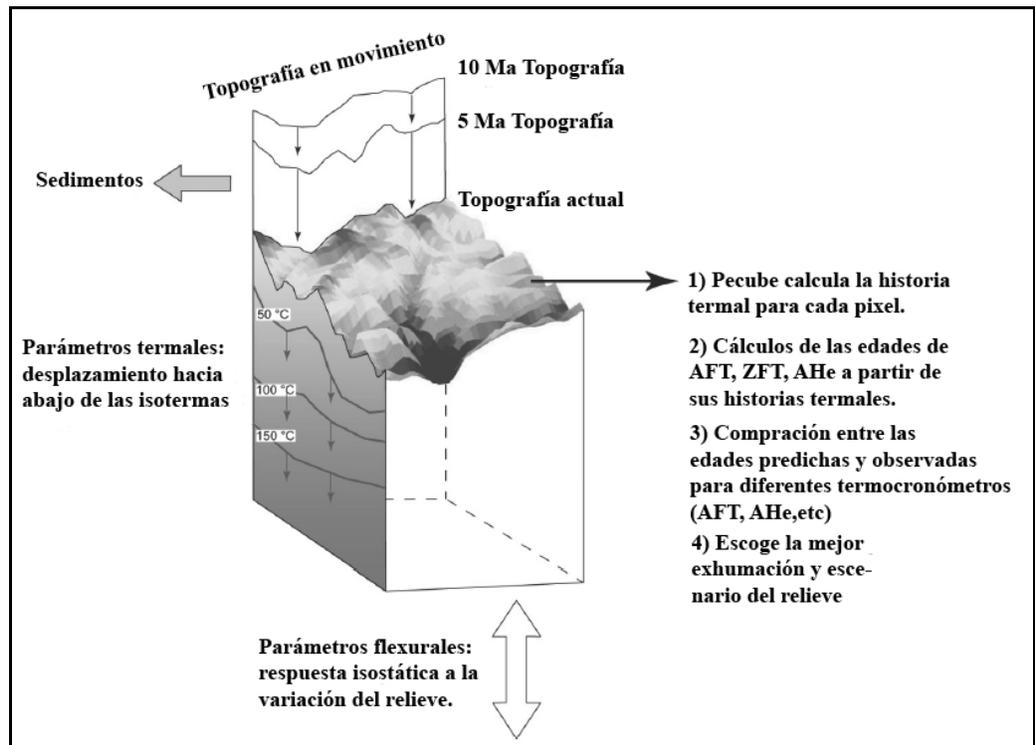


Figura 17. . Pecube resuelve la ecuación del calor en 3-D (Braun, 2003), fue empleado para predecir las edades del AFT, ZFT, AHe para diferentes escenarios de exhumación. Los parámetros texturales y flexurales restringen la respuesta termal del área modelada a cambios de exhumación y relieve. La historia termal de puntos en la superficie se usa para predecir las edades de AFT, ZFT y AHe tomando en cuenta la temperatura de control sobre el desvanecimiento de las huellas “annealing track” y la difusividad del He (Artículo 2; Bustos & Bermúdez, 2015).

1.5.1 Definición de una falla en PeCube

La geometría de una sola falla se incorpora en el código definiendo un sistema de coordenadas local (r, s) que difiere del sistema de coordenadas tridimensional (x, y, z) . Como se muestra en la Figura 18, este sistema se define globalmente por la posición de 2 puntos (x_1, y_1) y (x_2, y_2) en el plano horizontal, y en el eje $z = z_l$, donde z corresponde a la superficie del modelo. El eje r del sistema de coordenadas de la falla se localiza a la derecha de dicha línea (que va a lo largo del punto 1 al punto 2). El eje s es vertical, mientras que el origen se localiza en cualquier parte de la línea en $z = z_l$. Esto significa que la geometría de la falla es bidimensional; está a la derecha de la falla. La velocidad v_o se distribuye a lo largo de la superficie de la falla y el signo indica el sentido del movimiento. Las fallas normales e inversas se definen para el modelo final, es decir, para el resultado. Para cada corrida, la geometría de la falla se recalcula para cada paso de tiempo de acuerdo al campo velocidad. La nueva versión de PeCube (Braun et al., 2012) permite la incorporación del coeficiente de fricción de la falla.

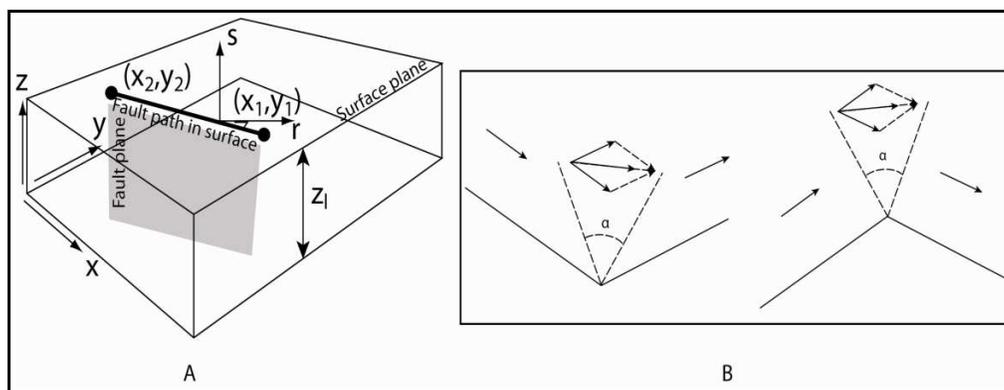


Figura 18. (A) El sistema de coordenadas local (r, s) usado en PeCube. (B) el campo velocidad impuesto en la vecindad de una falla angular (Braun et al., 2012).

El campo de deformación puede describirse a partir del campo velocidad. El campo velocidad se calcula a partir de la geometría de varias fallas y sus respectivas velocidades, de acuerdo al método “*kink-band*” de Suppe (1983). Un campo velocidad bidimensional primero calcula en el sistema de coordenadas de la falla

local (r,s) y después se rota y se traslada hasta la posición apropiada en el espacio PeCube. Primero, es necesario considerar individualmente a cada segmento, en la región definida por el segmento de falla y sus normales al final de cada segmento de la falla, la velocidad (v_0) se coloca paralela a la falla y con amplitud v_0' . Para determinar esta última, se consideran las dos siguientes situaciones, cuando consideramos segmentos de fallas sucesivos, cualquiera de estos forman un ángulo agudo (cerrado) u obtuso (abierto) (ver Figura 18-B).

En el primer caso (ángulo agudo), la dirección del vector velocidad en la región de “solape” es colocado a la media de las direcciones de los dos segmentos (usando la definición de la suma de dos vectores para calcular la media); su amplitud es:

$$v_0' = v_0 \frac{\cos(\alpha)}{\cos\left(\frac{\alpha}{2}\right)}$$

En donde α es el ángulo formado por las dos perpendiculares a los segmentos. En el segundo caso, la dirección es también la media de las direcciones de los segmentos; pero su amplitud es dada por:

$$v_0' = \frac{v_0}{\cos\left(\frac{\alpha}{2}\right)}$$

Las amplitudes se obtienen mediante la imposición continua de la componente normal de la velocidad a lo largo de las fronteras que definen las diferentes regiones, para asegurar que se cumpla la ley de conservación de la masa.

1.5.2 Selección de los mejores modelos directos

La selección es basada en el cálculo del “*misfit*” (norma L_2 o error cuadrático medio), el cual se estima mediante la siguiente expresión:

$$misfit = \frac{1}{n} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (t_{obs}^i - t_{cal}^i)^2}{error_{obs}^i}} \quad (9)$$

Donde n es el número de observaciones, t_{obs} y t_{cal} corresponde a las edades observadas y predichas por PeCube para cada una de las muestras i .

1.6 Algoritmo de Entorno Vecino (Neighborhood Algorithm)

Una vez que se ejecuta el código termocinémático en su versión directa (forward) es necesario para entender como los diferentes mecanismos de exhumación y modelos termocinémáticos controlan la distribución de edades realizar una exploración robusta del espacio de parámetros, esto sólo es posible a través de las inversiones en el cual PeCube está acoplado con el algoritmo-NA (Herman et al., 2007, 2009; Campani et al., 2010; Robert et al., 2011; Braun et al., 2012).

El NA es un procedimiento numérico de dos etapas que sirve para calcular los estimados Bayesianos de los parámetros de entradas para problemas inversos no lineales (Valla et al., 2010; Glotzbach et al., 2011). La primera etapa o fase de muestreo es un método de búsqueda iterativa, durante el cual el muestreo se concentra sobre regiones del espacio multidimensional de parámetros en la cual la función misfit es optimizada numéricamente. El espacio de parámetros se divide en celdas de tipo Voronoi centradas sobre cada modelo muestreado, esto representa el entorno cercano sobre cada punto. Una cierta cantidad de modelos directos (forwards) con mejor ajuste (mayor al 50%) es usado para definir nuevas celdas Voronoi y así redefinir un nuevo espacio de parámetros. Este nuevo espacio de parámetros es muestreado durante la próxima iteración de forma aleatoria, eventualmente

convergiendo hacia una de varias familias que inimizan la función misfit dada por la ecuación (9).

Posteriormente se usa el Criterio de Información Bayesiana (Schwarz, 1978) para la selección del modelo con diferente número de parámetros. Cuando se estiman parámetros de modelos usando estimación por máxima verosimilitud, es posible incrementar la verosimilitud añadiendo parámetros, lo cual puede resultar en un sobreajuste de los datos (Glotzbach et al., 2011). El BIC resuelve este problema introduciendo un término de corrección para el número de parámetros en el modelo. Así el BIC vendría dado por la siguiente expresión:

$$BIC = \frac{1}{\ln(L_{\max})^2} + k \cdot \ln(n) \quad (10)$$

donde L_{\max} es la máxima verosimilitud obtenida para el modelo ($L = e^{-\text{misfit}}$), k es el número de parámetros libres y n es el número de observaciones, respectivamente.

La resolución de los parámetros es asegurada mediante la función de densidad de probabilidad marginal asociada (PDF) obtenida mediante el remuestreo del conjunto de modelos y es controlada por la función de densidad de probabilidad posterior (PPD), la función $\log(\text{PPD})$ es simplemente la función logarítmica de la verosimilitud L .

En los artículos 2, 4, 8 y 9 se ha empleado los fundamentos de la modelización numérica termocinémica 3D (Pecube).

CAPÍTULO II INTEGRACIÓN DE ARTÍCULOS SOBRE EXHUMACIÓN DE LOS ANDES DE VENEZUELA

2.0 Introducción

En el presente capítulo se hace una integración de los artículos (1, 4, 5, 7, 8, 9 y 12) los cuales contemplan la relación entre la exhumación de Los Andes de Venezuela, los procesos de reactivación de fallas, la relación entre exhumación y patrones de depositación en las cuencas antepaís de Maracaibo y Barinas, y el estudio de la relación clima-relieve-tectónica como agentes controladores del relieve actual de esta cadena.

2.1 Integración de publicaciones (1, 4, 5, 7, 8, 9, y 12)

En el artículo 5 (Bermúdez et al., 2014b) se hace una revisión exhaustiva e integración de todos los estudios termocronológicos que se han llevado a cabo hasta ahora en Venezuela, el mismo fue redactado en español e incluye una discusión detallada de los resultados obtenidos en los artículos 7, 8, 9 y 12, además de la incorporación de los primeros resultados sobre termocronología por trazas de fisión en apatitos y circones realizados por Kohn et al., (1984a) a lo largo de Los Andes de Venezuela.

Los artículos 1 y 4, al ser publicados recientemente, no fueron incorporados en tal en la discusión planteada en el artículo 5. Del artículo 1, es posible observar que los mayores pulsos de exhumación de Los Andes de Venezuela ocurridos hace 8 Ma (Artículo 9; Bermúdez et al., 2011b) coinciden con las edades de depositación y posible soterramiento de la Formación Parángula. Análogamente, el pico de 4 Ma equivalente a la exhumación de un bloque tectónico en la Sierra La Culata, llamado Bloque El Carmen (Kohn et al., 1984a; artículos 9 y 12) coincide con la depositación de formaciones en el flanco norandino (Formación Betijoque) y en el flanco surandino (Formación Río Yuca). La Formación Pagüey de edad Eoceno Medio

(Kiser, 1997 en el LEV), fue reseteada, es decir, motivado al gran volumen de sedimentos que se produjeron en el Mioceno, la Formación Pagüey fue soterrada, por lo que las trazas de fisión sufren desvanecimiento producto del calentamiento, resultando más jóvenes que las edades de depositación. En contraste, para la Formación Parángula los datos palinológicos y medidas de longitudes por trazas de fisión indican que la temperatura alcanzada por el soterramiento de esta formación no fue suficiente, por lo que la edad de depositación es más joven que el establecido anteriormente (Mioceno Temprano-Medio, LEV).

La comparación entre las edades obtenidas por trazas de fisión dentro de las formaciones sinorogénicas (Betijoque en el flanco norandino; Pagüey, Parángula, y Río Yuca en el flanco surandino) reflejan el comportamiento asimétrico de la exhumación de la parte central de Los Andes reportada en los artículos 8 y 9 (Bermúdez et al., 2011a, b). El artículo 8 (Bermúdez et al., 2011a) es una versión en español del artículo 9 (Bermúdez et al., 2011b).

En cuanto a la publicación 4 (Bermúdez et al., 2014a), se presentan los primeros resultados obtenidos de la aplicación del método termocronológico (U-Th)/He en apatitos y circones a lo largo de la traza principal de la falla de Boconó. Los resultados sugieren que las edades obtenidas por el método (U-Th)/He en apatitos arrojan edades entre 0.8 a 2 Ma, que coincide con las edades obtendidas por trazas de fisión para el bloque tectónico El Carmen (artículo 12; Bermúdez et al., 2010). Sin embargo las edades obtenidas por este mismo método para el caso del mineral circón refleja una reactivación de la falla de Boconó a 9 Ma, lo cual es consistente con los resultados obtenidos en los artículos 8 y 9. Estos resultado preliminares, también indican que en bloques tectónicos alejados a la falla de Boconó, las edades de exhumación son muy similares a las obtenidas por el método de trazas de fisión en circón por Kohn et al., (1984a).

Estos resultados fueron comparados con las predicciones de las simulaciones numéricas proporcionadas en los artículos 8 y 9 (Bermúdez et al., 2011a y b). Se encontró que las predicciones de edades proporcionadas por el código termocinemático (PeCube; Braun et al., 2003; 2006) son muy similares a las edades observadas, así el comportamiento asimétrico de la cadena queda demostrado utilizando otros termocronómetros.

CAPÍTULO III INTEGRACIÓN DE ARTÍCULOS A LO LARGO DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA Y CUENCA DEL RÍO AMAZONAS, NORTE DE SURAMÉRICA

3.0 Introducción

En el presente capítulo se hace una integración de los artículos 2, 6, 10 y 11, en los dos primeros se estudia el posible origen y rejuvenecimiento de superficies de erosión presente en la Cordillera Central de Colombia. En los artículos 10 y 11 se integra una base de datos termocronológica por trazas de fisión en apatitos compilada por este autor, junto a bases de datos biológica (flora y fauna), palinológica, elevación, cambios eustáticos del nivel del mar, tasas de acortamiento y sedimentación los cuales permiten analizar la respuesta de la adaptación de la biodiversidad a los pulsos tectónicos que generaron la exhumación de Los Andes del Norte y Los Andes Centrales de Suramérica.

3.1 Importancia del estudio de paleosuperficies (Artículos 2 y 6).

Es bien reconocido (Burbank y Anderson, 2001) que durante largos intervalos de quietud tectónica, la topografía puede ser reducida por procesos erosionales y de esta forma puede generarse un paisaje de bajo relieve. Remanentes erosionales aislados (monadnocks o inselbergs) pueden ser rodeados por pedimentos: superficies erosionales o zonas de bajo relieve tallados en la corteza. A través de amplias regiones geográficas las peneplanicies se caracterizan por tener una topografía ligeramente ondulada y generalmente sin rasgos, que pueden ser resultado de la erosión y la depositación continuada durante mucho tiempo en la ausencia de deformación activa. Cuando tales superficies de erosión se formaron en el pasado geológico, a menudo fueron finalmente enterrados por la posterior etapa de depositación, de manera que una discordancia regionalmente extensa se conserva.

Cuando tales superficies de bajo relieve (pedimentos, penillanura, discordancias regionales) son elevadas tectónicamente, ellas pueden formar marcadores prominentes en el paisaje. Normalmente estas superficies de erosión se identifican por el bajo relieve de las superficies levantadas, una conformidad entre las alturas de los picos, y/o la topografía suavemente variable de terrenos ampliamente plegados o con fallas. A menudo, este bajo relieve contrasta con un frente cercano tectónicamente activo caracterizada por alto relieve.

Remanentes de superficies de erosión o plateaus han sido de vital importancia para reconocer procesos de exhumación o de formación de paisaje a lo largo del Plateau Tibetano (van der Beek et al., 2009). La Figura 5 del artículo 12 (Bermúdez et al., 2010) demuestra la existencia de superficies de erosión a lo largo de Los Andes de Venezuela.

También en el cratón de Guayana (Schubert y Hubert, 1990; Briceño y Schubert, 1990) han demostrado la existencia de superficies de erosión en el área de la Gran Sabana, argumentando que las formas de estos plateaus están claramente controlados por la estructura y disposición de la roca infrayacente.

