

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS, NORTE DEL VALLE MEDIO DEL MAGDALENA Y NOROESTE DE LA CORDILLERA ORIENTAL

Jairo Clavijo¹, Luís Mantilla², Jorge Pinto³, Luís Bernal⁴, Adrián Pérez⁵

RESUMEN

La evolución geológica de la serranía de san lucas, así como de la parte norte del valle medio del magdalena y la estribación noroeste de la cordillera oriental, se ha determinado por ocho eventos tectonoestratigráficos. Estos eventos son, de más antiguo a más reciente: 1) evento metamórfico Proterozoico, 2) evento metamórfico Paleozoico Temprano, 3) evento volcanosedimentario Triásico Tardío – Jurásico Medio, 3a) etapa magmática Jurásica Media, 4) evento magmático Jurásico Tardío, 5) evento sedimentario Jurásico Tardío, 6) evento sedimentario Cretácico – Eoceno Temprano, 6a) etapa magmática Albiana – Cretácica Tardía, 7) evento de inversión tectónica Eoceno – Oligoceno, 8) evento Mioceno – Reciente.

Palabras claves: evolución geológica. Serranía de san lucas. Tectonoestratigrafía. Cordillera central. Cordillera oriental. Valle medio del magdalena. Proterozoico al reciente.

GEOLOGIC EVOLUTION OF SAN LUCAS RIDGE, NORTH OF UPPER MAGDALENA BASIN AND NORTHWEST OF THE EASTERN CORDILLERA.

ABSTRACT

Development of the Serranía de San Lucas was determined by eighth tectonostratigraphic events: 1) Proterozoic Metamorphic Event, 2) Early Paleozoic Metamorphic Event, 3) Late Triassic - Early Jurassic Volcaniclastic Event, 3a) Middle Jurassic Magmatic Stage, 4) Late Jurassic Magmatic Event, 5) Late Jurassic Sedimentary Event 6) Cretacic -Early Eocene Sedimentary Event, 6a) Albian Late Cretacic Magmatic Stage, 7) Eocene-Oligocene Tectonic Inversion Event, 8) Miocene-Present Event.

Keywords: Geologic Evolution. San Lucas Ridge. Tectostratigraphic. Central Mountain Range. Oriental Mountain Range. Upper Magdalena Basin. Proterozoic to recent.

¹ Universidad Industrial de Santander, UIS. jaclato@gmail.com

² Universidad Industrial de Santander, UIS. lcmantil@uis.edu.co

³ Universidad Industrial de Santander, UIS. joepinto@uis.edu.co

⁴ Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. lbernal@ingecominas.gov.co

⁵ Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. adperez@ingecominas.gov.co

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo hace parte de los resultados del proyecto: “Cartografía geológica de 9.600 KM² de la Serranía de San Lucas: planchas 55 (El Banco), 64 (Barranco de Loba), 85 (Simití) y 96 (Bocas del Rosario): aporte al conocimiento de su evolución geológica”, realizado mediante el acuerdo específico N° 004 suscrito entre la Universidad Industrial de Santander (UIS) y el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). En este también se incluyen resultados de la cartografía de las planchas 75 (Aguachica) (Clavijo. 1996), y 65 (Tamalameque) (Royero. 1997) elaborada anteriormente por INGEOMINAS.

La Serranía de San Lucas constituye el extremo norte de la Cordillera Central, ocupa la región sur del Departamento de Bolívar y la más oriental del Departamento de Antioquia (FIGURA 1).

El objetivo principal de este trabajo es presentar de manera esquemática un modelo evolutivo de la Serranía de San Lucas, así como de la parte norte del Valle Medio del Magdalena y de las estribaciones noroccidentales de la Cordillera Oriental desde el Mesoproterozoico hasta el reciente.

METODOLOGÍA

La historia evolutiva de la Serranía de San Lucas ha sido reconstruida con base en el análisis de discontinuidades estratigráficas regionales, dataciones radiométricas, datos geoquímicos y registro fósil, obtenidos durante el desarrollo del presente proyecto, así como en estudios anteriores.

El análisis de discontinuidades estratigráficas permitió agrupar las unidades litoestratigráficas en unidades tectonoestratigráficas (UTE), también conocidas como unidades litotectónicas o pisos estructurales. El concepto de Unidades Tectonoestratigráficas fue esbozado por Gignoux (Gignoux, 1950) y es utilizado frecuentemente en estudios¹ de regionalización tectónica, aunque frecuentemente se use sólo el término “unidad” para referirse a ellas.

Las UTE son unidades de rango mayor separadas en base y techo por discontinuidades estratigráficas regionales y constituyen una herramienta útil en la reconstrucción evolutiva de una región dada. Mediante la utilización de cuadros de análisis² se reconstruyó la historia evolutiva de la región separándola en eventos (FIGURA 2 y FIGURA 3). En este trabajo se utilizará el término provincia según la acepción dada por Bates and Jackson (1987).

¹ Un ejemplo de dichos estudios, de amplio reconocimiento son los publicados por Howell y Jones, 1985; y Howell, 1989

² Estos cuadros incluyen subdivisiones como: columna estratigráfica generalizada, discontinuidades estratigráficas, unidades tectonoestratigráficas, facies metamórficas, tipos de magmatismo, eventos tectónicos de periferia de placa y de intraplaca, recursos minerales.

ANTECEDENTES

Los estudios previos de la geología de la Serranía de San Lucas han sido relativamente escasos a pesar del gran potencial minero de la región. Estos se han centrado principalmente en la minería y cartografía geológica.

El primer mapa fotogeológico de la Serranía de San Lucas es publicado en 1977 a escala 1:500.000 (Kassem y Arango. 1977), en el cual se presentan unidades metamórficas Precámbricas, unidades metamórficas y sedimentarias Paleozoicas, unidades sedimentarias y volcánicas Triásico - Jurásicas, unidades volcánicas y sedimentarias Cretácicas, unidades sedimentarias Paleógenas y Neógenas y, depósitos recientes. En el desarrollo de la exploración de minerales radiactivos, se reconocieron y cartografiaron unidades de edades que varían desde el Precámbrico hasta el Reciente (Bogotá y Aluja. 1981), como resultado de lo cual publicaron el primer mapa geológico regional de la Serranía de San Lucas, aunque en realidad se trate más de una cartografía preliminar, ya que su escala de publicación (1:1.250.000) no permite mayores precisiones.

Fernando Etayo a la cabeza de un amplio equipo (Etayo et al 1983), elaboran la primera regionalización tectonoestratigráfica del territorio colombiano, basados en el concepto de terrenos y presentan un resumen de las unidades litoestratigráficas de la Serranía y la incluyen en el “terreno” San Lucas. En 1992 se publica la memoria explicativa de la Plancha 106 (Liberia) (Gonzalez. 1992) para la cual se realiza la cartografía geológica que corresponde a la zona suroeste de la Serranía de San Lucas. En 1992 es publicado un artículo sobre el volcanismo terciario en el cual se describen unidades litoestratigráficas de la región nororiental de la serranía, de edad Precámbrica a Neógena (Galvis y De La Espriella. 1992). En el libro “Evolución Geológica de Colombia”, Toussaint incluye la serranía en su esquema de regionalización haciendo parte del “terreno” Chibcha (Toussaint. 1993).

