

GUIA PARA LA GEOLOGIA DEL FLANCO NOROCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL:

CARRETERA MEDELLIN - AMAGA - ALBANIA - BOLOMBOLO

Preparada por: Jorge Julian Restrepo Alvarez*

1. UNIDADES LITOLOGICAS

1.1 ANFIBOLITA GRANATIFERA DE CALDAS

Aunque esta unidad no será observada in situ en la excursión, en la quebrada La Miel, al oriente de Caldas, la veremos en cantos rodados.

La anfibolita aflora en unos 11 km² en la margen derecha del río Medellín, al oriente y suroriente de la población de Caldas.

La anfibolita es una roca de color verde oscuro, de aspecto generalmente masivo y con abundantes porfidoblastos de granate con diámetro entre 0.5 y 10mm. Está compuesta por hornblenda azul-verdosa, plagioclasa (albita-oligoclasa), granate rico en almandino y epidota.

Presenta algunas delgadas intercalaciones de cuarcitas granatíferas y esquistos biotíticos con granate y estaurolita. En estos esquistos se ha encontrado cianita en pequeña cantidad (Sepúlveda y Saldarriaga, 1980).

La anfibolita granatífera fue separada del Grupo Ayurá-Montebello por Restrepo y Toussaint (1977) con base en su tipo bórico que es media presión, el cual contrasta con el de ese grupo que fue determinado por Echeverría (1974) como de baja presión.

La edad K/Ar en hornblenda de la anfibolita es de 1.670 ± 500 m.a. (Restrepo y Toussaint, 1978), o sea precámbrica, siendo así la roca más antigua que se haya datado hasta el momento en los Andes colombianos.

1.2 NEIS DE LA MIEL

Este ortoneis aflora en la margen derecha del río Medellín, al oriente de la población de Caldas, y en especial a lo largo de la quebrada La Miel.

Es una roca de color crema, de grano medio. La nitidez de la foliación es muy variable, siendo clara en unos sitios y vaga en otros, semejando en este caso un granito. La foliación la definen moscovita y biotita. Además de estos minerales, presenta cuarzo, oligoclasa y ortoclasa parcialmente invertida a microclina. El neis intruye a la anfibolita granatífera y esquistos asociados.

* Profesor Asociado Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. "Universidad Nacional de Colombia - Medellín".

Una datación K/Ar en moscovita dió una edad de 343 ± 12 m.a. (Restrepo y Toussaint, 1978), que corresponde al límite Devónico-Carbonífero. Este dato podría corresponder a la edad de enfriamiento después del metamorfismo y la edad de la roca ígnea original ser más antigua, como parece indicarlo una datación Rb/Sr en roca total de 586 ± 44 m.a. que corresponde al límite precámbrico-Cámbrico (Cordani y otros, en preparación).

1.3 ESQUISTO SERICITICO DE ANCON

Este es un componente típico de los metasedimentos del Grupo Ayurá-Montebello de Botero (1963). Es una roca con foliación replegada, de grano fino y de color gris claro. Está compuesta por cuarzo, sericita, clorita, biotita y grafito. En el corte de la variante de Caldas en la margen derecha del río la roca presenta también porfidoblastos de quistolita y tiene dos foliaciones.

Una datación K/Ar en una roca total dió una edad de 270 ± 10 m.a. que corresponde al pérmico Temprano (Restrepo et al, 1978). Sin embargo, existe la posibilidad de que esta roca sea polimetamórfica y así esta edad podría corresponder al último evento metamórfico, siendo la roca original más antigua. Es de anotarse que esquistos semejantes cerca a Caldas fueron considerados como precámbricos por Sepúlveda y Saldarriaga (1980).

1.4 ESQUISTOS VERDES DE SABALETAS

Esta unidad aflora en la carretera Albania-Bolombolo. Hace parte de una faja de unos 50 km de largo que se extiende desde la quebrada Sinifaná hasta las cercanías de Santa Fé de Antioquia; fue cartografiada por Grosse (1926), quien la consideró precámbrica.

En ella predominan los esquistos verdes con raras y delgadas intercalaciones de esquistos sericítico-grafíticos con venas de cuarzo lechoso y esquistos calcáreos. La secuencia presenta muy buena foliación, con rumbo generalmente al noroeste y buzamientos fuertes al oeste.

Los esquistos verdes están compuestos por actinolita, albita, mica blanca, epidota, calcita y clorita. Una datación de K/Ar en roca total de un esquisto verde dió una edad mínima de 127 ± 5 m.a. que corresponde al Cretáceo Temprano (Toussaint et al; 1978). La interpretación de este dato no es clara aún. Si el valor obtenido fuera cercano a la edad de metamorfismo, la roca podría correlacionarse con los esquistos verdes del Grupo Arquí, datado en 110 ± 5 m.a. (Restrepo y Toussaint, 1975). Por otro lado, podría tratarse de una roca más antigua, tal vez paleozóica, que habría perdido argón por un evento térmico posterior.

1.5 ROCAS METAMORFICAS POCO RECRISTALIZADAS

En el borde oriental del Stock de Amagá aflora una faja de rocas ligeramente metamorfoseadas. Según Calle y González (1980), la componen metalimolitas, metalodolitas y metareniscas, junto con areniscas y grauvacas sin

rasgos texturales metamórficos. En general la textura y la mineralogía sedimentaria se conserva, existiendo solo una leve recristalización a micas en la matriz.

Según Grosse (1926), estas rocas fueron intruídas por el Stock de Amagá, datada por Pérez (1967) como triásico, por lo cual debe tratarse de rocas de probable edad paleozóica y correlacionables con el grupo Ayurá-Montebello.

1.6 STOCK DE AMAGÁ

El Stock de Amagá tiene una extensión de 45 Km² y aflora al oriente de la población de la cual toma el nombre. Está compuesto por ortoclasa, plagioclasa, cuarzo y biotita, con una composición que varía de cuarzo-monzonita a granodiorita. El grano es medio a grueso, con fenocristales de ortoclasa de hasta 4 cm que le dan un aspecto porfídico. (Grosse, 1926; Calle y González, 1980).

Una datación K/Ar en biotita dió una edad de 215 ± 7 m.a. (Pérez, 1967) que corresponde al Triásico. El vecino Stock de El Buey dió también una edad triásica de 227 ± 10 m.a. (González, et al, 1980).

