

Estimación del factor de aplanamiento de la inclinación magnética y sus implicaciones en los modelos tectónicos del Jurásico en la margen NW de Suramérica

Santiago Rodríguez-Chavarro^{1*} ; Giovanni Jiménez² ; Paul Goyes-Peñañiel² 

¹Escuela de Física, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. (*)
santiago.rodriguez2@correo.uis.edu.co, ypgoye@correo.uis.edu.co

²Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
gjimenez@uis.edu.co

Resumen

Las reconstrucciones paleogeográficas y los modelos tectónicos se complementan con el paleomagnetismo, ya que las rotaciones son calculadas con base en la declinación magnética y las paleolatitudes se derivan de la inclinación magnética. Los procesos de enterramiento y compactación en rocas siliciclásticas pueden causar aplanamiento de la inclinación y por tanto una subestimación de la paleolatitud. Aunque diferentes técnicas se han propuesto para calcular el factor del aplanamiento, estas requieren conjuntos de datos significativamente altos y procesos de laboratorio tediosos o sofisticados. Este trabajo propone calcular el factor de aplanamiento de la inclinación magnética mediante la combinación de técnicas rutinarias como la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) y el paleomagnetismo. Se reportan resultados de ASM en 63 muestras del Grupo Girón, como complemento para el cálculo de la corrección de la inclinación magnética para un total de 103 sitios en rocas del Triásico al Cenoico distribuidos en la Cordillera Oriental, Macizo de Santander y Catatumbo. Se aplicaron 4 filtros a los datos disponibles y se elaboraron 4 modelos *curve fit*. El valor medio del factor de aplanamiento calculado muestra un factor de $1,04 \pm 0,6$, sugiriendo que la inclinación magnética no ha sido afectada por aplanamiento y los valores de las paleolatitudes no varían significativamente. Un error tan alto se debe a que hay una mezcla de 2 grupos de datos, uno con inclinaciones someras y latitudes cercanas a su posición actual y otro con inclinaciones mayores y latitudes en el hemisferio sur. Por esto, se aplicó un filtro de inclinaciones muy altas y bajas, dejando las intermedias, obteniendo un nuevo factor de aplanamiento de $0,93 \pm 0,22$. El método de corrección usando el filtro de inclinaciones muy altas y bajas en datos de la Cordillera Oriental es efectivo para corregir inclinaciones intermedias-altas en rocas del Jurásico Inferior.

Palabras clave: Cordillera Oriental; Susceptibilidad magnética; Corrección; *Curve fit*; Paleolatitud.

Flattening factor estimation of the magnetic inclination and its implications in the Jurassic tectonic models in the NW margin of South America

Abstract

Paleogeographic reconstructions and tectonic models are complemented by paleomagnetism, since vertical axis rotations are calculated using magnetic declination, and paleolatitudes are derived from magnetic inclination. In siliciclastic rocks, the flattening process may cause inclination shallowing and, therefore, an underestimation of paleolatitudes. Different techniques have been proposed to calculate the flattening factor, however, some require massive databases and demanding or specialized laboratory processes. A less-used method that combines the Anisotropy of Magnetic Susceptibility and Paleomagnetism allows us to calculate the flattening factor. Results of Anisotropy of Magnetic Susceptibility in samples of the Girón Group and the results of inclination shallowing are reported for a total of 103 sites in rocks from the Triassic to the Cenozoic distributed in the Eastern Cordillera, Santander Massif and Catatumbo. Four filters were applied to the data set and four curve fit models were run, the mean flattening value calculated is 1.04 ± 0.6 , suggesting that the magnetic inclination has not been affected by inclination shallowing, therefore, the paleolatitude values do not vary significantly. However, such a high error is due to a mixture of two groups of data, one with shallow inclinations and latitudes close to its current position and another group with greater inclinations and latitudes in the southern hemisphere. Based on this premise, we applied a new filter of very high and shallow inclinations, leaving the intermediate ones, to obtain a flattening factor of 0.93 ± 0.22 . The correction method using the new filter in the Eastern Cordillera data set is effective in correcting medium to high inclinations in Lower Jurassic rocks.

Keywords: Eastern Cordillera; Magnetic susceptibility; Correction; Curve fit; Paleolatitude.

Introducción

Las reconstrucciones paleogeográficas y los modelos tectónicos utilizan técnicas como el paleomagnetismo, debido a que aporta información clave como rotaciones o variaciones latitudinales (Butler, 1992; Garcés *et al.*, 1996a). A su vez, el paleomagnetismo se basa en que el campo magnético terrestre es aproximado al dipolo axial geocéntrico, donde el campo es producido por un único dipolo magnético en el centro del planeta y alineado con su eje de rotación. Este modelo permite determinar, basado en los datos de inclinación magnética, los valores de latitud usando la relación $\tan I = 2 \tan A$ (Butler, 1992). Sin embargo, diferentes estudios paleomagnéticos han demostrado que el valor de la inclinación medida podría tener un aplanamiento por compactación de sedimentos (King, 1955; Deamer y Kodama, 1990; Kodama, 1997), y por tanto determinar este aplanamiento es necesario para validar las reconstrucciones paleomagnéticas y los modelos tectónicos (Kodama, 2012; Li y Kodama, 2016). El aplanamiento de la inclinación magnética es calculado usando la relación (King, 1955):

$$f = I_m / I_c \quad (1)$$

Donde f es el factor de aplanamiento, I_m es la inclinación medida e I_c es la inclinación corregida. El factor de aplanamiento f varía de 1,0 (sin aplanamiento) a 0

(aplanamiento máximo) (nótese que esto se cumple solo en los casos en que $I_m \leq I_c$).

Dado que las rocas ígneas no sufren compactación debido al enfriamiento o cementación rápida, un método simple para detectar la existencia del aplanamiento de la inclinación en rocas sedimentarias siliciclásticas consiste en comparar sus valores de inclinación con el valor medido en rocas ígneas (Kodama, 2012; Li y Kodama, 2016).

Existen diferentes aproximaciones para determinar la corrección de la inclinación (Kodama, 2012; Li y Kodama, 2016). Para Kodama (2012) al menos tres procedimientos son utilizados para determinar el factor de aplanamiento y corrección de la inclinación en rocas sedimentarias: Primero, el uso de la anisotropía de remanencia, la cual se usa como procedimiento para calcular el grado de aplanamiento y tiene influencia en el cálculo de paleolatitudes. En este caso la anisotropía de remanencia es función de la anisotropía magnética del grano individual (Kodama, 1997). Esta no es una técnica rutinaria y requiere un enfoque técnico específico para su medición, en el cual la anisotropía del grano individual debe ser determinada secando una mezcla de material magnético y epoxi, bajo un campo magnético entre 35 a 50 mT. Adicionalmente, el material disgregado es llevado al laboratorio de compactación (Kodama, 1997). Segundo, el método

Inclinación-Elongación (I-E) (Tauxe *et al.*, 2008), en el cual se calcula el aplanamiento basado en las direcciones magnéticas de periodos prolongados de tiempo, así como las direcciones causadas por la variación secular, por tanto, se requiere un número de datos de inclinación magnética superior a 100. Jiménez *et al.* (2021) sugieren que el método de I-E (Tauxe *et al.*, 2008), para un conjunto de datos de inclinación menor a 100, induce a sobreestimaciones en la corrección. Por esto, los autores proponen una corrección empírica basada en los valores de corrección promedios reportados en rocas sedimentarias y sugieren un valor de corrección 0,6 para datos en rocas sedimentarias del Grupo Girón en la Cordillera Oriental. Tercero, y de acuerdo con Garcés *et al.* (1996a), el factor de aplanamiento puede ser determinado usando valores de inclinación y el grado de anisotropía P', derivado del análisis de anisotropía de la susceptibilidad magnética; en este caso el valor de corrección es dependiente de la litología y su ambiente de depósito.

En el presente trabajo se pretende realizar el cálculo del aplanamiento de la inclinación magnética a partir del método descrito, utilizando un nuevo conjunto de datos de ASM y la disponibilidad de datos de inclinaciones y ASM reportadas en rocas del Triásico al Mioceno de la

Cordillera Oriental. El cálculo del aplanamiento de la inclinación magnética es útil para evaluar y ajustar los modelos tectónicos de la margen NW de Suramérica.

Paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética en la Cordillera Oriental

Los primeros trabajos de paleomagnetismo en los Andes del Norte están concentrados en el área de Bucaramanga, Macizo de Santander y Serranía de Perijá (Creer *et al.*, 1970; Hargraves *et al.*, 1984; Maze y Hargraves, 1984) (Figura 1). Los trabajos más recientes de paleomagnetismo se han enfocado en rocas del Jurásico, Cretácico y Cenozoico de la Cordillera Oriental (Bayona *et al.*, 2006; Jiménez *et al.*, 2014, 2015, 2021, 2022; García y Jiménez, 2016), Andes de Mérida (Castillo *et al.*, 1991) y Serranía de Perijá (Gose *et al.*, 2003; Nova *et al.*, 2012) (Figura 1). Con base en datos paleomagnéticos de unidades del Jurásico Inferior, sin considerar un posible aplanamiento de la inclinación, Bayona *et al.* (2006) sugieren una traslación de bloques desde latitudes del hemisferio sur ~10°S. Por otro lado, las rocas del Jurásico Superior a Cretácico Inferior estarían localizadas en latitudes cercanas al ecuador (Bayona *et al.*, 2006). Bayona *et al.* (2006) reportan rotaciones antihorarias mayores a 90° relacionadas con la Falla de Bucaramanga.

