

Universidad Central de Venezuela VRAC - Centro de Estudios Integrales del Ambiente

CARACTERIZACIÓN DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LOS ANDES DEL NORTE A TRAVÉS DE MÉTODOS NUMÉRICOS TERMOCINEMÁTICOS Y GEOMÁTICOS.

Xavier Bustos y Mauricio Bermúdez
Junio 2015

CARACTERIZACIÓN DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN EN LOS ANDES DEL NORTE A TRAVÉS DE MÉTODOS NUMÉRICOS TERMOCINEMÁTICOS Y GEOMÁTICOS.

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA VRAC -
CENTRO DE ESTUDIOS INTEGRALES DEL AMBIENTE**



Rectora

Cecilia García Arocha

Vicerrector Académico

Nicolás Bianco

Vicerrector Administrativo

Bernardo Méndez

Secretario

Amalio Belmonte



Director

Carlos Monedero

Coordinadores

Mylene Gutiérrez

Gilberto Buenaño

Evelin Jaramillo

Representante Estudiantil

Marcos Meléndez

**Cuadernos
CENAMB**

Editor

Gilberto Buenaño

gilberto.buenano@ucv.ve

http://www.ucv.ve/cenamb

PRESENTACIÓN

Este cuaderno CENAMB es un extracto de la tesis doctoral que lleva el título de este documento y en el cual se trata de los temas relacionados a la aplicación de termocronología y un estudio de correlaciones de variables controladoras del paisaje con el fin de verificar los efectos del clima y la tectónica en el rejuvenecimiento de las superficies de aplanamiento en el Altiplano Antioqueño. La misma fue realizada por el Prof. Xavier Bustos y su tutor el Prof. Dr. Mauricio Bermúdez (Laboratorio de Termocronología de la Fac. de Ingeniería -UCV). En este estudio se realizó el estudio cuantitativo de 35 superficies de erosión (SE) ubicadas en el Altiplano Antioqueño en la Cordillera Central de Colombia; con la finalidad de discriminar los factores (tectónico, climático o de acoplamiento entre dichos procesos) que pudieran producir el rejuvenecimiento de las características topográficas de las mismas.

**Centro de Estudios
Integrales del Ambiente,
Universidad Central de
Venezuela**

Urbanización Santa mónica,
Calle Gil Fortoul, Quinta
CENAMB, Caracas 1040
Apartado Postal 17350

Teléfonos: (58-212) 662.1029
/ 662.8031 / 662.5938 /
693.5672 / 693.9414

Correo Electrónico: E-mail:
gilberto.buenano@ucv.ve

Web site:

www.ucv.ve/cenamb



Rectora

Cecilia García Arocha

Vicerrector Académico

Nicolás Bianco

Vicerrector Administrativo

Bernardo Méndez

Secretario

Amalio Belmonte



Director

Carlos Monedero

Coordinadores

Mylene Gutiérrez

Gilberto Buenaño

Evelin Jaramillo

Representante Estudiantil

Marcos Meléndez

**Centro de Estudios
Integrales del Ambiente,
Universidad Central de
Venezuela**

Urbanización Santa mónica,
Calle Gil Fortoul, Quinta
CENAMB, Caracas 1040
Apartado Postal 17350

Teléfonos: (58-212) 662.1029
/ 662.8031 / 662.5938 /
693.5672 / 693.9414

Correo Electrónico: E-mail:
gilberto.buenano@ucv.ve

Editor

Gilberto Buenaño

gilberto.buenano@ucv.ve

http://www.ucv.ve/cenamb

ISBN: 978-980-12-8100-9



Centro de Estudios Integrales del Ambiente
Universidad Central de Venezuela
www.ucv.ve/cenamb.htm

Xavier Bustos y Mauricio Bermúdez

Caracterización de las superficies de erosión en Los Andes del Norte a través de métodos numéricos termocinemáticos y geomáticos.

1ª Edición

Caracas

Cuadernos CENAMB

Universidad Central de Venezuela

Junio 2015

Depósito Legal If25220156201980

ISBN 978-980-12-8100-9

ISSN 1315-97815

El contenido de este libro no puede ser reproducido, ni total ni parcialmente, sin el consentimiento escrito del editor. Todos los derechos reservados.

Diseño y coordinación de la edición: Gilberto Buenaño

Centro de Estudios Integrales del Ambiente
Universidad Central de Venezuela

***Caracterización de las superficies de
erosión en Los Andes del Norte a través
de métodos numéricos termocinemáticos
y geomáticos.***

Xavier Bustos y Mauricio Bermúdez

Contenido

Resumen.....	3
CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO, GEOLÓGICO Y REFERENCIAL	5
1.0 <i>Introducción y planteamiento del problema</i>	5
1.1 <i>Objetivos</i>	7
1.2 <i>Andes Norte de Suramérica, Los Andes de Colombia, El Altiplano Antioqueño</i>	7
CAPÍTULO 2: RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA DE EXHUMACIÓN MEDIANTE MÉTODOS TERMOCRONOLÓGICOS Y MODELADO NUMÉRICO	9
2.0 <i>Introducción</i>	9
2.1 <i>Ecuación práctica de edad por trazas de fisión</i>	9
2.2 <i>Descripción del método (U-TH)/He</i>	11
2.3 <i>Conformación y descripción de la base de datos termocronológica</i>	12
2.4 <i>Modelado Numérico de la historia termal de rocas en el Altiplano Antioqueño</i>	16
2.4.1 <i>Aplicación para el modelado de la historia de una muestra ubicada en la SE Rionegro</i>	16
2.4.2 <i>Modelado numérico termocinemático3D PeCube</i>	18
CAPÍTULO 3. PROCESOS REJUVENECEDORES DE LA MORFOLOGÍA ACTUAL DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN.....	23
3.0 <i>Metodología</i>	23
3.1 <i>Elevación y Relieve</i>	24
3.2 <i>Precipitación</i>	25
3.3 <i>Sismicidad</i>	25
3.4 <i>Erosión potencial a corto plazo.</i>	27
3.5 <i>Integración del modeladotermocinemático3D.</i>	31
3.6 <i>Resultados</i>	31
3.6.1 <i>Precipitación</i>	36
3.6.2 <i>Energía y deformación sísmica</i>	36
3.6.3 <i>Relieve</i>	36
3.6.4 <i>Índices de Erosión</i>	36
3.7 <i>Discusión</i>	37
CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN.....	45
REFERENCIAS.....	47

Resumen

Este cuaderno CENAMB es un extracto de la tesis doctoral que lleva el título de este documento y en la cual, entre otros temas trata los relacionados a la aplicación de un estudio termocronológico y de correlaciones de variables controladoras del paisaje con el fin de verificar los efectos del clima y la tectónica en el rejuvenecimiento de las superficies de erosión (aplanamiento) ubicadas en el Altiplano Antioqueño. La disertación fue realizada por el Prof. Xavier Bustos (CENAMB- Universidad Central de Venezuela) y su tutor el Prof. Dr. Mauricio Bermúdez (Laboratorio de Termocronología y Geomatemáticas, Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela). En la misma se realizó el estudio cuantitativo de 35 superficies de erosión (SE) ubicadas en el Altiplano Antioqueño en la Cordillera Central de Colombia; con la finalidad de discriminar los factores (tectónico, climático o de acoplamiento entre dichos procesos) que pudieran producir el rejuvenecimiento de las características topográficas de las mismas. Esta zona es relevante ya que en este altiplano se encuentran ubicadas las superficies de erosión más extensas de los Andes del Norte de Suramérica y por estar cercanas al istmo de Panamá. Para ello, se desarrolló el modelado de la historia de exhumación de la zona de estudio mediante el empleo de datos termocronológicos de baja temperatura, en este sentido se elaboró la compilación de 65 muestras las cuales fueron fechadas por los métodos de datación (U-Th)/He en apatitos, huellas de fisión en apatito y circón. Además, con el propósito de cumplir el objetivo planteado se integraron los índices geomorfológicos cuantitativos entre ellos: elevación, relieve, parámetros sísmicos (energía sísmica, tasas de deformación sísmica), patrón de precipitaciones, índice de erosión Total Stream Power (TSP con precipitación y litología integradas), densidad del drenaje, integral hipsométrica, pendiente, área de cada superficie y se realizó el análisis de correlación de todas las variables mencionadas. Los resultados de este estudio indican que globalmente existe un relativo control climático que actualmente afecta al altiplano; sin embargo, estudios particulares de estas correlaciones apuntan a que la zona norte del mismo posee un control dominado por la tectónica mientras que al sur del Valle del Aburrá el control en el rejuvenecimiento de tales superficies es más climático; por lo que se propone una nueva clasificación de las superficies de erosión basada en estas conclusiones.

Palabras clave: *Andes, Altiplano Antioqueño, evolución del paisaje, superficie de erosión, análisis cuantitativo, clima, sismicidad, índice de erosión, levantamiento sísmico, Termocronología.*

CAPÍTULO 1: MARCO INTRODUCTORIO, GEOLÓGICO Y REFERENCIAL

1.0 Introducción y planteamiento del problema

Durante las últimas décadas se han realizado múltiples estudios para determinar los efectos de los controles climáticos o tectónicos en la evolución del relieve (ej. England y Molnar, 1990; Burbank et al., 2003; Reiners et al. 2003; Strecker et al. 2009; Vernon et al. 2009; Champagnac et al. 2012; entre otros). Para el caso particular de Los Himalayas, existe mucha ambigüedad, por ejemplo, Thiede et al., (2004) sugieren que es el clima quien ejerce un importante control sobre la exhumación. Otros sugieren que es la tectónica la que domina los patrones de exhumación y la erosión actual (Wobus et al., 2006; van der Beek et al., 2012). Recientemente, Adlakha et al., (2013) sugieren que el control sobre los patrones de exhumación y la erosión es ejercido por la interacción de ambos procesos.

Los Andes constituyen una región importante para discriminar la importancia relativa de los controles climáticos versus tectónicos sobre el paisaje en las cadenas montañosas, principalmente por la diferenciación topográfica, y climática (Montgomery et al., 2001; Bookhagen y Strecker, 2008). Recientemente, diferentes estudios se han enfocado en los Andes del Norte, tales como Mora et al., (2008), Parra et al. (2009), Bermúdez (2009) y Bermúdez et al. (2011a; 2011b; 2013).

En el trabajo se plantea el estudio desde un punto de vista cuantitativo del rejuvenecimiento de las superficies de erosión (que de acuerdo a Bonow, 2004 “es una superficie aproximadamente plana formada por la erosión”) ubicadas a lo largo del Altiplano Antioqueño (AA), localizado en la Cordillera Central de Colombia. Para ello, se sigue la metodología propuesta por Bermúdez et al. (2011a; 2011b; 2013) quienes combinaron datos geológicos recolectados en campo con métodos numéricos (Braun, 2003; Braun et al., 2006; 2012) con la finalidad de discriminar el grado de control de las fuerzas tectónicas o climáticas en los patrones de exhumación en una región de los Andes Venezolanos.

En el Altiplano Antioqueño se han identificado al menos 35 superficies de erosión o "etchplain" (Page y James, 1981; Hermelín, 2007; Toro et al., 2008). Particularmente, el origen de las SE en la Cordillera Central de Colombia ha sido muy poco estudiado. Esto

conduce al problema natural de tratar de discriminar las posibles relaciones entre la morfología del paisaje, el clima y las superficies de erosión en el Altiplano Antioqueño, donde tan sólo la extensión superficial (de acuerdo con Restrepo-Moreno et al. 2009, es de 5000 km²) ya es motivo de diversos debates. De acuerdo con Page y James (1981); Hermelín (2007) y Toro et al., (2008) las 35 superficies se clasifican en: diez tectónicas, diez tipo B (Batolito), tres tipo Pre-A (Pre-Andes), cinco tipo SII (Río Negro, formadas del Mioceno al Plioceno), tres tipo SI (Llanos de Cuivá, La Unión formadas del Oligoceno al Mioceno) y cuatro denotadas como Otras (Origen desconocido), (Figura 1.1)

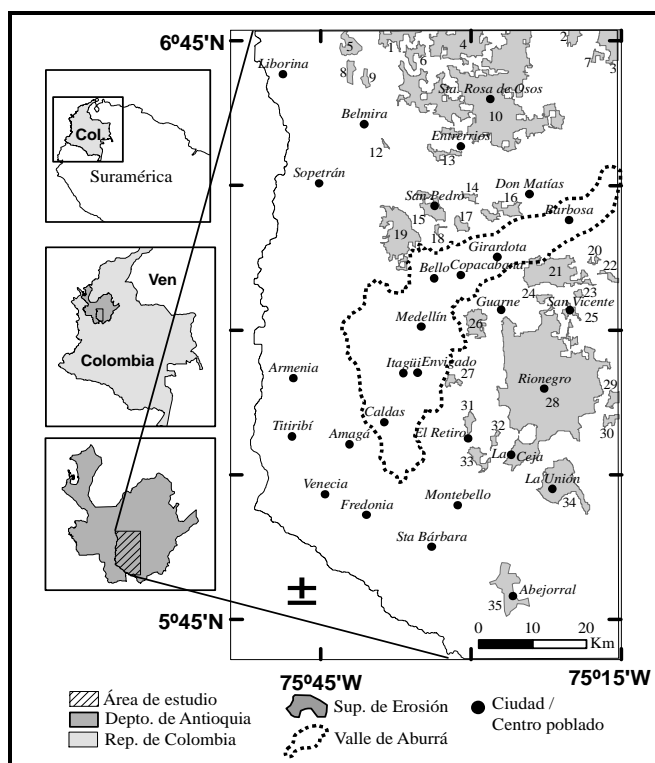


Fig. 1.1. Ubicación del área de estudio en el Depto. de Antioquia, República de Colombia. La ciudad principal es Medellín ubicada en el Valle de Aburrá. Las superficies de erosión se describen en la Tabla 1.1.

La Tabla 1.1 muestra la clasificación de las 35 superficies de erosión presentes en el Altiplano Antioqueño en base a Hermelín (2007) y Toro et al. (2008).

Tabla 1.1. Clasificación de las SE de acuerdo a Hermelín (2007) y Toro et al. (2008).

Tipo	Identificador	Descripción
B	11,13,14,16,20,22,23,24,30, 32	Batolito (Roca ígnea homogénea)
Pre-A	1,4,6	Pre-Andes, también referenciada por Hermelín, (2007) como Pre Cordillera Central.
Otras	2, 3, 7, 21	Su origen es desconocido.
SI	10,17,34	(Cordillera Central) (Llanos de Cuivá, La Unión)

		formadas desde el Oligoceno al Mioceno. Hermelín (2007).
SII	25, 28,29, 31,35	(Río Negro) formadas durante el Mioceno - Plioceno, de acuerdo a Soeters (1981). Referenciado por Hermelín (2007) y Sáenz (2003).
Tectónicas	5,8,9,12,15,18,19,26,27, 33	Formadas por fuerzas tectónicas.