1.7 DIORITA DE PUEBLITO

Esta unidad aflora en una faja de 57 km de largo en sentido norte-sur, con un máximo de 5,5 km de ancho.

En las márgenes del cuerpo se presentan gabros y peridotitas que parecen estar relacionados genéticamente. La roca típica es de grano fino (0,5 mm) y de color gris claro, muy diaclasada. En ella contrastan poco los ferromagnesianos. (clinopiroxenos, hornblenda y biotita) de la plagioclasa, la cual está completamente saussuritizada. (Grosse, 1926).

La diorita presenta algunas variaciones texturales y composicionales. En algunas zonas se encuentran bandas de algunos centímetros de ancho de cuarzodiorita de grano medio y con cuarzo grisáceo. También aparecen pegmatitas compuestas de hornblenda, plagioclasa y cuarzo gris, o masas irregulares formadas casi exclusivamente por el típico cuarzo gris con pequeñas cantidades de moscovita, plagioclasa y turmalina.

de esta unidad han sido datadas una hornblenda de un grabro anfibólico, con una edad de 131 ± 9 m.a., osea Cretáceo Temprano (Toussaint y Restrepo, 1976), y una hornblenda de una pegmatita, con una edad de 163 ± 10 m.a., jurásica, (Toussaint y Restrepo, 1978). Todo el conjunto de diorita, grabro y peridotita ha sido considerado como parte integrante del Complejo Ofiolítico del Cauca que fue obducido sobre el flanco occidental de la Cordillera Central durante el Albiano (Restrepo y Toussaint, 1974).

1.8 FORMACION QUEBRADAGRANDE

Botero (1963) denominó Formación Quebradagrande a rocas verdes y sedimentos intercalados de la parte suroccidental del Valle del Aburrá. La parte

sedimentaria incluye principalmente lutitas carbonosas, limolitas y cherts con delgados estratos de areniscas y grauvacas, mientras que la parte volcánica está compuesta por espilitas, diabasas, basaltos y rocas piroclásticas, especialmente tobas (Calle y González, 1980). Este nombre formacional se aplica hoy en día a toda la franja de rocas básicas del flanco occidental de la Cordillera Central en Antioquia y Caldas y equivalente a la formación Porfirítica de Grosse (1926).

La edad de la formación es cretácea, aunque ha habido alguna duda de si temprana o tardía. Como se verá en la discusión que sigue, hay evidencias para la edad cretácea temprana, mientras que las evidencias para la edad cretácea tardía son ambiguas. Esta aclaración es importante pues por ejemplo en los mapas geológicos de Colombia (1976) y Antioquia (1979) publicados por el INGEOMINAS esta formación aparece como del Cretáceo Superior.

Los fósiles encontrados por Grosse (1926) en Loma Hermosa y Ebéjico fueron considerados por Steinmann como barremianos y aptianos respectivamente. Botero (1963) la consideró del Cretáceo Tardío por la presencia del alga *archaelithotamnion*, pero según Radelli (1967), este fósil aparece desde el Cretáceo Temprano.

En la localidad de Arma hay una abundante fauna de gastrópodos y pelecípodos indicativa del intervalo Hauteriviano-Albiano (Botero et al; 1974); unos pocos amonites recolectados posteriormente indican más precisamente el Albiano (Gerardo Botero, com. oral, 1981). Ahora, no hay duda de que los fósiles son contemporáneos con las rocas básicas, como lo demuestra una muestra de basalto que contiene un molde de trigonia, el cual fue colectado por el autor en Arma. En otras localidades cercanas los fósiles han sido considerados por G. Botero como del Aptiano-Albiano (González, 1976, 1980).

También se ha citado frecuentemente una edad cretácea tardía para microfósiles de liditas intercaladas en rocas verdes de Neira, Caldas. Efectivamente, en ellas G. Botero determinó varios géneros de foraminíferos, entre ellos la especie *Hastigerinooides Wateasi* Cushman, considerada como indicativa del Turoniano-Campaniano (en Hall et al; 1972). Sin embargo, hoy en día se considera que esta especie es del rango Aptiano-Turoniano (Gerardo Botero, com. oral, 1981), por lo cual también es compatible con una edad cretácea temprana.

Un basalto de la quebrada Sinifaná dió una edad K/Ar en roca total de 105 ± 10 m.a., o sea Barremiano a Cenomaniaco (Toussaint y Restrepo, 1978), que concuerda con las edades paleontológicas. Sin embargo la faja de donde se tomó esta muestra es la más occidental de la Cordillera Central y podría corresponder más bien a la Formación Barroso de la Cordillera Occidental.

1.9 FORMACION BARROSO

Las rocas volcánicas básicas del flanco oriental de la Cordillera Occidental fueron denominadas Formación Barroso por Alvarez y González (1978). La secuencia fue estudiada cerca a Altamira por Ramírez (1976), quien describe basaltos, abundantes lavas almohadilladas y tobas rojas y verdes bien estratificadas. Además, según Calle y González (1980) hay intercalaciones de sedimentos y tobas que alcanzan espesores máximos de 100 metros.

La Formación Barroso está intruída por el gabro de Altamira (92,5 + 4 m.a.; Toussaint y Restrepo, 1976), el Batolito de Sabanalarga (97 + 10 m.a., González et al; 1978) y el Stock de Buriticá (91 + 6 m.a., Gobel y Stibane, 1979), lo que demuestra que al menos gran parte de la secuencia es pre-Cretáceo Tardío y casi seguramente Cretáceo Temprano. Como ya se indicó, un basalto que probablemente pertenece a esta formación fue datado en 105 + 10 m.a. Así mismo, amonites encontrados cerca a Buriticá en lilitas aparentemente intercaladas con los basaltos dan una edad albiana media (Etayo - Serna et al; 1980).

La Formación Barroso junto con los sedimentos cretáceos de la Formación Penderisco conforman el Grupo Cañasgordas (Calle y González (1980), la unidad más importante del sector norte de la Cordillera Occidental.

1.10 TONALITAS (?) CRETACEAS (?)

Dentro de la secuencia de rocas verdes muy meteorizadas que aflora entre La Primavera y la quebrada Salinas aparecen pequeños cuerpos de una roca plutónica cuarzosa, también muy meteorizada. Muy poco se puede observar en estas rocas, aunque se puede pensar que están relacionadas con el cuerpo que Grosse (1926) denominó Diorita tipo Heliconia. Estos cuerpos no han sido datados, pero por su posición y relaciones es probable que sean cretáceos.