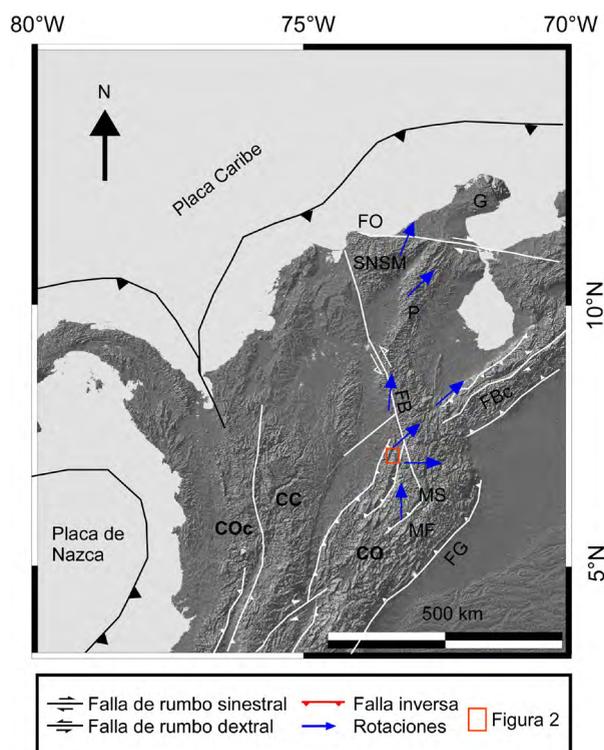


Figura 1. Mapa con las principales estructuras y límites estructurales de la Cordillera Oriental (CO), Macizo de Santander (MS), Andes de Mérida, Perijá (P) y Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM). El recuadro rojo enmarca la localización de la sección estratigráfica del Grupo Girón (Figura 2).

Con base en un estudio magnetoestratigráfico, Jiménez *et al.* (2021) siguen la nomenclatura estratigráfica de Etayo-Serna (1989) en una sección del Grupo Girón en el Anticlinorio de Los Yariguíes, y sugieren una edad para el Grupo Girón entre Kimmeridgiano y Valanginiano. Con base en un factor de corrección de 0,6, Jiménez *et al.* (2021, 2022) sugieren que las rocas del Jurásico Superior han tenido una posición cercana a la posición actual $\sim 7^\circ$ y reportan rotaciones horarias de $\sim 50^\circ$, relacionadas a fallas transversales NE. Basado en datos paleomagnéticos y anisotropía de la susceptibilidad magnética, Jiménez *et al.* (2014) sugieren que la Cordillera Oriental es un orógeno primario que no ha experimentado rotaciones significativas y que es producto de la partición de la deformación, con desplazamientos de rumbo dextral en la zona axial y cizalla pura en los flancos. En el eje de la Cordillera Oriental, García y Jiménez (2016) reportan rotaciones horarias y antihorarias de magnitud moderada asociadas a desplazamientos de rumbo.

Las lineaciones magnéticas inclinadas reportadas en la Cordillera Oriental son el resultado de la deformación no coaxial que ha experimentado la Cordillera (Jiménez *et al.*, 2014). García y Jiménez (2016) reportan lineaciones magnéticas paralelas a la tendencia estructural de la Cordillera Oriental y la preservación de fábricas sedimentarias.

Sin evaluar el posible aplanamiento de la inclinación, los trabajos paleomagnéticos en la Serranía de Perijá (Gose *et al.*, 2003; Nova *et al.*, 2012) y en los Andes de Mérida (Castillo *et al.*, 1991) proponen que las rocas del Jurásico Medio al Cretácico Inferior no han sufrido un movimiento latitudinal significativo. En la Serranía de Perijá se reportan rotaciones horarias cercanas $\sim 50^\circ$ (Gose *et al.*, 2003; Nova *et al.*, 2012).

Respecto a la mineralogía magnética, con base en experimentos de magnetismo remanente isothermal (IRM), el IRM y su desmagnetización progresiva o las curvas termomagnéticas, los trabajos reportados en la Cordillera Oriental (Bayona *et al.*, 2006; Jiménez *et al.*, 2014, 2015, 2021, 2022; García y Jiménez, 2016; Jiménez y García, 2023), los Andes de Mérida (Castillo *et al.*, 1991) y la Serranía de Perijá (Gose *et al.*, 2003; Nova *et al.*, 2012) reportan la presencia de hematita como principal portador del magnetismo remanente natural. Los valores bajos de susceptibilidad ($< 200 \times 10^{-6}$ SI) sugieren un aporte de minerales paramagnéticos contenidos en la matriz arcillosa (Jiménez *et al.*, 2014, 2022).

Metodología

Anisotropía de la susceptibilidad magnética

El comportamiento magnético de una roca está condicionado por su mineralogía y por el campo magnético terrestre. En un cuerpo rocoso, la sensibilidad a la magnetización está definida por una constante adimensional llamada susceptibilidad magnética (X):

$$X = M/H \quad (2)$$

Donde M es la magnetización de la muestra y H , el campo magnético aplicado. La susceptibilidad magnética (X) será positiva si la mineralogía dominante es ferromagnética (*s.l*) y paramagnética, o será negativa si la mineralogía dominante es diamagnética. En un volumen de roca, las direcciones preferenciales de una propiedad física en 3 ejes determinan una fábrica o anisotropía (Tarling y Hrouda, 1993).

De acuerdo con Caballero (2011), una fábrica o una anisotropía de una roca es un arreglo espacial de sus constituyentes y determina la distribución de sus propiedades físicas (*e.g.* susceptibilidad magnética). Por tanto, existen diferentes tipos de anisotropías que se originan en una roca debido a la orientación preferencial de sus elementos o constituyentes. En el caso de una roca sedimentaria, el arreglo interno de sus constituyentes estará principalmente asociado a procesos de sedimentación, y la fábrica será primaria o sedimentaria. Si la orientación preferencial está afectada por procesos de deformación, la fábrica será tectónica y definida por lineaciones o foliaciones; si la fábrica está definida por los constituyentes ferromagnéticos (*s.l*), será una fábrica de remanencia (Tarling y Hrouda, 1993; Caballero, 2011).

Según Tarling y Hrouda (1993), la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) puede ser definida como un tensor simétrico de segundo orden, cuya magnitud y orientación de sus ejes principales están definidas por K_1 , K_2 y K_3 ($K_1 > K_2 > K_3$). La ASM será gráficamente representada por un elipsoide, donde $K_1 = K_{\max}$, $K_2 = K_{\text{int}}$ y $K_3 = K_{\min}$ (Hrouda, 1982; Borradaile, 1988). Los resultados son usualmente procesados usando el *software* libre Anisoft de AGICO, donde se obtienen la orientación y la magnitud de los tres ejes principales del elipsoide de ASM, y con los cuales se obtienen diferentes parámetros con sentido geológico (Jelinek, 1981; Tarling y Hrouda, 1993). Los principales parámetros son: valor medio de la susceptibilidad, $K_m =$

$(K_1 + K_2 + K_3) / 3$ (SI). El eje máximo (K_1) y el eje mínimo (K_3) del elipsoide de la ASM que corresponden a la lineación magnética y el polo de la estratificación, respectivamente. El parámetro de forma del elipsoide de la ASM (T). $T = 2(\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)$; si $T > 0$, el elipsoide es oblatado y si $T < 0$, el elipsoide es prolado. El grado de anisotropía del elipsoide de ASM (P'). $P' = \exp [2[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]]^{1/2}$. Finalmente, la lineación magnética (L) es definida por la relación $L = K_1/K_2$, y la foliación magnética (F) es definida como $F = K_2/K_3$.

Cálculo de aplanamiento y corrección de la inclinación magnética

La relación entre la sedimentación, direcciones de remanencia magnética y fábricas magnéticas ha sido estudiada por diferentes autores (Hrouda, 1982; Jackson *et al.*, 1991; Kodama, 1997, 2009, 2012; Tan y Kodama, 2002; Gilder *et al.*, 2003). Debido a que el aspecto más complicado en la corrección de la inclinación por aplanamiento en rocas hematíticas es la determinación de la anisotropía de la partícula individual, Kodama (2009) sugiere usar valores cercanos a 1,4-1,45 para evitar las complejidades de las mediciones. Según Gilder *et al.* (2003), la compactación induce al aplanamiento de la inclinación y podría causar que el grado de anisotropía (P') se incremente, por tanto, la fábrica oblatada ($T > 0$) tendría más aplanamiento que la fábrica prolada ($T < 0$). Según Garcés *et al.* (1996b), la fábrica magnética dominada por minerales paramagnéticos se correlaciona con el aplanamiento de la inclinación según el tipo de roca determinado. Garcés *et al.* (1996a) sugiere que las aproximaciones teóricas (Jackson *et al.*, 1991) no pueden ser aplicadas a sedimentos naturales, aunque podrían ser aplicados solo con una simplificación, como lo sugieren Collombat *et al.* (1993), en sedimentos marinos. En los dos casos teórico (Jackson *et al.*, 1991) y aplicado (Collombat *et al.*, 1993), el factor de aplanamiento f es determinado por la relación entre la dirección paleomagnética y la anisotropía de remanencia.

