
ESTUDIO PALEOMAGNETICO EN ROCAS TERCIARIAS DE LA CUENCA DEL RIO CAUCA, DEPARTAMENTO DE CALDAS: IMPLICACIONES TECTONICAS

GLORIA MARIA SIERRA L.
JUAN JOSE ESTRADA L.
WILLIAM D. MACDONALD

RESUMEN

La Cuenca de Irra es una pequeña cuenca de tracción localizada en la parte norte de la Cuenca del Cauca, la que a su vez se encuentra entre las zonas de Falla del Cauca y Romeral, en un área próxima donde estas zonas de falla convergen en el norte de los Andes Colombianos. La Cuenca de Irra se desarrolló en el Terciario tardío y registra varios cambios en el movimiento de rumbo (slip reversals) de la zona de Falla de Romeral. Se estima que la Cuenca de Irra se formó sobre un "right step-over" durante un movimiento *lateral derecho* del sistema de Fallas de Romeral y que posterior a sus formación, esta se deformó durante un movimiento de tipo *lateral izquierdo*. El magnetismo remanente de estas rocas fue estudiado con el fin de evaluar movimientos de rotación. Se ha encontrado que los sedimentos poseen en general una componente de coercividad baja con polaridades normales y reversas que se han sobreimpuesto a una componente, de más alta coercividad, que también presenta polaridades normales y reversas. La corrección por movimientos tectónicos (tilt-test) indica que la componente con coercividad baja es debida a una magnetización adquirida después del plegamiento. Esta misma corrección aplicada a la componente característica, que es de más alta coercividad y en general más difícil de reco-

brar a partir de la desmagnetización por campo alterno (a.f. demagnetization), indica que ésta se formó anterior al plegamiento. Tanto la declinación de la dirección característica como de la componente que se le ha sobreimpuesto están de acuerdo con rotaciones totales de 30 y 20 grados respectivamente en el sentido de las agujas del reloj (clockwise). De acuerdo con las estructuras presentes es claro que rotaciones en sentido opuesto a las mencionadas anteriormente también han ocurrido en esta área. La componente magnética más joven se correlaciona con un movimiento *lateral derecho*. La actividad sísmica actual en la zona de falla de Romeral, de otro lado, está indicando un movimiento *lateral izquierdo* para este sistema. Con el fin de analizar los patrones de flujo de los sedimentos depositados dentro de la cuenca de Irra, también se realizaron estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética para utilizarlos como sustituto de la fábrica sedimentaria. Los resultados indican que la fábrica magnética impresa en los sedimentos clásticos se correlaciona estrechamente con la

GLORIA MARIA SIERRA L. M.A. State University of New York. Departamento de Geología, Universidad EAFIT.
JUAN JOSE ESTRADA L. Ph.D. State University of New York. INGEOMINAS.
WILLIAM D. MACDONALD. Ph.D. Princeton University. Dept. of Geological Sciences, State University of New York, Binghamton, NY 13902-6000 USA.

deformación, es decir, con las estructuras tectónicas así como las estructuras sedimentarias. En conjunto, tanto las estructuras como los datos magnéticos y microsísmicos son consistentes con cuatro diferentes movimientos de rumbo en la zona de falla de Romeral durante el Terciario tardío. La alternancia de los movimientos laterales ha sido dominada por movimientos laterales derechos debido a la convergencia en sentido noreste de la placa Nazca hacia la placa Suramérica.

ABSTRACT

The Irra basin is a small pull-apart basin at the southend of the North Cauca Basin which in turn lies between the Cauca and Romeral fault zones near their northern convergence in the Colombian Andes. The Irra Basin developed in the late Tertiary time and records slip reversals on the Romeral fault zone. The basin is believed to have developed above a right step-over on the Romeral system during an episode of *right-lateral* slip. It was subsequently deformed during closure of the basin during a younger episode of *left-lateral* slip. The paleotectonic remanence of these rocks was studied for its record of rotational movements. The sediments preserve a widespread overprint of low coercivity, with both normal and reversed polarities, superimposed on a high coercivity component also with both normal and reversed polarities. The tilt-test shows that the low coercivity component is a post-folding magnetization. The characteristic components, of higher coercivity, are less easily recovered from the a.f. demagnetization records. The tilt-test indicates that this component is of pre-tilt origin. The declination of the characteristic direction and of its secondary overprint are consistent with approximately 30° and 20° *net* clockwise rotations, respectively, although clearly rotations of opposite senses have occurred here according to the structural evidence. The younger overprint is consistent with a late episode of *right-lateral* slip. Present-day microseismic activity on the Romeral Fault Zone supports *left-lateral* slip. In an effort to analyze flow patterns of sediments dispersed into the Irra Basin, the anisotropy of magnetic susceptibility was also used as a proxy for sediment fabric. It was found that the magnetic "fabric" impressed in these young terrestrial clastics is strongly correlated with the deformation, i.e. the

structure, as well as with the sedimentary fabric. Collectively, the structural, magnetic and microseismicity data are consistent with four regimes of opposed lateral slip on the Romeral fault zone in this region during the Late Tertiary. Alternations of lateral slip are indicated, with right-lateral slip dominating due to long-term northeastward convergence of the Nazca plate towards South America plate.

INTRODUCCION

El paleomagnetismo ha demostrado ser una herramienta importante para definir patrones de deformación y movimientos de rotación a lo largo de zonas de intensa deformación. En áreas como en la cuenca de Irra donde la superposición de eventos geológicos hace difícil la interpretación de observaciones directas, el paleomagnetismo puede suministrar información que de otra forma no sería posible reconocer. Este estudio evalúa las características del magnetismo remanente natural (MRN) en los sedimentos volcanoclásticos de la Formación Irra de edad Mioceno-Plioceno (Sierra, 1994). Los resultados obtenidos, integrados con estudios estratigráficos, petrográficos y estructurales se interpretan en términos de los procesos geológicos que afloran en la formación y evolución de esta cuenca. Este estudio también evalúa la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) y las características geoquímicas de los sedimentos con el fin de utilizar los resultados como indicativo de la dirección de flujo y del área fuente de los sedimentos.

Localización Geográfica

La cuenca de Irra, con una extensión de 30-35 Km de largo por 10-13 Km de ancho y un área de 455 km aproximadamente, se encuentra localizada en la parte norte de la depresión del Cauca, (**Figura 1**). El nombre de la cuenca se toma de la estación Irra, presente en la parte NW de la cuenca. Otra localidad cercana al área de trabajo es Manizales, situada 35 Km al SE.

Trabajos Previos

El primer estudio de importancia con implicaciones para la cuenca de Irra lo realizó Grosse

(1926) en la cuenca de Amagá, localizada 100 km al norte del área de estudio. Grosse, en un trabajo excepcional, definió la secuencia estratigráfica que ha servido de base para las diferentes correlaciones de los sedimentos Terciarios en la parte norte de la cuenca del Cauca. En su trabajo, Grosse (1926) define "el Terciario Carbonífero de Antioquia", hoy conocida como Formación Amagá (González, 1976) de edad Oligoceno tardío (Van Der Hammen, 1961) y la Formación Combia (Grosse, 1926) de edad Mioceno superior-Plioceno (Van Der Hammen, 1960).

Las primeras observaciones geológicas en la cuenca de Irra fueron realizadas por Mosquera (1978) quien correlacionó la secuencia sedimentaria presente en el área con la descrita por Grosse (1926) al norte, en la cuenca de Amagá. Un estudio más detallado, en el que se definieron cuatro formaciones y se estableció el estilo estructural del área, fue realizado por Mejía et al., (1988). Estrada y Viana (1990), realizaron un reconocimiento de esta cuenca enmarcada dentro de la geología de la plancha 205-Chinchiná; este estudio redefinió la secuencia estratigráfica de Mejía et al., (1988) e hizo un primer intento de interpretación tectónica para la cuenca. El trabajo más reciente en la cuenca de Irra fue realizado por Sierra (1994), el cual se concentró fundamentalmente en la estratigrafía y ambientes de depositación de la secuencia sedimentaria presente en el área.

El paleomagnetismo ha demostrado ser una herramienta importante para definir patrones de deformación y movimientos de rotación a lo largo de zonas de intensa deformación. En áreas como en la cuenca de Irra donde la superposición de eventos geológicos hace difícil la interpretación de observaciones directas, el paleomagnetismo puede suministrar información que de otra forma no sería posible reconocer.

GEOLOGIA REGIONAL

La cuenca de Irra se encuentra localizada en la parte norte de la depresión del Cauca la que a su vez está limitada por los sistemas de falla del Cauca y Romeral (**Figura 2**). Ambos sistemas de falla se extienden en forma paralela desde el Ecuador hasta el norte de Colombia donde finalmente convergen. En la depresión del Cauca se han depositado varios miles de metros de sedimentos continentales los cuales han sido deformados por movimientos Terciarios tardíos e intruidos por basaltos y andesitas. La cuenca de Irra está localizada inmediatamente al oeste de la traza principal del sistema de fallas de Romeral. Varios factores han hecho de esta área una zona muy activa tectónicamente: se encuentra muy próxima al límite entre corteza oceánica y corteza continental; esta cerca a la "triple junction" formada por las placas Caribe, Suramérica y Nazca (**Figura 1**); y está en el límite norte del volcanismo Terciario - Reciente asociado a la subducción de la placa Nazca.

En la cuenca afloran un conjunto de rocas sedimentarias con relieve suave (**Figura 3**) que se encuentran inconformemente depositadas sobre rocas volcánicas básicas de la Formación Barroso, sobre rocas metamórficas (esquistos de Lisboa-Palestina), y sobre el stock monzonítico de Irra; la parte inferior de la secuencia sedimentaria la conforman areniscas y conglomerados con pequeñas intercalaciones de carbón que se correlacionan con el miembro superior de la Formación Amagá, al norte del área de estudio. Discordantemente sobre la Formación Amagá se presentan piroclastos, epiclastos y depósitos fluviales que en conjunto conforman la Formación Irra (Sierra 1994), de edad Mioceno-Plioceno. Intruyendo parte de la secuencia sedimentaria se encuentran cuerpos andesíticos (10-6 ma, Restrepo et al., 1981).

La Formación Irra está subdividida en tres unidades diferentes informalmente denominadas A, B y C (Sierra, 1994). La diferencia principal entre ellas se encuentra en su litología, estilo estructural y la posición estratigráfica. La sección más representativa de la Formación Irra tiene un espesor de 140 metros y se ubica sobre la carretera Panamericana entre la estación Irra y el sitio Tres Puertas.

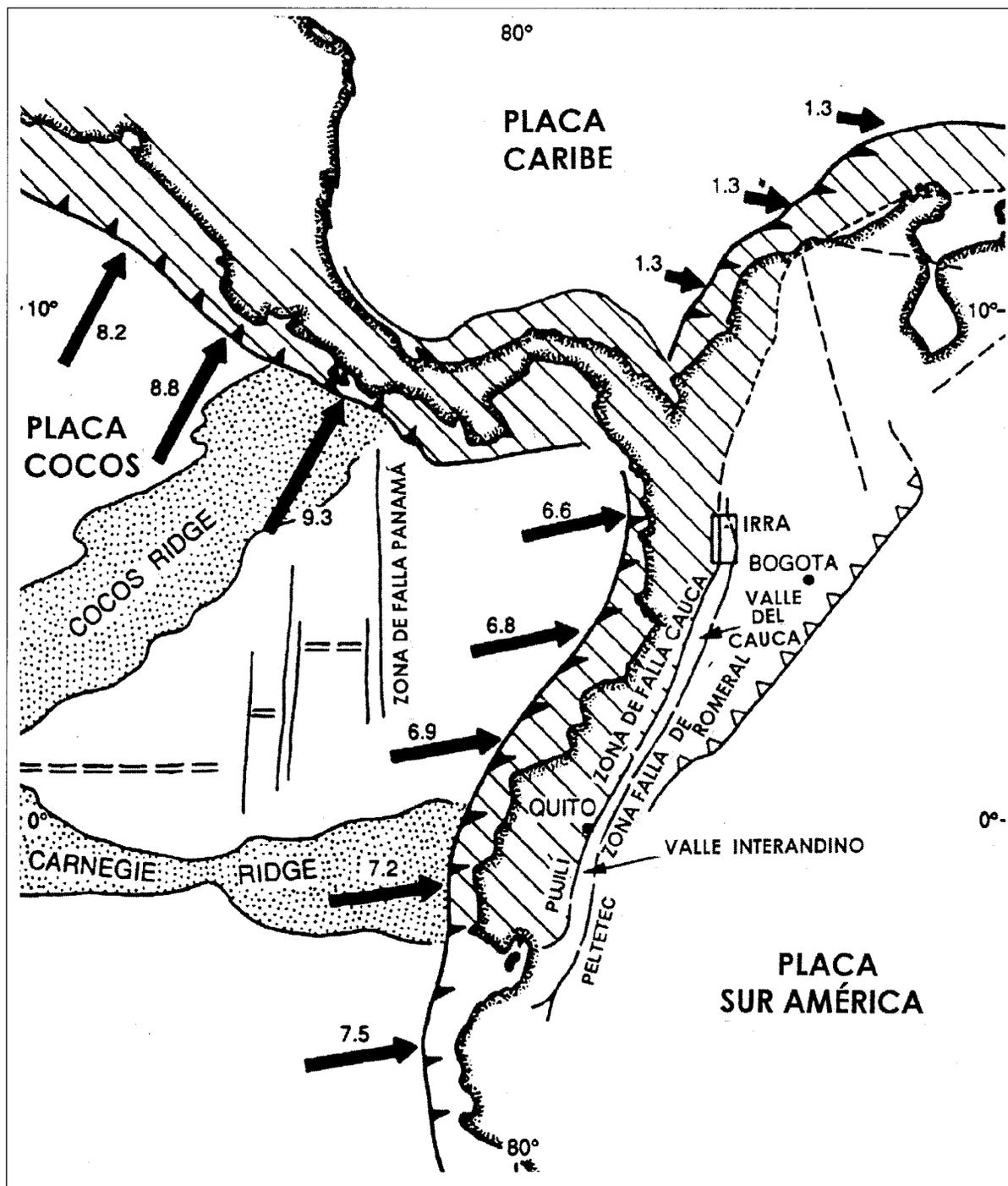


FIGURA 1

Marco tectónico regional del Noroeste de Sur América. El área rayada muestra la distribución de terrenos de edad Mesozoica principalmente. Las flechas indican las direcciones y velocidades de convergencia de las placas calculadas de acuerdo a Demets et al., 1990. En rectángulo se encuentra el área de estudio presentada en la Figura 2

