

SIMPOSIO SOBRE MAGMATISMO ANDINO Y SU MARCO TECTÓNICO  
Programa Internacional de Correlación Geológica-UNESCO  
Union Internacional de Ciencias Geológicas  
MANIZALES-COLOMBIA-JULIO 3-5-DE-1991

PRECISIONES GEOCRONOLÓGICAS SOBRE EL OCCIDENTE  
COLOMBIANO

Restrepo, J.J.\*; Toussaint, J.F.\*; Gonzalez, H.\*\*; Cordani, U.\*\*\*; Kawashita, K.\*\*\*; Linares, E. \*\*\*\* y Parica, C.\*\*\*\*

\*Univ. Nal. Medellín, Colombia; \*\*Ingeominas, Medellín, Colombia; \*\*\*Univ. Sao Paulo, Brasil; \*\*\*\*Ingeis, Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

Con la ayuda de más de un centenar de análisis radiométricos, tanto Rb/Sr como K/Ar, se ha mejorado considerablemente el conocimiento de la geocronología del Occidente Colombiano y en particular en el Terreno Tahamí que corresponde al único terreno con basamento continental situado al occidente de la megafalla de Otú-Pericos.

El Terreno Tahamí, que comprende esencialmente la parte norte de la Cordillera Central, ha sufrido varios eventos metamórficos durante el Devónico-Carbonífero, el Permo-Triásico y el Cretácico. El evento precámbrico supuesto anteriormente, en particular en el Complejo de Puqui, no ha sido confirmado, aunque no se puede descartar su presencia.

Se evidencian también varios períodos de magmatismo de tipo intermedio que corresponden a:

- Intrusiones graníticas sintectónicas en el intervalo Devónico-Carbonífero (por ej: ortogneises de La Miel y de Samaná ).
- Intrusiones de pequeños stocks de composición gabrónica hasta granítica en el intervalo Jurásico-Cretácico temprano (por ej: Gabro de San Diego, Stock de Altavista).
- Intrusiones de pequeños stocks graníticos durante el triásico (Por ej: Plutones de Amagá y del Buey).
- Intrusiones principalmente tonalíticas durante el Cretácico tardío (Por ej: Batolito Antioqueño, Stock de La Unión y el Batolito de Santa Bárbara).
- Intrusiones andesíticas a dacíticas en el límite occidental del Terreno Tahamí durante el Mioplioceno (Por ej: Pórfidos de La Pintada).
- Volcanismo andesítico en el eje de la Cordillera Central durante el Plio-cuaternario (Por ej: Complejo Ruiz-Tolima).

Además de los eventos magmáticos detectados en el Terreno Tahamí, varias nuevas dataciones radiométricas aportan precisiones sobre los Terrenos Calima y Cuna que, con el Terreno Tahamí, constituyen el Occidente Colombiano.

## INTRODUCCION

Como parte de una colaboración entre la Universidad Nacional de Colombia, Seccional Medellín, la Universidad de Sao Paulo de Brasil y el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, INGEIS, de Buenos Aires, Argentina, se realizaron numerosas dataciones radiométricas de rocas ígneas y metamórficas de Colombia, y en particular de su región noroccidental. Los resultados de esta investigación se presentan aquí. Adicionalmente se indican los datos analíticos obtenidos por dos de los autores (J.J.R y J.F.T) en la investigación "Evolución de los Andes Colombianos, III Etapa" financiada por Colciencias, y los cuales fueron realizados por Teledyne Isotopes, así como algunos resultados obtenidos por uno de los autores (J.J.R) con la colaboración del equipo técnico del INGEIS de Buenos Aires bajo la dirección del Dr Enrique Linares. En gran parte, esta colaboración se realizó en el marco del Proyecto 120 "Magmatismo de los Andes" del P.I.C.G. Con estas dataciones el conocimiento radiométrico de la zona se ha aumentado considerablemente y, aunque aún se necesitan muchos más trabajos geocronológicos para resolver algunas incógnitas, ya se puede considerar que algunos eventos geológicos están relativamente bien datados. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla I para los análisis Rb-Sr y en la Tabla II para los de K-Ar.

El Occidente Colombiano comprende de oriente a occidente la Cordillera Central, el valle del río Cauca, la Cordillera Occidental, el valle de los ríos Atrato y San Juan y finalmente la Serranía de Baudó que bordea al Océano Pacífico. Estas unidades fisiográficas no coinciden totalmente con los grandes dominios geológicos, los cuales corresponden más bien con los terrenos tectonoestratigráficos que constituyen un mosaico de bloques, cada uno con una historia geológica específica (ver Etayo-Serna et al., 1986; Restrepo y Toussaint, 1988). La figura 1 presenta la posición de estos terrenos utilizando la terminología utilizada por Toussaint y Restrepo (1989).

## EDAD DE LOS EVENTOS METAMORFICOS PRECRETACICOS EN EL TERRENO TAHAMI

Para el basamento metamórfico del Terreno Tahami, que corresponde esencialmente a la parte norte de la Cordillera Central localizada al occidente de la falla de Otú - Pericos, se han postulado diversas edades que se extienden desde el Precámbrico hasta el Cretácico, pero generalmente estas hipótesis no se han apoyado en datos geocronológicos. Los resultados presentados aquí indican eventos metamórficos durante el Devónico-Carbonífero, el Pérmico-Triásico y el Cretácico. Un evento precámbrico no ha sido demostrado pero tampoco se puede descartar totalmente. A continuación se discutirán los diferentes eventos.

### A. POSIBLE EVENTO METAMORFICO PRECAMBRICO EN EL TERRENO TAHAMI

Para varias unidades se ha propuesto una edad precámbrica, en particular para las zonas de alto grado de metamorfismo del Complejo de Puquí (Hall et al., 1972) (n. 1, fig. 2), las migmatitas de El Retiro (Gonzalez, 1980) y las granulitas de El Retiro (Restrepo y Toussaint, 1984) (n. 2, fig. 3). También en el mapa geológico de Antioquia (Kassem et al., 1979) y de Colombia (Ingeominas, 1989) estas zonas se indican como del Precámbrico. Sin embargo una confirmación radiométrica de la edad propuesta no ha sido posible. Por el método K-Ar las edades obtenidas de estas zonas han sido relativamente jóvenes, extendiéndose desde  $285 \pm 12$  Ma para una migmatita de Puquí ( muestra 69, tabla II) hasta



110  $\pm$  10 Ma para la biotita de una migmatita de El Retiro (Toussaint et al., 1978). Por Rb-Sr los resultados no son concluyentes. En las migmatitas de El Retiro (análisis 3, tabla I) (Gonzalez, 1980; Restrepo y Toussaint, 1984), así como en los vecinos gneises augen de Las Palmas (n. 2, fig. 3, análisis 4-7, Tabla I) (Restrepo y Toussaint, 1984), no se logró definir una isócrona con las pocas muestras analizadas. Estas muestras, de protolito sedimentario, dan edades convencionales para una relación inicial de 0.710 que varían entre 1268 y 167 Ma. Probablemente algunas de ellas no han permanecido como sistemas cerrados desde el momento del metamorfismo de alto grado, sino que más bien se abrió parcialmente el sistema isotópico en eventos metamórficos posteriores.

En la zona de Puquí (Hall et al., 1972), se hicieron análisis de Rb-Sr en una migmatita, pero tampoco allí los datos son concluyentes. Los puntos analizados (23 a 27, Tabla I) no se alinean claramente en una isócrona (fig. 4), pudiéndose tentativamente interpretar los puntos de dos maneras; en una interpretación las muestras correspondientes a los análisis 23, 24 y 25 definen una línea isocónica con una edad de 314 Ma con una relación inicial de 0.7094, mientras que los análisis 26 y 27 podrían definir una línea casi paralela de mayor relación inicial. En la otra, los puntos 23, 24, 25 y 27 formarían una isócrona con una edad de 520 Ma y relación inicial 0.7065. Teniendo en cuenta que probablemente estas migmatitas se derivan de sedimentos, la relación parece un poco baja. Con estos resultados se puede pensar en una edad paleozóica para las rocas del Complejo de Puquí, pareciendo improbable una edad precámbrica, sobretodo bastante antigua.