Con base en control de campo y muestreo sistemático, se publica la Memoria Geológica de la Plancha 75, (Aguachica), (Clavijo. 1996), Plancha 65, (Tamalameque) (Royero. 1997), y su cartografía geológica a escala 1:100.000, que incluyen parte del flanco nororiental de la Serranía, estribaciones noroccidentales de la Cordillera Oriental (planchas 75 y 65, respectivamente), y describen por primera vez unidades como el Neis de San Lucas de edad Proterozoica, Formación la Virgen de edad Paleozoica, Formación Noreán (Clavijo. 1995), de edad Jurásica Temprana y Media, y la Formación Arenal (Clavijo. 1996), de edad Jurásica Tardía; presentan además resultados de la prospección geoquímica y la interpretación geoestadística, que permitieron detectar importantes anomalías con elementos asociados a la mineralización aurífera. MINERCOL con el apoyo de INGEOMINAS (MINERCOL - INGEOMINAS, 1997), realiza en el área del Aporte 1237, el estudio geológico y prospección geoquímica en parte de las planchas 54, 55, 64, 65, 74 y 75, en el cual se seleccionaron áreas promisorias para

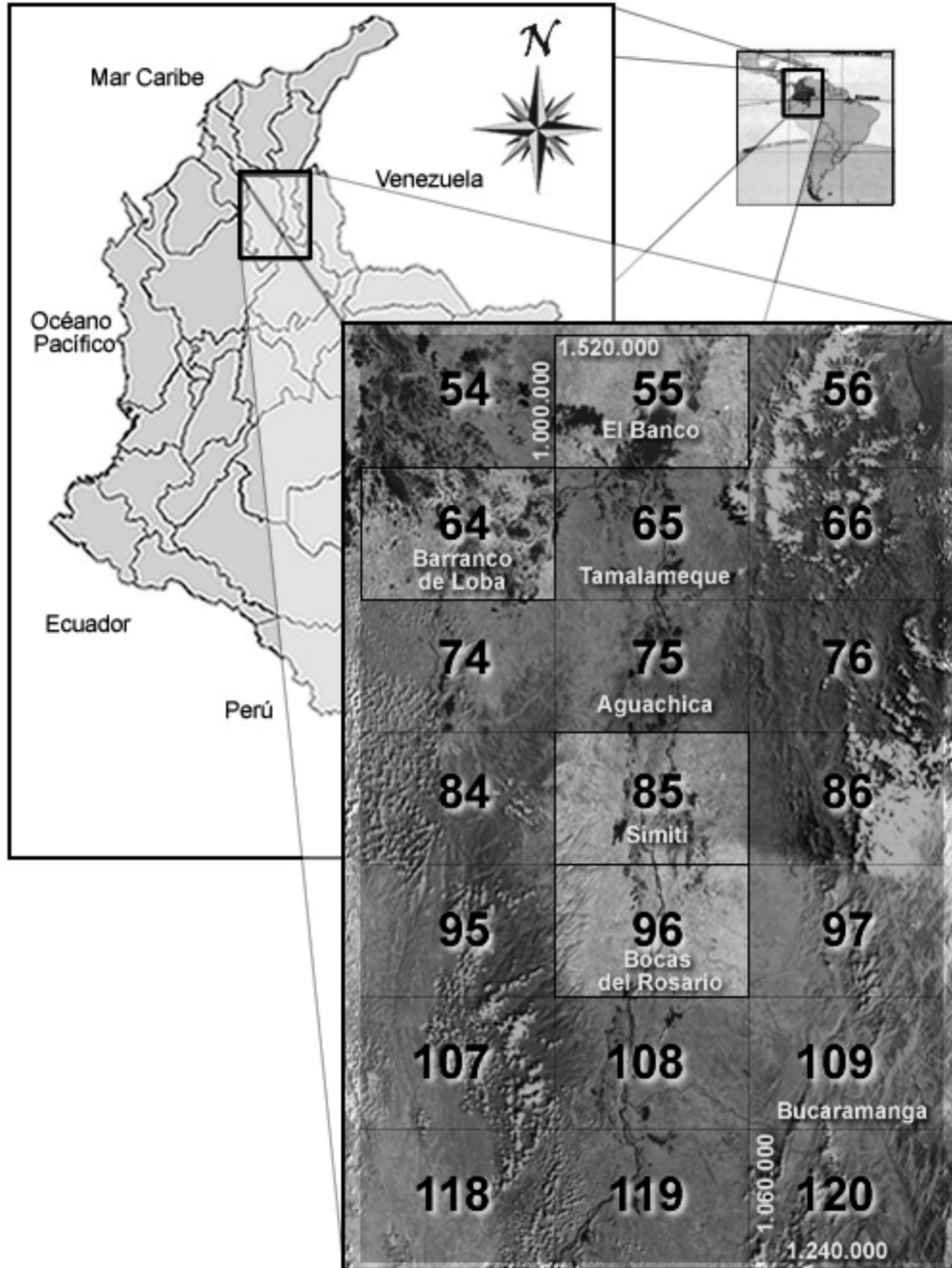


FIGURA 1. Localización del área de estudio. En la figura se pueden apreciar resaltadas en tono claro las planchas que fueron parte del estudio llevado a cabo en el convenio UIS – INGEOMINAS.

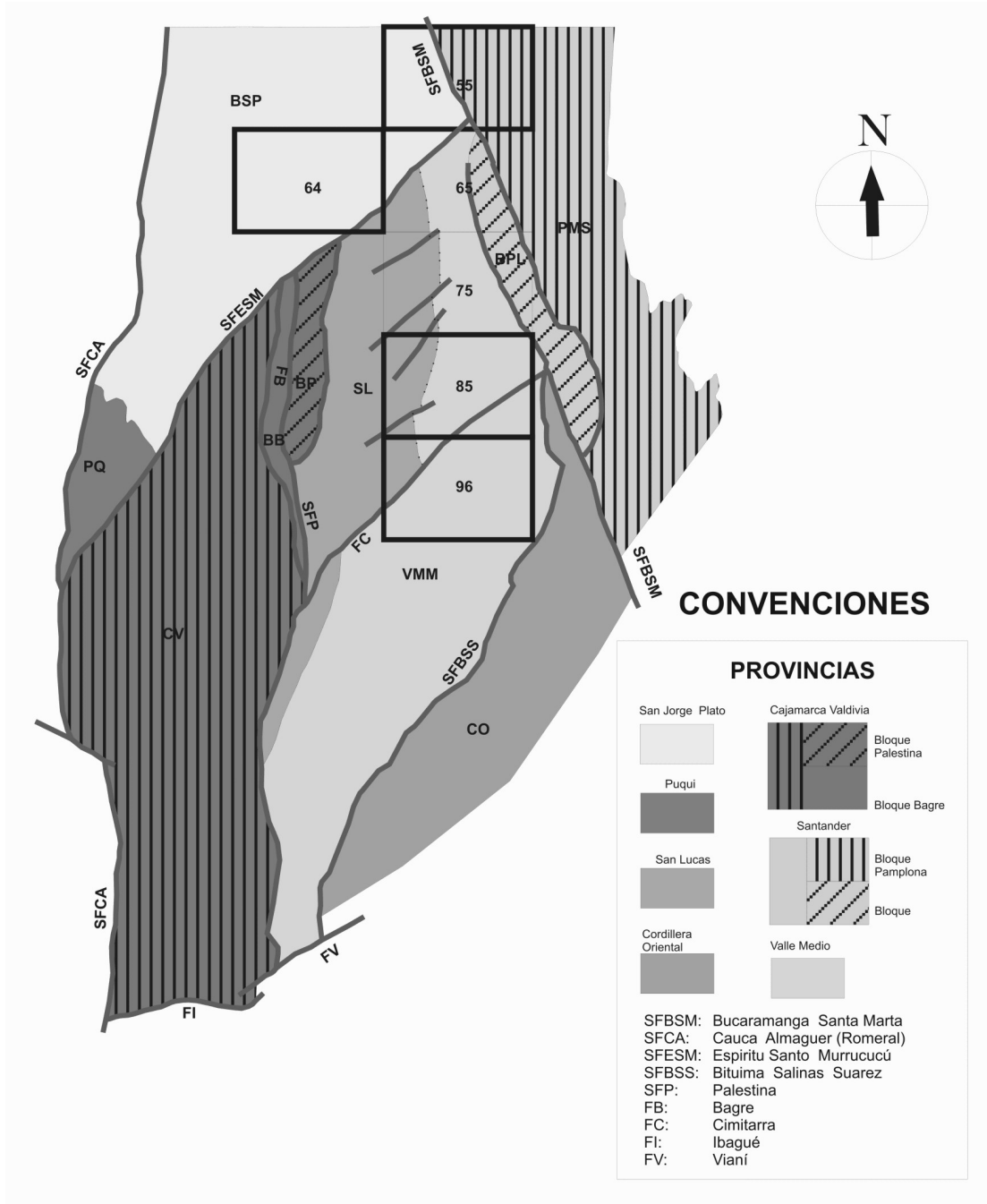


FIGURA 2. Marco tectónico de la Serranía de San Lucas. Modificado de Etayo et. al. 1982; GEOTEC 1988, Clavijo 1996; INGEOMINAS 2006. Abreviaturas usadas: San Jorge Plato - BSP. Puquí - PQ. San Lucas - SL. Cordillera Oriental - CO. Cajamarca Valdivia - CV. Bloque Palestina - BPL. Bloque Bagre - BB. Bloque Pamplona - BP. Valle Medio - VMM.