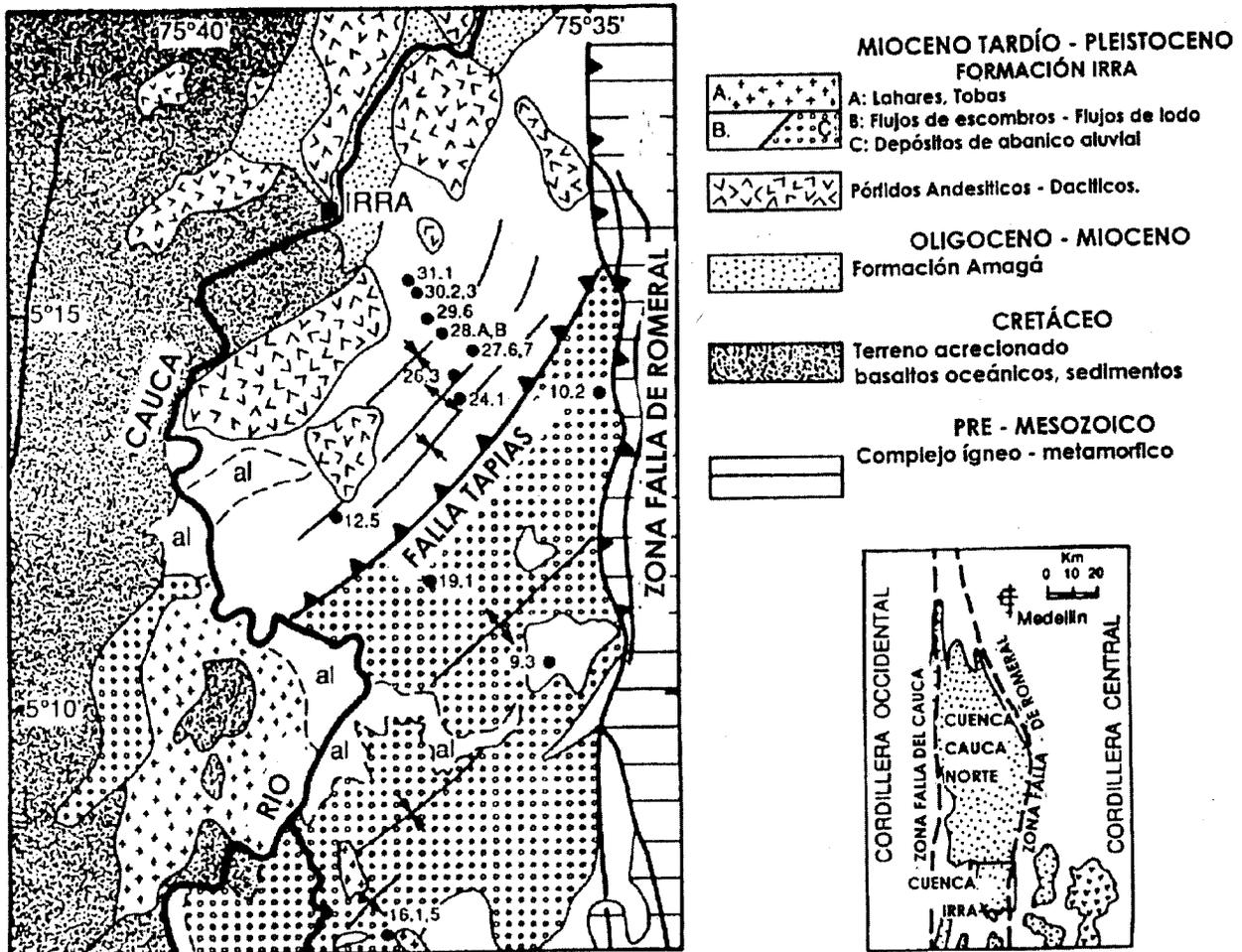


FIGURA 2

La Cuenca de Irira está adyacente a la zona de falla de Romeral, en la parte sur de la Cuenca del Cauca Norte. La localización de los afloramientos donde se tomaron las muestras para los estudios magnéticos se indican con los puntos oscuros numerados



FIGURA 3
Vista panorámica de la Cuenca Irra , tomada desde el Sur en dirección NE

La unidad C aflora en el sur-este de la cuenca, caracterizada por conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas conglomeráticas (**Figura 4**). Los conglomerados presentan espesores que varían entre 3-10 metros; el tamaño promedio de los clastos es de 12 cm., son pobremente seleccionados e incluyen fragmentos de rocas volcánicas básicas y esquistos. La matriz está conformada por una arena gruesa con un contenido variable de líticos y en algunas secciones el cuarzo lechoso es el componente principal, frecuentemente presentan gradación positiva/inversa e imbricación leve o notoria. Los estratos en general tienen una geometría lenticular con una relación predominante matriz/soporte. Las areniscas conglomeráticas, de espesores métricos, mal seleccionadas, se clasifican según el triangular QFR en el campo de las areniscas arcósicas y litoarenitas. Las capas de areniscas presentan geometrías tabulares y en ocasiones interestratificadas dentro de los conglomerados se observan geometrías lenticulares.

La unidad B aflora principalmente en la parte norte de la cuenca donde dominan conglomerados, areniscas macivas, tobos de lapilli, y areniscas con laminación paralela y/o estratificación cruzada (**Figura 5**). La facies conglomerática representa cerca de la mitad de la unidad, son medianamente seleccionadas de tipo matriz/soporte. Los espesores están en el rango de 1.2 a 12 m; los clastos son principalmente andesitas porfídicas y en menor proporción fragmentos de dacitas y rocas metamórficas. La matriz es tobácea. En la matriz se encuentra cuarzo bipirámido fracturado producido por el retrabajamiento de antiguos depósitos tobáceos. Comúnmente estas facies tienen capas de fragmentos de pumitas retrabajadas, subangulares a redondeadas, con esfericidad media, embebidas en una matriz arenosa; tienen una relación de 20% matriz y 80% pumitas.

Discordantemente sobre las unidades B y C se encuentra la unidad A, la cual está compuesta predominantemente por conglomerados, cenizas volcánicas y rocas piroclásticas (**Figura 6**). La unidad A se encuentra depositada en diferentes niveles topográficos siguiendo la incisión en valles puntuales. Los conglomerados de tipo matriz/soporte son dominantes en esta unidad. Los estratos varían en espesor de 1.2 a 10 m. en ocasiones se presenta gradación positiva. Las tobos de cenizas tienen espesores métricos, no

compactadas, con buena selección e incluyen cristales de cuarzo bipirámido, hornblenda, plagioclasa, biotita, fragmentos líticos (andesita principalmente). Los cristales son en general angulares con baja esfericidad, mostrando un índice bajo de transporte. Se observa una buena exposición de lapilli acrecional. La unidad A tiene una típica meteorización de estoraques (**Figura 6**).

Desde el punto de vista estructural, la cuenca de Irra es una de las varias cuencas sedimentarias que se formaron en la depresión del Cauca debido a la subsidencia de la zona que se encuentra entre las fallas del Cauca y Romeral (**Figura 2**). El borde oriental de la cuenca está definido por la falla Piedecuesta y por otras fallas del sistema de Romeral, las cuales colocan los sedimentos de la cuenca en contacto con las rocas metamórficas de la Cordillera Central. La margen occidental se cree está también definida por una falla, probablemente inactiva en el momento presente, la cual corre aproximadamente a lo largo de los ríos Cauca y Chinchiná, al oeste de la cual afloran rocas básicas del Cretáceo correlacionables con la Formación Barroso. La subsidencia de la cuenca de Irra y la subsecuente depositación de la Formación Irra se cree está asociada a movimientos de rumbo a lo largo del sistema de fallas de Romeral. Cortando la cuenca de Irra en dirección NE se presentan pliegues y fallas de cabalgamiento (**Figura 2**). Estas estructuras sugieren que después de generarse la cuenca por movimientos probablemente laterales derechos, las fallas tuvieron un movimiento lateral izquierdo produciendo un cierre de la cuenca y la formación de los pliegues. Las estructuras son oblicuas a los sistemas de falla del Cauca y Romeral que bordean la depresión del Cauca y que tienen una dirección predominantemente NS.

La cuenca de Irra se encuentra localizada en la parte norte de la depresión del Cauca la que a su vez está limitada por los sistemas de falla del Cauca y Romeral. Ambos sistemas de falla se extienden en forma paralela desde el Ecuador hasta el norte de Colombia donde finalmente convergen.

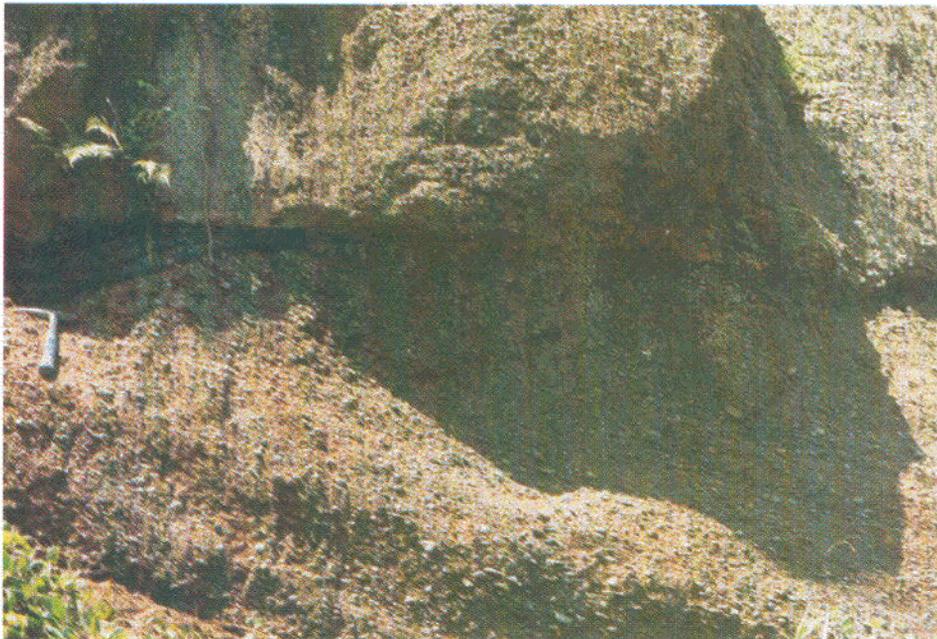
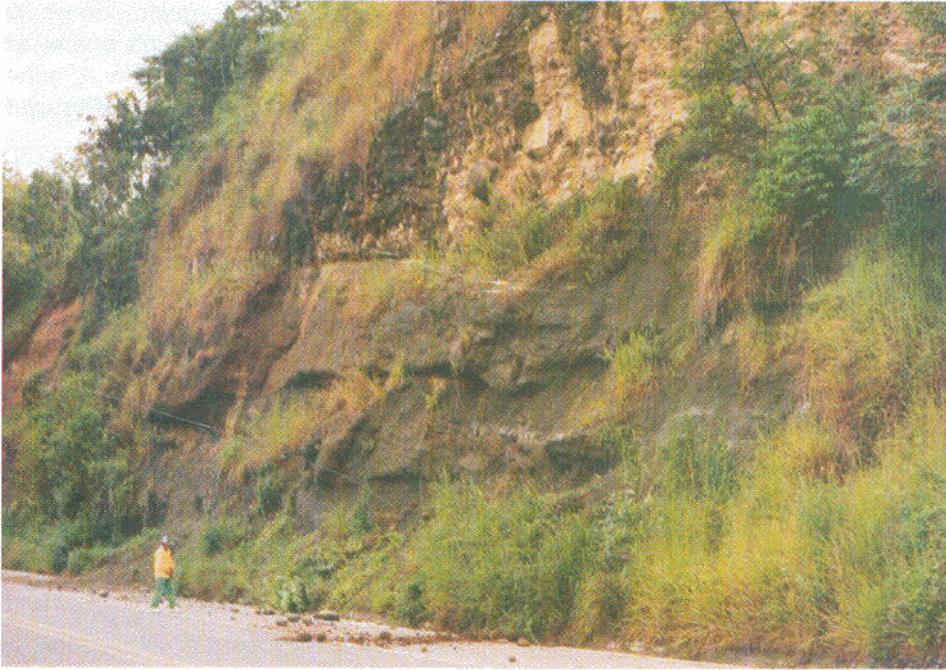


FIGURA 4
Afloramientos tipo dentro de la Unidad C, carretera Panamericana

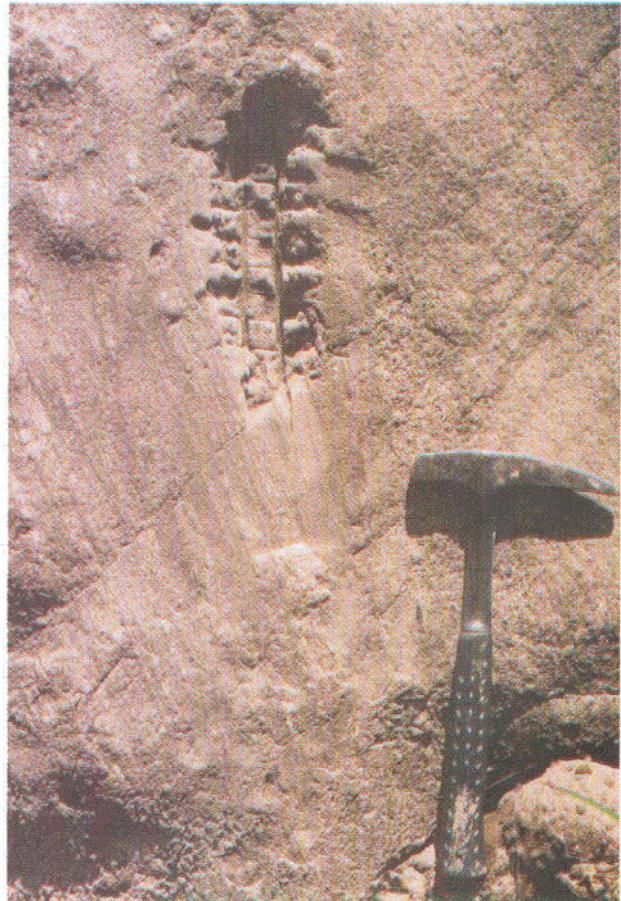
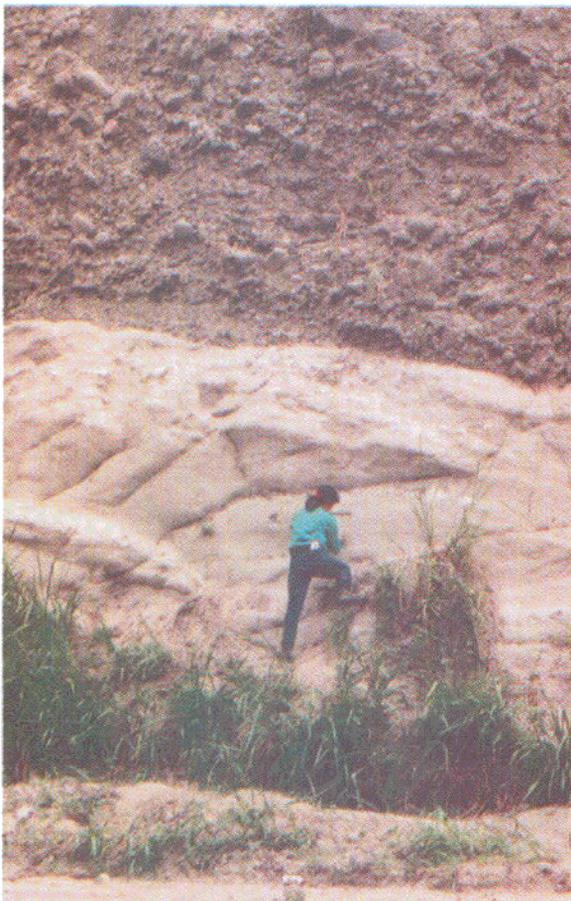
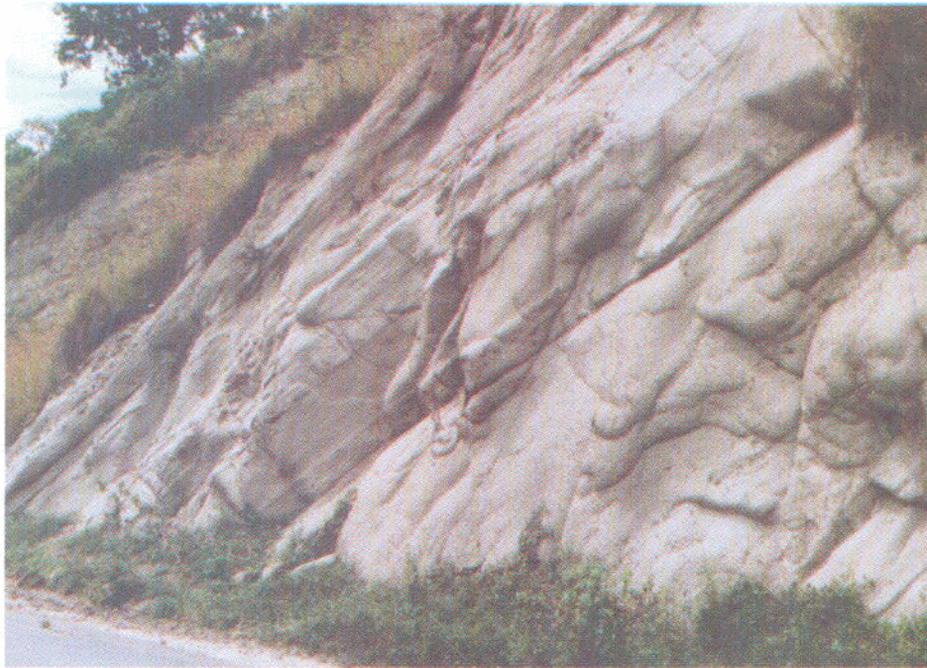