Choubert (1957) menciona sobre los relieves concéntricos (Figura 19) en las rocas del basamento del cratón de Guayana, en donde hace énfasis de cómo las fracturas desempeñan un papel importante en las rocas compactas, indica que aún no se ha podido explicar el origen de los mismos, infiriendo que su génesis puede ser resultado de la consolidación de los magmas por enfriamiento y en cierto modo, las fracturas serían fisuras de contracción. Otra hipótesis que plantea ese autor, es que la erosión aligera la cobertura del macizo granítico por relajamiento de las tensiones internas, así un aumento imperceptible de volumen hace que la roca estalle, siguiendo superficies curvas quizá coincidentes con la organización de la materia durante su consolidación. Evidentemente los dos postulados no son contradictorios, indicando que el relieve de los escudos están organizados en función de las fracturas.

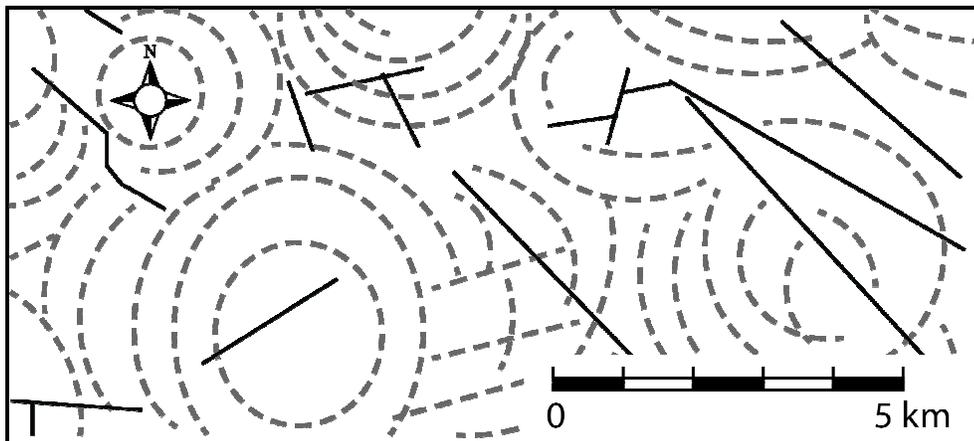


Figura 19. Relieve concéntrico en las rocas del basamento del cratón de Guayana (Tomado de Choubert, 1957).

Schubert y Huber (1990) indican que uno de los elementos fundamentales que afectan en gran parte la geomorfología del sector tepuyano son los agentes erosivos, mencionando que la erosión a gran escala ha removido preferencialmente las zonas de los anticlinales que hoy forman las zonas bajas alrededor de las mesetas, de acuerdo a estos autores, los tepuyes constituyen remanentes de grandes sinclinales erosionados puestos en relieve por inversión tectónica. A continuación, se muestra en la figura 20 una descripción de la hipótesis de la evolución geomorfológica del paisaje tepuyano elaborado por Schubert (1984).

Varios autores (King, 1953, 1956, 1957, 1967; James, 1959), mencionan que la morfología reflejada en todo lo que corresponde al escudo de Guayana es producto de 2 diferencias litológicas (ígneo-metamórfica) y (sedimentaria) y ello reflejan la formación de varias superficies de erosión.

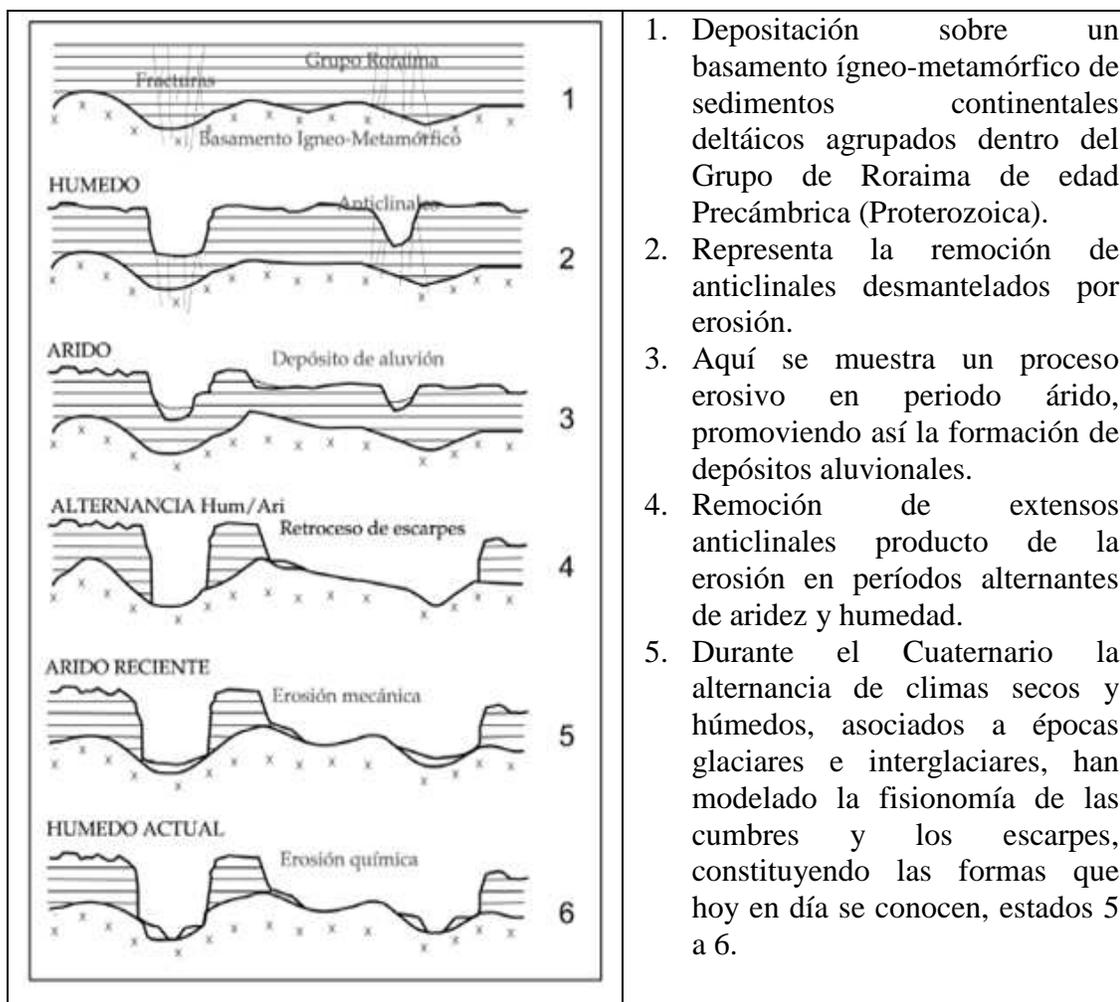


Figura 20. Hipótesis de la evolución geomorfológica del paisaje tepuyano (Tomado de Galán et al., 2004; Schubert, 1984; Calderón, 2015).

Otra hipótesis que trata de explicar la formación de tepuyes en el estado Amazonas, fue planteada por Santiago (2006), esta es mostrada graficamente en la figura 21.

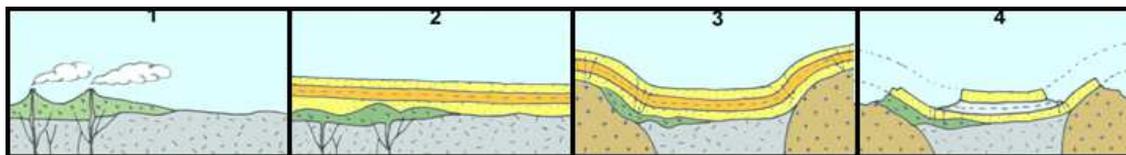


Figura 21. Hipótesis geomorfológica del relieve en el macizo Parú-Euaja y alrededores. 1. Paisaje desarrollado sobre rocas graníticas y volcánicas. 2. Recubrimiento sedimentario. 3. Deformación de las rocas sedimentarias a causa de las intrusiones graníticas. 4. Erosión e inversión topográfica., con posterior peneplanización (Tomado de Santiago, 2006).

Según Schubert et al. (1986) se han reconocido 6 superficies de erosión basadas en observaciones de campo, mapas topográficos, análisis y modelos evaluados a nivel regional en áreas del Escudo de Guayana. A continuación se muestra una tabla de las superficies de erosión del escudo guayanés, basados en el autor mencionado anteriormente.

Tabla 2. Superficies de Erosión del Escudo de Guayana (Tomado de Schubert, 1986).

Elevación (m)	Nombre de la superficie de erosión	Edad
2000-2900	Auyan- tepui	Mesozoico (?)
900-1200	Wonken	Mesozoico (?)
600-700	Imataca	Terciario-Temprano (?)
200-450	Caroní-Aro	Oligo-Mioceno (?)
90-150	Llanos	Plio-Pleistoceno (?)
0-50	Planicie de Inundación, Orinoco	Holoceno

Planicie de Inundación, Orinoco (0-50m)

Consiste en planicies aluviales recientes del Orinoco, fueron depositadas durante la trasgresión del Holoceno, esta ha sido con la Superficie de Mazaruni cuyas planicies se inclinan hacia estas debajo del monoclinal de la costa en Guayana, también ha sido correlacionada con los ciclos Cuaternarios fluviales-climáticos de aridez (regresiones) y húmedos (transgresiones).

Superficie de los Llanos (90-150m)

Se formó en rocas del basamento al sur del mismo, esta superficie está salpicada con irregularidades prominentes denominadas colinas dómicas “bornhardts”, en Guyana se correlaciona con la Superficie Rupununi y en Surinam con la superficie del Terciario Tardío.

Superficie Caroní-Aro (200-450m)

Formadas sobre rocas del basamento del Escudo de Guayana Provincias Imataca, Pastora y Cuchivero y muy localmente en rocas del Grupo Roraima. Se caracterizan por la presencia de domos y topes inclinados, rodeado por rocas altamente alteradas

muy parcialmente por una delgada cobertura aluvial, ha sido asociada con los ciclos transgresivos-regresivos entre el Oligoceno y Mioceno.

Superficie de Imataca (600-700 m)

Corta a través de las formaciones basales del Grupo de Roraima y rocas Ígneo-Metamórficas del basamento, la edad tentativa asignada a la Superficie de Imataca es del Terciario Temprano.

Superficie Wonken (900-1200 m)

Representa la principal superficie que forma la Gran Sabana y se ha formado sobre rocas del Grupo Roraima.

Superficie de Auyán-Tepuy (2000-2900 m)

En el presente forman las cumbres de las montañas amesetadas formadas en las cuarcitas Precámbricas del Grupo Roraima, esta superficie ha sido intensamente esculpida, en gran medida debido a la explotación de las fracturas por parte de soluciones de cemento silíceo de las cuarcitas.

En la figura 22, se presenta en forma grafica una posible explicación para el origen de las superficies de erosión.

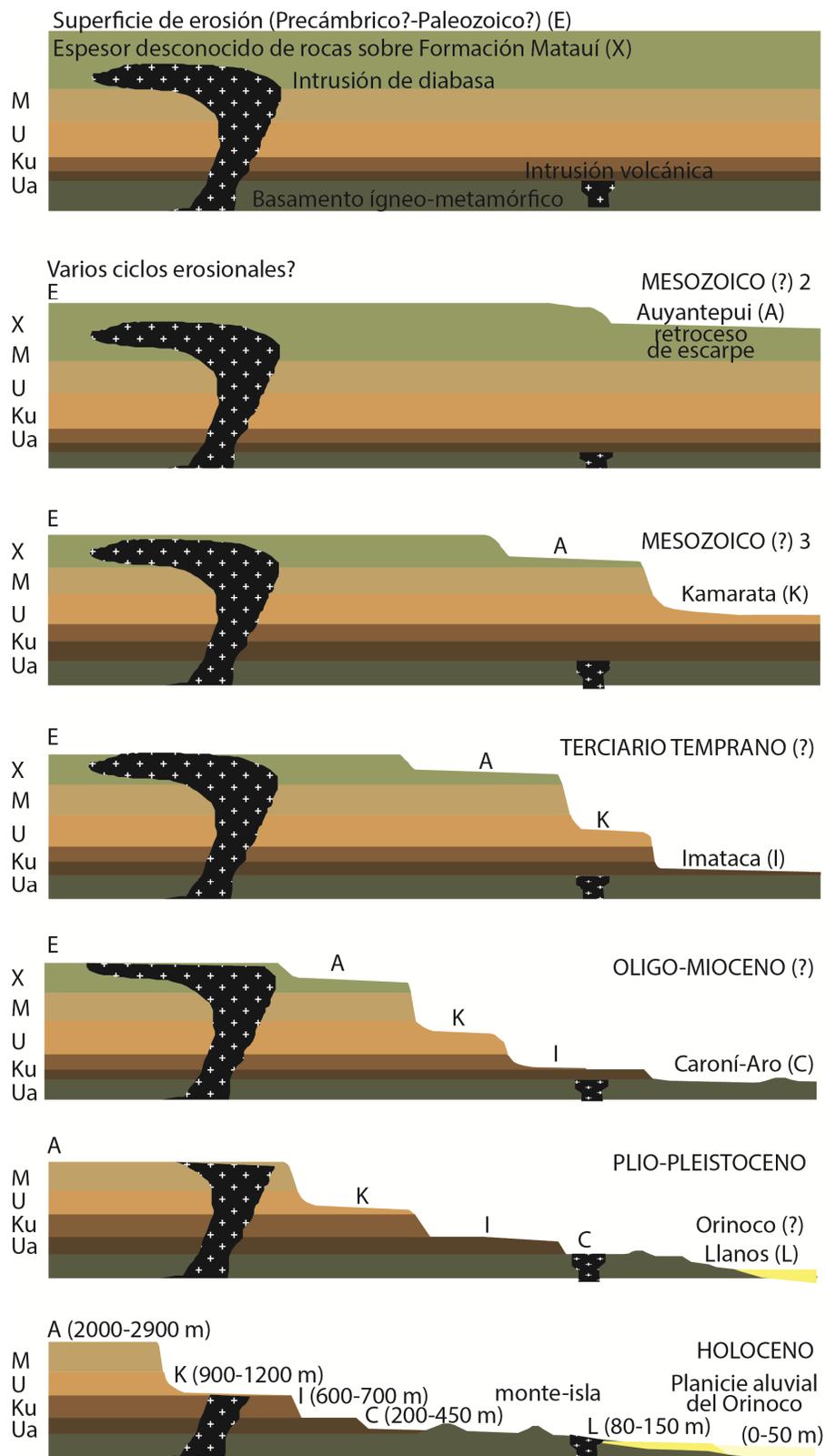


Figura 22. Modelo de Superficies de Erosión (Tomado y modificado de Ollier y Pain, 2000).

Singer (1977) ha reconocido diferentes superficies de erosión a lo largo de la Cordillera de la Costa, este autor menciona que Aguerrevere y Zuloaga (1937) señalan por primera vez la existencia de superficies de aplanamiento antiguas cortando las diversas rocas de la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior (ver Figura 23). De acuerdo con Singer (1977) de la correlación de estos diversos aplanamientos y de la diferenciación neotectónica del volumen montañoso actual de la Cordillera de la Costa como consecuencia de movimientos de bloques verticales controlados por el sistema de fallas del Avila. De una manera general, el autor sugiere que los procesos de exhumación diferencial de la Cordillera de la Costa desde el Neogeno, explica el escalonamiento del conjunto de los aplanamientos analizados y de los litotopos de meteorización correspondientes.

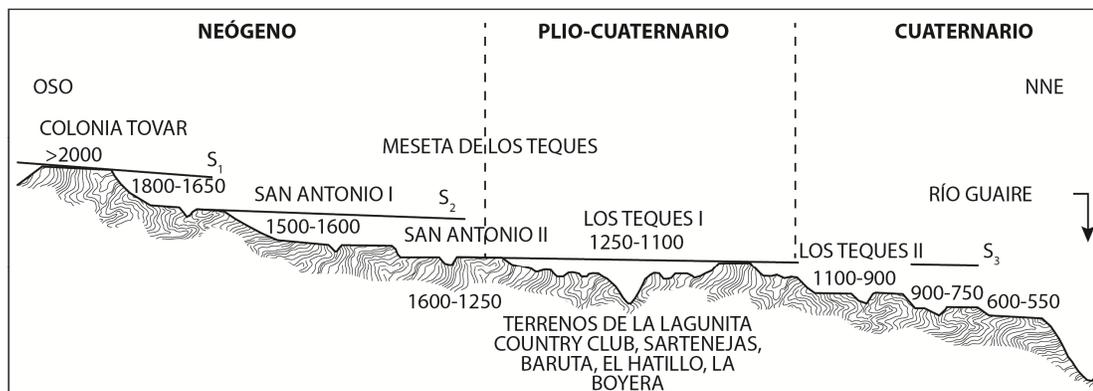


Figura 23. Superficies de aplanamiento a lo largo del sector sur de Caracas (Modificada de <http://www.pdv.com/lexico/excursio/exc-77a.htm>).