Otras rocas que han sido consideradas precámbricas son las Anfibolitas de Caldas (n. 3, fig. 3). El primer análisis K-Ar en hornblenda de la anfibolita dió una edad de 1670  $\pm$  500 Ma (Restrepo y Toussaint, 1978). Además, el primer análisis Rb-Sr convencional del Gneis de la Miel (n. 4, fig. 3), que intruye la anfibolita, dió 580  $\pm$  40 Ma (citada en Toussaint, 1978), aparentemente confirmando que se trataba de una roca antigua. Sin embargo, como se discutirá más adelante, posteriores análisis K-Ar de las anfibolitas, incluyendo nuevos análisis de la muestra datada inicialmente, han dado exclusivamente edades paleozóicas, mientras que nuevos análisis del Gneis de la Miel han permitido definir una isócrona a 391  $\pm$  2 Ma. Con estos nuevos datos, la edad precámbrica de las rocas de la zona de Caldas queda cuestionada y mientras no haya nuevos datos que apoyen la edad inicial, se considera que ese valor no es representativo de la edad geológica.

## B. EVENTO DEVONICO-CARBONIFERO EN EL TERRENO TAHAMI

Este evento está datado por medio de isócronas en los ortogneises de La Miel (n. 4, fig. 3) y Samaná (n. 2, fig. 2), descritos respectivamente por Restrepo y Toussaint (1984) y Cossio y otros (1987). También es probable que el Gneis Granítico de Palmitas (Grosse, 1926) pertenezca a este evento.

### 1. Gneis de La Miel (n. 4, fig. 3)

Para el Gneis de La Miel tres muestras in situ, separadas entre si unos 100 m (análisis 13, 14 y 15) definieron una isócrona de 391  $\pm$  2 Ma, mientras que de los resultados del análisis de seis cantos aluviales, otras dos caen cerca a la isócrona, con una edad de 388  $\pm$  12 Ma para los cinco puntos. De los otros cuatro puntos, hay dos por encima de la isócrona y dos por debajo (fig. 5), reflejando inhomogeneidades isotópicas de origen incierto. El gneis granítico está encajado en esquistos micáceos y anfibolitas granatíferas de la facies anfibolita baja. La edad

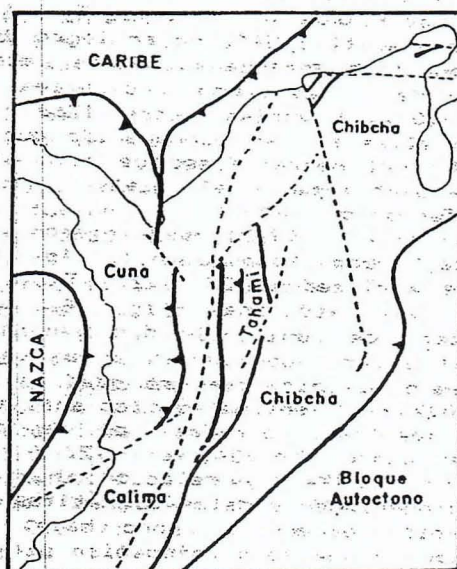


Fig.1- Ubicación de los Terrenos en Colombia (según Toussaint y Restrepo, 1989).

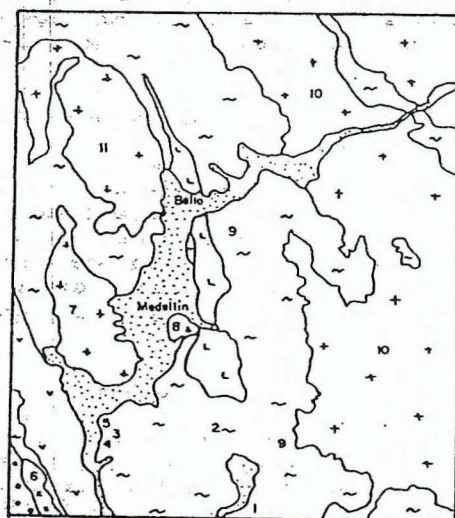


Fig.3- Mapa geológico de los alrededores de Medellín (Ligeramente modificado de Botero, 1963):

1. Complejo polimetamórfico; 2. Stock de Amagá permotriásico; 3. Dunitas de Medellín cretácica; 4. Fm. Quebradagrande cretácica; 5. plutonismo cretácico; 6. sedimentos cenozoicos; 7. sedimentos cuaternarios.







331  $\pm$  28 Ma (66, Tabla II). Estas edades corresponderían a la edad de enfriamiento por debajo de 200-300 °C, o sea indicarían la terminación del metamorfismo. Con estos dos límites de edad, el metamorfismo habría tenido lugar entre el Devónico Temprano y el Carbonífero Temprano, correspondiendo a la orogenia acadiana de los Apalaches. De otro lado, las dataciones K-Ar en hornblenda de las anfibolitas granatíferas dan valores un poco más jóvenes de 324  $\pm$  16 y 319  $\pm$  48 Ma (64 y 61, Tabla II), aunque teniendo en cuenta el rango de error son concordantes con las de las biotitas del gneis. Para estas anfibolitas las edades en roca total son algo más jóvenes con valores entre 306  $\pm$  15 y 254  $\pm$  8 Ma. Esta última edad parece corresponder a la orogenia permotriásica. Como ya se mencionó, de esta anfibolita se había obtenido inicialmente una edad de 1670  $\pm$  500 Ma (Restrepo y Toussaint, 1978), pero nuevos análisis de la misma muestra (61 y 63, Tabla II) no han replicado esa edad por lo que su significado es poco claro. Un análisis Rb-Sr de la anfibolita se presenta en el análisis 22, Tabla I, pero la edad convencional presentada no parece significativa ante la incertidumbre de la relación inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , pudiendo corresponder el valor relativamente alto de 0.7089 a reequilibración parcial con el gneis durante el metamorfismo. De otro lado, en el gneis se observó una inclusión de anfibolita (Sepúlveda y Saldarriaga, 1980) que indicaría que al menos el protolito de ella es anterior a 391 Ma.

## 2. Gneis de Samaná (n. 2, fig. 2).

En el flanco oriental de la cordillera (Fig 3) el Gneis de Samaná ha arrojado una edad de 346  $\pm$  26 Ma (análisis 28, 30, 31, 32, 33, Tabla I) con una relación inicial de 0.7054 (Fig 6). Este gneis tiene inclusiones de esquistos sericiticos y cuarcitas foliadas, estando él moderadamente foliado, por lo que se considera como un intrusivo sintectónico tardío. El rango de edad corresponde también al intervalo Devónico - Carbonífero, por lo que este evento aparece claramente documentado en dos zonas ampliamente separadas de la cordillera. Sin embargo, hay que anotar que la mayoría de las rocas metamórficas de la zona son esquistos metasedimentarios que ya habían sufrido metamorfismo regional al momento de la intrusión del Gneis de Samaná como lo muestran algunos xenolitos, por lo que el comienzo del metamorfismo regional es algo anterior a 346 Ma.

## 3. Gneis de Palmitas (n. 3, fig. 2)

También se presentan algunas rocas que podrían haberse formado en esta orogenia pero cuyas dataciones no han sido suficientemente claras. Este es el caso del Gneis Granítico de Palmitas (n. 3, fig. 2). Aunque se intentó definir una isócrona con cinco muestras (análisis 8-12, Tabla I), éstas no se alinean dificultando la interpretación de los resultados. En una interpretación preliminar algunos puntos (8, 12) parecen estar afectados por un evento térmico del Cretácico (línea isocrónica de 100 Ma; Restrepo, 1986), quedando sin definirse bien la edad de las otras tres muestras, aunque probablemente es paleozoica, sin descartar una edad precámbrica pues algunas edades convencionales dan del Proterozoico tardío. El evento cretácico se observa bien en la datación K-Ar en biotita del gneis a 96  $\pm$  5 Ma (análisis 92, Tabla II).

## C. EVENTO PERMOTRIASICO EN EL TERRENO TAHAMI

Este evento se detecta por dataciones K-Ar en micas en numerosas muestras, habiendo sido la primera edad obtenida en las dataciones iniciales realizadas en rocas metamórficas de la Cordillera Central, correspondientes al Complejo de Puquí, con



edades de  $244 \pm 10$  (biotita) y  $219 \pm 7$  Ma (moscovita) (Hall et al., 1972). También por este método se dató el Esquisto de Ancón (n. 5, fig. 3) en  $270 \pm 10$  Ma (Restrepo et al., 1978), del cual además se obtuvieron en este trabajo edades de  $160 \pm 11$  y  $182 \pm 8$  Ma (análisis 74 y 75, tabla II). Este rango tan amplio de edades del esquisto no tiene aun una explicación clara, aunque podría tratarse de recalentamientos producidos por la intrusión del Stock de Altavista de edad jurásica o cretácica, como se verá más adelante. De otro lado, por Rb-Sr se ha podido datar el Esquisto de Ancón en  $226 \pm 4$  Ma (análisis 42 a 47, Tabla I), aunque dos muestras dan valores por encima de la isócrona (Fig 8). La mayoría de las muestras fueron tomadas en un radio de 300 m, con excepción de la muestra JJ 570 (análisis 47) que fue colectada a 2 Km al sur de las anteriores.