FIGURA 5
Afloramientos tipo de la Unidad B, sobre la carretera Panamericana.
Puede observarse el registro de la toma de las muestras para los análisis magnéticos

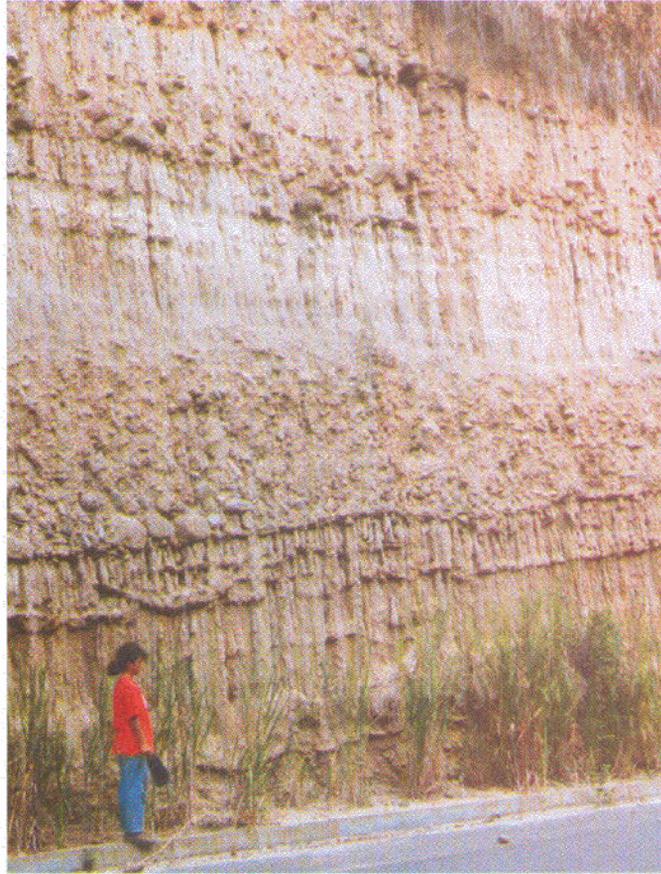


FIGURA 6
Afloramientos tipo de la Unidad A, sobre la carretera Panamericana

La Formación Irra está subdividida en tres unidades diferentes informalmente denominadas A, B y C. La diferencia principal entre ellas se encuentra en su litología, estilo estructural y la posición estratigráfica.

ESTUDIOS DE MAGNETIZACION REMANENTE

Los métodos paleomagnéticos han venido siendo utilizados en diferentes aplicaciones geológicas, incluyendo correlación, evaluación de rotaciones de tipo estructural, desplazamiento de terrenos alóctonos y en reconstrucciones paleogeográficas (Irving, 1964; McElhinny, 1973; Valencio, 1981; Kissel and Laj, 1988; Butler, 1992; Van der Voo, 1993). Las medidas paleomagnéticas en el presente estudio se realizan con el fin de obtener información relacionada con rotaciones estructurales que pudieron haber acompañado las deformación de los sedimentos en la cuenca de Irra. Los resultados también permitirán definir si estos sedimentos pueden servir en futuros estudios de magnetoestratigrafía.

Metodología

Noventa y cinco muestras fueron tomadas en dieciséis afloramientos distribuidos en doce localidades en la cuenca de Irra (**Figura 2**). En cada uno de estos afloramientos se tomaron entre 5 y 6 muestras distribuidas en la siguiente forma: cuatro en la Unidad C, siete en la Unidad B y una en la Unidad A. Las rocas sedimentarias de la Formación Irra se caracterizan por ser blandas y friables, lo que condujo a que para los estudios magnéticos las muestras se tomarán utilizando la técnica de las ranuras (Ellwood et al., 1993) en la cual cubos orientados (2x2x2) de roca son cubiertos por una caja plástica protectora. Ambos MRN y ASM fueron medidos en todas las muestras colectadas en el área de estudio. El MRN fue medido usando un magnetómetro Molspin en la Universidad del Estado de New York, Binghamton; debido a que el protector plástico no permite que las muestras se desmagnetizarán térmicamente, los análisis se limitaron a una desmagnetización en campo alterno. Las medidas se realizaron

utilizando un 2G magnetómetro criogénico y el equipo "degaussing" automático de la Universidad de Pittsburgh. Las componentes del magnetismo remanente natural fueron evaluadas utilizando el método de análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980).

Resultados

Los parámetros estadísticos de la dirección remanente natural para cada afloramiento fueron obtenidos utilizando el procedimiento presentado por Fisher (1953). La corrección de inclinación o corrección por movimiento tectónico fue obtenida por el método estándar en el que el estrato es rotado hacia la horizontal alrededor de un eje que es paralelo al rumbo de la estratificación. La orientación de la estratificación para estos afloramientos está graficada en la **Figura 7** y los resultados de MRN con el círculo que representa el 95% de confiabilidad se muestran en la **Tabla 1**. Las direcciones de remanencia natural indican que las direcciones paleomagnéticas se pueden agrupar antipolarmente en una dirección NNE-SSW y que éstas tienen una ligera inclinación. Las intensidades del NRM son principalmente del orden de 4 a 8 mA/m.

La desmagnetización en campo alterno se llevó a cabo en una serie de pasos que llegan hasta 90 mT; una secuencia típica incluye campos de 0, 2, 10, 12, 14, 20, 25, 35, 45, 60, 70 mT. Normalmente después de llegar a 10-14 mT, cerca del 60% de la intensidad de la magnetización remanente había sido borrada. La mayor parte de esta intensidad esta siendo guardada en la componente de baja coercividad.

La mayoría de las muestras tienen dos componentes claramente definidas, una componente de baja coercividad "A" la cual es fácilmente aislada por el método de análisis de componentes principales y una de alta coercividad o componente "B" la cual no está también definida como la componente "A". La **Tabla 2** resume los valores medios de estas direcciones para cada afloramiento, el valor medio de las mismas direcciones para la formación y los parámetros estadísticos de Fisher (1953) para las dos componentes tanto en coordenadas geográficas (antes de la corrección tectónica) como en coordenadas estratigráficas (posterior a la corrección tectónica).

Interpretación

Los resultados de la desmagnetización son muy interesantes; ellos muestran que han ocurrido dos episodios de magnetización en estos sedimentos y que ambos episodios abarcaron un tiempo suficientemente largo como para que al menos una reversa se haya superpuesto; infortunadamente no se tiene ninguna secuencia estratigráfica continua para evaluar el número de reversas presentes, pero los resultados muestran que un estudio de la magnetoestratigrafía de estos sedimentos es factible. Un problema por resolver, sin embargo, es el de la desmagnetización térmica de las muestras ya que como se mencionó anteriormente estas muestras se encuentran almacenadas en cajas plásticas.

Básicamente se tiene una componente secundaria "A" de baja coercividad, con polaridades normal y reversa superpuesta a una componente característica "B" de alta coercividad, también con polaridades normal y reversa. Puede verse, por ejemplo, como después de la desmagnetización, las direcciones MRN para un afloramiento que tiene una polaridad claramente normal (estación 9.3, **Figura 8A**) migran hacia el cuadrante opuesto sugiriendo que una componente normal de baja coercividad se ha superpuesto a una componente reversa de alta de coercividad (**Figura 8C**). De la misma manera, las direcciones reversas de la magnetización natural en la estación 30.2 (**Figura 8B**) presentan, después de la desmagnetización una componente reversa de baja coercividad superpuesta a una componente normal de alta coercividad (**Figura 8D**).

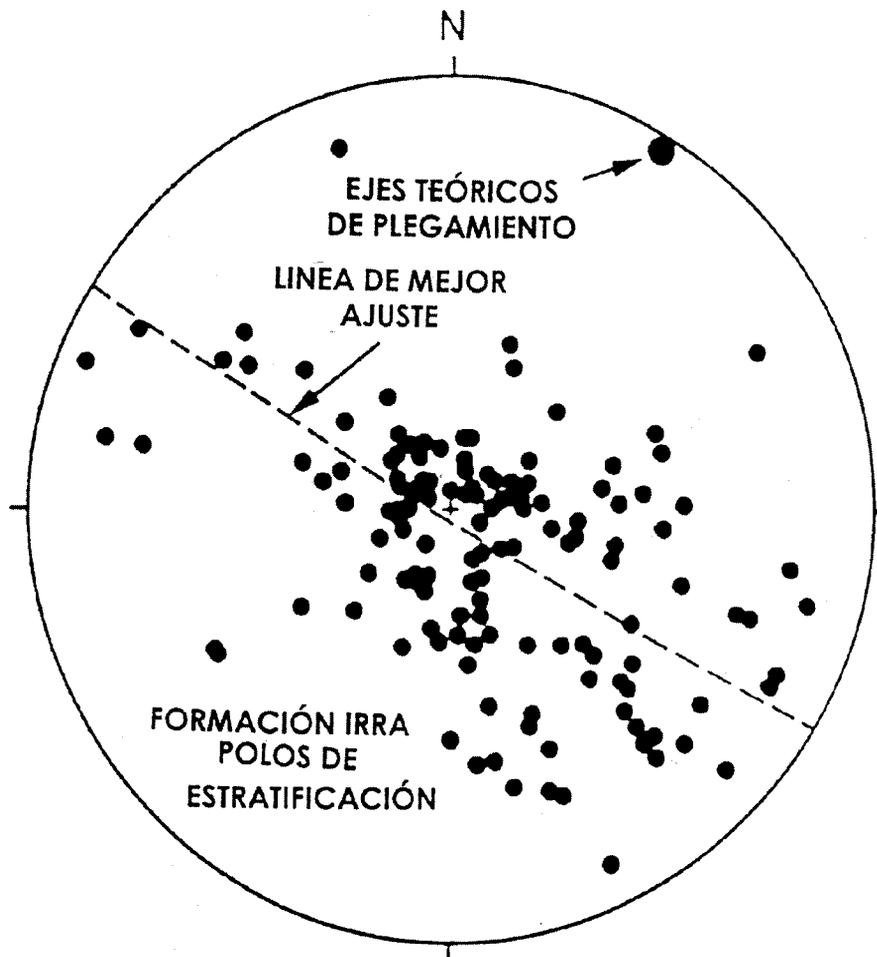


FIGURA 7

Los polos de estratificación de la Formación Irra tienen en general una inclinación de pocos grados. El eje axial teórico de acuerdo a la línea de mejor ajuste tienen una inclinación de 01°

TABLA 1
Direcciones medias del magnetismo remanente natural en cada sitio (MRN)

Mt.	Buz.	Az.	Lit.	Und.	In	Situ	D.C.T.		n	R	k	α_{95}
							Inc.	Dec.				
9.3	19	141	ag	C	16	011	28	017	6	5.9	43	10
10.2	13	173	ag	C	06	209	-04	209	6	4.3	3	47
12.5	25	011	fc	A	-10	198	15	198	6	5.8	21	15
16.1	07	132	am	C	-19	043	-19	040	6	4.0	3	54
16.5	07	12	am	C	-19	043	-10	040	6	4.0	3	54
19.1	12	306	af	C	-03	183	03	183	6	5.0	5	33
24.1	16	090	ag	B	06	003	-12	004	6	3.7	3	51
26.3	24	087	af	B	-05	021	-27	024	5	4.9	156	6
27.6	58	319	af	B	-17	212	05	206	6	4.8	4	37
27.7	58	319	ag	B	-21	219	-04	207	6	5.7	15	18
28.a	58	330	ag	B	-12	142	28	142	6	4.4	3	46
28.b	58	330	ag	B	01	182	47	201	6	5.5	10	23
29.6	53	070	ag	B	-05	023	-01	026	6	5.9	37	11
30.2	28	075	am	B	-26	164	03	164	6	5.9	36	11
30.3	28	075	ag	B	-03	187	23	189	6	5.9	84	7
31.1	50	172	ag	B	11	046	35	067	6	5.6	13	19

Mt. # = Muestra número; Buz = buzamiento; Az = azimuth; Lt = litología (ag = arena gruesa; am = arena media; af = arena fina; fc = flujos de cenizas); Und. = unidad; D.C.T. = después de corrección tectónica; In = inclinación; Dec = declinación; n = número de muestras; r, k y α_{95} son los parámetros de Fisher (1953).