Para Garcés *et al.* (1996a), una misma correlación se puede lograr usando la anisotropía de la susceptibilidad magnética, ya que se estaría midiendo los mismos parámetros. Esta aproximación podría ser viable si todos los constituyentes magnéticos formaran una misma fábrica magnética. García-Lasanta *et al.* (2015) muestran que a baja temperatura y a temperatura ambiente la fábrica magnética no varía considerablemente, ya que los filosilicatos y la hematita tienen una anisotropía de susceptibilidad magnética muy oblatada, como lo sugieren Martín-Hernández y Hirt (2003).

De acuerdo con Garcés *et al.* (1996a), una medida del alineamiento de las partículas en los sedimentos puede ser determinada usando los parámetros de grado de anisotropía P' y el parámetro de forma T , teniendo en cuenta que cada facies tendrá un rango de P' o T particular, es decir, cada litología tendrá un elipsoide particular. La inclinación tiene una fuerte relación con el elipsoide de ASM, y se infiere una correlación lineal positiva entre el $\ln(P')$ y $\ln(\tan(I))$.

La metodología utilizada por Garcés *et al.* (1996a) se basa en la definición del factor de aplanamiento como $(ASM_z/ASM_x)^b$, de acuerdo con Collombat *et al.* (1993), y asume que el eje de mínima susceptibilidad de los elipsoides ASM (K_3) es perpendicular a la estratificación, entonces:

$$\ln(\tan(I_m)) = (-b * \ln(P')) + \ln(\tan(I_c)) \quad (3)$$

Donde I_m es la inclinación medida, I_c es la inclinación corregida, P' es el grado de anisotropía y b es una constante. La misma ecuación puede escribirse como:

$$Y = b * X + a \quad (4)$$

Donde $Y = \ln(\tan(I_m))$, $X = -\ln(P')$ y $a = \ln(\tan(I_c))$. Esta ecuación se ajusta a la media estimada del grado de anisotropía y a la inclinación medida en cada muestra/sitio para obtener los valores de a y b . Si se asume el caso de una roca perfectamente isotrópica con un $P' = 1$, no se presentaría un error en la inclinación, por lo que:

$$\ln(\tan(I_m)) = \ln(\tan(I_c)) = a \quad (5)$$

Siendo posible obtener la inclinación corregida (Garcés *et al.*, 1996a). El ajuste de la ecuación se realiza mediante la librería *scipy* de Python, específicamente con la herramienta *curve fit* (*scipy.optimize.curve_fit* — SciPy v1.7.1 Manual), la cual permite obtener los parámetros a y b a partir del ajuste de la ecuación 4 y de los datos requeridos (P' e I_m).

Distribución de datos de paleomagnetismo y susceptibilidad magnética en la Cordillera Oriental

En los estudios de paleomagnetismo y anisotropía de la susceptibilidad magnética en rocas detríticas en la Cordillera Oriental (Figura 1), el muestreo se realiza en lodolitas y areniscas de grano fino, por tanto, el aporte a la susceptibilidad magnética será en su mayoría por minerales paramagnéticos como arcillas y filosilicatos (Jiménez *et al.*, 2014, 2022). En

la Cordillera Oriental se dispone de un conjunto de datos de declinación (D) e inclinación (I) magnética y datos del grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética, distribuidos en unidades sedimentarias del Triásico-Jurásico al Cretácico Inferior (Jiménez *et al.*, 2014, 2022) y del Cretácico Inferior al Mioceno (Jiménez *et al.*, 2014; García y Jiménez, 2016) (Figura 1, Tabla Suplementaria 1 y Tabla Suplementaria 2). Otro conjunto de datos disponibles de declinación e

inclinación magnética corresponde a los reportados por Jiménez *et al.* (2021), correspondientes a la sección estratigráfica del Grupo Girón, que corresponde a 199 especímenes con datos (Figura 2, Tabla Suplementaria 1). En la misma sección se dispone de un nuevo conjunto de datos de anisotropía de la susceptibilidad magnética para un número representativo de 63 muestras (Figura 1 y Tabla 1).

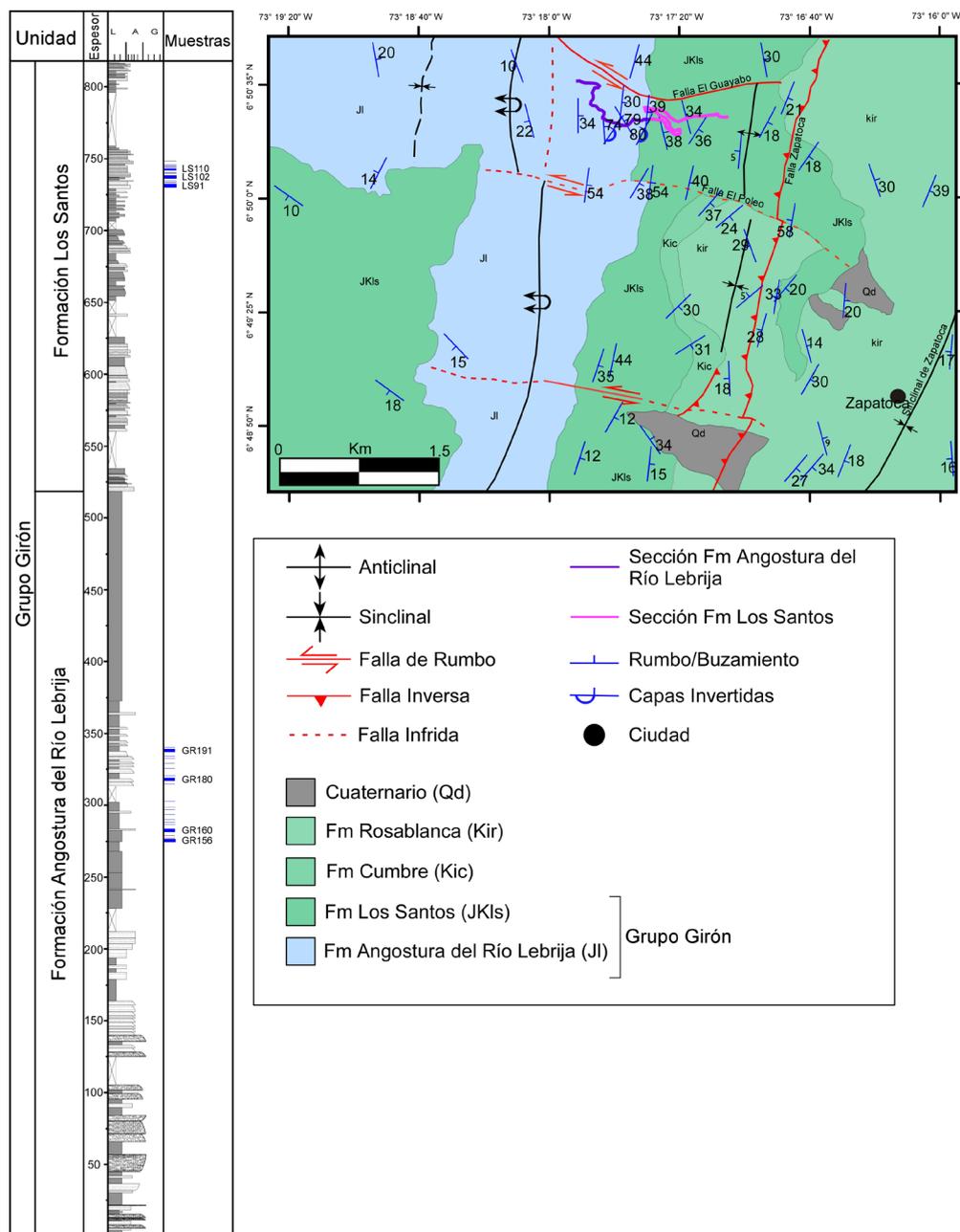


Figura 2. Mapa geológico en una zona del flanco oriental del Anticlinorio de Los Yariquies y localización de la columna estratigráfica del Grupo Girón. Columna estratigráfica generalizada con la ubicación de las 63 muestras analizadas para anisotropía de la susceptibilidad magnética. Modificado de Jiménez *et al.* (2021).

Tabla 1. Resultados de anisotropía de la susceptibilidad magnética en 63 muestras del Grupo Girón medidas en este trabajo. K_m es la susceptibilidad media; L = lineación magnética; F = foliación magnética; P' = grado de anisotropía corregido; T = parámetro de forma.