EDAD		COLUMNA	NOMENCLATURA	ULE	UTE	AMBIENTES SEDIMENTARIOS	TIPO DE MAGMATISMO	TIPO DE METAMORFISMO	EVENTOS TECTÓNICOS DE PERIFERIA DE PLACA O INTRAPLACA	ENERGÉTICOS	METÁLICOS		
CENOZOICO	PLEISTOCENO		Qca, Qal, Qbl, Qlc	Depósitos Recientes	8	Aluvial			Colisión del bloque Chocó con la margen W de Suramérica				
	PLIOCENO		N2Q1zsa	Zambrano - Sias, Arjona		Transicional							
	MIOCENO		N1r	Grupo Real	7	Fluvial							
	OLIGOCENO		E3N1c	Fm Colorado	6	Fluvial meandriforme a trezado			Inversión Tectónica	Roca asociada a Hidrocarburos			
	EOCENO		E3m	Fm Mugrosa									
			E2pe	Fms La Paz - Esmeraldas					Acreción de la Cord. Occidental.				
	PALEOCENO		K2u	Fm Umir	5	Marino somero			Cuenca s Extensionales	Carbón			
	MAASTRICHT.												
	CAMPANIANO												
	SANTONIANO		K2c	Grupo Cogollo			Marino somero - profundo						
	CONIACIANO		K21	Fm La Luna									
	TURONIANO												
	CENOMANIANO		K2es	El Salto			M. somero						
	ALBIANO	?	K1nb	Brisas			M. profundo						
	APTIANO	?	K1s	Fm Simiti									
	BARREMIANO		K1p	Fm La Paja									
	HAUTERVIANO		K1r	Fm Rosa Blanca		Marino somero							
	VALANGINIANO		K1rn	Fm Río Negro	4	Aluvial							
	BERRIASIANO		J3a	Fm Arenal	3	Epicontinental							
	TARDIO		J1-2n	Fm Norean									
	MEDIO		Jgs1	Morrocoyal			M. somero						
	TEMPRANO		J1m										
	JURASICO		T3s	Fm Sudán		Fluvial ?					Oro en Veta		
	TRIÁSICO												
	PERMIANO												
	CARBONIFERO												
	DEVONICO												
	SILÚRICO		Pzv	La Virgen	2								
	ORDOVÍCI		Pzmp	Pimillos									
	CÁMBRICO												
	NEOPROTEROZOICO		Npb	Neis Bucara manga	1								
	MEZOPROTEROZOICO		Mpsl	Neis San Lucas									

FIGURA 3. Unidades tectonoestratigráficas y eventos relacionados. Eventos Tectonoestratigráficos relacionados con la historia evolutiva de la Serranía de San Lucas (planchas 55 y 64). La nomenclatura de las unidades estratigráficas se basa en las recomendaciones de International Stratigraphic Chart (2000).

la exploración aurífera. En el año 2000 se elabora el Mapa Geológico del Departamento de Bolívar, escala 1: 400.000, en el cual describen las unidades litoestratigráficas, recursos minerales y amenazas geológicas de la serranía (Clavijo y Royero, en proceso de publicación), en cuyo esquema de regionalización incluyen el área de la misma como la provincia de San Lucas. Recientemente se han reportado datos nuevos sobre la geocronología de las rocas predevónicas de la región andina y de la Cordillera Central, incluida la Serranía de San Lucas (Ordoñez - Carmona, 2006).

MARCO TECTÓNICO

La Serranía de San Lucas es una provincia geológica (tectonoestratigráfica), limitada al occidente por el sistema de falla Palestina-Bagre, al norte por el sistema Espíritu Santo-Murrucucú, al oriente por la falla inferida de Morales y al sur por la falla de Cimitarra (FIGURA 2).

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La evolución geológica de la Serranía de San Lucas, así como de la parte norte del Valle Medio del Magdalena y estribaciones noroccidentales de la Cordillera Oriental se ha elaborado separándola en ocho eventos tectonoestratigráficos, dos de ellos dividido en dos etapas. Estos son, de más antiguo a más joven: 1) Evento Metamórfico Proterozoico, 2) Evento Metamórfico Paleozoico Temprano, 3) Evento Volcanosedimentario Triásico Tardío – Jurásico Medio, 3a) Etapa Magmática Jurásica Media, 4) Evento Magmático Jurásico Tardío, 5) Evento Sedimentario Jurásico Tardío, 6) Evento Sedimentario Cretácico – Eoceno Temprano, 6a) Etapa Magmática Albiana - Cretácica Tardía 7) Evento de Inversión Tectónica Eoceno – Oligoceno, 8) Evento Mioceno – Reciente. Estos eventos están ilustrados gráficamente en el cuadro de análisis de la FIGURA 3 los cuales se describen a continuación.

1) Evento Metamórfico Proterozoico. UTE 1.

Comprende el Meso y Neoproterozoico, lapso durante el cual tuvo lugar el metamorfismo de las rocas que hoy constituyen las unidades de rango formacional Neis de San Lucas y Neis de Bucaramanga. Ambas unidades hacen parte del cinturón de rocas metamórficas de alto grado, de facies granulita-anfibolita alta, que conjuntamente con rocas similares de los macizos de Garzón, Santa Marta y La Guajira, constituyeron el denominado Cinturón Granulítico Grenvilliano (Kronenberg, 1982; Restrepo-Pace, 1992, 1995, 1997). Este cinturón se formó como resultado de la convergencia continental de los cratones de Laurentia y Amazonia, evento global conocido como Orogenia Grenvilliana, mediante el cual se consolidó el supercontinente Rodinia (Hoffman, 1991; Correa-Gomez y

Oliveira, 1999; Keppie et al. 2003). Este gran evento se extendió desde los 1.300- 1.200 Ma hasta los 900 Ma y afectó la periferia Noroccidental del Cratón Amazónico, dando origen a lo que hoy constituyen los núcleos más antiguos de las provincias Cajamarca y Macizo de Santander (FIGURA 2), formados en sucesivas acreciones, espaciadas en este lapso (Restrepo – Pace, 1992, 1995; Cediel et al., 2003; Ordoñez-Carmona et al. 2006). Durante el desarrollo de este proyecto, una datación en U-Pb obtenida en una granulita del Neis de San Lucas dio una edad de 1124 ± 22 Ma que corresponde al Mesoproterozoico e indica la edad del metamorfismo de estas rocas (INGEOMINAS - UIS, 2006). Esta edad es la más antigua obtenida hasta ahora en la Cordillera Central, en comparación con la de 894 ± 36 Ma del neis de El Vapor (Ordoñez - Carmona, et al. 1999) y la de 911 ± 2 Ma de la anfibolita del Hígado (Restrepo-Pace, 1997). Adicionalmente se hicieron análisis geocronológicos mediante geoquímica Sm-Nd en granulitas y rocas metabásicas de esta unidad en los sectores mineros de Poporopo y Las Marías (INGEOMINAS - UIS, 2006).

La edad obtenida con este método, sólo utilizando los valores de las granulitas, fue de $1312.5 \pm$ Ma, lo cual indicaría el inicio del evento Grenvilliano. Por otra parte, el análisis de tres muestras de granulitas y metagabros del mismo sector dieron como resultado dos edades modelo (1.6 Ga y 0.6 Ga, respectivamente), las cuales permiten concluir que el tiempo de residencia cortical (crustal residence ages) de los materiales que constituyen las granulitas (derivados de la erosión de granitoides más antiguos) es de hace 1.6 Ga, procedentes de uno o más cuerpos ígneos emplazados en la corteza. Esta edad sugiere que estos cuerpos ígneos fueron emplazados durante el Evento Magmático “anorogénico” de Parguaza (Martin, 1972) en lo que hoy constituye el Escudo de la Guayana, cuya posterior erosión constituyó una importante área de aporte que generó sedimentos volcanoclásticos, acumulados posteriormente en una cuenca marina distensiva (FIGURA 4), los cuales dieron origen al protolito volcanosedimentario de los neises de San Lucas y Bucaramanga respectivamente, exhumados durante la orogenia Grenvilliana (FIGURA 5). Estos resultados confirman el modelo propuesto por Restrepo – Pace (1992, 1995, 1997) para estas dos unidades.

2) Evento Metamórfico Paleozoico Temprano. UTE 2.