1.1 Objetivos

Generales

- 1.2.2 Determinar si la exhumación del Altiplano Antioqueño ha sido continua o por pulsos, mediante el modelado numérico inverso de las trayectorias tiempo-temperatura para dos muestras individuales con edades de trazas de fisión en apatitos y circones (AFT y ZFT), (Ketcham, 2005 y Rubinstein, 1981).
- 1.2.3 Realizar modelos numéricos directos termocinématicos 3D con la data termocronológica existente (publicada y no publicada) con el fin de estudiar y validar, la evolución en tiempo y el rejuvenecimiento de tales superficies de erosión tomando en cuenta el contexto geodinámico.
- 1.2.4 Discriminar los posibles controles tectónicos, climáticos o la interacción de ambos como agentes rejuvenecedores de las características geomorfológicas de las superficies de erosión, a través de un estudio correlativo, el cual incluye las edades de cada superficie de erosión predichas por PeCube, hasta los parámetros de elevación, pendiente, precipitaciones, parámetros sísmicos (levantamiento, energía liberada, tasa de deformación), índice de erosión TSP (con precipitación y litología incluida), densidad del drenaje, relieve e integral hipsométrica.
- 1.2.5 Proponer una clasificación alternativa de las superficies de erosión, basada en la influencia del clima, la tectónica o el acoplamiento entre ambos procesos.

1.2 Andes Norte de Suramérica, Los Andes de Colombia, El Altiplano Antioqueño

Los Andes Norte se dividen en los Andes de: Venezuela, Colombia y Ecuador, representan la finalización al norte de la cadena de los Andes, la cual se extiende por más de 9000 Km de longitud a lo largo del margen oeste de Suramérica. (Taboada et al., 2000). Los Andes de Colombia (ver Figura 1.2) se encuentran entre latitud 1°N y 8°N divididos en tres cinturones de montaña: Occidental, Central y Oriental. La Cordillera

Central está compuesta por un basamento poli-metamórfico de edad Pre-Mesozoico que incluye rocas oceánicas y continentales, diversos plutones intrusivos Mesozoicos y Cenozoicos, hay un volcanismo asociado a la subducción de la Placa de Nazca localizada en la cresta de la Cordillera (Sur 5°N).

El Altiplano Antioqueño (AA) ubicado en la Cordillera Central de Colombia, representa el mayor conjunto de superficies de erosión existente en Los Andes Nortes de Suramérica. Según Restrepo-Moreno et al. (2009), el Altiplano es un dominio extensivo (>5000 km²) geomorfológico de relieve bajo, el cual parece ser un relicto de superficie ubicado en la porción más al norte de la Cordillera Central (Arias, 1995). Está flanqueado al este y al oeste por los valles de los ríos Magdalena y Cauca, respectivamente. La elevación media del AA es de aproximadamente 2300 m.s.n.m y posee una topografía interna caracterizada por colinas onduladas con relieve local de menos de 40 m y pendientes menores al 10°. Su geometría global se parece a una pirámide truncada y asimétrica en donde su margen más empinada corresponde al cañón del Río Cauca; la mayor parte del AA es ocupada por el Batolito Antioqueño, el cual se caracteriza por su homogeneidad litológica y poca variabilidad petrológica y geoquímica.

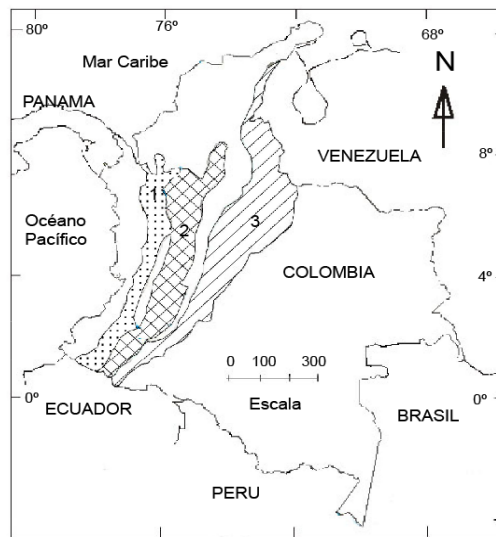


Fig.1. 2 Cordilleras de Colombia. 1: Cordillera Occidental; 2: Cordillera Central; 3: Cordillera Oriental. (Modificada de Saenz, 2003).

CAPÍTULO 2: RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA DE EXHUMACIÓN MEDIANTE MÉTODOS TERMOCRONOLÓGICOS Y MODELADO NUMÉRICO

2.0 Introducción

Una de las tareas claves del Laboratorio de Termocronología de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, es la de fechar los últimos eventos tecto-térmicos ocurridos en un área mediante el método de trazas de fisión en apatitos y circones, este método se basa en el decaimiento radiactivo por fisión nuclear de los átomos de uranio presentes en los minerales accesorios que constituyen las rocas. Aunque las muestras suministradas para esta investigación no fueron datadas en este laboratorio, es importante resaltar que el presente trabajo nace de la colaboración existente entre la Universidad EAFIT, La Universidad Nacional de Colombia y el laboratorio antes mencionado.

2.1 Ecuación práctica de edad por trazas de fisión

Según Bermúdez et al. (2005), el decaimiento radioactivo de un átomo cualquiera viene expresado de acuerdo a la Teoría de Rutherford y Soddy descrita de la siguiente manera: “La tasa de átomos que decaen radioactivamente es proporcional al número de átomos N en cualquier instante de tiempo t ”. Lo que conduce a la siguiente ecuación diferencial:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\lambda_d N$$

En donde λ_d es la constante de decaimiento radiactivo total.

Se resalta la importancia del Uranio-238 (^{238}U) como isótopo inestable más común en la naturaleza y con una vida media de 4500 Ma. Este elemento es clave en el cálculo de edades de material rocoso o de eventos, al final después de separar variables e integrar la ecuación la ecuación fundamental de la edad queda:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln\left(\frac{D}{N} + 1\right) \quad 2.1$$

en donde: D es el número de átomos que han decaído y N es el número de átomos (que no cambian) en cualquier instante de tiempo.

Noción de huella de fisión espontánea.

Existe una gran variedad de métodos de datación radiométrica; de todos éstos, el Método de Huellas de Fisión (MHF) resulta el más económico y es usado en el Laboratorio de Termocronología de la UCV. Este método consiste en el cálculo de edades de rocas utilizando la fisión espontánea de los átomos de ^{238}U presentes en los minerales accesorios (apatito, circón, esfenas, etc.) que constituyen la roca (Bermúdez et al., 2005).

Algunos mecanismos de deformación de la litósfera (eventos geológicos) producen exhumación de las rocas y otras su soterramiento, disminuyendo o incrementando la temperatura de éstas. Durante estos movimientos las rocas atraviesan ciertas “superficies” de temperaturas denominadas isotermas que van desde una mayor temperatura en el interior de la Tierra a una menor temperatura a medida que se acerca a la zona externa del planeta. Cada mineral tiene una isoterma específica en la cual la huella de fisión se preserva, el valor de esta temperatura es conocida como Temperatura de Cierre “*closure temperature*”, ver Figura 2.1. En los casos particulares del apatito y el circón estas temperaturas son aproximadamente: $110 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ y $205 \pm 18 \text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente (Bermúdez et al., 2005; Bernet, 2009).

Sin embargo, no existe una temperatura de cierre en la cual el sistema resulte cerrado completamente; en realidad lo que existe es una zona o rango de temperaturas donde las huellas de fisión sufren desvanecimiento parcial. Este rango de temperaturas es conocido como Zona de Desvanecimiento Parcial (“PAZ: *Partial Annealing Zone*”; Wagner y van den Haute, 1992; Figura 2.1-a). Las huellas de fisión espontáneas tienen una longitud promedio entre 16 a $20\mu\text{m}$ (Gallagher et al, 1998), y cuando éstas pasan mucho tiempo en la PAZ o son sometidas a una temperatura mayor a su temperatura de cierre tienden a reducirse o a desvanecerse (Bermúdez et al., 2005), ver Figura. 2.1

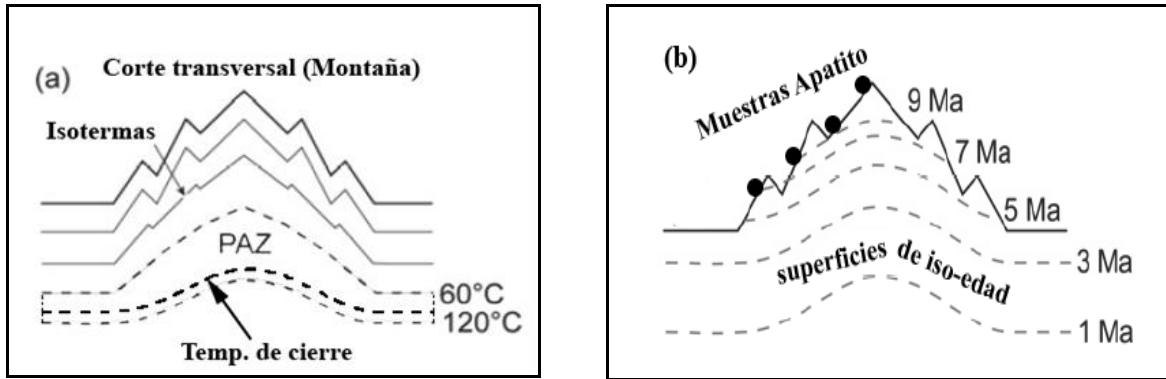


Fig. 2.1 Ilustración del concepto de PAZ, Temperatura de cierre para el caso del AFT. (a). Muestra las isotermas en un corte transversal de la montaña. La temperatura de cierre del sistema de huellas de fisión en apatitos está incluido dentro del rango de temperaturas de la partial annealing zone (PAZ) (Modificada de Vernon, 2008).

2.2 Descripción del método (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.

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 (Ehlersy Farley, 2002).

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

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 . (Glotzbach, 2008).

2.3 Conformación y descripción de la base de datos termocronológica

La compilación definitiva de las muestras finales contiene los datos de edades, elevaciones y coordenadas (latitud, longitud) tomadas de las referencias que se describen a continuación:

- A. 23 muestras de apatitos y 38 de circones (colectadas en 45 ubicaciones) proporcionada por la Dra. Gloria Toro de la Universidad EAFIT, Colombia (trabajo inédito y aún en desarrollo).
- B. 6 muestras de apatitos y 6 de circones (colectadas en 6 ubicaciones) tomadas de la Tabla 2.1 del trabajo de Tesis de maestría realizado por Saenz (2003).
- C. 10 muestras de (U–Th)/He en Apatitos (colectadas en 10 ubicaciones) tomadas de la Tabla 1 del artículo publicado por Restrepo-Moreno et al., (2009).
- D. 2 muestras de apatitos y 2 de circones (colectadas en 2 ubicaciones), fechadas y suministradas por el Dr. Matthias Bernet como parte de un trabajo de intercalibración entre los laboratorios de la Universidad Joseph Fourier, Francia y la Universidad EAFIT, Colombia.
- E. Por último, se seleccionaron 2 edades de apatitos (colectadas en 2 ubicaciones) pertenecientes al trabajo doctoral realizado por Villagómez (2011).

En la Tabla 2.1 se muestran los 65 registros definitivos utilizados por el programa PeCube para emprender los modelos directos “*Forward*”. En caso de que una determinada ubicación tenga asociada la edad de un termocronómetro particular, al resto de las edades y errores asociados se les ha colocado el valor de ND (No Disponible). Esta base de datos fue comparada con la publicada por Herman et al. (2013), encontrándose que para la zona de estudio todas las edades publicadas ya estaban incluidas en el presente trabajo.

Tabla 2.1. Base de datos termocronológica compilada a lo largo del área de estudio y utilizada para los modelos termocinemáticos 3D

Nro	Autor	Muestra	Long	Lat	Elev.	Circón_edad	error_c	Apatito_edad	error_a	(U-Th)/He	error_uth
1	EAFIT	GT0602	-75.3920001	6.42300011	1554	35.79	1.18	ND	ND	ND	ND
2	EAFIT	BA-MS-01	-75.3853136	6.42114537	1438	44.72	1.41	ND	ND	ND	ND
3	EAFIT	Re 01	-75.5393012	6.03116183	2390	70.52	1.75	ND	ND	ND	ND
4	EAFIT	NP-01	-75.6863746	6.34471096	2064	40.32	1.49	ND	ND	ND	ND
5	EAFIT	NP-02	-75.6952237	6.35643928	1923	41.84	1.49	ND	ND	ND	ND
6	EAFIT	SO-08	-75.5804605	6.37832336	2023	39.21	1.28	ND	ND	ND	ND
7	EAFIT	SO-07	-75.5871849	6.37830375	2124	37.43	1.41	ND	ND	ND	ND
8	EAFIT	SH0504	-75.476639	6.19686122	2487	34.13	1.34	ND	ND	ND	ND
9	EAFIT	BA-MS-07	-75.3640354	6.45582928	2219	34.54	1.5	26.43	2.14	ND	ND
10	EAFIT	SH0505	-75.5459168	6.15211122	2463	15.04	1.42	ND	ND	ND	ND
11	EAFIT	BA-MS-04	-75.364642	6.44152576	1889	66.2	2.33	ND	ND	ND	ND
12	EAFIT	Esc 03	-75.5522597	6.13101595	2260	54.29	1.685	35.82	2.045	ND	ND
13	EAFIT	GT0607	-75.6160834	6.22866678	1606	39.42	1.62	ND	ND	ND	ND
14	EAFIT	GnP 02	-75.4895098	6.3248651	2090	51.32	2.44	38.82	2.3	ND	ND
15	EAFIT	GnP 04	-75.4874332	6.30870737	2430	48.53	1.40	49.19	1.39	ND	ND
16	EAFIT	SA-03	-75.5804566	6.37832342	2023	40.25	3.845	35.8	3.02	ND	ND
17	EAFIT	BA-GTA-04	-75.4703072	6.32378682	2225	42.79	1.41	40.37	1.38	ND	ND
18	EAFIT	BA-GTA-02	-75.4340321	6.35891294	1625	ND	ND	38.225	1.171	ND	ND
19	EAFIT	NP-07	-75.7057628	6.41224612	1262	ND	ND	41.72	1.11	ND	ND
20	EAFIT	SO-01	-75.6094704	6.35348271	2449	ND	ND	23.1	2.17	ND	ND
21	EAFIT	SO-04	-75.5943291	6.38201008	2393	ND	ND	42.21	1.77	ND	ND
22	EAFIT	GnP 03	-75.4789033	6.32850973	2180	42.16	1.65	29.985	1.52	ND	ND
23	EAFIT	LP 04	-75.5450834	6.16538661	2325	48.35	1.88	48.22	2.15	ND	ND
24	EAFIT	LP 03	-75.54528	6.15476439	2425	56.155	1.455	ND	ND	ND	ND
25	EAFIT	BA-GTA-03	-75.4335702	6.35507211	1725	49.64	1.98	38.7	2.52	ND	ND

Tabla 2.1 (Cont.). Base de datos termocronológica compilada a lo largo del área de estudio y utilizada para los modelos termocinemáticos 3D