Con este resultado se puede pensar que el Esquisto de Ancón sufrió una rehomonización isotópica debida a un metamorfismo regional durante el Triásico, pero no está claro si también sufrió el metamorfismo acadiano. De un lado, regionalmente el esquisto sirve de roca encajante al Gneis de La Miel, aunque en aquellos lugares en donde se ha podido observar la relación claramente, ésta corresponde a un contacto fallado. Sin embargo las abundantes texturas polifásicas del esquisto son compatibles con una roca polimetamórfica. Los dos puntos que dan valores por encima de la isócrona (fig. 8) en parte apoyan esta interpretación. De otro lado, la edad del protolito de los esquistos no es probable que sea muy anterior al Devónico como lo muestran las edades convencionales para una relación inicial de 0.71 (Tabla I).

Más al norte, cerca a la población de Ituango, el Gneis de Pescadero (n. 4, fig. 2) (Muñoz, 1980) da una edad ligeramente más antigua de  $253 \pm 10$  Ma (análisis 34 a 41, tabla I), aunque algunos puntos también quedan por encima de la isócrona (fig. 9). El origen de este gneis granítico es incierto. Para Hall et al. (1972) se trata de un paragneis, pero Muñoz (1980) presenta argumentos a favor de que sea un ortogneis, en particular por la presencia de metapegmatitas. El cuerpo está limitado por esquistos semejantes a los de Ancón, por lo que puede pensarse que la edad permotriásica obtenida corresponde a un metamorfismo regional importante, aunque no puede descartarse que el gneis tenga una historia geológica compleja. Así parece indicarlo la presencia de dos generaciones de moscovita. Es de anotarse que por K-Ar en moscovita se obtuvo una edad cretácica (análisis 92, Tabla II) por lo que la segunda generación de moscovita podría pertenecer al evento cretácico que se discutirá mas adelante.

Otras dataciones que podrían atribuirse al evento permo-triásico son la de  $285 \pm 12$  (análisis 69, tabla I) y la de  $254 \pm 10$  Ma (Toussaint et al., 1978) obtenidas para el Gneis de Puquí por K-Ar en biotita, una datación K-Ar para roca total de una granulita piroclásica de El Retiro (análisis 73, Tabla II) en  $251 \pm 20$  Ma. y las edades más jóvenes de la Anfibolita de Caldas con  $254 \pm 8$  y  $264 \pm 27$  Ma (análisis 62 y 63, tabla II). La anfibolita de Sucre (Toussaint et al., 1978) también fue afectada por este evento con dataciones a  $284 \pm 30$  y  $220 \pm 26$  Ma (análisis 71 y 72), aunque la unidad puede ser más antigua como lo muestra la datación anterior de  $482 \pm 50$  Ma (Toussaint et al., 1978). Sin embargo, la anfibolita analizada era muy baja en K y parece preferible por el momento tomar las edades menores como edades del metamorfismo. También en la parte central y oriental de la cordillera se encuentran algunas edades en este rango, tales como las del Gneis de Abejorral en  $207 \pm 5$  (González, 1980), el intrusivo gneisico de Norcasia-San Diego en  $209 \pm 7$  Ma, la anfibolita de Padua en  $226 \pm 10$  y  $231 \pm 10$  Ma (Vesga y Barrero, 1978). En algunos de estos casos, como en el del Gneis de



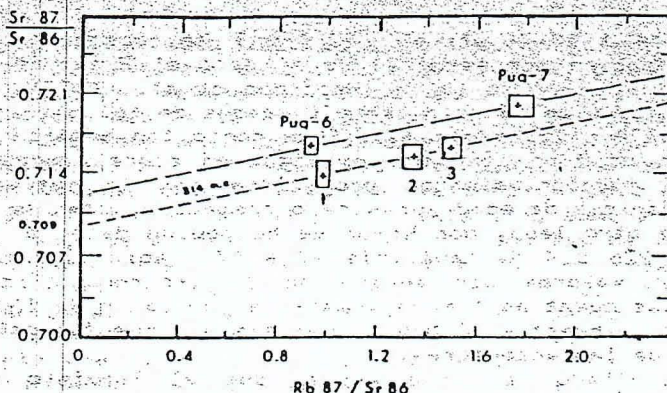


Fig. 4- Diagrama isocronica de migmatitas del Complejo de Puqui.

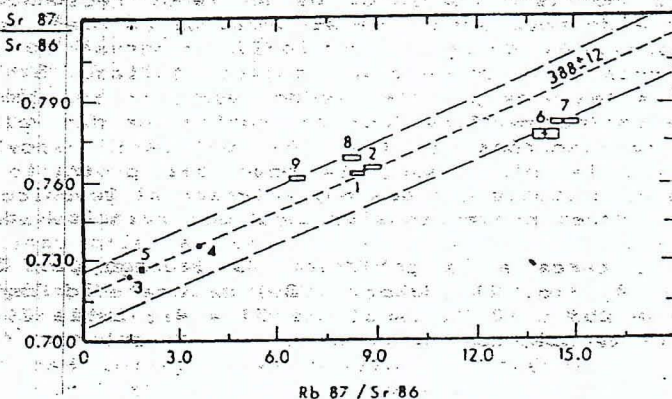


Fig. 5- Diagrama isocronica del Gneis de La Miel.

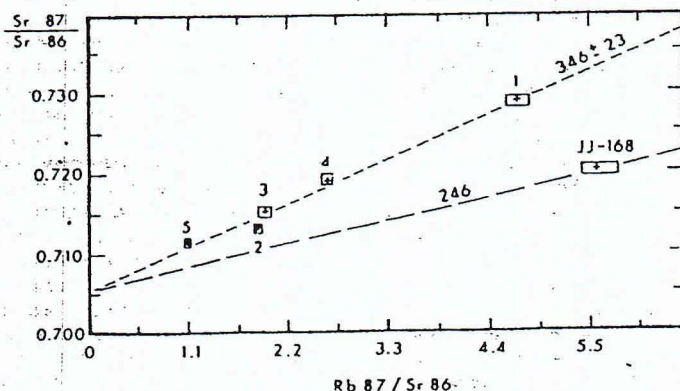


Fig. 6- Diagrama isocronica del Gneis de Samana.

Abejorral, hay evidencias geológicas de que la roca debe ser más antigua y así esta edad es claramente de recalentamiento. Es interesante anotar que todas estas muestras con dataciones triásicas o anteriores están al norte de la latitud  $5^{\circ}$  N. Una posibilidad para la interpretación de los dos eventos devocarbonífero y pérmotriásico sería considerar que el pico máximo del metamorfismo ocurrió durante el Devónico y que las edades más jóvenes indican el enfriamiento de la secuencia durante su



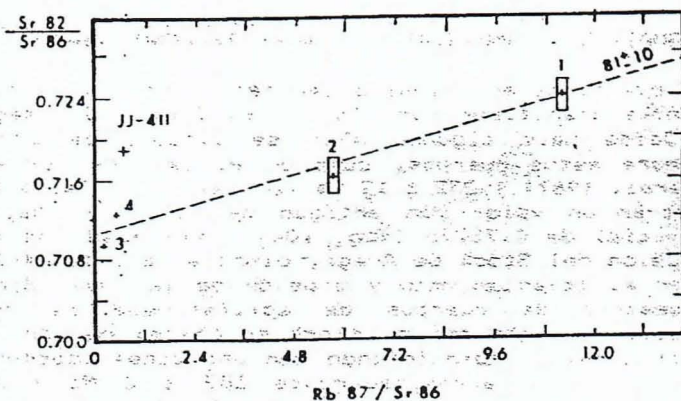


Fig.7- Diagrama isocronica de los Esquistos de Medellín.

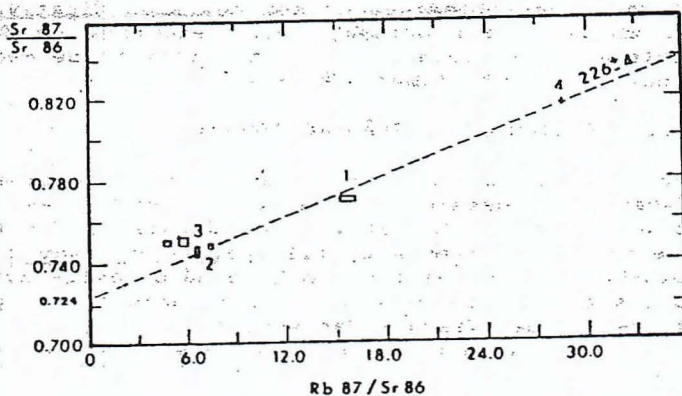


Fig.8- Diagrama isocronica del Esquisto de Ancon.