Sitio	Formación	Coordenadas WGS84		Edad	Buz (°)	K_m ($\times 10^{-6}$)	K_1		K_2		K_3		L	F	P'	T
		Latitud (°Norte)	Longitud (°Oeste)				D (°)	I (°)	D (°)	I (°)	D (°)	I (°)				
LS-120					310/74	126,9	45,4	29,7	146,1	18,1	263,1	54,2	1,0027	1,0242	1,0270	0,7942
LS-119					310/74	112,1	67,6	24,2	164,5	15	283,5	61	1,004	1,017	1,021	0,5997
LS-118					310/74	106,4	49,2	15,2	147,2	27,3	293,2	58,1	1,0274	1,0092	1,0369	-0,4950
LS-117					310/74	91,48	246,5	10,7	340,1	18,6	128,0	68,4	1,0163	1,0043	1,0207	-0,5762
LS-116					310/74	76,65	344,1	55,8	79,7	3,8	172,3	34,0	1,0840	1,1551	1,2521	0,2822
LS-115					310/74	93,2	219,4	5,1	127,7	18,2	324,4	71,1	1,005	1,012	1,017	0,4001
LS-114					310/74	96,6	27,9	16,6	123,1	16,7	255,6	66,1	1,006	1,009	1,015	0,1714
LS-113					*295/70	111,8	334,1	26,9	72,1	15,3	188,5	58,4	1,010	1,043	1,054	0,6113
LS-112					*295/70	80,7	47,4	9,8	141,5	22,2	295,2	65,5	1,003	1,008	1,011	0,445
LS-111					*295/70	121,3	60	22,9	160,2	22,8	290	56,7	1,004	1,008	1,012	0,3826
LS-110					*295/70	116,3	29,6	21	121,9	5,9	226,8	68,1	1,005	1,013	1,018	0,4173
LS-109					*295/70	99,7	28	22,8	297,5	1,1	204,9	67,2	1,005	1,008	1,012	0,2788
LS-108					*295/70	85,39	70,8	37,9	337,1	4,7	241,2	51,7	1,0015	1,0154	1,0169	0,8253
LS-107	Los Santos	6,84050	73,28489	Jurásico Tardío-Cretácico Temprano	*295/70	120,6	74	40,8	312,2	31,5	198,5	33,3	1,105	1,256	1,389	0,3902
LS-106					*295/70	70,9	35,1	51,1	128,4	2,6	220,4	38,8	1,040	1,084	1,127	0,3464
LS-105					*294/72	21,68	5,6	10,9	113,5	58,0	269,3	29,6	1,0048	1,0179	1,0229	0,5741
LS-104					*294/72	34,96	59,4	23,5	309,4	38,1	173,1	42,7	1,0073	1,0784	1,0863	0,8250
LS-103					*294/72	29,9	111,1	13,1	2,5	53,9	209,8	33	1,073	1,172	1,258	0,3833
LS-102					*294/72	16,4	64,9	39,7	323,2	13,8	218	47	1,013	1,010	1,022	-0,1498
LS-100					*294/72	110,3	31,4	28,3	131,8	18,5	250,6	55,2	1,007	1,005	1,012	-0,1035
LS-98					95/46	86,4	27,4	37,4	152,6	37	269,8	31,2	1,005	1,005	1,011	-0,0101
LS-97					95/46	78,83	47,1	26,0	155,4	32,7	286,8	45,9	1,0090	1,0059	1,0149	-0,2086
LS-96					95/46	102,5	42,9	29,6	164,4	42,6	291,1	33,1	1,012	1,003	1,015	-0,5953
LS-95	95/46	69,3	22,5	38,8	137	27,2	251,7	39,1	1,007	1,010	1,016	0,1987				
LS-93	95/46	87,8	342,7	2,8	76	49,5	250,3	40,3	1,017	1,020	1,038	0,0741				
LS-92	95/46	86,2	33,6	34	138,2	20,5	253,5	48,7	1,007	1,034	1,041	0,6346				
LS-91	80/70	76,8	8,7	16,5	112,1	38	260	47,3	1,010	1,024	1,034	0,3994				
LS-90	80/70	60,99	359,4	17,3	139,6	67,9	265,1	13,3	1,0097	1,0113	1,0211	0,0727				
LS-89	119/44	90,5	1,6	14,3	119,4	61,3	264,9	24,3	1,006	1,011	1,017	0,2682				

Sitio	Formación	Coordenadas WGS84		Edad	Buz (°)	$K_m (\times 10^{-6})$	K_1		K_2		K_3		L	F	P'	T
		Latitud (°Norte)	Longitud (°Oeste)				D (°)	I (°)	D (°)	I (°)	D (°)	I (°)				
GR-192					95/63	57,5	159,7	51,3	14,4	33,4	272,5	17,3	1,0046	1,0298	1,035	0,727
GR-191					95/63	89,7	164,4	21,6	20,8	63,8	260,1	14,1	1,0032	1,0234	1,027	0,759
GR-189					95/63	86,4	153,8	22,8	31,3	52	257	28,6	1,0032	1,0192	1,022	0,712
GR-188					95/63	39,1	183,9	22,7	19,6	66,6	276,3	5,7	1,0105	1,0358	1,047	0,543
GR-187					95/63	57,68	194,3	21,1	96,9	18,6	329,0	61,3	1,0048	1,0931	1,0983	0,8972
GR-186					95/63	56,5	180,3	21,4	73,5	36,5	294,1	45,7	1,005	1,0069	1,012	0,155
GR-185					95/63	31,84	182,4	36,4	59,1	36,7	300,5	32,6	1,0028	1,0096	1,0125	0,5434
GR-184					95/63	44,3	260,5	74,4	31	10,3	123,2	11,6	1,0029	1,0068	1,01	0,394
GR-183					95/63	124,7	355,2	37,7	162,1	51,6	260,2	6,4	1,0028	1,0181	1,0210	0,7276
GR-182					95/63	84,08	345,0	37,8	244,3	13,4	138,3	49,0	1,0057	1,0079	1,0137	0,1607
GR-181					97/65	47,1	347,2	8,5	92,3	60,1	252,5	28,4	1,0144	1,0092	1,024	-0,221
GR-180					97/65	62,8	171,5	2,3	76,8	64,6	262,6	25,3	1,004	1,0115	1,016	0,48
GR-179					97/65	49,79	174,5	15,8	75,3	29,6	289,0	55,7	1,0111	1,0091	1,0203	-0,0946
GR-178					97/65	41,5	159,5	48,7	4,5	38,5	264,2	12,6	1,0079	1,023	1,024	0,488
GR-177					97/65	54,38	165,5	20,7	46,4	52,1	268,2	30,2	1,0048	1,0156	1,0204	0,5300
GR-175					97/65	54,6	170,1	4,9	76,4	36,3	266,6	53,2	1,0349	1,1381	1,1778	0,5811
GR-174	Angostura del Río Lebrija	6,84347	73,2982	Jurásico Tardío	97/65	43,51	103,7	33,9	9,4	6,4	270,0	55,3	1,0114	1,0033	1,0147	-0,5544
GR-173					95/74	38,85	116,0	38,1	15,9	12,7	270,8	49,1	1,0227	1,0108	1,0337	-0,3511
GR-171					95/74	47,1	36,7	48,9	129,8	2,7	222,2	41	1,0107	1,0047	1,015	-0,388
GR-170					95/74	43,69	45,1	28,6	284,7	42,8	156,5	33,7	1,0219	1,0347	1,0574	0,2222
GR-169					95/74	52,9	46,5	32,4	303,5	19,6	187,6	50,8	1,0164	1,012	1,029	-0,152
GR-168					95/77	86,3	184,5	15,5	49,6	68,6	278,6	14,4	1,005	1,0082	1,013	0,238
GR-167					95/74	61,43	17,5	44,0	173,1	43,3	275,2	12,5	1,0048	1,0153	1,0201	0,5241
GR-166					91/77	145,9	8,7	13,1	129,1	65,2	273,7	20,6	1,0154	1,0234	1,039	0,205
GR-165					91/77	133,8	198,7	0,3	291,0	83,2	108,7	6,8	1,0133	1,0501	1,0640	0,5751
GR-164					91/77	47,27	350,6	30,3	155,6	58,9	256,7	6,6	1,0060	1,0282	1,0343	0,6478
GR-164					91/77	44,7	55,3	37,6	313,7	14,7	206,4	48,6	1,0434	1,0345	1,079	-0,112
GR-163					91/77	55	11,7	44,2	278	3,9	184	45,5	1,0382	1,1088	1,151	0,468
GR-162					91/77	63,7	163,1	37,6	55,8	21,1	303,2	44,9	1,0036	1,0229	1,027	0,725
GR-160					91/77	53	273,5	27,1	30,3	41,3	161,1	36,6	1,0155	1,0297	1,046	0,312
GR-159					91/77	52,15	252,9	46,3	31,9	35,8	138,5	21,6	1,0134	1,1099	1,1247	0,7736
GR-158					98/80	86,4	281,3	32,9	53	45,8	173	25,9	1,0153	1,1261	1,1433	0,773
GR-157					98/80	76,6	19,7	63	224,4	24,8	129,8	9,9	1,0135	1,0069	1,0205	-0,318
GR-156					98/80	82,1	338,5	63,4	69	0,2	159,1	26,6	1,0217	1,0168	1,0389	-0,127

Resultados

Anisotropía de la susceptibilidad magnética para el Grupo Girón en la sección de la Cuchilla del Ramo

Se colectaron 63 muestras de lodolitas y areniscas de grano fino del Grupo Girón (Tabla 1) con un taladro portátil a gas y enfriado por agua. Los núcleos fueron orientados *in situ* mediante una brújula magnética corregida (-7° según el Centro Nacional de Datos Geofísicos, utilizando el Modelo Internacional de Campo Geomagnético (IGFM); <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>). Los núcleos fueron cortados en muestras estándar de aproximadamente 2,2 cm de longitud y 2,4 cm de diámetro. La medición de la anisotropía de campo bajo se realizó en un Kappabridge multifunción (MFK1-FA, AGICO), utilizando una matriz de 3 posiciones para cada núcleo. El tensor y los parámetros ASM se calcularon a partir de las estadísticas de Jelinek (1978) y fueron procesados en el *software* libre Anisoft 5.0 usando una proyección

del hemisferio inferior, mostrando la orientación de los ejes K_1 , K_2 y K_3 (Figura 3).