Nro	Autor	Muestra	Long	Lat	Elev.	Circón_edad	error_c	Apatito_edad	error_a	(U-Th)/He	error_uth
26	EAFIT	SH05	-75.52925019	6.22730567	1806	30.24	1.08	ND	ND	ND	ND
27	EAFIT	GnP 01	-75.5016867	6.31737406	1960	49.39	2.31	45.11	1.97	ND	ND
28	EAFIT	SO-03	-75.5968355	6.38454816	2463	36.66	1.43	ND	ND	ND	ND
29	EAFIT	SO-06	-75.5929115	6.37892334	2203	38.5	1.33	ND	ND	ND	ND
30	EAFIT	GrD 01	-75.4689739	6.07315598	2240	52.27	1.38	35.15	2.2	ND	ND
31	EAFIT	LP 01	-75.5016599	6.13951448	2400	53.31	1.36	ND	ND	ND	ND
32	EAFIT	SA-04	-75.662087	6.19671605	1850	44.09	2.13	ND	ND	ND	ND
33	EAFIT	BA-GTA-01	-75.4295721	6.38111806	1385	ND	ND	36.335	0.938	ND	ND
34	EAFIT	Esc 05	-75.5462377	6.11852146	2520	ND	ND	30.64	2.45	ND	ND
35	EAFIT	VRE-2M/SB	-75.5348585	5.97331885	1939	49.8	1.82	17.34	0.615	ND	ND
36	EAFIT	Esc 02	-75.5584597	6.1391346	2145	52.58	1.60	30.01	1.58	ND	ND
37	EAFIT	Esc 01	-75.5603791	6.14410112	2040	54.28	1.51	29.16	2.63	ND	ND
38	EAFIT	LP 02	-75.5466262	6.15159679	2475	ND	ND	33.95	2.24	ND	ND
39	EAFIT	BA-MS-02	-75.3747986	6.4239039	1538	51.3	2.4	ND	ND	ND	ND
40	EAFIT	LP 05	-75.5460009	6.17058193	2275	55.49	1.31	40.095	11.2	ND	ND
41	EAFIT	GT0701	-75.5694446	6.23333344	1472	38.5	1.5	ND	ND	ND	ND
42	EAFIT	1	-75.4704723	6.192639	2402	40.9	1.6	15.75	0.315	ND	ND
43	EAFIT	GT0605	-75.6005834	6.32816678	2401	37.1	1.1	ND	ND	ND	ND
44	EAFIT	3_3	-75.685889	6.04702789	1397	59.08	3.64	ND	ND	ND	ND
45	EAFIT	3	-75.4427223	6.24425844	2150	35.4	1.2	ND	ND	ND	ND
46	M. Bernet	SE-01	-75.4385251	6.26262417	2140	65.8	3.8	54.9	4.6	ND	ND
47	M. Bernet	SE-02	-75.3832683	6.20287218	2100	68	4.1	47.4	3.3	ND	ND
48	S. Restrepo	SR-32	-75.6	6.38	2110	ND	ND	ND	ND	41.3	2.1
49	S. Restrepo	SR-26	-75.59	6.38	2350	ND	ND	ND	ND	46.7	2.3
50	S. Restrepo	SR-48	-75.58	6.35	1710	ND	ND	ND	ND	32.2	1.6

Tabla 2.1 (Cont.). Base de datos termocronológica compilada a lo largo del área de estudio y utilizada para los modelos termocinemáticos 3D

Nro	Autor	Muestra	Long	Lat	Elev.	Circón_edad	error_c	Apatito_edad	error_a	(U-Th)/He	error_uth
51	S. Restrepo	SR-41	-75.41	6.41	1380	ND	ND	ND	ND	25.1	1.3
52	S. Restrepo	SR-31	-75.59	6.37	2170	ND	ND	ND	ND	42.9	2.1
53	S. Restrepo	SR-2	-75.38	6.47	1520	ND	ND	ND	ND	36.6	1.8
54	S. Restrepo	SR-6	-75.37	6.43	1710	ND	ND	ND	ND	33.7	1.7
55	S. Restrepo	SR-19	-75.36	6.45	1990	ND	ND	ND	ND	40.7	2
56	S. Restrepo	SR-15	-75.37	6.45	2100	ND	ND	ND	ND	48.9	2.4
57	S. Restrepo	SR-44	-75.58	6.34	1640	ND	ND	ND	ND	26.6	1.3
58	E. Saenz	AB-5	-75.305	6.458333333	1280	47.4	1.1	46.6	1.5	ND	ND
59	E. Saenz	OS-1	-75.60444444	6.365555556	2450	57.3	1.2	48.5	2.6	ND	ND
60	E. Saenz	AB-13	-75.41472222	6.501666667	2200	51.7	1.1	44.9	1.2	ND	ND
61	E. Saenz	AS-1	-75.67916667	6.048333333	1670	156.6	5.4	40.3	1.4	ND	ND
62	E. Saenz	AB-9	-75.41111111	6.411111111	1500	51.1	0.9	38	1.1	ND	ND
63	E. Saenz	SD-1	-75.56055556	6.217222222	1850	59.3	1.5	ND	ND	ND	ND
64	Villagómez	DV71	-75.4804	6.3281	1958	ND	ND	74.4	5.3	ND	ND
65	Villagómez	DV5960	-75.3849	6.4212	1473	ND	ND	54.2	2.5	ND	ND

Con los datos de edades, elevaciones, coordenadas y otros campos de las muestras seleccionadas (65) se crea una base de datos geográfica de datos termocronológicos. La ubicación de estas muestras, así como el área rectangular que las abarca respecto al área de estudio se muestra en la Figura 2.2.

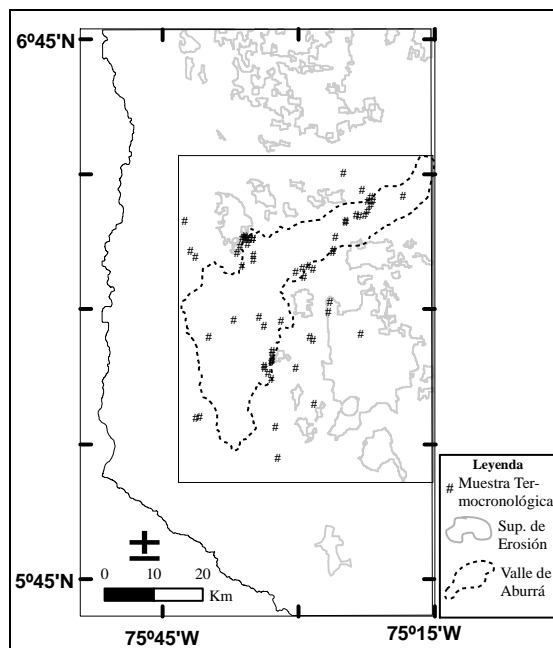


Fig.2.2. Ubicación de las 65 muestras termocronológicas seleccionadas.

2.4 Modelado Numérico de la historia termal de rocas en el Altiplano Antioqueño

Para el modelado termo-cinemático se utilizó la base de datos termocronológica que consiste en 65 edades previamente presentada, utilizándose el modelado directo PeCube, adicionalmente se aplica el modelado inverso para dos muestras codificadas como SE-01 y SE-02 que fueron trabajadas de forma independiente.

2.4.1 Aplicación para el modelado de la historia de una muestra ubicada en la SE Rionegro

A continuación, se presenta la ubicación de las dos (02) muestras codificadas como SE-01 y SE-02 de circón y apatito procesados el 23 de Mayo de 2013 por el Dr. Matthias Bernet (UJF, Grenoble) y suministradas por EAFIT. La ubicación de dichas muestras así como la tabla de longitudes para 17 cristales de apatitos, así como las edades de los minerales se muestran en la Figura 2.3 y tablas a la derecha de esta figura.

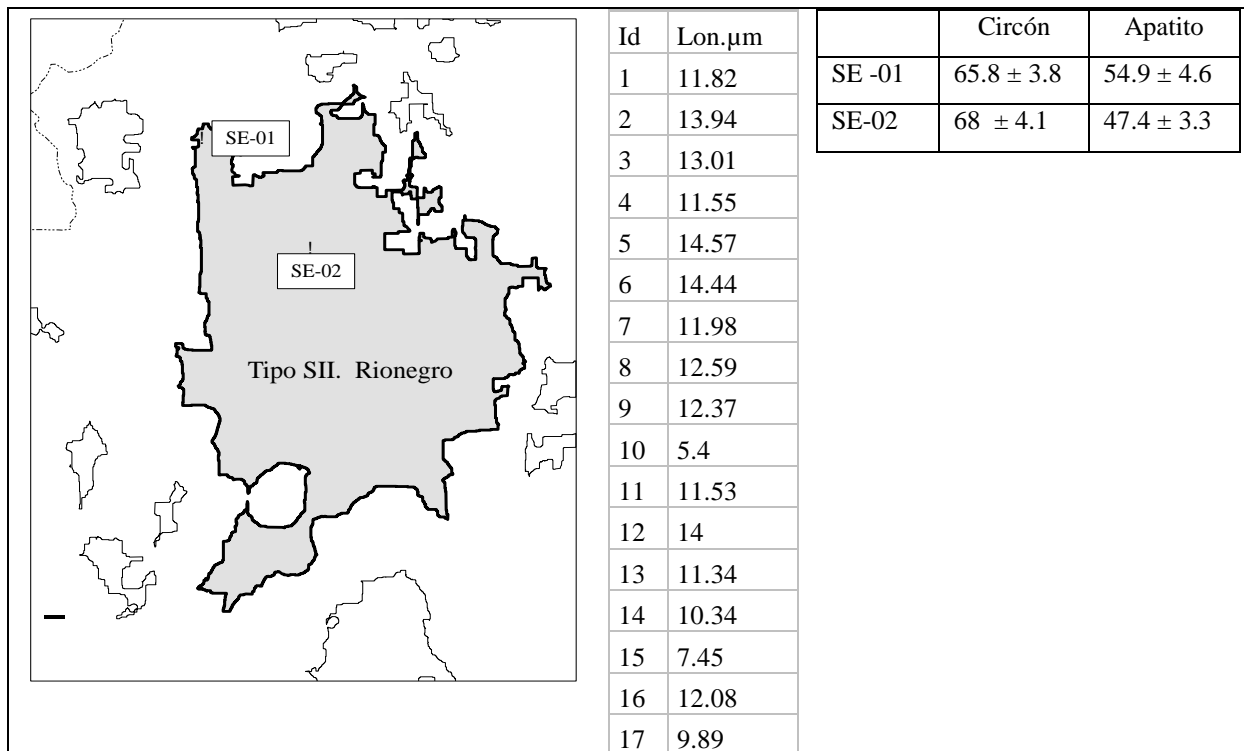


Fig. 2.3. Ubicación de las muestras y datos inéditos suministrados por el Dr. M. Bernet en el año 2014.

Con la muestra SE-02 de apatito se emplea el programa HeFTy con el fin de conocer la historia termal de la misma. La Figura 2.4 muestra un modelo con buen ajuste $\text{GOF} = 0.91$ en edad y $\text{GOF} = 1.0$ en longitudes, para esta muestra. El histograma a la derecha de esta figura corresponde a la distribución de longitudes de trazas.

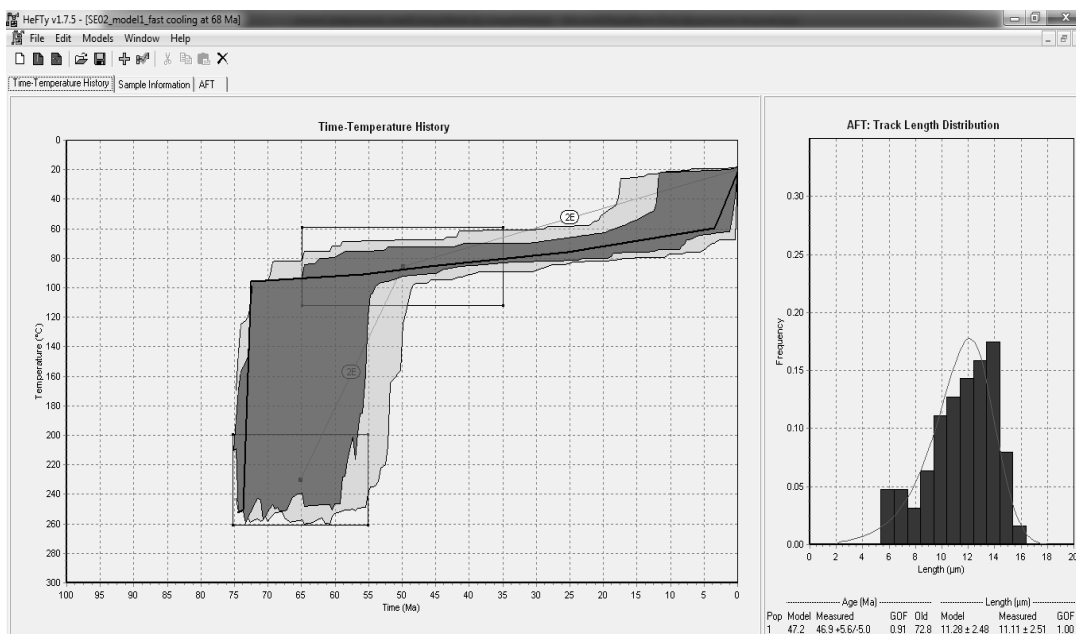


Fig. 2.4 Modelo tiempo-Temperatura para la muestra SE-02

Estos resultados indican:

- La alta pendiente en el recuadro de la izquierda indica un enfriamiento rápido entre 75 a 70 Ma antes del presente, este recuadro equivale a la zona de desvanecimiento parcial del circón (200-260°C).
- La baja pendiente en el recuadro central entre 70 a 10 Ma indica un enfriamiento lento del material rocoso (paso por la isoterma entre 110 a 60°C).
- Un enfriamiento rápido se presenta desde 5 Ma al presente (Esto es soportado por datos de (U-Th)/He en apatitos).

Con los resultados obtenidos para esta muestra (SE-02), se observa la historia de enfriamiento de esta muestra, en el gráfico se destaca el rectángulo superior que corresponde a la PAZ del apatito (~60-100°C), podemos notar que se presentan 3 pulsos de enfriamiento, por lo que en base a este resultado se procederá a realizar el modelado numérico termocinémático 3D (PeCube) en su versión “*Forward*”, cuyos mejores escenarios se muestran en la Tabla 2.2.

2.4.2 Modelado numérico termocinémático 3D PeCube

PeCube resuelve la ecuación del calor en tres dimensiones usando el método de elementos finitos para el modelado del campo de fluidos; esta es una forma de mirar el movimiento del mismo, 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 2.5.

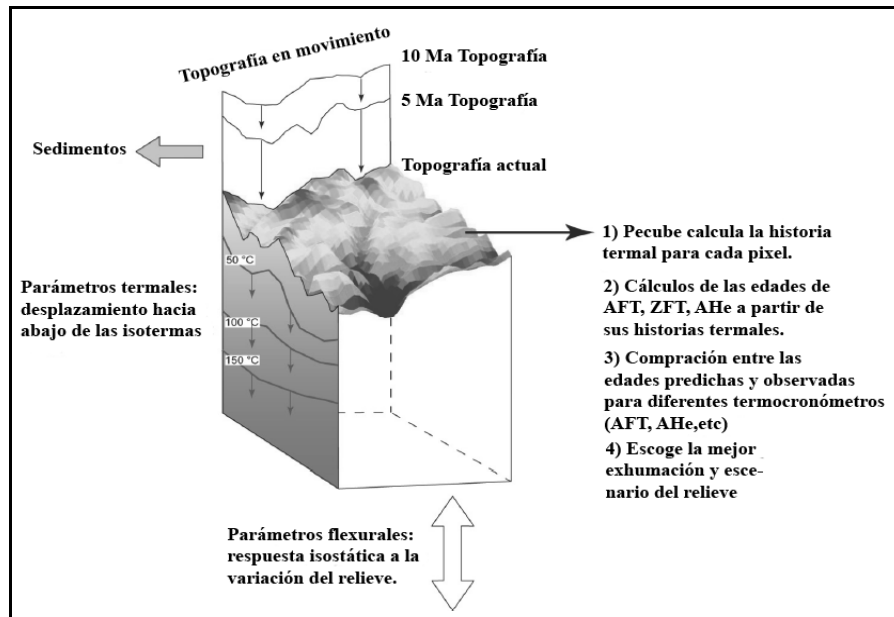


Fig. 2.5 Pecube resuelve la ecuación del calor en 3-D. (Braun, 2003), fue empleado para predecir las edades del AFT, ZFT, AHe para diferentes escenarios de exhumación. Los parámetros texturales y flexurales restringen la respuesta termal del área modelada a cambios de exhumación y relieve. La historia 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 (Modificada de Vernon, 2008).