1.11 FORMACION AMAGA

Esta unidad de sedimentos continentales terciarios fue descrita en detalle por Grosse (1926), quien la subdividió en el miembro inferior compuesto por conglomerados, areniscas y arcillolitas con escasos bancos de carbón, el miembro medio compuesto por areniscas y arcillolitas con abundantes bancos de carbón y el miembro superior formado por areniscas y arcillolitas pero sin conglomerados o carbón. El espesor total de la formación lo estima Grosse (1926, p. 160) en al menos 1500 m, de los cuales unos 1000 m corresponden al miembro superior, que es el más extendido.

El nombre original dado por Grosse (1926) de Terciario Carbonífero de Antioquia fue cambiado por González (1976, 1980) a Formación Amagá. La edad de la formación según Van der Hammen (1958) va del Oligoceno Tardío al Mioceno temprano.

Es interesante anotar que la Formación Amagá aflora exclusivamente en la zona entre los sistemas de falla de Romeral al este y de Cauca al oeste. Aunque en parte esto puede ser debido a que fallamientos dentro de estos sistemas han hecho que bloques de la Formación Amagá queden preservados de la erosión en grabenes; también es probable que la cuenca sedimentaria original estuviera controlada y limitada por estas fallas, formando un amplio graben semejante al Valle del Cauca actual de más al sur.

1.12 FORMACION COMBIA

Esta formación fue definida por Grosse (1926) para incluir sedimentos continentales y rocas volcánicas que reposan discordantemente sobre la Formación Amagá. La componen conglomerados, areniscas, arcillolitas, aglomerados, brechas, tobas y flujos de basaltos con un espesor total que sobrepasa los 1000 metros (Grosse, 1926). Una buena parte de lo que se ha llamado tobas y brechas probablemente corresponde a flujos de lodo de origen volcánico (lahares). Según Jaramillo (1976), tanto el magmatismo de los flujos de la Formación Combia como el de los diques y silos que la intruyen es de carácter toleítico.

Por su posición discordante sobre la Formación Amagá, la Formación Combia fue considerada por Van der Hammen (1958) como "muy probablemente miocena". Esta edad fue confirmada radiométricamente en un flujo de basalto alcalino de la localidad de Cangrejo, el cual fue datado por K/Ar en roca total, obteniéndose una edad de 9 ± 1 m.a. que corresponde al Mioceno tardío (Restrepo et al; 1981).

1.13 DIABASA DE LA POPALA

Al norte de Bolombolo aflora un cuerpo básico que parece tener características de lacolito (Grosse, 1926). Aunque ese autor lo calificó como basalto, realmente el tamaño de grano corresponde más bien a una diabasa y localmente aun a un gabro.

En el campo es notorio el diaclasamiento que hace que la roca algo meteorizada semeje lavas almohadilladas. Bajo el microscopio se observa textura subofítica, con plagioclasa (labradorita) más abundante que augita; apatito en agujas es un accesorio abundante.

Para Grosse (1926) este cuerpo intruye a la Formación Amagá pero es anterior a la Formación Combia, por lo que la diabasa debe ser de edad miocena.

1.14 PORFIDIOS ANDESITICOS

En la depresión del Cauca, en el sur de Antioquia y Oeste de Caldas, afloran cuerpos intrusivos compuestos por pórfidos andesíticos y, en la parte sur, dacíticos.

Según Jaramillo (1976) son de caracter calco-alkalino y contrastan con las rocas toleíticas de la Formación Combia; además, en ellas el contenido de potasio es mayor que el de sodio, lo que las asemeja a rocas que han sido denominadas shoshoníticas.

Los pórfidos por lo general forman cerros prominentes como los de Cerro de Tusa, El Sillón, Cerro Bravo y los farallones de la Pintada. Se considera que estos intrusivos corresponden a los cuellos de los volcanes que suministran el material para la Formación Combia (Grosse, 1926). Sin embargo, en algunos casos en vez de ser cuellos volcánicos tienen características de lacolitos, como el Cerro El Corcovado, donde el pórfido está encajado en ambos por la Formación Amagá, cuya hulla fue transformada localmente a antracita por el calor de la intrusión.

El pórfido de El Corcovado presenta fenocristales de hornblenda y plagioclasa en una matriz clara. Scheibe (1919) consideró que este pórfido podría ser un nuevo tipo de roca a la que denominó "corcovadita", pero los estudios de Grosse (1926) demostraron que se trataba de una andesita.

Una muestra de El Corcovado fue datada por MacDonald (1980) en roca total K/Ar, obteniéndose edades de $8, 0 \pm 0,9$ y $7, 8 \pm 1,0$ m.a., ó sea Mioceno Tardío

1.15 ALUVIONES

El aluvión del río Medellín se recorre desde el punto de partida en el puente de Argos hasta el Ancón Sur. Sobre la llanura actual se levantan

terrazas, generalmente a 20-25 m de altura, sobre las cuales están construidas las poblaciones del valle. Es muy notable la terraza de El Poblado Envigado en el lado oriental.

Perforaciones realizadas en el valle han penetrado hasta 175 metros, aunque en este caso hay la duda de si a 93 metros se tocó el basamento meteorizado (Botero, 1963). Es frecuente que las aguas de pozos profundos sean salobres, como se encontró en un pozo perforado en la fábrica de Postobón, con una profundidad de 74 metros (Jorge H. Posada, com. oral, 1981).

La edad de los aluviones se considera pleistocena, aunque podría llegar a pliocena; el hallazgo de un mastodonte en la parte occidental del valle no define la edad pues estos pueden ser tanto pleistocenos como pliocenos (Botero, 1963).

1.16 CENIZAS VOLCANICAS

Cubriendo una gran zona de la parte central y sur del departamento de Antioquia aparece una capa de cenizas volcánicas. Las cenizas provienen del Macizo Ruiz-Tolima, ya que su espesor aumenta hacia el sur, con 115 cm en Rionegro, 170 cm en La Unión y 1030 cm en Sonsón; en algunas partes se distinguen hasta tres capas diferentes (hermelín, 1980).

Las cenizas se distinguen fácilmente por su color y textura. En la zona donde las observaremos, los suelos derivados de cenizas presentan unos colores diferentes al rojizo de la roca verde meteorizada; en la base es de color amarillo que pasa hacia arriba a pardo y a negro.

