

# ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM) DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN AMAGÁ, SECCIÓN QUEBRADA SABALETICAS, SW ANTIOQUEÑO Y SU RELACION CON LOS MOVIMIENTOS DEL SISTEMA DE FALLAS ROMERAL EN EL CENOZOICO TARDIO

## ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (AMS), UPPER MEMBER OF AMAGÁ FORMATION, SECTION STREAM SABALETICAS, SW ANTIOQUEÑO AND ITS RELATION WITH THE MOVEMENTS WITH THE ROMERAL FAULT SYSTEMA DURING THE LATE CENOZOIC

JACKELINE RAMÍREZ L.

*M.Sc., Departamento de Geología, Universidad EAFIT, majaralo88@hotmail.com*

GLORIA M. SIERRA L.

*M.Sc., Departamento de Geología, Universidad EAFIT*

MARÍA I. MARÍN C.

*PhD., Departamento de Geología, Universidad EAFIT*

Recibido para evaluación: 30 Octubre 2012/Aceptación: 15 Noviembre: 2012 / Recibida Versión Final: 29 Noviembre 2012

**RESUMEN:** La anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) es una herramienta útil para el análisis de la fábrica magnética de las rocas y de las deformaciones a que han sido sometidas. Estas fábricas anisotrópicas se expresan matemáticamente como un tensor de segundo orden y geométricamente mediante un elipsoide, cuyos ejes  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  representan respectivamente el eje máximo, intermedio y mínimo, y las relaciones entre ellos determinan los parámetros anisotrópicos que establecen las características del elipsoide.

Los resultados obtenidos de ASM en la sección quebrada Sabaleticas en el SW antioqueño indican la existencia de al menos dos eventos deformacionales en el Miembro Superior de la Formación Amagá. Estas deformaciones se pueden correlacionar con las descritas por otros autores en zonas a lo largo del sistema Cauca-Romeral. El análisis global de los resultados, se asocian con depositación, enterramiento y levantamiento de los sedimentos de la cuenca Amagá y la superposición de eventos compresionales.

**PALABRAS CLAVES:** Anisotropía de susceptibilidad magnética, parámetros anisotrópicos, Formación Amagá, fábrica magnética.

**ABSTRACT:** The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is an usefull tool to determine the magnetic fabric and their deformation in sedimentary rocks. The AMS can be expressed mathematically as second order tensors and geometrically as ellipsoids with  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  axes, which represent the maximun, medium and minimun axes respectively. The relationships between the axes determine the ASM parameters which in turn indicate the elipsoid shapes.

The ASM results obtained in the Sabaleticas stream section in the SW of Antioquia, may indicate at least two deformational events in the Upper member of the Amagá Formation. These deformations are in coherent with those reported by other authors along the Cauca-Romeral fault system. In a global point of view, the ASM results are related with the activity of Romeral system along the Piedecuesta fault, during the late Cenozoic.

**KEY WORDS:** Anisotropy of magnetic susceptibility, anisotropic parameters, Amagá Formation, magnetic fabric.

### 1. INTRODUCCIÓN

La fábrica magnética refleja la orientación preferente de todos aquellos minerales que contribuyen a la

susceptibilidad magnética, de modo que las variaciones en la orientación e intensidad de la fábrica magnética de las rocas quedan reflejadas como variaciones en la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM).

La ASM se define como un tensor simétrico de segundo orden en el que la magnitud y orientación de sus principales direcciones ( $K_1, K_2, K_3$ , donde  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ) depende de una compleja función de varios factores tales como la mineralogía, forma, tamaño, distribución y concentración del grano (Tarling y Hrouda, 1993). La forma de este tensor depende de la fábrica mineral ferromagnética en la roca y refleja la orientación estadística preferente de granos y redes cristalinas de todas sus fases minerales. (Hrouda, 1973).

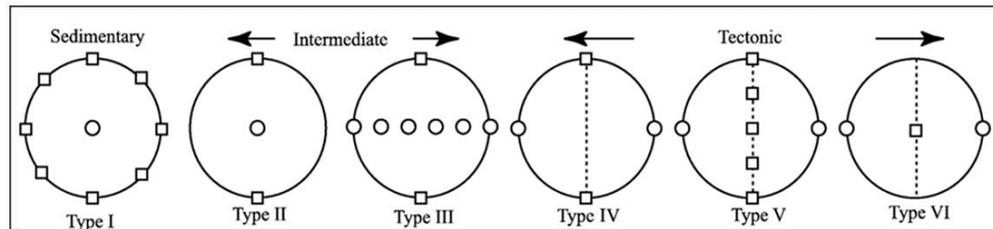
Gráficamente, la ASM se expresa mediante un elipsoide cuyo eje mayor magnético ( $K_{\max} = K_1$ ) es paralelo a la lineación magnética y el eje corto del elipsoide ( $K_{\min} = K_3$ ), es normal a la foliación magnética (Hrouda, 1982; Borradaile, 1988).

Las fábricas magnéticas primarias son aquellas adquiridas por las rocas sedimentarias o volcánicas

durante su depositación. Eventos de deformación sobre las rocas modifican estas fábricas primarias causando lineaciones o fábricas tectónicas con las estructuras (Tarling and Hrouda, 1993).

Para clasificar las fábricas magnéticas se usó el método propuesto por Robion *et al.*, (2007). En este método las fábricas magnéticas son subdivididas en seis tipos, siendo el tipo I una fábrica magnética de origen sedimentario, mientras que el tipo VI corresponde a una fábrica de origen tectónico (Figura 1).

En el presente trabajo se estudia la fábrica magnética de las rocas a lo largo de la quebrada Sabaleticas. El área de estudio se encuentra localizada en el flanco Occidental de la cordillera Central, en el Suroccidente del departamento de Antioquia. La quebrada nace en el municipio de Damasco y corre hacia el noroeste para desembocar en el río Poblano (Figura 2).



□ Eje máximo de susceptibilidad,  $K_1$

○ Eje mínimo de susceptibilidad,  $K_3$

Figura 1. Secuencia de fábrica magnética. Tomado de Robion *et al.*, (2007).

## 2. MARCO GEOLÓGICO

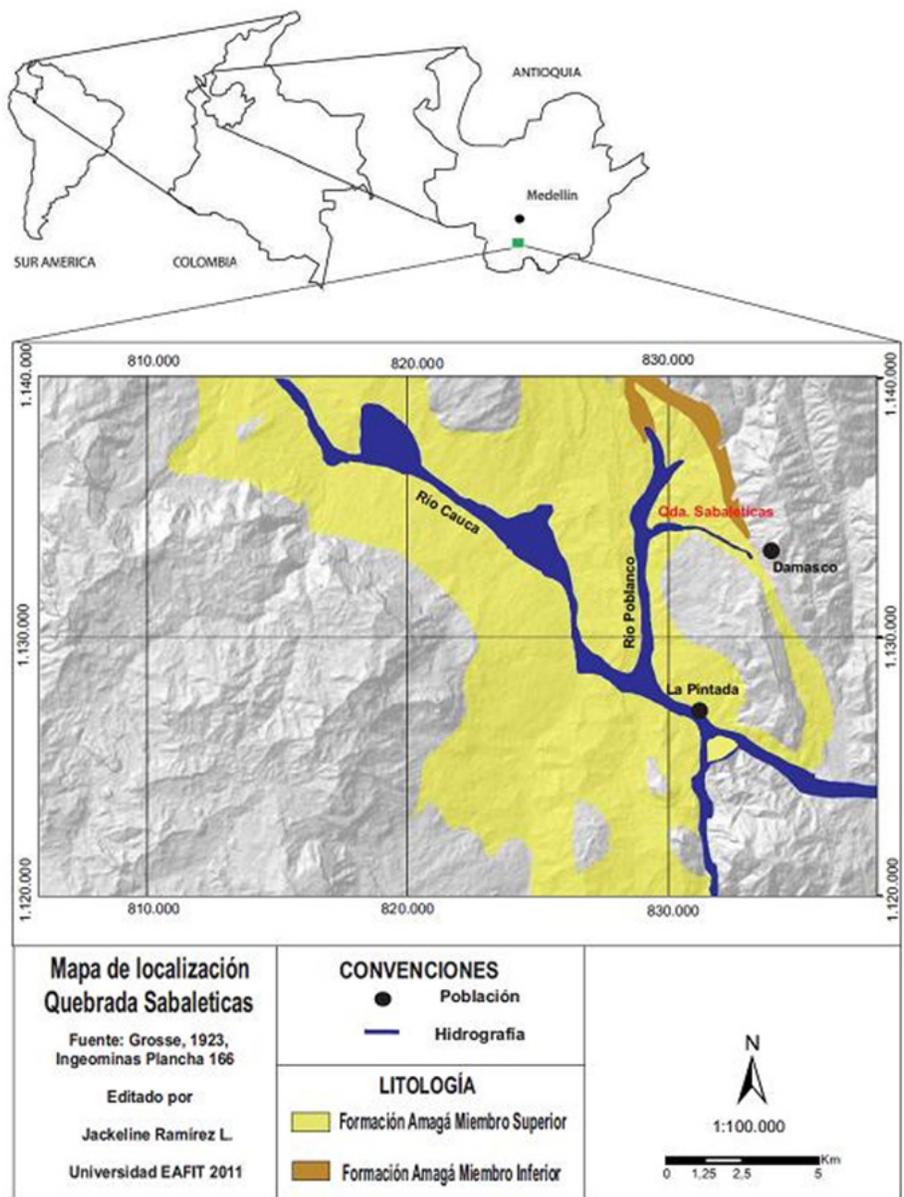
Regionalmente, la evolución de la región Caribe colombiana durante el lapso Mesozoico – Cenozoico estuvo afectada por: 1) la subducción de la placa Farallones durante el Jurásico – Cretácico; 2) el avance relativo hacia el nororiente y oriente de la placa Caribe con respecto a Sur América desde el Cretácico hasta el Mioceno (Aspden *et al.*, 1987; Restrepo y Toussaint, 1988; Grösser, 1989; Pindell 1997; Kerr *et al.*, 1999; Giunta *et al.*, 2002); 3) la partición de la placa Farallones hace 25 Ma en las placas de Cocos y Nazca (Taboada *et al.*, 2000); 4) la subducción al Este de la placa de Nazca desde el Mioceno (Toussaint, 1999; Aleman y Ramos, 2000), y 5) la acreción de terrenos alóctonos (Cordillera Occidental y Serranía del Baudó) en el Cretácico tardío y Mioceno – Plioceno

