

Estructuras y deformaciones de los Sedimentos Cretáceos de la Formación Abejorral Departamento de Antioquia, Cordillera Central

ANDREAS KAMMER*

RESUMEN

En la región al W de Abejorral cerca del borde occidental de la Cordillera Central se presentan dos cortes transversales en los cuales los sedimentos cretáceos de la Formación Abejorral están imbricados profundamente en el basamento metamórfico de la Cordillera Central. Estas cuñas sedimentarias son subverticales y buzan hacia el E, exhiben contactos primarios y concordantes con el basamento presente al W y son fallados contra el basamento del lado oriental. Estas fallas hacen parte del sistema Romeral.

El estilo de deformación es controlado por la litología; la deformación predominante cataclástica del basamento se correlaciona con un plegamiento dúctil de las lutitas cretáceas. Estas últimas también están afectadas por una lineación de estiramiento subvertical y en las partes plegadas por una esquistosidad de plano axial.

1. CUADRO GEOLOGICO

En el Valle del Río Cauca y el piedemonte occidental de la Cordillera Central existe una faja de sedimentos y volcanitas cretáceos cuyo límite occidental está constituido por una sutura notoriamente continua y que se marca por la presencia de cuerpos ígneos alargados y por cuerpos protrusivos de serpentinita. Al iniciarse esta faja en la cuenca de Sopetrán (100 km al N del área) representa posiblemente un sinclinal (Kammer en preparación) pero más hacia el sur constituye una imbricación cabalgada por su propio basamento metamórfico. Hasta el Río Arma esta faja tiene un ancho de 5 km

* Universidad Industrial de Santander. A.A. 678, Bucaramanga, Colombia.

aproximadamente; la llamamos informalmente faja Quebradagrande. Al sur del Río Arma se le unen sucesivamente imbricaciones sedimentarias que son más internas con respecto a la Cordillera de manera que a la altura de San Félix la Cordillera Central queda provista de su cobertura cretácea hasta el páramo.

Los sedimentos de estas fajas suplementarias constituyen esencialmente una serie monótona de lutitas en las cuales Bürgl y Radelli (1962) definieron la formación Abejorral y que fueron correlacionados por Rodríguez y Rojas (1985) con los sedimentos de la formación Valle Alto (cp. González, 1980).

En la faja Quebradagrande predominan rocas basálticas con intercalaciones de chert. En esta faja Botero (1963) definió la formación Quebradagrande.

En la figura 1 se compilaron las relaciones tectónicas entre rocas cretáceas, basamento metamórfico y cuerpos intrusivos de edad Pre- y Tardicretácea. Esta sinopsis se hizo con base en las planchas geológicas 167 y 187 del Ingeominas y de propios levantamientos, pero está todavía sujeta a cambios a medida que avancen los trabajos en el S de la región. Es evidente que las fallas son estructuras considerablemente continuas y que sus cursos se marcan repetidamente por la presencia de escamas tectónicas de basamento metamórfico y de intrusivos gabroicos. El papel de las serpentinitas y esquistos actinolíticos que se encuentran al oriente de la faja Quebradagrande no ha sido evaluado aún. Curiosamente el tren más septentrional de estas rocas ultramáficas se encuentra en una discontinuidad marcada con los lineamientos de las fallas inversas. (Figura 1).

Una inspección de la parte sur de la figura 1 revela cuan difícil es delimitar la cobertura volcánica constituida por rocas basálticas de la formación Quebradagrande de la cobertura sedimentaria sin manifestaciones volcánicas de la formación Abejorral. Para el área considerada en la figura 2 todavía se puede mantener esta diferencia debido a que las volcanitas se restringen a la faja Quebradagrande únicamente.

2. LINEAMIENTOS Y UNIDADES TECTONICAS

La organización interna de las fajas secundarias como se ve en la figura 3 es bastante sencilla: están buzando por lo general hacia el E, suprayacen el basamento metamórfico con contactos primarios y muchas veces de manera concordante y son delimitadas en su techo por fallas inversas. Asignamos a las fallas y lineamientos nombres informales para facilitar su descripción. Los lineamientos más importantes son los siguientes: (vea figura 1 y 2).