Las cenizas son cuaternarias, habiéndose obtenido edades por C^{14} en materiales relacionados de 38.380 y 18.350 años (Hermelín, 1980).

2. TECTONICA

2.1 FALLAS

Con muy pocas excepciones los contactos entre las unidades recorridas son tectónicas, ya que la excursión atraviesa prácticamente todo el sistema de fallas Cauca-Romeral.

La naturaleza y origen de estas fallas han sido muy discutidos en los últimos años. Grosse (1926) las cartografió y nombró inicialmente, considerando que eran fallas inversas (sobrescurrimientos); para la falla de Romeral propiamente dicha indicó un buzamiento hacia el este y una longitud de 80 km en la zona que él cartografió. Campbell (1968, 1974) denominó megacizallamiento o falla de Dolores a una falla de rumbo, posiblemente dextrolateral, que marcaría el límite entre el valle del Cauca-Patía y la Cordillera Central; esa falla ha sido considerada equivalente al sistema Cauca-Romeral. Barrero et al. (1969) extendieron el nombre de Romeral al sistema de fallas que se extiende por 800 km desde el sur del departamento

de Córdoba hasta el departamento de Nariño, indicando que en varias partes se observa que es una falla inversa con buzamiento fuerte al este.

Para muchos autores la falla es fundamentalmente de rumbo (Feininger, 1970; Irving, 1971; Hall et al., 1972; Restrepo y Toussaint, 1974; González, 1974), mientras que para otros representa una paleozona de subducción (Estrada, 1972; Butterlin, 1973; Pichler et al, 1974), o la "zona tectónica media" (Barrero, 1974) ó un "melange" (Barrero, 1976; González, 1976, 1980). Para Feininger y Bristow (1980) la falla de Romeral sería una falla de transformación lateral izquierda de edad cretácea tardía.

Para quienes han propuesto que es fundamentalmente una falla de rumbo, el sentido del movimiento no ha estado bien establecido y menos aún la magnitud del desplazamiento. Inicialmente se supuso un movimiento lateral derecho (Feininger, 1970; Irving, 1971; Hall et al; 1972), pero algunos estudios recientes parecen apoyar un movimiento lateral izquierdo. Así Toussaint y Restrepo (1976) determinaron por microtectónica un movimiento lateral izquierdo en una falla del sistema. Los estudios paleomagnéticos de MacDonald (1980) indirectamente apoyan un movimiento lateral izquierdo, ya que según este autor las rotaciones determinadas en rocas de la depresión del Cauca son contrarias a las que daría un supuesto movimiento lateral derecho de la falla de Romeral.

También los estudios de mecanismo local de microtemblores han indicado que el desplazamiento actual en las zonas de falla de Romeral y Cauca es predominantemente lateral izquierdo, con una componente vertical menor, (Hutchins et al; 1980). Igualmente los desplazamientos de depósitos cuaternarios a lo largo del sistema Romeral indican un desplazamiento con componentes lateral izquierdo y vertical con el lado oriental bajado (Cline et al; 1980).

También se ha indicado que la zona de falla Cauca Romeral representa el límite entre corteza oceánica al occidente y corteza continental al oriente, al menos al sur de latitud 5°N (Case et al: 1971). Más al norte, a latitud 6°N (en la zona de excursión), el límite entre corteza continental y oceánica probablemente está marcado por la falla del Cauca, existiendo varios cuerpos de roca continentales al oeste de la falla de Romeral. Con base en datos petroquímicos, Jaramillo (1976) considera que debajo de la depresión del Cauca hay corteza continental, siendo la falla del Cauca el límite. También, según estudios gravimétricos realizados entre Amagá y Bolombolo, el espesor de la corteza correspondería más bien a una de tipo continental, ya que sería de 38 a 40 km (Bedoya y Salazar, 1980), lo que coincide bien con el modelo de Case et al, (1971), que indica un espesor de corteza de aproximadamente 35 km al este de la falla del Cauca.

La hipótesis de que Romeral sea una paleozona de subducción parece ser debida a que en términos generales coinciden espacialmente dos fenómenos: la zona de sutura correspondiente a la subducción jurásica-cretácea temprana que estuvo situada al occidente de la Cordillera Central (Toussaint y Restrepo, 1976) y el sistema de fallas de rumbo Cauca-Romeral que se habría formado sobre la zona de sutura. Ahora, la naturaleza de esta sutura y la

posición exacta de la paleozona de subducción son debatibles. Los autores que toman a la falla de Romeral como paleozona de subducción usan como argumento de apoyo la presencia de cuerpos básicos y ultrabásicos en las cercanías de la falla. Sin embargo, estos se pueden explicar con base en un cabalgamiento de corteza oceánica sobre la Cordillera Central seguida de una intensa erosión de la cual solo se escaparon algunas fajas de rocas ultrabásicas que por movimientos de fallas quedaron protegidas en grabenes (Restrepo y Toussaint, 1974). En este caso la sutura estaría expresada por una zona más amplia con ofiolitas y rocas metamórficas cretáceas que habrían cabalgado al oriente de la zona de subducción propiamente dicha.

Un fenómeno similar al de las rocas ultrabásicas se presenta también en los sedimentos terciarios de la Formación Amagá, ya que afloran principalmente en fajas alargadas que corresponden a grabenes. Así, una de las fajas más importantes que atravesaremos en la excursión corresponde al graben de Amagá, limitado por las fallas de Piedecuesta y de Amagá.

Respecto a los movimientos verticales responsables de la formación de estos grabenes, no es claro si corresponden a una componente menor de un movimiento principal de rumbo, como ocurre actualmente, o si han sido movimientos principalmente verticales que han ocurrido en algún momento de la compleja historia de estas fallas. Las removilizaciones de las fallas del sistema Cauca-Romeral han sido propuestas por Restrepo y Toussaint (1974) y especialmente por Toussaint (1978), quien considera que después de los movimientos iniciales de rumbo, estas fallas actuaron como fallas normales durante el Eoceno y el Oligoceno y como fallas inversas durante el Mioceno medio o tardío.

2.2 PLIEGUES

Tanto la Formación Amagá como la Formación Combia ha sufrido plegamientos amplios. Según Grosse (1926), antes de depositarse la Formación Combia, ya la Formación Amagá había sufrido plegamiento y erosión. Por esta razón los plegamientos del Combia son más suaves que los de la Formación Amagá, aunque en algunos sitios de la margen occidental del Cauca los estratos del Combia están casi verticales.