Tabla 2.2. Valores mínimos de misfits obtenidos para la segunda familia de modelos Forward PeCube

Nro. Pulsos	Temp	HP	Periodo	Misfit	Id
2	600	0.8	60 40 -0.75 40. 0. -0.2	0.8314	1
2	700	0.8	60 40 -0.75 40. 0. -0.2	0.8312	2
3	600	0.8	80. 40. -0.5 40. 25 -0.4 25. 0. -0.2	0.8135	4
3	700	0.8	80. 40. -0.5 40. 25 -0.4 25. 0. -0.2	0.8469	5
4	600	0.8	80 60 -0.05 60. 40. -0.5 40. 25. -0.3 25. 0. -0.4	0.8270	9

Para esta familia de modelos PeCube, el menor misfit = 0.8135 (Id=4), corresponde a tres (3) pulsos de exhumación, cuyas tasas de exhumación disminuyen progresivamente; es decir, el primer pulso que comienza hace 80 hasta 40 Ma es rápido (0.5 km/Ma) muy probablemente debido a la tectónica; el segundo pulso desde los 40 hasta los 25Ma a una

tasa de velocidad de 0.4 km/Ma (disminuye respecto al anterior) y se ha ido deteniendo desde hace 25 Ma hasta el presente a una tasa de 0.2 km/Ma; en este último pulso pudiera sugerir que el clima es un factor importante, tal como indica Herman et al. (2013), razón que podría explicar el acoplamiento “*interplay*” entre las fuerzas tectónicas y climáticas en algunos sectores del altiplano. La Figura 2.6 muestra la disposición en teoría de un batolito (roca intrusiva), a la derecha de esta figura se ilustra un diagrama hipotético del mecanismo de exhumación del Batolito Antioqueño basado en el mejor modelo numérico termocinématico 3D forward realizado en este trabajo.

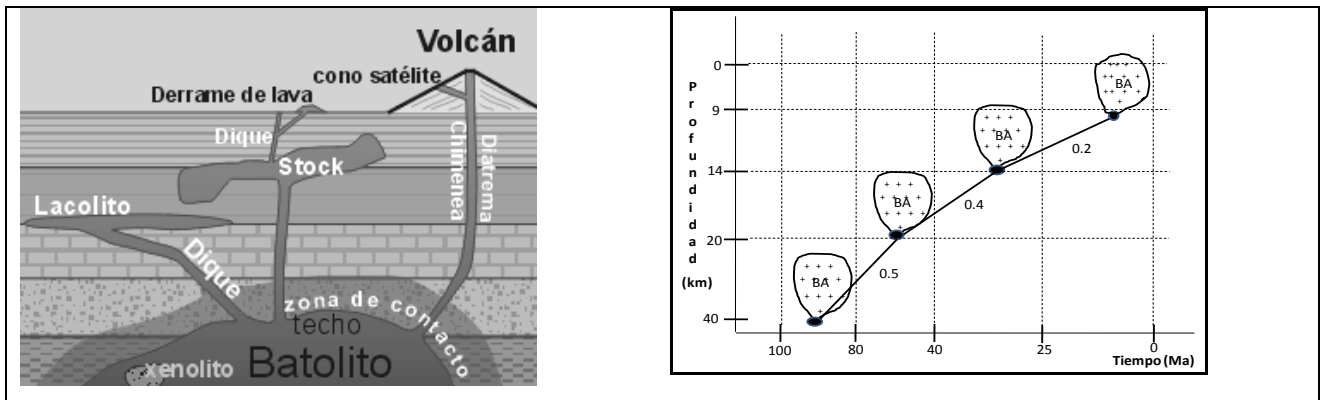


Fig.2.6 (Izq.) Ejemplo hipotético de un batolito en profundidad. (Fuente:<http://www.geovirtual.cl/geologiageneral/ggcap04.htm>). (Der.) Historia de exhumación del Batolito Antioqueño de acuerdo a tres (3) pulsos representado por el menor misfit 0.8135.

Delos resultados generados por el programa PeCube se interpolan los puntos y se extrae el promedio para las superficies de erosión definidas en la Figura 2.3. La Tabla 2.3 muestra los promedios resultantes y sus respectivas desviaciones estándares de las edades de (U-Th)/He y trazas de fisión en apatitos, (que se utilizarán en el estudio de correlaciones) discriminados para las superficies de erosión seleccionadas.

Tabla2.3.Valores promedios calculados por PeCube para Apatito He y ApatitoFT

Nro_SE	ApatitoHe (Media)	ApatitoHe (sd)	ApatitoFT (Media)	ApatitoFT (sd)
14	17.58459	0.03974873	26.64845	0.0286889
15	17.97977	0.08929957	26.98737	0.06598918
16	18.07653	0.1698762	26.94456	0.1215543
17	18.36388	0.167773	27.22211	0.0697879
18	18.393	0.0690103	27.28879	0.05537882
19	18.2878	0.09747217	27.28331	0.08271816
20	18.00156	0.06300595	26.97464	0.08114135
21	17.59009	0.1479977	26.6468	0.09025135
22	17.82827	0.08037443	26.74116	0.05281731
23	17.54486	0.06303041	26.54023	0.05938222
24	17.62587	0.04281874	26.69382	0.04655042
25	17.16405	0.05809292	26.35026	0.04935474
26	18.20796	0.09453464	27.15352	0.07899042
27	18.5963	0.09669083	27.42366	0.1118397
28	17.01384	0.1044719	26.18834	0.08930754
29	17.08405	0.1221719	26.28215	0.1412154
30	17.40482	0.1386704	26.42947	0.1200767
31	16.92918	0.078706	26.24049	0.1246683
32	17.50828	0.1186413	26.57262	0.09611011
33	17.33416	0.1088162	26.45141	0.1055396
34	17.94182	0.2489833	26.88994	0.1750297

CAPÍTULO 3. PROCESOS REJUVENECEDORES DE LA MORFOLOGÍA ACTUAL DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

3.0 Metodología

Para este estudio se parte de la clasificación de las superficies de erosión ubicadas en el Altiplano Antioqueño; se emplea un mapa geomorfológico detallado a escala 1:25.000 para la identificación de tales superficies; esta caracterización geomorfológica se llevó a cabo a través de fotografías aéreas, análisis de Modelo Digital de Elevación (MDE), imágenes de radar, imágenes Landsat y Misión Topográfica Radar Shuttle (SRTM).

Para los análisis se utilizó un Sistema de información Geográfica (SIG) y la data espacial y atributiva organizada en Geodatabases (Zeiler, 1999); algunos resultados se generaron con la programación de SQL's dentro de las Geodatabases y código R (Hornik, 2014), por ejemplo, en los cálculos de la deformación sísmica y elaboración de gráficas para la presentación de los resultados de correlaciones (ej. Figura 3.1).

Para esta investigación, se realizó un estudio cuantitativo de las siguientes variables: 1) elevación 2) pendiente 3) área 4) patrones de precipitaciones; 5) relieve a radio 3-km; 6) parámetros sísmicos (energía, deformación y levantamiento); 7) Índice de erosión TSP con precipitación y litología incluida con el fin de evaluar la contribución de la erosión reciente sobre la topografía y la evolución del paisaje 8) Integral hipsométrica 9) Densidad del drenaje 10) Edades de apatito y circón en huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos. Después de procesar esta data, se analizaron las posibles correlaciones empleando los coeficientes de Pearson. (Kendall y Stuart, 1973).

La integral hipsométrica (Hsi) es también un indicador del “ciclo de erosión” (Strahler, 1952). El ciclo de erosión puede dividirse en tres etapas: vieja ($Hsi < 0.3$), en la cual la cuenca está completamente estabilizada, etapa de madurez o equilibrio (Hsi entre 0.3 a 0.6) y etapa juventud o desequilibrio ($Hsi > 0.6$), donde la cuenca es altamente susceptible a la erosión (Strahler, 1952).

En este trabajo la integral hipsométrica o área bajo la curva para cada superficie de erosión y para todo el altiplano fue calculada de acuerdo al método propuesto por Pike y Wilson (1971), como la relación (E) Elevación-Relieve expresada como:

$$E \approx Hsi = \frac{Elev\ promedio - Elev\ min}{Elev\ max - Elev\ min}$$

Donde E representa la relación elevación - relieve equivalente a la integral hipsométrica Hsi , $Elev\ promedio$ es la elevación media de la cuenca estimada a partir de las curvas de nivel (contours) de las subcuencas delineadas; $Elev\ max$ y $Elev\ min$ son las elevaciones mínimas y máximas de las subcuencas.

Aunque aparentemente todos los valores de Hsi parecieran solaparse cuando la desviación estándar es considerada. Existen diferencias significativas entre las superficies SII y Pre-A con el resto de las SE. De forma general, el altiplano pareciera que estuviese en una fase de madurez ($Hsi=0.5$), los resultados aquí mostrados sugieren que a excepción de las SE tipo SI el resto están indicando un cambio de fase de vejez o madurez a desequilibrio, lo que pareciera indicar cambios drásticos en el relieve. (Figura 3.1)

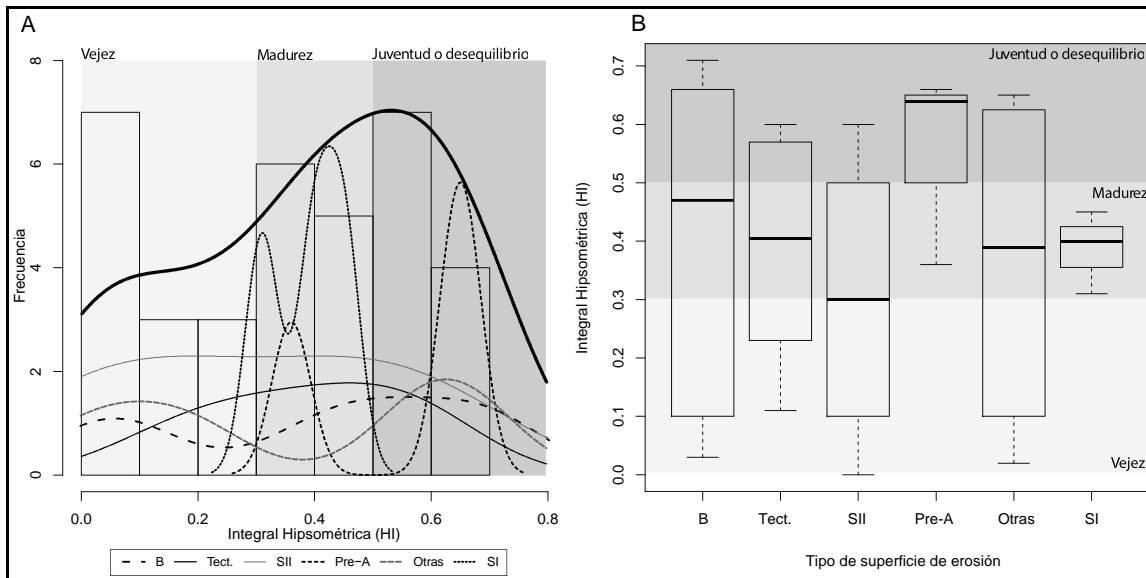


Fig. 3.1. (A). Frecuencia combinada y por tipo particular de SE para los índices hipsométricos. (B). Índice Hipsométrico (Hsi) por tipo de superficie de erosión. Representación por cajas de bigotes.

3.1 Elevación y Relieve

Las propiedades geológicas y topográficas (elevación, pendiente y relieve) del Altiplano Antioqueño se caracterizaron a través del MDE generado a partir de las curvas de nivel a escala 1:25.000 interpoladas mediante el modelo TIN (Triangulated Irregular Network) y transformadas a imágenes raster con resolución espacial de 30-m utilizando la interpolación bilineal. Las elevaciones oscilan entre un rango de 400 y 3300 m.s.n.m.

El relieve que se muestra en la Figura 3.2-A y B se calculó como la diferencia de elevación media entre dos superficies: una superficie ideal completamente “plana” que conecta los puntos más elevados del paisaje y la topografía actual provista por el DEM (Small y Anderson, 1998). Se calculó el relieve para diferentes radios debido a que algunas superficies de aplanamiento son relativamente pequeñas y por tanto susceptibles a la erosión y al levantamiento superficial. Sin embargo, para los resultados presentados se tomó el relieve con radio 3-km.

3.2 Precipitación

La precipitación para el área de estudio se extrajo a partir de los datos del sensor remoto TRMM (Misión para las Medidas de las Lluvias Tropicales) procesadas por Bookhagen (2010) para el período 1998-2009; en particular se utilizó el archivo Geotiff que contiene la data acumulada anual en mm, calibrada (con datos de estaciones climáticas e hidrológicas) para ese período. La Figura 3.2-C muestra la distribución de precipitación para el área de estudio.

3.3 Sismicidad

Para cuantificar los efectos de la sismicidad a lo largo del Altiplano Antioqueño, se combinaron dos fuentes de registros sísmicos: la primera consistió en el catálogo en línea de la Red Nacional Sismológica Colombiana, RNSC y por el Servicio Geológico Colombiano. Con el cruce de estas dos fuentes se compiló y conformó una base de datos que incluye actividad sísmica desde 1911 hasta el presente. La Figura 3.2-E muestra la distribución de los eventos sísmicos y los principales sistemas de fallas activas para el área de estudio.

Con los datos de sismicidad se calculó la energía sísmica (E_s) liberada, empleando las magnitudes locales de acuerdo a la expresión de Gutenberg y Richter (1954):

$$\log_{10}(E_s) = bM_i + a \approx 1.5M_i + 4.8$$

Los valores de los parámetros a y b fueron estimados por la recta de mejor ajuste (mínimos cuadrados) para la relación de magnitud-frecuencia acumulada para un registro

de 2839 terremotos acontecidos para la región. Se desarrolló un código R para calcular dichos valores. La Figura 3.2-F muestra la energía sísmica para el área de estudio.

También se utilizó la base de datos sísmica compilada para estimar la distribución de la tasa de deformación sísmica; la cual puede extrapolarse a lo largo del tiempo geológico empleando la relación magnitud-frecuencia para los terremotos observados (Gutenberg y Richter, 1954). Para calcular la tasa de deformación sísmica empleamos la siguiente expresión (Braun et al., 2009):

$$\varepsilon_H = \left(\frac{1}{2\mu\Delta V\Delta t} \right) \left(\frac{b10^{a+9.1}}{1.5-b} \right) \left(10^{(1.5-b)M_{max}} \right)$$

En la cual los parámetros a y b se definieron y calcularon tal como se explicó anteriormente; M_{max} es el máximo de la magnitud observada, aunque para este caso se substituyó por la magnitud puntual debido a que no se presenta un grupo “cluster” de eventos significativos dentro de las superficies de erosión; μ corresponde al módulo de Young o de deformación elástico. Para este trabajo usamos el valor estándar de 1×10^{10} Pa para los primeros 20 km. de la corteza (Turcotte y Schubert, 2002). ΔV representa el volumen de la corteza, el cual se calculó en base al área ligeramente mayor al Departamento de Antioquia ($\sim 64,000 \text{ km}^2$) para incluir aquellos terremotos localizados al sur y que afectan el área de estudio; multiplicado por 20 km. (profundidad asociada a la zona de transición dúctil-frágil. Finalmente, los terremotos fueron registrados para un período de tiempo Δt de 82 años. Los valores descritos para los parámetros de la fórmula ε_H generan la tasa de deformación sísmica mostrada en la Figura 3.2-G.