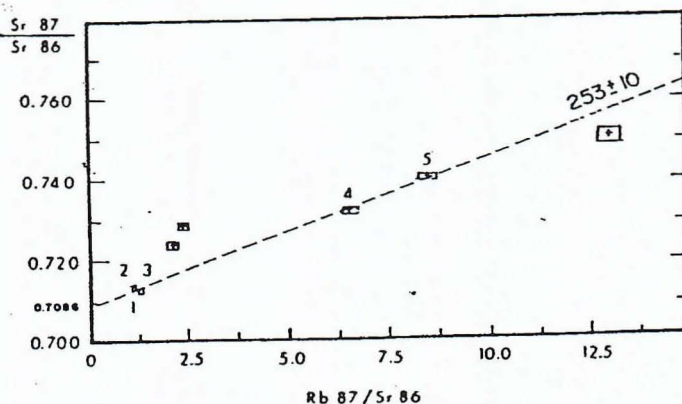


Fig.9- Diagrama isocronica del Gneis de Pescadero.

exhumación por erosión. Esta explicación sería factible para las rocas de alto grado como las migmatitas y el gneis del Complejo de Puqui pero para los Esquistos de Ancon, con un grado de metamorfismo que va de la parte alta de la facies esquisto verde a la parte baja de la facies anfibolita, no parece probable, por lo que en un principio se favorece la interpretación de dos eventos metamórficos separados.

## EVENTOS MAGMATICOS PERMOTRIASICOS EN EL TERRENO TAHAMI

Durante el evento permo-triásico también ocurrió la intrusión de algunos stocks graníticos como los de El Buey y de Amagá (n. 6, fig. 3). Desde hace algunos años se dispone de edades K-Ar triásicas para estos cuerpos, como en el caso del de Amagá con  $221 \pm 7$  (Pérez, 1967) y  $232 \pm 12$  Ma (análisis 70, Tabla II) y por isócrona Rb-Sr un valor más antiguo de  $309 \pm 20$  Ma, con una relación inicial de 0.70775 (fig. 10a). Esta edad se considera la de intrusión del Stock de Amagá, mientras que las K-Ar pueden corresponder al levantamiento y erosión de la zona. Sin embargo algunas muestras de cuerpos de aplitas que se encuentran asociados espacialmente con el stock se ubican por debajo de la isócrona del granito, coincidiendo con una línea isocrónica para todos los puntos de aproximadamente  $188 \pm 2$  Ma (fig. 10b). También por K-Ar estas muestras de aplita dan más jóvenes con edades de  $92 \pm 3.6$  y  $79 \pm 2.7$  Ma (análisis 94 y 95, tabla II). En este caso las edades obtenidas no son muy significativas por ser el mineral potásico una ortosa, poco retentiva de Ar, aunque probablemente estén reflejando el evento térmico de mediados del Cretácico que se discutirá más adelante.

## EVENTOS DEL JURASICO EN EL TERRENO TAHAMI

En la zona central de la Cordillera Central, considerada como Terreno Tahami (Toussaint y Restrepo, 1989), hay muy pocas dataciones que correspondan al periodo Jurásico. Por oposición, en el borde oriental de esta cordillera, en el lado oriental de la falla Otú-Pericos, en el Terreno Chibcha de estos autores, son abundantes los grandes batolitos de edad jurásica, en particular el Batolito de Ibagué (Vesga y Barrero, 1978).

El único cuerpo en el Terreno Tahami para el cual por el momento se acepta una edad jurásica es el pequeño Batolito de Sonsón (n. 5, fig. 9), del cual se obtuvieron edades K-Ar de 160 y 170 Ma (Gonzalez, 1980), aunque para este cuerpo hay algunas dificultades, ya que previamente Pérez (1967) obtuvo una edad de  $71 \pm 3$  Ma, comparable a las del Batolito Antioqueño.

De las edades jurásicas obtenidas en este trabajo no hay mucha claridad sobre su significado. De un lado están las dos edades K-Ar del Esquisto de Ancón (análisis 74, 75, Tabla II) que, como ya se mencionó, por isócrona Rb-Sr da una edad de  $226 \pm 4$  Ma. Las edades jóvenes parecen corresponder a una pérdida de Ar no determinada claramente.

En parte las pérdidas de argón podrían estar relacionadas con la intrusión del Stock de Altavista (n. 7, fig. 3), que aflora ligeramente al norte, y del cual parece hay diques que intruyen

al esquisto. Así, una datación K-Ar de un anfíbol de la facies básica dio una edad jurásica (análisis 80), pero otro análisis de la misma muestra dio  $117 \pm 11$  (análisis 81) y uno en roca total de otra muestra dio  $108 \pm 4$  Ma (análisis 82). Así mismo, una edad convencional Rb-Sr en la facies granítica tardía da una edad promedio de 100 Ma (análisis 59 y 60). Aunque la primera edad K-Ar citada parece coincidir mejor con los posibles efectos térmicos sobre el Esquisto de Ancón, quedaría un intervalo de cristalización de unos 50 Ma para este stock, lo que parece improbable. La facies básica y la granítica están relacionadas en diagramas de variación presentados por Rodríguez y Sanchez (1987), Montoya (1988) y Preciado y Vasquez (1988), por lo que parece más probable que las edades de ambas facies sean similares y en este caso serían más confiables las edades cretácicas tempranas, pudiendo atribuirse los valores K-Ar más antiguos a exceso de argón radiogénico o a problemas analíticos.

Un problema semejante ocurre con el pequeño stock de gabro de



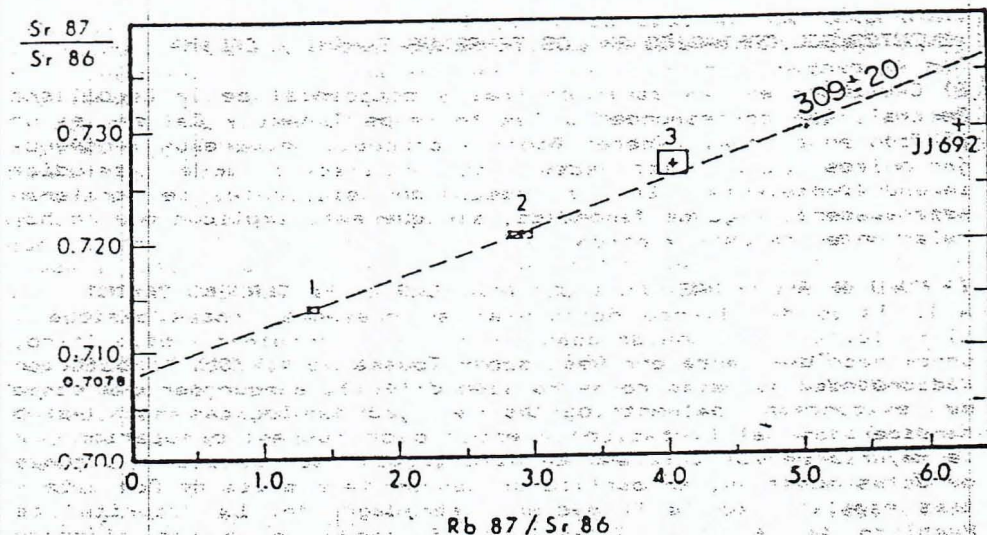


Fig.10a- Diagrama isocronica del Stock de Amagá.

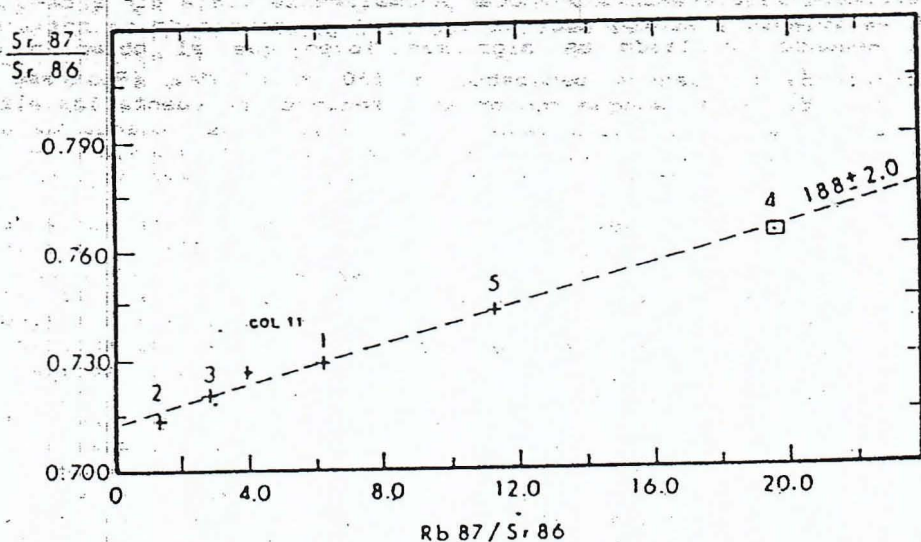


Fig.10b- Diagrama isocronica de aplitas del Stock de Amagá.