respectivamente (McCourt *et al.*, 1984; Restrepo y Toussaint, 1988; Grösser, 1989; Kerr *et al.*, 1998; Pardo y Moreno, 2001).

Los anteriores eventos se detallan de la siguiente manera:

1. En el límite Oligoceno – Mioceno, esfuerzos transtensionales dextrales del Sistema de fallas Romeral dieron lugar a varias cuencas *pull – apart* (e.g. Irrá, Amagá, Quinchia) a lo largo de la depresión del Cauca (Alfonso *et al.*, 1994; Sierra, 1994).

2. La acreción del Bloque Chocó comienza durante el Mioceno medio a lo largo de la cuenca del Atrato, deformando las formaciones pre – Miocénicas medias (Duque – Caro, 1990).



**Figura 2.** Localización del área de estudio, quebrada Sabaleticas al suroccidente antioqueño.

3. El esfuerzo compresivo asociado con la acreción del Bloque Chocó, deforma las cuencas *pull – apart* y genera una componente transpresional (López *et al.*, 2006). Durante este tiempo se desarrolla un sistema de fallas con dirección NW – SE, que controla el trayecto del río Cauca desde la desembocadura de los ríos Poblano y Cartama, en el sureste, hasta el río San Juan, en el noroeste (falla de Arma y falla La Mansa). Este sistema se encuentra desplazando las trazas de las fallas originadas durante el Cretácico, afectando las rocas de la Formación Amagá, razón por la cual se correlaciona con dicho evento (López *et al.*, 2006).

4. En consecuencia a este régimen compresivo, el sentido de los esfuerzos dominantes se invierte durante el Plioceno – Pleistoceno, y se desarrolla un movimiento sinetral en el Sistema de fallas de Romeral (Sierra, 1994; MacDonald *et al.*, 1996). Esta inversión es confirmada por estudios paleomagnéticos (Magnetización Remanente Natural y Anisotropía de Susceptibilidad Magnética) realizados en algunos de los cuerpos intrusivos Terciarios localizados en el suroeste del departamento de Antioquia (Cerro Corcovado, Cerro Tusa, entre otros). Los resultados obtenidos permitieron determinar que dichos cuerpos

habían sido rotados por la acción de las fallas de este sistema alrededor de ejes verticales (35° en sentido de las manecillas del reloj hace 8 Ma, y en contra de las manecillas del reloj) y ejes horizontales (~ 90°), estos últimos perpendiculares a la dirección de Romeral (MacDonald, 1980; MacDonald *et al.*, 1996).

Localmente, el área de estudio se encuentra afectada directamente por la Falla Piedecuesta (Figura 3), Mejía *et al.* (1988) describen esta falla como regional de tipo inverso buzando al Este, que marca el límite Occidental

del sistema de fallas de Romeral y que genera la mayor evidencia tectónica reciente en la zona.

El diagrama de contornos para las estratificaciones de la zona (Botero *et al.*, 2011) muestra la presencia de plegamientos asimétricos con base en la disposición de los polos representados en la Figura 3a, con un eje en sentido NW-SE, coincidente con el tren de esfuerzos observados en las diaclasas (Figura 3b). Sin embargo, algunos datos estructurales de diaclasas sugieren otra dirección en sentido NE-SW que puede indicar un esfuerzo correspondiente a otro evento deformacional.

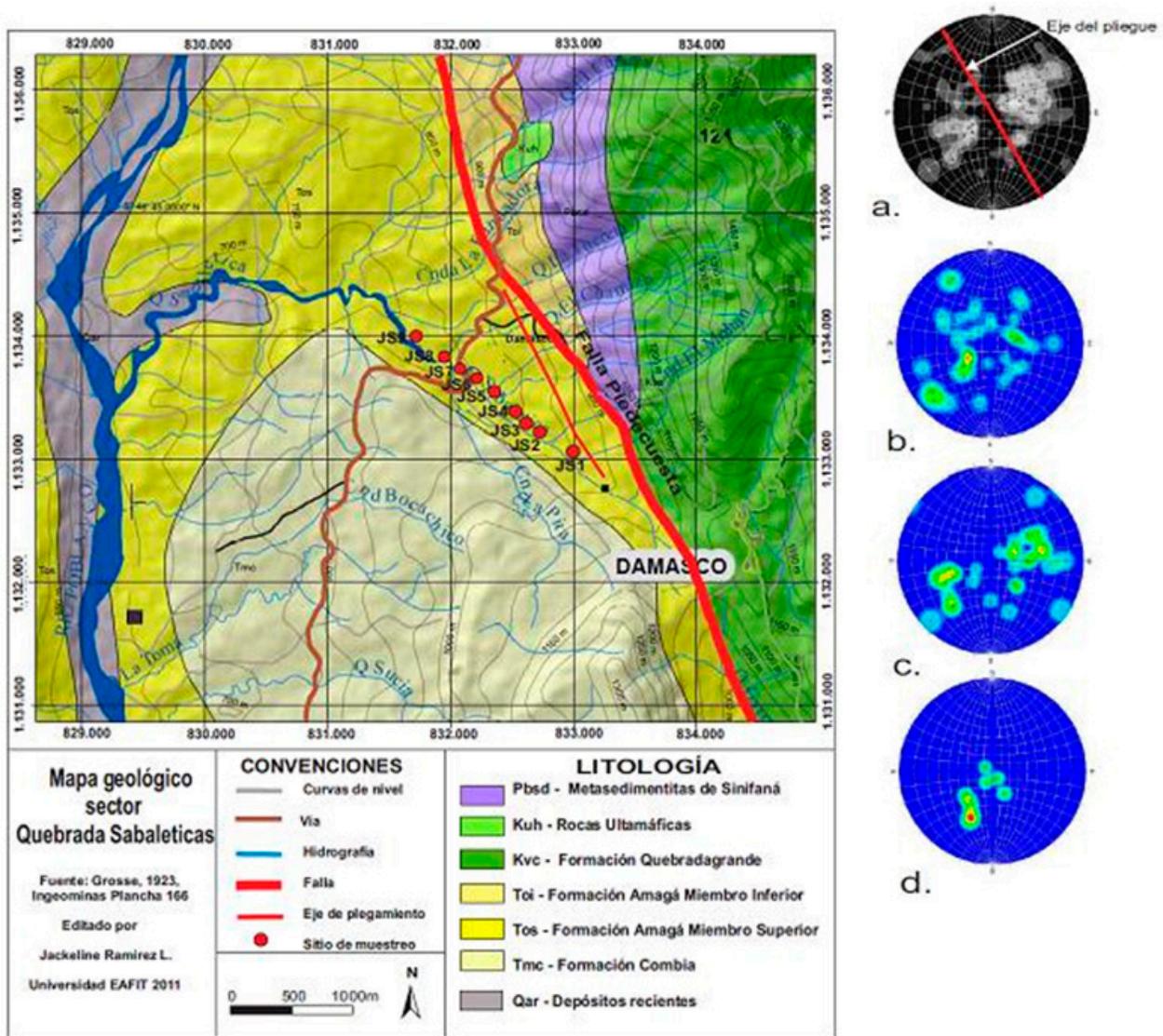


Figura 3. Mapa geológico, sector quebrada Sabaleticas. a) Diagrama de contornos estratificaciones de la zona. b) Diagrama de contornos diaclasas de la zona. c) Diagrama de contornos estratificaciones quebrada Sabaleticas. d) Diagrama de contornos foliaciones quebrada Sabaleticas.