1. Falla límite occidental de la faja Quebradagrande (LQM); delimita las sedimentitas cretáceas contra rocas metamórficas de la Cordillera Central, en las cuales Toussaint y Restrepo (1974) definieron el grupo Arquía. Este basamento metamórfico aflora únicamente en ventanas de erosión, ya que el grueso del área queda recubierto en su casi totalidad por aglomerados y conos andesíticos de la formación Combia.

2. Lineamiento mediano de la faja Quebradagrande (LQM); se caracteriza por la alineación de varios cuerpos gabroicos a tonalíticos tales como el stock de la Ursula y un cuerpo gabroico que atraviesa el Valle del Río Buey; vea planchas geológicas 166 y 167 del Ingeominas. En la región examinada este lineamiento es una falla inversa que delimita un cuerpo gabroico contra rocas basálticas.
3. Falla límite oriental de la faja Quebradagrande (FQE); esta falla inversa pone en contacto el basamento metamórfico con las sedimentitas de la formación Quebradagrande. Una buena sección a través de esta falla queda expuesta en la carretera que lleva desde Versailles a Montebello (al N fuera del área). Allí lutitas carbonosas con intercalaciones calcáreas que forman la parte superior de la formación Quebradagrande no volcánica, lindan contra una faja neísica del basamento metamórfico al E. Otras relaciones se encuentran al S del Río Arma en donde un complejo de intrusivos gabroicos de mayor extensión ocupa el lado oriental de la falla. (Figura 1).
4. Falla límite oriental de una faja menor: Falla de Pantano Negro-Aguadas (FPA); en esta falla inversa una lámina delgada del basamento metamórfico cabalga una cuña de sedimentos al W de Abejorral (figura 1 y 3). Esta misma cuña se presenta al NE de Aguadas.
5. Falla límite oriental de una faja de mayor extensión: Falla de Abejorral (FA). Esta falla inversa pone en contacto al Neis de Abejorral con los sedimentos de la formación del mismo nombre.
6. El contacto entre los sedimentos de Abejorral y el batolito de Sonsón no es fallado ni primario, como debería interpretarse de acuerdo a su supuesta edad de 160 m.a. (edad isotópica de K/Ar en Biotita, cp. González, 1980), pero sí claramente intrusivo. Eso se averiguó en el camino Alto La Cruz-Santa Lucía al E de Pácora en donde se encuentran silos de cuarzodiorita y aplitas en lutitas verticalizadas.

3. LITOLOGIA DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS

A pesar de los estudios estratigráficos adelantados por Bürgl y Radelli (1962), Jaramillo y Ramírez (1968) y González (1980) la columna general de la formación Abejorral todavía es poco conocida, ya que los estudios citados se llevaron a cabo sin considerar los contextos estructurales.

El área presentaría un corte ideal para el levantamiento de una columna a través de la faja Quebradagrande, ya que estas rocas son poco plegadas y se presentan con una polaridad normal.

Para nuestros fines es importante recalcar las siguientes características de las dos formaciones:

Formación Abejorral: La secuencia esencialmente lutítica de la formación Abejorral

contiene en su base un conglomerado arenoso y canto soportado que se constituye de cantos de cuarzo y cuarcita exclusivamente. Estos conglomerados suprayacen el basamento directamente o forman intercalaciones en las lutitas. En la Quebrada Honda sin embargo dicho conglomerado basal está completamente ausente y en su lugar se encuentra una secuencia bien estratificada de areniscas conglomeráticas, areniscas y lutitas (figura 4).

Aunque en las lutitas no existen manifestaciones volcánicas, sí contienen unos silos de rocas verdes con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, especialmente en la cercanía de la falla Abejorral.