La susceptibilidad magnética es baja con una susceptibilidad media (K_m) de $73,9 \times 10^{-6}$ [SI] (Figura 3), lo cual sugiere que la susceptibilidad magnética está dominada por minerales paramagnéticos y que es posible realizar una interpretación basada en la orientación preferencial de los minerales (Rochette, 1987; Rochette *et al.*, 1992; Parés y van der Pluijm, 2002). El elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética muestra un parámetro de forma T promedio de 0,054 y un grado de anisotropía P' promedio de 1,025. La lineación magnética L y la foliación magnética F promedio son 1,012 y 1,013, respectivamente (Figura 3). El eje K_3 del elipsoide tiende a ubicarse alrededor del polo de la estratificación, lo que sugiere que la forma del elipsoide en general es oblada y conserva su fábrica sedimentaria (Figura 3).

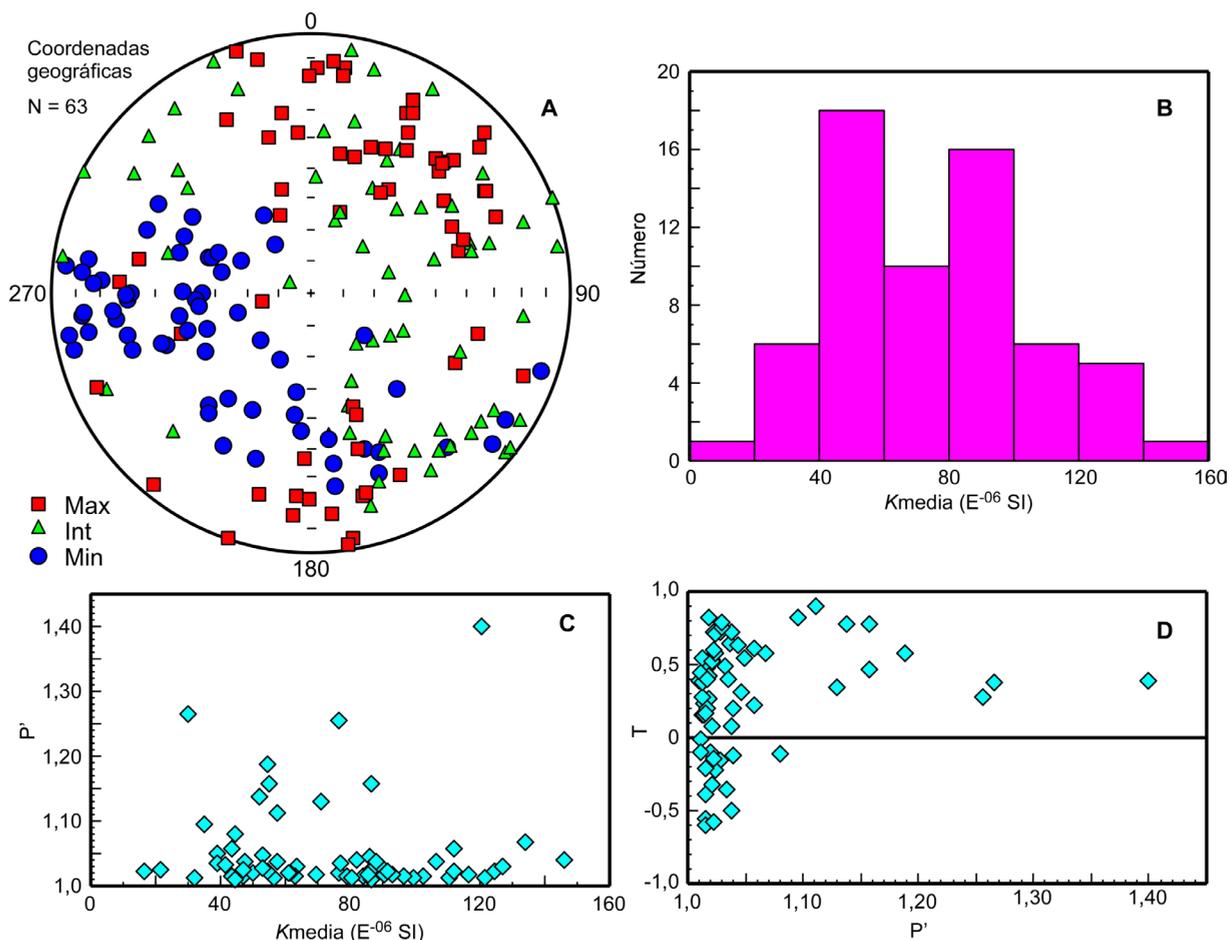


Figura 3. A. Proyección estereográfica (equal-área) del elipsoide de la anisotropía de susceptibilidad magnética. B. Histograma de distribución de la susceptibilidad media (K_m). C. Relación entre el grado de anisotropía (P') y la susceptibilidad media (K_m). D. Relación entre el parámetro de forma y el grado de anisotropía (P').

Cálculo del factor de aplanamiento en el modelo de referencia

La aplicación del método utilizado por [Garcés et al. \(1996a\)](#) se basa la ecuación 3, por lo que el primer paso consiste en el cálculo de la tangente de la I_m y del inverso del grado de anisotropía. Estas son las dos variables de ingreso al modelo *curve-fit*, que utiliza mínimos cuadrados no lineales para ajustar estos datos a una función dada, que en este caso es el despeje de la tangente de la inclinación medida a partir de las ecuaciones 3 y 4:

$$\tan(I_m) = e^{(-b \cdot \ln(P') + a)} \quad (6)$$

Así, usando $1/P'$ como X , $\tan(I_m)$ como Y , y (6) como la función de ajuste, *curve-fit* da como resultado los valores óptimos para los parámetros a y b de tal forma que la suma de los valores residuales es minimizada.

A partir de a y b es posible calcular una $\tan(I_m)$ modelada para todas las muestras. De la misma forma a es utilizado para calcular la inclinación corregida (I_c) y usando este valor junto con la inclinación medida de cada muestra es posible calcular el factor de aplanamiento (f) a partir de la fórmula:

$$\tan(I_c) = \tan(I_m) / f \quad (7)$$

Donde I_c es la inclinación corregida, e I_m es la inclinación medida o I_{DRM} . Al obtener un f para cada una de las muestras que quedaron después del filtrado, se da como resultado el promedio de todos los valores de f obtenidos para cada set de datos.

El modelo de referencia corresponde a los datos reportados por [Garcés et al. \(1996a\)](#), que está basado en 11 datos, de los cuales 3 se caracterizan por un alto grado de anisotropía ($>1,1$), por lo que se descartan ([Figura 4](#)). Al aplicar *curve fit* se obtuvo un ajuste con $R^2 = 0,9224$, $a = 0,55$ y $b = 25,52$ y una I_c de $60,06^\circ$, que, al ser comparado con el valor de I_c de 60° reportado por [Garcés et al. \(1996a\)](#), indica que la herramienta *curve fit* funciona correctamente ([Figura 4](#)).

4.3 Filtro de datos

Con el fin de unificar los conjuntos de datos por analizar, se realizó un filtro a los datos reportados en la Cordillera Oriental, Catatumbo, Perijá y Sierra Nevada de Santa Marta (Tabla Suplementaria 1 y Tabla Suplementaria 2). El filtro utilizado depende de los valores del grado de anisotropía P' , inclinación $< |20^\circ|$, aplanamiento $< |15^\circ|$ y $a95 < 20^\circ$. El filtro permite utilizar únicamente datos con información de anisotropía de susceptibilidad magnética, por tanto, datos reportados en la Cordillera Oriental, Perijá, Santa Marta ([Bayona et al., 2006, 2010; Nova et al., 2012](#)) no pueden incluirse en el modelo. De los 103 datos originales reportados por [Jiménez et al. \(2014, 2021, 2022\)](#) y [García y Jiménez \(2016\)](#), 68 datos pasaron los 4 filtros, 14 corresponden a sitios de unidades del Triásico-Jurásico Inferior, 43 corresponden al Jurásico Medio-Cretácico Inferior y 11 sitios corresponden a rocas del Cretácico-Cenozoico ([Tabla 2](#)).