Además de las superficies de erosión encontradas en Venezuela lo largo de Los Andes Suramérica, existen otras superficies de erosión como las reportadas por Kennan et al. (1997) para Bolivia, las cuales evidencian un levantamiento superficial durante el Cenozoico tardío. Otra superficie de erosión de gran extensión y altitud es el Altiplano Puna Plateau en Los Andes Centrales (Almendiger et al., 1997). Otras que ocupan una menor extensión y han sido preservada por expulsión de material volcánico se encuentran en Los Andes del Norte. Por ejemplo, Pages y James (1981) reconocieron dos superficies de erosión situadas a ambos lados del río Aburrá o

Medellín en la Cordillera Central de Colombia, las cuales fueron fechadas por dos métodos: 1) mediante comparación y correlación con los sedimentos de las formaciones Mesa y Honda del río Magdalena y 2) mediante dataciones paleomagnéticas. Los resultados sugieren un comportamiento diferencial entre la superficie del norte llamada Santa Rosa de Osos y la del sur llamada Río Negro, caracterizándose en dos fases de exhumación desde el Mioceno al Plioceno-Cuaternario. Adicionalmente, estos autores sugieren que la forma de las superficies de erosión suministra una medida de la deformación tectónica durante la orogenia andina. Otros autores, como Hermelín et al. (2007) y Toro et al. (2008) discriminan 35 superficies de erosión empleando correlaciones y dataciones termocronológicas. Discriminar los mecanismos que generan y rejuvenecen las superficies de erosión a lo largo del tiempo geológico es vital para entender la interacción de procesos tectónicos, climáticos y superficiales sobre la evolución del paisaje. Por esta razón, en el artículo 6 (Bustos et al., 2013) se emplea la misma metodología del artículo 12 (Bermúdez et al., 2010) combinada con medidas geomorfológicas como la integral hipsométrica para discriminar si tales superficies de erosión están en alguna de estas tres fases: juventud, madurez o vejez. Esa información fue clave para reclasificar las superficies de erosión de acuerdo al proceso al que se encuentran sometido. Posteriormente en el artículo 6 (Bustos y Bermúdez, 2015) se utiliza una base de datos termocronológica y el modelado numérico termocinemático PeCube para discriminar el número de escenarios de exhumación que ocurre a lo largo del Altiplano Antioqueño. La razón por la cual se aplica a esta zona, es la existencia de más de 67 datos termocronológicos a lo largo del área de estudio. Los resultados sugieren que se necesitan más de tres fases de exhumación para generar tales superficies, y que hoy en día esas fases de exhumación han ido disminuyendo, esto resultó inesperado debido a que autores como Restrepo-Moreno et al. (2009) sugieren que toda el área posiblemente haya sido exhumada como una sola unidad estructural o bloque tectónico y que se necesitan dos fases crecientes de exhumación (0.2 a 0.4 km/Ma). Adicionalmente, un estudio realizado por Bustos (2014) usando la misma metodología del artículo 7 (Bermúdez et al., 2013) demostró que a lo largo del

Altiplano Antioqueño existen dos controles diferentes, para el norte el relieve parece ser controlado por la tectónica, mientras que para la zona del sur el relieve pareciera ser más controlado por el clima. El análisis de tales superficies de erosión mediante técnicas cuantitativas proporcionó herramientas que actualmente están siendo desarrolladas para estudiar otras superficies de erosión como las anteriormente mencionadas para el caso de Venezuela, donde remanentes de altiplanos, superficies de aplanamientos y grandes mesetas o Tepuyes (Aguerrevere y Zuloaga, 1937; Singer, 1977) han sido pobremente estudiados. Adicionalmente, la existencia de esas superficies planas, podrían representar la expresión superficial de la dinámica mantelar (Braun, 2010; Moucha et al., 2011, 2009).

3.2 Relación clima-relieve-tectónica-biodiversidad a lo largo de la cuenca del río Amazonas

En el artículo 11 (Hoorn et al., 2010) realicé una compilación de todos los datos termocronológicos existentes a lo largo de toda Suramérica. Esos datos fueron comparados con datos palinológicos, biológicos moleculares, cambios eustáticos del nivel del mar, entre otros, para estudiar la evolución de la red de drenaje, realizar una reconstrucción paleogeográfica y estudiar los efectos de la adaptación de la biodiversidad a los cambios topográficos como el levantamiento de toda la cordillera andina suramericana.

Los resultados de esta publicación sugieren en términos de exhumación dos comportamientos completamente diferentes de Los Andes del Norte con respecto a los Andes Centrales de Suramérica. Los primeros parecieran ser mucho más jóvenes que los Andes Centrales, adicionalmente el escape de los Andes del Norte (Egbue y Kellogg, 2010) ha reactivado la transpresión en distintas zonas, y ha reactivado zonas de fallas, esto particiona la cadena en numerosos bloques tectónicos con velocidades de exhumación contrastantes.

La Figura 24 muestra una parte de la base datos termocronológica constituida por 905 edades por trazas de fisión en apatitos y la configuración actual de la red de drenajes, en donde el río Orinoco y el Amazonas correlan paraleamente dividiendo la zona cratónica. La evolución de los Andes del Norte está relacionada con la migración hacia el este y la colisión del Itsmo de Panamá. En contraste, los Andes centrales están más relacionado a la subducción de la placa Nazca por debajo de Suramérica.

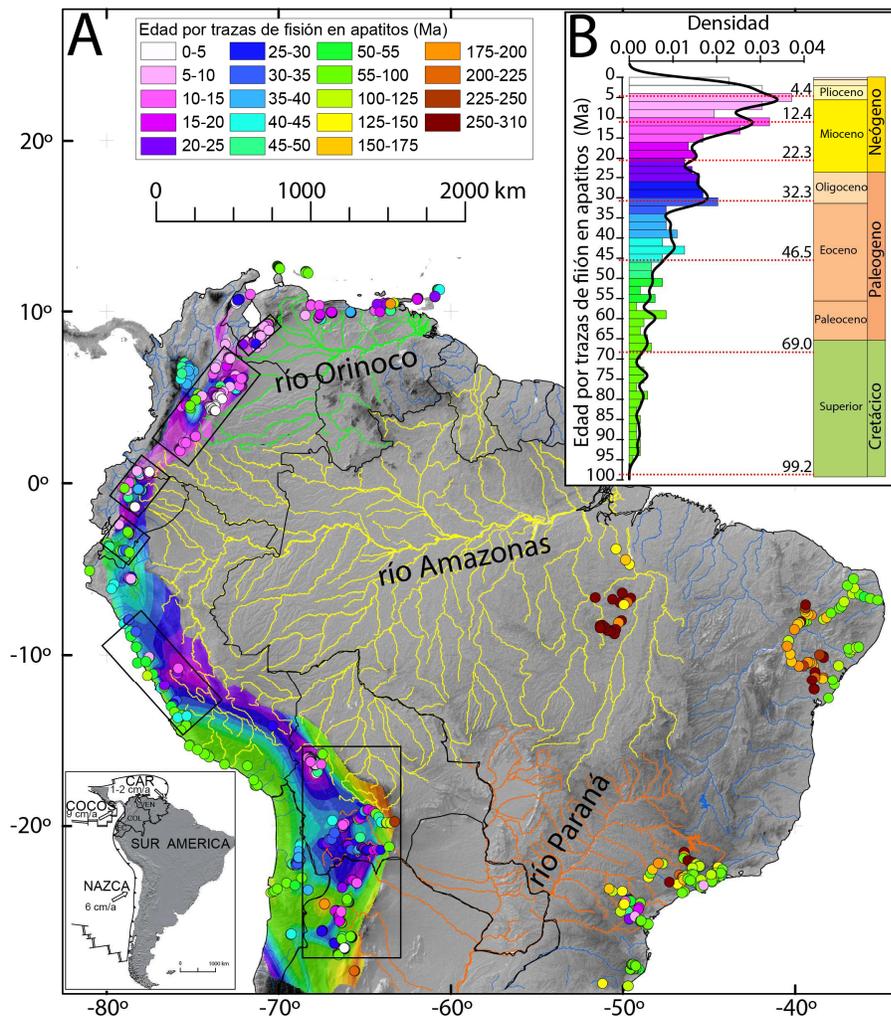


Figura 24. A) Edades de exhumación a lo largo de los andes nortes y centrales de Suramérica basado en datos de trazas de fisión en apatitos. B) Histograma y función de densidad de probabilidad (PDF) para toda la base de datos de Los Andes (Figura S1 en el artículo 11; Hoorn et al., 2010).

La Figura 25 muestra una coparación de las relaciones edad-elevación entre llos andes del norte y centrales, diferentes períodos de reactivaciones de fallas e

interacciones de placas tectónicas lo cual produce una exhumación diferencial de los diversos sectores.

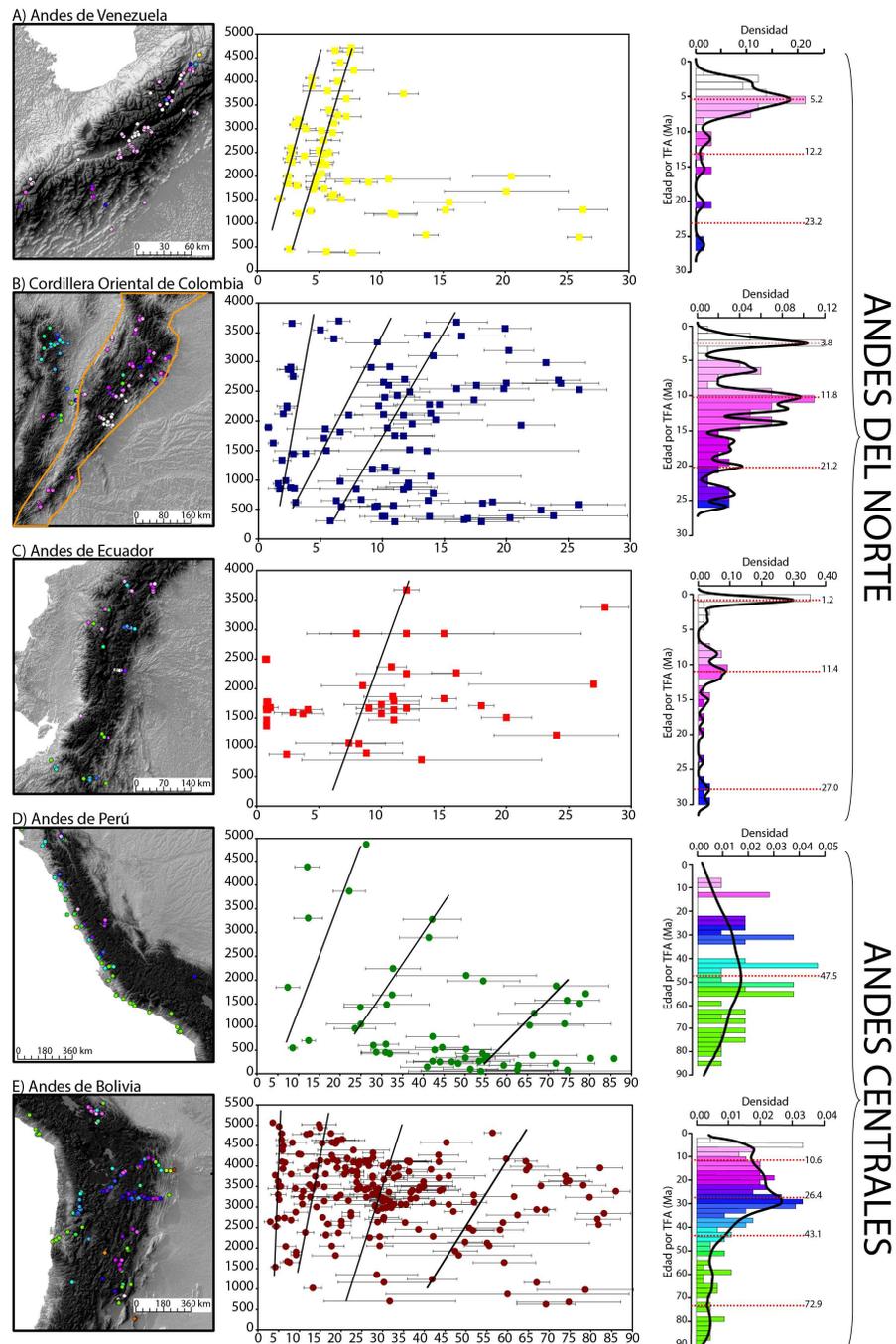


Figura 25. Comparaciones entre relaciones edad-elevación e histogramas y PDF's para: A) Andes de Venezuela; B) Cordillera Oriental de Colombia; C) Andes Ecuatorianos; D) Andes Peruanos y E) Andes Bolivianos (Figura S4 en artículo 11; Hoorn et al., 2010).

En una respuesta al artículo 11, Rull (2011) argumenta que no es posible que la biodiversidad sea más antigua del Plioceno-Cuaternario y que Hoorn et al., (2010) sobreinterpretaron sus datos. Así, como una respuesta a Rull (2011), en el artículo 10 (Hoorn et al., 2010) se explica claramente que la biodiversidad comienza a adaptarse y a diversificarse mucho antes del Cuaternario, evidentemente es normal que en las partes bajas de las cuencas del río Amazonas existe una alta diversidad de animales y plantas recientes (Cuaternario), pero muchos de ellos han ido evolucionando motivado a los pulsos tectónicos y levantamientos orográficos en los alrededores de la cuenca del río Amazonas.

Una vez presentada la discusión de las doce publicaciones acá compiladas, ya se tiene una idea de los procesos tectónicos y la relación con los eventos climáticos en Los Andes de Venezuela, Cordillera Central y orógenos circundantes a la cuenca del río Amazonas, la pregunta natural que aparece es ¿que se podría decir de la relación clima-tectónica a lo largo de la cuenca del río Orinoco?

3.3 Resultados preliminares en un sector de la cuenca del río Orinoco

Con la finalidad de profundizar más sobre las relaciones clima-tectónica-erosión-procesos superficiales a lo largo del Orinoco, durante los últimos dos años me he concentrado en formar un grupo de investigación con estudiantes y colegas para tratar de reconstruir la historia de la parte oeste, sur y central-norte del río Orinoco. Con este propósito he dirigido un total de siete (07) Trabajos Especiales de Grado (Calderón, 2015; Arcia y Viana, 2014; Albornoz y Lezama, 2014; Carmona y González, 2014; López y Uzcátegui, 2014; Figueira y Romero, 2014; Flores, 2013) para optar al título de Ingeniero Geólogo, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Adicionalmente, en el trabajo de ascenso del Prof. Xavier Bustos (Bustos, 2015) quien ha sido un coinvestigador dentro del proyecto Orinoco se ha hecho una compilación de los principales resultados de los Trabajos Especiales de Grado, además de hacer otros cálculos geomorfológicos que no habían sido considerados anteriormente.

Las estrellas de color verde en la figura 26 representan las muestras detríticas recolectadas bajo los proyectos GIAME y CDCH-UCV durante los años 2013-2014, un total de 27 muestras fueron seleccionadas en campo, con la finalidad de fecharlas por el método de termocronología por trazas de fisión en apatitos y circones. En cada uno de los Trabajos Especiales de Grado antes mencionado una vez delimitadas las cuencas hidrográficas se procedió a realizar la separación, concentración y preparación de minerales pesados para su posterior fechado por el método de trazas de fisión en apatitos y circones. Paralelamente, usando la metodología del artículo 7 (Bermúdez et al., 2013) se procedió a estudiar la relación existente entre clima, relieve y tectónica de los sectores circundantes a tales cuencas. Nótese en la Figura 26, la dimensión de área de estudio, la cual ha sido dividida en cinco regiones, flancos norandino y surandino, cuenca de Guárico, cuenca de los Llanos y sector noroeste del cratón de Guayana.

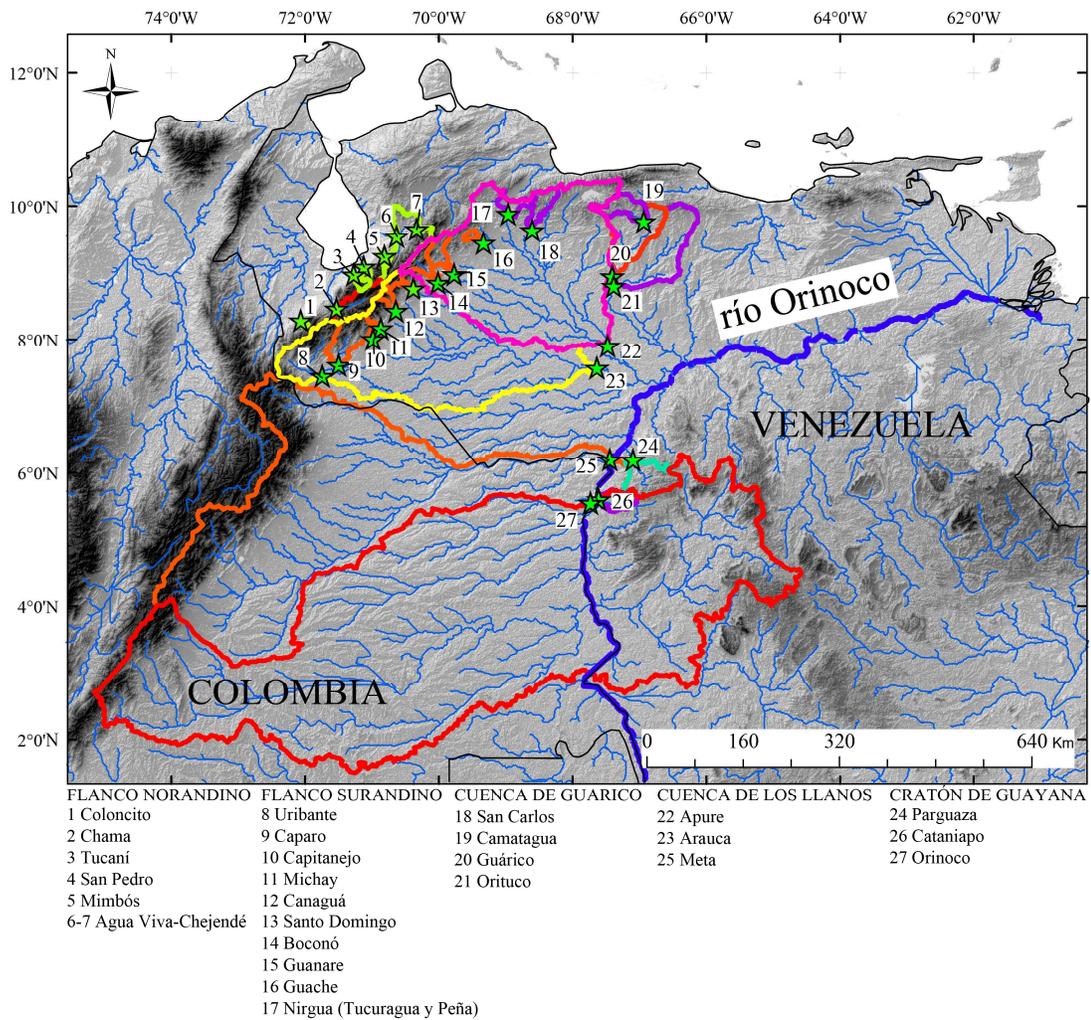


Figura 26. Muestras de sedimentos detríticos fechadas en este trabajo y cuencas hidrográficas asociadas con la finalidad de estudiar la relación entre clima-relieve y tectónica en el vértice noroeste del río Orinoco.