TABLA 2
Componentes paleomagnético A y B

# Mtra.	In Inc	Situ Dec	C.A.					C.B.						
			D.C.T.		n	k	α_{95}	In Inc	Situ Dec	D.C.T.		n	k	α_{95}
Inc	Dec	Inc	Dec	Inc						Dec	Inc			
9.3	24	002	38	011	4	190	7							
12.5	-03	200	21	202	5	14	19							
16.1	-02	215	-03	215	5	17	17	24	061	22	064	3	10	33
16.5								-08	035	-07	034	3	10	34
19.1	07	167	16	169	5	55	9							
26.3	-03	022	-25	025	5	142	6							
27.6	-03	208	16	215	5	8	25							
27.7	-20	230	-11	213	6	19	14							
28.A	-61	170	-04	160	5	16	18	63	027	16	353	6	14	17
28.B	09	190	46	218	4	49	12	42	068	26	025	4	8	29
29.6	08	030	13	019	5	22	15	00	228	-22	218	3	8	29
30.2	-31	164	-03	165	5	314	4	21	006	-06	005	6	120	6
30.3	-01	189	24	191	4	15	21							
31.1	07	056	24	070	4	91	8	14						
Media 1	11	019			13	8.2	15							
Media 2			-04	019	13	6.1	18							
Media 3								23						
Media 4														

C.A. = Componente A; C.B. = Componente B. Otras abreviaciones ver en la Tabla 1.

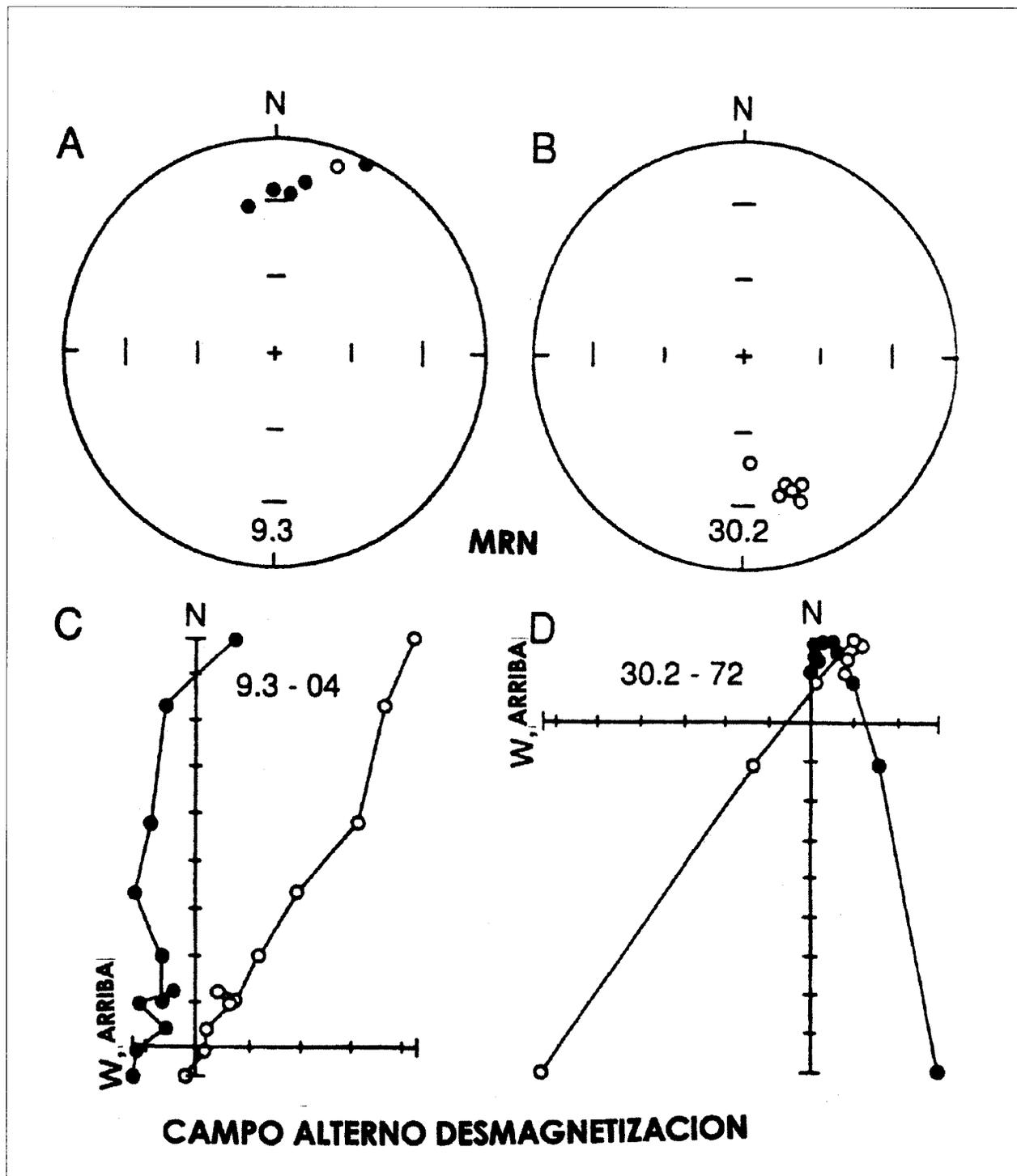


FIGURA 8

Ejemplos del magnetismo remanente natural (MRN) de la Formación Irra forma dos grupos principales con polaridades normales (A) y reversas (B). Los dos grupos presentan un buen agrupamiento. C) Diagrama de vectores (Zijderveld) de las componentes obtenidas con destización de campo alterno en los que se muestra que la componente característica de alta coercividad (A) tiene una polaridad reversa y (D) que la componente característica de alta coercividad (B) tiene una polaridad normal

Las medidas paleomagnéticas en el presente estudio se realizan con el fin de obtener información relacionada con rotaciones estructurales que pudieron haber acompañado las deformación de los sedimentos en la cuenca de Irra.

Ejemplos de componentes normales con coercividad baja sobreimpuesta a componentes normales con coercividad alta se observan en el afloramiento 26.3, y de componentes reversas de coercividad baja sobreimpuestas a componentes reversas de coercividad alta se encuentran en los afloramientos 20.7 (**Figura 9B**). Si bien fue posible deducir claramente la componente de baja coercividad para los 15 afloramientos (**Figuras 9A, B**), la componente de alta coercividad no pudo ser aislada en las mismas muestras. En este último caso, lo que generalmente ocurre es que a altos campos de desmagnetización la componente de alta coercividad tiende a adquirir "ruido" (**Figura 9C**). El procedimiento deseable para tratar la componente de alta coercividad, la cual probablemente esta presente en hematita, es la desti-zación térmica pero debido a que los sedimentos están protegidos en cajas plásticas, esto no fue posible. En la ausencia de la desmagnetización térmica, la componente de alta coercividad no genera resultados de alta precisión aunque es claro que los parámetros estadísticos en 7 de los 15 afloramientos analizados son aceptables (**Figuras 10C, D, Tabla 2**).

La componente A, debido a la baja coercividad que presenta en la desmagnetización de campo alterno, reside en magnetita o maghemita. La componente B, de alta coercividad, está posiblemente presente en hematita así como en magnetita ya que algunas direcciones cambian muy levemente bajo la desmagnetización de campo alterno aun por encima de 90 mT. Ambos componentes muestran reversas antipolares. La polaridad dominante para la componente A, de baja coercividad es reversa, y la polaridad dominante para la componente B, de alta coercividad, es normal (**Figura 10**).

La corrección tectónica fue aplicada tanto a la dirección de baja como de alta coercividad (**Tabla 2 y Figura 10**). Se ha encontrado que para los 13

afloramientos analizados la componente de baja coercividad tiene un mejor agrupamiento in situ (antes de corrección tectónica) con un valor correspondiente de Kappa de 8.2 mientras que después de la corrección tectónica Kappa es de 6.1. Una pequeña mejora en la estadística puede ser obtenida por omisión de 'outliers'. La componente B de alta coercividad presenta un mejor agrupamiento después de la corrección tectónica. En los 7 afloramientos para los cuales la componente B se recobró razonablemente, el valor Kappa es 9.3 después de la corrección tectónica y 7.2 antes de la corrección tectónica. Estas diferencias indican que la componente de baja coercividad A fue adquirida después del plegamiento, y la componente de alta coercividad B fue adquirida antes del plegamiento. Se concluye entonces que la componente B es más antigua que la componente A y que la componente B, probablemente representa la dirección de magnetización remanente primaria.

La medida de la declinación de estas componentes es también bastante importante. La declinación de la componente de baja coercividad A es, para la polaridad normal, 019° , con una inclinación de 11° (**Tabla 2**). La medida de la declinación para la componente B de alta coercividad, después de la corrección tectónica es 029° con una inclinación media de 14° . La dirección esperada teóricamente a esta latitud, por comparación, es $D=000^\circ$, $I=10^\circ$. Ambas generaciones de remanencia han sido rotadas en dirección de las manecillas del reloj desde el norte. La componente más antigua B ha sido rotada aproximadamente 029° mientras la componente más joven A ha sido rotada cerca de 019° . Se interpreta que estos estratos sufrieron una rotación neta en dirección a las manecillas del reloj de 010° antes de que ellas fueran remagnetizadas con la componente A. No es claro si estos 010° de rotación toman lugar antes o después del plegamiento, o si estos son el resultado de dos o más rotaciones anteriores a de la componente A (MacDonald, 1980). Se concluye que después de la magnetización, estos estratos fueron rotados en dirección de las manecillas del reloj aproximadamente 019° (la declinación observada menos la declinación esperada es $019-000^\circ$). Debido a que la rotación en dirección a las manecillas del reloj es consistente con el desplazamiento lateral derecho, y que el plegamiento probablemente ocurre durante el desplazamiento lateral izquierdo, se deduce que siguiendo el período de plegamiento otra inversión del movimiento relativo de Romeral ocurrió, siendo esta vez lateral derecho teniendo como consecuencia la rotación de la componente A en dirección de las manecillas del reloj a la orientación presente.

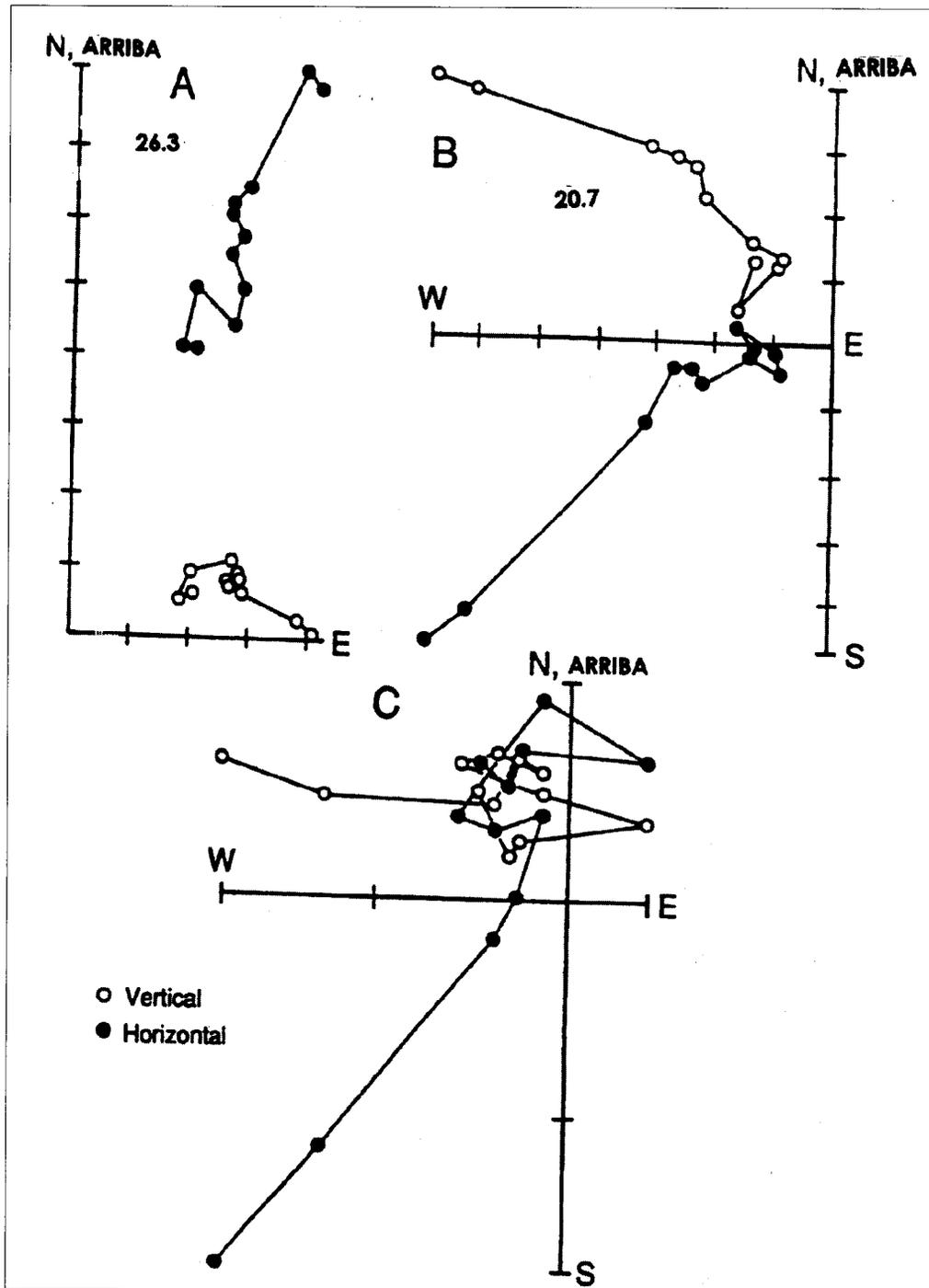


FIGURA 9

A) Ejemplos de diagramas vectoriales (Zijderveld) de los resultados obtenidos con desmagnetización de campo alterno para afloramientos que muestran una componente de baja coercividad sobrepuesta a una componente de mas alta coercividad también con polaridad normal. La componente de alta coercividad esta bien definida. B). Un caso similar a (A), excepto que las componentes de alta y baja coercividad presentan ambas polaridad reversa. C) Para varios afloramientos la desmagnetización de campo alterno muestra una componente de baja coercividad bien definida, pero a campos mas altos no es posible aislar la componente de alta coercividad. Las marcas en los ejes están a intervalos de $25 \cdot 10^{-3}$ emu (unidades electromagnéticas)