Formación Quebradagrande: La secuencia de la faja Quebradagrande se subdivide en una parte gruesa inferior constituida por rocas basálticas principalmente y una parte superior no volcánica y delgada con lutitas carbonosas e intercalaciones de conglomerados intraformacionales con cantos subangulares de cuarzo, rocas verdes, intrusivos, gabraicas lutitas y chert.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

4.1 Control estructural por el Basamento

Como se ve en las figuras 1 y 2 las fajas sedimentarias se caracterizan por límites continuos y un buzamiento oriental bastante uniforme. Una excepción a esta tendencia se presenta en la faja limitada por la falla FA que en su terminación septentrional muestra estructuras más complejas que posiblemente son controladas por el basamento precretáceo. Tal es el caso para el anticlinal del Cerro San Vicente que se ubica en la prolongación de la cúpula del stock granodiorítico del Buey (figura 3a). Otro ejemplo es posiblemente la entrada hacia el W de la falla FA y el cambio de su curso en la Quebrada Pedernales que podría corresponder al límite del Neis de Abejorral y del basamento esquistoso.

4.2 Fallas

Las fallas inversas FA y FQM afloran en las carreteras Abejorral - Vereda Portugal y Pantanillo - Río Arma. En ambos casos se trata de planos nítidos buzando 40° hacia el E en cuya vecindad los sedimentos están ligeramente brechificados.

Dentro de la faja sedimentaria limitada por la falla FA, se observan además en la carretera Abejorral - Pantanillo, fallas menores de alto ángulo que desplazan los contactos entre conglomerados y lutitas.

4.3 Pliegues

El plegamiento que se describe a continuación se observa en el flanco occidental del

anticlinal del Cerro San Vicente (figura 2). Se trata de un anticlinal cuyo plano axial buza 56° hacia el E. (Figura 4).

En el núcleo de esta estructura se encuentra un pliegue isoclinal (figura 4a) cuyos arcos interiores se clasifican como pliegues de clase Ic, mientras que sus arcos exteriores son de clase 3 (Ramsay 1967). Los arcos exteriores y de menor competencia muestran además bisagras ligeramente bulbosas mostrando cierta afinidad con pliegues de tipo "chevron" (cp. Ramsay y Huber, 1987).

En el flanco verticalizado de este pliegue se formaron estructuras "mullion" en las capas de arenisca con espesores inferiores a un decímetro (figura 4b). Además se observa que estas capas son afectadas por una esquistosidad transversal. Aparentemente las estructuras "mullion" se formaron por alargamiento en una dirección oblicua a la del estiramiento principal, el cual coincidiría con la traza de la esquistosidad, tomando la esquistosidad como plano XY.

En las capas gruesas tales estructuras "mullion" no se presentan. En éstas se observa una refracción notable de la esquistosidad. (Figura 4b).

Al alejarse de la charnela los flancos asumen actitudes menos inclinadas y están afectados por pliegues de tipo Chevron, cuyos planos axiales coinciden con una esquistosidad espaciada (figura 4c).

Otro plegamiento se observa en una secuencia lutítica finamente estratificada en la carretera Abejorral-Pantanillo (Figura 5). Allí los pliegues angulares se desarrollan a partir de bandas "kink". Los ejes de pliegues son muy variables y aparentemente muy aleatorios, pero en la compilación estereográfica se observa, que definen un círculo máximo que coincide con la actitud de la esquistosidad y buza 60° al E.

4.4 Esquistosidades y lineaciones

En cuanto al desarrollo de una esquistosidad podemos diferenciar las siguientes situaciones:

- Las capas buzcan al E y no están afectadas por un plegamiento. En este caso las lutitas se caracterizan o bien por una completa ausencia de una esquistosidad o por un desarrollo incipiente de una fábrica planar transversal.

Esta esquistosidad incipiente muestra un buzamiento moderado hacia el E, es menos inclinada que las capas y se acentúa en las cercanías de las fallas inversas, en donde causa en los planos de estratificación un microplegamiento. Si se excluye para esta esquistosidad transversal una formación posterior al fallamiento, debería entonces haberse iniciado por cizallas penetrativas durante las imbricaciones.

- Las capas presentan un rumbo diferente a la dirección general N-S de las fajas sedimentarias o muestran buzamientos poco inclinados o buzamientos que convergen hacia el W como es el caso para el flanco occidental del anticlinal del Cerro San Vicente. En estas situaciones las capas son variablemente plegadas (figura 4) y afectadas por una esquistosidad transversal.