Este evento está restringido al Ordovícico y Silúrico (?) e involucra a las unidades metamórficas de Pinillos (plancha 64) y La Virgen (Plancha 55). La Unidad Metamórfica de Pinillos está constituida por esquistos pelíticos andalucíticos (Esquistos de Armenia), filitas y cuarcitas (Filitas de Tapoa), de grado medio de metamorfismo, alta temperatura y baja presión, en facies anfibolita, aflorantes en las estribaciones nororientales de la Serranía de San Lucas. La Formación la Virgen, aflorante en las estribaciones noroccidentales de Cordillera Oriental, consta de filitas, metarenitas, metalodolitas, y en menor

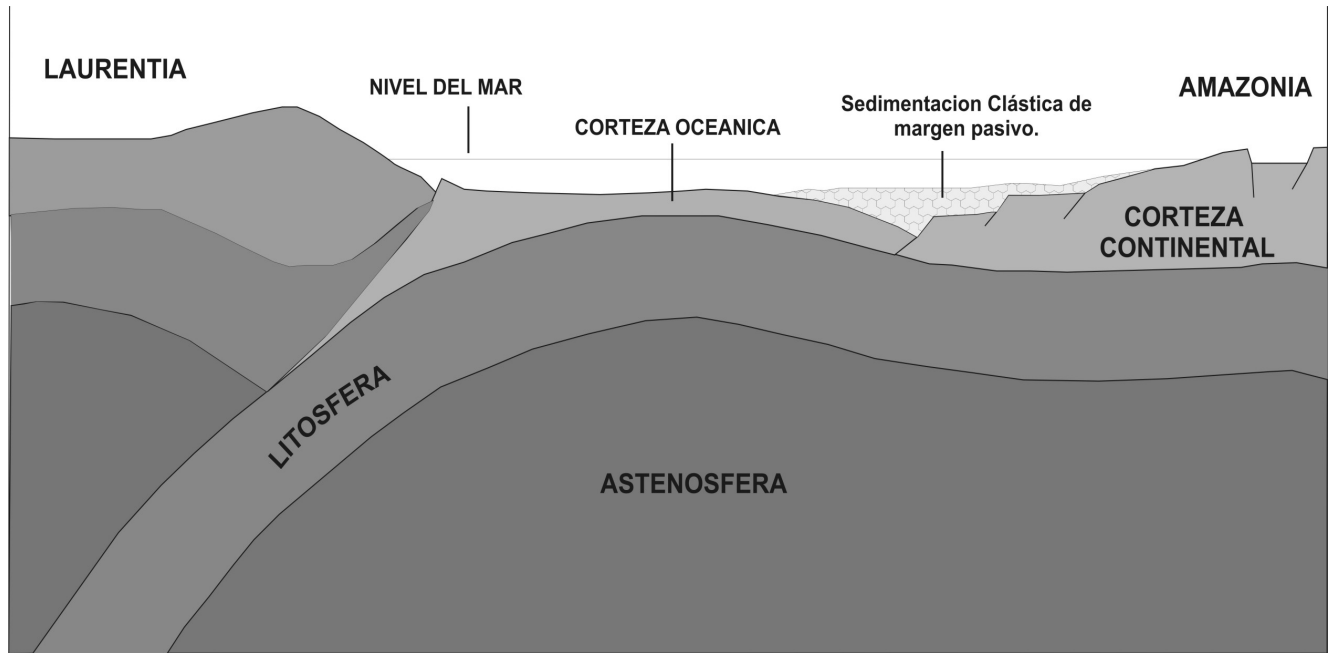


FIGURA 4. Corte esquemático del Proterozoico. La figura ilustra el origen del protolito sedimentario (sedimentación clástica de margen pasivo) de los neises de San Lucas y Bucaramanga en una cuenca marginal occidental del cratón amazónico (modificado de Restrepo – Pace, 1995).

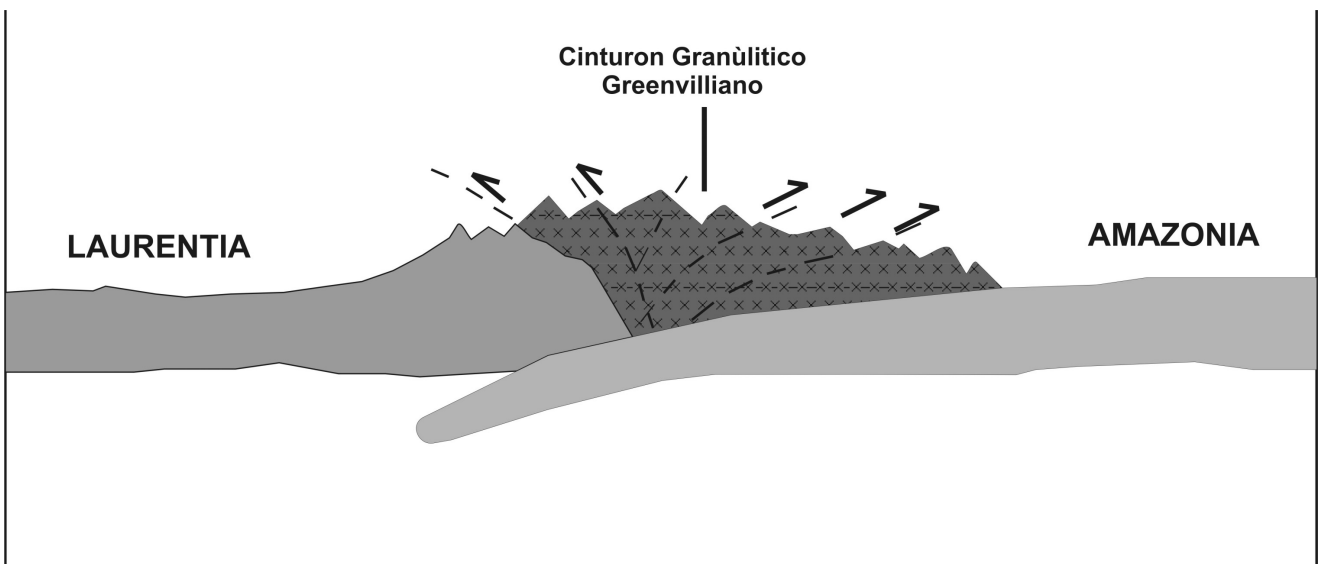


FIGURA 5. Corte Esquemático de la Orogenia Greenvilliana. En este esquema se ilustra la colisión de los cratones de Laurentia y Amazonia, y la exhumación de los neises de San Lucas y Bucaramanga. (Modificado de Restrepo - Pace, 1995)

proporción intercalaciones de metaconglomerados, afectadas por metamorfismo de bajo y muy bajo grado. Con base en el grado de metamorfismo, paragénesis y facies metamórficas la Unidad Metamórfica de Pinillos, es comparable hacia el Sur con el Grupo Cajamarca. De igual manera la Formación La Virgen es comparable con el Grupo Quetame. De ser así estas rocas harían parte de un cinturón deformado en el Ordovícico y Silúrico (Irving, 1975) como consecuencia de cabalgamiento de material oceánico sobre material continental (Etayo et al., 1983; Restrepo-Pace, 1992) durante la orogenia global Caledoniana, denominada en Colombia y Venezuela Quetame – Caparonensis (Restrepo-Pace, 1995; Cediel, et al., 2003), (UTE 2, FIGURA 3). Este evento orogénico habría deformado y metamorfozido secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias marinas pericratónicas, depositadas a finales del Neoproterozoico (?) (Unidad Metamórfica de Pinillos) y comienzos del Paleozoico (Formación La Virgen) (Silva, et al. 2004, 2005; Royero, 1997), ver FIGURAS 6 y 7.

La Provincia de Cajamarca (Cajamarca – Valdivia Terrain, en el sentido de Cediel, et al. 2003) sería acrecionada a la periferia occidental del Cratón Amazónico a lo largo de una paleomargen que correspondería aproximadamente al paleotraso del Sistema de Falla de Palestina (Cediel et al., 2003), Las rocas de bajo y muy bajo grado de metamorfismo de la Formación La Virgen, se incluyen provisionalmente en este evento aunque su historia deformacional podría ser más joven.

3) Evento Volcanosedimentario Triásico Tardío – Jurásico Medio. UTE 3.