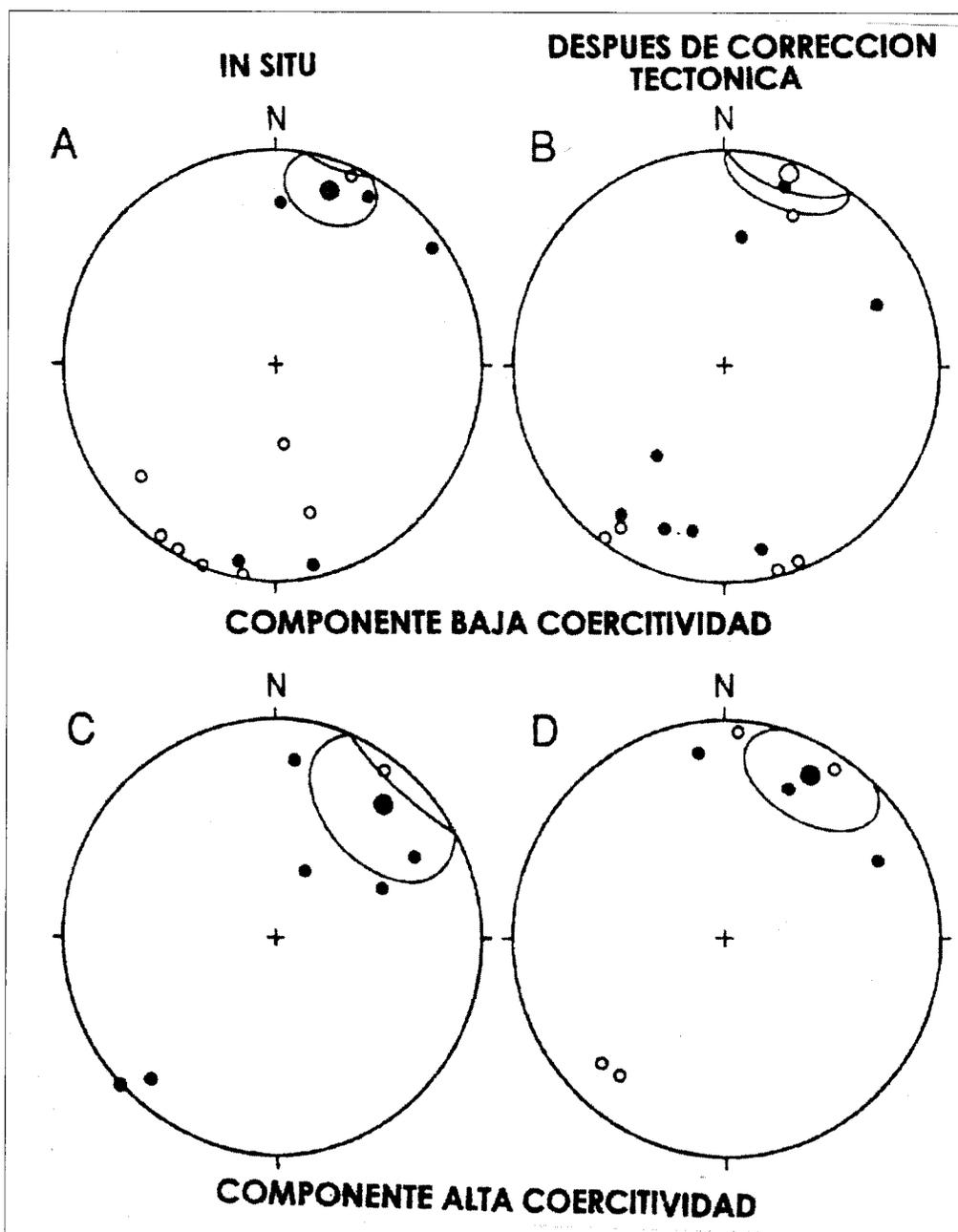


FIGURA 10

Las componentes de alta y baja coercitividad se comparan in situ (coordenadas geográficas) y después de corrección tectónica (coordenadas estratigráficas). La componente de baja coercitividad presenta un mejor agrupamiento antes de la corrección tectónica (A) que después de esta corrección (B), mientras que la componente de alta coercitividad presenta un mejor agrupamiento después (D) de la corrección tectónica que antes de la misma (C). Las gráficas A, B, C y D corresponden a las medias 1, 2, 3 y 4 en la Tabla 3 respectivamente

Desplazamientos de rumbo de la zona de falla de Romeral

La evolución y deformación de la Cuenca de Irra y sus sedimentos han sido afectados por tres episodios de desplazamiento de rumbo a lo largo del sistema de fallas de Romeral el cual es adyacente al área; un cuarto movimiento es indicado por las medidas de microsismicidad. Estos episodios son los siguientes:

- i) Un período "temprano" de desplazamiento lateral derecho, durante el cual la cuenca de Irra se desarrolla; la edad de este desplazamiento es aproximadamente Mioceno tardío; este movimiento posiblemente estuvo acompañado por algunos movimientos de rotación de la componente A de alta coercividad (**Figura 11A**).
- ii) Un período intermedio de desplazamiento lateral izquierdo, durante el cual la cuenca de Irra fue "cerrada" con el acompañamiento de estructuras compresivas: pliegues y fallas de cabalgamiento en sentido NE; la edad de este desplazamiento se estima fue pre-inconformidad de la unidad A, aproximadamente Pleistoceno. Este movimiento probablemente fue acompañado por una rotación contraria a las manecillas del reloj de la componente A en fallas de cabalgamiento (**Figura 11B**).
- iii) Un período tardío de desplazamiento lateral derecho, durante el cual las direcciones de magnetismo remanente pre-plegamiento y post-plegamiento de la cuenca de Irra fueron rotadas cerca de 20°; la edad de este movimiento: Pleistoceno (?); tal vez esta edad sea la misma de la unidad A (**Figura 10A**).
- iv) Eventos recientes indican un movimiento lateral izquierdo a partir de medidas de microsismicidad (Hutchings et al., 1981) para el sistema de fallas Cauca y Romeral.

La declinación más hacia el este de la componente B ($D=029^\circ$), que es la más antigua, relativa a la componente A ($D=019^\circ$), que es la más joven, parece un poco inusual en términos de la secuencia de eventos que acá se propone al menos que la componente B haya sido rotada significativamente en la dirección de las manecillas del reloj durante la fase i; de lo contrario, sería de esperarse que esta componente tuviera una decli-

nación mas hacia el oeste que la componente A más joven, debido a que la fase ii habría rotado la componente B en la dirección opuesta a las manecillas del reloj antes de la formación de la componente A, la cual es pos-plegamiento, ej: pos-fase ii. Los 020° de rotación posteriores a la formación de la componente A están afectando a ambas componentes A y B igualmente. Finalmente, estos resultados ayudan a explicar por que ambos desplazamientos, lateral izquierdo y lateral derecho, han sido reportados para las fallas asociadas al sistema de Romeral (Campbell, 1974; Hutchings et al., 1981, Dengo, 1985, Restrepo y Toussaint, 1988). No se trata de que Romeral sea lateral derecha o lateral izquierda, más bien se trata de ver que movimiento relativo tiene, en que área y en que momento.

ESTUDIOS DE ANISOTROPIA MAGNETICA

Otro de los objetivos al muestrear las rocas sedimentarias de la Formación Irra fue el de interpretar la orientación de la dirección de flujo y el área fuente de los sedimentos utilizando la dirección de elongación del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) (Galehouse, 1968, Rees, 1965; Lee et al., 1990; MacDonald y Palmer, 1990). La deformación estructural sin embargo puede imprimir una fábrica secundaria en la roca, la cual puede parcial o completamente enmascarar el AMS en respuesta a la primera fábrica depositacional. Este efecto ha sido evaluado como un camino posible para estimar los parámetros de esfuerzos en la roca (deformación o compactación) a partir de la forma del elipsoide del AMS. (Kligfield et al., 1981; Lowrie y Hirt, 1987). Experimentalmente Richter et al. (1991) ha demostrado en sedimentos sintéticos que los ejes de anisotropía rotan y se alejan de la fábrica depositacional hacia los ejes de deformación cuando los esfuerzos exceden un 30%. Las observaciones en este trabajo además de aquellas presentadas por otros autores, sugieren que en rocas naturales estos cambios comienzan a esfuerzos mucho menores. Para este estudio, se tiene como hipótesis que el ASM registrado en la Formación Irra podía ser usado para descifrar el patrón de flujo depositacional, o alternativamente para caracterizar los esfuerzos. En los estudios estructurales y sedimentológicos se tomaron medidas de direcciones de flujo y orientaciones de planos axiales para compararlos con los resultados de ASM.

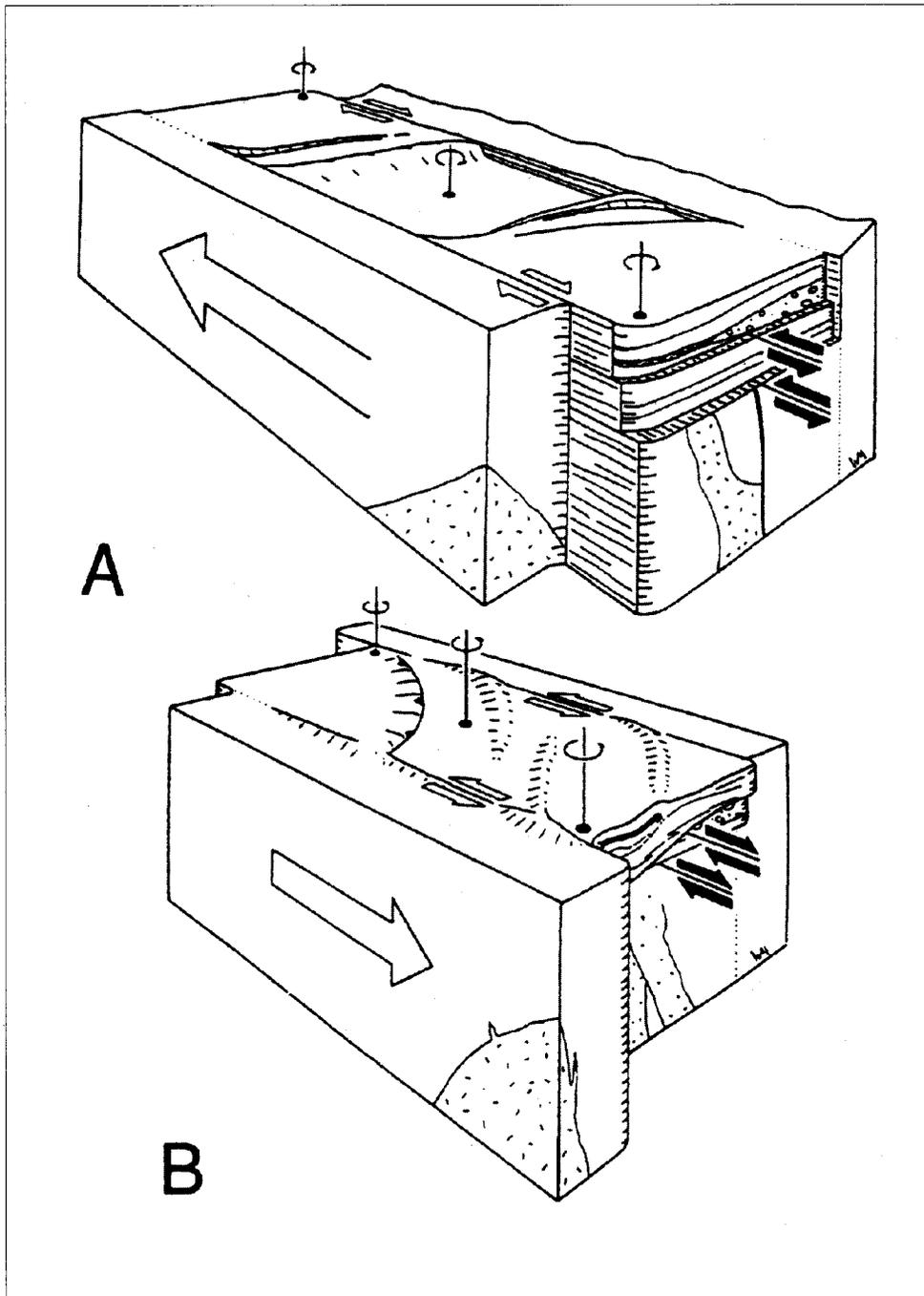


FIGURA 11

El desarrollo y la deformación de la cuenca de Irra está acompañada por inversiones en el sentido del movimiento de la zona de falla de Romeral. A) La iniciación y depositación de los sedimentos está acompañada por un movimiento lateral derecho por encima de un "right step-over" que está siendo cubierto por la cuenca. B) Cambio en el movimiento relativo de la falla, convirtiéndose en lateral izquierda. Los sedimentos en la cuenca son deformados generando pliegues y fallas de cabalgamiento a medida que el bloque oeste se mueve hacia el sur con respecto al bloque este. Rotaciones contrarias a las manecillas del reloj a lo largo de los contactos probablemente acompañan la apertura de la cuenca en la fase lateral derecha (A), y rotaciones en el sentido de las manecillas del reloj acompañan compresiones durante la fase izquierda (B)

Metodología

Las medidas del ASM fueron realizadas en las mismas muestras utilizadas para los estudios paleomagnéticos; en este caso la anisotropía se midió utilizando el KLY-2 Kappabridge de la Universidad de Colgate. El análisis de los datos se realizó utilizando el programa de computador creado por Lienert (1991), en el que se implementan los métodos estadísticos de Hext (1963) y Jelinek, (1978).

Resultados

La dirección media de los ejes principales de susceptibilidad para los diferentes afloramientos están resumidos en la **Tabla 3**. Convencionalmente el eje máximo, intermedio y mínimo están representados por K_1 , K_2 , y K_3 , respectivamente. La anisotropía en estos sedimentos, es relativamente moderada, alcanzando cerca del 3% en "elongación", como lo indica la relación K_1/K_2 , y cerca de 7% de "aplanamiento" del ASM elipsoide, como lo indica la relación K_2/K_3 (**Figura 12**).

Estas relaciones muestran que el elipsoide principal corresponde a estas rocas sedimentarias es leve-mente discoidal, y un tanto menos elongado que achatado.

Los ejes ASM y sus direcciones medias son graficados para cada afloramiento en la **Figura 13**. Para la mayoría de los afloramientos, los ejes están bien agrupados, excepto por unos pocos en los cuales los ejes K_2 y K_3 están algo dispersos. El eje K_1 con una dirección predominantemente NE/SW y con una somera inclinación es aproximadamente paralelo al eje de pelgamiento de la cuenca de Irra (**Figura 7**) y no parece estar asociado a las direcciones de flujo medidas (**Figura 14**). El polo K_3 de otro lado, muestra más variabilidad con direcciones que van desde subhorizontal hasta fuertemente inclinadas. Los polos del eje K_3 que se grafican cerca al centro de la proyección estereográfica representan planos de aplanamiento próximos a la horizontal y los polos que se localizan cerca al perímetro de la proyección representan planos de aplanamiento próximos a la vertical.