En la Figura 27 se presentan algunas comparaciones entre las cuencas hidrográficas delineadas, en términos de las curvas e integrales hipsométricas, también se presenta un estudio preliminar de la correlación existente entre clima versus relieve.

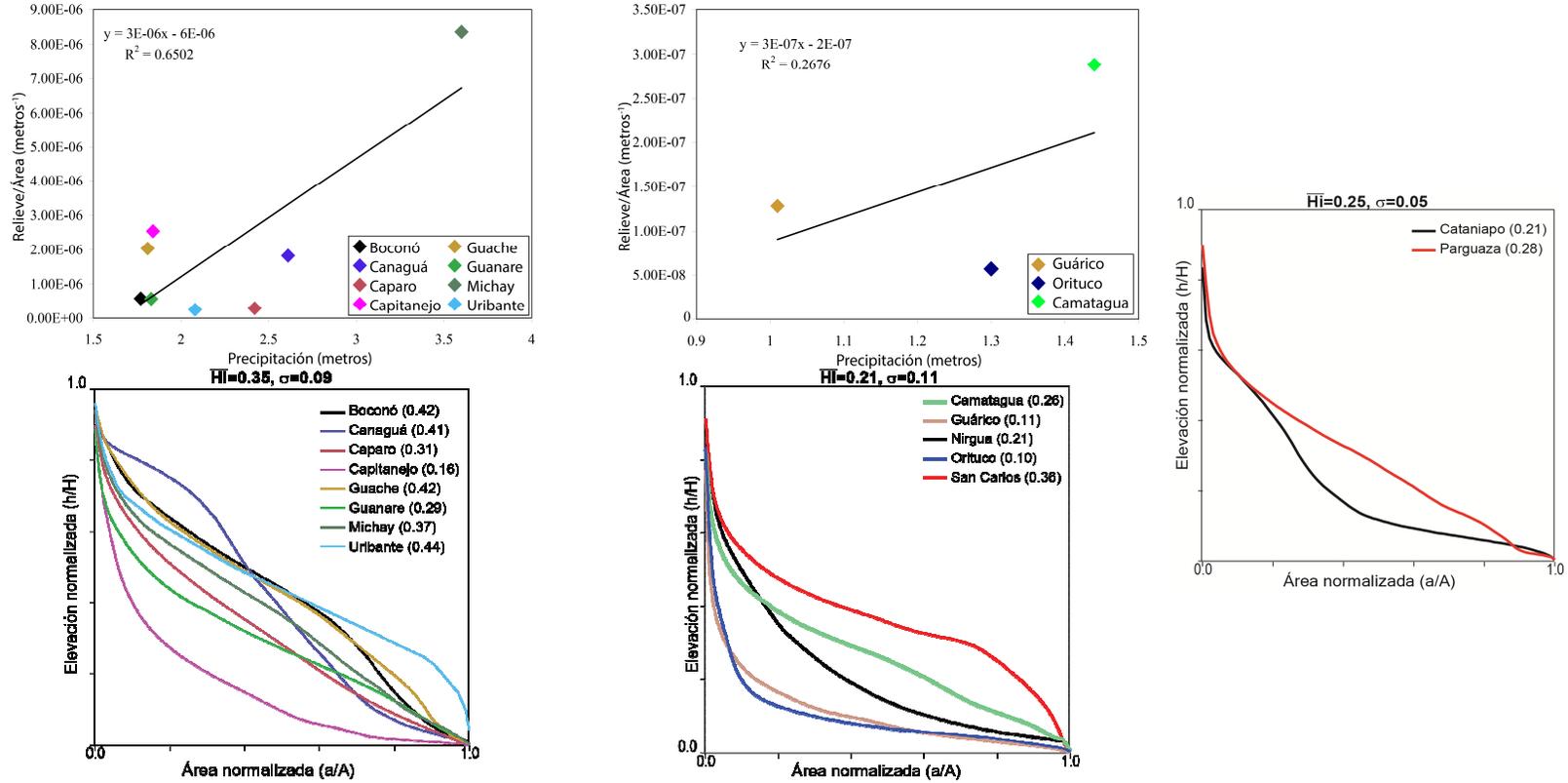


Figura 27. A) Correlaciones existentes entre Precipitación vs Relieve. B) Comparación entre curvas hipsométricas (Modificado de Bustos, 2015).

La Figura 28A, muestra una comparación de los valores promedios de la integral hipsométrica para cada sector, nótese que las cuencas del flanco surandino se encuentran en fase de madurez, mientras que las cuencas ubicadas en la Cordillera de la Costa-Cuenca de Guárico y cratón de Guayana se encuentran en una fase de vejez. La Figura 28B muestra una comparación de la dimensión fractal de cada uno de los sectores, este gráfico muestra que para las cuencas en el flanco surandino los valores de la dimensión fractal se encuentran entre 0.5 a 1, mientras que para las cuencas situadas en la Cordillera de la Costa-Cuenca de Guárico los valores son mayores entre 1 a 1.8, a excepción de la cuenca del río Nirgua en el mismo sector cuyo valor arrojó 4.8. En contraste, las dos cuencas analizadas en el cratón de Guayana arrojaron valores de -0.9 y 1.5, respectivamente. En términos globales la dimensión fractal permite identificar la interrupción de los patrones de autosimilaridad entre las cuencas, lo que confirma el control local del relieve por diversos procesos tectónicos o climáticos.

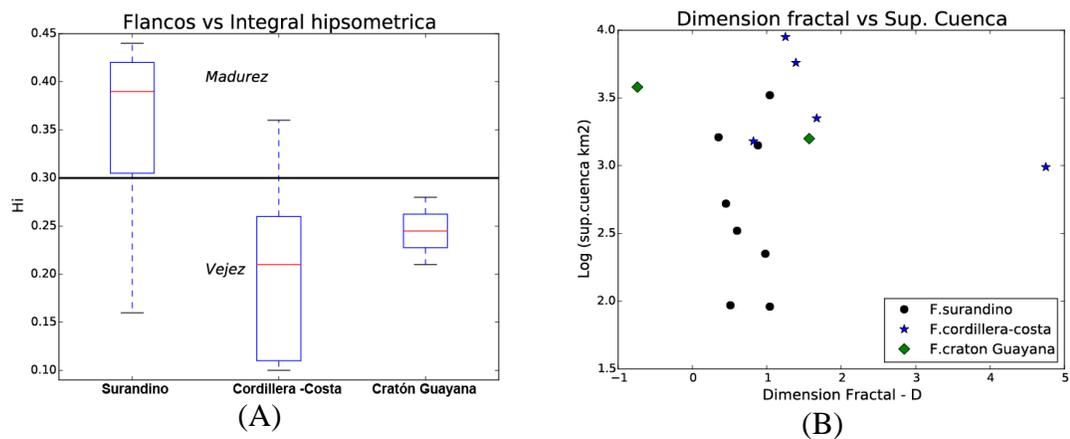


Figura 28. Integral hipsométrica para los tres sectores estudiados. (Der.) Dimensión fractal general vs logaritmo del área de la cuenca (Tomado de Bustos, 2015).

3.4 Resultados preliminares sobre la termocronología detrítica

Las tablas 3 y 4 resumen los resultados obtenidos del análisis de termocronología por trazas de fisión en circones detríticos para las tres áreas mencionadas en la sección anterior.

Tabla 3. Resultados de edades por trazas de fisión en circones detríticos en cuencas que drenan los Andes Venezolanos.

Muestras y posición en la figura 26	n	Rango de edades	Mioceno tardío	Mioceno medio a temprano	Oligoceno	Paleoceno-Eoceno	Cretácico	Jurásico	Pérmico-Triásico	Devónico-Carbonífero	Proterozoico
Zona central de Los Andes de Mérida											
Agua Viva (6)	64	9,8-473,4		17,5 ± 1,6 (12)			80,2 ± 7,5 (19)		248,1 ± 21,4 (33)		
Chama (2)	100	8,5-381,6		18,2 ± 1,2 (19)			72,1 ± 5,1 (43)	141,8 ± 11,6 (38)			
Chejendé (7)	23	62,5-487,9				64,3 ± 15,4 (1)			288,3 ± 28,0 (22)		
Flanco Norandino											
Coloncito (1)	48	28,8-309,2				52,7 ± 8,0 (6)		162,2 ± 11,2 (42)			
Mimbós (5)	19	36,0-435,1				68,6 ± 7,4 (5)			277,6 ± 36,8 (14)		
San Pedro (4)	100	29,7-1524,6				44,8 ± 5,3 (10)	80,3 ± 10,6 (21)	149,7 ± 10,5 (59)			700,3 ± 201,6 (10)
Tucaní (3)	41	45,4-1226,3				55,1 ± 11,7 (3)	114,2 ± 17,3 (11)			347,3 ± 31,6 (27)	
Flanco Surandino											
Boconó (14)	75	8,8-910,7		20,1 ± 1,1 (21)			75,5 ± 4,7 (31)			335,2 ± 43,1 (23)	
Canaguá (12)	37	12,2-747,9		19,7 ± 0,7 (28)					268,6 ± 26,3 (9)		
Caparo (9)	37	65,0-258,8					98,9 ± 25,4 (6)	178,1 ± 16,7 (31)			
Capitanejo (10)	18	121,7-1267,7						154,9 ± 65,7 (2)		328,7 ± 43,9 (16)	
Parángula (13)	70	4,9-537,8	8,1 ± 0,5 (14)	16,7 ± 0,7 (38)		45,6 ± 5,5 (6)		176,2 ± 21,5 (9)			
Santo Domingo (13)	56	3,5-301,3	12,8 ± 0,6 (37)				118,8 ± 8,9 (19)				
Uribante (8)	58	44,8-1009,3				49,9 ± 18,9 (1)	114,8 ± 9,5 (17)			443,8 ± 34,5 (40)	

Note: n = es el número total de granos contados; edades para cada población fueron discriminadas por BINOMFIT ±2 SE. Las muestras fueron analizadas usando un microscopio óptico de 1250x con objetivo secos (100x objetivo, 1.25 factor de ampliación del tubo, 10x oculares).

Tabla 4. Resultados de edades por trazas de fisión en circones detríticos en cuencas que drenan la Cordillera de la Costa, cuenca de los Llanos, cuenca de Guárico y parte del cratón de Guayana.

Muestras	n	Rango de edades	Mioceno tardío	Mioceno medio a temprano	Oligoceno	Paleoceno-Eoceno	Cretácico	Jurásico	Pérmico-Triásico	Devónico-Carbonífero	Proterozoico
Cordillera de la Costa y Cuenca de Guárico											
Camatagua (20)	69	29,3-302,5				57,7 ± 3,3 (19)	96,3 ± 7,9 (44)		250,6 ± 29,2 (6)		
Guárico (19)	54	39,9-344,2				64,3 ± 5,9 (14)	107,9 ± 7,3 (34)		259,6 ± 40,2 (6)		
Orituco (21)	73	43,2-466,2				56,0 ± 12,1 (5)	84,7 ± 10,7 (20)	145,2 ± 12,4 (35)	304,2 ± 46,8 (13)		
Peña (17)	101	21,0-57,4			31,0 ± 4,1 (54)	37,7 ± 5,2 (47)					
						35,9 ± 1,6 (83)					
Tucuragua (17)	100	18,0-70,4		21,4 ± 4,2 (4)		48,3 ± 7,4 (13)					
Cratón de Guayana											
Apure (22)	45	21,2-1310,1			30,8 ± 3,0 (5)		111,9 ± 7,5 (9)			488,3 ± 44,9 (31)	
Cataniapo (26)	23	59,7-1297,8				59,9 ± 8,2 (1)					854,6 ± 105,5 (22)
Meta (25)	52	58,6-805,8					87,8 ± 10,4 (9)	191,5 ± 60,9 (11)		383,3 ± 49,7 (32)	
Orinoco (27)	38	47,1-578,9				51,9 ± 9,9 (2)		128,0 ± 13,7 (14)		365,1 ± 46,7 (22)	
Parguaza (24)	35	258,3-1703,9								466,7 ± 170,2 (11)	903,5 ± 208,3 (24)

Note: n = es el número total de granos contados; edades para cada población fueron discriminadas por BINOMFIT ±2 SE. Las muestras fueron analizadas usando un microscopio óptico de 1250x con objetivo secos (100x objetivo, 1.25 factor de amplificación del tubo, 10x oculares).

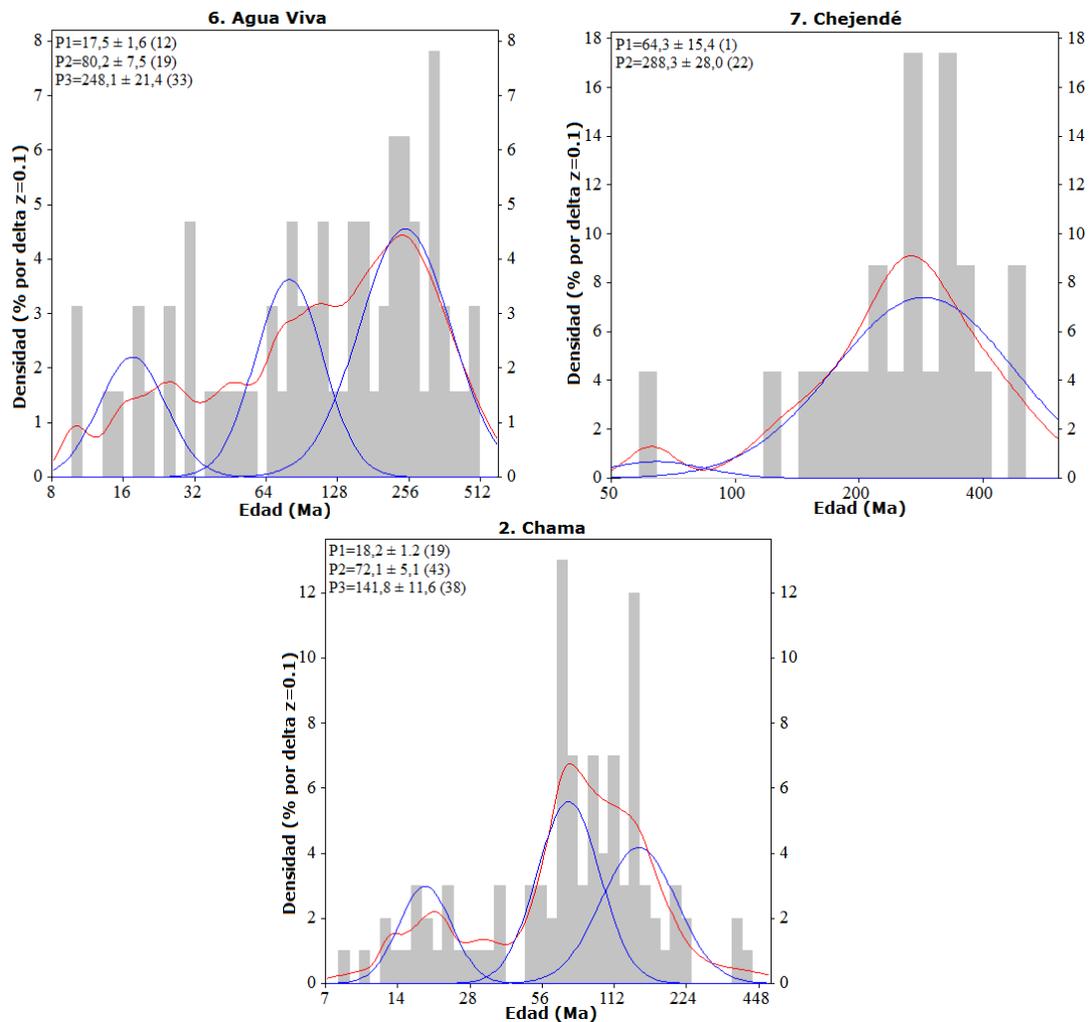


Figura 29. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en la parte central de Los Andes de Venezuela.

Las Figuras 29, 30 y 31 representan las distribuciones de edades obtenidas en cada cuenca, los picos de edades fueron discriminados usando el programa Binomfit, se observa una diferencia significativa entre los diversos sectores de la cadena andina: parte central, flancos norte y sur. La parte central de la cadena y el flanco surandino reflejan terrenos que se han exhumado mucho más reciente desde el Mioceno tardío a temprano. También se observa que gran parte de los circones detríticos fueron generados durante los procesos de rifting del Triásico-Jurásico.

El flanco norandino es completamente diferente, observándose que muchos de los circones detríticos puedan tener procedencia de rocas del Paleoceno-Eoceno. Se distinguen poblaciones de circones generados durante los procesos de rifting del Triásico-Jurásico y de otros circones no reseteados de edad Proterozoica-Carbonífera.