A finales del Triásico y comienzos del Jurásico, se inicia el proceso de ruptura de la Pangea, mediante un proceso de rifting intercontinental cuyas ramificaciones afectaron el noroccidente de la placa Suramericana, en interacción con la Norteamericana y Africana (Duncan, R.A and Hargraves, R.B. 1984; Pindell y Erickson, 1993; Pindell y Kennan, 2001). Simultáneamente por esta época estaba activa la zona de subducción del Pacífico Andino (Apsden et al. 1987; Maze, 1984; McCourt, et al., 1984). Debido a la interacción simultánea de estos dos marcos tectónicos en el norte y occidente de lo que constituía el territorio colombiano en este periodo, la formulación y elaboración de un modelo evolutivo, ha sido tema de continuo debate (Sarmiento, 2002; Pindel et al., 2006).

En términos generales los modelos más aceptados son dos: 1) Génesis de Rift intracontinental, y 2) Génesis Rift de tras arco (Back Arc Rifting). El primer modelo es probablemente más válido para la región Norte, donde está ubicada el área de estudio (Sarmiento, 2002), pero es indudable la influencia de la zona de subducción Pacífica, manifiesta por la presencia de magmatismo bimodal (Toussaint, 1993; Apsden et al. 1987). Una representación gráfica de estos modelos se ilustra en la FIGURA 8.

En lo que hoy son las áreas de las Planchas 55, 64, 85 y 96 (FIGURA 1) el proceso de distensión se inicia probablemente a finales del Triásico o principios del Jurásico (Maze, 1984; Fabre, 1985; Pindell y Kennan, 2001; Acosta, 2002), sobre una franja estrecha conformada por rocas metamórficas paleozoicas, la cual, por esfuerzos distensivos empieza a hundirse en bloques escalonados limitados por fallamiento normal, que forman el graben primario de San Lucas. Para algunos autores como Cediel et al. (2003) este evento distensivo se habría iniciado a finales del Paleozoico, con la conformación del Aulacógeno de Bolívar.

La distensión se continúa siguiendo un patrón en zig – zag generado por el fallamiento normal en ambos hombros del graben y por el desplazamiento lateral de los bloques fallados. Se forman entonces dos sistemas de fallas, uno principal N-NE y otro subordinado SW-NE que lo desplaza. El proceso de subsidencia es más lento hacia el Oeste y más rápido hacia el Este, lo cual da origen a un semigraben (half graben). En el lapso Jurásico Temprano – Aptiano se produce el relleno de la cuenca en una fase sinrift (Cooper, 1995; Rolon, 2004; Figura 3). El fallamiento controla inicialmente la formación de depósitos fluviales de ríos trenzados (?) y meandriformes (?) (Formación Sudán), posteriormente ocurre la irrupción de un mar somero (Geyer, 1982; Clavijo, 1996) que deposita los sedimentos de lo que hoy constituyen las Formaciones Morrocoyal y Bocas, esta última fuera del área de estudio. Este evento sedimentario continental y marino es acompañado de un incipiente volcanismo explosivo subaéreo, andesítico y riolítico.

Simultáneamente con el hundimiento y ensanchamiento de la cuenca se produce un volcanismo explosivo que aporta gran parte del material de relleno de la cuenca, y que conjuntamente con depósitos de flujos de lodo y fluviolacustres dan origen a una potente secuencia de más de 4.000 m de espesor (Clavijo, 1996), hoy conocida como Formación Noreán (FIGURA 9). Este gran evento volcanosedimentario se extendió desde el Jurásico Temprano hasta el Jurásico Medio, cuando alcanza su máximo desarrollo. En el transcurso del presente proyecto, dataciones radiométricas realizadas en el Sector Minero de Santa Cruz (Plancha 64), en diques de riolita que cruzan la Formación Morrocoyal, se obtuvo una edad en K-Ar de 194 ± 6 Ma (INGEOMINAS - UIS, 2006) que corresponde a la parte baja del Jurásico Temprano. Por otra parte, la edad obtenida mediante el método Rb-Sr en la unidad Granitoides de San Lucas (que intruye a la Formación Noreán) fue de 166.9 ± 6 Ma que corresponde al Jurásico Medio; de otro lado, datos obtenidos en lavas y tobos de la Formación Noreán en los sectores de Simití-Santa Rosa (Plancha 85) y en los de Brisas – Monterrey (Plancha 96) mediante el método Rb-Sr, arrojaron una edad de 161 ± 27 Ma que corresponde a la parte alta del Jurásico Medio. Lo anterior significa que este importante evento se inició en el Jurásico Temprano y finalizó en la parte

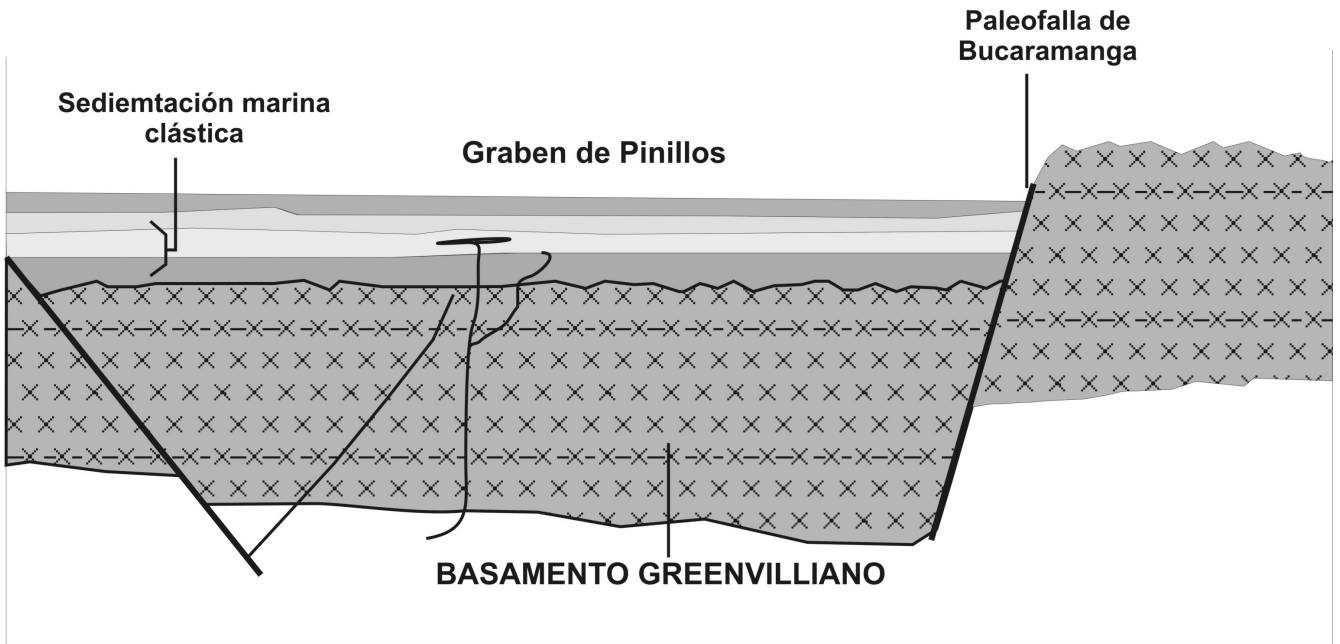


FIGURA 6. Corte Esquemático del Paleozoico Temprano - Proterozoico Tardío. Sedimentación clástica del Paleozoico Temprano - Proterozoico Tardío, que luego constituirá el protolito de las unidades metamórficas de Pinillos y La Virgen. (Modificado de Restrepo - Pace, 1995)