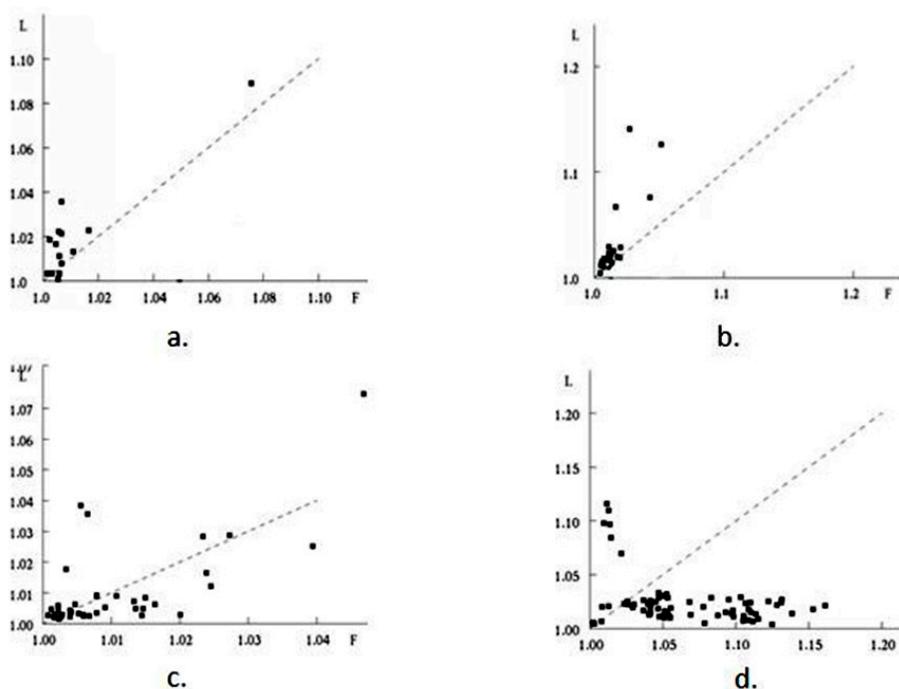
La Figura 3c muestra la tendencia de las estratificaciones de la quebrada Sabaleticas en un marcado sentido NE-SW, de igual manera la representación de las foliaciones muestran una direccionalidad en sentido SW (Figura 3d).

Varios autores subdividen la Formación Amagá en dos Miembros cada uno con dos unidades de acuerdo a las asociaciones de facies y características petrográficas (Sierra et al., 2003, 2011; Silva et al., 2008).

Petrográficamente, las areniscas del Miembro Superior de la Formación Amagá presentan una inmadurez textural y composicional reflejada por la presencia de granos angulares y subangulares mal seleccionados con un porcentaje de cuarzo entre 50-60%, feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) entre 10-20% y fragmentos líticos entre 20-30% de los cuales predominan los líticos sedimentarios y volcánicos. La matriz está compuesta por minerales arcillosos, el cemento es silíceo y en algunos casos calcáreo. Dentro de los minerales accesorios se encuentran minerales

densos (apatito, circón, opacos, anfíbol, epidota y zoisita), micas (moscovita, biotita y cloritoide), glauconita y materia orgánica en agregados irregulares y en láminas (Páez et al., 2011).

Estudios de ASM realizados en la Formación Amagá tanto en el Miembro Superior como para el Miembro Inferior han sido realizados por Sierra et al. (2011). La fábrica magnética reportada en este estudio representa principalmente una fábrica deformada asociada con plegamiento y fallamiento, así mismo se reporta la diferencia entre la orientación de los ejes  $K_1$  entre el Miembro Inferior y el Miembro Superior como el resultado de una historia de deformación diferente. Concluye además que los elipsoides de los sedimentos del Miembro Superior se presentan de forma oblata, como resultado de procesos de depositación, compactación y deformación, en contraste con el patrón observado para el Miembro inferior, donde los elipsoides de forma prolata, indican una fase diferente de deformación (Sierra et al., 2011), Figura 4.



**Figura 4.** Resultados de estudios de ASM realizados en la Formación Amagá. a) Miembro Inferior, Unidad 1, EXCARBÓN. b) Miembro Inferior Unidad 2, LA ALBANIA. c) Miembro Superior, Unidad 3, PALOMOS. d) Miembro Superior, Unidad 4, VENECIA. (Tomado de Sierra et al., 2011).

### 3. MUESTREO Y METODOLOGÍA

El muestreo para el estudio de ASM se realizó en 9 sitios a lo largo de la quebrada Sabaleticas, se extrajeron 6

núcleos en cada afloramiento utilizando una perforadora portátil que funciona mediante un motor a gasolina, con broca de punta de diamante de 2,5cm de diámetro. Cada núcleo se perforó a una profundidad de al menos 6cm. De

cada núcleo se obtuvieron especímenes con alturas de 2,5 cm. Las mediciones se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad EAFIT, en un equipo Kappabridge MFK1-FB con una frecuencia de operación de 976 Hz y un campo magnético de baja intensidad (200 Am<sup>-1</sup>), basado en la medida de las susceptibilidades a lo largo de quince (15) direcciones preestablecida (Jelínek, 1981).

Para el análisis de la susceptibilidad magnética másica se usaron 20 g de cada muestra de roca (en sedimento) de 18 sitios de la quebrada Sabaleticas. Los afloramientos correspondían a estratos de areniscas y limolitas. La Figura 5 presenta los puntos de muestreo a la largo de la columna estratigráfica de la quebrada.

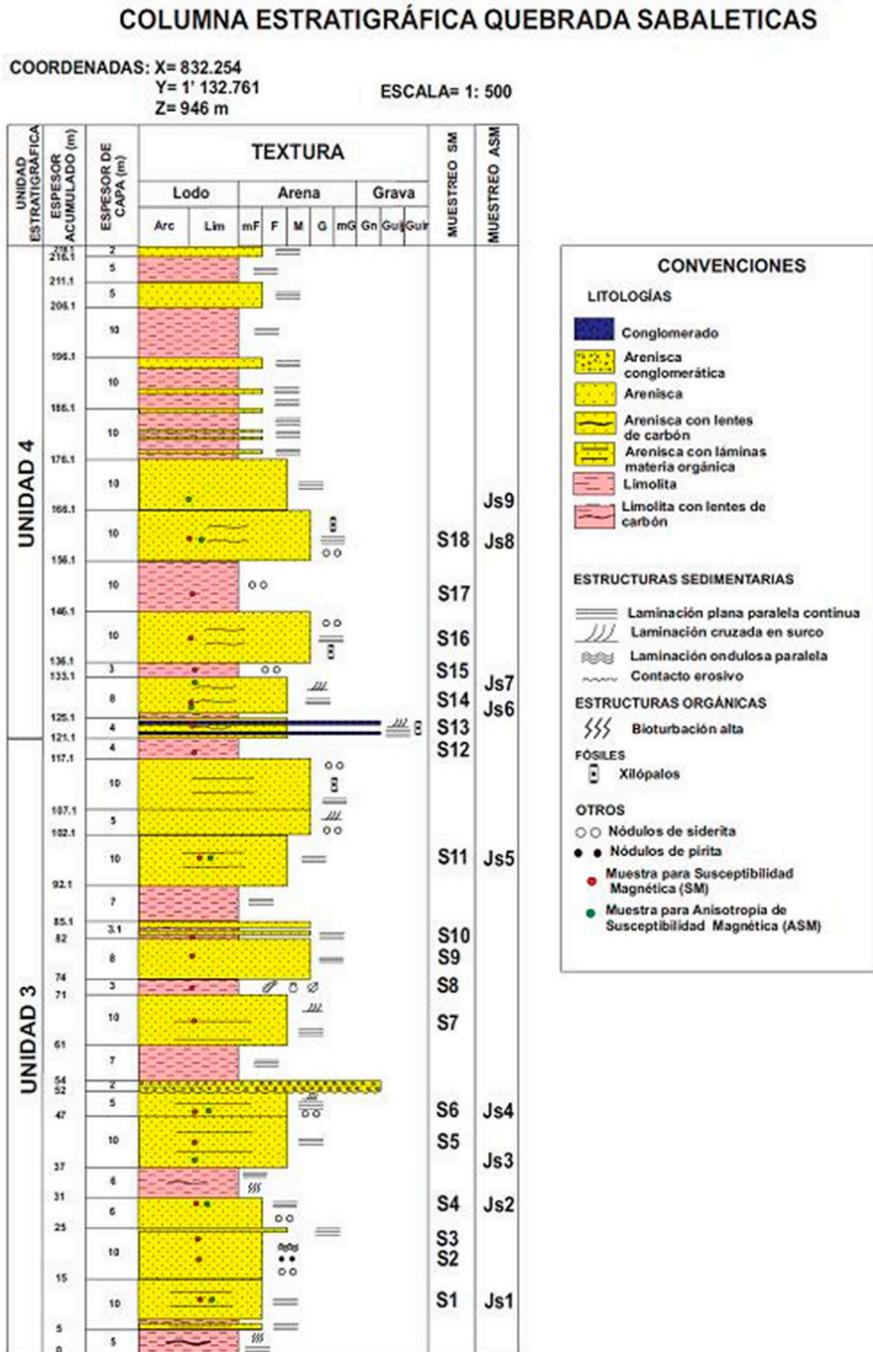


Figura 5. Columna estratigráfica base. Tomada y modificada de Páez *et al.*, 2011. Escala 1:500

Los parámetros de la anisotropía de susceptibilidad magnética (Jelinek 1981; Hrouda, 1982), están dados por:

-Susceptibilidad magnética promedio,  $\mathbf{Km} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ .