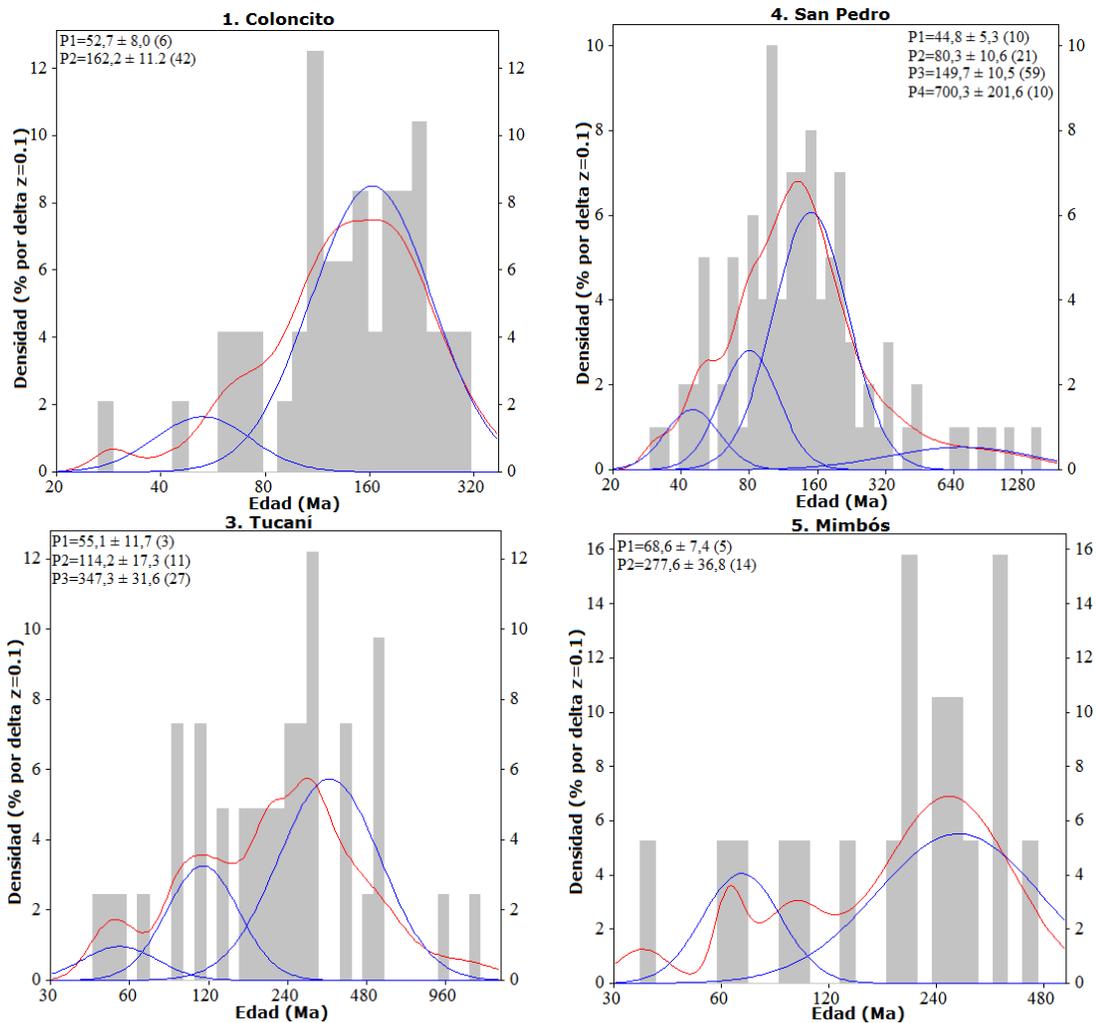


Figura 30. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el flanco norandino. Venezuela.

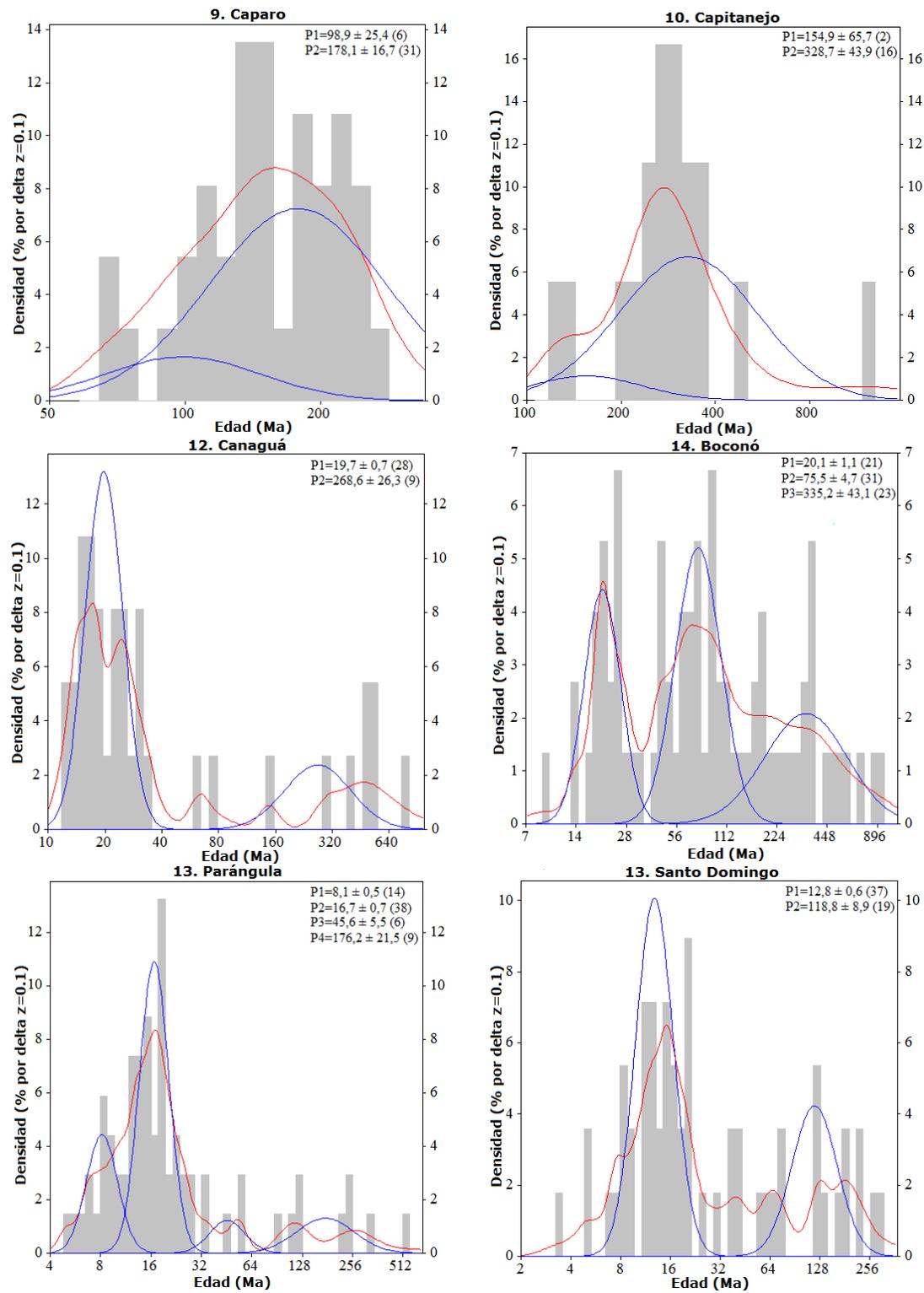


Figura 31. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el flanco surandino.

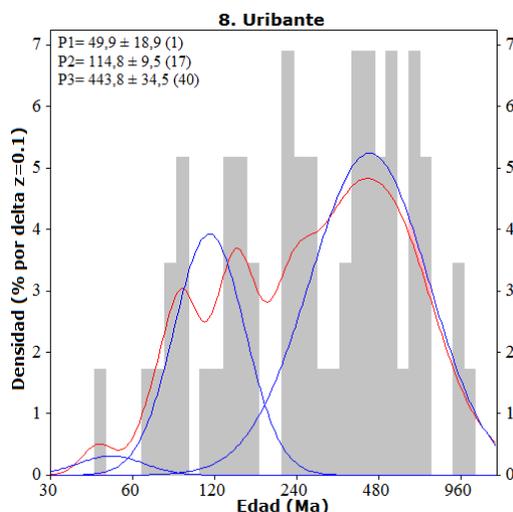


Figura 31 (Cont.). Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para la cuenca de río Uribante situada en el flanco surandino.

En la Cordillera de la Costa, los ríos Tucuragua y Quebrada La Peña proporcionan circones de edad Oligoceno-Mioceno con una segunda población en el Paleoceno-Eoceno. En contraste, las cuencas situadas en las proximidades del río Guárico arrojan esta última población de edades, pero también están drenando continuamente rocas del Tríasico-Jurásico.

Hasta el momento han sido publicados muy pocos trabajos sobre edades por trazas de fisión en apatitos y circones. Las edades por trazas de fisión en circones para la Cordillera de la Costa son cercanas a 19.7 ± 2.1 Ma (Kohn et al., 1984a) y 19.8 ± 1.2 Ma (Sisson et al., 2005). Las edades por trazas de fisión en apatitos para algunos sectores de la Cordillera de la Costa son 16.3 ± 1.6 Ma, 15.0 ± 1.4 Ma, y 14.1 ± 1.6 Ma (Sisson et al., 2005). Las edades por trazas de fisión en la Serranía del Interior para la parte central son de 15.8 ± 2.8 , 14.2 ± 2.0 Ma, and 123.5 ± 1.8 Ma (Sisson et al., 2005). En la parte oriental de la Serranía del Interior, Locke (2001) reportó 19 edades por trazas de fisión en apatitos de las cuales 13 estaban entre 35 y 18 Ma con picos de edades disminuyendo de norte a sur y seis edades entre 13 y 3 Ma, indicando la ocurrencia de dos eventos termales (Locke y Garver, 2005). Pérez de Armas (2005) reporta edades por trazas de fisión en apatito para el sector norte de la Cuenca de

Guárico en un rango de 13 a 35 Ma para el sector circundante al río Orituco (ver Figura 32).

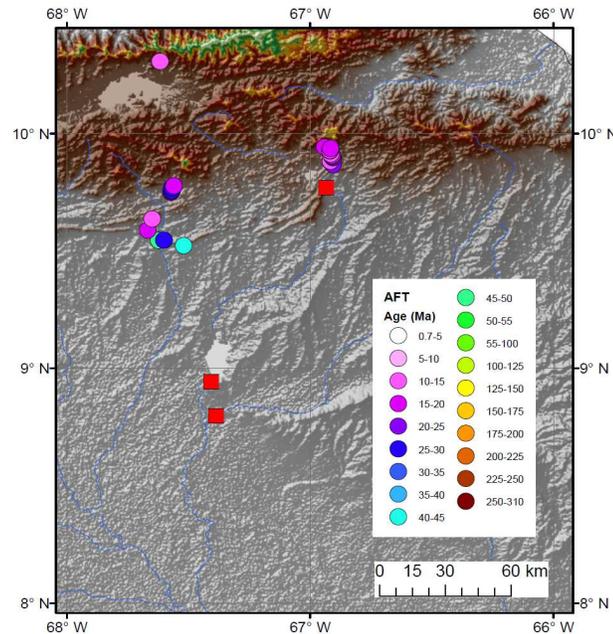


Figura 32. Edades por trazas de fisión en apatitos in-situ existentes en la zona. Los cuadrados en rojo representan las muestras detríticas recolectadas y fechadas en este trabajo (Pérez de Armas, 2005; Tomado de Flores, 2013).

Las edades obtenidas por trazas de fisión en circones detríticos para la Cuenca del río Guárico y el sector de Nirgua difieren de las obtenidas por Kohn et al., (1984b) y Sisson et al. (2005), principalmente porque estos dos trabajos mencionados anteriormente están muy lejanos de las cuencas aquí consideradas. Las áreas reportadas por Kohn et al. (1984b) se refieren a la Colonia Tovar, Peña de Mora, Choróni y Tinaco, las cuales registran una fase de exhumación más reciente, en contraste los resultados preliminares aquí reportados indicaría que las zonas que se están erosionando hoy en día corresponden a la Formación Guárico de edad Paleoceno-Eoceno (ver figura 33) por lo que existiría un fuerte retrabajo de sedimentos en el área de estudio.

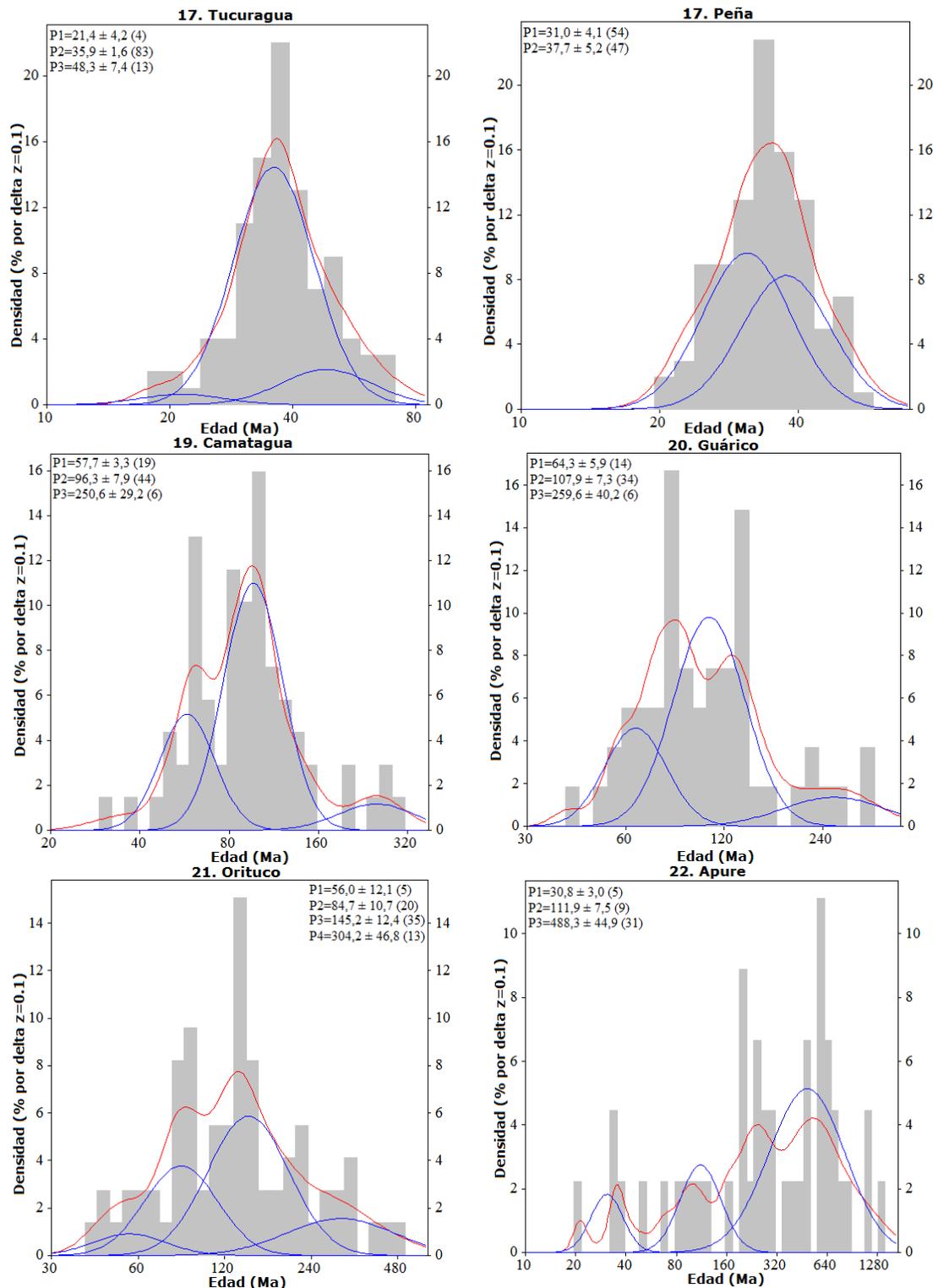


Figura 33. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en la cuenca de Guárico, Cordillera de la Costa y cuenca de los llanos de Venezuela

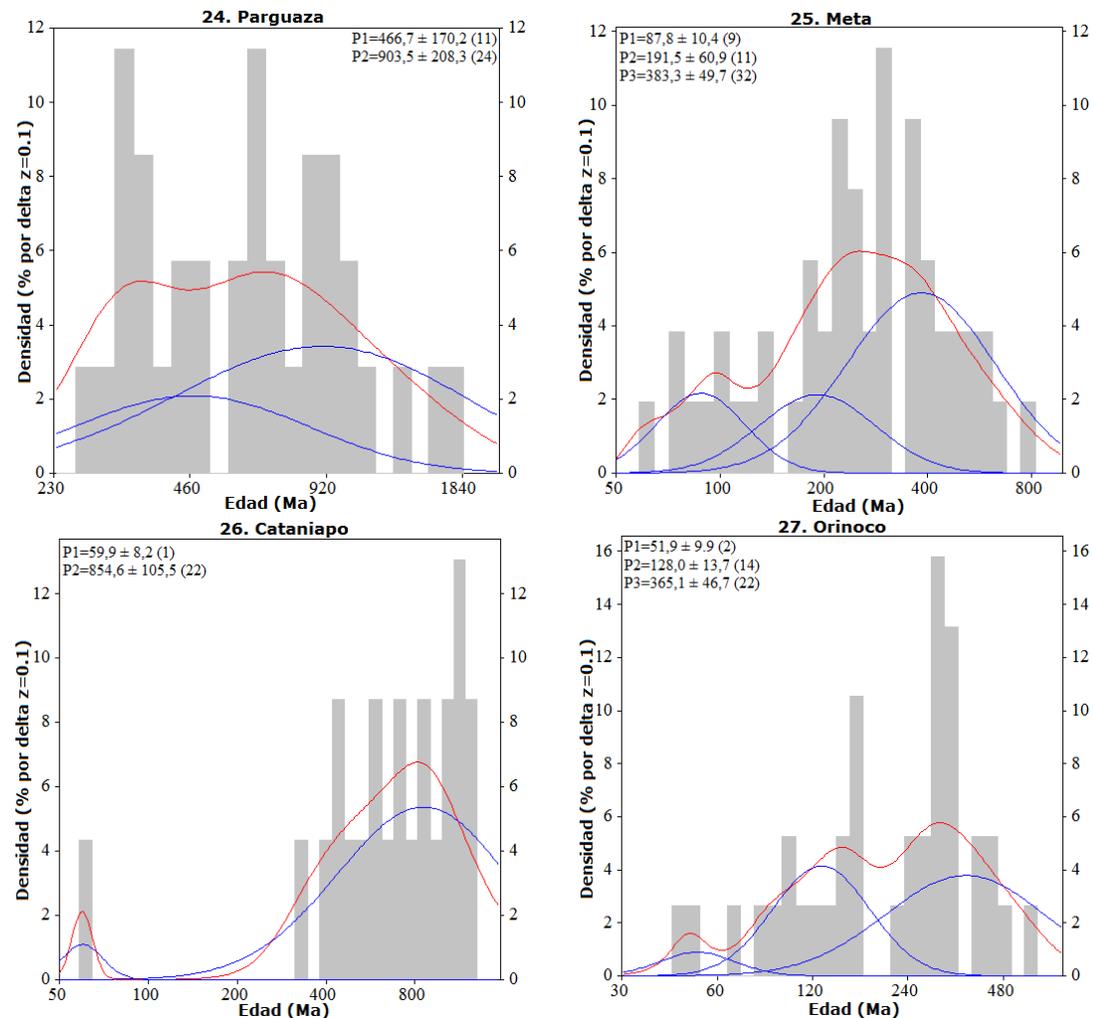


Figura 34. Función de densidad de probabilidad compuesta de edades, ajustes binomiales realizados por el programa BINOMFIT e histogramas para las cuencas situadas en el vértice noroeste del río Orinoco.