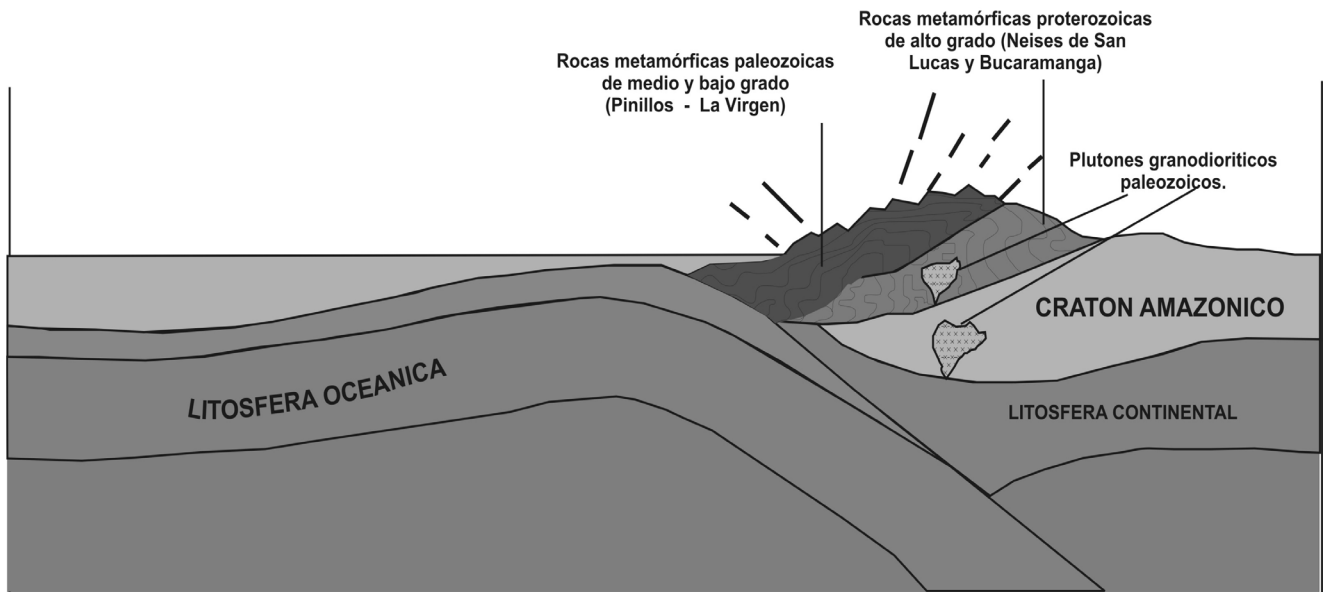
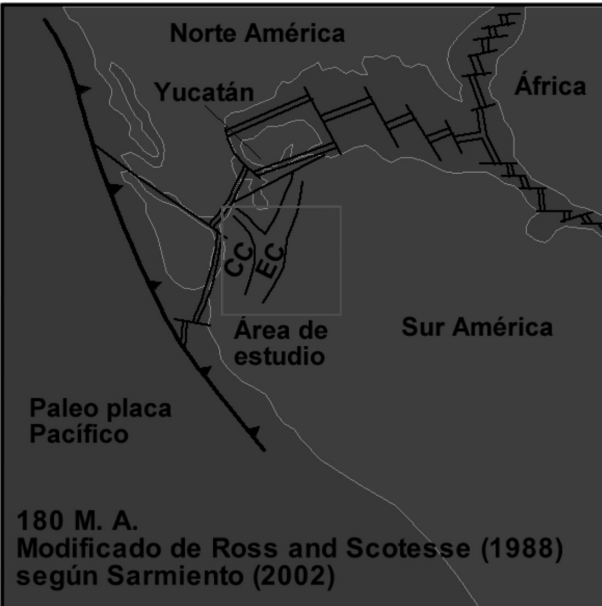


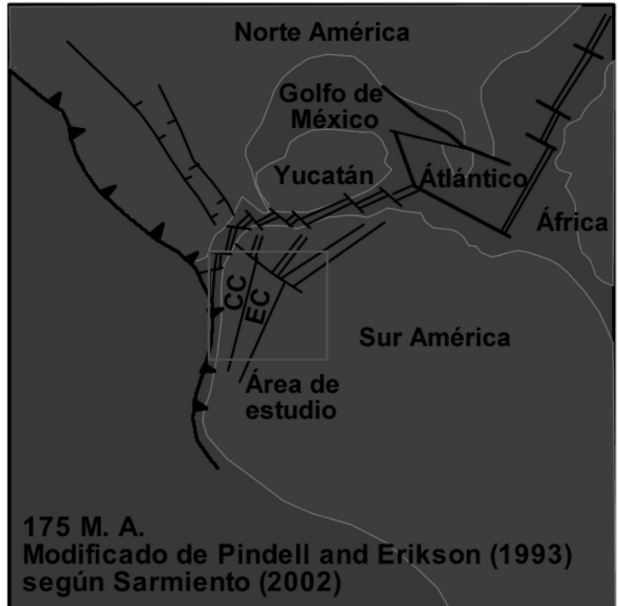
FIGURA 7. Corte Esquemático de la orogenia Caledoniana (Quetame - Caparonensis). Durante la Orogenia Quetame - Caparonensis, se sucede como resultado de la colisión de la placa Paleopacífica con la periferia occidental del cratón Amazónico, la exhumación de las unidades metamórficas de Pinillos y La Virgen. (Modificado de Restrepo - Pace, 1995)

JURÁSICO

A Hipótesis Intracontinental



B Hipótesis del Rift de Antearco



500
Km

FIGURA 8. Reconstrucción paleogeográfica del Triásico – Jurásico. La figura muestra un modelo del NW de Suramérica según los modelos de: Rifting intracontinental (A) y Rifting de ante arco (B). Modificado de Sarmiento (2002).

cuspidal del Jurásico Medio.

3a) Etapa Magmática Jurásica Media

El magmatismo félsico e intermedio emplazado durante este intervalo hace parte del gran evento volcanosedimentario descrito anteriormente, representando su fase terminal.

En este régimen tectónico de extensión, se lleva a cabo el emplazamiento de cuerpos de composición predominantemente granodiorítica, cuarzomonzonítica y monzogranítica que intruyen a la Formación Noreán. Este magmatismo calcoalcalino, es en términos generales metalumínico, de tipo I (White y Chappell, 1983; Barbarin, B. 1999), propiedades que fueron confirmadas por los análisis geoquímicos realizados durante el desarrollo del convenio INGEOMINAS-UIS (2006). Estas características son similares a las de otros cuerpos semejantes (Segovia, Norosí) que constituyen el cinturón magmático de la cordillera Central y cuyas edades están en un mismo rango geocronológico (Apsden et al. 1987; Álvarez, 1983; Sillitoe et al., 1982). Durante las campañas de campo del presente estudio, se efectuaron 14 dataciones radiométricas en diversos cuerpos graníticos aflorantes en San Martín de Loba y Cerro Botillero en la Plancha 55; San Antonio, Espinazo del Diablo, Mina Poporopo y Mina Las Fuentes en la plancha 64. La edad obtenida mediante el método Rb-Sr es de 166.9 ± 6 Ma que corresponde al Jurásico Medio, la cual se toma como edad de emplazamiento de estos cuerpos granitoides (INGEOMINAS-UIS, 2006), ver FIGURA 9.

4) Evento Magmático Jurásico Tardío. UTE 4.

Este evento es predominantemente extrusivo como lo indica la presencia mayoritaria de diques y silos constituidos por andesitas y pórfidos dacíticos, coladas de lavas traquiandesíticas, tobas dacítico – andesíticas y, en menor proporción cuerpos hipoabisales de dioritas porfiríticas. Estas rocas intruyen preferencial, aunque no exclusivamente a la Formación Noreán. En términos generales parece existir una relación genética entre estos cuerpos ígneos aflorantes principalmente en las áreas de las planchas 85 y 96 (INGEOMINAS-UIS 2006) y son petrográfica y composicionalmente semejantes a los descritos en las Planchas 75 (Clavijo, 1996) y 65 (Royero, 1997) donde se agrupan en el Conjunto Hipoabisal Andesítico. Las dataciones radiométricas obtenidas durante el desarrollo del presente proyecto arrojaron edades que fluctuaron entre los 158 ± 12 Ma y $144.4 \pm$ Ma, las cuales lo ubica en el Jurásico Tardío (episodio B de Apsden, 1987). Lo anterior permite afirmar que estos cuerpos fueron emplazados en un mismo pulso magmático (FIGURA 9).

5) Evento Sedimentario Jurásico Tardío. UTE 5.