Es posible describir la deformación actual de las superficies de erosión del Altiplano Antioqueño mediante el acortamiento horizontal uniforme a una tasa $\dot{\varepsilon}$ igual a la tasa de deformación sísmica ε_H . La conservación de la masa a escala de la litósfera implica que este acortamiento horizontal debe ser acompañado por un adelgazamiento vertical de la litósfera a una tasa de $\varepsilon_V = -\varepsilon_H$, asumiendo que la deformación horizontal en una dirección perpendicular a la dirección de máximo acortamiento es despreciable.

Adicionalmente, si se asume que el actual estado de compresión sufrido por el Altiplano Antioqueño fue originado en tiempos de la colisión del Istmo de Panamá (~ 25

Ma), podemos calcular la cantidad total de acortamiento experimentado por dicho Altiplano mediante la integración de la tasa calculada de deformación vertical en base a 25 Ma dada por:

$$\varepsilon_v = \dot{\varepsilon}_v \times 25Ma = -\varepsilon_H \times 25Ma$$

La deformación vertical calculada puede ser empleada para determinar el acortamiento litosférico local y asumiendo equilibrio isostático local, la cantidad de levantamiento u , sobre los últimos 25 Ma viene dada según Braun et al. (2009) por:

$$u = h_c \varepsilon_v \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right)$$

Donde h_c es el grosor de la corteza, ρ_c y ρ_m son los promedios de las densidades del manto y la corteza respectivamente.

3.4 Erosión potencial a corto plazo.

Los Índices de Erosión (EI por sus siglas en inglés) pueden ser calculados de diferentes formas como una función del poder de flujo (Bermúdez et al. 2013), el cual es la tasa de energía potencial empleada por el flujo del agua; estos han sido ampliamente empleados como una medida del poder erosivo de los ríos (Wilson y Gallant, 2000; Wobus et al., 2006). El análisis se basa en la predicción de la tasa de incisión sobre el manto rocoso como una función del poder de flujo (Finlayson et al., 2002; Tucker and Whipple, 2002). La ecuación general para su determinación viene dada por:

$$EI = kA^m S^n$$

Donde A es el área del drenaje, S es la pendiente local, m, n y k son constantes. El parámetro k está relacionado a la erodabilidad del manto rocoso. Las variaciones espaciales en la precipitación P pueden incorporarse en la predicción del EI para estudiar su influencia sobre la variabilidad potencial de la erosión, quedando la siguiente fórmula:

$$EI_p = k \sum (A_p P)^m S^n$$

Donde (A_p) es el área del pixel, y P corresponde a la precipitación local. El signo de sumatoria indica la suma a lo largo de las líneas de flujo dentro de cada cuenca para calcular la acumulación del flujo. El término El_p indica que la precipitación es pesada dentro del índice de erosión.

El valor de k se conformó en base a las diferentes unidades litológicas descritas en el mapa de geología del área de estudio y categorizados de acuerdo a los siguientes valores adimensionales: roca sedimentaria= 2 (más susceptible a la erosión); metamórfica=0.6 e ígnea =0.3 (menos susceptible a la erosión). Una escala similar fue utilizada por Anbalagan et al., (2008) para crear un mapa de amenaza a deslizamientos. La Figura 3.2-D muestra el mapa reclasificado empleado como una aproximación para los valores de k .

Diferentes valores de m y n pueden emplearse en la ecuación para determinar índices de erosión, dependiendo de la tasa de incisión de río. En el caso donde la incisión es controlada por la potencia total de flujo (TSP), $m = n = 1$. Para la incisión controlada por la potencia por unidad del ancho del canal (USP), $m = 1/2$ y $n = 1$. Si la incisión es controlada por la poder de cizalla (SSP), $m = 1/3$ y $n = 2/3$. (Finlayson et al., 2002; Tucker y Whipple, 2002).

El TSP se normalizó para comparar los diferentes índices de erosión (Figura 3.2-H), estas comparaciones entre USP uniforme y con litología y precipitación integrada permite distinguir zonas de alto potencial de erosión asociadas con los terrenos de pendientes pronunciadas y de mayor descarga en los ríos principales.

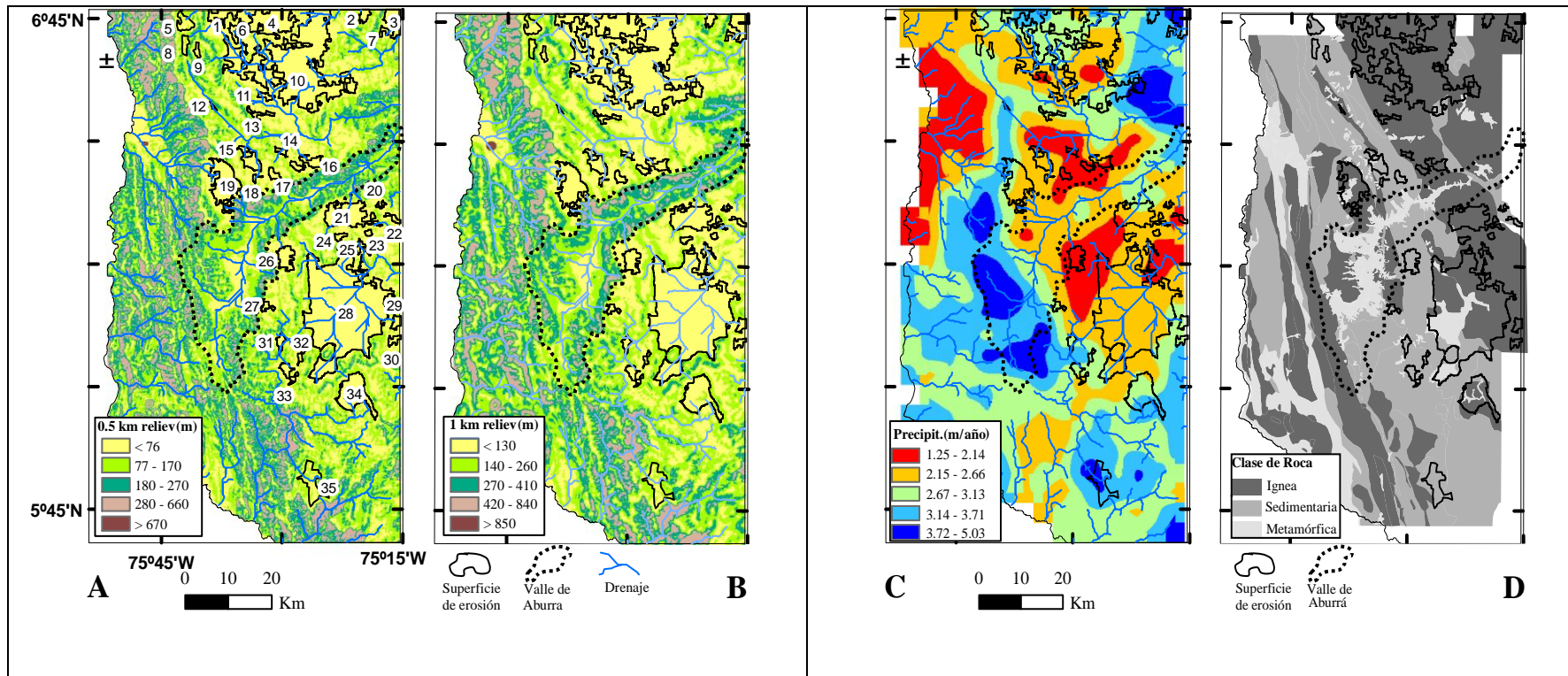


Fig. 3.2. (A) Relieve radio 0.5-km para el Altiplano Antioqueño sobre imagen de relieve sombreada; la media del relieve para cada superficie de erosión se muestra en la Tabla 3.1. (B) Relieve radio 1-km para el Altiplano Antioqueño. (C) Patrón de precipitación promedio (m año-1) para el Altiplano Antioqueño (tomado de Bookhagen, en revisión) (D) Distribución de la litología para el área de estudio.

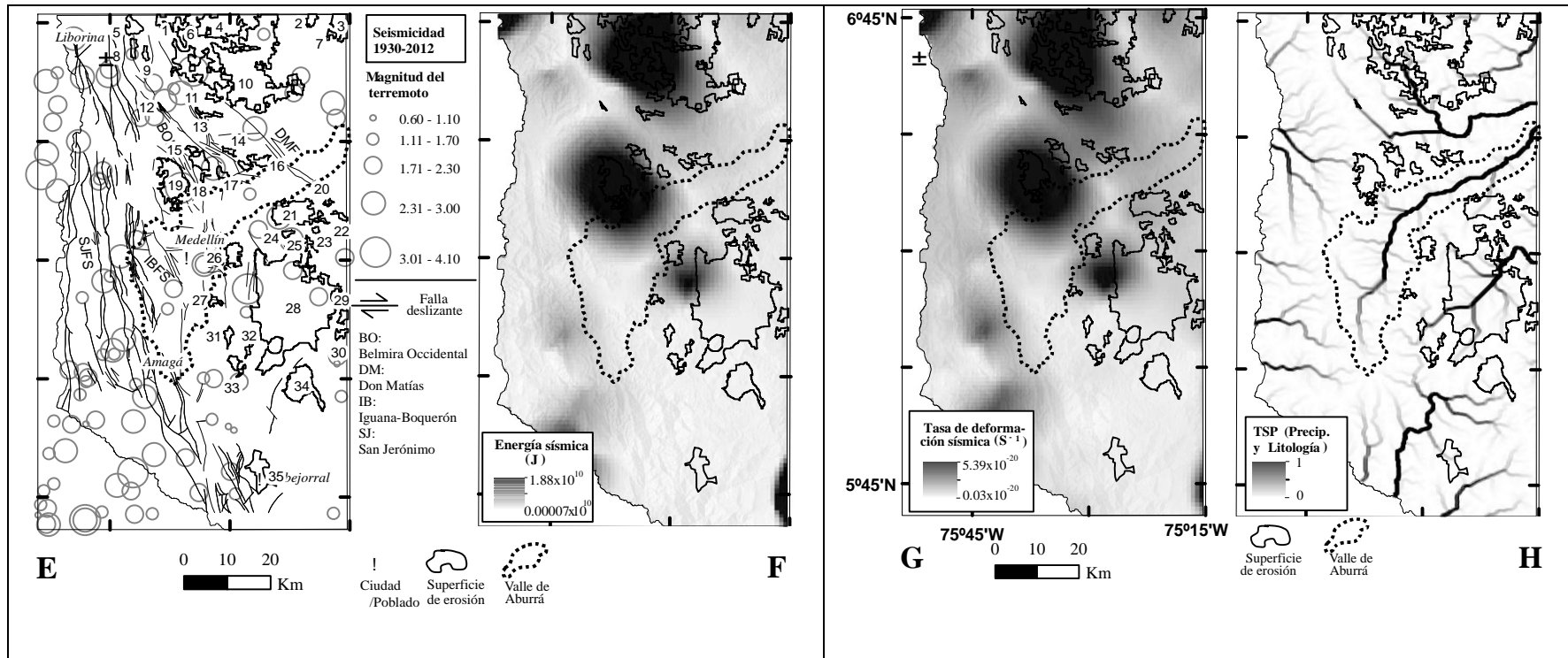


Fig. 3.2(E) Principales sistemas de fallas activas (modificado de Aristizábal y Yokota, 2008) y base de sismicidad compilada para el período 1930-2012, fuente catálogo en línea del RNSC e INGEOMINAS. (F) Energía sísmica liberada acumulada calculada de la base de datos de terremotos. (G). Deformación sísmica calculada para el área de estudio empleando una celda de tamaño 1 km x 1 km (ver el texto para mayor información). (H) Total StreamPower con precipitación y litología.

3.5 Integración del modelado termocinemático 3D.

Restrepo-Moreno et al. (2009) establecieron que las edades de elevación invariantes desde aproximadamente 25 Ma registran el comienzo de una rápida exhumación y levantamiento superficial del AA que conduce a la incisión de ríos. Estos autores infieren que un cambio sutil en la pendiente enmarcada en la ventana del He (PRZ) aproximadamente a 41 Ma, indica un episodio de enfriamiento menos intenso relacionado a la exhumación. La data de AHe nos indica una tasa de erosión promedio de ~ 0.04 mm/año para los últimos 25 Ma. Las tasas de erosión durante los pulsos de exhumación estuvieron en el orden de $\sim 0.2\text{--}0.4$ mm/año. Similarmente establecieron que los perfiles AHe indican que el Altiplano Antioqueño fue levantado y exhumado como un solo bloque estructural coherente, corroborando la evidencia estructural previa para la rigidez y coherencia de este bloque cortical en los Andes del Norte. Las edades predichas por el modelo termocinemático fueron interpoladas y asignadas a cada superficie de erosión, esto es mostrado en la Tabla 3.1. Adicionalmente, los modelos termocinemáticos directos “*forwards*” presentados en el capítulo anterior sugieren lo contrario, incluso la presencia de fallas al norte del Valle de Aburrá indica que a futuro es necesario realizar un muestreo más detallado hacia ese sector e incorporar tanto las muestras como las fallas en las inversiones.

El “mejor” modelo directo es aquel asociado con el $\text{misfit}=0.8135$, que se caracteriza por 3 diferentes pulsos, el primero entre 80 y 40 Ma con una tasa de exhumación de 0.5 km/Ma, el segundo entre 40 y 25 Ma con una tasa que decrece a 0.4 km/Ma, el tercer pulso entre 25 Ma y el presente, esta tasa decrece a un valor de 0.2 Km/Ma. Todos los modelos con los menores misfits sugieren que la tasa de exhumación está decreciendo en el presente. Las edades predichas se convirtieron a tasas de exhumación a largo plazo, las mismas se muestran en la Tabla 3.1.

3.6 Resultados

Para relacionar las diferentes aproximaciones para cada tipo de superficie individual, se reporta los valores de la media y desviación estándar (1-sigma) en la Tabla 3.1, y Figura 3.2) para los diferentes parámetros considerados.

Tabla 3.1. Valores promedios de control potencial para todas las superficies de erosión.