Por otra parte la lineación de alargamiento es el elemento estructural de mayor constancia y buza siempre al E. En el caso que la esquistosidad esté ausente y la anisotropía principal esté conformada por la estratificación, la lineación se formó paralela a las capas, mientras que en los otros casos la esquistosidad es portadora de la lineación.

4.5 Análisis de deformaciones

Elipses de deformación se dedujeron a partir de amonites deformados en lutitas y en un conglomerado se obtuvo un elipsoide de deformación.

Los amonites deformados se encuentran únicamente como moldes y son excelentes marcadores de deformación, ya que las conchas hubieran actuado como objetos rígidos dentro de la matriz lutítica.

Para la obtención de los elipses de deformación se procedió según los métodos de Blake (1978) y de Tan (1973), expuestos en Ramsay y Huber (1983). Ambos métodos presumen que los moldes representan en su estado no deformado espirales logarítmicas con un ángulo espiral que es constante, requisito que se cumplió en los ejemplares examinados más que todo para las partes interiores; los ejes principales que se derivaron para las elipses de deformación se designan con a y b , diferenciándolos así de los ejes principales X y Y del elipsoide de deformación ya que la estratificación de las lutitas, aún cuando no esté afectada por una esquistosidad transversal, no coincide necesariamente con el plano XY .

Los resultados expuestos en la Tabla 1 son bastante uniformes; la relación entre eje largo y corto varía entre 1.3 y 1.5. Los amonites recolectados en la Loma Hermosa y en el páramo de Aguadas muestran valores de deformación similares. Sin embargo en estos dos sitios el eje largo es de dirección N-S.

Otras medidas de deformación se efectuaron en un conglomerado intraformacional de la faja Quebradagrande situado al W de Pantanillo. Está compuesto por cantos redondeados de cuarzo, componentes tobáceos y fragmentos de lutitas retrabajadas. Los cuarzos muestran formas elípticas y subrayan con su orientación una esquistosidad transversal. Los fragmentos de lutita son igualmente alargados en el plano de la esquistosidad pero por su poca competencia muestran más bien formas de hueso, más

que todo en donde terminan contra las sombras de presión de cantos mayores de cuarzo.

Bajo el microscopio se detectan, en los granos mayores de cuarzo, fenómenos de deformación intracristalina, tales como lamelas de deformación subbasales, que son variablemente doblados y que dan lugar a una extinción ondulatoria marcada. Sin embargo el metamorfismo no alcanzó una temperatura suficiente para la iniciación de una poligonización o de una recristalización sincinemática.

Pequeños granos de cuarzo muestran formas disectadas a lo largo de trenes micáceos. Estos fenómenos y la presencia de colas de presión conformadas por cuarzo solo o por una mezcla entre cuarzo y mica demuestran la importancia de procesos de solución bajo presión. También se detectan en la muestra bandas de cizalla micáceas que se formaron por ajustes y pequeños desplazamientos laterales de los componentes rígidos dentro de la matriz micácea.

Un método que permite deducir la deformación total que resultó de los procesos intracristalinos, la repartición del material por la solución bajo presión y los desplazamientos de las partículas, son las medidas de centro a centro entre partículas que se reportan directamente a partir de un punto en un papel calcante para obtener una elipse de deformación (método de FRY, 1979; cp. en Ramsay y Huber, 1983).

En la muestra se midieron las relaciones axiales de las elipses de deformación en tres secciones (resultados listados en la Tabla 1), que en este caso corresponden a los ejes principales X, Y y Z del elipsoide de deformación. Asumiendo una deformación de volúmen constante, se calcularon también los valores absolutos de los ejes de deformación.

En la compilación de la Tabla 1 se ve una buena correspondencia entre los valores a/b de los amonites y X/Y del conglomerado, lo que hace suponer que la deformación en los estratos inclinados hacia el E es bastante homogénea.