TABLA 3
Medias de la anisotropía de susceptibilidad magnética en cada sitio (*in situ*)

Mtr. #	K	K_1/K_2	K_2/K_3	Dec	K_1 Inc	Dec	K_2 Inc	Dec	K_3 Inc
9.3	10.3	1.102	1.064	105.5	15.8	354.5	51.1	026.7	-34.5
10.2	7.6	1.026	1.022	355.1	51.8	021.6	-35.2	102.2	13.1
12.5	9.4	1.010	1.016	223.9	-06.1	300.5	65.4	316.6	-23.7
16.1	14.0	1.017	1.037	031.0	44.8	136.5	15.2	060.3	41.3
16.5	8.5	1.030	1.030	046.2	51.3	321.4	-04.1	234.6	38.4
19.1	6.7	1.022	1.024	056.3	42.0	125.4	-21.6	015.8	-40.2
24.1	7.5	1.012	1.029	013.9	55.6	092.5	-07.7	357.4	-33.3
26.3	6.1	1.013	1.021	037.0	11.0	204.1	78.7	306.6	02.5
27.6	3.9	1.080	1.016	040.1	11.1	202.9	78.4	309.5	03.3
27.7	8.1	1.008	1.014	020.4	17.8	168.1	69.2	107.0	-10.4
28.a	7.3	1.005	1.018	046.8	-17.9	332.5	40.0	118.3	44.6
28.b	4.5	1.034	1.023	064.7	-28.5	332.1	-04.9	053.2	61.0
29.6	10.5	1.026	1.054	023.2	-00.2	000.9	48.0	087.8	87.8
30.2	3.3	1.013	1.084	065.0	-16.6	328.1	-22.0	009.1	61.9
30.3	1.4	1.008	1.055	110.4	10.4	021.6	-06.1	321.8	77.9
31.1	15.7	1.022	1.061	006.3	-00.5	276.4	38.0	089.5	86.2

K es el site-mean volumen susceptibilidad $\times 10^{-3}$ unidades SI.

K_1 , K_2 , K_3 , son los ejes de susceptibilidad máximo, intermedio y mínimo respectivamente.

Dec = declinación y Inc = inclinación (°).

Interpretación

Para clarificar el patrón individual de los ejes K_1 y K_3 , sus direcciones medias son graficadas separadamente en la **Figura 15**. El eje K_1 claramente tiene una dirección principal NE/SW (**Figura 15A**). Se observan dos "datos aislados", correspondientes a los afloramientos 9.3 y 30.3, con una dirección ESE, posiblemente representando la fábrica de flujo primario. La dirección media para el eje K_1 se inclina (plunge) 17° en la dirección 040° . Excluyendo estos dos afloramientos con resultados aislados, la dirección media del eje K_1 (14 afloramientos) se

inclina 17° en la dirección 035° . Estos datos se comparan favorablemente con la orientación media de los ejes de plegamiento determinados por el método de eigenvalue a partir de los polos individuales de estratificación (**Figura 7**) los cuales tienen una inclinación de 01° en la dirección 036° . La dirección media de los ejes de plegamiento para las 12 localidades representadas en los 16 afloramientos dan una inclinación media de 04° en la dirección 051° . Esta última orientación es menos representativa de la estructura regional que la orientación que está siendo representada en la **Figura 7**.

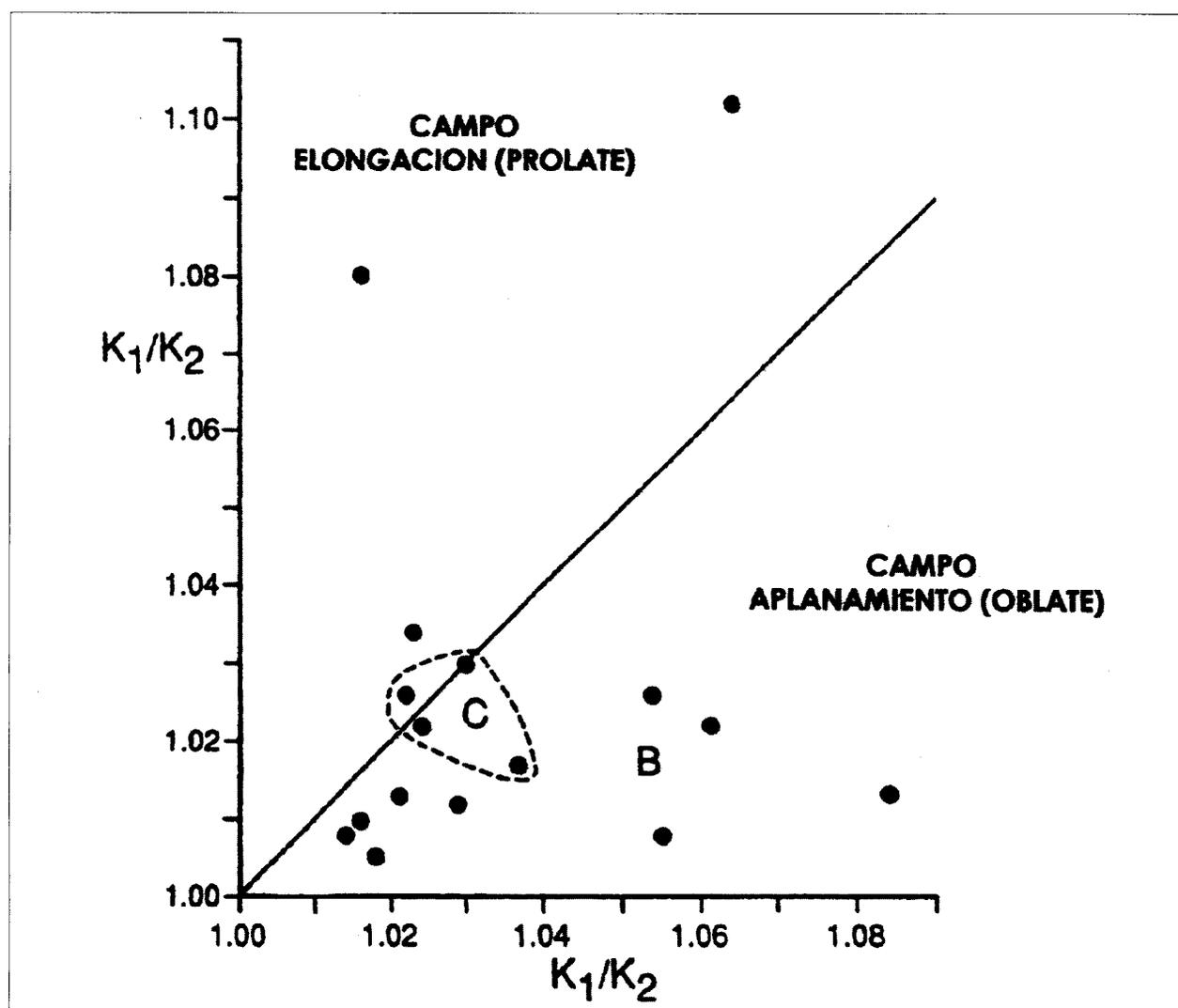


FIGURA 12

Las relaciones de las direcciones medias de los ejes de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) indican que el elipsoide presenta una elongación (k_2/k_3) de hasta 3% y un aplanamiento (k_2/k_3) de hasta 7%. B y C se refieren a las unidades B y C de la Formación Irra

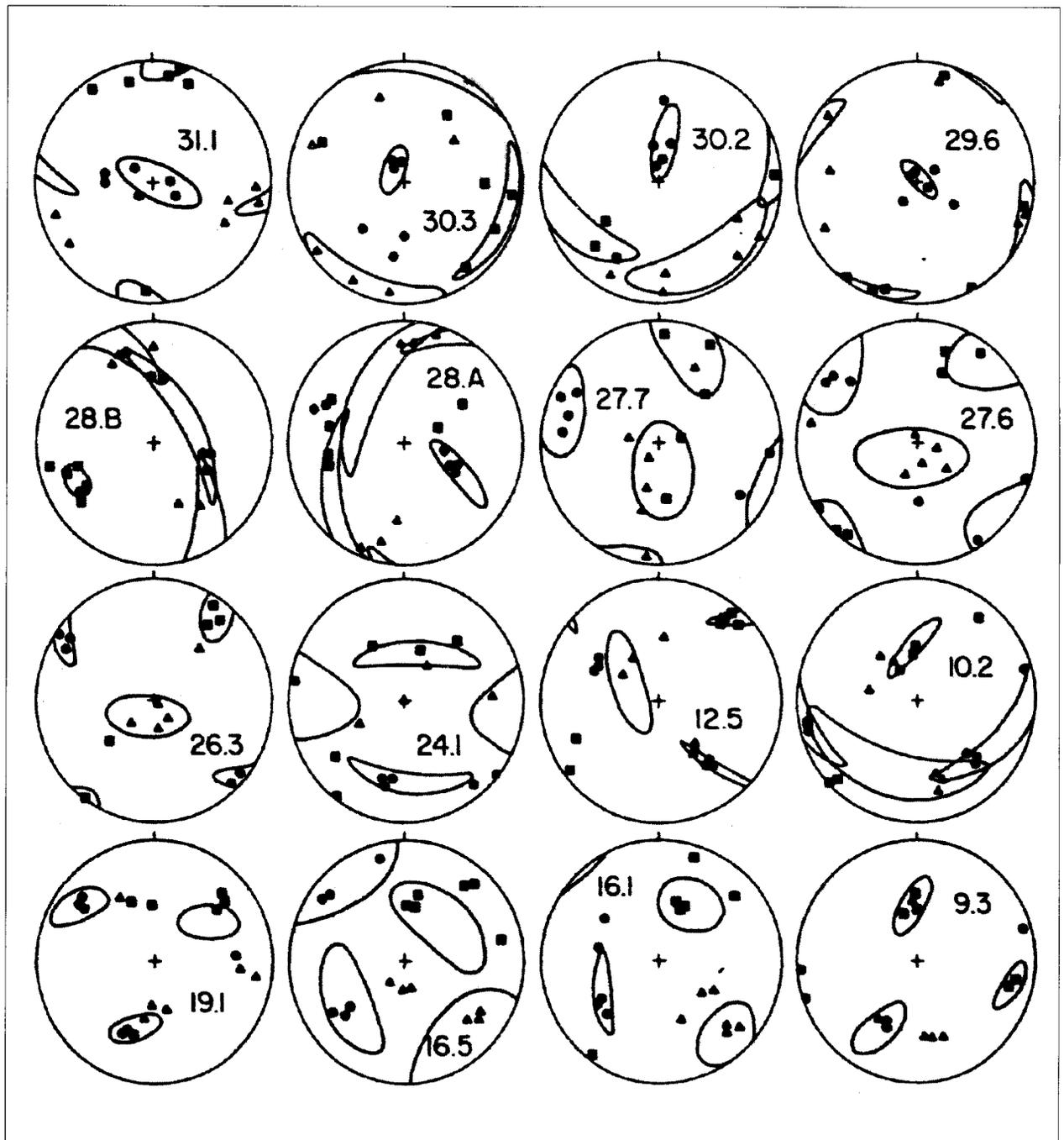


FIGURA 13

Direcciones medias de (ASM) para la Formación Irra muestra una muy buena correspondencia con las características estructurales. El eje K_1 (de máxima susceptibilidad) esta orientado principalmente hacia el NE/SW, paralelo a la orientación de los ejes de pliegues presentes en la cuenca. El eje K_3 (de mínima susceptibilidad) se encuentra cerca del polo que se esperaría para un plano axial cerca a la vertical. Cuadros, triángulos y círculos representan los ejes K_1 , K_2 , K_3 respectivamente. La proyección se encuentra en el hemisferio inferior en una proyección de igual área (Red de Schmidt)

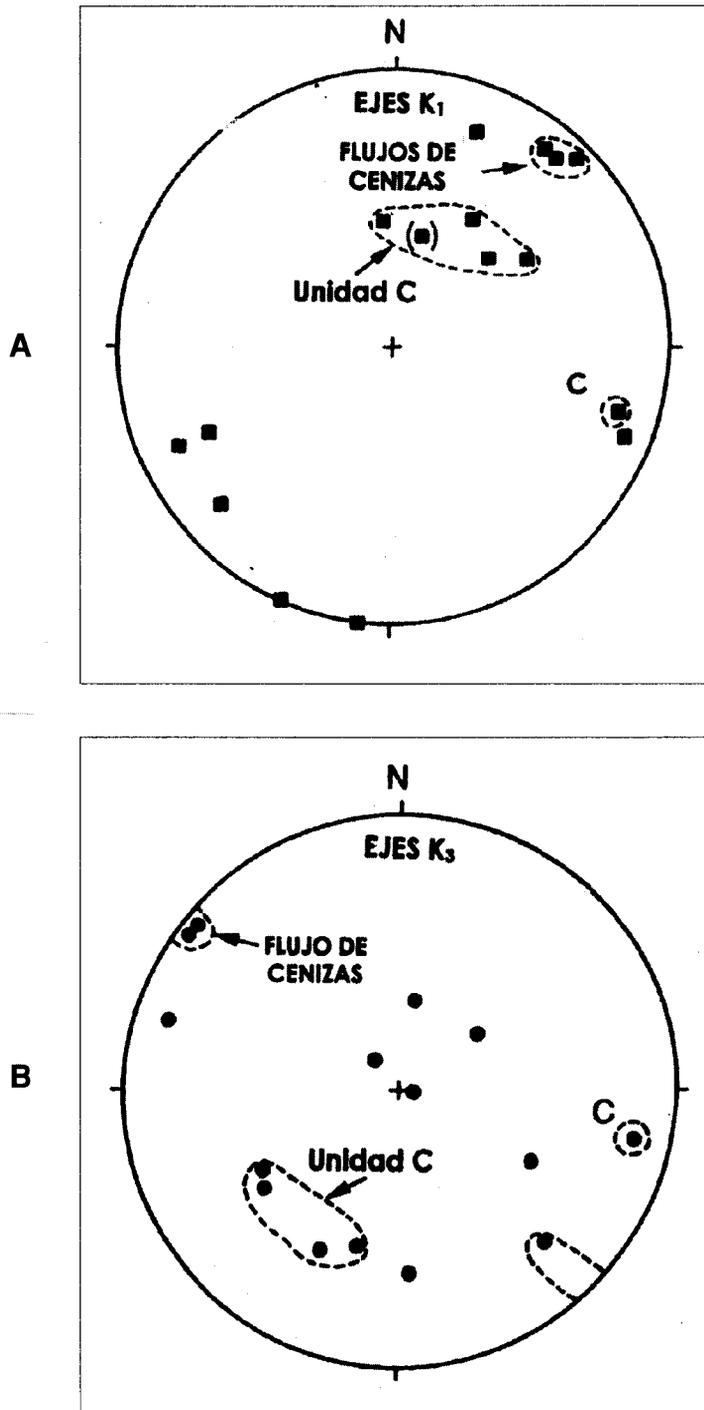


FIGURA 14

Las direcciones de paleocorriente en los sedimentos de la Formación Ira indican una distribución bimodal hacia el norte y oeste en la Unidad C y Unimodal en la unidad B