Los plegamientos amplios que se encuentran de este a oeste al sur de la quebrada Sinifaná son el sinclinal de Amagá, el anticlinal de Cerro Bravo y el sinclinal de El Corcovado. Al norte de esta quebrada, a lo largo de la carretera Amagá-Bolombolo, encontramos solamente los dos sinclinales mencionados, ya que la Formación Amagá fue erosionada en lo que corresponde al anticlinal de Cerro Bravo.

RECORRIDO

Kilometraje

- 0 + 000 Punto de partida del kilometraje desde el puente de Argos hacia el sur por la carretera troncal occidental.
- 0 + 500 A la derecha (oeste) fábrica de Postobón, donde se perforó un pozo de 74 metros en aluviones del río Medellín con agua salobre.
- 13 + 300 Estación 1.
Ancón Sur. Esquistos sericiticos del Grupo Ayurá-Montebello, corresponden a metasedimentos típicos. Aquí los esquistos son de grano fino, con venas irregulares de cuarzo lechoso. En el corte para la variante de la carretera por la margen derecha del río se encuentran andalucitas sericitizadas y los esquistos muestran texturas polifásicas. Una datación del esquisto dió una edad de 270 m.a. El corte por el cual corre el río fue hecho artificialmente para explotación de aluviones auríferos.
- 21 + 000 Población de Caldas. Giro a la izquierda (este) para tomar la carretera que va por la margen sur de la quebrada La Miel.
- (21 + 300) Cruce del río Medellín.
- (21 + 3.300) Estación 2
El neis de La Miel aflora in situ; se presenta parcialmente meteorizado y poco foliado. En la quebrada se encuentran abundantes cantos rodados de la anfibolita granatífera y de esquistos sericiticos con porfidoblastos oscuros de estauro-litas.
De este sitio regresamos a la población de Caldas y de allí el kilometraje vuelve a empezar en 21 + 000
- 21 + 000 Población de Caldas.
(21 + 6.600)
- 24 + 200 Sitio Primavera. Partidas a Amagá. Dejamos la troncal occidental que sigue hacia la izquierda (sur) y tomamos la carretera a Amagá a la derecha (oeste).
- 24 + 400 Estación 3
La carretera que sigue un tramo de unos 6,5 km principalmente sobre rocas verdes muy meteorizadas de la Fm. Quebradagrande. En este sitio hay un rodado fresco, de roca típica.

- 27 + 200 Se observa la capa de ceniza volcánica en la parte superior de algunos cortes de carretera. El color es muy diferente al rojizo de la roca verde meteorizada; en la base es de color amarillo que pasa hacia arriba a pardo y a negro.
- 27 + 900 Afloramiento de tonalita cretácea (?) meteorizada.
- 30 + 600 Estación 4a.
En una distancia de 100 metros se cruzan: tonalita cretácea (?), la falla de Romeral (cubierta), los metasedimentos poco recrystalizados, otra falla (sin nombre) y se llega al Stock de Amagá.
Los metasedimentos son metapelitas y metacherts, pero es difícil observarlos claramente por la cataclasis y la meteorización. La falla que limita el Stock de Amagá tiene dirección N 52°W y buza 76°SW: Nótese que la carretera se mantiene en mal estado en el sitio por donde pasa la falla.
- 30 + 800 Estación 4b.
Stock de Amagá. La granodiorita está aquí fresca y diaclasada. Se observan biotita, cuarzo y feldespato. Hacia el oeste la roca está más meteorizada, extrayéndose "arenilla", que se vende en Medellín como material de construcción.
Una biotita del Stock fue datada en 215 m.a.
- 35 + 200 Falla de piedecuesta (cubierta) Separa el Stock de Amagá al este de la Fm. Amagá al oeste.
- 35 + 400 Se sigue derecho sobre la carretera pavimentada. A la derecha (oeste) se observa la antigua entrada a Amagá. Todo el recorrido hasta la estación 5 es sobre Formación Amagá.
- 38 + 200 Sitio Camilo C. Continuamos por la carretera de la derecha (oeste). La carretera de la izquierda (sur) va a Fredonia y Venecia.
- 39 + 500 Entrada nueva a Amagá. Unos centenares de metros más adelante se cruza la falla de Amagá que limita Fm Amagá de diorita de Pueblito.
- 40 + 900 Estación 5
Diorita de Pueblito. Se presenta muy diaclasada. Aquí la roca es bastante representativa de la unidad. Es grano fino y color gris-verdoso claro.
Se observa plagioclasa saussuritizada de aspecto lechoso y ferromagnesianos un poco más oscuros.
En algunas partes se ven bandas de material más grueso granular y que contienen el típico cuarzo gris.

- En la vista hacia el norte se puede observar el graben de Amagá.
- 42 + 000 Derrumbe en diorita. Algunos cantos de pegmatita hornbléndica datada en 163 + 10 m.a. La carretera va siguiendo aquí el cañón del río Amagá.
- 45 + 700 Se observa en la dirección de la carretera (oeste) el Cerro El Corcovado, formado por un lacolito de pórfido andesítico.
- 48 + 600 Corregimiento El Líbano, de Titiribí, más conocido como Albania. Tomamos la carretera a la izquierda (sur); la carretera de la derecha va a Titiribí. Aquí la falla Cascajosa limita la diorita al este de Fm Amagá al oeste; seguimos sobre esta formación.
- 52 + 000 Estación 6
Pórfido andesítico de El Corcovado. Presenta diaclasamiento columnar. Está formado por pequeños fenocristales de plagioclasa y hornblenda en matriz gris clara. Datado en 8 m.a. Debido a que la carretera sigue aproximadamente por el contacto, alternan afloramientos de Fm Amagá y el pórfido.
- 54 + 200 Mina de Antracita de Antrafiltros Ltda. Por la intrusión del pórfido, las hullas fueron convertidas localmente a antracitas. Esta se usa como material filtrante en acueductos.
En el panorama hacia el sur, al otro lado de la quebrada Sinifaná, se observan de este a oeste los picos de Cerro Bravo, El Sillón y Cerro de Tusa, compuestos por pórfidos andesíticos que intruyen a las formaciones Amagá y Combia, las cuales forman el resto de esa zona. La población que se ve es Venecia.
- 54 + 600 Estación 7
Formación Amagá, miembros medio e inferior; esta sección fue descrita por Campuzano (1977). Predominan las lutitas y areniscas, siendo subordinados los conglomerados y los mantos de carbón, uno de los cuales es explotado por Carbones Sabaletas. Hay abundantes concreciones de siderita parcialmente oxidada a oligisto. Los estratos buzán 37° al SW.
- 55 + 000 Conglomerado basal de la Fm Amagá; reposa discordantemente sobre esquistos verdes meteorizados. Los cantos hasta de 30 cm de diámetro son principalmente de cuarzo lechoso. Durante un tramo de unos cinco kilómetros afloran alternadamente esquistos verdes y sedimentos terciarios.