-Grado de anisotropía,  $\mathbf{P'}$  ó  $\mathbf{Pj} = \exp [2(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]^{1/2}$ , donde:  $\eta_1 = \ln K_1$ ;  $\eta_2 = \ln K_2$ ;  $\eta_3 = \ln K_3$ ;  $\eta = \ln(K_1 + K_2 + K_3) / 3$ .

La forma del elipsoide está relacionado a la intensidad de la anisotropía ( $P' \geq 1$ ). Si la muestra no presenta anisotropía, entonces  $P'$  es igual a 1.

-Parámetro de forma,  $\mathbf{T} = [2 \ln (K_2 / K_3) / \ln (K_1 / K_3)] - 1$ .

$\mathbf{T}$  define la simetría de la fábrica magnética o la forma de la trama mineral ( $-1 \leq T \leq +1$ ). Si  $T \leq 0$  la forma de elipsoide magnético es alargada (prolato) indicando fábrica linear; si  $T \geq 0$ , el elipsoide magnético tiene forma achatada (oblató o planar).

Para Dinarés-Turell *et al.*, (1991) cuando  $K_{max} \approx K_{int} \gg K_{min}$  el elipsoide tiene forma aplastada y la fábrica magnética define una foliación magnética con  $K_{min}$  perpendicular a ésta (definida por el plano que contiene  $K_{max}$  y  $K_{int}$ ). En el caso en que  $K_{max} \gg \gg K_{int}$  el elipsoide es de tipo alargado y se habla de lineación magnética.

-Lineación magnética,  $\mathbf{L} = K_1 / K_2$ .

-Foliación magnética,  $\mathbf{F} = K_2 / K_3$ .

## 4. RESULTADOS

### 4.1. susceptibilidad magnética

En la Tabla 1 se presentan los valores reportados en las mediciones de susceptibilidad magnética y en la

Figura 6 se muestra la gráfica de susceptibilidades correspondiente.

Las muestras pertenecientes a los estratos constituidos por limolitas (S8, S12, S15, S17) presentan los valores más bajos de susceptibilidad; S8 con  $40,88 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ; S12 con 6,26 y S17 con  $8,50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La Unidad 4 se caracteriza por tener valores de susceptibilidad bajos con respecto a la media de toda la columna (entre  $3,72 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y  $163,12 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ). En esta misma Unidad la muestra S14 refleja un aumento brusco en la susceptibilidad ( $415,76 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), debido a la buena concentración de óxidos allí presente.

La muestra S8 perteneciente al estrato donde se hallaron hojas y gasterópodos posee un valor de susceptibilidad de  $40,88 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La muestra S5 reporta el valor más alto de susceptibilidad ( $1193,20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ), esta muestra presenta altos contenidos de cloritas, hornblenda (ambos minerales paramagnéticos).

Otros valores considerables están representados por las muestras S11 ( $594,54 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) con presencia de glauconita y zoisita; y la muestra S7 ( $662,81 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) en la que se da la mayor concentración de hornblenda, así como presencia de biotita y tremolita.

Las muestras S4, S6, S9, S11, S18, correspondientes a "arenas verdes" presentan valores de susceptibilidad entre medios y altos ( $157,15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  y  $594,54 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) debido a su contenido de glauconita, constituyente principal de estas arenas. La muestra S18 sin embargo, presenta un valor muy bajo de susceptibilidad magnética ( $33,78 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ).

**Tabla 1.** Susceptibilidad másica reportada a lo largo de la quebrada Sabaleticas.

Sitio de muestreo	Susceptibilidad másica ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ )	Mineralogía
S18	33,78	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente metamórfico. Minerales accesorios: biotita, glauconita. Muestra con mayor concentración de granate. Hornblenda.
S17	8,50	Limolita abigarrada.
S16	15,50	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: epidota, biotita, presencia de materia orgánica. Muestra con mayor concentración de epidota y zoisita (óxidos en su interior).

Sitio de muestreo	Susceptibilidad máscica ( $10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ )	Mineralogía
S15	3,72	Limolita.
S14	415,76	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: zoisita (óxidos en su interior), hornblenda alterada a calcita en sus bordes, epidota, biotita, muestra con mayor concentración de circón y apatito. Muestra con mayor concentración de óxidos.
S13	163,12	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: epidota, biotita, hornblenda. Óxidos.
S12	6,26	Limolita carbonatada.
S11	594,54	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: zoisita (óxidos en su interior), epidota, biotita, glauconita en matriz arcillosa y óxidos en sus bordes.
S10	261,11	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: epidota (óxidos en su interior), biotita, zoisita, glauconita. Muestra con mayor concentración de tremolita. Hornblenda.
S8	40,88	Limolita.
S7	662,81	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: epidota, biotita, actinolita. Muestra con mayor concentración de hornblenda.
S6	308,28	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: circón, apatito, glauconita, muestra con mayor concentración de actinolita y calcita. Biotita.
S5	1193,20	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: moscovita, biotita, circón, glauconita, hornblenda, epidota (óxidos en su interior). Presencia de materia orgánica. Muestra con mayor concentración de clorita.
S4	190,41	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: glauconita, epidota, biotita, actinolita, calcita. Presencia de materia orgánica. Muestra con mayor concentración de circón y apatitos. Hornblenda.
S3	525,34	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: hornblenda alterada en los bordes a calcita, circón, zoisita, biotita. Presencia de materia orgánica. Concentración de calcita.
S2	221,80	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos mayormente sedimentarios. Minerales accesorios: epidota (óxidos en su interior), apatito incrustado en cuarzo, biotita, zoisita. Alta concentración de carbonatos. Hornblenda. Posible paleosuelo.
S1	578,56	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, los fragmentos líticos con mayor concentración son líticos sedimentarios. Minerales accesorios: hornblenda, epidota con óxidos en su interior, zoisita, glauconita, biotita. Presencia de materia orgánica. Feldespatos plagioclasa moderadamente alterados a sericita, calcita y epidota. Feldespatos potásicos fuertemente alterados a caolinita.