#	Tipo	Prec. (metros)	Elev. (metros)	Pend. (°)	Area (km ²)	DD (km/km ²)	HI	ES (J)	DS (s ⁻¹)	Rel_3	TSP _{pl}	AHee dad (Ma)	AFT edad (Ma)	u	St.	Litología (Km ²)
11	B	2.45	2383.01	3.28	3.93	3.77	0.66	2.14E+10	2.78E-20	104.36	10.58	NA	NA	-0.17	D	Batolito Antioqueño(3.93)
13	B	2.70	2394.54	2.56	5.50	4.24	0.45	1.01E+10	1.98E-20	313.41	9.76	NA	NA	-0.11	M	Batolito Antioqueño(5.51)
14	B	2.05	2354.82	2.13	2.51	7.11	0.10	5.31E+09	1.43E-20	259.64	10.38	17.58	26.65	-0.08	V	Batolito Antioqueño (2.51)
16	B	2.08	2384.99	3.19	11.86	4.94	0.37	3.47E+09	1.04E-20	187.99	9.54	18.08	26.94	-0.06	M	Batolito Antioqueño (11.50), Anfibolita(0.36)
20	B	2.37	2349.21	6.04	1.37	5.90	0.49	1.58E+09	6.33E-21	110.32	9.86	18.00	26.97	-0.04	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (1.38)
22	B	2.06	2334.77	4.89	2.99	3.94	0.70	1.02E+09	4.88E-21	60.98	9.01	17.83	26.74	-0.03	D	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (3.00)
23	B	2.21	2285.68	4.83	1.76	4.41	0.71	1.46E+09	6.62E-21	64.32	9.12	17.54	26.54	-0.04	D	Batolito Antioqueño (1.77)
24	B	2.35	2301.88	1.53	2.88	2.34	0.04	1.77E+09	7.42E-21	142.98	9.32	17.63	26.69	-0.05	V	Batolito Antioqueño (2.89)
30	B	2.74	2304.11	3.88	4.00	3.75	0.54	1.36E+09	5.47E-21	145.92	9.28	17.40	26.43	-0.03	M	Batolito Antioqueño (4.01)
32	B	3.05	2301.67	1.58	2.43	5.51	0.03	1.67E+08	1.74E-21	248.33	10.06	17.51	26.57	-0.01	V	Anfibolita(0.61), Migmatitas, granulitas y gneises anfibolíticos. (1.82)
Prom	B	2.41	2339.47	3.39	3.92	4.59	0.41	4.76E+09	1.05E-20	163.83	9.69	17.70	26.69	-0.06		
2	Otras	3.47	2050.82	0.52	5.16	0.13	0.02	4.80E+09	1.29E-20	317.00	10.28	ND	ND	-0.08	V	Batolito Antioqueño (5.16)
3	Otras	3.79	1818.40	1.66	16.03	2.82	0.18	2.07E+09	6.23E-21	224.60	10.08	ND	ND	-0.04	V	Batolito Antioqueño (16.03)
7	Otras	3.45	1800.45	0.80	2.65	3.97	0.60	2.92E+09	8.42E-21	426.16	10.37	ND	ND	-0.05	D	Batolito Antioqueño (2.65)
21	Otras	2.44	2247.46	1.99	45.21	4.15	0.65	2.14E+09	8.77E-21	134.52	9.90	17.59	26.65	-0.05	D	Batolito Antioqueño (44.64), Anfibolita (0.58)
Prom	Otras	3.29	1979.28	1.24	17.26	2.77	0.36	2.98E+09	9.08E-21	275.57	10.16	17.59	26.65	-0.05		

Tabla 3.1 (Cont.) Valores promedios de control potencial para todas las superficies de erosión.

#	Tipo	Prec (metros)	Elev (metros)	Pend. (°)	Area (km ²)	DD (km/km ²)	HI	ES (J)	DS(s ⁻¹)	Rel_3	TSP _{pl}	AHeedad(Ma)	AFT edad(Ma)	U	St.	Litología (Km ²)
1	Pre-A	3.33	2663.87	3.54	12.79	3.11	0.64	1.55E+10	1.77E-20	166.58	9.71	ND	ND	-0.10	D	Batolito Antioqueño (12.79)
4	Pre-A	2.94	2699.24	2.86	45.05	4.13	0.66	2.62E+10	3.14E-20	45.63	9.67	ND	ND	-0.18	D	Batolito Antioqueño (45.05)
6	Pre-A	3.03	2618.61	1.20	8.09	3.05	0.36	2.80E+10	2.85E-20	71.64	9.80	ND	ND	-0.17	M	Batolito Antioqueño (8.09)
Prom	Pre-A	3.10	2660.57	2.53	21.98	3.43	0.55	2.32E+10	2.58E-20	94.62	9.73	ND	ND	-0.15		
10	SI	2.59	2526.42	2.79	250.53	3.67	0.45	1.80E+10	2.16E-20	106.85	10.04	ND	ND	-0.12	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (1.59), Anfibolita (6.56) Depósito de vertiente(0.95) Batolito Antioqueño (241.41),
17	SI	2.03	2515.63	1.91	4.51	5.28	0.31	5.69E+09	1.28E-20	175.35	9.95	18.36	27.22	-0.07	M	Anfibolita (4.51)
34	SI	3.01	2479.08	2.30	43.90	3.96	0.40	1.13E+08	1.24E-21	209.35	10.24	17.94	26.89	-0.01	M	Anfibolita (0.08), Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (5.20), Aluviales(7.06), Stock de La Unión (31.57)
Prom	SI	2.54	2507.04	2.33	99.65	4.30	0.39	7.93E+09	1.19E-20	163.85	10.08	18.15	27.06	-0.07		

Tabla 3.1 (Cont.) Valores promedios de control potencial para todas las superficies de erosión.

#	Tipo	Prec (metros)	Elev (metros)	Pend. (°)	Area (km ²)	DD (km/km ²)	HI	ES (J)	DS (s ⁻¹)	Rel_3	TSP _{pl}	AHeedad(Ma)	AFT edad(Ma)	U	St.	Litología (Km ²)
25	SII	2.19	2163.01	4.42	3.77	4.82	0.26	1.17E+09	5.98E-21	166.07	10.03	17.16	26.35	-0.04	V	Batolito Antioqueño (3.78)
28	SII	2.36	2135.17	2.12	331.55	3.47	0.61	2.15E+09	6.40E-21	164.57	10.60	17.01	26.19	-0.04	D	Aluviales (81.75 Depósito de vertiente (1.50), Batolito Antioqueño (209.10), Anfibolita (36.73), Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (2.47)
29	SII	2.84	2150.45	0.50	4.86	4.04	0.01	1.46E+09	5.30E-21	270.57	9.63	17.08	26.28	-0.03	O	Batolito Antioqueño (4.86)
31	SII	2.89	2152.92	1.10	4.90	3.23	0.06	1.07E+08	1.28E-21	409.06	11.33	16.93	26.24	-0.01	V	Anfibolita (2.59), Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (0.24), Migmatitas, granulitas y gneises anfibolíticos. (1.30), Aluviales (0.44), Depósitos aluviales (0.33)
35	SII	3.64	2160.47	8.61	25.61	5.54	0.53	1.30E+08	1.40E-21	374.52	10.46	ND	ND	-0.01	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (2.33), gneises sintectónicos (22.91), Ultrabásicas - básicas y Sedimentitas - siliciclásticas(0.38)
Prom	SII	2.79	2152.40	3.35	74.14	4.22	0.29	1.00E+09	4.07E-21	276.96	10.41	17.05	26.27	-0.02		

Tabla 3.1 (Cont.) Valores promedios de control potencial para todas las superficies de erosión.

#	Tipo	Prec (metros)	Elev (metros)	Pend. (°)	Area (km ²)	DD (km/km ²)	HI	ES (J)	DS (s ⁻¹)	Rel_3	TSP _{pl}	AHeedad (Ma)	AFT edad (Ma)	u	St.	Litología (Km ²)
5	T	2.65	3050.20	6.28	10.45	2.30	0.47	3.04E+09	5.16E-21	174.53	9.90	ND	ND	-0.03	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (10.45)
8	T	2.68	2970.54	8.33	5.11	2.06	0.60	1.50E+09	3.11E-21	327.45	10.14	ND	ND	-0.02	D	Batolito Antioqueño (2.65)
9	T	2.66	3256.58	1.98	2.97	0.52	0.57	1.01E+10	9.04E-21	43.42	9.39	ND	ND	-0.07	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (2.98)
12	T	3.30	2455.33	2.97	0.62	3.15	0.11	8.16E+08	4.93E-21	397.40	11.20	ND	ND	-0.03	V	Batolito de Belmira (0.63)
15	T	2.30	2495.38	1.52	13.91	4.08	0.45	1.12E+10	2.09E-20	199.89	10.56	17.98	26.99	-0.10	M	Batolito de Belmira (0.80), Rocas ultramáficas(0.05), Aluviales (1.16), Anfibolita (11.43), Depósitos aluviales (0.48)
18	T	2.21	2566.49	4.47	1.38	5.12	0.33	2.59E+10	3.14E-20	211.46	10.39	18.39	27.29	-0.16	M	Anfibolita (1.38)
19	T	2.66	2491.41	1.87	44.64	3.46	0.57	4.04E+10	4.17E-20	191.53	9.98	18.29	27.28	-0.24	M	Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (0.21), Ovejas batholith(35.52), Depósitos aluviales (8.91)
26	T	1.88	2448.66	2.83	15.04	3.96	0.36	8.08E+09	1.09E-20	132.72	9.74	18.21	27.15	-0.07	M	Anfibolita (15.04)
27	T	2.68	2520.84	2.18	3.48	3.19	0.21	2.79E+09	5.08E-21	213.80	9.98	18.60	27.42	-0.03	V	Rocas ultramáficas (1.24), Anfibolita (1.84), Esquistos cuarzo-sericíticos y cloríticos (0.40)
33	T	2.81	2272.72	2.89	7.50	3.71	0.23	2.09E+08	2.10E-21	243.48	10.26	17.33	26.45	-0.01	V	Migmatitas, granulitas y gneises anfibolíticos.(7.50)
Prom	T	2.58	2652.82	3.53	10.51	3.16	0.39	1.04E+10	1.34E-20	213.57	10.15	18.13	27.10	-0.08		

En la tabla: Elev=elevación (m); Prec = Precipitación (m. año⁻¹); DD= densidad del drenaje; HI=Integral Hipsométrica; ES (J) = Energía Sísmica (Joules); DS(s⁻¹) = Tasa de deformación sísmica (s⁻¹); Rel 3km = Relieve radio 3-Km (m); TSPpl = Total StreamPower con precipitación y litología(1000m); Pred. AHe Edad (Ma) = Edad predicha apatito; (U-Th)/He derivada a partir de PeCube (Braun, 2003; Braun et al., 2012); Pred. AFT Edad (Ma)= Edad predicha para huellas de fisión en apatito derivadas a partir de PeCube (Braun, 2003; Braun et al., 2012); u= levantamiento sísmico (metros); y St= Estatus: V =Vejez, D=desequilibrio o juventud, M= Madurez y; ND=No Disponible.

3.6.1 Precipitación

La Tabla 3.1 reporta los diferentes valores de control potencial para cada una de las 35 superficies de erosión previamente clasificadas por Page y James (1981). Globalmente, la tasa de precipitación (Figura 3.2-C) varía desde 1.88 a 3.79 m/año durante el período 1998 al 2009. Las superficies de erosión que reciben la mayor tasa de precipitación corresponde a las superficies tipo O con 3.29 ± 0.14 m/año, seguidas por las tipo Pre-A con 3.1 ± 0.22 m/año. El resto de las superficies de erosión tienen valores similares: 2.406 ± 0.063 m/año, 2.54 ± 0.23 m/año, 2.78 ± 0.162 m/año, 2.584 ± 0.1 m/año para las superficies tipo B, SI, SII y T, respectivamente.

3.6.2 Energía y deformación sísmica

Respecto a los parámetros sísmicos, la energía sísmica varía entre $1.07E^8$ a $4.04E^{10}$ J para todas las superficies, el valor máximo promedio de $2.32E^{10} \pm 3.00E^9$ J se ubica en las superficies de erosión tipo Pre-A, seguido por las tipo T: $1.04E^{10} \pm 1.68E^9$ J; SI: $7.93E^9 \pm 4.74E^9$ J; B: $4.76E^9 \pm 3.60E^8$ J; tipo O: $2.98E^9 \pm 3.19E^8$ J y tipo SII: $1.00E^9 \pm 7.85E^8$ J.

3.6.3 Relieve

Cuando se toma en cuenta el relieve a radio 3 km; las superficies tipo SII tienen un valor de 276.96 ± 84.34 m, seguido por las tipo O con, 275.57 ± 102.65 m, tipo T: 213.57 ± 47.07 m, B: 163.83 ± 44.5 m y Pre-A: 94.62 ± 73.56 m.

3.6.4 Índices de Erosión

El índice de erosión normalizado (0-1) tipo TSP con litología y precipitación incluido para el Altiplano Antioqueño se muestra en la Figura 3.2-H. Esta representación muestra las zonas con alto potencial de erosión asociada a los terrenos de mayor pendiente y de mayor descarga en el río Aburrá, cuyo rango de valores se encuentra entre 9 y 12 (Tabla 3.1, Figura 3.2.-I). Potenciales de alta erosión se presentan en las superficies de erosión Río Negro, Santa Rosa de Osos, El Retiro, La Ceja y La Unión (28, 10, 31, 33 y 34, Tabla 3.1), y a lo largo del Valle de Aburrá (Figura 3.2.-H).

3.7 Discusión

La apertura o el cierre del Istmo de Panamá ha modificado el patrón del clima durante el Cenozoico y demuestra la importancia de cambios ocurridos en los patrones de circulación oceánicos con respecto a la glaciación de la Antártica y el enfriamiento del clima en Suramérica (Yang et al., 2013; Molnar, 2008; Lunt et al., 2008; Bartoli et al., 2005). La “Hipótesis Panamá” por Molnar (2008), indica que el cierre gradual del Istmo de Panamá, entre 25 y 2.6 Ma trajo como consecuencia un decaimiento en la mezcla de las masas de agua del Atlántico y el Pacífico, la formación de aguas Profundas del Atlántico Norte y el reforzamiento de la circulación termohalina Atlántica. Durante este período acontece una reorganización importante del sistema de drenaje de los ríos en el norte de Suramérica (Sacek, 2014), y ríos principales como el Amazonas y el Orinoco toman sus cursos actuales; la correlación entre la biodiversidad, formación de montañas y cambios en el patrón del clima han sido el foco de estudios recientes (Hoorn et al., 2010; Herman et al., 2013; Sacek, 2014).

Las preguntas claves a responder son: ¿Cuáles de las 35 superficies de erosión del Altiplano Antioqueño se correlacionan con las tasas de precipitación actuales? ¿Cuáles se correlacionan con las fuerzas tectónicas? ¿Cuán fuerte es el acoplamiento tectónico o climático y a qué escala de tiempo? ¿De qué forma las señales tectónicas podrían haber sido reducidas por efectos del enfriamiento climático en Suramérica? La Tabla 3.1 muestra las observaciones sobre la erosión potencial predicha a corto plazo y los posibles factores controladores para la morfología actual para las 35 superficies de erosión.

Para adquirir conocimiento respecto a los controles potenciales sobre la formación de las superficies de erosión en el Altiplano Antioqueño, se calcularon los coeficientes de correlación tipo Pearson para los parámetros reportados en la Tabla 3.1. La Tabla 3.2 muestra un resumen de los resultados para este análisis; la correlación entre el relieve 3-km y la precipitación es débil $r=0.50$. La variable TSP_pl exhibe una correlación moderada $r=0.66$ con un relieve de radio 3-km. En contraste, los parámetros sísmicos (energía y sísmica y tasa de deformación) no correlacionan con el relieve.

Tabla 3.2 Coeficientes de correlación Pearson para los diferentes parámetros de la Tabla 3.1 involucrando todas las superficies de erosión. Los valores resaltados representan correlaciones estadísticamente significativas; valores en cursiva indican correlación trivial debido a la dependencia lineal de las dos variables comparadas; la notación es la misma para el resto de las tablas.