De acuerdo con la figura 34, para el caso del cratón de Guayana, sólo el río Apure está proporcionando circones de edad Oligoceno, mientras que los ríos Cataniapo y Orinoco poseen circones de edad Paleoceno-Eoceno. La segunda población de edades discriminadas en los ríos Meta y Apure son de edad Cretácica, mientras que la tercera población de edades en los ríos Meta y Orinoco aportan circones de edad Jurásica posiblemente reflejen el evento de esta edad encontrado en el flanco surandino asociado a los procesos de rifting que trajo como consecuencia la depositación de la Formación La Quinta. En los ríos Apure, Meta, Orinoco y Parguaza también se observa una población de circones detríticos de edad

Carbonífero-Devónico reportadas en el flanco surandino y en el río Tucaní en el flanco norandino. Finalmente, los ríos Parguaza y Cataniapo están aportando circones de edad Proterozoico lo cual refleja la cercanía con los terrenos fuentes del cratón de Guayana.

Los resultados aquí hasta ahora obtenidos son resultados preliminares, para poder inferir observaciones más significativas es importante contar con edades termocronológicas in-situ. Otra observación importante es que gran parte de los circones de los ríos Meta y Orinoco provienen de la Cordillera Oriental de Colombia, por lo que es necesario contar con edades in-situ de ese orógeno. Por ejemplo, la figura 35 muestra una comparación entre las diversas edades por trazas de fisión en circones detríticos observados en los Andes de Venezuela. debido a que para este sector existe una base de datos termocronologica robusta es posible identificar eventos como reseteo parcial o annealing, rocas generadas durante los procesos de rifting y edades que proporcionan exhumación de los Andes de Venezuela.

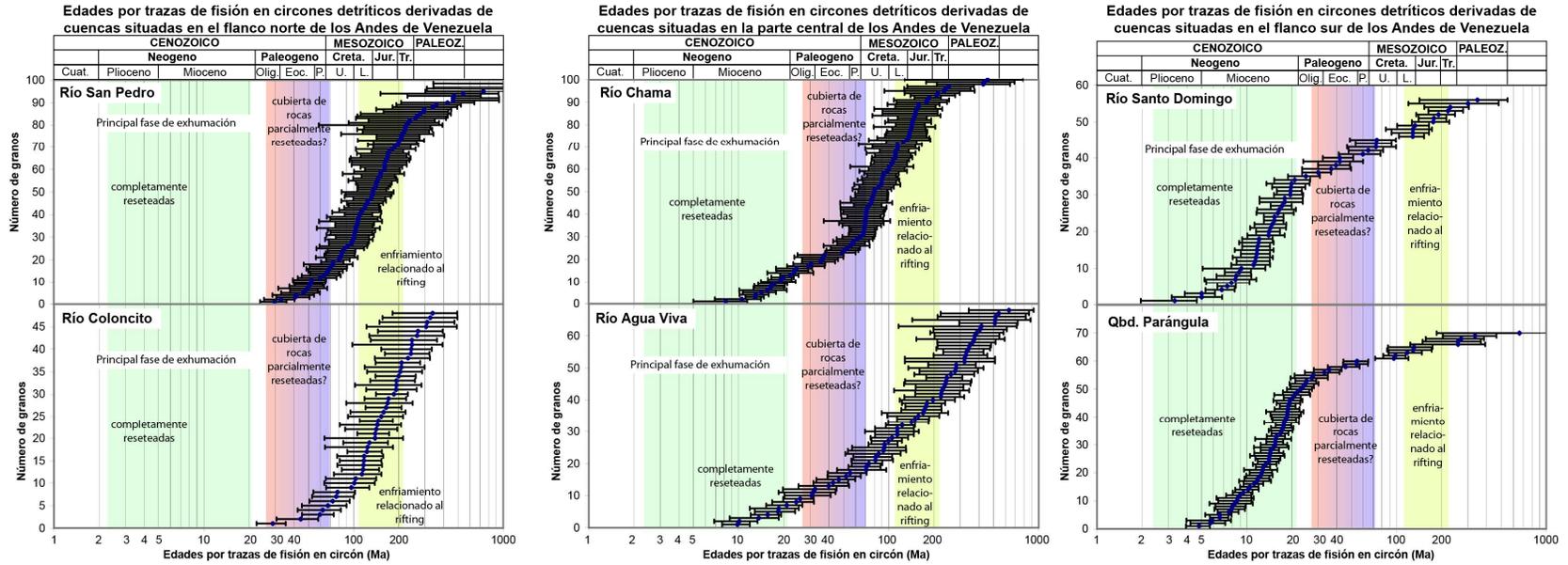


Figura 35. Comparación entre las cuencas que drenan el flanco norandino, parte central y flanco surandino de la Cordillera Andina.

CAPÍTULO IV
**PERSPECTIVA A FUTURO: INTEGRACIÓN DE LA
TERMOCRONOLOGÍA CON MODELOS GEODINÁMICOS Y DE
EVOLUCIÓN DEL PAISAJE A TRAVÉS DE LOS ANDES DEL NORTE DE
SURAMÉRICA**

4.0 Introducción

En el siguiente capítulo se realiza una integración de los resultados obtenidos en los Andes de Venezuela, con los de la Cordillera Central de Colombia, los estudios en la cuenca del río Amazonas y los resultados preliminares que se han obtenido en el vértice noroeste de la cuenca del río Orinoco con la finalidad de plantear la necesidad a futuro de estudiar la relación entre clima, relieve, procesos mantelares, tectónicos y superficiales para el sector del norte de Suramérica.

4.1 Motivación

La figura 36 muestra la relación existente entre clima, tectónica, procesos superficiales y procesos mantelares. En la figura 36A se observa la influencia del levantamiento orográfico como formador de barreras. La Figura 36B refleja el comportamiento de las isothermas cuando se produce la exhumación y la sedimentación. Las figuras 36C y D muestra las diversas formas como la relación entre clima-tectónica-procesos mantelares y superficiales se puede ver afectada de acuerdo a la forma como interactúan las placas tectónicas.

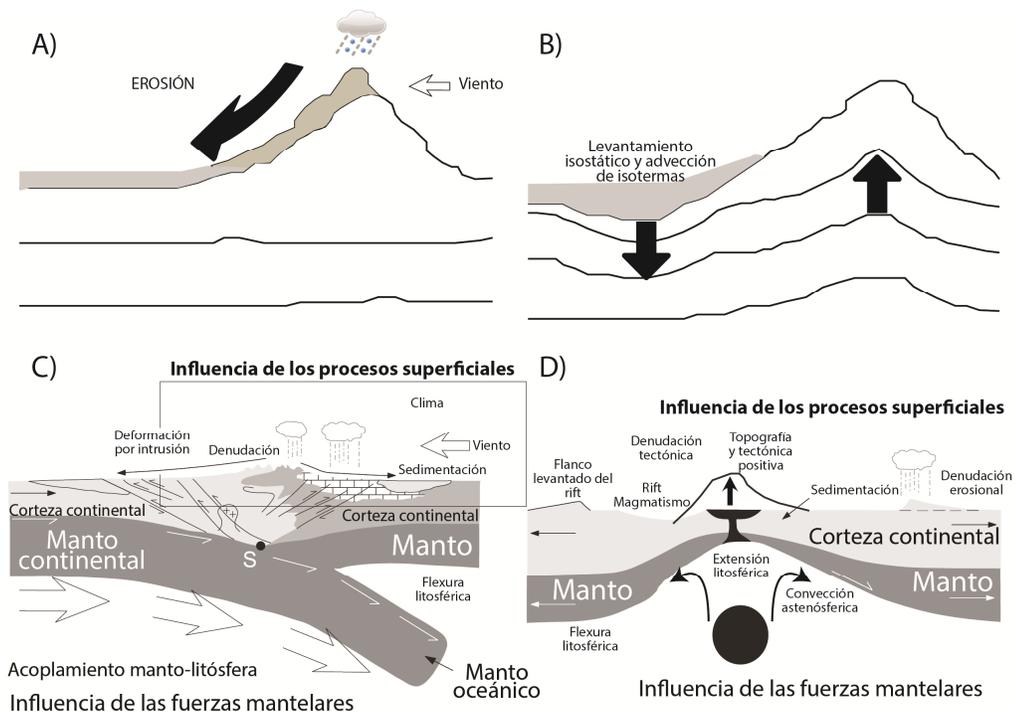


Figura 36. (A) Efecto de barrera orográfica que se produce al exhumarse una cadena montañosa y disposición de las isothermas. (B) Advección de isothermas producida por la sedimentación y la exhumación. (C) Relación entre clima-relieve-tectónica-procesos mantelares y superficiales en un margen tectónico convergente (D) Relación entre clima-relieve-tectónica-procesos mantelares y superficiales en un margen tectónico divergente (Tomada y modificada de Pinter y Brandon, 1997; Modificado de Beaumont et al., 2000 y Bishop, 2007).

Diferentes reconstrucciones paleogeográficas han mostrado que grandes precursores de los ríos actuales Orinoco, Amazonas y Magdalena compartían la misma cuenca durante el pasado geológico. Esto es soportado por diversos estudios que intentan relacionar biodiversidad con los procesos de edificación montañosa (Artículo 10 en este trabajo); existencia de especies que pudieron habitar solamente en grandes sistemas de lagos o deltas (Hoorn et al., 1995; Díaz de Gamero, 1995) y evidencias geológicas (Guzmán y Fisher, 2006). La figura 37 muestra los sistemas lacustres, la red de drenaje, los sitios con exhumación y su evolución a lo largo del tiempo geológico.

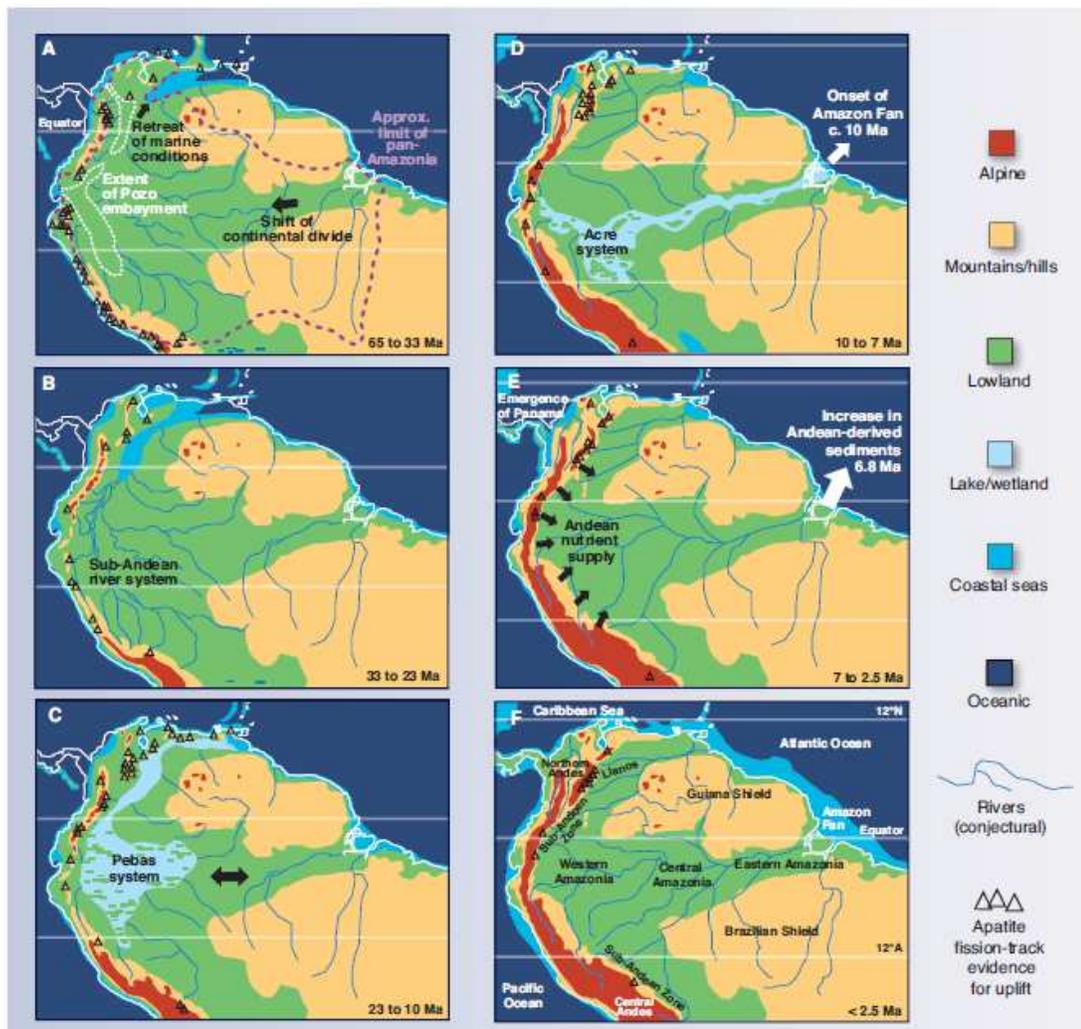


Figura 37. Mapas paleogeográficos con la transición desde áreas “cratónicas” (A y B) a paisajes dominados por el levantamiento andino (C a F). (A) La cuenca del Amazonas vez se extendió sobre una gran parte del continente suramericano. La ruptura de la placa del Pacífico cambió los rasgos geográficos y dominó el levantamiento de Los Andes. (B) Los Andes continúan levantándose con la principal red de drenajes hacia el noroeste. (C) Edificación de montañas en los Andes Centrales y del Norte (~12 Ma) y progradación de tierra húmeda (wetland) hacia el oriente de la cuenca del Amazonas (D) Levantamiento de Los Andes del Norte restringido a la zona “pan-Amazonia” facilitando la especiación alopatrica y extirpación. (E) Las megazonas húmedas desaparecen y se extienden los bosques; cierre del Istmo de Panamá (F) Estado actual. Note que Suramérica migra hacia el norte durante el Paleógeno (Tomado del artículo 10; Hoorn et al., 2010).

4.2 Andes de Venezuela: desviación de los ríos Chama, Escalante, Santo Domingo y Agua Viva-Chejende

Los ríos Escalante, Chama, Agua Viva-Chejendé (Artículo 7) pudieron haber estado conectados durante el tiempo geológico pero la exhumación de bloques tectónicos

individuales que fueron separados producto de la reactivación de fallas (Artículo 12; Bermúdez et al., 2010). El área de Santo Domingo es clave para entender los procesos involucrados.

El río Escalante muestra un patrón de drenajes rectangular, este se desarrolla donde existen rasgos lineales de debilidad tales como diaclasas o fallas que causan que el flujo de agua se encause en esos rasgos. La figura 38 muestra que cerca de El Vigía ubicado en la parte este de la cuenca del río Escalante los vientos calientes también aprovechan esos rasgos lineales para entrar casi de forma perpendicular a la cordillera produciendo un paisaje desértico.