Aunque el registro estratigráfico de este evento solo se ha

conservado en el área de la Plancha 96, su presencia es importante ya que representa: 1) una fase de movimientos epirogénicos y 2) una fase terminal del volcanismo Jurásico. Efectivamente a finales del Jurásico, el graben se ha ampliado lateralmente, se ha extendido en dirección NNE-SSW y se ha profundizado notablemente colmatándose con la sedimentación volcanoclástica del Noreán. Estos movimientos levantaron los bloques periféricos del graben y expusieron a la erosión los materiales de la Formación Noreán durante un lapso no precisado aun, pero que podría extenderse hasta el Tithoniano o alcanzar inclusive el Cretácico Temprano (Clavijo, 1996). La remoción de estos materiales y su posterior acumulación forman depósitos de abanicos aluviales y ríos trenzados, que se depositan en discontinuidad estratigráfica sobre el paleorelieve basculado del Noreán, registro del cual sólo se conservan lentes aislados y que hoy constituyen la Formación Arenal (Clavijo, 1996; INGEOMINAS - UIS, 2006). Este evento predominantemente sedimentario está acompañado de esporádica actividad volcánica terminal (FIGURA 10).

6) Evento Sedimentario Cretácico-Eoceno Temprano. UTE 6.

Durante este lapso, la cuenca formada por el graben de San Lucas alcanza su máxima amplitud y profundidad, para luego continuar con un proceso inverso de somerización y estrechamiento. La cuenca es rellenada por una megasecuencia que registra hacia la base el inicio de un evento transgresivo, el cual, después de experimentar fluctuaciones menores del nivel del mar en sus partes media y alta, es claramente regresivo en su parte cuspidal. Esta megasecuencia se inicia en el Cretácico Temprano (Etayo, F. et al, 1985) y termina en el límite Paleoceno-Eoceno Medio (Rolon, 2004). Está limitada hacia la base por la discontinuidad estratigráfica entre las formaciones Noreán y Rosablanca (INGEOMINAS—UIS, 2006) y de la misma manera hacia el techo donde el límite es otra discontinuidad, esta vez entre las formaciones Umir—Lisama y Umir—La Paz—Esmeraldas, respectivamente (Gómez et al. 2005; Rolon, 2004; ECOPETROL-ICP, 1998). La subsidencia tectónica debida al adelgazamiento de la corteza, que dio origen al graben de San Lucas en el Jurásico, es relevada en el Cretácico Temprano por una subsidencia termal (Fabre, 1987; Sarmiento, 2002). La cuenca ahora está limitada al Occidente por una ancestral Serranía de San Lucas y al oriente por el paleomacizo de Santander (Etayo et al., 1976; Fabre, 1985; Cooper et al., 1995; Sarmiento, 2002).

En lo que hoy es la cuenca del Valle Medio del Magdalena, la transgresión Cretácica se inicia durante el Berriasiano – Valanginiano (Etayo, 1968), aunque la fauna más antigua recolectada durante el desarrollo del presente estudio (identificada por Etayo, F.) es Valanguiniana-Hauteriviana (INGEOMINAS-UIS, 2006). La transgresión se inicia con la sedimentación de carbonatos de plataforma somera de la Formación Rosablanca.

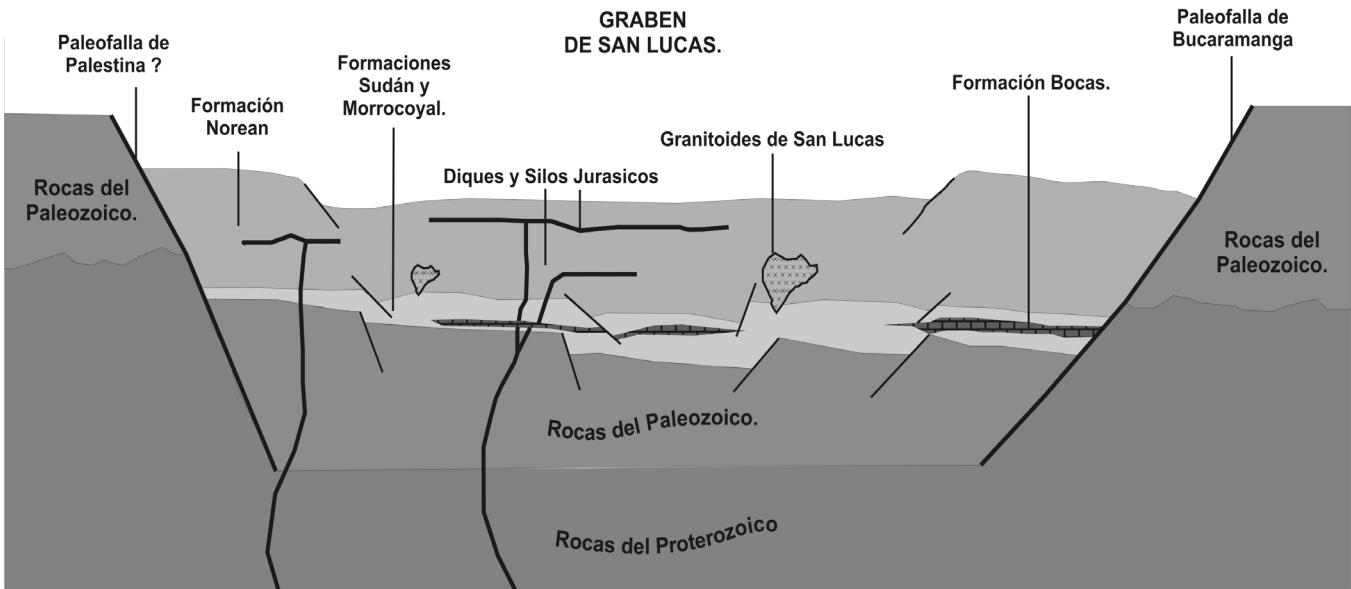


FIGURA 9. Corte Esquemático del Triásico Tardío al Jurásico Temprano. Sedimentación de las formaciones Sudán, Morrocoyal - Bocas y Noreán en el graben de San Lucas, durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano.

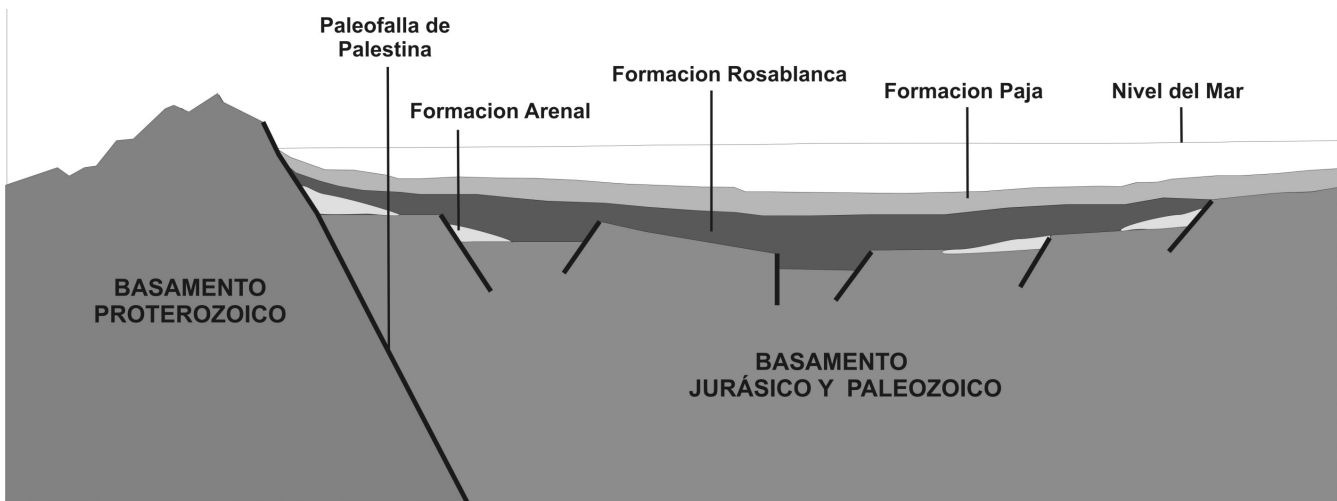


FIGURA 10. Corte Esquemático del Hauteriviano – Barremiano. Sedimentación de las formaciones Arenal, Rosablanca y Paja. Modificado de ECOPETROL - ICP (1998).

En el Hauteriviano – Barremiano se depositan inicialmente carbonatos de plataforma somera y luego lodos calcáreos de plataforma interna de mayor profundidad (ECOPETROL-ICP, 1998) que hoy corresponden a la parte media de la Formación Paja (FIGURA 10); las facies de la parte media alta de esta unidad indican una secuencia regresiva.