San Diego que aflora en el valle de Medellin (n. 8, fig 3). Aunque se ha considerado correlacionable con el Batolito Antioqueño (Botero, 1963, Restrepo y Toussaint, 1984), dataciones por duplicado de hornblenda dan edades de  $137 \pm 20$  y  $162 \pm 10$  Ma (análisis 78 y 79). Aun es prematuro considerar que estas edades sean válidas y podría tratarse de rocas con edades anómalamente antiguas por exceso de Ar radiogénico.

## EVENTOS DEL CRETACICO EN LOS TERRENOS TAHAMI Y CALIMA

El Cretácico en las zonas central y occidental de la Cordillera Central, que corresponden a los terrenos Tahami y Calima, es un periodo en el cual parecen haberse producido numerosos fenómenos geológicos que a veces son difíciles de estudiar independientemente. En la discusión siguiente se tratarán separadamente algunos fenómenos, sin que esto implique que no hay relación entre unos y otros.

### I) EDAD DE ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS EN EL TERRENO CALIMA

A lo largo del flanco occidental se presentan rocas básicas y ultrabásicas consideradas como un complejo ofiolítico, denominado del Cauca por Restrepo y Toussaint (1973). La datación radiométrica de estas rocas ha sido difícil, aunque por una serie de evidencias paleontológicas y geocronológicas han sido consideradas del Cretácico inferior o del Jurásico superior por la mayoría de los autores. En este trabajo se analizaron algunas de estas muestras, en particular dos de la diorita de Pueblito y tres espilitas de la Formación Quebradagrande. La "diorita" de Pueblito (n. 6, fig. 2) aparece formando un cuerpo alargado acompañada por gabros bandeados y peridotitas (Grosse, 1926; Calle y Gonzalez 1980). La roca, de grano fino, presenta un sausrutización muy intensa que dificulta su estudio. Se analizaron por K-Ar dos muestras de plagioclasa con resultados de  $580 \pm 130$  y  $102 \pm 28$  Ma (análisis 76 y 77, tabla II). El primer resultado es claramente una edad anómalamente vieja por exceso de Ar radiogénico, acompañado por un muy bajo contenido de potasio. El segundo resultado es algo más joven que el obtenido en hornblenda de gabros bandeados a  $130 \pm 12$  Ma. (Restrepo y Toussaint, 1975), aunque concordante teniendo en cuenta los altos errores analíticos. Otro valor a  $166 \pm 10$  de hornblenda de una pegmatita gabrítica (Toussaint y Restrepo, 1978) encajada en el cuerpo podría estar también afectado por exceso de Ar radiogénico.

La Formación Quebradagrande está formada por rocas volcánicas básicas intercaladas con sedimentos (Botero, 1963; Gonzalez, 1980). Dentro de las rocas básicas hay una gran abundancia de material piroclástico, lo que hace pensar que estos materiales podrían representar más bien en parte un arco volcánico inmaduro (Restrepo y Toussaint, 1984) que corteza oceánica como supusieron inicialmente Restrepo y Toussaint (1973). En los sedimentos intercalados se han encontrado faunas que indican una edad albiana (Botero y Gonzalez, 1983). Sin embargo las tres dataciones obtenidas de  $77 \pm 5$ ,  $75 \pm 8$  y  $67 \pm 5$  Ma (análisis 101, 102 y 103, tabla II) pertenecen al Cretácico tardío (Campaniano-Maestrichtiano), indicando que no representan edades de formación sino un evento térmico posterior. De estas muestras hay que hacer algunas precisiones. El análisis 102 corresponde a la diabasa de La Línea (n. 13, fig. 2) que originalmente fue incluida por Nelson (1957) en el Grupo Cajamarca. De esta misma muestra se había obtenido inicialmente una edad de  $312 \pm 15$  Ma, pero un reanálisis cuidadoso que se presenta aquí da un valor cretácico que parece más confiable. Además, de acuerdo con los nuevos planteamientos de algunos geólogos del Ingeominas sobre las grandes unidades de la Cordillera Central (Com. esc., 1989), del alto de La Línea hacia el occidente las rocas básicas harían parte del Complejo Quebradagrande y no del Cajamarca. El análisis 101 corresponde a una diabasa colectada cerca a Sevilla, Valle (n. 14, fig. 2) y también haría parte del Complejo Quebradagrande, formado en esta zona por la Formación Amaime (McCourt et al., 1984). El análisis 103 corresponde a una espilita típica de la Formación Quebradagrande de la localidad de



quebrada Campanas (n. 15, fig 2), en la cual se han encontrado abundantes fósiles albianos. La interpretación de estos resultados es difícil. Edades semejantes y aun más jóvenes se han encontrado en varias partes de las cordilleras Central y Occidental más al sur (Souza et al., 1989; Brook, 1984), aunque algunas pocas edades cercanas a 100 Ma (Souza et al., 1989) parecen ser compatibles con las edades paleontológicas más al norte. El origen del rejuvenecimiento de las edades radiométricas es incierto, pues podría deberse a metamorfismo de muy bajo grado que afecta la secuencia (principalmente facies prehnita-pumpellita), pérdida constante de argón de los granos muy finos o un verdadero evento termo-tectónico ocurrido a ese momento en el Occidente Colombiano.

## II) METAMORFISMO CRETACICO TEMPRANO EN EL TERRENO CALIMA

Desde hace algunos años se conoce que un importante metamorfismo de media presión afectó durante el Cretácico rocas que hoy en día reposan en el flanco occidental de la Cordillera Central (Restrepo y Toussaint, 1975). Este metamorfismo también ha sido documentado geocronológicamente más al sur, entre latitudes 30 y 50° N (Brook, 1984; McCourt et al., 1987). La primera unidad donde se determinó el evento fue el Grupo Arquía (n. 7, fig. 2), con una edad K-Ar en hornblenda de  $113 \pm 5$  Ma (Restrepo y Toussaint, 1975). También en los complejos Rosario y Bolo Azul se han encontrado edades K-Ar en hornblenda entre  $116 \pm 3$  y  $62 \pm 2$  Ma, así como edades entre  $125 \pm 10$  y  $110 \pm 3$  Ma para rocas de alta presión (Brook, 1984). En la zona de estudio, una serie de dataciones en la Anfibolita de Medellín han dado consistentemente edades cretácicas, aunque algunas de ellas con alto porcentaje de argón radiogénico. Las edades se agrupan en dos intervalos; el primero está entre 105 y 89 Ma (análisis 87, 89, 90, 91), en el cual también se ubican edades obtenidas anteriormente de  $102 \pm 8$  Ma para un esquisto actinolítico y de  $93 \pm 5$  Ma para otra muestra de anfibolita (Restrepo y Toussaint, 1975). En este intervalo se encuentra también una isócrona de esquistos y paragneises biotíticos intercalados con la anfibolita, la cual arrojó una edad de  $81 \pm 10$  Ma. (análisis 54 a 58, Tabla I; fig 11). En el segundo intervalo entre 62 y 60 Ma se localizan dos edades K-Ar en hornblenda (análisis 86 y 88) y un análisis K-Ar en biotita del esquisto biotítico (análisis 96). Esta edad más joven está en perfecto acuerdo con una datación del Batolito Antioqueño en las cercanías datado en  $63 \pm 11$  Ma por lo que se piensa que estas edades reflejan un efecto de la intrusión del Batolito Antioqueño en la zona. Las dataciones cercanas a 100 Ma se interpretan como las edades de un evento metamórfico regional comparable al que habrían sufrido más al sur los grupos Arquía y Bugalagrande y los complejos Rosario y Bolo Azul. En todos estos casos las anfibolitas están asociadas con cuerpos ofiolíticos, por lo que parece probable que el metamorfismo esté relacionado con el emplazamiento tectónico de las ofiolitas (Restrepo y Toussaint, 1975). En particular en la zona de Medellín no es tan fácil explicar porque muchas rocas precretácicas -muchas de ellas discutidas en este trabajo- no fueron refijadas isotópicamente durante un evento regional cretácico importante. Por esta razón Restrepo (1986) postula que las anfibolitas son alóctonas y probablemente representan ofiolitas mesozóicas metamorfoseadas en un límite continental.