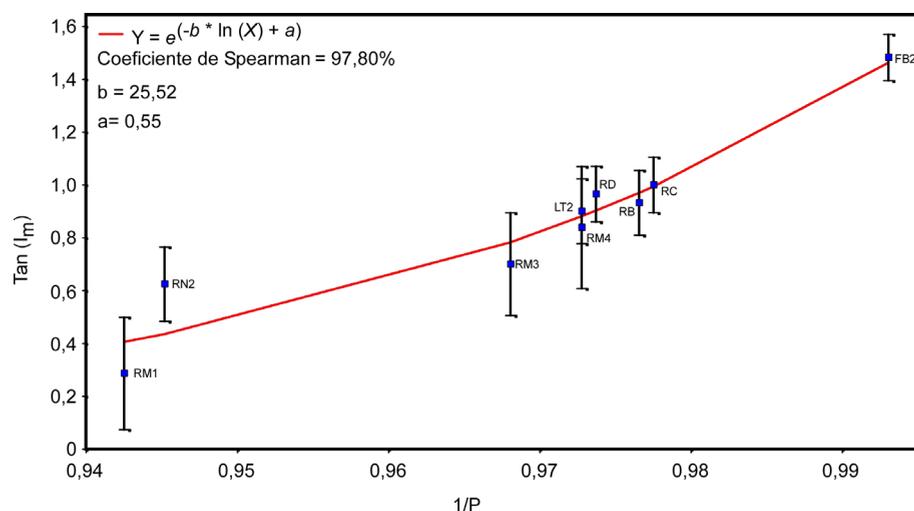


Figura 4. Ajuste y correlación usando *curve fit* para el conjunto de datos reportados por [Garcés et al. \(1996a\)](#) según la ecuación y filtrando según los criterios descritos.

Tabla 2. Conjunto de datos utilizados para el modelamiento *curve fit*. Para el modelo se utilizaron los sitios con datos de inclinación (I_m) y el grado de anisotropía (P'). * indica capas volcadas.

Sitio	Formación	Coordenadas WGS84		Edad	Fuente	Rumbo/ Buz (°)	Tilt Correct		P'
		Latitud (° Norte)	Longitud (° Oeste)				D (°)	I_m (°)	
M04	Tilatá	5,530168	73,342689	Mioceno	Jiménez <i>et al.</i> , 2014	38/26	352,5	5,7	1,019
CP03		5,1629	73,9972		García y Jiménez, 2016	202/62	5,3	10	1,044
CP04		5,1667	74,0000			*241/75	202,3	16,1	1,024
P20	Guaduas	4,516292	74,146646	Maastrichtiano- Paleoceno		*104/118	18,2	10,6	1,036
P131		5,559983	73,366118		Jiménez <i>et al.</i> , 2014	106/21	12,7	-0,9	1,031
P139		5,621390	72,99559			267/53	176,9	6,8	1,023
C07	Chipaqué	5,2201	74,0190	Santoniano	García y Jiménez, 2016	349/22	192,6	4,7	1,041
C14	Rosa Blanca	5,901171	73,334881	Cretácico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2014	73/4	165,1	-6,6	1,02
C122		6,021040	72,957035	Cretácico	Jiménez <i>et al.</i> , 2014	300/25	3,9	-6,6	1,023
C123	San Gil	6,021034	72,957042	Temprano		300/25	347,7	-3,3	1,051
LS-119		6,840503	73,28489			310/74	218,2	-0,1	1,021
LS-115		6,840503	73,28489			310/74	181,6	-17	1,017
LS-114		6,840503	73,28489			310/74	48,4	-3,5	1,015
LS-113		6,840503	73,28489			*295/70	54,6	10,6	1,054
LS-112		6,840503	73,28489			*295/70	43,4	10,4	1,011
LS-111		6,840503	73,28489			*295/70	53,9	3,7	1,012
LS-110		6,840503	73,28489			*295/70	192,5	-8,3	1,018
LS-109		6,840503	73,28489	Jurásico Tardío- Cretácico	Jiménez <i>et al.</i> , 2021	*295/70	198,5	-5,9	1,012
LS-102	Los Santos	6,840503	73,28489	Temprano		*294/72	195,6	-10,7	1,022
LS-100		6,840503	73,28489			*294/72	50	14,4	1,012
LS-98		6,840503	73,28489			95/46	69,9	14,5	1,011
LS-96		6,840503	73,28489			95/46	38	-3,1	1,015
LS-95		6,840503	73,28489			95/46	43,7	6,5	1,016
LS-93		6,840503	73,28489			95/46	67,5	9,9	1,038
LS-92		6,840503	73,28489			95/46	68,4	-0,6	1,041
LS-91		6,840503	73,28489			80/70	61,9	10,7	1,034
GR-192		6,84347	73,2982			95/63	210,7	-4,8	1,035
GR-191		6,84347	73,2982			95/63	29,6	-10,6	1,027
GR-189		6,84347	73,2982			95/63	187,8	4,1	1,022
GR-188		6,84347	73,2982			95/63	209,8	-4,5	1,047
GR-186		6,84347	73,2982			95/63	7,4	-9,3	1,012
GR-184		6,84347	73,2982			95/63	191,4	45,9	1,01
GR-181		6,84347	73,2982			97/65	55,3	31,2	1,024
GR-180	Angostura del Río Lebrija	6,84347	73,2982	Jurásico Tardío	Jiménez <i>et al.</i> , 2021	97/65	43,9	2,8	1,016
GR-178		6,84347	73,2982			97/65	228,8	-7,2	1,024
GR-168		6,84347	73,2982			95/77	26,3	-6,2	1,013
GR-166		6,84347	73,2982			91/77	15,7	-16	1,039
GR-164		6,84347	73,2982			91/77	42	-14,8	1,079
GR-162		6,84347	73,2982			91/77	22,9	17,1	1,027
GR-160		6,84347	73,2982			91/77	36,9	-2,4	1,046
GR-157		6,84347	73,2982			98/80	48,3	7,1	1,0205
GR-156		6,84347	73,2982			98/80	39,3	0,5	1,0389

Continuación Tabla 2.

Sitio	Formación	Coordenadas WGS84		Edad	Fuente	Rumbo/ Buz (°)	Tilt Correct		P'
		Latitud (° Norte)	Longitud (° Oeste)				D (°)	I _m (°)	
S1		7,10777	72,97111			350/10	325,7	14,8	1,014
S2		7,10777	72,97501			270/24	324,3	5,1	1,024
S3		7,10833	72,97805			285/18	335,8	2,5	1,013
G5		7,15683	73,1283			67/38	40,5	1,5	1,025
Zg1	Grupo Girón	6,8982	73,1816	Jurásico Tardío- Cretácico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	358/41	43	15,2	1,024
Zg2		6,89972	73,18861			344/51	30,2	8	1,02
Zg3		6,89666	73,19138			346/28	12,8	-10,7	1,032
Zg4		6,89457	73,21051			326/36	185,6	-0,5	1,039
Zls		6,88805	73,22055			320/14	4,7	15,4	1,054
JD		7,29981	73,02225			136/47	48,4	1	1,02
MJ2		7,27621	73,0621			98/50	156,1	6,2	1,01
SJ12		6,87437	73,11499			192/16	243,6	4,2	1,014
SJ13		6,86509	73,10362			181/13	252,4	-11,7	1,022
SJ15*	Jordán	6,8596	73,09827	Jurásico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	256/9	251,2	-1,8	1,043
AJ17		6,71388	73,06406			343/12	251	11,7	1,024
PJ7		6,98471	73,0547			317/37	16,3	-13,4	1,016
B1		7,18657	73,151			111/26	3,2	0,8	1,012
B3		7,1933	73,1539			166/12	16,7	14,1	1,019
N2		8,25255	73,45274			258/58	180	5,1	1,013
N3	Noreán	8,25139	73,46741	Jurásico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	113/85	15,4	14	1,021
N4		8,21847	73,4691			262/85	353,5	-5,5	1,026
AR18		5,97306	73,21021			280/71	353,5	10,7	1,016
AR22	La Rusia	5,90295	73,07212	Jurásico Medio- Tardío	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	280/36	31,6	0,1	1,017
AR25		5,90586	73,2497			311/38	207,5	3	1,036
AM21	Montebel	5,93843	73,11099	Triásico- Jurásico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	323/38	184,1	-12,2	1,034
AP27	Palermo	5,90149	73,21735	Triásico- Jurásico Temprano	Jiménez <i>et al.</i> , 2022	295/23	48	0,5	1,054

Modelo curve fit para el Triásico-Jurásico Inferior:

los 14 sitios de las unidades del Triásico-Jurásico Inferior corresponden a las unidades Montebel en el Anticlinorio de Arcabuco (1 sitio), la Formación Noreán en el flanco oeste del Macizo de Santander (1 sitio) y la Formación Jordán en los bloques colgante y yacente de la Falla de Bucaramanga (Figura 5, Tabla 2). Con base en este conjunto de datos, el modelo *curve fit* deriva un factor de aplanamiento de $0,79 \pm 0,56$.

Modelo curve fit para el Jurásico Medio-Cretácico Inferior:

los 43 sitios de las unidades del Jurásico Medio-Cretácico Inferior corresponden a las unidades La Rusia en el Anticlinorio de Arcabuco (3 sitios) y el Grupo Girón en el Macizo de Santander (3 sitios), bloque yacente de la Falla de Bucaramanga (1 sitio) y en el Anticlinorio de los Yariquíes (37 sitios) (Figura 6, Tabla 2). Con base en este conjunto de datos el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de $1,14 \pm 0,78$.