- 55 + 800 Explotación a cielo abierto de carbón de Sopromin Ltda.
- 58 + 000 Estación 8
Esquistos verdes de Sabaletas. Predominan los esquistos verdes con cantidades menores de esquistos sericíticos negros y esquistos calcáreos. Datado en 127 m.a.
- 62 + 000 Estación 9
Zona de contacto entre los esquistos y las rocas básicas con sedimentos intercalados de la Formación Quebradagrande o Barroso.
La zona de falla está formada por esquistos sericíticos (?) negros con fragmentos de cuarzo lechoso que han sido redondeados tectónicamente. También se presentan algunas rocas muy cizalladas que parecen ígneas porfídicas. En general el esquisto verde parece poco afectado por el cizallamiento.
Después de un tramo no expuesto de 30 m aparecen areniscas negras y basaltos cizallados de la Fm Barroso (?) con buzamiento casi vertical.
- 63 + 800 Estación 10
Fm Barroso (?). Basaltos con intercalaciones de lutitas silíceas y liditas.
- 65 + 400 Estación 11
Tobas verdes, violetas y grises, algunas bandeadas, de la Fm Barroso (?).
- 66 + 100 Puente sobre la quebrada Sinifaná. Contacto fallado entre Fm. Barroso(?) y Fm. Amagá. La falla es la del Cauca Este.
- 66 + 400 Contacto intrusivo de diabasa de La Popala en Fm. Amagá.
- 69 + 400 Estación 12
Contacto Fm Amagá - Diabasa de La Popala. La Fm Amagá está compuesta aquí por arcillolitas pardo-violetas con delgadas intercalaciones de arenisca con estratificación cruzada. Se observa que la intrusión es concordante con los estratos. Encima de estas dos unidades, y aparentemente discordante sobre ambas, se encuentran depósitos de la Fm Combia, posiblemente flujos de lodo con cantos de basaltos y de brechas.
- 69 + 800 Formación Combia; depósitos tobáceos y brechosos.
- 71 + 600 Estación 13
Diabasa de La Popala fuertemente diaclasada. Se distinguen bien los fenocristales de plagioclasa.
Un poco más adelante aflora de nuevo la Fm. Combia.

- 73 + 400 Bolombolo, corregimiento de Venecia.
- 74 + 000 Puente sobre el río Cauca.
Bifurcación. Tomamos la carretera de la izquierda(sur). La de la derecha (norte) va hacia Anzá y Santa FÉ de Antioquia.
- 75 + 300 Bifurcación. Tomamos la carretera de la derecha (oeste) que va a Concordia, Betulia, Urrao y Caicedo. La de la izquierda (sur) va hacia Andes, Bolívar y Quibdó.
- 76 + 000 Estación 14
Formación Combia. Bancos delgados de areniscas, limolitas, lutitas y tobas con buzamiento de 74° al NW. En algunos estratos hay abundantes impresiones de hojas y otros restos vegetales.
- 76 + 400 Formación Combia. Intercalaciones de arcillolitas y tobas. De aquí en adelante encontramos afloramientos de " tobas aglomeráticas " que pueden ser en parte depósitos de lahares.
- 88 + 300 Formación Combia. Tobas soldadas con estructura columnar. La toba presenta bandas de vidrio negro que definen una textura eutaxítica típica. En la toba se encuentran cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y fragmentos de roca porfídica.
En esta zona el Buzamiento es suave hacia el este.
- 90 + 600 Estación 14
Formación Barroso. Basalto afanítico diaclasado. La roca es bastante representativa de esta unidad, que aflora hasta un poco más adelante de Concordia.
De allí hacia el oeste afloran los sedimentos cretáceos de la Formación Penderisco, miembro Urrao.
Ambas formaciones componen el Grupo Cañasgordas.