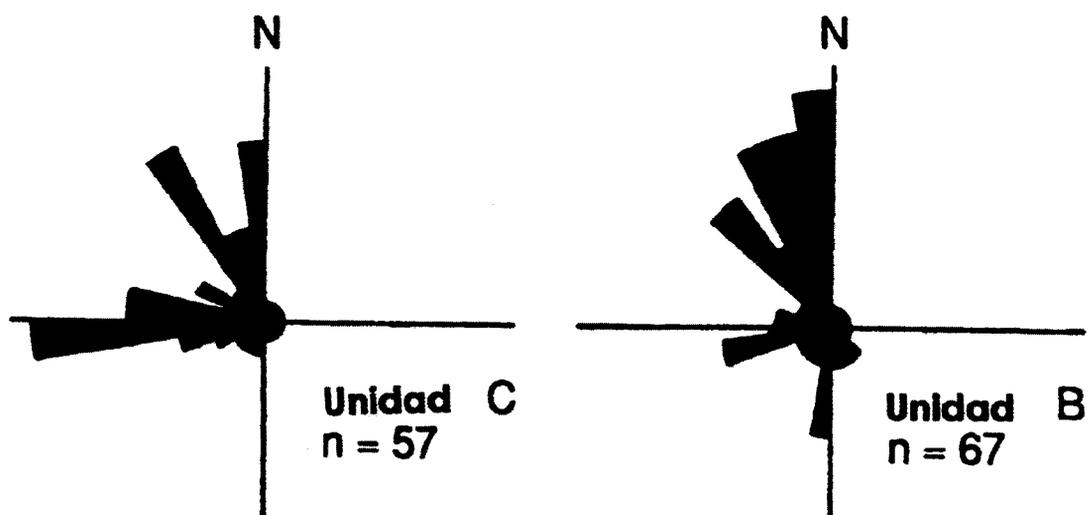


FIGURA 15

Direcciones medias de los diferentes ejes de susceptibilidad magnética graficados separadamente. El eje K_1 tiene una orientación NE/SW paralela a los ejes de pliegues de la Formación Irra. Los ejes para los flujos de cenizas tienen una buen agrupamiento y se diferencian de los ejes de ASM de los sedimentos. Los ejes de la unidad C se agrupan en un grupo distinto

Las medidas de campo de las estructuras indicadoras de flujos sedimentarios (**Figura 14**) indican un flujo unimodal hacia el norte en la Unidad B y un flujo bimodal hacia el norte y el oeste en la Unidad C. El eje K_1 claramente presenta una mejor correlación con el eje de plegamiento que con el eje de los flujos. Lo que se deduce de la distribución de los ejes K_1 es que ellos representan los efectos de un esfuerzo primario, y no indican la fábrica de flujo depositacional. Aunque visualmente la fábrica obvia en estas rocas es de tipo depositacional antes que de tipo deformacional, la anisotropía magnética muestra una situación opuesta, con la deformación primando sobre los efectos de la depositación. B) El eje K_3 se distribuye siguiendo un círculo (girdle) con orientación NE. Los polos K_3 que se encuentran cerca al centro de la proyección estereográfica presentan inclinaciones suaves para el aplanamiento del elipsoide, indicando que los parámetros primarios dominan. Los polos K_3 cerca al borde NW de la proyección sugieren que parámetros secundarios (clivaje de plano axial por ejemplo) han influenciado la fábrica magnética y que afectan los flujos de cenizas más que a los sedimentos.

En la **Figura 14B**, la dirección media del eje K_3 para los diferentes afloramientos define una faja

que no es del todo diferente a la definida por los polos de estratificación (**Figura 7**), excepto que en los ejes K_3 los polos están cerca al perímetro de la proyección estereográfica representando planos que están casi verticales. Estos planos verticales se encuentran todos en flujos piroclásticos relativamente masivos para los cuales el eje K_3 de susceptibilidad magnética indica que la fábrica deformacional domina sobre la fábrica depositacional.

La variabilidad espacial de la susceptibilidad de AMS ocurre dentro de la Formación Irra por unidades. Debido a que sólo hay un afloramiento (12.5) en la Unidad A éste se descarta por el momento. La relación entre ejes axiales para la Unidad C presentan una buena agrupación (línea oscura **Figura 12**). De la misma manera, el eje K_1 para la unidad C tiende a una inclinación más pendiente (**Figura 14A**) y los polos del eje K_2 están desplazados correspondientemente (**Figura 14B**). Todos los afloramientos de la unidad C están localizados en la parte sur de la cuenca de Irra.

La fábrica ASM de los flujos de cenizas en la unidad B son claramente diferentes a los sedimentos de la unidad C. Estos flujos presentan un buen

agrupamiento de los ejes K_1 cerca a la dirección de los ejes de plegamiento (**Figura 15A**). Los polos del eje K_3 en los flujos de ceniza que se encuentran levemente inclinados indican planos de aplanamiento de los elipsoides fuertemente inclinados (**Figura 15B**). Aparentemente la fábrica magnética de estos flujos de cenizas competentes registran el efecto de las fuerzas asociadas con el plegamiento mejor de lo que lo hacen los sedimentos más competentes. Este es un resultado inusual que parece ser contrario a lo que intuitivamente se esperaría por lo que merece estudiarse más en profundidad en ésta y en otras áreas.

CONCLUSION

En resumen, los ejes K_1 son una réplica de la dirección de eje axial de plegamiento, mientras que los ejes K_3 , con la excepción de los flujos de cenizas donde corresponden a la orientación del plano axial, son principalmente la expresión de la dirección de los polos de estratificación, las pocas excepciones en los flujos de cenizas reflejan el eje de plegamiento superficial.

ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

De las tres unidades definidas en la Formación Irra sólo el material epiclástico y piroclástico de la Unidad B presenta un área fuente controversial. Teniendo como base la relación de campo, la Unidad A puede ser relacionada a la actividad volcánica Plioceno -Pleistoceno del volcán del Ruiz-Cerro Bravo y la unidad C se puede interpretar que ha sido derivada de la Cordillera Central flanco este de la cuenca Irra, no sólo porque contiene fragmentos de las rocas volcánicas básicas (Fm. Quebradagrande ?) y fragmentos de rocas metamórficas, sino porque también los indicadores de paleocorrientes sugieren direcciones de flujo desde el este y del sureste. Los sedimentos de la Unidad B, sin embargo se pueden derivar de dos áreas diferentes: del eje de la Cordillera Central (Complejo Ruiz - Tolima) donde el volcanismo se presenta desde Mioceno (?), o de la cuenca del Cauca donde el volcanismo Mioceno-Plioceno está asociado con intrusiones hipoabisales y depósitos piroclásticos (Fm. Combia).

Durante el curso del presente estudio, análisis químicos y de paleocorrientes fueron efectuados en

materiales piroclásticos principalmente de la Unidad B. Los análisis químicos son comparados con análisis reportados de la Formación Combia y del volcán del Ruiz.

Métodos

Aproximadamente 125 muestras de areniscas, tobas y clastos de conglomerados fueron colectados a través del área de estudio, en su mayoría corresponden a la Unidad B. Los análisis químicos fueron realizados utilizando un DC espectrómetro de plasma. La preparación de las muestras incluyó limpieza del material alterado, corte, trituración y pulverización, este último procedimiento en morteros de circón para evitar contaminaciones eventuales. La disolución de las muestras fue llevada a cabo tomando aproximadamente 0.1 gramos de cada muestra y 0.4 gramos de metaborato de litio (flux) para luego ser fundidos en morteros de grafito por espacio de 15 minutos a 1060°C; el producto de cada fusión fue luego disuelto en 50 ml de una solución 12.5% HCl, mezclado con Li y Ge. Con este procedimiento se producen muestras diluidas en una solución 1:500, las cuales son apropiadas para el análisis de elementos traza (Ba, Sr, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, V, Zn, y Zr). Una segunda solución diluida 1:5000 es preparada para determinar la concentración de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, y K).

Resultados

Los flujos piroclásticos de la Unidad B tienen un carácter calco-alcalino, con características bastante similares entre sí (**Tabla 4**). En el diagrama de AFM (**Figura 16**) todas las muestras se registran en el campo calco-alcalino de acuerdo a los diagramas de Irvine y Barager (1971). Estas rocas son predominantemente andesíticas con un rango composicional de sílice de 55-65 %. En los diagramas de $K_2O - SiO_2$ los materiales analizados se encuentran en los campos de medio a alto contenido de K, teniendo contenidos de K_2O en un rango de 1-3.5%. Con relación a la concentración de los elementos trazas, el contenido de cromo varía entre 2 y 75 ppm, el Ba en una concentración entre 400 a 1600 ppm, Ni está en el orden de 2 a 35 ppm y el Sr la concentración en un intervalo de 450 - 900 ppm.

TABLA 4
Análisis Químicos de los Sedimentos Volcánico-Clásticos de la Formación Irra

Must. #	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃ Tot	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O_s	P₂O₅	Total
1.5	62.65	0.46	17.78	4.89	0.07	2.85	4.20	4.01	2.47	0.18	99.56
1.7A	61.90	0.67	17.45	4.83	0.09	2.95	4.88	3.79	2.32	0.20	99.08
1.8	62.91	0.66	16.83	4.72	0.08	3.14	4.78	3.72	2.71	0.18	99.73
2.2	62.50	0.71	17.90	5.24	0.15	2.09	4.86	3.67	2.45	0.23	99.80
2.4B	65.74	0.46	17.20	4.14	0.08	1.54	4.34	3.52	2.74	0.23	99.99
2.4C	66.01	0.34	16.48	3.98	0.05	2.04	3.89	3.86	2.91	0.17	99.73
9.1	63.47	0.64	16.89	4.86	0.06	3.14	4.75	3.23	2.01	0.17	99.22
12.7	63.67	0.67	17.45	4.96	0.08	1.80	4.71	3.58	2.66	0.21	99.79
15.4	62.79	0.83	18.64	5.11	0.07	3.21	4.58	2.90	1.34	0.18	99.65
16.5	64.51	0.60	17.95	4.94	0.08	2.35	4.72	2.98	1.72	0.14	99.99
16.7B	67.40	0.46	16.93	4.31	0.04	1.82	3.87	2.12	2.79	0.17	99.91
19.1A	63.89	0.80	18.24	5.17	0.07	2.40	3.65	3.25	2.10	0.16	99.73
23.3	63.02	0.70	16.95	5.29	0.08	2.37	5.54	3.43	2.41	0.21	100.00
24.2	60.36	0.598	21.10	5.58	0.07	0.51	4.17	4.43	2.42	0.35	99.59
24.4	63.24	0.93	19.10	4.87	0.08	2.07	4.62	2.93	1.92	0.19	99.99
26.1	63.07	0.71	17.45	6.26	0.096	2.01	4.26	3.53	2.24	0.30	99.93
27.1	61.50	0.83	16.84	4.69	0.12	2.72	7.93	3.50	1.56	0.32	100.01
27.10	63.52	0.548	15.33	4.76	1.66	2.00	7.26	3.17	1.50	0.22	99.97
27.12	63.73	0.605	18.67	5.27	0.07	1.80	4.50	3.32	1.78	0.23	99.89
27.3	63.20	0.66	17.85	4.00	0.14	2.68	6.01	3.89	1.19	0.35	99.97
27.6	61.67	0.69	18.35	5.93	0.13	2.42	5.15	3.29	1.93	0.29	99.85
28.1	64.81	0.510	17.49	5.20	0.08	1.69	5.24	3.81	1.33	0.24	100.4
28.10	63.18	0.56	18.50	5.85	0.076	2.21	5.12	3.13	1.17	0.28	100.0
28.12	61.20	0.68	16.55	4.90	0.59	2.47	5.23	5.80	2.25	0.28	99.95
28.2	64.11	0.44	17.00	4.98	0.090	1.81	5.30	4.16	1.58	0.24	99.71
28.3	65.52	0.60	17.75	4.96	0.07	1.89	4.31	2.96	1.27	0.21	99.54
28.5	64.59	0.673	18.27	4.40	0.12	2.21	4.43	2.78	1.72	0.22	99.41
28.6	65.15	0.45	18.05	5.36	0.48	0.80	5.49	2.78	1.19	0.18	99.93
29.2	63.13	0.34	19.51	4.51	0.07	2.47	4.45	3.44	1.54	0.24	99.70
29.4	63.41	0.68	17.87	6.42	0.06	2.02	4.42	2.86	1.58	0.22	99.54
29.6	63.29	0.62	18.23	5.50	0.08	1.58	5.01	3.74	1.34	0.13	99.52
30.1	61.48	0.70	17.36	6.00	0.121	2.36	6.69	3.61	1.41	0.25	99.98
30.2	61.50	0.56	19.00	4.00	0.092	2.15	6.33	4.43	1.58	0.21	99.85

TABLA 4
Análisis Químicos de los Sedimentos Volcánico-Clásticos de la Formación Irra

Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Zn	Zr
993	19.9	4.3	19.7	14.9	11.6	1002	106	81	-
710	8.0	58.2	40.5	<5	16.7	507	140	305	-
1008	9.2	25.5	22.4	46.0	11.5	775	118	103	163
962	15.5	15.8	20.2	10.7	7.7	1021	93	99	-
1575	7.5	13.3	20.5	31.7	8.3	339	107	106	157
979	9.4	7.3	25.9	<5	7.7	623	83	103	-
838	14.4	10.2	28.6	<5	8.7	902	102	104	-
706	18.6	25.7	29.7	<5	6.8	727	72	97	-
1344	8.1	17.6	36.6	39.4	9.9	402	91	107	157
1772	17.8	45.3	60.1	15.2	13.6	505	149	115	-
801	-	25.3	27.6	13.4	10.0	941	90	133	221
807	24.4	41.2	48.0	20.6	15.0	602	190	109	-
1059	9.7	17.4	29.7	41.6	10.9	833	112	103	120
706	18.6	25.7	29.7	10.8	10.8	618	136	105	-
1779	6.6	22.8	14.8	57.2	8.1	883	76	103	175
1767	17.0	23.3	31.3	10.8	5.8	452	65	252	-
862	-	158.3	41.0	31.1	19.0	309	157	94	141
765	21.1	122.3	29.3	30.9	13.8	652	149	76	-
2647	<5	16.8	23.0	33.3	10.2	892	93	81	183
1000	10.9	20.4	28.9	<5	8.5	701	99	83	-
1052	6.8	33.2	34.0	47.6	12.0	798	106	109	168
998	9.2	39.4	35.9	51.5	12.6	810	115	107	129
425	-	77.0	48.4	5.7	17.7	247	117	100	183
802	16.8	52.1	28.8	12.9	11.8	339	166	99	-
1079	-	125.5	38.9	43.3	19.2	568	135	86	180
1046	10.7	68.5	32.0	54.5	12.6	1005	116	108	129
752	-	16.4	13.7	<5	11.1	948	83	110	159
605	6.5	14.8	18.4	51.3	11.1	604	123	102	175
1430	-	7.0	20.6	-	6.2	508	15	94	124
750	6.3	81.3	56.2	54.3	16.0	171	146	98	118
931	-	84.6	63.7	127.7	18.2	443	184	198	172
724	<5	45.0	41.5	49.3	12.7	419	102	107	125
973	<5	19.2	21.9	32.5	9.8	904	90	91	123
683	21.5	23.4	34.4	13.6	17.0	736	218	106	-
527	<5	7.2	13.7	40.1	12.1	1147	126	96	173
821	-	19.8	68.3	370.0	11.1	503	92	429	235
1088	-	<2	86.4	<5	8.5	920	45	62	138
1114	<5	22.8	36.1	39.0	10.9	878	96	98	151
749	16.3	20.0	41.8	7.6	11.4	555	141	95	-
697	7.5	<2	63.1	45.1	13.5	895	182	108	142
669	7.8	12.4	27.0	61.1	11.8	778	118	91	126
647	8.4	28.8	39.3	50.0	11.8	827	125	95	123
751	-	25.3	48.6	8.3	14.1	802	113	90	120

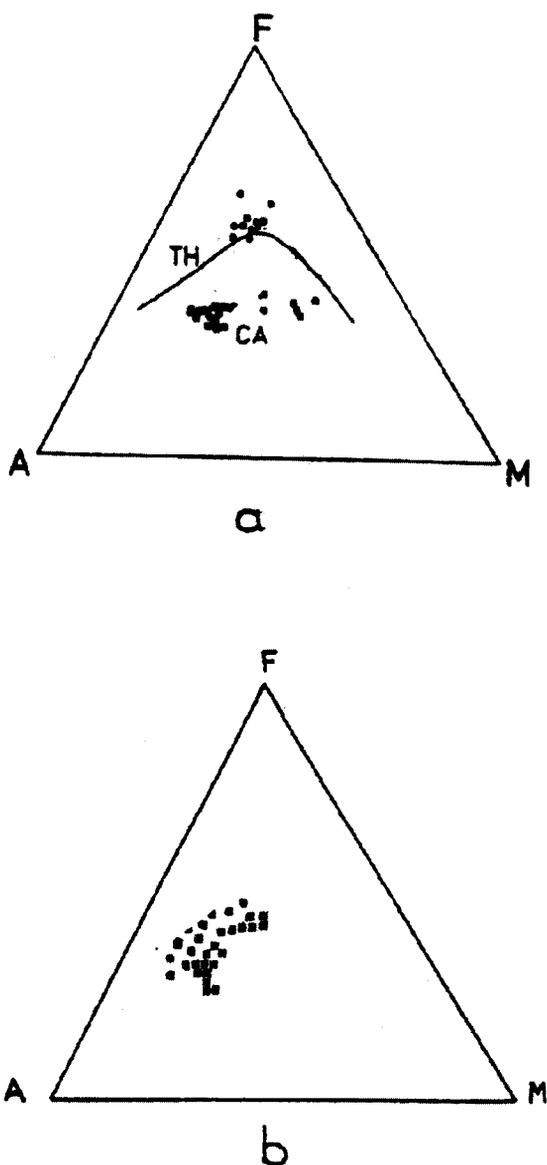


FIGURA 16

Diagrama AFM. Símbolos o Formación Combia, Volcán Nevado del Ruiz.