4.6 Fallas estriadas

El análisis de una población de fallas estriadas permite deducir los campos de deformación que pertenecen a un determinado evento frágil. Una dificultad en este tipo de análisis radica en que las deformaciones frágiles se deben a eventos puntuales y que para la historia de un macizo rocoso es de esperar que hay una superposición de varios eventos.

Para el análisis de las poblaciones de falla se procedió a comparar poblaciones medidas con poblaciones calculadas de acuerdo a las relaciones entre los esfuerzos principales (Bott, 1959; Aleksandrowski, 1984). En las mediciones que se llevaron a cabo a nivel de la Cordillera se comprobó que las poblaciones corresponden esencialmente a fallas

pseudoconjugadas; por esta razón la separación entre diferentes poblaciones de falla no presenta un mayor problema.

Los datos se graficaron teniendo en cuenta el siguiente procedimiento:

- A los polos de falla se asocian sus lineaciones y con estos dos puntos se definen los círculos máximos "M". De estos círculos máximos se trazan únicamente los segmentos cercanos a los polos de la falla; éstos pueden ser considerados como tangentes de las lineaciones en los puntos de los polos de falla del hemisferio inferior.
- Para cada círculo máximo "M" se construye su respectivo polo "pM".
- El desplazamiento relativo del bloque superior se indica con una flecha. En casos que no se logre determinar un sentido de desplazamiento se omite la flecha.

Para la interpretación de distribuciones pseudoconjugadas es suficiente acatarse a las siguientes reglas:

- Los puntos a partir de los cuales las flechas divergen representan los ejes largos X y los puntos de convergencia representan los ejes cortos Z de un campo de deformación.
- La dirección promedia de los polos "pM" representa el eje Y.

Los resultados obtenidos que se presentan enseguida provienen de tres lugares repartidos a lo largo de la carretera Abejorral-Pantanillo (figura 2).

- Lentejón de roca verde del piso de la falla FA. Las rocas verdes son esquistosas y afectadas intensamente por fallas y zonas de cizalla que delimitan rombos y lentes subverticales de roca poco fracturada. La foliación es subvertical, contiene una lineación de igual inclinación e incluye partes silíceas dilatadas a lo largo de venas de tensión subhorizontales.

La mayoría de los datos graficados en la figura 6a, corresponden a un campo de deformación con el eje Y subparalelo a la dirección de la falla FA y con X siendo subvertical, lo que concuerda con los fenómenos de deformación mencionados arriba.

Una segunda población de fallas con estrías horizontales es menos desarrollada; para la cual inferimos un alargamiento N-S.

- Conglomerado basal de la faja al W de la falla FA (figura 6b). En este nivel se encuentran fallas de rumbo que son predominantemente dextrales. Se asocian a un alargamiento N-S y un acortamiento E-W.
- La lámina neísica del techo de la falla FPA (figura 6c). La roca es un neis clorítico y

contiene feldespatos rosados; incluye bandas feldespáticas y segregaciones de cuarzo plegadas.

Se detectan dos tipos de fallas conjugadas; el sistema más penetrativo se compone de fallas inversas bastante inclinadas que son paralelas a la falla FPA.

El otro sistema se constituye de fallas de rumbo que por su mayor extensión, forman grandes espejos de falla y que son ligeramente oblicuas al rumbo de la falla FPA. Estos espejos no son desplazados por el primer sistema de fallas.

Conclusión

Se detectaron dos deformaciones frágiles; ambas se deben a un acortamiento E-W.

De estos dos el sistema más antiguo se constituye de fallas inversas y se relaciona claramente a la imbricación de los sedimentos. Esto se establece tanto por su intensificación en zonas cercanas a las fallas grandes como por su contexto estructural; es el sistema que controló el fracturamiento durante la cataclasis.

El segundo sistema se constituye de fallas de rumbo y se caracteriza por una repartición homogénea, tanto en las zonas de falla como afuera.