Modelo curve fit para el Cretácico-Cenozoico: los 11 sitios de las unidades del Cretácico al Cenozoico están distribuidos en las unidades Rosablanca, San Gil y Chipaque (4 sitios), Guaduas (4 sitios), Lodolitas de Fusagasugá (1 sitio) y Tilatá (1 sitio), en la zona axial de la Cordillera Oriental y en la Formación Cuervos (1 sitio) en el Catatumbo (Figura 7, Tabla 2). Con base en este conjunto de datos el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de $1,15 \pm 0,21$.

Modelo curve fit para la Cordillera Oriental: con base en los 68 sitios de las unidades del Triásico al Cenozoico, distribuidas en la Cordillera Oriental, Macizo de Santander y Catatumbo (Figura 8, Tabla 2), el modelo *curve fit* deriva un valor de aplanamiento de $1,04 \pm 0,6$.

Discusión

Las inclinaciones y paleolatitudes reportadas para la Cordillera Oriental (Jiménez *et al.*, 2014, 2015, 2021, 2022; García y Jiménez, 2016) muestran variaciones y dispersiones en las medidas que pueden estar relacionadas con la litología, granulometría, densidad de datos, variaciones de posición latitudinal, normales y reversos, etc. Esto puede causar que en el modelo haya valores fuera de la estadística del dominio del factor de aplanamiento (teóricamente entre 0 y 1). Para casos como este, de alta variabilidad en los datos (factores obtenidos de 1,14, 1,15 y 1,04), el factor debe acotarse al valor máximo posible que es 1, por lo que se debe realizar un filtrado más acorde con la información disponible.

Datos calculados vs datos modelados

Los coeficientes de correlación como el de Pearson o Spearman son medidas que permiten evaluar el grado de relación lineal o monotónica entre variables. Pearson mide relaciones lineales, o cambios proporcionales de una variable con respecto a otra. Por otro lado, Spearman mide el grado en que los cambios de una variable se asocian con los cambios en la misma dirección en otra variable, sin que sean necesariamente proporcionales. A partir de esto es posible definir si el modelo entiende la tendencia o el patrón de los datos.

El coeficiente de Spearman, al ser útil para evaluar relaciones que no son necesariamente lineales, fue calculado para evaluar los modelos obtenidos con *curve fit*, que utiliza la ecuación 6. Los coeficientes obtenidos para cada uno de los conjuntos de datos presentan valores muy bajos en comparación con el obtenido para los datos de Garcés *et al.* (1996a): 5,72%, 1,35%, 21,68%, 0,21% y 97,80% para el Triásico-Jurásico Inferior, Jurásico Medio-Cretácico Inferior, Cretácico-Cenozoico, Cordillera Oriental y Garcés *et al.* (1996a), respectivamente. Esto indica que no se está reflejando una relación entre las inclinaciones calculadas y las modeladas.

Todos los valores de inclinación utilizados por Garcés *et al.* (1996a) en su ajuste y después de los filtros son mayores a 10° ; 56° es el valor mayor. A partir de esto se cambió el filtro: inclinación $< |20^\circ|$ por $|25^\circ| >$ inclinación $\geq |10^\circ|$, y se obtuvieron nuevamente los valores de f junto a un nuevo coeficiente de Spearman. Los resultados se encuentran en la Tabla 3.

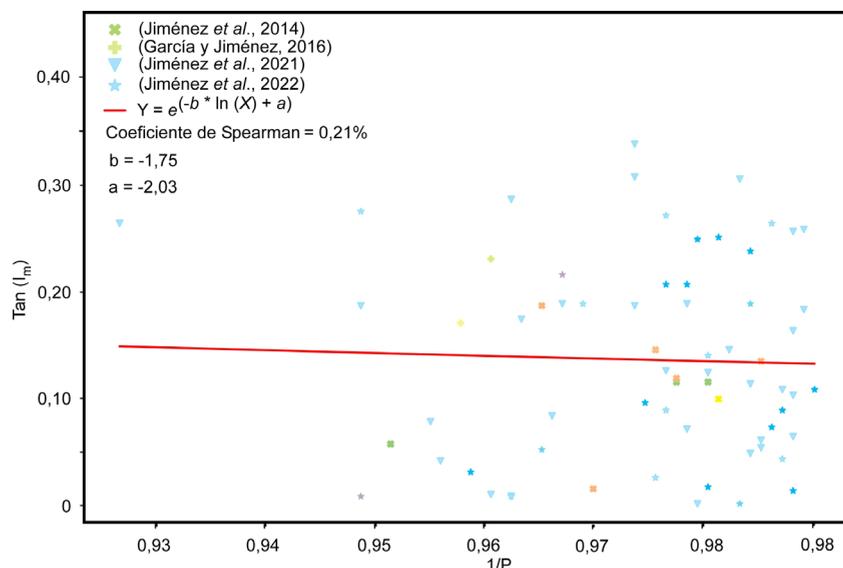


Figura 8. Ajuste y correlación usando *curve fit* para el conjunto total de datos reportados en la Cordillera Oriental y Macizo de Santander y Catatumbo reportados por Jiménez *et al.* (2014, 2021, 2022) y García y Jiménez (2016) según la ecuación y filtrando según los criterios descritos ($I_c = 7,44^\circ$).

Tabla 3. Comparación entre el aplanamiento y el coeficiente de Spearman obtenidos para los datos con los filtros originales vs. el nuevo filtro que no tiene en cuenta ni inclinaciones someras ni muy altas.

	Triásico-Jurásico Inferior	Jurásico Medio-Superior	Cretácico-Cenozoico	Cordillera Oriental
Aplanamiento utilizando filtro inicial	0,79 ± 0,56	1,14 ± 0,78	1,15 ± 0,21	1,04 ± 0,6
Coeficiente de Spearman (%)	5,72	1,35	21,68	0,21
Aplanamiento utilizando filtro final	0,82 ± 0,06	0,98 ± 0,20	0,46 ± 0,18	0,93 ± 0,22
Coeficiente de Spearman (%)	63,77	15,67	50	8,36

Los resultados muestran una mejoría general en los coeficientes de Spearman y en los errores calculados para los valores de aplanamiento, principalmente en las muestras del Triásico-Jurásico Inferior. En el caso de las muestras del Cretácico-Cenozoico, el filtro dejó solo 3 muestras para el cálculo, por lo que no se podría tener en cuenta. Esto permite concluir que el modelo adquiere mayor validez cuando no se tienen datos de inclinaciones someras.

Corrección de la inclinación y paleolatitudes

Jiménez *et al.* (2021), basados en el método I-E (Tauxe *et al.*, 2008) determinan valores de f para la Formación Angostura del Río Lebrija de 0,6 y para la Formación Los Santos de 0,26, mostraron una gran discrepancia entre la inclinación observada (14°) y la corregida ($43,1^\circ$), y sugirieron una sobreestimación de la inclinación. El valor de f es inusualmente bajo y podría ser explicado por el bajo número de datos disponible (<100) para el cálculo siguiendo el método de I-E (Tauxe *et al.*, 2008; Jiménez *et al.*, 2021, 2022). Para evitar posibles sobreestimaciones de la inclinación, Jiménez *et al.* (2021) evalúan 3 valores de f (0,5, 0,6 y 0,7) como factor de corrección, teniendo en cuenta que estos valores son considerados como realistas para el tipo de rocas estudiadas (Bilardello y Kodama, 2010). Finalmente, la inclinación de las rocas del Triásico al Cretácico Inferior fue corregida usando un factor de corrección f de 0,6 (Jiménez *et al.*, 2021, 2022).

Los valores de f determinados usando el modelo *curve fit* varían entre 0,79 a 1,15, pero utilizando el filtro ajustado a los datos disponibles se tienen valores entre 0,82 y 0,98 (descartando el valor de 0,46 obtenido para Cretácico-Cenozoico por la falta de datos después del filtro para un cálculo significativo). El valor medio obtenido muestra un valor de 0,93, lo cual sugiere que estas rocas no han sido afectadas por aplanamiento y

por tanto los valores de las paleolatitudes no varían significativamente. El valor de f 0,93 difiere de la corrección sugerida por Jiménez *et al.* (2021, 2022) y es coherente con los datos de paleolatitudes reportadas en la Formación Jordán en el área de Bucaramanga (Bayona *et al.*, 2006) y en rocas volcánicas del área de Santa Marta (Bayona *et al.*, 2010), los cuales sugieren traslaciones de bloques desde el hemisferio sur. Un factor de f de 0,93 implica que durante el Triásico al Jurásico Temprano bloques para-autóctonos estarían localizados en el hemisferio sur y fueron transportados desde posiciones entre 14°S y 10°S hacia el norte por la subducción oblicua de la Placa Farallón (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022). Durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano, estos bloques tectónicos se localizaban en el hemisferio norte, cercanos a su posición actual $\sim 7^\circ\text{N}$ (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022).