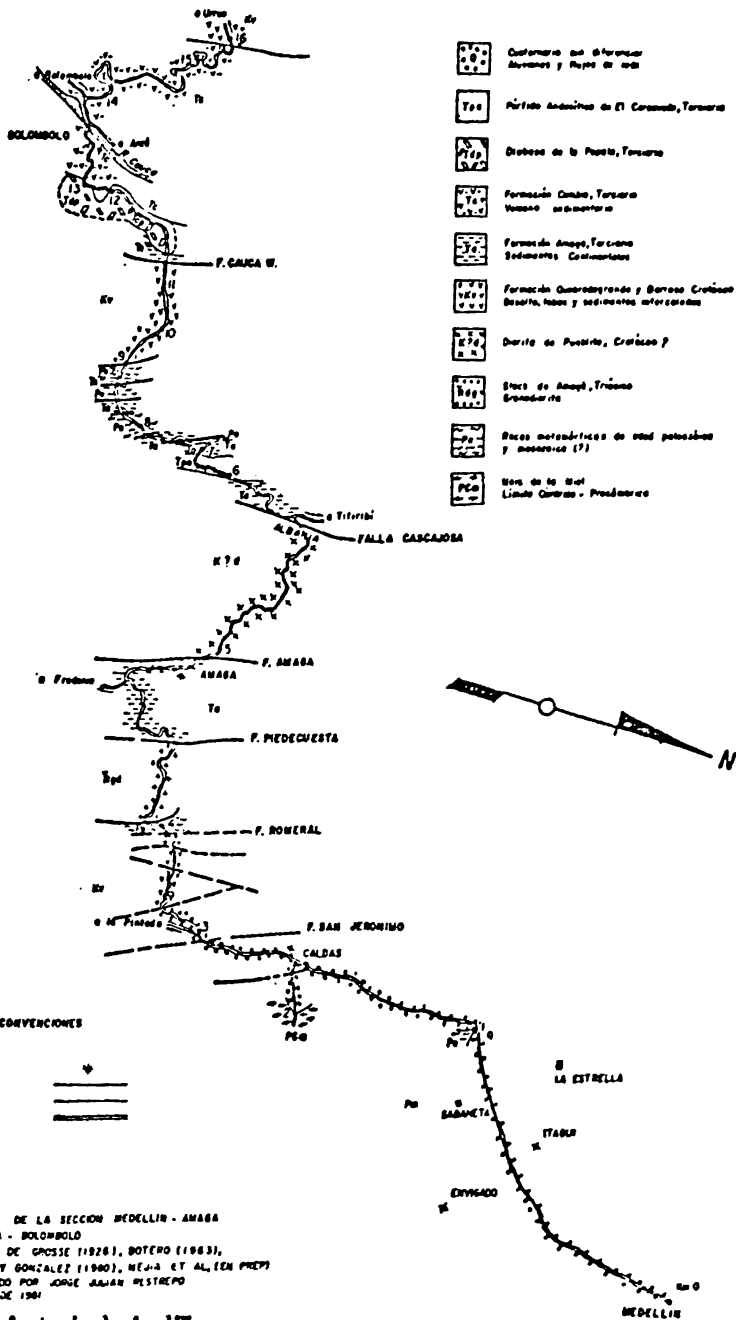
B I B L I O G R A F I A

- ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo 1-7: Informe 1761, 347 p. Ingeominas, Oficina Regional Medellín. (inédito).
- BARRERO, D. 1974. Metamorfismo regional en el Occidente Colombiano (resumen): Simposio sobre Ofiolitas. Fac. Minas, Medellín.
- , 1976. Mapa Metalogénico de Colombia : Ingeominas, Bogotá, 1 plancha.
- BARRERO, D.; ALVAREZ, J. y KASSEM, T. 1969. Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico: Bol. Geol. v. 17, 145-173. Ingeominas, Bogotá.
- BEDOYA, R. D. y SALAZAR, G. 1980. Estudios Geológico y gravimétrico de la sección Amagá-Albania-Bolombolo, Antioquia, Colombia: Tesis de Grado (inédito), 119 p. Universidad Nacional. (Medellín).
- BOTERO, G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia: Anales n. 57, 101 p., Fac. Minas, Medellín.
- BOTERO, G.; TOUSSAINT, J.F.; OSPINA, H.; ORTIZ, F. y GOMEZ, J. 1971. Yacimiento fosilífero de Arma: Anales n. 58, p. 1-12, Fac. de Minas Med.
- BUTTERLIN, J. 1973. Comparaison des caracteres structuraux des Cordilleres sud-americaïnes extra-andines, des Andes Centrales et des Andes Septentrinales : II Congreso Lat. Amer. Geol., Caracas, 31 p' (mimeografiado).
- CALLE, B. y GONZALEZ, H. 1980. Geología y geoquímica de la Plancha 166, Jericó: Informe 1822, 232 p., 1 plancha, Ingeominas, Oficina Regional Medellín (inédito).
- CAMPBELL, C. 1968. The Santa Marta Trench-fault of Colombia and its regional setting: IV Carib. Geol. Conf. Tarns; p. 247-261, Trinidad.
- , 1974. Colombian Andes: in Spencer, A.M. (editor), Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, data for orogenic studies: Geol. Soc. of London Special Publication 4, p.705-724.
- CAMPUZANO, J. 1977. Facies en los pisos inferior y medio del Terciario Carbonífero, Titiribí, Antioquia: Bol. Ciencias de la Tierra n.2 p. 123-146, Fac. Ciencias, Medellín.
- CASE, J.; DURAN, L.; LOPEZ, A. y MOORE E. 1971. Tectonic Investigations in Western Colombia and Western Panama: Geol. Soc. America Bull. v.82, p. 2685-2712.

- CLINE, K.M., PAGE, E.D.: GILLAN, M.L.; CLUF, L.S.; ARIAS L. A.; BELALCAZAR, L.G. y LOPEZ, J.H. 1980. Quaternary Activity of the Romeral and Cauca Faults, Northwest Colombia. Resúmenes p. 37-38, I. Sem. Cuat. Colomb. Bogotá.
- ECHEVERRIA, L.M., 1974. Zonación de las rocas metamórficas del Valle de Aburrá y sus alrededores: Anales n. 53, p. 30-56, Fac. Minas, Medellín.
- ESTRADA, A. 1972. Geology and Plate Tectonic History of the Colombian Andes: Tesis M. Sc. (inédito) Stanford University, 115 p.
- ETAYO, SERNA F., GONZÁLEZ, H. y ALVAREZ, E. 1980. Mid-Albania ammonites From Northern Western Cordillera; Colombia S.A.: Geol. Norandina, n. 2 p. 25-30, Bogotá
- FEININGER, T. 1970. The Palestina Fault: Geol. Soc. America Bull. v. 81, p. 1201-1216.
- FEININGER, T. y BRISTOW, C.R. 1980. Cretaceous and Paleogene geologic history of Coastal Ecuador: Geol. Rundschau, v. 69, p. 849-874.
- GOBEL, V.G., y STIBANE, F.R. 1979. Edades K/Ar en hornblendas de plutones tonalíticos, Cordillera Occidental, Colombia, S.A. :Publ. Esp. Geol. n. 19, 1 p., Fac. Ciencias, Medellín.
- GONZALEZ, H. 1974. Rocas verdes y complejos ofiolíticos del sur de Antioquia y norte de Caldas: Opúsculo guía de excursión 33 p. Simposio sobre Ofiolitas, Fac. Minas, Medellín.
- GROSSE, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia: 361 p., Ed. D. Reimer, Berlín.
- HALL, R.B.; ALVAREZ, J. y RICO, H. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-A): Bol. Geol. v.20, n.1, 85p. Ingeominas, Bogotá.
- HERMELIN, M. 1980. Cenizas volcánicas cuaternarias en el Oriente Antioqueño: Apéndice a Guía excursión Rionegro-Santa Fe de Antioquia, p. 15-16, I Sem. Cuat.Colomb. Bogotá.
- HUTCHINS, L. McBRIDE, J. y TURCOTTE, T. 1980. Seismicity of the Cauca, Romeral, and related fault zones in Antioquia, Colombia: Resúmenes, p. 38-39. I. Sem. Cuat. Colomb., Bogotá.
- IRVING, E.M. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia: Bol. Geol. v. 19, n.2, 90 p. Ingeominas, Bogotá.
- JARAMILLO, J.M. 1976. Volcanic rocks of the Rio Cauca Valley, Colombia, S.A. Tesis M.A. (inédita) Rice University, Houston, Texas, 45 p.