Otra unidad de la zona que tiene dataciones cretácicas es el Esquisto de Sabaletas (n. 8, fig. 2), compuesta por esquistos verdes y sericiticos intercalados. Anteriormente de un esquisto verde se obtuvo una edad de  $127 \pm 5$  Ma (Toussaint et al., 1978) y ahora se dató en  $104 \pm 5$  Ma un separado de actinolita de un esquisto verde que presenta texturas reliquias de gabro (muestra



85, Tabla II). Los Esquistos de Sabaletas presentan cierta semejanza litológica con la parte de esquistos verdes y sericiticos del Grupo Arquia o con el Grupo Cajamarca. En este sentido, la muestra de esquistos biotíticos (análisis 83, tabla II) de la zona de Pensilvania, Caldas se puede considerar como perteneciente al Grupo Cajamarca y da una edad de  $113 \pm 10$  Ma, aunque esta edad puede ser de recalentamiento.

Hay otras rocas que por dataciones Rb-Sr o por relaciones de campo son definitivamente precretácicas y que dan edades cercanas a los 100 Ma por K-Ar en micas. Es difícil saber si se trató sólo de un recalentamiento si algunas de estas rocas recrystalizaron parcialmente durante este evento. A esta categoría pertenecen los análisis 92 y 93 correspondientes al Gneis de Pescadero y al Gneis Granítico de Palmitas, así como la edad de  $110 \pm 10$  Ma obtenida en la migmatita de El Retiro (Toussaint et al., 1978). En el caso del cuerpo de Palmitas, la edad cretácica probablemente corresponde a la intrusión del Batolito de Ovejas (n. 11, fig. 3) en el Cretácico tardío, con formación de una extensa aureola de contacto (Escobar y Márquez, 1990). De una cornubiana se obtuvo una edad de  $80 \pm 5$  Ma (análisis 100, tabla II) que coincide con la edad del Batolito de Ovejas de  $72 \pm 3$  Ma (Pérez, 1967).

### III) PLUTONISMO CRETACICO DEL TERRENO TAHAMI

El plutonismo básico a intermedio en el Terreno Tahami durante el Cretácico es un fenómeno extendido. Como ya se mencionó, hay alguna incertidumbre sobre si algunos cuerpos de gabro y diorita como los stocks de San Diego (análisis 78, 79) y Altavista (80, 81 y 82) se intruyeron durante el Jurásico o durante el Cretácico temprano, aunque parece más probable lo segundo. Para intentar resolver el problema se adelantan en la Universidad de Sao Paulo dataciones adicionales.

De otros cuerpos situados en el borde occidental de la Cordillera Central se ha encontrado una edad cretácica temprana en el Stock de Cambumbia (n. 9, fig. 2), con una edad de  $112 \pm 5$  Ma (análisis 84, tabla II). También las edades modelo Rb/Sr del Stock de Altavista en la facies ácida, la más tardía, de cerca de 100 Ma, indican que este cuerpo se debió intruir antes del comenzar el Cretácico tardío. Sin embargo la gran mayoría de los cuerpos de composición tonalítica a granodiorítica se han datado como del Cretácico tardío-Paleoceno. De estos el cuerpo más importante es el Batolito Antioqueño (n. 10, fig. 3), del cual se han obtenido previamente edades K-Ar (biotita) entre  $86 \pm 3$  Ma y  $68 \pm 3$  Ma (Pérez, 1967; Feininger et al., 1972) y por Rb-Sr en biotita localmente edades entre 67 y 56 Ma (Fujiyoshi et al., 1976). En este trabajo se analizaron muestras de la región de San Luis con una edad de  $90 \pm 5,6$  (análisis 97, Tabla II) y en Bello con una edad de  $63 \pm 11$  (análisis 98, Tabla II). La edad de 90 Ma es la más antigua encontrada para el Batolito Antioqueño y proviene de una región cercana a la de la muestra datada por Pérez en 86 Ma. Esto parece indicar que la zona más antigua del batolito, o al menos la que más rápido se enfrió, es la zona oriental, siendo más joven el enfriamiento o solidificación del lado occidental. Otro cuerpo que ha sido considerado como una cúpula del Batolito Antioqueño es el Stock de La Unión (n. 10, fig. 2) (Botero, 1963). La datación a  $64 \pm 4$  (análisis 104) parece confirmar esta inferencia. Otro cuerpo que correspondería a este evento magmático es la diorita de Ebéjico (Grosse, 1923), un cuerpo alargado dentro de la zona general del Sistema de fallas Cauca - Romeral, del cual se obtuvo una datación en anfíbol de  $82 \pm 22$  Ma (análisis 97). La forma alargada del cuerpo indica que ya a este momento existía una zona de debilidad a lo largo del Sistema Romeral.



Una roca que no es claro si pertenece o no a este evento es la aplita asociada con el Stock de Amagá. Aunque por Rb-Sr convencional corresponde a edades triásicas, por K-Ar dan edades de  $92 \pm 4$  y  $79 \pm 3$  (análisis 94 y 95, Tabla II). Probablemente las edades K-Ar representan el evento térmico de mediados del Cretácico, en particular tratándose de un análisis de roca total en una roca formada principalmente por feldespatos alcalinos que pierden fácilmente el argón.

#### DATACIONES TERCIARIAS DEL TERRENO CUNA

La parte noroccidental de la Cordillera Occidental ha sido considerada como un terreno independiente del resto de la cordillera, estando más estrechamente vinculada a Baudó y Panamá (Duque-Caro, 1985; Restrepo et al., 1985). Ha sido denominada Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1989) ó Arco de Dabeiba (Duque-Caro, 1989). De esta zona en este trabajo se reanalizaron algunas muestras de rocas básicas que se habían datado previamente (Restrepo et al., 1979). Una de ellas ubicada cerca a Dabeiba (n. 11, fig. 2) corresponde a una roca clasificada tentativamente como latitandesita, la cual dio una edad de  $41.5 \pm 1.8$  Ma (análisis 105, tabla II) correspondiente al Eoceno medio (análisis 101, tabla II). Esta edad está en el rango de dataciones obtenidas para el Batolito de Mandé comprendidas entre  $54.7 \pm 1.3$  (Sillitoe et al., 1982) y 34 Ma (Botero, 1975) por lo que se puede pensar que corresponda a la parte volcánica formada en la superficie del arco. La datación anterior había dado  $97 \pm 3$  Ma pero parece más confiable la actual.

De la zona de La Equis (n. 12, fig. 12) en el camino Medellín-Quibdó, se reanalizó una muestra de andesita columnar, confirmando la edad miocena previa ( $10 \pm 5$ ; Restrepo et al., 1979) con un resultado de  $10.4 \pm 2.9$  Ma (análisis 106, tabla II). Una edad semejante se obtuvo para el traquibasalto de El Botón de la región de Dabeiba con un resultado de  $9.3 \pm 0.8$  Ma (análisis 107, tabla II), algo más vieja que el resultado inicial de  $3 \pm 1$  Ma. La coincidencia de estas dos dataciones de muestras situadas ambas en el flanco occidental de la Cordillera Occidental, aunque separados por unos 100 kilómetros, parece confirmar la presencia de un volcanismo neogeno en la zona (Restrepo et al., 1979). El origen y naturaleza de este volcanismo no es aun claro, pero hay que anotar que las edades corresponden al Mioceno tardío, tiempo probable de la colisión entre el Terreno Cuna y el continente Suramericano (Duque-Caro, 1985; Restrepo et al., 1985), por lo que podría estar relacionada genéticamente a este evento.

#### CONCLUSIONES

1) Por medio de dataciones radiométricas se documentan eventos metamórficos en el Terrenos Tahami durante el Devónico-Carbonífero, el Pérmico-Triásico y el Cretácico y en el Terreno Calima durante el Cretácico. No se logra definir con seguridad si existe o no un evento precámbrico en el Terreno Tahami, aunque algunas edades Rb-Sr convencionales indican que es factible su presencia.

2) Se evidencian los siguientes períodos de magmatismo en la Cordillera Central (Terreno Tahami):

- a) intrusiones graníticas sintectónicas en el intervalo Devónico-Carbonífero
- b) intrusiones de pequeños stocks graníticos durante el Permo-triásico

- c) intrusiones de pequeños stocks de composición gabrónica hasta granítica en el intervalo Jurásico-Cretácico temprano.
- d) intrusión del gran Batolito Antioqueño y stocks tonalíticos a granodioríticos asociados como el de Ebéjico y La Unión durante el Cretácico tardío, entre 90 y 63 Ma.
- 3) Para el flanco occidental de la Cordillera Occidental (Terreno Cuna) se documentan dos periodos de volcanismo:
- a) uno de edad eocena probablemente relacionado con la intrusión del Batolito de Mandé
- b) otro de edad miocena y de origen aun incierto, tal vez relacionado con la colisión del Terreno Cuna con el continente suramericano.