	<i>Prec</i> (metros)	<i>Elev</i> (metros)	<i>Pend.</i> (°)	<i>Area</i> (km ²)	<i>DD</i> (km/km ²)	<i>HI</i>	<i>ES</i> (J)	<i>DS</i> (s ⁻¹)	<i>Rel_3km</i>	<i>Tsp_pl</i>	<i>u</i>
<i>Prec</i> (metros)	1										
<i>Elev</i> (metros)	-0.25	1									
<i>Pend</i> (°)	-0.10	0.31	1								
<i>Area</i> (km ²)	-0.08	-0.07	-0.08	1							
<i>DD</i> (km/km ²)	-0.36	-0.28	0.19	-0.04	1						
<i>HI</i>	-0.15	0.29	0.45	0.23	0.01	1					
<i>ES</i> (J)	-0.05	0.34	-0.15	0.10	-0.05	0.29	1				
<i>DS</i> (s ⁻¹)	-0.13	0.24	-0.20	0.09	0.03	0.27	0.97	1			
<i>Rel_3km</i>	0.50	-0.39	-0.04	-0.17	0.02	-0.44	-0.35	-0.32	1		
<i>Tsp_pl</i>	0.31	-0.22	-0.11	0.16	0.06	-0.31	-0.03	-0.02	0.66	1	
<i>u</i>	0.12	-0.26	0.21	-0.08	0.01	-0.27	-0.97	-0.99	0.35	0.05	1

Las correlaciones entre el relieve y el TSP_pl ($r=0.66$) es mayor que la precipitación y el relieve ($r=0.50$), aunque la primera no es necesariamente trivial, los valores encontrados sugieren que el relieve actual de las superficies de erosión está siendo afectado por el clima, conllevando al rejuvenecimiento de la morfología de las superficies de erosión. La Figura 3.2-C muestra un patrón asimétrico de precipitaciones en el Valle de Aburrá; fuera del mismo identificamos un posible efecto de barrera orográfica. Las superficies de erosión localizadas al norte no están notablemente afectadas por la incisión de ríos. La región del piedemonte al oeste y sur-oeste del AA muestra fuertes signos de erosión; en esta zona se encuentran las cabeceras de los ríos y las pendientes más pronunciadas.

El desafío consiste en comparar la precipitación actual con la data de sismicidad colectada durante los pasados 82 años. El catálogo sísmico compilado para este estudio muestra que a partir de 2839 registros para el Depto. de Antioquia, solo 97 se ubican en el área de estudio. Las máximas magnitudes de terremoto dentro del Altiplano fueron de $M=3.5$ registradas el 26 de Octubre de 1977 y el 22 de Marzo de 2002 con profundidades de 68 km y 0.8 km respectivamente; otro evento sísmico de $M=3.5$ muy cercano al área de estudio el día 3 de Diciembre de 1980 a 121 Km de profundidad; el evento sísmico más débil registrado para ese período fue de magnitud 0.6.

Con respecto a la energía y deformación sísmicas para el estudio de correlación global (Tabla 3.2) no encontramos correlación con cualquier otro parámetro de las SE; a excepción del levantamiento sísmico donde se presenta una alta anti correlación ($r=-0.9$); se consideran como triviales debido a que el levantamiento sísmico se calcula en base a la data

de sismicidad. Comparando los parámetros sísmicos y el relieve no se presenta correlación o la misma es negativa para todos los tipos de SE. La Figura 3.2-G muestra el resultado de la tasa de deformación sísmica para el Altiplano; la máxima deformación ocurre al norte del Valle de Aburrá con dos terremotos de magnitud $M=3.5$ acontecidos en fechas 26/10/1977 y 22/03/2002 respectivamente.

La ventaja de trabajar con la tasa de deformación sísmica es que podemos calcular el levantamiento sísmico u para el intervalo de tiempo presente en el catálogo y extrapolarlo a los pasados 25 Ma, debido a que a y b se estiman en relación a la magnitud de los terremotos y su distribución de frecuencias para el AA. Así, el rejuvenecimiento de las superficies de erosión puede ser afectado global o puntualmente por el incremento de la actividad sísmica y la contribución del levantamiento sísmico en una región particular. En contraste, la energía sísmica requiere una buena cobertura espacial de estaciones sísmica; es decir, la liberación de la energía/momento sísmico no es isotrópica.

Cuando consideramos solo aquellas superficies de erosión ubicadas en áreas de alta deformación sísmica (Figura 3.3-B), el análisis de correlación (Tabla 3.3) sugiere una correlación moderada ($r = 0.62$) entre la tasa de deformación sísmica y el relieve radio 3-km. Otras correlaciones, por ejemplo entre el levantamiento sísmico y la elevación ($r=0.71$) pueden sugerir que estas superficies han sido levantadas recientemente. El análisis de correlación indica una conducta asíncrona de los factores controladores de la evolución del paisaje a largo del AA. La correlación entre la tasa de deformación sísmica y el relieve para el área localizada al norte del Valle del Aburrá sugiere que la tectónica podría ser el principal factor controlador del rejuvenecimiento del relieve de las SE ubicadas en dicha área. En contraste, la parte al sur del mencionado Valle sugiere que es el clima quien ejerce un control sobre la reciente morfología de las SE ubicadas en aquellas áreas. Sin embargo, la relación entre el índice de erosión variable y los parámetros sísmicos a lo largo de diferentes superficies de erosión, así como de los patrones de precipitación con el relieve puede reflejar una relación de retroalimentación “*feedback*” entre la tectónica y el clima. Así, estos resultados podrían soportar el acoplamiento “*interplay*” entre la tectónica y el clima que podría estar controlado por la exhumación a largo plazo en el AA. Basado en el patrón global (Herman et al., 2013), inferimos que la influencia reciente del clima podría estar “borrando” las evidencias tectónicas presentes en el paisaje actual. Antiguas

superficies de erosión tales como las Pre-A, han sido más expuestas a las condiciones climáticas en comparación con las superficies más jóvenes. Así conocer la edad de las superficies de aplanamiento es muy importante para discriminar la influencia del clima en la evolución del paisaje en el AA.

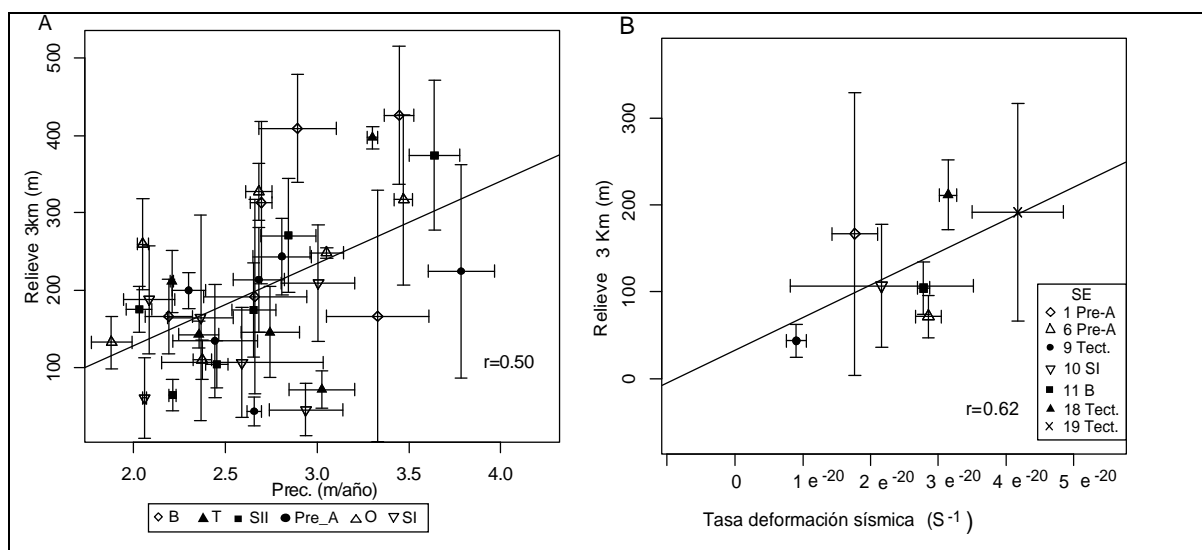


Fig. 3.3.(A) Correlación entre la tasa de precipitación y el relieve a radio 3 km para todas las superficies de erosión (B) Correlación entre la tasa de deformación sísmica y el relieve a radio 3km para las superficies de erosión ubicadas en zonas de alta sismicidad

Tabla 3.3. Coeficientes de correlación Pearson para las diferentes variables para las superficies de erosión (1,6,9,10,11,18 y 19) ubicadas en áreas de alta sismicidad.

	<i>Prec</i> (metros)	<i>Elev</i> (metros)	<i>Pend.</i> (°)	<i>Area</i> (km ²)	<i>DD</i> (km/km ²)	<i>HI</i>	<i>ES (J)</i>	<i>DS</i> (s ⁻¹)	<i>Rel_3km</i>	<i>Tsp_pl</i>	<i>u</i>
<i>Prec</i> (metros)	1										
<i>Elev</i> (metros)	0.16	1									
<i>Pend</i> (°)	-0.37	-0.29	1								
<i>Area</i> (km ²)	-0.11	-0.23	-0.04	1							
<i>DD</i> (km/km ²)	-0.37	-0.86	0.60	0.15	1						
<i>HI</i>	0.30	0.06	0.00	-0.16	-0.38	1					
<i>ES (J)</i>	-0.17	-0.59	-0.23	-0.09	0.50	-0.23	1				
<i>DS (s⁻¹)</i>	-0.30	-0.75	-0.02	-0.06	0.68	-0.22	0.97	1			
<i>Rel_3km</i>	-0.18	-0.53	0.60	-0.08	0.74	-0.10	0.54	0.62	1		
<i>Tsp_pl</i>	-0.62	-0.80	0.56	0.04	0.83	-0.09	0.36	0.58	0.45	1	
<i>u</i>	0.25	0.71	0.16	0.09	-0.57	0.14	-0.97	-0.98	-0.49	-0.54	1

Basándonos en los cálculos de la integral hipsométrica resumidos en la Tabla 3.1 sugerimos que las diferentes superficies de erosión presentes en el AA están en estado de desequilibrio. Así, la clasificación previa dada por diferentes autores (Page y James, 1981;

Hermelín, 2007; Toro et al., 2008) que asumen un estado de “estabilidad” debería ser revisada. En base a las correlaciones obtenidas en la Tabla 3.2, se presenta en la Tabla 3.3 un nuevo y más simplificado esquema de clasificación tomando en cuenta globalmente toda la región; y cuya dinámica de este sistema evoluciona bajo la influencia del clima, la tectónica o el acoplamiento entre ambos procesos. Esta tabla muestra que sobre el 46% de las superficies de erosión están afectadas por el clima, 43% por la tectónica y 11% están controladas por ambos procesos. Aunque la Tabla 3.2 y Figura 3.3-A muestran que globalmente el clima domina en la evolución del paisaje a nivel regional, en algunos casos es posible discriminar un acoplamiento entre ambos procesos. Los resultados para las SE en estado de desequilibrio ($HI \geq 0.6$) y las edades predichas, se obtienen correlaciones significativas entre el relieve y la precipitación ($r = 0.85$) y el relieve versus las variables sísmicas ($r=0.93$, $r=0.51$). TSP_pl versus energía sísmica ($r= 0.89$). (Tabla 3.4.)

Tabla 3.4. Coeficientes de correlación Pearson para los diferentes parámetros de la Tabla 3.1 para las superficies de erosión en estado de desequilibrio (21,22,23 y 28) tomando en cuenta aquellas superficies de erosión con edades predichas provistas por PeCube.

	<i>Prec</i> (metros)	<i>Elev</i> (metros)	<i>Pend</i> (°)	<i>Area</i> (km ²)	<i>DD</i> (km/km ²)	<i>HI</i>	<i>ES</i> (J)	<i>DS</i> (s ⁻¹)	<i>Rel_3km</i>	<i>Tsp_pl</i>	<i>AHe</i> <i>edad</i> (Ma)	<i>AFT</i> <i>edad</i> (Ma)	<i>u</i>
<i>Prec</i> (metros)	1												
<i>Elev</i> (metros)	-0.72	1											
<i>Pend</i> (°)	-0.92	0.79	1										
<i>Area</i> (km ²)	0.48	-0.94	-0.65	1									
<i>DD</i> (km/km ²)	-0.17	0.69	0.50	-0.87	1								
<i>HI</i>	-0.72	0.89	0.91	-0.88	0.80	1							
<i>ES</i> (J)	0.98	-0.84	-0.95	0.64	-0.35	-0.83	1						
<i>DS</i> (s ⁻¹)	0.88	-0.31	-0.69	0.00	0.29	-0.34	0.77	1					
<i>Rel_3km</i>	0.85	-0.92	-0.96	0.83	-0.66	-0.98	0.93	0.51	1				
<i>Tsp_pl</i>	0.79	-0.97	-0.91	0.91	-0.72	-0.97	0.89	0.40	0.99	1			
<i>AHe edad</i> (Ma)	-0.58	0.97	0.63	-0.94	0.66	0.78	-0.73	-0.16	-0.80	-0.88	1		
<i>AFT edad</i> (Ma)	-0.47	0.93	0.51	-0.93	0.66	0.70	-0.62	-0.03	-0.71	-0.81	0.99	1	
<i>u</i>	-0.85	0.26	0.64	0.06	-0.35	0.27	-0.72	-1.00	-0.45	-0.34	0.11	-0.01	1

Modelos preliminares “Forward” PeCube sugieren al menos tres (3) diferentes pulsos de exhumación para reproducir la data disponible. Mora et al. (2008) han argumentado acoplamiento entre la precipitación y las tasas de exhumación en la Cordillera Oriental Colombiana durante el Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, no pueden ser extrapolados al resto de los Andes, debido a que no serían consistentes con nuestros resultados para la Cordillera Central de Colombia y con lo propuesto por Bermúdez et al., (2013) para los contiguos Andes Venezolanos.

En términos generales, la comparación cuantitativa entre los diferentes parámetros de erosión a corto plazo sugiere que el clima es el principal agente controlador del desarrollo del relieve en la Cordillera Central de Colombia. Sin embargo, la falta de correlación entre los parámetros sísmicos y el relieve cuando se toma en cuenta todos los tipos de superficies de erosión no es suficiente para desestimar la influencia tectónica, principalmente porque sus efectos podrían ser removidos por procesos climáticos y cambios en el patrón del clima como resultado del cierre del istmo de Panamá. Las superficies de erosión están relativamente lejanas de las principales estructuras tectónicas; adicionalmente, la sismicidad es “pobre”, diseminada y la data sísmica por lo tanto limitada. La profundidad de los puntos focales varían desde unos pocos kilómetros a cientos de kilómetros y las magnitudes no son tan significativas como indican los procesos relativos a la subducción. Posiblemente otros procesos de profundidad en el manto están involucrados, pero deben emprenderse investigaciones en esta dirección

La morfología actual del AA es un área que no es afectada uniformemente por la tectónica o el clima; se pueden distinguir dos áreas distintas, la primera localizada al norte del Valle de Aburrá que muestra una correlación moderada entre la deformación sísmica y el relieve a radio 3-km, lo cual da pistas de la importancia de la tectónica en el desarrollo del relieve; la segunda al sur del Valle de Aburrá y en el piedemonte al oeste del mismo, en donde se observa un importante efecto de barrera orográfica en el patrón de precipitaciones; los análisis estadísticos en estas regiones sugieren que el clima está controlando la evolución del paisaje y de las superficies de erosión localizadas allí.

Las correlaciones entre los patrones de precipitaciones y el relieve indican que el clima es el principal agente responsable en la formación de la topografía actual, y por lo tanto, las SE tipo Pre-A y SII podrían estar más influenciadas por este factor. Para las superficies de erosión tipo O una fuerte correlación entre los parámetros sísmicos y el índice de erosión sugieren que la actividad sísmica podría ayudar a crear topografía, aunque una correlación moderada ($r=0.50$) entre el relieve radio 3-km y la precipitación sugiere que un acoplamiento entre ambos procesos es posible. Este acoplamiento se corroboró cuando las tasas de erosión a largo plazo se incorporaron en el análisis; esta misma observación vale para las superficies de erosión tipo SI. Para comprender mejor las relaciones entre las tasas de erosión a corto y largo plazo se requiere de más datos

termocronológicos para conocer mejor la historia de exhumación del AA y asociar a la evolución de las superficies de erosión el tiempo geológico.