- McDONALD, E.D. 1980. Anomalous paleomagnetic Directions in Late Tertiary andesitic intrusions of the Cauca Depression, Colombian Andes: Tectonophysics, v. 68, p.339-348.
- PEREZ, G. 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos: Dyna n. 84, p. 27-31 Fac. Minas, Med.
- PICHLER, H., STIBANE, F.R. y WEYL R. 1974. Basischer magmatismus und Krustenbau in Sudlichen Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador: N.Jb. Geol. Palaont, Mh v. 1974, p. 102-126
- RAMIREZ, J. 1976. Estudio geológico de la secuencia de rocas básicas de Altamira, Antioquia: (Inédito) Tesis Univ. Nal. Medellín, 108 p.
- RADELLI, L. 1967. Geologie des Andes Colomniennes: Trav. Lab. Geol., mem 6, 457 p., Fac. Sci., Grenoble.
- RESTREPO, J.J. y TOUSSAINT, J.F. 1974. Obducción cretácea en el Occidente Colombiano: Anales n. 58, p. 73-105, Fac. Minas, Medellín.
- , 1975. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia, Colombia: Publ. Esp. Geol. n. 6, 24 p., Fac. Minas, Medellín.
- , 1977. Anfibolitas granatíferas de Caldas, Antioquia: Bol. Cienc. de la Tierra, n. 2, p. 147-154, Fac. Ciencias, Medellín.
- , 1978. Ocurrencia de Precámbrico en las cercanías de Medellín, Cordillera Central de Colombia: Publ. Esp. Geol. n. 12, 11p., Fac. de Ciencias, Medellín.
- RESTREPO, J.J.; TOUSSAINT, J.F.; GONZALEZ, H. y LINARES, E. 1978. Datación de metasedimentos del grupo Ayurá-Montebello: Publ. Esp. Geol. n. 10, 5 p., Fac. Ciencias, Medellín.
- RESTREPO, J.J. TOUSSAINT, J.F. y GONZALEZ, H. 1981. Edades miopliocénas del magmatismo asociado con la Formación Combia: Geol. Norandina, n.3.
- SCHEIBE, R. 1919. Geología del sur de Antioquia: Comp. Est. Geol. of. Colomb., Tomo 1, p. 97-167, Bogotá, (1933).
- SEPULVEDA, R.D. y SALDARRIAGA, S.M. 1980. Metamorfismo de las rocas del oriente del municipio de Caldas, Antioquia: Tesis de grado (inédito) 115 p., Univ. Nal., Medellín.
- TOUSSAINT, J.F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del Occidente colombiano: Bol. Ciencias de la Tierra, n. 3, 231 p., Fac. Ciencias, Medellín.
- TOUSSAINT, J.F. y RESTREPO, J.J. 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos: Bol. Cienc. de la Tierra n. 1, p. 1-47, Fac. Ciencias, Medellín.

- , 1978. Edad K/Ar de dos rocas básicas del flanco noroccidental de la Cordillera Central: Publ. Esp. Geol., n. 15, 1 p., Fac. Ciencias, Medellín.
- TOUSSAINT, J.F.; GONZALEZ, H.; RESTREPO, J.J. y LINARES, E. 1978. Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central: Publ. Esp. Geol. n. 14, 7 p., Fac. Ciencias, Medellín.
- VAN der HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del terciario y Maestrichtiano y Tectogénesis de los Andes Colombianos. Bol. Geol., v. 6, n.2, p. 67-128, Serv. Geol. Nat., Bogotá.



1320000



170000

1120000

DEPTO. DE CALDAS

V: 110,000

700,000

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

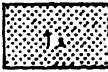
ROCAS ESTRATIFICADAS



Rocas y sedimentos poco y/o no consolidados del Terciario - Cuaternario. Incluye coluvios, depósitos aluviales, terrazas.



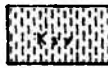
Rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario. Conglomerados con cantos de basalto y andesita, brechas volcánicas, aglomerados y tobas. Localmente pórfidos andesíticos (Tp).



Rocas sedimentarias del Terciario. (Ts1): Paleoceno - Eoceno (Ts2): Eoceno-Oligoceno (Ts3): Eoceno Superior al Plioceno. Incluye sedimentos continentales, transicionales y marinos. Localmente con mantos de carbón.



Rocas volcánicas extrusivas e intrusivas del Cretáceo Superior. Diabasa y basalto espilitizados, tobas, brechas y aglomeradas. Intercalaciones de lidita y shale negro (Ke) rocas metamórficas del Cretáceo?. Esquistos cuarzo-sericítico grafitoso, esquistos anfibólicos, anfibolita. Localmente gabro, y gabro anfibólico (Km).



Rocas sedimentarias (Ks) y volcánicas del Cretáceo Superior. Lidita negra, grauwaca, limolita, lutita y caliza litográfica. Conglomerados polimicticos con cantos de rocas volcánicas. Intercalaciones (?) de diabasa y basalto.



Rocas metamórficas del Paleozoico; incluye rocas sedimentarias y metosedimentarias del Paleozoico Inferior (Pms) (Ordoviciano) y rocas metamórficas del Precámbrico (PE, Pn) sin diferenciar. Lutita, limolita, arenisca, caliza, mármoles, esquistos verdes y negros, esquistos cuarzo-feldespático, neis cuarzo-feldespático, migmatitas, granulitas y localmente intrusiones granodioríticas, anfibolitos.

ROCAS INTRUSIVAS



Diorita hornbléndica con variaciones a cuarzodiorita y monzonita. Localmente gabro.



Cuarzodiorita y granodiorita. Diorita y diorita hornbléndica del Cretáceo. Cuarzodiorita hornbléndica del Jurásico (Jcd) y cuarzomonzonita del Triásico (Tcm).



Intrusivos adiacos de composición cuarzodiorítica a cuarzomonzonítica; localmente zonas migmatíticas.



Anfibolite. (Ku) Rocas ultramáficas, serpentina y peridotita serpentizada.

CONVENCIONES

	Contacto geológico
	Falla
	Fallo cubierto e inferido
	Fractura
	Localización de muestras
	Carretero
	Población

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION OCCIDENTAL DEL DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA

Tomado del Mapa Geológico publicado por INGEOMINAS en 1979
Con modificaciones del autor (Franklin Ortiz B.)