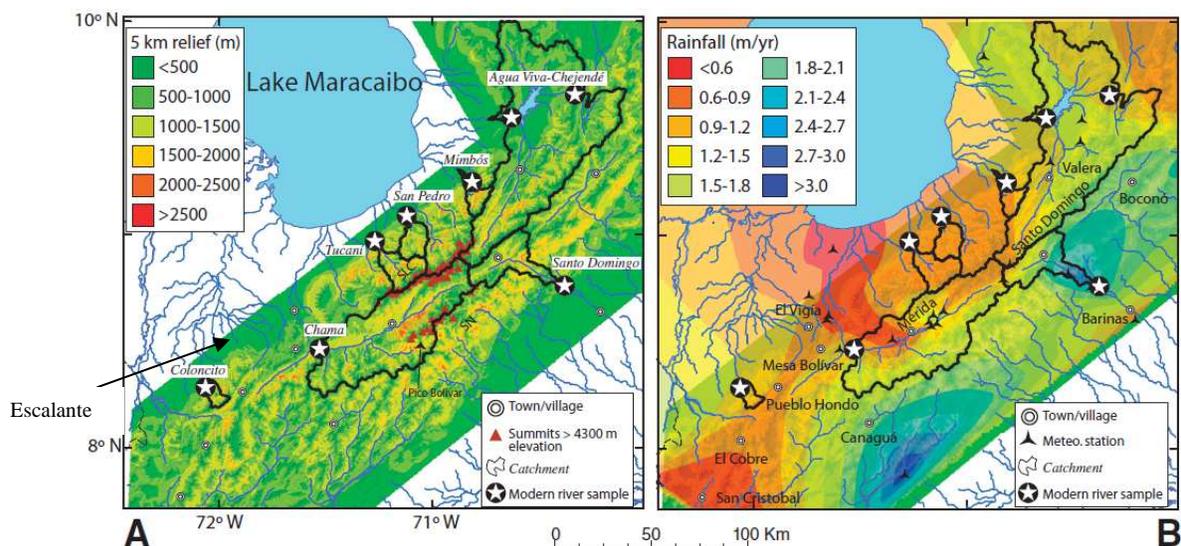


Figura 38. (A) Relieve, picos y cuencas con datos termocronológicos existentes. (b) Patrones de precipitación a lo largo de Los Andes (Artículo 7; Bermúdez et al., 2013).

4.3 Cambios en la convección mantelar y la topografía dinámica durante el tiempo geológico

La topografía terrestre está controlada primeramente por diferencias laterales en la densidad de la corteza y de la litósfera. En adición a esta topografía isostática, el flujo mantelar induce una deformación en la superficie conduciendo a la topografía dinámica. Esta deformación evoluciona sobre decenas de millones de años

produciendo una larga longitud de onda, la cual es relativamente pequeña en amplitud (<2 km). Así la topografía dinámica es definida como la respuesta de la superficie terrestre a esfuerzos verticales mantenidos por convección (Mitrovica et al., 1989). Esos esfuerzos verticales originan una flotabilidad residual de material en la litosfera y en el manto (Forte et al., 1993), incluyendo aquellos asociados con el enfriamiento de la litósfera oceánica (Parsons, 1982). Es clara la diferencia en términos de composición química de la corteza cratónica y la oceánica, pero en términos de flotabilidad esta diferencia no se observa la mayoría de las veces (Forte y Perry, 2000; Simmons et al., 2007). La figura 39 muestra el cambio en la topografía dinámica a través de Suramérica, en esas figuras tanto el cratón de Guayana como el arco de las antillas caribeñas se ha mantenido relativamente homogéneo en términos de la topografía dinámica. En contraste, se nota que para la cadena andina la influencia de la topografía dinámica ha sido muy variable.

Esta topografía dinámica también está controlando a escala global los patrones de drenaje a lo largo del norte de Suramérica (Shephard et al., 2010). Sin embargo, la subsidencia y el levantamiento de la parte este de Los Andes fue controlada por procesos de convección mantelar. La inclinación progresiva del norte de Suramérica hacia el este podría estar controlando el hecho de que los ríos Amazonas y Orinoco corran casi en forma paralela, sugiriendo que la convección mantelar a afectado profundamente la evolución de los sistemas de drenaje a escala continental. Otros autores como Sacek (2014) han propuesto que la respuesta de los procesos superficiales al levantamiento de los Andes Centrales y del Norte junto con la respuesta de la isostacia flexural de la litósfera podrían explicar la reorganización de los drenajes durante el Mioceno a lo largo de la cuenca del Amazonas sin necesidad de invocar los efectos de la topografía dinámica inducida por la convección mantelar.

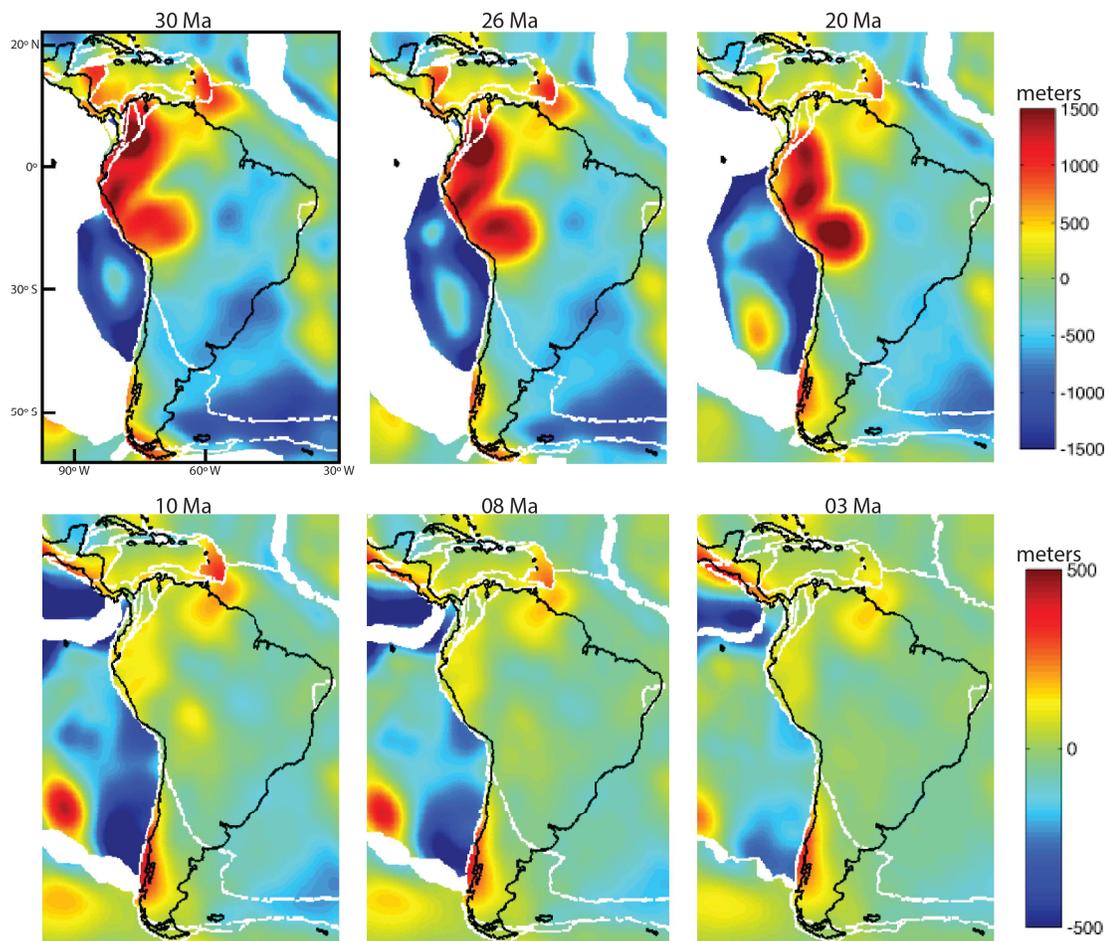


Figura 39. Cambios en los patrones de la topografía dinámica a través del tiempo geológico en Suramérica y el Caribe (Imagen cortesía del Dr. Robert Moucha, Syracuse University).

4.4 Interacción entre procesos mantelares, tectónicos, clima y procesos superficiales

La superficie terrestre es el resultado de las interacciones entre el manto, las placas litósfericas y el clima. La acreción, subducción, orógenes y procesos superficiales frecuentemente es analizada asumiendo que el manto profundo juega un rol pasivo. Un número significativo de recientes investigaciones está cambiando este punto de vista tradicional demostrando que el manto completo tiene un rol importante en moldear la superficie del planeta (Gurnis et al., 2000; Tan et al., 2006, Steinberger, 2007; Moucha et al., 2008; Braun 2010; Liu, 2010; Müller, 2011; Tan et al., 2011). Los sistemas geomórficos son ideales para probar predicciones de modelos de la

topografía dinámica, como la superficie de la Tierra es sensible a pequeños cambios en la superficie topográfica. Igualmente como modestos cambios en el relieve son acompañados por ajustes de la red fluvial e incrementos en las tasas de incisión y erosión fluvial. Similarmente, el sistema sedimentario es muy sensible a cambios en el espacio de acomodación que ha sido creado por carga litosférica o por efectos dinámicos. Una excesiva sedimentación mayor que lo predicho es un claro indicador de subsidencia en una determinada región (Braun, 2010).

4.5 Importancia de antiguos remanentes topográficos

El estudio de paleosuperficies es común para los análisis de desarrollo a largo plazo del paisaje, desarrollo tectónico, reconstrucciones de la historia de levantamiento, cambio climático y en aquellos sitios donde se pueda estudiar el impacto de las glaciaciones ocurridas durante el Cenozoico. Las paleosuperficies se preservan por diferentes causas: la presencia de una capa protectora de rocas en la cubierta; la constitución de rocas altamente resistentes, entre otras. Las paleosuperficies y paleovalles son particularmente útiles para descifrar los eventos tectónicos y su magnitud, especialmente en áreas cerradas o en contactos con cobertura de rocas de diferentes edades. La identificación de estas estructuras puede también ser usadas para reconstruir la configuración del paisaje inicial y ser usado como una herramienta referencial para estimar la erosión. En el presente trabajo se ha discriminado algunas paleosuperficies dentro de Los Andes de Venezuela, el cratón de Guayana, Los Andes del norte de Suramérica, las dataciones termocronológicas que se tengan de las mismas son de vital importancia para el estudio de los procesos de levantamiento superficial, erosión, depositación de sedimentos y desarrollo del paisaje. Autores como van der Beek et al., (2009) mostraron que en el noroeste del Himalaya existen remanentes del Plateau Tibetano de edad Eoceno, los cuales comparten características morfológicas e historias de denudación comunes con los de la parte oriental del Tibet. Esos resultados sugieren que la distribución de plateaus fue mucho más amplia que la que hoy en día exhibe el área y que han sido bisectados por ríos que son

controlados por fallas. La forma como las paleosuperficies se distribuyen desde el cratón de Guayana hacia el norte (Cordillera de la Costa) y hacia el oeste (Andes de Venezuela, Andes del Norte) han sido pobremente estudiadas y más aún se desconoce como ha sido la evolución de ellas a lo largo del tiempo geológico. El presente trabajo plantea como línea de investigación futura el uso de la termocronología ebaja temperatura para analizar las relaciones clima, relieve, tectónica, procesos superficiales y mantelares a lo largo del norte de Suramérica.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La integración de los diferentes resultados derivados de los artículos que conforman el presente Trabajo de Ascenso y los resultados preliminares obtenidos de la termocronología por trazas de fisión en circones detríticos de la esquina conformada por el flanco surandino, Cordillera de la Costa, Serranía del Interior y vértice noroeste del río Orinoco permiten concluir lo siguiente:

- 1) La cadena andina venezolana fue exhumada en diferentes bloques tectónicos divididos por fallas, los cuales reflejan velocidades contrastantes de exhumación y períodos de tiempo.
- 2) La modelización numérica y los datos termocronológicos por trazas de fisión en apatitos para dos bloques: Sierra de la Nevada en el sur, y Sierra la Culata en el norte ubicados ambos en la parte central de los Andes de Venezuela fueron exhumados en forma asincrónica, durante toda la exhumación de la cadena, el sistema de fallas de Boconó siempre ha estado activo desde el Oligoceno.
- 3) La exhumación diacrónica también se observa en los termocronómetros de más alta temperatura, esto se evidencia en los resultados derivados del método (U-Th)/He en circones y del método de trazas de fisión en circones detríticos.
- 4) El pulso de exhumación que creó el mayor levantamiento topográfico ocurrió hace 8 Ma en la Sierra Nevada de Mérida, pero los resultados detríticos y del método (U-Th)/He indican que este comenzó durante el Mioceno medio.
- 5) Este pulso de exhumación no fue suficiente para resetear completamente las formaciones Parángula y Río Yuca en el flanco surandino. En contraste la Formación Pagüey de edad Eoceno si fue reseteada.
- 6) El análisis de la relación clima-tectónica-relieve-procesos superficiales a lo largo del orógeno andino permite reconocer dos controles completamente diferentes, el flanco norandino está controlado por la tectónica, mientras que

en el flanco surandino la tectónica y el clima parecieran estar trabajando en forma acoplada.

- 7) La Formación Betijoque fue depositada ligeramente (2 Ma) posterior a su equivalente en el sur (Formación Río Yuca).
- 8) El estudio del record detrítico de las formaciones sinorogénicas de la cadena andina, refleja que este orógeno es completamente diferente a la Cordillera Oriental de Colombia.
- 9) Las edades proporcionadas por circones detríticos en Los Andes de Venezuela reflejan tres poblaciones, una proveniente de los principales pulsos de exhumación del orógeno ocurrida en el Mioceno, otra proveniente de los procesos de rifting Jurásico y otra población de edades asociadas con la edad de cristalización de las rocas de los Andes.
- 10) Estudios de geomorfología cuantitativa permiten reconocer superficies de erosión dentro del orógeno andino, estas superficies hoy en día están siendo rejuvenecidas por diferentes procesos.

Los estudios de relaciones entre clima-relieve-tectónica en la Cordillera Central de Colombia permitieron reclasificar las superficies de erosión presentes de acuerdo con los diversos procesos que rejuvenecen tales superficies (clima versus tectónica). Se observó un comportamiento asincrónico de tales controles, siendo la parte norte del Altiplano Antioqueño controlado por la tectónica, mientras que la parte sur pareciera estar más afectado por el clima y los procesos superficiales. El modelado termocinemático inicial permite reconocer una disminución de las tasas de exhumación, muy similar a las encontradas en el bloque de la Sierra Nevada, cuando estas disminuciones en la tasa de exhumación ocurren coincide con el control climático sobre el relieve. El estudio de la relación clima-relieve-tectónica-biodiversidad a lo largo de la cuenca del río Amazonas permite reconocer la sensibilidad de la flora y la fauna a los pulsos tectónicos de los orógenos circundantes a la cuenca.

En cuanto a los orógenos cercanos a la cuenca del río Orinoco se observa un comportamiento diferencial de las relaciones clima-tectónica-relieve, en el flanco surandino se pudo reconocer tal interacción y la convergencia de procesos, para la Cordillera de la Costa y cuenca del río Guárico la relación entre relieve y tectónica es más predominante que el clima, para el sector del cratón de Guayana es necesario extender la base de datos termocronológica. Otros procesos como influencia de la topografía dinámica y de la isostasia o respuesta flexural de la parte norte de Suramérica sobre la red de drenajes y el paisaje debe ser estudiada con mayor detalle.

REFERENCIAS

- Aguerrevere, A. E., y Zuloaga, G., (1937). Observaciones geológicas en la parte Central de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Bol. Geol. y Min. Caracas. Tomo 1 N° 2, 3 y 4 pp. 8.24.
- Albornoz, M & Lezama, A (2014). Comparación de la relación topoforma-clima-tectónica en el sector suroeste de la Cuenca del Río Orinoco mediante análisis de índices de erosión y minerales pesados, 238 p.
- Almendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 25, 139–174.
- Arcia, S., & Viana, C. (2014). Estudio de la interacción clima, tectónica y procesos superficiales como agentes controladores del relieve actual en terrenos adyacentes a los ríos Nirgua, Boconó y Apure mediante caracterización mineralógica, análisis digital del terreno y estudio de minerales, 255 p.
- Beaumont, C., Kooi, H., Willett, S., (2000). Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In Geomorphology and Global Tectonics, Summerfield MA (ed.). Wiley: Chichester; 29–55.
- Bermúdez, M., (2002). “*Estudio de métodos estadísticos para la datación de material rocoso utilizando huellas de fisión*”. Universidad Central de Venezuela, Tesis de Maestría, Caracas, Venezuela, 92 p.
- Bermúdez, M., Alson, P., y Mora, J., (2004). “*Equivalencia entre las diversas fórmulas del cálculo de errores de la edad determinada por el método de huellas de fisión*”. Revista de la Facultad de Ingeniería, Volumen 19, N° 1, pp. 119-123. Caracas, Venezuela.
- Bermúdez, M., Alson, P., y Mora, J. (2005). “*Ecuación Fundamental de la Edad para la datación de minerales y su adaptación a la ecuación práctica para el método de huellas de fisión*”. Revista de la Facultad de Ingeniería, Volumen 20, N° 2. Caracas, Venezuela.
- Bermúdez-Cella, M.A., (2008). Detección de mezclas Poisson por p-Partición. Divulgaciones Matemáticas. Vol. 16, No. 1, pp. 73-86.