A) Nevado del Ruiz y Formación Combia (Marriner, 1984)

B) Rocas piroclásticas, Unidad B de este estudio

Interpretación

Los resultados son comparados con los análisis reportados para la Formación Combia y el volcán del Ruiz (Marriner y Millward, 1984). Las muestras de flujos piroclásticos de la Formación Irra (Unidad B) son similares en composición a las presentadas

por el volcán del Ruiz (Figuras 16 y 17) tanto en las características calco-alcalinas, como la concentración de los elementos trazas. La Formación Combia de otro lado, presenta una afinidad toleítica (Marriner y Millward, 1984).

Los análisis de paleocorrientes (Figura 14) indican que las direcciones de flujo de depositación de la Unidad B proviene de sur a norte opuesto a la dirección norte - sur que ellas deberían presentar si los sedimentos de la Unidad B fuera asociados a la Formación Combia.

Los resultados sugieren que aunque la Formación Combia esta constituida por material piroclásticos y epiclásticos con características macroscópicas que en algunos casos son similares a las de la Unidad B de la Formación Irra, las dos secuencias sedimentarias fueron derivadas de áreas fuentes diferentes y probablemente a diferentes tiempos. La Formación Combia es mas antigua y se originó en la depresión del Cauca; La Unidad B de la Formación Irra presenta características que son más afines con el volcán del Ruiz y posiblemente es más joven que ésta. Los depósitos volcanoclásticos de la Formación Mesa, localizada en el Valle del Magdalena (Van Houten, 1976) son muy similares a los presentes en la Unidad B de la Formación Irra. De aceptarse esta correlación se podría deducir que los depósitos volcanoclásticos están efectivamente relacionados con una actividad volcánica a lo largo de la cordillera Central.

CONCLUSIONES

Tres fases de movimientos de rumbo (Strike-slip fault) se pueden deducir de: 1) la formación de la cuenca Irra, 2) la deformación de sus sedimentos, 3) la rotación de sus sedimentos remagnetizados presentes en la cuenca.

Las edades correspondientes y el sentido de los movimientos de estas fases son: i) Mioceno Tardío: lateral derecho (sin depositacional), ii) Pleistoceno aproximadamente: lateral izquierdo (sin deformacional), iii) Pleistoceno - Reciente: lateral derecho. Una fase adicional, iv) Con movimiento lateral izquierdo se deduce de la microsismicidad para el presente.

La fábrica magnética representada por la distribución del eje de susceptibilidad K_1 tiende a ser paralelo al eje axial de los pliegues indicando que ellos representan efectos de deformación y no patrones direccionales de corrientes depositacionales.

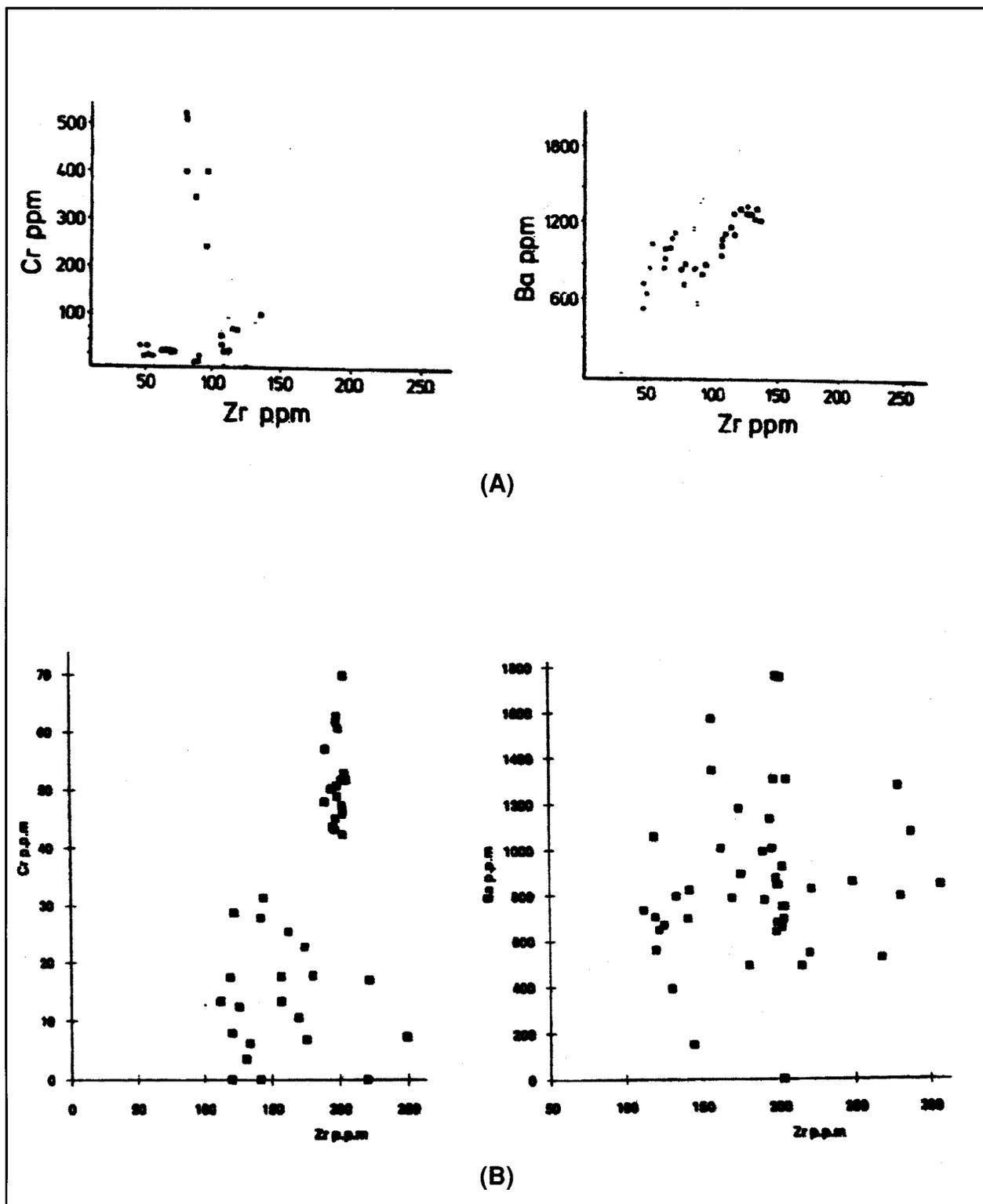


FIGURA 17

Diagrama de Ba vs. Zr y Cr vs Zr. Los símbolos son los mismos presentados en la Fig. 16.

A) Nevado del Ruiz y Formación Combia (Marriner, 1984)

B) Rocas piroclásticas, Unidad B en este estudio

Tanto la geoquímica como la correlación de campo realizadas para la Unidad B de la Formación Irra, sugieren que el área fuente de estos sedimentos esta en la cordillera Central. Los sedimentos de la Formación Irra no parecen tener una correlación con los sedimentos de la Formación Combia aflorante unos pocos kilómetros al norte de la Cuenca Irra.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las siguientes personas y entidades por su asistencia y colaboración en la realización de esta investigación: Emilio Sánchez por su asistencia en el trabajo de campo; Profesor William Harbert, University of Pittsburgh, por el uso del 2G magnetómetro criogénico y el equipo "degaussing" automático y su valiosa ayuda; Profesor Arthur Goldstein, Colgate University, por el uso del Kappabridge KLY-2 y su ayuda; Barry Lienert, University of Hawaii, por el uso del programa de análisis estadístico Hext/Jelinek; Craig Jones, University of Colorado, Boulder, por el uso del programa Macintosh para la implementación del análisis de componentes principales Kirschvink's; al departamento de geología de la State University of New York at Binghamton, por el uso de sus laboratorios y su apoyo constante; Profesor Michel Hermelin y Universidad EAFIT por su soporte en diferentes formas y al Banco de la República (Colombia), por su soporte económico.

REFERENCIAS

- Butler, R.F., 1992. Paleotism. Boston, Blackwell Scientific Publications, 319 p.
- Campbell, C., 1974. Colombia Andes in Spencer, A.M., editor. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Geological Society of London, Special Publication, 14, 705-724.
- Dengo, G., 1985. Mid-America; tectonic setting the Pacific margin from southern Mexico to north-western Colombia, in Nairn, A.E.M., Stehlin, F.G., and Uyeda, S., editors. The Ocean Basins and Margins. New York, Plenum Press, 7A, 123-180.
- Ellwood, B.B., MacDonald, W.D., and Wolff, J.A., 1993. The slot technique for rock tic sampling. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 78, 51-56.
- Estrada, J.J y Viana R., 1990. Mapa geológico preliminar de la plancha 205, escala 1.100.000. Medellín, INGEOMINAS. (En publicación).
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings, Royal Society of London, A 217, 295-305.
- Galehouse, J.S., 1968. Anisotropy of magnetic susceptibility as a paleocurrent indicator: a test of the method. Geological Society of America Bulletin, 79, 387-390.
- González, H., 1976. Geología del cuadrángulo J-8, Sonson. Informe 1704, Bogotá, INGEOMINAS, 421p.
- Grosse, E., 1926. Estudio geológico del Terciario Carbonífero de Antioquia. Berlin, D. Reimer, 361 p.
- Hext, G.R., 1963. The estimation os second - orden tensor, with relates test and designs: Biometrika, v. 50, 353-373.
- Hutchings, L., Turcotte, T., MaBride, J., and Ochoa, H., 1981. Microseismicity along and near the Dolores shear zone in Antioquia, Colombia. Colombia. Revista, Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá, 6, 243-256.
- Irving, E., 1964. Paleotism and its aplications to geological and geophysical problems. New York, John Wiley and Sons, 399 p.
- Irvine, T. N. and Barager, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. Can. Jour. Earth Sci. 8, 523-548.
- Jelinek, V., 1978. Statical processing of anisotropy of magnetic suceptibility measured on groups of specimens. Studia Geophysicae et Geodeticae, 22, 50-62.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleotic data. Geophysical Journal, Royal Astronomical Society, 62, 699-718.
- Kissel, K., and Laj, C., 1988. Paleotic rotations and continental deformation. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 516 p.
- Kligfield, R., Owens, W.H., and Lowrie, W., 1981. Magnetic susceptibilty anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). Earth and Planetary Science Letters, 55, 181-189.
- Lee, T., Kissel, C., Laj, C., Hornig, C., and Lue, Y., 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formation of the Central Range of Taiwan. Earth and Planetary Science Letter, 98, 23-32.

-
- Lienert, B.R., 1991. Monte Carlo Simulation of error in the anisotropy of tic susceptibility: a second-rank symmetric tensor: *Journal of Geophysical Research*, 96, 19539-19544.
- Lowrie, W., and Hirt, A.M., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rosso pelagic limestone. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 349-356.
- MacDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation, and the structural tilt correction in paleotectonic studies. *Journal of Geophysical Research*, 85, 3659-3669.
- MacDonald, W.D., and Palmer, H.C., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and tic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New México, USA. *Bulletin of Volcanology*, 53, 45-59.
- Marriner, G. F., and Millward, D., 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia: The magmatic history of an accretionary plate margin. *Geol. Soc. London*. V. 141, p. 473-486.
- McElhinny, M.W., 1973. *Paleotectonism and plate tectonics*. Cambridge, Cambridge University Press, 358 p.
- Mejia, M., James, E., and Arias, A., 1988. Evaluación de amenazas geológicas en el área Manizales-Valparaiso. Medellín, INGEOMINAS. Informe realizado para Interconexiones eléctricas S. A. (I.S.A); 146 pgs. Anexos.
- Mosquera, D., 1978, *Geología del cuadrángulo K-8. Escala 1.100.000 (informe preliminar) Informe 1763*. Bogotá, INGEOMINAS. 63 p.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F., 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11, 189-193.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., and González, H., 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, Departamento de Antioquia y Caldas. *Geología Norandina*, 3, 21-26, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Rees, A.I., 1961. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Geophysical Journal*, Royal Astronomical Society, 5, pp. 234-251.
- Richert, C, Frisch, W., Raschbacher, L., and Schwarz, H.U., 1991. The magnetic fabrics of experimentally deformed artificial clay-water dispersions. *Tectonophysics*, 200, 143-155.
- Sierra, G.M., 1994. Structural and sedimentary evolution of the Irra Basin, northern Colombian Andes. Masters thesis, Department of Geological Sciences, State University of New York, Binghamton, N.Y., 102 p.
- Valencio, D.A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. Buenos Aires, Editorial Universitaria, 351 p.
- Van der hammen, T., 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectonogenesis of the Colombian Andes: *Geol. Mijnbouw*, V.40. No. 5, p. 181-188.
- Van Houten, F.B., 1976. Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia: *Geological Society of American Bulletin*, V. 87, p. 481-495.
- VanderVoo, R., 1993. *Paleotectonism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, 411 p.
-