Conclusiones

Con base en el método de Garcés *et al.* (1996a), para un conjunto de datos reportados de anisotropía de susceptibilidad magnética y datos de paleomagnetismo distribuidos en la Cordillera Oriental, Macizo de Santander y Catatumbo, sumado a un nuevo conjunto de datos de anisotropía de la susceptibilidad magnética en el Anticlinorio de Los Yariguíes, fue posible determinar un valor medio del factor de aplanamiento (f) de $1,04 \pm 0,6$ ($0,93 \pm 0,22$ tras el filtro de inclinaciones someras y muy altas). Este valor sugiere que las inclinaciones observadas no han sufrido procesos de aplanamiento, por lo tanto, las paleolatitudes derivadas sugieren que bloques tectónicos del Triásico a Jurásico Temprano experimentaron traslaciones desde el hemisferio sur. Los bloques tectónicos desde el Jurásico Medio a Cretácico Temprano estarían localizados en latitudes norte cercanos a su posición actual como se

sugiere en estudios previos (Bayona *et al.*, 2006, 2010, 2020; Jiménez *et al.*, 2021, 2022).

El error calculado de 0,6 es originado por la mezcla de dos conjuntos de datos. El primer conjunto corresponde a inclinaciones someras y latitudes cercanas a su posición actual; el segundo conjunto de datos corresponde a inclinaciones mayores y latitudes en el hemisferio sur. Al excluir las inclinaciones más altas y bajas del modelo, el error disminuye considerablemente de 0,6 a 0,22 e introduce el valor del factor de aplanamiento dentro de su dominio teórico. El método de corrección utilizado es más efectivo en conjuntos de datos con inclinaciones medias a altas. En particular, se puede afirmar que en la Cordillera Oriental el método de corrección es más aplicable en rocas del Jurásico Temprano.

El número de datos disponibles en la Cordillera Oriental permitió realizar el modelo *curve fit* según el método de Garcés *et al.* (1996a); sin embargo, se sugiere que 1) futuros trabajos de paleomagnetismo incluyan datos de anisotropía de susceptibilidad magnética, y que 2) exploren metodologías como la anisotropía de remanencia para estimar el aplanamiento de la inclinación magnética.

Agradecimientos

A la Universidad Industrial de Santander (UIS), especialmente a las Escuelas de Geología y de Física. A la Vicerrectoría de Investigación y Extensión (VIE) por el apoyo en el proyecto 2834. Los autores agradecen a los revisores por sus valiosos comentarios y sugerencias.

Referencias

Bayona, G.; Rapalini, A.; Costanzo-Alvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America. *Earth, Planets, and Space*, 58, 1255-1272. <https://doi.org/10.1186/BF03352621>

Bayona, G.; Jiménez, G.; Silva, C.; Cardona, A.; Montes, C.; Roncancio, J.; Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 817-831. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005>

Bayona, G.; Bustamante, C.; Nova, G.; Salazar-Franco, A.M. (2020). Jurassic evolution of the Northwestern

Corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. En: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (eds). *The Geology of Colombia* (pp. 171-207). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>

- Bilardello, D.; Kodama, K.P. (2010). Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland. *Geophysical Journal International*, 181(1), 275-289. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04537.x>
- Borradaile, G.J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156(1-2), 1-20. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90279-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90279-X)
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Caballero, M. (2011). La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. Monografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Castillo, J.; Gose, W.A.; Perarnau, A. (1991). Paleomagnetic results from Mesozoic strata in the Mérida Andes, Venezuela. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6011-6022. <https://doi.org/10.1029/90JB02282>
- Collombat, H.; Rochette, P.; Kent, D.V. (1993). Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence. *Bulletin de la Societe Géologique de France*, 164(1), 103-111.
- Creer, K.M.; Embleton, B.J.J.; Valencio, D.A. (1970). Triassic and Permo-Triassic palaeomagnetic data for South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 8(2), 173-178. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90169-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90169-X)
- Deamer, G.A.; Kodama, K.P. (1990). Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4), 4511-4529. <https://doi.org/10.1029/JB095iB04p04511>

- Etayo-Serna, F. (1989). Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. *V Congreso Colombiano de Geología*. Bucaramanga, Colombia.
- Garcés, M.; Parés, J.M.; Cabrera, L. (1996a). Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophysical Research Letters*, 23(16), 2065-2068. <https://doi.org/10.1029/96GL02060>
- Garcés, M.; Parés, J.M.; Cabrera, L. (1996b). Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Valles-Penedes Basin (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 105, 91-99. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1996.105.01.08>
- García-Lasanta, C.; Oliva-Urcia, B.; Román-Berdiel, T.; Casas, A.M.; Gil-Peña, I.; Sánchez-Moya, Y.; Sopena, A.; Hirt, A.M.; Mattei, M. (2015). Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics*, 651-652, 216-231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.023>
- García, H.; Jiménez, G. (2016). Transverse zones controlling the structural evolution of the Zipaquirá Anticline (Eastern Cordillera, Colombia): Regional implications. *Journal of South American Sciences*, 69, 243-258. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.002>
- Gilder, S.; Chen, Y.; Cogné, J.P.; Tan, X.; Courtillot, V.; Sun, D.; Li, Y. (2003). Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M-0 (ISEA?) chron. *Earth Planetary Science Letters*, 206(3-4), 587-600. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01074-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01074-9)
- Gose, W.A.; Perarnau, A.; Castillo, J. (2003). Paleomagnetic results from the Perijá Mountains, Venezuela: An example of vertical axis rotation. En: C. Bartollini, R.T. Buffler, J.F. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics* (pp. 969-975). AAPG Memoir 79. <https://doi.org/10.1306/M79877C44>
- Hargraves, R.B.; Shagam, R.; Vargas, R.; Rodríguez, G.I. (1984). Paleomagnetic results from rhyolites (Early Cretaceous?) and andesite dikes at two localities in the Ocaña area, northern Santander Massif, Colombia. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds.) *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (pp. 299-302). Geological Society of America, Memoir 162. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p299>
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37-82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Jackson, M.J.; Banerjee, S.K.; Marvin, J.A.; Lu, R.; Gruber, W. (1991). Detrital remanence, inclination errors and anhysteretic remanence anisotropy: quantitative model and experimental results. *Geophysical Journal International*, 104(1), 95-103. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb02496.x>
- Jelinek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50-62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Jelinek, V. (1981). Characterization to the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3-4), T63-T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Jiménez, G.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Bayona, G.; Mora, A. (2014). Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and nonrotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift. *Tectonics*, 33(11), 2233-2260. <https://doi.org/10.1002/2014TC003532>
- Jiménez, G.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Bayona, G.; Mora, A. (2015). Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 12-22. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.001>

- Jiménez, G.; García-Delgado, H.; Geissman, J.W. (2021). Magnetostratigraphy and magnetic properties of the Jurassic to Lower Cretaceous Girón Group (northern Andes, Colombia). *Geosphere*, 17(6), 2172-2196. <https://doi.org/10.1130/GES02186.1>
- Jiménez, G.; Geissman, J.W.; Bayona, G. (2022). Unraveling tectonic inversion and wrench deformation in the Eastern Cordillera (Northern Andes) with paleomagnetic and AMS data. *Tectonophysics*, 834, 229356. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229356>
- Jiménez, G.; García, C.A. (2023). Mineralogía magnética en rocas del Jurásico de la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, 45(2), 35-49. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n2-2023002>
- King, R.F. (1955). The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 7(3), 115-134. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1955.tb06558.x>
- Kodama, K.P. (1997). A successful rock magnetic technique for correcting paleomagnetic inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3), 5193-5206. <https://doi.org/10.1029/96JB03833>
- Kodama, K.P. (2009). Simplification of the anisotropy-based inclination correction technique for magnetite- and haematite-bearing rocks: a case study for the Carboniferous Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophysical Journal International*, 176(2), 467-477. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04013.x>
- Kodama, K.P. (2012). *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation*. Wiley-Blackwell.
- Li, Y.X.; Kodama, K.P. (2016). Detecting and Correcting for Paleomagnetic Inclination Shallowing of Sedimentary Rocks: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 4, 1-6. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00007>
- Martín-Hernández, F.; Hirt, A.M. (2003). The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals. *Tectonophysics*, 367(1-2), 13-28. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00127-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00127-6)
- Maze, W.B.; Hargraves, R.B. (1984). Paleomagnetic results from the Jurassic La Quinta Formation in the Perijá Range, Venezuela, and their tectonic significance. In: W.E. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds.). *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (pp. 287-294). Geological Society of America, Memoir 162. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p287>
- Nova, G.; Montaña, P.; Bayona, G.; Rapalini, A.; Montes, C. (2012). Paleomagnetismo en rocas del Jurásico y Cretácico Inferior en el flanco occidental de la Serranía del Perijá; Contribuciones a la evolución tectónica del NW de Suramérica. *Boletín de Geología*, 34(2), 117-138.
- Parés, J.M.; van der Pluijm, B. (2002). Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350(4), 283-298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1015-1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5)
- Rochette, P.; Jackson, M.; Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and interpreting of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209-226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Tan, X.; Kodama, K. P. (2002). Magnetic anisotropy and paleomagnetic inclination shallowing in red beds: evidence from the Mississippian Mauch Chunk Formation, Pennsylvania. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), 1-17. <https://doi.org/10.1029/2001JB001636>
- Tarling, D.H.; Hrouda, F. (1993). *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall.
- Tauxe, L.; Kodama, K.P.; Kent, D.V. (2008). Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: A comparative approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1-4), 152-165. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.05.006>

Fecha de recibido: 17 de septiembre de 2022

Fecha de aceptado: 26 de febrero de 2024