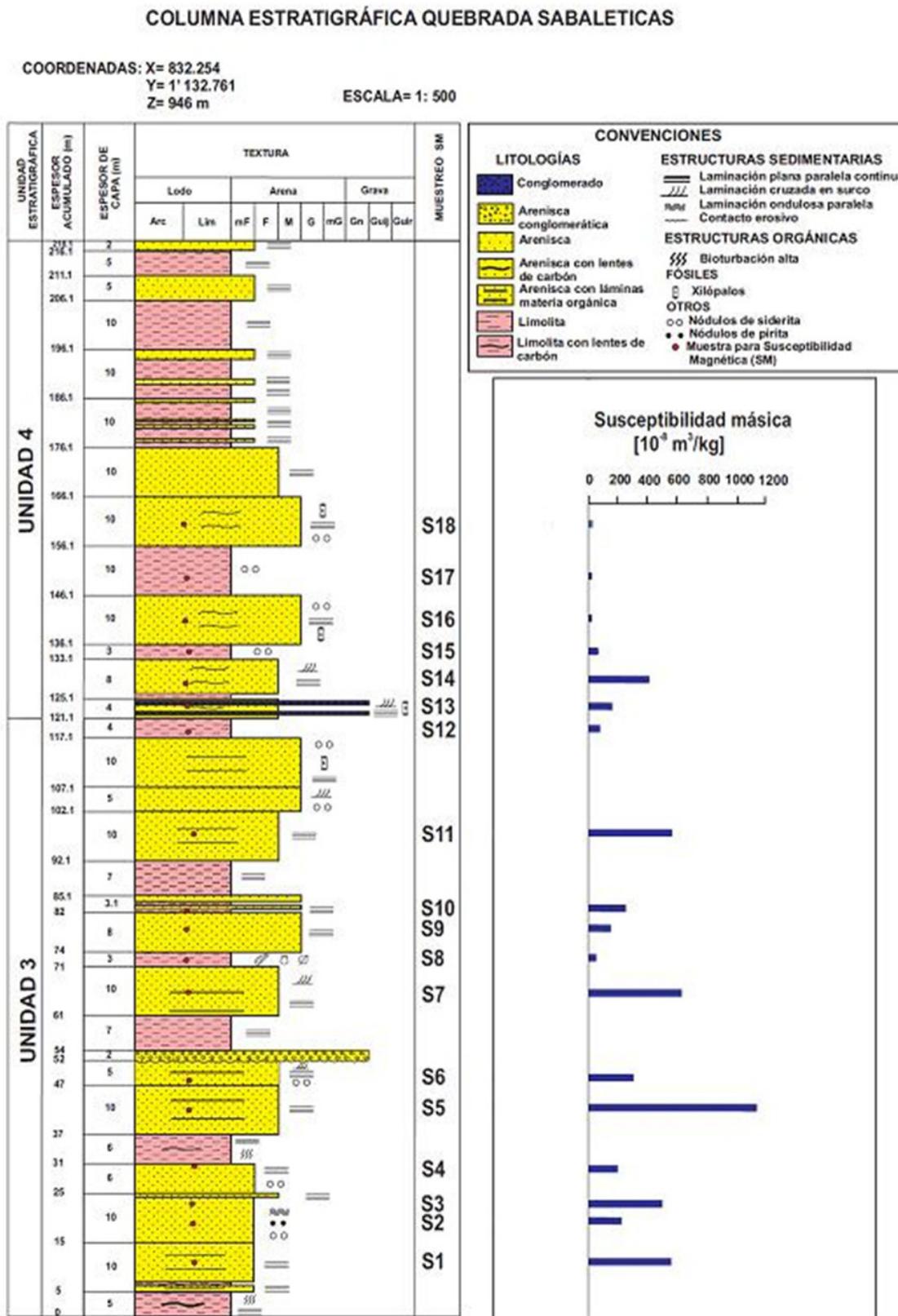


Figura 6. Susceptibilidad másica a lo largo de la columna estratigráfica Quebrada Sabaleticas.

**4.2. anisotropía de susceptibilidad magnética (asm)**

Se tomaron muestras para ASM en 9 estaciones: 5 en la Unidad 3 y 4 en la Unidad 4. La Figura 7 presenta el mapa de muestreo con los correspondientes estereogramas que reflejan las orientaciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  ( $K_{max}$ ,  $K_{int}$ ,  $K_{min}$ ).

**4.2.1. Fábrica magnética**

De acuerdo a los estereogramas obtenidos, en forma general, la no concentración de los  $K_3$  hacia el centro, elimina una posible consideración de fábrica magnética de tipo depositacional, de acuerdo a la clasificación

dada por Robion *et al.*, (2007). Así mismo, la distribución de los  $K_1$  en forma de guirnalda con respecto al eje NS ( $JS_6$ ,  $JS_7$ ) y una tendencia de los  $K_3$  a estar concentrados permite ubicar estas fábricas magnéticas como del tipo tectónico.

Las fábricas magnéticas de las estaciones pertenecientes a la Unidad 3 presentan las siguientes tendencias: la estación  $JS_1$  se caracteriza por mostrar una foliación magnética (relativo buen agrupamiento de los  $K_3$  y dispersión los  $K_1$  y  $K_2$ ). La dirección del  $K_1$  está en sentido NW-SE. Para la estación  $JS_2$  se aprecia una guirnalda de los  $K_1$  con dirección NW-S. La estación  $JS_3$  presenta también la guirnalda de  $K_1$  con dirección NW-SE y una excelente concentración de  $K_3$  al NE.

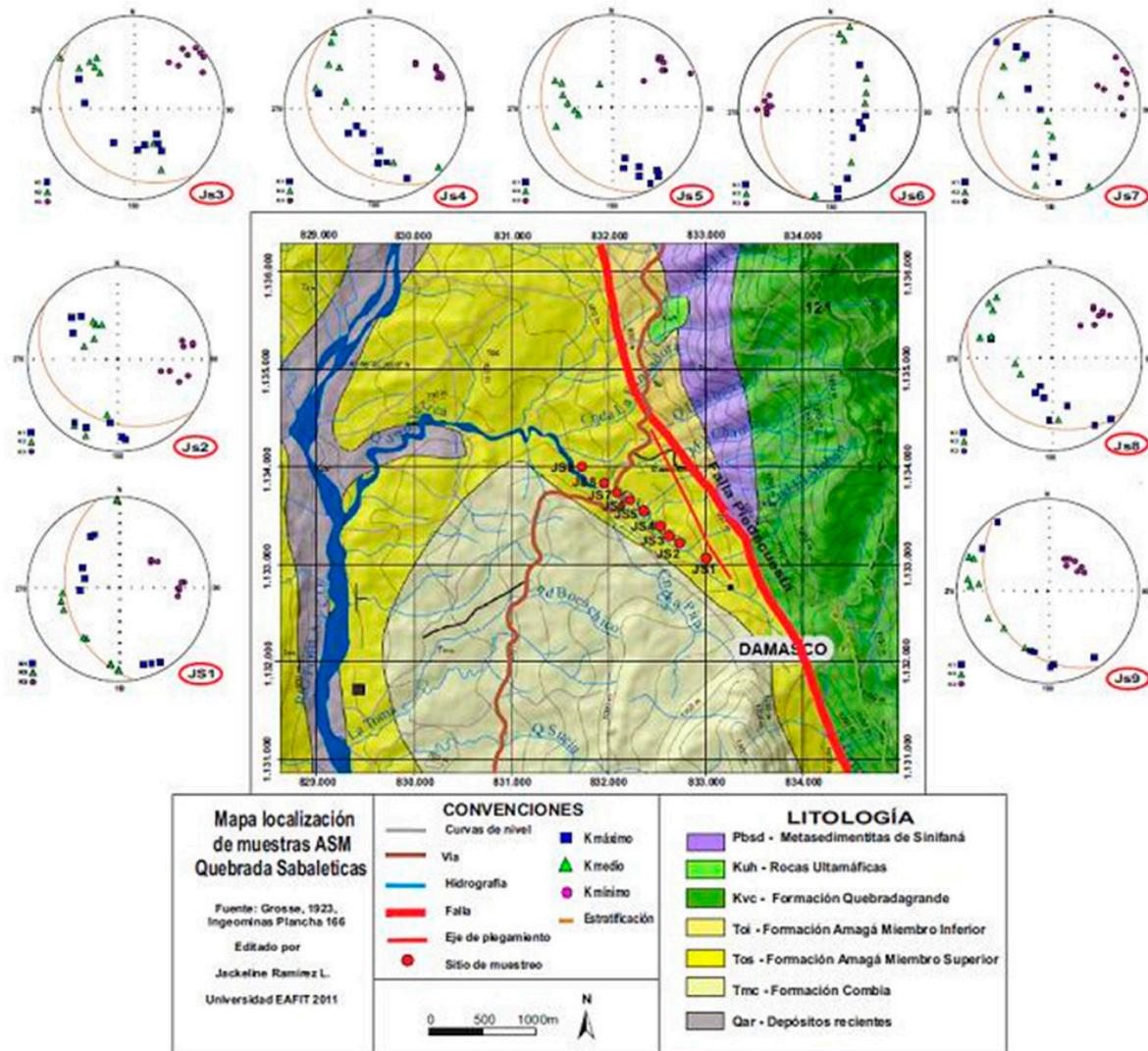


Figura 7. Mapa de ubicación muestreo ASM y sus correspondientes estereogramas.

Para la estación JS4, se observa la misma tendencia de la estación anterior con una marcada concentración de  $K_3$  al NE. La estación JS5 muestra una concentración neta de los  $K_1$  hacia el SE y de los  $K_3$  en el NE.

Para la Unidad 4 las fábricas magnéticas, se presentan de la siguiente manera: la estación JS6 muestra una guirnalda con los  $K_1$  y una excelente concentración de los  $K_3$  perpendicular a la guirnalda. La estación JS7 presenta una

guirnalda de  $K_1$  en dirección NW-S y una concentración de  $K_3$  hacia el NE. La estación JS8 con una concentración de  $K_3$  hacia el NE, una dirección de los  $K_1$  hacia el SE. La estación JS9 continúa con el buen agrupamiento del  $K_3$  al NE y una tendencia de los  $K_1$  NW-SE.

#### 4.2.2. Parámetros escalares ASM

Los parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética para cada estación se muestran en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Valores para cada estación muestreada de los distintos parámetros de ASM.