En cuanto a la edad y correlación del primer sistema puede sorprender que éste sea contemporáneo a la deformación dúctil de los sedimentos, ya que normalmente se acostumbra a interpretar la deformación frágil como evento tardío dentro de una secuencia estructural. Pero en nuestro caso la correlación de estos estilos de deformación se debe a la juxtaposición de litologías tan diferentes como son lutitas, contra volcanitas y rocas metamórficas. Con mayor intensidad de deformación estas diferencias tienden a desaparecer. Tal es el caso para el primer sitio de medición; aquí la deformación puede caracterizarse como dúctil-frágil.

5. RECAPITULACION Y CONCLUSIONES

Las fallas inversas que actuaron durante la imbricación de los sedimentos cretáceos hacen parte del sistema Romeral. Su edad se restringe al cretáceo tardío por involucrar a los sedimentos de Abejorral cuyos amonites son del Albiano Medio (Bürgl, 1962), pero no afecta a los sedimentos molásicos terciarios de este mismo ciclo orogénico, la formación Amagá.

Las fallas son planos nítidos que separan rocas del basamento metamórfico en su techo de las lutitas cretáceas en su piso. Se diferencian de las fallas terciarias por sus cursos rectos y continuos, que alcanzan decenas y para la falla FQW posiblemente centenares de kilómetros.

Las estructuras sedimentarias que acompañan las fallas se formaron durante un acortamiento E-W y un metamorfismo de bajo grado evidente en el cuarzo no poligonizado que no debió haber sufrido temperaturas mayores de 200°C.

Las tectonitas sedimentarias presentan las siguientes características:

- El plegamiento de las lutitas es de acuerdo con su litología bastante angular y se caracteriza por planos axiales con buzamientos pronunciados hacia el E.
- En los sedimentos una esquistosidad transversal se desarrolla principalmente en donde la estratificación no buza conformemente con las fallas. Contrariamente en donde la estratificación muestra un buzamiento pronunciado hacia el E, la esquistosidad puede estar completamente ausente.
- Una lineación de estiramiento subvertical se encuentra en los planos de esquistosidad o en los planos de estratificación según si los primeros o los segundos constituyen la anisotropía principal de la roca.

El significado fisiográfico de esta tectónica debería detectarse en la topografía actual de la cordillera, ya que la tectónica eoterciaria se manifiesta únicamente en los valles interandinos (véase Kammer 1990, este volúmen). En toda la parte septentrional de la Cordillera los perfiles transversales son marcadamente asimétricos, ubicándose la culminación bastante cerca a su piedemonte occidental, lo que implica una inclinación acentuada de su ladera occidental de 1° o 2°.

Por lo tanto, no parece casual que las fallas de Romeral se ubiquen en la ladera occidental de la Cordillera Central. Pero si la cordillera se levantó efectivamente durante esta tectónica tardicretácea parece también ser factible encontrar fallas inversas pero de buzamiento opuesto en el flanco oriental de la cordillera. Posibles ejemplos de tales fallas son las fallas de Nus (mapa geológico del cuadrángulo I-9, Feiniger 1975) y un tramo de la falla Palestina tal como se trazó al W de San Diego en la plancha del cuadrángulo K-9 y J-9 (Barrero, et.al., 1976). Con estas posibles contrapartes se habría formado una estructura de flor a nivel de la Cordillera Central que condujo al levantamiento tardicretáceo.

En cuanto a las imbricaciones sedimentarias, esta tectónica puede compararse con la tectónica paleogénica (ver Kammer, este volúmen), pero se diferencia de esta última por afectar las partes centrales de la cordillera y presentar un nivel de deformación de mayor profundidad, que se refleja en el plegamiento dúctil de los sedimentos.

Agradecimiento:

Agradezco a los geólogos Juan Carlos Mejía y Luis Vergara por su valiosa compañía en el campo; a Luis Enrique Cruz por su ayuda en la redacción del texto.