TABLA I  
DATOS ANALITICOS Rb-Sr

UNIDAD	NUMERO DE ANALISIS	ANALISTA	NUMERO DE MUESTRA	Rb ppm	Sr ppm	87Rb/86Sr	87Sr/ 86Sr	EDAD CONVENCIONAL RELACION INICIAL 0.705 0.710	ISOCROMA
Migmatitas de El Retiro	1	3	JJ390	79	115	1.99	0.7357	1078	904
	2	3	JJ393	120	132	2.63	0.7210	427	294
	3	3	JJ399	102	113	1.39	0.7097	238	---
Gneis Augen Las Palmas	4	3	JJ244	115	155	2.15	0.7151	330	167
	5	3	JJ247	97	177	1.59	0.7265	946	727
	6	3	JJ248	84	186	1.31	0.7338	1531	1268
	7	3	JJ251	73	184	1.15	0.7135	519	214
Gneis Granítico de Palmitas	8	1	2938	148.1	162.5	2.64	0.7208	420	288
	9	3	JJ148	60	270	0.64	0.7155	1146	603
	10	3	JJ150	106	141	2.18	0.7341	934	774
	11	3	JJ152	69	125	1.60	0.7226	770	552
	12	3	JJ154	126	149	2.45	0.7175	358	215
Gneis de La Miel	13	2	JJ323	165	56.7	8.465	0.76286	480	438
	14	2	JJ324	176	57.4	8.918	0.76514	473	434
	15	2	JJ325	95.3	190	1.453	0.72371	901	661
	16	1	2955	178.7	144.3	3.59	0.7351	588	491
	17	1	COL10C	103.8	162.6	1.85	0.7265	814	625
	18	1	COL10D	303.8	60.5	14.64	0.7809	364	340
	19	1	COL10E	247.8	51.1	14.13	0.7761	353	329
	20	1	COL10F	174.9	61.4	8.29	0.7687	539	497
	21	1	COL10G	224.5	98.5	6.63	0.7620	603	550
Anfibolita de Caldas	22	1	COL10A	6.97	290.9	0.07	0.7069	3818	
	23	1	PU03	96.3	281.6	0.99	0.7139	630	277
Gneis de Fuquí	24	1	PU04	91.6	196.0	1.354	0.7154	539	280
	25	1	PU05	115.7	223.7	1.50	0.7162	524	290
	26	1	PU06	89.7	274.1	0.94	0.7165	856	485
	27	1	PU07	99.0	162.1	1.77	0.7197	582	385
Gneis de Samaná	28	2	JJ166	195	120	4.710	0.72852	351	276
	29	2	JJ168	293	152	5.583	0.72011	190	127
	30	2	JJ170	99	152	1.885	0.71319	305	119
	31	1	3034	138.4	204.2	1.96	0.7153	369	190
	32	3	JJ161	134	146	2.658	0.71914	374	242
	33	3	JJ165	95	249	1.104	0.71139	406	89



Gneis de Pescadero	34	2	JJ211	92.7	251	1.067	0.7134	551	224	1
	35	2	JJ214	107	264	1.173	0.7132	491	192	1
	36	2	JJ218	130	292	1.289	0.7120	381	109	1
	37	3	JJ356	196	87	6.588	0.73172	285	232	1 253 ± 10
	38	3	JJ358	116	155	2.099	0.72366	623	457	RI=0.7086
	39	3	JJ219	252	85	8.472	0.73982	289	247	1
	40	3	JJ359	151	186	2.35	0.7281	689	540	1
Esquisto de Ancón	41	1	2922A	268.9	60.1	13.01	0.7490	238	211	1
	42	3	JJ326	278	52	15.59	0.77019	294	271	1
	43	3	JJ333	217	112	5.63	0.74955	555	493	1
	44	3	JJ338	218	86	7.363	0.74821	412	365	1 226 ± 4
	45	3	2949	191	121	4.59	0.7510	702	626	RI=0.724
	46	1	COL9	238.7	105.6	6.564	0.7455	433	380	1
	47	1	JJ570	133.7	13.8	28.53	0.81576	273	261	1
Granito de Aagá	48	1	JJ692	223.6	104.6	6.198	0.72954	278	222	1
	49	1	JJ704	92.3	197.4	1.354	0.71376	454	195	1 309 ± 20
	50	1	JJ698	170.4	169.7	2.910	0.72055	375	255	1 RI=0.7078
	51	1	COL11	184.6	132.9	4.030	0.7264	373	286	1
Aplitas Aagá	52	1	JJ701	193.0	32.0	17.45	0.76379	237	217	1
	53	1	JJ700	195.0	26.0	21.70	0.77377	223	207	1
Esquisto de Medellín	54	1	COL7A	91.79	23.42	11.36	0.7238	116	86	1
	55	1	JJ415	80	40.2	5.80	0.71618	136	75	1
	56	3	JJ411	56	225	0.721	0.71914	1368	887	1 81 ± 10
	57	3	JJ412	39	221	0.511	0.71254	1032	349	RI=0.7106
	58	3	JJ499	23	274	0.243	0.70963	1329		1
Stock de Altavista	59	1	2957	134.1	21.2	18.35	0.7301	96	77	Edad Promedio
	60	1	2957	134.1	21.4	18.18	0.7317	103	84	0.705: 100 Ma 0.710: 81 Ma

1 : muestra utilizada para calcular la isocrona segun el metodo de Williamson (1968)

TABLA II ANALISIS K-AR

UNIDAD	NUMERO DE ANALISIS	ANALISTA	NUMERO DE MUESTRA	MATERIAL	Z K	Ar ccSTP/gm x 10 <sup>-6</sup>	I Ar Atm	EDAD
Anfibolita de Caldas	61	1	UNM 2919	ANF	0.0374	0.51	45.86	319+ 48
	62	1	COL 10 A	ANF	0.0297	3.28	55.15	264+ 27
	63	2	UNM 2919	R.T.	0.045	0.48	36.6	254+ 8
					0.046	0.49	40.1	
	64	2	JJ 137	ANF	0.148	2.05	51.3	324+ 16
					0.151	2.07	54.6	
	65	2	JJ 316	R.T.	0.044	0.57	32.8	306+ 15
					0.045	0.58	35.7	
Gneis de La Miel	66	1	COL 10 F	MOSC	8.428	118.5	37	331+ 28
Gneis de Fuquí	67	1	PUG 1	BIOT	7.375	63.69	24.3	210 ± 11
	68	1	PUG 2	BIOT	7.217	64.93	22.3	218 ± 8
	69	1	PUG 3	BIOT	7.0357	84.27	8.82	285 ± 12