- Bermúdez-Cella, M., López, A., Balcázar, M., Zarazúa-Ortega, G., and Bona, R. (2009). Characterization of Zircon and Apatite Crystals from Fish Canyon Tuff International Standard for use in a Thermochronology Laboratory. *INTERCIENCIA*, Vol. 34, No. 4, pp. 240-246.
- Bermúdez, M.A., Kohn, B.P., van der Beek, P.A., Bernet, M., O'Sullivan, P.B., and Shagam, R., (2010). Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics *TECTONICS*, VOL. 29, TC5009, doi:10.1029/2009TC002635.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P., Bernet, M., (2011a). Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology*, v. 39, p. 139-142, doi:10.1130/G31582.1
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P., Bernet, M., (2011b). Exhumación Diacrónica durante el Mioceno-Plioceno de Los Andes de Mérida. *Revista Tribuna del Investigador*, Universidad Central de Venezuela, Volumen 12, No. 2, p. 20 - 23.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P.A., and Bernet, M., (2013). Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes: *Lithosphere*, v. 5, p. 3-16.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P.A., Bernet, M., Kohn, B.P., Hoorn, C., Carrillo, E. (2014a). Revisión de estudios termocronológicos por trazas de fisión en apatitos a lo largo de Los Andes de Venezuela y su relación con el contexto geodinámico Caribe. Libro: El límite noreste de la placa sudamericana-estructuras litosféricas de la superficie al manto. Editores: Michael Schmitz, Franck Audemard, Franco Urbani. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Capítulo XIV, 305-321.
- Bermúdez, M.A., Kohn, B., van der Beek, P., Bernet, M., (2014b). Patrones de exhumación de los Andes venezolanos: Un aporte de la termocronología y de la modelación numérica termocinématica 3D. *Acta Científica* 65(2).
- Bermúdez, M.A., Glotzbach, C., and Alson, P., (2015a). A new Poissonian algorithm for the determination of fission-track ages: *Computers & Geosciences*, v. 76, p. 141-150.

- Bermúdez, M.A., Hoorn, C., Bernet, M., Carrillo, E., van der Beek, P.A., Garver, J.I., Mora, J.L., Mehrkian, K. (2015b). 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*, 1–26, doi: 10.1111/bre.12154
- Bernet, M., Garver, J.I., (2005). Fission-track analysis of detrital zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v.58, p.205-237.
- Bishop, P., (2007). Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surf. Process. Landforms* 32, 329–365. DOI: 10.1002/esp.1493, 329-365.
- Brandon, M.T., (1992). “*Decomposition of Fission Track Grain Age Distributions*”. *American Journal of Science*, Vol. 292, October 1992, pp. 531-564.
- Brandon, M.T., (1996). “*Probability Density Plot for Fission-Track Grain-Age Samples*”. *Radiation Measurements*, Vol. 26, No. 5, pp. 663-676, Great Britain.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., Garver, J.I., (1998). Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 985–1009.
- Braun, J., (2003). Pecube: a new finite element code to solve the heat transport equation in three dimensions in the Earth's crust including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computational Geosciences* 29, 787–794.
- Braun, J., (2010). The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geosciences*, v.3, pp. 825-833.
- Braun, J., & Robert, X., (2005). Constraints on the rate of post-orogenic erosional decay from thermochronological data: example from the Dabie Shan, China. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1203–1225.
- Braun, J., van der Beek, P., Batt, G., (2006). *Quantitative Thermochronology*. Cambridge University Press.
- Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., and Prigent, C., (2012). Quantifying

- rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE: *Tectonophysics*, v. 524-525, p. 1-28.
- Briceño, H.O. and Schubert, C., (1990). Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, southeastern Venezuela. *Geomorphology*, 3, 125–141
- Burbank, D.W., & Anderson, R.S., (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 287 p.
- Burchart, J., (1981). Evaluation of uncertainties in fission track dating: Some statistical and geochemical problems. *Nucl. Tracks*, v. 5, p.87-92.
- Burden, R. & Faires, J., (2002). *Numerical Analysis*. Cengage Learning Publisher ISBN 13: 9780538733519.
- Bustos, X., (2014). Caracterización de las superficies de erosión en los Andes del Norte a través de métodos numéricos termocinemáticos y geomáticos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, 197 p.
- Bustos, X., Bermúdez, M.A., Toro, G.E., Bernet, M., Rojas, O., y Marín, M.I., (2013). Comparación de superficies de erosión en el altiplano Antioqueño mediante geomorfología cuantitativa. *Revista Terra, Nueva Etapa*, 46, 43-67.
- Bustos, X., Bermúdez, M.A., (2015). Caracterización de las superficies de erosión en Los Andes del Norte a través de métodos numéricos termocinemáticos y geomáticos. Cuadernos Cenamb, Universidad Central de Venezuela, 1-58, ISBN: 978-980-12-8100-9.
- Bustos, X., (2015). “Estudio cuantitativo de procesos de erosión hídrica del vértice sur-oeste de la cuenca del río Orinoco, apoyado en bases de datos y técnicas de programación en python”. Trabajo de ascenso a la categoría de Profesor Titular, Universidad Central de Venezuela.
- Calderón, R., (2015). “Estudio de los procesos erosivos en la zona circundante a los ríos Akanán y Aparamán mediante técnicas de geomorfología cuantitativa”.
- Campani, M., Herman, F., and Mancktelow, N., (2010). Two- and three-dimensional thermal modeling of a low-angle detachment: Exhumation history of the

- Simplon Fault Zone, central Alps, *J. Geophys. Res.*, 115(B10), B10420, doi:89310.1029/2009jb007036.
- Carmona, S., & González, Z., (2014). Discriminación de agentes controladores del relieve actual sobre el flanco surandino a partir del estudio de sedimentos modernos de los ríos Canaguá, Caparo, Michay, Uribante y cálculos de índices de erosión, 156 p.
- Choubert, B., (1957). *Essai sur La Morphologie de La Guayane*. *Memories carta géologique Détaillé de la France, Département Guyane Francaise*, 48 p.
- Crowley, K.D., Naeser, C.W, and Naeser, N.D., (1989). “*Fission-Track analysis: theory and applications*”. Short course presented at the Geological Society of America, Annual Meeting, St. Louis, Missouri. USA
- Dodson, M.H., (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.40, p.259-74.
- Ehlers, T.A., (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data, in Ehlers, T., and Reiners, P.W., eds., *Low Temperature Thermochronometry: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 315–350.
- Ehlers, T.A. & Farley, K.A. (2002). Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, (1-2), p. 1-14.
- Egbue, O. and Kellogg, J., (2010). Pleistocene to Present North Andean "escape": *Tectonophysics*, v. 489, p. 248–257, doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.021.
- Farley, K.A., Wolf, R.A. and Silver, L.T., (1996). The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He dates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, (21), p. 4223-4229.
- Faure, G., (1986). “*Principles of Isotope Geology*”. Second Edition. New York, John Wiley & Sons, 589 p.
- Figueira, M., & Romero, L.C., (2014). Estudio de la interacción entre clima, relieve y tectónica a lo largo de zonas circundantes a los ríos San Carlos, Guache,

- Guanare y Capitanejo mediante comparación de índices de erosión y análisis de minerales pesados, 224 p.
- Finlayson, D.P., Montgomery, D.R., and Hallet B., (2002). Spatial coincidence of rapid inferred erosion with tounge metamorphic massifs in the Himalayas: *Geology*, v. 30, p. 219–222.
- Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., O'Sullivan, P.B., (2006). Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land: *Chemical Geology*, v. 225, (2006), p. 91-120.
- Flores, M., (2013). Estudio de la relación entre clima, erosión y tectónica a lo largo del Río Guárico, 206 p.
- Galán, C., Herrera, F.F., y Carreño, R., (2004). Geomorfología e hidrología del sistema Roraima sur, Venezuela, la mayor cavidad del mundo en cuarcitas: 10,8 km. *Bol. Soc. Venezolana Espeleol.* 38, 2-16.
- Galbraith, R.F., (1981). “*On Statistical Models for Fission Track Counts*”. *Math. Geol.*, Vol. 13, No. 6, USA.
- Galbraith. R.F., and Green, P.P. (1990): “*Estimating the Component Ages in A Finite Mixture*”. *Nucl. Tracks Radial. Meas. (Int. J. Radial. Appl. Instrum., Part. D)*. Vol. 17. No. 3. pp. 197-206. Great Britain.
- Galbraith. R.F., and Laslett. G.M., (1993). “*Statistical Models for Mixed Fission Track Ages*”. *Nucl. Tracks Radial. Meas.*, Vol. 21. No. 4. pp. 159-170. Great Britain.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., (1998). Fission Track analysis and its application to geological problems. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v.26, p.519-572.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., (1981). A Natural Long-Term Track Annealing Experiment For Apatite. *Nucl. Tracks*, v 5 (1/2), p. 169-174.

- Glotzbach, C., (2008). Low-temperature thermochronology from tunnel and surface samples in the Central and Western Alps. Dissertation. der Geowissenschaftlichen Fakultät. der Eberhard-Karls-Universität Tübingen.
- Glotzbach, C., van der Beek, P., and Spiegel, C., (2011). Episodic exhumation of the Mont Blanc massif, Western Alps: constraints from numerical modelling of thermochronology data. *Earth and Planetary Science Letters* 304, 417–430
- Green, P.F., (1981). “*A New Look at Statistics in Fission Track Dating*”. *Nucl. Tracks*. Vol. 5. No. 1/2. pp. 77-86, Great Britain.
- Green, P. F & Duddy, I.R., (2006). Interpretation of apatite (U-Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters.*, v. 244, p. 541-547.
- Herman, F., Braun, J., Dunlap, W., (2007). Tectono-morphic scenarios in the Southern Alps of New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 112, B04201. doi:10.1029/2004JB0003.
- Herman, F., Cox, S., Kamp, P., (2009). Low-temperature thermochronology and thermokinematic modeling of deformation, exhumation, and development of topography in the central Southern Alps, New Zealand. *Tectonics* 28, TC5011. doi:10.1029/2008TC002367.
- Hermelín, M., (2007). Sistemas morfogénicos contrastados en el Norte de la Cordillera Central Colombiana. *Rev. Acad. Colomb.Cienc.*, v. 31 (119), p. 199-216. ISSN 0370-3908.
- Hernández P.A., (2003). “*Durango apatite, estándar internacional de fechado por trazas de fisión*”. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. México-DF. 103 p.
- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermúdez, M.A., Mora A., J. Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., and Antonelli, A., (2010). Amazonia through time: the far-reaching effect of Andean uplift on landscape evolution and biota. *Science*, Vol. 330, No. 6006 pp. 927-931, DOI: 10.1126/science.1194585

- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermúdez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C. L., Figueiredo, J. P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., and Antonelli, A., (2011). Origins of biodiversity-response. *Science*, 331(6016):399-400 [DOI:10.1126/science.331.6016.399]
- James, P.E., (1959). The geomorphology of eastern Brazil as interpreted by Lester C. King, *Geogr. Rev.*, 49, 240–246.
- Kennan, L., Lamb, S.H., and Hoke, L., (1997). High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift. In Widdowson, M. ed. 1997, 307–323.
- Khanbabaei, Z., Karam, A., Rostamizad, G. (2013)., Studying Relationships between the Fractal Dimension of the Drainage Basins and Some of Their Geomorphological Characteristics. *International Journal of Geosciences*, 2013, 4, 636-642 <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2013.43058>.
- King, L.C., (1953). Canons of landscape evolution, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, 721–751.
- King, L. C., (1956). A geomorfologia do Brasil oriental, *Rev. Brasileira de Geogr.*, 18, 147–265.
- King, L.C., (1957) A geomorphological comparison between eastern Brazil and Africa (central and southern), *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 112, 445–474.
- King, L.C., (1967). *The Morphology of the Earth*, 2nd. ed., Oliver and Boyd, Edinburgh, 762 pp.
- Kiser, W.D. (1997). Notas sobre la Formación Pagüey, *Léxico Estratigrafico de Venezuela*.
- Kohn, B., Shagam, R., Banks, P., Burkley, L., (1984a). Mesozoic–Pleistocene fission track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. *Geological Society of America. Memoir*, v.162, p.365- 384.
- Kohn, B.P., and Shagam, R., (1984b). Results and preliminary implications of sixteen fission-track ages from rocks of the western Caribbean Mountains, Venezuela. *Geological Society of America. Memoir*, v.162, p. 415–421.

- Laslett, G.M., Kendall, W.S., Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., (1982). Bias in measurement of fission track length distributions. *Nucl. Tracks*, v.6, p.79-85.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol.*, v.65, p.1-13.
- Locke, B.D., (2001). Thermal evolution of the eastern Serranía del Interior foreland fold and thrust belt, northeastern Venezuela, based on fission-track analyses [M.A. thesis]: Houston, Rice University, 167 p.
- Locke, B.D., and Garver, J.I., (2005). Thermal evolution of the eastern Serranía del Interior foreland fold and thrust belt, northeastern Venezuela, based on apatite fission-track analyses. *Geological Society of America Special Papers*, 394; 315-328. doi:10.1130/0-8137-2394-9.315
- López, N., & Uzcátegui, M. (2014). Comparación de dos sectores de la Formación Mesa mediante caracterización mineralógica, textural, geomorfológica y análisis de minerales pesados en el sector central de la Cuenca del Orinoco, 158 p.
- Moucha, R., and Forte A.M., (2011). Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience*, 4, 707-712.
- Moucha, R., Forte, A.M., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., and Quéré, S., (2008). Dynamic Topography and Long-Term Sea-Level Variations: There May Be No Such Thing as a Stable Continental Platform. *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 101-108.
- Naeser, C.W., (1979). Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks, in Jager, E., and Hunziker, J.C., eds., *Lectures in Isotope Geology*: Springer-Verlag, New York, p. 54-169.
- Ollier, C., Pain, C., (2000). *The origin of mountains*. Taylor and Francis Group, 400 p.
- Page, W. & James, M., (1981). The Antiquity of the erosion surfaces and the Late Cenozoic deposits near Medellin, Colombia: implications to tectonics and erosion rates *Rev. CIAF*, v. 6, (1-3), p. 421-454.
- Pérez de Armas, J., (2005). Tectonic and thermal history of the western Serranía del

- Interior foreland fold and thrust belt and Guárico basin, north-central Venezuela: Implications of new apatite fission-track analysis and seismic interpretation, in Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, p. 315-328, doi: 10.1130/2005.2394(11).
- Rahl, J.M., Ehlers, T.A. and van der Pluijm, B.A., (2007). Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 256, p. 147–161.
- Reiners, P. W. & Brandon, M. T., (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 34, 419–466.
- Restrepo-Moreno, S., Foster, D., Stockli, D., Parra-Sánchez, L. et al. (2009). Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Robert, X., Van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., and Mugnier, J.L., (2011). Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research* 116, B05202, 22pp. doi:10.1029/2010JB007893.
- Rull, V., (2011). Origins of Biodiversity. *Origins of biodiversity. Science*, 331(6016): 399-400 [DOI:10.1126/science.331.6016.399]
- Santiago, J.E., (2006). Aspectos geomorfológicos y potencial turístico de la cuenca alta del río Asisa, Estado Amazonas, Venezuela. *Geominas*, Vol 34, número 39, 17-22.
- Schubert, C., (1984). Orígenes geológicos de la Gran Sabana. Paleoclimatología cuaternaria de la cuenca. En C. GALÁN (ed.), *La protección de la cuenca del río Caroní*. CVG-EDELCA, Div. Cuencas e Hidrología, Caracas, pp. 40-45.
- Schubert, C., (1986). Terrazas aluviales en el Escudo de Guayana: Informe preliminar *Acta Científica Venezolana* Vol. 37: 226-228.
- Schubert, C. & Huber, O., (1990). *La Gran Sabana: Panorámica de una región*.

- Cuadernos Lagoven, Caracas, 107 pp.
- Schwarz, G., (1978). Estimating the dimension of a model. *The Annals of Statistics* 6, 461–464.
- Shagam, R., Kohn, B., Banks, P., Dasch, L., Vargas, R., Rodríguez, G., 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. *Geological Society of America. Memoir* , v .162, p.385- 412.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., (2006). The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 148-161.
- Singer, A., (1977). Síntesis Regional de la Evolución Geomorfológica de La Cordillera de La Costa en el área de Caracas, V Congreso Geológico Venezolano, Memorias, Tomo V, p. 55-76.
- Sisson, V.B., Avé Lallemant, H.G., Ostos, M., Blythe, A.E., Snee, L.W., Copeland, P., Wright, J.E., Donelick, R.A., and Guth, L.R., (2005). Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old zones, new ones, and their impact on regional geology, in Avé Lallemant, H.G., and Sisson, V.B., eds., *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394*, p. 91-117, doi: 10.1130/2005.2394(03).
- Suppe, J., (1983). Geometry and kinematics of fault–bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684–721.
- Toro, G.E., Rendón, D.A., Montes, L.F., (2008). Levantamiento de los Andes en el Norte de la Cordillera Central de Colombia: Una aproximación geomorfológica, estructural y cronológica (trazas de fisión). En: *Colombia Boletín de Ciencias de la Tierra* ISSN: 0120-3630 ed: Universidad Nacional de Colombia, v. 22, p. 125 - 126.
- Tucker, G. E. & Whipple, K. X., (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *J. Geophys. Res.* 107, 2179.

- Turcotte, D.L., (2007). *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 398.
- Valla, P., Herman, F., Van der Beek, P., and Braun, J., (2010). Inversion of thermochronological history-I: theory and conceptual model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 511–522.
- van der Beek, P., Van Melle, J., Guillot, S., Pêcher, A., Reiners, P.W., Nicolescu, S., Latif, M., (2009). Eocene Tibetan plateau remnants preserved in the northwest Himalaya. *Nature Geoscience*. DOI:10.1038/NGEO503.
- Wagner G., and Van den Haute P. (1992). *“Fission Track Dating”*. Solid Earth Sciences Library, Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 285 p.
- Whipp, D.M. Jr., Ehlers, T.A., Braun, J., and Spath, C.D., (2009). Effect of exhumation kinematics and topographic evolution on detrital thermochronometer data: *Journal of Geophysical Research*, v. 114, F04014, doi:10.1029/2008JF001195.
- Wilson, J.P., Gallant, J.C., (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*: John Wiley & Sons, Inc, 479 p.
- Wolf, R., Farley, K., Silver, L., (1996). *Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, (21), p. 4131-4240.

ANEXOS