Estación	N	$K_1$	$K_2$	$K_3$	Km	L	F	Pj	T
JS1	8	1,042	1,033	0,025	4,10	1,010	1,116	1,142	0,842
JS2	8	1,028	1,015	0,957	9,72	1,012	1,062	1,080	0,656
JS3	8	1,031	1,009	0,960	0,195	1,022	1,051	1,070	0,401
JS4	8	1,083	1,065	0,852	0,289	1,017	1,249	1,307	0,856
JS5	8	1,039	1,009	0,952	7,24	1,030	1,060	1,094	0,325
JS6	8	1,101	1,093	0,806	0,303	1,007	1,355	1,426	0,953
JS7	8	1,078	1,069	0,853	0,146	1,009	1,252	1,303	0,924
JS8	8	1,029	1,015	0,956	5,33	1,014	1,062	1,082	0,629
JS9	8	1,042	1,034	0,924	3,35	1,008	1,119	1,145	0,866

N=Número de especímenes;  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  eje máximo, intermedio y mínimo respectivamente del elipsoide de anisotropía; Km=susceptibilidad media ( $\times 10^{-3}$  SI); L=lineación magnética; F=foliación magnética; Pj=grado de anisotropía; T=simetría de la forma.

Para determinar los elipsoides de deformación en cuanto a los parámetros escalares de ASM, correspondientes a grado de anisotropía (Pj) y simetría de la forma (T) registrado para las estaciones muestreadas, se tiene: considerando como baja anisotropía magnética valores de  $Pj < 1,05$ ; media anisotropía magnética valores de  $1,05 < Pj < 1,1$ ; y alta anisotropía magnética valores de  $Pj \geq 1,1$ . De acuerdo a los sitios muestreados y los datos compilados en la Tabla 4, se observa una anisotropía de media a alta; en la Unidad 3, los sitios JS1 y JS4 presentan altos grados de anisotropía con el 14% y 30% de deformación respectivamente; en la Unidad 4, los sitios JS6, JS7 y JS9 arrojan porcentajes de deformación del 42%, 30% y 14% respectivamente.

Los sitios que presentan anisotropía media sin embargo, muestran valores muy próximos a 1,1 (JS2 de 1,080 – JS3 de 1,076 – JS5 de 1,094 en la Unidad 3 y JS8 de 1,082 en la Unidad 4). Estos rangos de Pj constatan grados de deformación originados por procesos tectónicos.

El parámetro T determina la forma del elipsoide, de manera que para valores  $-1 < T < 0$  los elipsoides son

del tipo constricción aparente o prolatos y para  $0 < T < 1$  los elipsoides son del tipo aplastados u oblatos (Casas et al., 1998). Los sitios muestreados arrojan valores de T entre 0,401 como mínimo y 0,953 como máximo, por tanto todos los elipsoides de deformación son de tipo oblato. La relación entre la forma del elipsoide (T) con el grado de anisotropía (Pj) corrobora la forma final del elipsoide. La Figura 8 esquematiza el dominio de la forma del elipsoide de deformación de acuerdo a la relación T vs. Pj.

Para determinar los elipsoides de deformación en cuanto a los parámetros escalares de ASM, correspondientes a grado de anisotropía (Pj) y simetría de la forma (T) registrado para las estaciones muestreadas, se tiene: considerando como baja anisotropía magnética valores de  $Pj < 1,05$ ; media anisotropía magnética valores de  $1,05 < Pj < 1,1$ ; y alta anisotropía magnética valores de  $Pj \geq 1$ . De acuerdo a los sitios muestreados y los datos compilados en la Tabla 2, se observa una anisotropía de media a alta; en la Unidad 3, los sitios JS1 y JS4 presentan altos grados de anisotropía con el 14% y 30% de deformación respectivamente; en la

Unidad 4, los sitios JS6, JS7 y JS9 arrojan porcentajes de deformación del 42%, 30% y 14% respectivamente. Los sitios que presentan anisotropía media sin embargo, muestran valores muy próximos a 1,1 (JS2 de 1,080 – JS3 de 1,076 – JS5 de 1,094 en la Unidad 3 y JS8 de 1,082 en la Unidad 4). Estos rangos de  $P_j$  constatan grados de deformación originados por procesos tectónicos.

La relación entre el parámetro de lineación magnética (L) y la foliación magnética (F) presentan un dominio total de la foliación frente a la lineación, característico de procesos deformacionales, corroborando además la forma de los elipsoides de anisotropía como netamente de tipo oblatos.

La susceptibilidad media ( $K_m$ ) arroja en general valores muy bajos para todas las muestras ( $K_m$  entre  $0,146 \times 10^{-3} \text{SI}$  y  $9,72 \times 10^{-3} \text{SI}$ ).

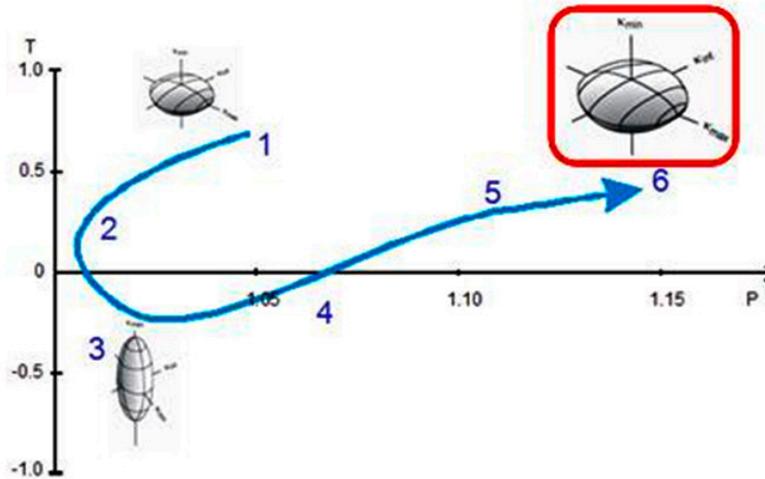


Figura 8. Relación de valores de T y  $P_j$  para determinar la forma del elipsoide. Tomado de Agico (2011).

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### 5.1. Susceptibilidad magnética

Los bajos valores de susceptibilidad magnética de la quebrada Sabaleticas son consistentes con los esperados para las rocas constituyentes del Miembro Superior de la Formación Amagá, es decir, vacas líticas y litoarenitas feldespáticas, cuya mayor concentración mineralógica está representada por cuarzo, líticos cuyos fragmentos sedimentarios corresponden en su mayoría a arenas cuarzosas y los fragmentos volcánicos a andesitas porfídicas formadas por feldespatos y cemento calcáreo.

Los sesgos presentados en la gráfica de susceptibilidad magnética permiten considerar la existencia de minerales que estarían aportando fuentes de hierro a la roca de modo que su susceptibilidad aumente. La variación de la susceptibilidad magnética a lo largo de una columna estratigráfica se asocia a cambios en la concentración de minerales para y ferromagnéticos (Bidegain *et al.*, 2005)

Los minerales densos predominantes en la quebrada Sabaleticas son la hornblenda y la glauconita, ambos minerales paramagnéticos. La hornblenda está presente a lo largo de toda la columna estratigráfica, disminuyendo su concentración de base a techo.

La glauconita en las “arenas verdes” tiene mayor continuidad en los estratos de la Unidad 3 (muestras S4, S6, S9, S11), mientras que en la Unidad 4 (muestra S18) a pesar de su manifestación, sus concentraciones son mínimas.

En la Unidad 3, la muestra S1 presenta un valor de  $578,56 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$  debido a su contenido de hornblenda; la susceptibilidad magnética disminuye hacia la muestra S2 ( $221,80 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ) por tratarse de un posible paleosuelo; la presencia de concentraciones de carbonatos produce una caída de la susceptibilidad. La muestra S3 debe su aumento de susceptibilidad ( $525,34 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ) a su contenido de hornblenda, glauconita y siderita; para la muestra S4 la susceptibilidad nuevamente decae, debido a la presencia de minerales como la calcita, el circón y apatitos; los subsiguientes altos y bajos en los niveles

de susceptibilidad corresponden a la intercalación de estratos de arenisca, con contenidos de hornblenda y/o glauconita lo que incrementa su susceptibilidad, y estratos de limolitas (decaimiento de la susceptibilidad).

El pico más sobresaliente (S5, con  $1193,20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) se debe a una alta concentración de hornblenda, sumando a la presencia de concentración de clorita (mineral hallado sólo en esta muestra).

La Unidad 4 presenta valores muy bajos de susceptibilidad, debido a que sus estratos son limolitas (carbonatadas hacia los estratos inferiores), y areniscas con bajos contenidos de hornblenda, glauconita y presencia de minerales como granate y zoisita.

La muestra S14 exhibe un aumento en la susceptibilidad, debido a la concentración de óxidos manifiesta en ella. En este estrato se presenta un cambio en las condiciones climáticas (aumento de temperatura, condiciones reductoras) para favorecer la presencia de óxidos. Esta presencia de óxidos ya alterados se evidencia en los estratos siguientes de limolitas abigarradas (hematita?), sin embargo la presencia de cemento carbonatado, enmascara la susceptibilidad magnética, reduciéndola considerablemente.