TABLA I. Mediciones de objetos deformados

Amonites	Método Tan (1973)		Método Blake (1978)		Orientación			
	$1_1/1_2$ ó A/B	°	$1_1/1_2$ ó A/B	°	S _o	Str		
Abejorral - Pantanillo								
K 1°130.850	1.5	82°	1.5	82°	62/58	65/57		
845.825	1.4	82°	1.3	82°				
K 1°131.400	1.4	86°	1.3	80°	64/43	72/38		
846.175	1.3	86°	1.5	80°				
Q. Honda, V. Portugal								
K 1°137.310	1.2	88°	1.1	82°	237/82325/37			
842.980								
Loma Hermosa								
K 1°202.300	1.7	84°	1.8	86°	278/12-315/11			
146.075	1.3	82°	1.2	72°				
Aguadas, Páramo								
K 1°104.625	1.7	84°	1.4	87°	189/23-184/23			
857.600	1.4	86°	1.3	80°				
<hr/>								
Conglomerado	Método Fry (1979)			Valores Absolutos			Orientación	
	$1_1/1_3$ ó X/Y	$1_2/1_3$ ó Y/Z	$1_1/1_2$ ó X/Y	1_1 ó X	1_2 ó Y	1_3 ó Z	S	Str
Pantanillo								
K 1°125.650 / 841.400	1.8	1.6	1.4	1.36	1.05	0.70	90/31	110/30
<hr/>								
$1_1 > 1_2 > 1_3$:	Ejes de la elipse de un plano analizado							
A > B > C:	Ejes tectónicos, AB siendo definido por S y A por Str							
X > Y > Z:	Ejes del elipsoide de deformación							
So, S:	Polos de estratificación y de esquistosidad							
Str:	Lineación							

ABSTRACT

In the region west of Abejorral, at the western border of the Central Cordillera, two transverse sections are presented in which the Cretaceous sediments of the Abejorral Formation are deeply infolded into the metamorphic basement of the cordillera. The sedimentary wedges are steeply east dipping, show concordant and primary contacts with thin basement slices on their western sides and are limited by reverse faults on their eastern sides. The faults belong to the Romeral system. The predominant cataclastic deformation within the basement near the faults, can be correlated to a ductile deformation of the cretaceous sediments which are affected by a steeply dipping stretching lineation and, where folded, by an axial plane cleavage.

BIBLIOGRAFIA

- ALEKSANDROWSKI, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for slicken side lineation populations. *J. Struct. Geol.* 7, 73-82.
- BARRERO, D. y VESGA, J. (1976): Mapa Geológico del Cuadrángulo K-9, Armero y parte sur del J-9 La Dorada, 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.
- BLAKE, J. F. (1978): On the measurements of the curves formed by cephalopods and other mollusks. *Phil. Mag.* 5, 241-262.
- BOTERO, G. (1963): Contribución al Conocimiento de la Geología de la Zona Central de Antioquia. *Anales Fac. Minas, Medellín* 57, 101 p.
- BOTT, M. H. P. (1959): The mechanisms of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96/2, 109-117.
- BURGL, H. y RADELLI, L. (1962): Nuevas localidades Fosilíferas en la Cordillera Central de Colombia. *Geología, Un. Nal. Bogotá*, 3, 133-138.
- FEININGER, T.; D., BARRERO y N., CASTRO (1972): Geología de Antioquia y Caldas (subzona IIb). *Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá*, 20/2, 173 p.
- GONZALEZ, H. (1980): Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá*, 23/1, 174 p.
- JARAMILLO, I. y RAMIREZ, A. O. (1968): El Cretáceo de Abejorral, Antioquia. Tesis inédito, Fac. Nal. de Minas, p.63.
- RAMSAY, J. G. and M. HUBER (1963): *Modern Structural Geology*, Vol. 1, Academic Press, 307 p.
- RODRIGUEZ, C. y ROJAS, R. (1985): Estratigrafía y Tectónica de la Serie Infracretácea en los Alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia. *Publ. Geol. Esp.* 16, XXII-XXI. 21.
- TAN, B. K. (1973): Determination of strain ellipses from deformed ammonites. *Tectonophysics* 16, 89-101.
- TOUSSAINT, J. F. y RESTREPO, J. J. (1974): Algunas Consideraciones sobre la Evolución Estructural de los Andes Colombianos. *Anales Fac. Nal. Minas, Medellín, pub. Esp.* 4-17.