Stock de Amagá	70	1	COL 11	BIOT	6.678	6.380	30.1	231 ± 12
Anfibolita de Sucre	71	1	JJ 240	ANF	0.0685	0.62	59.91	220 ± 26
	72		JJ 242	ANF	0.0522	0.62	63.90	284 ± 30
Granulita de El Retiro	73	1	UNM 693	R.T.	0.1652	1.73	46.62	251 ± 21
Esquisto de Ancón	74	1	COL 9	R.T.	3.447	22.45	54.3	160 ± 11
	75	1	JJ 570	R.T.	3.110	23.06	6.6	182 ± 8
Diorita de Pueblito	76	1	COL 13	PLAG	0.0420	1.099	88.2	580 ± 130
	77	1	COL 14 B	PLAG	0.357	1.445	87.2	102 ± 28
Gabro de San Diego	78	1	JJ 114	ANF	0.1844	1.02	65.4	137 ± 20
	79	1	JJ 114	ANF	0.1844	1.22	35.4	162 ± 10
Stock de Altavista	80	1	NH 82	ANF	0.1573	0.96	37.5	151 ± 15
	81	1	NH 82	ANF	0.1573	0.74	56.2	117 ± 11
	82	3	TH 22B	R.T.	0.77	3.32	19.27	108 ± 4
Grupo Cajamarca	83	3	IGM 119837	BIOT	3.72	16.92	33.1	113 ± 10
Stock de Cumbucá	84	3	2945	R.T.	1.29	5.773	9.9	112 ± 5
Esquistos de Sabaletas	85	3	JJ 184	ANF	0.10	0.415	67.6	104 ± 5
	86	1	COL 1	ANF	0.498	1.227	93.0	62 ± 20
Anfibolita de Medellín	87	1	COL 4	ANF	0.0626	0.255	90.2	102 ± 31
	88	1	COL 5	ANF	0.0869	0.2063	89.7	60 ± 18
	89	1	2913	ANF	0.2463	0.887	56.6	90 ± 10
	90	2	JJ 159	ANF	0.07	0.26	25.7	97 ± 15
					0.7	0.28	23.1	
	91	2	JJ 243	ANF	0.29	1.22	57.6	105 ± 5
					10.29	1.22	56.5	
Gneis de Pescadero	92	3	2922A	MUSC	7.82	30.16	45.7	97 ± 5
Gneis Gneísico de Palmitas	93	3	2838	BIOT	5.44	20.93	23.5	96 ± 5
Aplitas	94	1	JJ 701	R.T.	4.7729	17.49	11.64	92 ± 4
Stock de Amagá	95	1	JJ 700	R.T.	4.6496	14.63	29.46	79 ± 3
Esquistos de Medellín	96	1	COL 7A	BIOT	6.129	14.87	82	62 ± 11
Batolito	97	1	JJ 564	BIOT	3.0143	10.80	43.24	90 ± 6
Antioqueño	98	1	COL 8A	BIOT	6.856	17.00	84.7	63 ± 11
Diorita de Ebéjico	99	1	JJ 156	ANF	0.0855	0.28	80.52	82 ± 22
Cornubiana de Palmitas	100	3	JJ 105	R.T.	0.19	0.612	48.8	80 ± 5



Formación	101	3	2979	R.T.	0.40	1.22	61.7	77 + 5
Quebradagrande	102	1	3009	R.T.	0.2327	0.70	58.02	75 + 8
	103	3	3012	R.T.	0.10	0.267	79.5	67 + 5
Stock de La Unión	104	1	JJ 253	B10T	6.6265	16.856	31.62	64 + 4
LatiAndesita Llanitos	105	1	UNM 2998	R.T.	1.8064	2.95	14.34	41.5 + 1.8
Andesita La Equis	106	1	UNM 3040	R.T.	1.2525	0.50	81.41	10.4 + 2.9
Traquibasilto	107	1	UNM 3062	R.T.	3.9362	1.42	67.60	9.3 + 0.8

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BOTERO, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. An. Fac. Minas. Univ. Nal. Medellín 57: 1-101.
- BOTERO, G. 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Rev. Minería, Medellín 27: 8336-8346.
- BROOK, M. 1984. New Radiometric Age Data from S.W. Colombia. Inf. inédito. Ingeominas: 1-10.
- CALLE, B. & H. GONZALEZ. 1980. Geología y Geoquímica de la Plancha 186 Rio Sucio-Antioquia. Inf. 1876. Ingeominas: 1-173.
- COSSIO, U., R. VIANA, J.F. TOUSSAINT & J.J. RESTREPO. 1987. Unidades litológicas de la región oriental del Megaterreno Andino Central entre el río Samaná y Doradal. Mem. Sem. Gerardo Botero. Medellín: 13-21.
- DUQUE-CARO, H. 1985. La cuenca del Atrato en el bloque del Chocó (Suramérica Noroccidental) y sus implicaciones estratigráficas y estructurales (resumen). Mem. VI Congr. Latín. Geol., Bogotá 1: 61.
- DUQUE-CARO, H. 1989. El arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del Noroccidente de la Cordillera Occidental. V Cong. Col. Geol. Bucaramanga. Mem. 1: 108-126.
- ETAYO-SERNA, F. et al. 1986. Mapa de Terrenos geológicos de Colombia. Publ. Esp. Ingeominas. Bogotá: 14: 1-235.
- ESCOBAR, C. & E. MARQUEZ. 1990. Estudio geológico del granito gneisico y la aureola de contacto en la región de Palmitas (Ant.). Tesis Univ. Nal. Medellín: 1-181.
- FEININGER, T., D. BARRERO & N. CASTRO. 1972. Geología de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas (sub-zona II-B). Bol. Geol., Bogotá 20(2): 1-173.
- FUJIYOSHI, A., K. ISHIZAKA, I. HAYASE & A. TOKUYAMA. 1976. Metamorphic and igneous rocks from the Medellín-Yarumal and Santa Marta areas, Colombia and their Rb/Sr ages. Jour. Geol. Soc. Japan. 82 (9): 559-563.
- GONZALEZ, H. 1980. Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá 23(1): 1-174.
- GRÖSSE, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. Ed. Dietrich Reimer. Berlín: 1-361.
- HALL, R.B., J. ALVAREZ & H. RICO. 1972. Geología de parte de los Departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A). Bol. Geol., Bogotá 20(1): 1-85.
- INGEOMINAS. 1989. Mapa geológico de Colombia. Esc. 1: 1500000. Ingeominas.
- KASSEM, T., A. ALVAREZ & J. ARANGO. 1979. Mapa geológico de Antioquia. Esc. 1500000, Ingeominas.
- MCCOURT, W., J.A. ASPDEN & M. BROOK. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. Geol. Soc. London 141: 831-845.
- MONTOYA, G.A. 1987. Petrografía y petroquímica del Pluton de Altavista, zona norte; Medellín. Tesis Univ. Nal. Medellín: 1-235.
- MUNOZ, J.M. 1980. Estudio petroológico del Grupo Valdivia: Tesis de grado. Univ. Nal. Medellín: 1-194.
- PEREZ, G. 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos. Dyna, Univ. Nal., Medellín 84: 27-31.
- PRECIADO, L.M. & H.J. VASQUEZ. 1988. Petrografía y petroquímica del Pluton de Altavista Zona Sur. Tesis Univ. Nal. Medellín: 1-409.
- RESTREPO, J.J. 1986. Metamorfismo en el sector norte de la Cordillera Central de Colombia. Inf. Univ. Nal. Medellín: 1-276.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1973. Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. Publ. Esp. Geol. Univ. Nal., Medellín 3: 1-26.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1975. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia. Publ. Esp. Geol. Univ. Nal., Medellín 6: 1-24.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1978. Datación de una metadiabasa del Grupo Cajamarca. Publ. Esp. Geol. Univ. Nal., Medellín 16: 1-4.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1978. Ocurrencias de Precámbrico en las cercanías de Medellín. Cordillera Central de Colombia. Publ. Esp. Geol. Univ. Nal. Medellín. 12: 1-13.



- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1982. Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia. V Congr. Latin. Geol., Argentina 3: 505-512.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1984. Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. I Conf. sobre riesgos geológicos del Valle del Aburrá, Medellín. Soc. Col. Geol. Mem.: 1-26.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. Episodes 11(3): 189-193.
- RESTREPO, J.J. & J.F. TOUSSAINT. 1989. Geochronological review of the Northern Andes. Revista del ICNE. Medellín. 2(1): 39-82.
- RESTREPO, J.J., J.F. TOUSSAINT, H. GONZALEZ & E. LINARES. 1978. Datación de metasedimentos del grupo Ayurá-Montebello. Publ. Esp. Geol. Univ. Nal. Medellín. 10: 1-5.
- RODRIGUEZ, G. & F. SANCHEZ. 1987. Petrografía y petroquímica del Pluton de Altavista Zona Central. Tesis Univ. Nal. Medellín: 1-267.
- SÉPULVEDA, R.D. & S.M. SÁLDARRIAGA. 1980. Metamorfismo de las rocas del Oriente del municipio de Caldas, Antioquia. Tesis Univ. Nal. Medellín: 1-119.
- SILLITOE, R.H., L. JARAMILLO, P.E. DAMON, M. SHAFIQULLAH & R. ESCOBAR. 1982. Setting, characteristics and age of the Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. Econ. Geol. 77, 1837-1850.
- SOUZA, H., A. ESPINOSA & M. DELALOYE. 1984. K-Ar Ages of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. Tectonophysics. 107, 135-145.
- TOUSSAINT, J.F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del Noroccidente Colombiano. Bol. de Ciencias de la Tierra. Univ. Nacional. Medellín. 3, 1-231.
- TOUSSAINT, J.F. & J.J. RESTREPO. 1982. Magmatic Evolution of the Northwestern Andes of Colombia. Earth Science Reviews. 18, 205-213.
- TOUSSAINT, J.F. & J.J. RESTREPO. 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: un nuevo modelo de evolución geológica. V Cong. Colom. Geol. Bucaramanga. Mem. Tomo 1: 127-146.
- VESGA, C.J. & D. BARRERO. 1978. Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II Congr. Col. de Geol. Bogotá. Resumen.