## 5.2. Anisotropía de susceptibilidad magnética

La anisotropía de susceptibilidad magnética presente en la quebrada Sabaleticas es alta, los grados de anisotropía varían entre valores medios y altos (entre

el 7% y el 42%) lo que evidencia una fábrica magnética super-impuesta sobre la fábrica sedimentaria, asociada posiblemente a procesos deformacionales de origen tectónicos (Robion *et al.*, 2007).

La forma oblata de los elipsoides de deformación corrobora la anterior consideración. Así mismo la relación entre los ejes principales del elipsoide ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ) permite ver un dominio de la foliación magnética sobre la lineación (dispersión de los  $K_1$  y  $K_2$  y una buena concentración de  $K_3$ ). Esta generalizada buena concentración de los  $K_3$  es un indicativo de una fábrica emplazada en condiciones netamente deformacionales más que un indicativo de una fábrica de flujo.

En general los  $K_3$  se presentan perpendiculares al plano de estratificación, excepto en la estación JS6 de la Unidad 4, donde  $K_3$  está ubicado paralelamente, debido a que este sitio de muestreo se encuentra sobre la zona de pliegue.

La fábrica magnética de las rocas de la Unidad 3 del Miembro Superior de la Formación Amagá, presenta un mejor agrupamiento de los  $K_1$  con respecto a los de la Unidad 4 que se muestran más dispersos, lo que determina diferentes procesos deformaciones al interior del Miembro Superior. Figura 9.

La tendencia direccional de las fábricas magnéticas y sus ejes principales  $K_1$  (NW-SE en la mayoría de las estaciones muestreadas), y los datos estructurales tomados en campo en

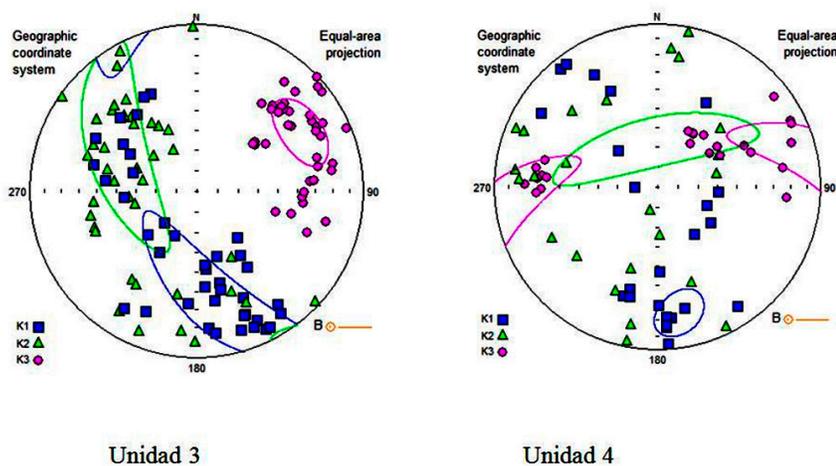


Figura 9. Estereogramas generales para la Unidad 3 y 4 del Miembro Superior de la Formación Amagá, sección quebrada Sabaleticas.

estratificaciones y diaclasas (NE-SW), evidencia la presencia de diferentes tendencias deformacionales, lo que se corrobora con los estudios de ASM de Sierra *et al.*, (2011) llevados a cabo tanto en Miembro Inferior como en el Miembro Superior.

Las diferencias entre los elipsoides de deformación, prolatos para las Unidades 1 y 2 del Miembro Inferior y oblatos, para las Unidades 3 y 4 del Miembro Superior (Figura 10), diagramas L vs. F), permiten determinar la existencia de por lo menos dos estancias deformaciones afectando las rocas de la Formación Amagá.

Un esquema del modelo de procesos que incidieron en la deformación para el Miembro Superior de la Formación Amagá se puede estructurar a partir de

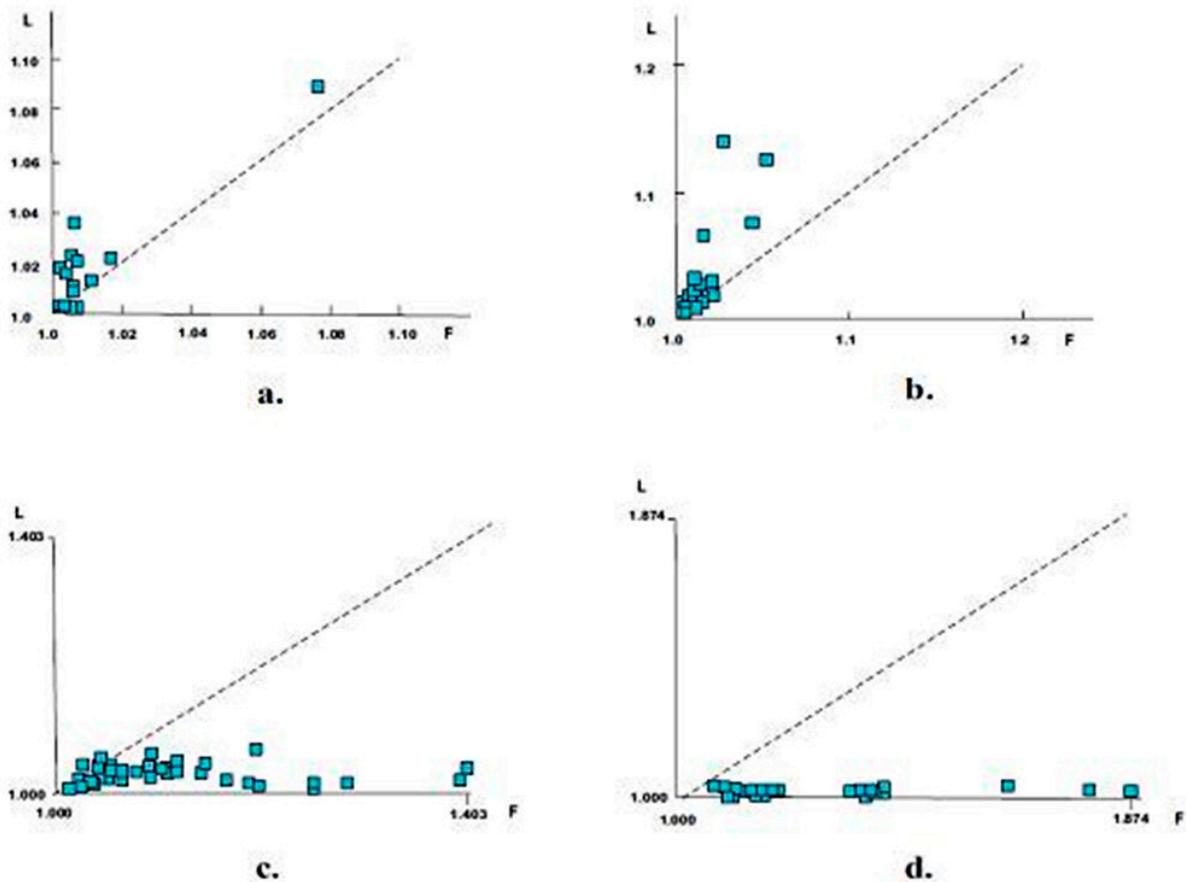
las siguientes consideraciones (Figura 11):

- Eoceno (?) Oligoceno – Mioceno

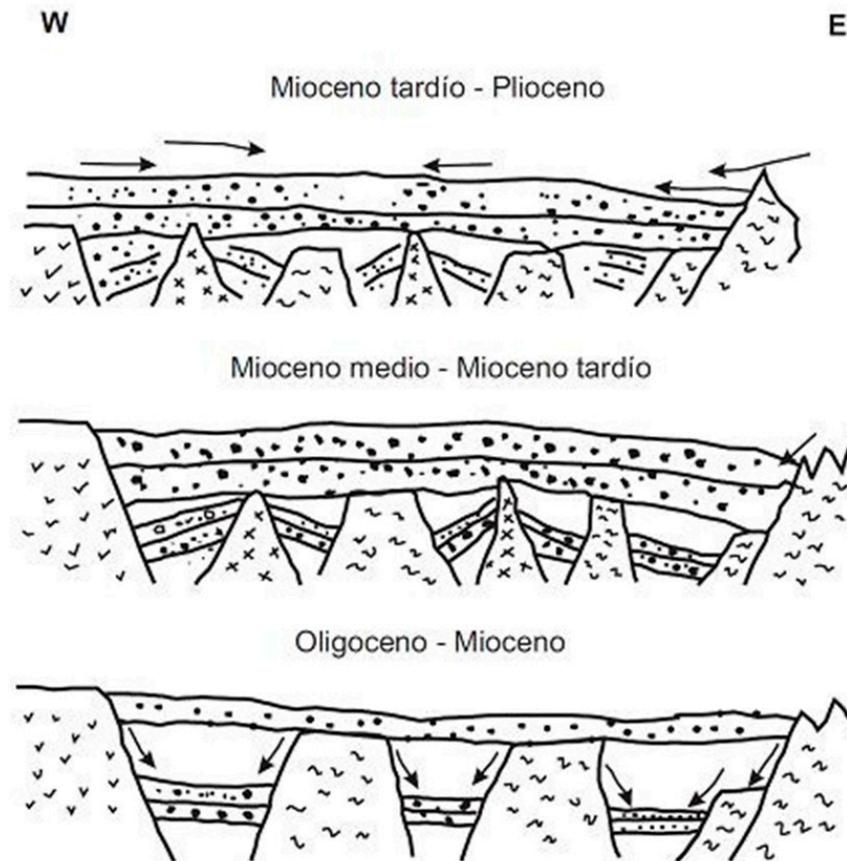
Se presentan esfuerzos transtensionales dextrales del sistema de fallas Romeral. Se desarrollan fallas normales con tendencia NE-SW (Sierra y Marín-Cerón, 2012). Se deposita el Miembro Inferior de la Formación Amagá.