Una de las principales contribuciones de este trabajo es la nueva clasificación de las superficies de erosión basadas en la tectónica, el clima o acoplamiento de ambos factores (ver Tabla 3.5). Nuestros resultados sugieren que el área está activa tectónica y climáticamente, por lo que la nueva clasificación propuesta se basa en el grado de influencia de estas dos fuerzas.

Tabla 3.5. Nueva clasificación de las superficies de erosión tomando en cuenta la influencia del clima o la tectónica en la evolución del paisaje.

<i>Parámetros</i>	<i>Números (basados en la clasificación previa)</i>	<i>Porcentaje de influencia</i>
Tectónicas	B(13); T(5,8,9,12,15,18,19,26,27); Pre-A(1,4,6); SI (10, 17)	43%
Climáticas	B(11,14,16,20,22,23,24,30,32); SI (34); SII (25, 28,29,31,35) y T (33)	46%
Acoplamiento entre clima y tectónica	O(2,3,7,21)	11%

Un aspecto determinante de este trabajo de investigación y que le da robustez al estudio de correlaciones se logra mediante el modelado termocronológico inverso y directo de las muestras de las edades obtenidas para los termocronómetros de baja temperatura de trazas de fisión de apatitos y circones (AFT-ZFT) y (U-Th)/He en Apatitos o AHe. Mediante una muestra inédita (cortesía del Dr. M.Bernet) localizada en la superficie de erosión tipo SII (Rionegro); y usando el programa HeFTy se realizó un modelado inverso de las distribuciones de longitudes de trazas y se discriminaron tres episodios de enfriamiento (ver Figura 2.4) para dicha muestra. Los modelos directos Pecube sugieren que el mejor Misfit (relación edad predicha y edad observada) se logró de igual forma para tres pulsos de exhumación con velocidades variables; lo que permitió (en base a este mejor modelo) reconstruir la historia de exhumación del Batolito Antioqueño tal como se muestra en la Figura. 2.6. Es de puntualizar que antes de este enfoque se asumía que el altiplano se levantaba de forma continua; este enfoque en cambio indica que el batolito se exhuma y se enfría y que además estas tasas de exhumación y enfriamiento generan nuevas fallas, también indica que hoy en día la tasa de exhumación pareciera estar disminuyendo.

CAPÍTULO 4. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

Con respecto al estudio termocronológico cuantitativo se concluye:

- Este estudio permitió conocer en detalle la historia de exhumación del Altiplano Antioqueño, los tres pulsos y sus velocidades detectados a través de la muestra HeFTy y las muestras PeCube, sirven para corroborar las hipótesis de levantamiento rápido producido por tectonismo al principio hace 80 Ma y luego una etapa de exhumación lenta desde hace 40 a 25 Ma y un levantamiento reciente de hace 6 Ma hasta el presente posiblemente conducido principalmente por el clima.
- El estudio termocronológico indica que el batolito se exhuma y se enfría a diferentes pulsos, además estas tasas de exhumación y enfriamiento generan nuevas fallas, también indica que actualmente la tasa de exhumación pareciera estar disminuyendo.

En relación al estudio de correlaciones de los parámetros controladores del paisaje y edades termocronológicas se concluye:

- La tectónica o el clima afectan al altiplano de forma diferente tal y como se pudo apreciar en este estudio, al norte del Valle de Aburrá el control es más tectónico que climático, mientras que al sur del mismo se presenta lo contrario.
- El estudio de correlaciones permitió reclasificar las superficies de erosión en base a la influencia del clima, la tectónica o la combinación de ambas, en este orden de ideas, 15 de las 35 SE pueden ser agrupadas como tectónicas, las cuales se localizan principalmente al norte del Valle de Aburrá, 16 como climáticas (principalmente al sur del valle) y 4 bajo influencia de un posible acople entre el clima y la tectónica.

Agradecimientos

- Al Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico (CDCH) de la Universidad Central de Venezuela. Proyecto PI-21-8659-2013/1.
- Al Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico (CDCH) de la Universidad Central de Venezuela. Proyecto PG 08-8273-2011
- Al Centro de Estudios Integrales del Ambiente (CENAMB) de la Universidad Central de Venezuela por el apoyo otorgado. En particular a los Profesores Carlos Monedero y Rafael Batista.
- Al Laboratorio de Termocronología de la Escuela de Geología y Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UCV.
- A COLCIENCIAS 1216-05-13572 y a la Universidad EAFIT por el financiamiento otorgado bajo el proyecto 1216-05-13572. En particular a la Doctora Gloria Toro y María Marín, por toda la información espacial suministrada así como las muestras termocronológicas.
- Al Prof. Dr. Matthias Bernet del ISTERRE, Université Joseph Fourier Grenoble, Francia por facilitar dos de las muestras analizadas con las nuevas técnicas (fission-track lengths) en este trabajo.

REFERENCIAS.

- Adlakha, V., Patel, R., Lal, N., Mehta, Y., Jain, A., Kumar, A. (2013) Tectonics and climate interplay: exhumation patterns of the Dhauladhar Range, Northwest Himalaya. *CurrentScience*, v. 104, (11),p. 1551-1557.
- Anbalagan, R., Chakraborty, D., Kohli, A. (2008). Landslide Hazard Zonation (LHZ) mapping on meso-scale for systematic town planning in mountainous terrain. *Journal of Scientific and Industrial Research*, v. 67, p.486–497.
- Arias, L.A.(1995). El relieve de la zona central de Antioquia: un palimpsesto de eventos tectónicos y climáticos. *Revista Facultad de Ingeniería. Universidad de Antioquia*, n. 20, 9–38..
- Aristizábal, E. & Yokota, S. (2008). Evolución Geomorfológica del Valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa. *Boletín de ciencias de la tierra* n.24 Medellín set./dez. 2008.
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, v.237, (1-2), p. 33– 44.
- Bermúdez, M., Alson, P., 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 de la U.C. V.*,v. 20, (2), p. 95 -102.
- Bermúdez, M. (2009). Cenozoic Exhumation Patterns across de Venezuelan Andes: insights from fission-track Thermochronology. Université Joseph Fourier-Grenoble I. Présentée par Mauricio Bermúdez Cella pour l’obtention du grade de Docteur en Sciences.
- Bermúdez, M., 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., 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*, v. 12, (2), p. 20 - 23.
- Bermúdez, M., van der Beek, P., Bernet, M. (2013). Strong tectonic and weak climatic control on exhumation rates in the Venezuelan Andes. *Lithosphere*,doi: 10.1130/L212.1. The Geological Society of America.
- Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M. L., Ventura, B., Zattin, M. (2009). Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology. *Basin Research*, v. 21, (6), p. 781–798.
- Bonow, J. (2004). Palaeosurfaces and palaeovalleys on North Atlantic previously glaciated passive margins- reference forms for conclusions on uplift and erosion. Doctoral Dissertation. Department of Physical Geography and Quaternary Geology. Stockholm University .ISSN 1650–4992. ISBN 91–7265–876–2.
- Bookhagen, B. & Strecker, M. (2008). Orographic barriers, high-resolution TRMM precipitation, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*, v. 35, L06403, doi:10.1029/2007GL032011.

- Bookhagen, B. (2010): High resolution spatiotemporal distribution of rainfall seasonality and extreme events based on a 12-year TRMM time series, in review.(1998-2009).<http://www.geog.ucsb.edu/~bodo/TRMM/>. (accessed in December 2013).
- 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*.v. 29, p. 787–794.
- Braun, J., van der Beek, P., Batt, G., et al. (2006). *Quantitative Thermochronology*.Cambridge University Press.
- Braun, J., Burbidge, D.R., Gesto, F.N., Sandiford, M., Gleadow, A.J.W., Kohn, B.P., Cummins,P.R. (2009) Constraints on the current rate of deformation and surface uplift of the Australian continent from a new seismic database and low-T thermochronological data: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 56, p. 99–110, doi:10.1080/08120090802546977.
- 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.
- Burbank, D., Blythe, A., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A., Ojha, T. (2003). Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas: *Nature*, v. 426, p. 652–655, doi:10.1038/nature02187.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F. (2012).Tectonics, climate, and mountain topography: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, B02403, doi:10.1029/2011JB008348.
- 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.
- England, P., Molnar, P., (1990).Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.*GEOLOGY*, v. 18, p.1173-1177.
- Finlayson, D., Montgomery, D.R., Hallet, B.(2002). Spatial coincidence of rapid inferred erosion with young metamorphic massifs in the Himalayas. *Geology*, v. 30, p. 219–222, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0219:SCORIE>2.0.CO;2.
- Gallagher, K., Brown R., Johnson C. (1998) Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science*,v. 26, p. 519–572.
- 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.
- Gutenberg, B., Richter, C.F.(1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*: Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 245 p.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G, Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D., Ehlers, T.A. (2013).Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate.*Nature/Letter*, v. 504, p. 423–426. doi:10.1038/nature12877.
- Hermelín, M.(1983). Origen del Valle de Aburrá. Evolución de las ideas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, v.7-8, p. 47-65.

- Hermelín, M. (2007). Sistemas morfogénicos contrastados en el Norte de la Cordillera Central Colombiana. *Rev. Acad. Colomb.Cienc.*, v. 31 (119), p. 199-216, 2007. ISSN 0370-3908.
- 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., Sarkanen, T., Antonelli, A (2010). Amazonia through time: the far-reaching effect of Andean uplift on landscape evolution and biota. *Science*, v. 330, (6006), p. 927-931.
- Hornik (2014), “The R FAQ”, <http://CRAN.R-project.org/doc/FAQ/R-FAQ.html>
- INGEOMINAS. Instituto Colombiano de Geología y Minería <http://www.icde.org.co/web/guest/ingeominas>.
- Kendall, M.G., Stuart, A. (1973). *The Advanced Theory of Statistics*, v. 2: Inference and Relationship, Griffin. ISBN 0-85264-215-6.
- Ketcham, R. (2005), Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronology data, *Rev. Mineral.Geochem.*,v. 58, p. 275–314, doi:10.2138/rmg.2005.58.11.
- Lunt, D.J., Valdes, P.J., Haywood, A., Rutt, I.C. (2008). Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *ClimDyn.*, v.30. (1), p. 1–18, DOI 10.1007/s00382-007-0265-6.
- Molnar, P. (2008). Closing of the Central American Seaway and the Ice Age: A critical review.*Paleoceanography*, v. 23, PA2201, doi:10.1029/2007PA001574.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hooghiemstra, H., Torres, V., Jaramillo, J.V. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v.120, p. 930–949.
- Montgomery, D., Balco, G., Willett, S. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes: *Geology*, v.29, p. 579–582, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2.
- Montgomery, D., & Brandon, M. (2002).Topographic controls on erosion rates in tectonically activemountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* v. 201, p. 481-489.
- 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.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M., Gonzalez, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, v. 28, (4), doi:10.1029/2008TC002423.
- Pike, R. & Wilson S. (1971).Elevation- relief ratio hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis.*Geological Soc. Am. Bull.*, v. 82, p. 1079-1084.
- Red Sismológica Nacional de Colombia –RSNC- (2013). Servicio Geológico Colombiano. Catálogo de sismicidad en Línea. Última consulta mayo de 2013 .Disponible en:http://seisan.ingeominas.gov.co/RSNC/index.php?option=com_wrapper&view=wrapper&Itemid=86
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S., Montgomery, D. (2003).Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades.*Nature*, v. 426, p. 645–647, doi:10.1038/nature02111.
- Restrepo-Moreno, S., Foster, D., Stockli, D., Parra-Sánchez, L.(2009) Long-term erosion and exhumation of the “AltiplanoAntioqueño”, Northern Andes(Colombia) from

- apatite (U–Th)/He thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 278, p. 1–12.
- Sacek, V. (2014). Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 401, p. 301–312.
- Saenz, E. (2003). Fission Track Thermochronology and Denudational Response to Tectonics in the north of the Colombian Central Cordillera. Masterthesis. Shimane University. S019221.
- Servicio Geológico Colombiano. Formulario de consultas para eventos sísmicos del Departamento de Antioquia. <http://seisan.ingominas.gov.co/RSNC/index.php/consultas/consulgen>. (Último acceso, December 2012).
- Small, E.E. & Anderson, R.S. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, v. 26, p. 123–126.
- Strahler, A. (1952). Hypsometric area-altitude analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 63, p. 1117–1142.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., Sobel, E. (2009). Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, vol. 37, 643–646, doi:10.1130/G25545A.1.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, v. 19, (5), p. 787–813.
- Thiede, R.C., Bookhagen B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R., Strecker M.R. (2004). Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, p. 791 – 806.
- Toro, G.E. & Hermelín, M. (1993). Stratigraphy of volcanic ashes from South Antioquia, Colombia: possible climatic implications. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. v. 8, p. 201–217.
- Toro, G.E., Restrepo, J., Saenz, E., Azdimousa, A., Poupeau, G. (1999). "Datación por trazas de fisión de circones rosados asociados a la secuencia volcano-sedimentaria de Irra (Caldas)". En: *Colombia Boletín de Ciencias de la Tierra* ISSN: 0120-3630 ed: Universidad Nacional de Colombia, v. 13, p. 28 - 34.
- Toro, G.E., Schwabe, E., Kairuz, E., Ferreira, P. (2001). "Edades por trazas de fisión de circones provenientes de la Formación Saldaña, Valle Superior del Magdalena". En: *Colombia Boletín De Geología*, ISSN: 0120-0283 ed: Ediciones Uis, v. 23, p. 31 – 40.
- Toro, G.E., Rendon, 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.
- TRMM Data Users Handbook. (2001). NASA. National Space Development Agency of Japan. Earth Observation Center. Disponible en: http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/document/text/handbook_e.pdf
- Tucker, G.E., Whipple, K.X. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, doi:10.1029/2001JB000162.

- Turcotte, D.L. & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*, Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 456 pp.
- van der Beek, P., Robert, X., Mercier, J., Braun, J. (2012). Tectonic control on topographic and exhumational segmentation of the Himalaya. EGU General Assembly 2012, Austria., p.14140.
- Vernon, A. (2008). Thermochronological approach to the late Neogene exhumation of the European Alps. Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy (PhD) The University of Edinburgh. Thèse présentée pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I. Spécialité Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement.
- Vernon, A., van der Beek, P., Sinclair, H.D. (2009). Spatial correlation between long-term exhumation rates and present day forcing parameters in the western European Alps. *Geology*.
- Villagómez, D.R., Spikings, R., Mora, A., Guzmán, G., Ojeda, G., Cortés, E., van der Lelij, R. (2011). Vertical tectonics at a continental crust-oceanic plateau plate boundary zone: Fission track thermochronology of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Tectonics*, v. 30, (4), TC4004. doi: 10.1029/2010TC002835.
- Wagner G. & van den Haute P. (1992). *Fission track dating*. Netherlands: Solid Earth Sciences Library, Kluwer Academic Publishers.
- Wilson, J.P. & Gallant, J.C. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*: New York, John Wiley & Sons, Inc., 479.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls, in Willett, S., Hovius, N., Brandon, M., and Fisher, D., eds., *Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper*, v. 398, p. 55–74.
- Yang, S., Galbraith, E., Palter, J. (2013). Coupled climate impacts of the Drake Passage and the Panama Seaway. *ClimDyn*, DOI 10.1007/s00382-013-1809-6.
- Zeiler, M. (1999). *Modeling our World*. Environmental System Research Institute, Inc. 380, New York, St. Redlands, California, 92373-8100, USA.