- Mioceno medio – Mioceno tardío

Subducción de la plaza Nazca bajo la placa Suramérica. Se genera un desplazamiento lateral izquierdo. La cuenca Amagá es confinada, acompañada de estructuras compresivas que originan pliegues y fallas de cabalgamiento en sentido NE (Sierra y Marín-Cerón, 2012).



**Figura 10.** Diagramas de relación entre Lineación magnética y Foliación magnética para el Miembro Inferior y Miembro Superior de la Formación Amagá. a) Unidad 1-Miembro Inferior. b) Unidad 2-Miembro Inferior. c) Unidad 3-Miembro Superior. d) Unidad 4-Miembro Superior.



**Figura 11.** Esquema del modelo de procesos que incidieron en la deformación del Miembro Superior de la Formación Amagá (Tomado y modificado de Sierra, 1994).

Se deposita el Miembro Superior de la Formación Amagá. Durante este tiempo se desarrolla un sistema de fallas con dirección NW-SE que controla el trayecto del río Cauca afectando las rocas de la Formación Amagá (Sierra y Marín-Cerón, 2012).

- Mioceno tardío – Plioceno

Como consecuencia de este régimen compresivo, el sentido de los esfuerzos dominantes se invierten, se desarrollan movimientos sinestrales en el sistema de fallas de Romeral. Los sedimentos del Miembro Inferior y Superior de la Formación Amagá son rotados (Sierra y Marín-Cerón, 2012).

## 6. AGRADECIMIENTOS

Todo el trabajo concerniente a toma de muestras en campo, preparación y procesamiento de muestras para los análisis de laboratorio, se realizaron con

las herramientas y equipos del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad EAFIT (Convenio ANH – Colciencias – Red Nacional de Laboratorios de Geociencias (RNLG) - EAFIT). A la fecha, las muestras objeto del presente trabajo están en proceso de análisis de resultados de Magnetización Remanente Natural (MRN), mediciones que se llevaron a cabo igualmente es este mismo Laboratorio, y permitirán ampliar y precisar el conocimiento de los procesos geológicos que ocurrieron durante la formación de la roca y durante la historia de evolución de la Formación Amagá.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- [1] AGICO, 2011. User Manual SAFYR4W. 45p.
- [2] Alemán, A., y Barros, V.A., 2000. Northern Andes. Tectonic Evolution of South America. Brazil, 453 – 480.
- [3] Alfonso, C., Sacks, P., Secor, D., Rine, J., and Pérez,

V., 1994. A Tertiary fold thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombia Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3-4), 387 – 402.

[4] Aspden, J.A., MacCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction - related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic Plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society of London*, 144, 893 - 905.

[5] Bidegain, J.C., Terminiello, L., Rico, Y., Mercader, R.C. y Aragón, E., 2004. Mineralogía magnética en la transición Brunhes / Matuyama. Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2), 193 – 199.

[6] Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1 - 20.

[7] Botero, A., Carrera, D., Gómez, A., Londoño, C., Mesa, J., Quintero, J.D., Reyes, M., 2011. Aporte al conocimiento estratigráfico-estructural de la Formación Amagá, sección Cerro Amarillo – Quebrada Sabaleticas, Suroccidente Antioqueño. Informe Campo II, Universidad EAFIT, Medellín, 24p.

[8] Casas, J.M., Parés, J.M., y Megías, L., 1998. La fábrica magnética de los materiales Cambroordovícicos de la parte Oriental del anticlinal de La Massana (Andorra, Pirineo Central). *Sociedad Geológica de España*, 11 (3-4), 317 – 329.

[9] Dinarès-Turell, J., McClelland, E., Santanach, P., 1991. Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las Unidades sudpirenaicas. *Revista: Sociedad Geológica de España*, 4, 179 - 186.

[10] Duque-Caro, H., 1990. El Bloque Chocó en el Noroccidente Suramericano: Implicaciones Estructurales, Tectonoestratigráficas y Paleográficas. *Boletín Geológico de Ingeominas*, 31 (1), 47 – 71.

[11] Giunta, G, Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., and Vaccaro, C., 2002. The Southern Margin of the Caribbean Plate in Venezuela: Tectono-Magnetic Setting of the Ophiolitic Units and Kinematic Evolution. *Lithos*, 63, 19 – 40.

[12] Grösser, J.R., 1989. Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks. *Journal of South American Earth Science*, 2, 359 - 369.

[13] Hrouda, F., 1973. A determination of the symmetry of

the ferromagnetic mineral fabric in rocks on the basis of the magnetic susceptibility. *Geophysik*, 82, 390-396.

[14] Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey*, 5, 37 - 82.

[15] Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63 - 78.

[16] Kerr, A.C., Iturralde, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999. A New Play Tectonic Model of the Caribbean: Implication from a Geochemical Reconnaissance of Cuban Mesozoic Volcanic Rocks. *Geological Society of American Bulletin*, 111, 1581 – 1599.

[17] López, A., Ramírez, D., y Sierra, G.M., 2006. Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 19, 27 – 42.

[18] MacDonald, W.D., 1980. Anomalous paleomagnetic directions in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca Depression, Colombian Andes. *Tectonophysics*, 339 – 348.

[19] MacDonald, W.D., Estrada, J.J., Sierra, G.M., and González, H., 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North Cauca Basin intrusions, Colombia Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics*, 261, 277 – 289.

[20] McCourt, W.J., Aspden, J.A., and Brook, M., 1984. New Geological and Geochronological data from the Colombian Andes: Continental Growth by Multiple Accretion. *Journal of Geological Society of London*, 141, 831 – 845.

[21] Mejía, M., James, M., y Arias, L.A., 1988. Evaluación de amenazas geológicas en el área Manizales - Valparaíso. INGEOMINAS, sede Medellín.

[22] Páez, L., M.I. Marín-Cerón y G.M. Sierra, 2011. Reconstrucción estratigráfica del Miembro Superior de la Formación Amagá en los sectores de La Pintada y Valparaíso (Cuenca Amagá, Andes noroccidentales). *Memorias XIII Congreso Colombiano de Geología y XIV Congreso Latinoamericano de Geología*, 285pp.

[23] Pardo, A., y Moreno, M., 2001. Estratigrafía del occidente colombiano y su relación con la evolución de la Provincia ígnea Cretácica del Caribe Colombiano. *VIII Congreso Colombiano de Geología*, 19 – 20.

- [24] Pindell, J.L., 1997. Tectonic Evolution and Stratigraphic Development of Northern South America. VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- [25] Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. Episodes, 11, 189 -193.
- [26] Robion, P., Grelaud, S., and Frizon de Lamotte, D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: ¿Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE – Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW – Himalaya, Pakistan)??. Sedimentary Geology, 196, 181 – 200.
- [27] Sierra, G.M., 1994. Structural and Sedimentary Evolution of the Irra Basin, Northern Colombia Andes. Tesis de Maestría Binghamton University. New York, 102p.
- [28] Sierra, G.M., Silva, J.C., y Correa, L.G., 2003. Estratigrafía secuencial de la Formación Amagá. Boletín de Ciencias de la Tierra, 15, 9 - 22.
- [29] Sierra, G.M. and Marín-Cerón, M.I., 2012. Amagá, Cauca Patía Basin. In Petroleum Geology of Colombia. Editor. Fabio Cediel. Vol (2) Fondo Editorial Universidad EAFIT.
- [30] Silva, J.C., Sierra, G.M., and Corre, L.G., 2008. Tectonic and climate driven fluctuations in the stratigraphic base level of a Cenozoic continental coal basin, northwestern Andes. Journal of South American Earth Sciences, 26, 369 - 382.
- [31] Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip H., Bijwaard, H., Olaya, J., y Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, (19) 5, 787 - 813.
- [32] Tarling, D.H, and Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, Londoño, 217p.
- [33] Toussaint, J.F., 1999. Evolución Geológica de Colombia: Pre-Cámbrico a Cenozoico, 103p.