La ausencia de fauna del Aptiano (comprobada durante la ejecución del Convenio INGEOMINAS - UIS por Etayo, F.), indica que probablemente durante este lapso no hubo registro sedimentario, lo cual permite inferir la ausencia de la Formación Tablazo y la existencia de una discontinuidad estratigráfica (Rolon, 2004; INGEOMINAS-UIS, 2006). Durante el Albiano, una potente secuencia de lodos y lodos calcáreos (hoy Formación Simití) es depositada en una plataforma somera que luego se profundiza hasta alcanzar su máximo nivel de subsidencia a finales del Albiano (ECOPETROL-ICP, 1998). De nuevo se tienen condiciones de poca profundidad durante el Cenomaniano como lo registran las calizas con *Thalassinoides* y grainstones de bivalvos de la Formación El Salto, generadas en un ambiente somero de rampa carbonatada afectada por tormentas (FIGURA 11).

La cuenca subsidenuevamente, mientras ocurre la sedimentación de los actuales Miembros Salada (lodolitas con intercalaciones menores de calizas) y Pujamana (calizas con intercalaciones de lodolitas) de la Formación La Luna durante el Turoniano y Coniaciano, intervalo este en el que el mar Cretácico alcanza la máxima superficie de inundación (Fabre, 1985; Maceralli, 1988). Finalmente se tiene la sedimentación de lodos con mantos delgados de carbón en el Campaniano – Maastrichtiano, en lo que hoy se denomina Formación Umir (FIGURA 11), que representa en términos generales la somerización definitiva de la cuenca y el posterior predominio de sedimentación continental con los depósitos Paleocenos de la Formación Lisama (Umir y Lisama son unidades del subsuelo), como respuesta al inicio incipiente de la inversión tectónica de la cuenca (Ziegler et al., 1995; Sarmiento, 2002), y al primer levantamiento de la Cordillera Central, ocurrido en el Maastrichtiano.

6a) Etapa Magmática Albiana – Cretácica Tardía.

Durante el Albiano-Cenomaniano se desarrolló en lo que es hoy la Cordillera Central, una importante actividad magmática de composición intermedia a ácida, manifiesta en la intrusión de stocks (El Pescado), plutones (Río Nechí, Altavista) y batolitos. (Sabana Larga, Buga). Por otra parte, al oeste del sistema de falla Palestina-El Bagre (límite tectónico occidental de la Provincia de San Lucas, ver FIGURA 2) afloran rocas volcánicas basálticas y andesíticas que constituyen el registro de un evento volcánico del Aptiano-Albiano (González, 2001). Esta actividad magmática estaría relacionada con un evento tectónico, denominado por Apsden (1987) “Episode C” y por Toussaint (1993) “Fase Tectónica Albiana Tardía a Cenomaniana”. Por otra parte,

Cediel et al. (2003) lo incluye en la fase Aptiana-Albiana de un gran evento denominado por estos autores “Nothorn Andean Orogeny” mediante el cual ocurre la acreción del “Romeral Terrane” a la placa Suramericana.

Durante el desarrollo del presente proyecto se describen por primera vez rocas volcánicas andesíticas aflorantes al Este del sistema Palestina-El Bagre que arrojaron edades K-Ar de $107\pm 4\text{Ma}$ y $102\pm 3\text{Ma}$, las cuales afloran en alrededores de Las Brisas (plancha 85). Este evento Albiano (que podría extenderse hasta el Cretácico Tardío) representaría la etapa final de la fase sinrift en el área de estudio y el inicio de la correspondiente fase post rift (FIGURAS 3 y 11).

7) Evento Pre andino de Inversión Tectónica Eoceno-Oligoceno. UTE 7.

Durante este lapso, la placa Caribe, que había iniciado su desplazamiento hacia el NE a finales del Cretácico, vira hacia el Este y continúa desplazándose en esta dirección con respecto a la placa Sudamericana, durante el Paleógeno. Simultáneamente, la placa Farallón colisiona con la margen occidental de Colombia (Pindell y Erickson, 1993; Pindell y Kennan, 2001). Este evento tectónico eleva la Serranía de San Lucas e inicia la inversión de las fallas normales cretácicas transformándolas en inversas.

La cuenca en ascenso es rellenada por sedimentos clásticos fluviales formados por la remoción de las rocas Cretácicas preexistentes. La sedimentación de las hoy formaciones La Paz, Esmeraldas, Colorado y Mugrosa (unidades del subsuelo) ocurre simultáneamente con la deformación de la cuenca, (FIGURA 12).

8) Evento Andino Mioceno-Reciente. UTE 8.

Durante este intervalo, se completa la inversión de las cuencas extensionales Jurásicas y Cretácicas, como resultado de la deformación y levantamiento generalizado producido por la Orogenia Andina (Duque-Caro, 1990; Sarmiento, 2002; Cediel et al. 2003). El levantamiento y erosión del Macizo de Santander al Este y la Serranía de San Lucas al Oeste, proveen los materiales para la acumulación del Grupo Real., constituido en el área por una secuencia de areniscas conglomeráticas y conglomerados, en menor proporción por areniscas arcillosas y capas aisladas de areniscas tobáceas.

Osorio y Orozco (2004), proponen que la fase de acreción del bloque Panamá – Chocó, que comienza durante el Eoceno, continúa activa en la actualidad y condiciona los mecanismos de deformación actuales en todo el territorio de área de estudio. Estos mecanismos de deformación además de ser progresivos, se presentan de manera diferencial generando complicadas relaciones de reactivación en los sistemas pre - Eoceno e intensos mecanismos de deformación reciente de tipo transpresivo y transtensivo controlado por grandes fallas transversales de

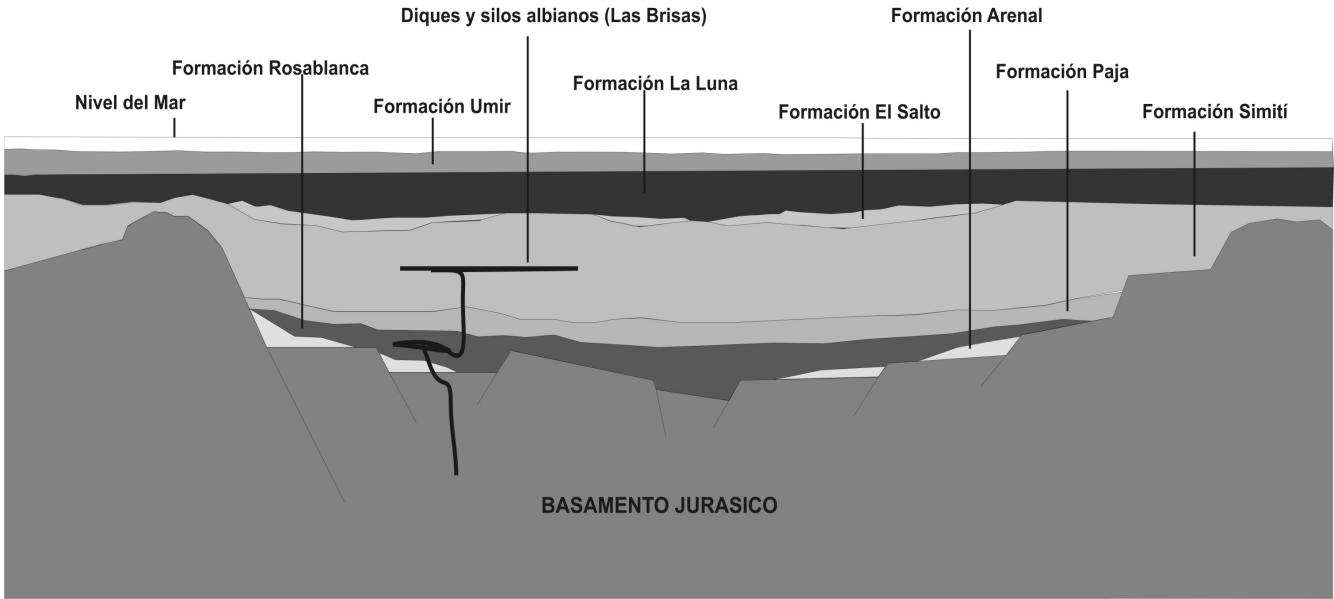


FIGURA 11. Corte Esquemático del Cenomaniano. Sedimentación de las formaciones Simití, El Salto, La Luna y Umir. Modificado de ECOPETROL - ICP (1998).

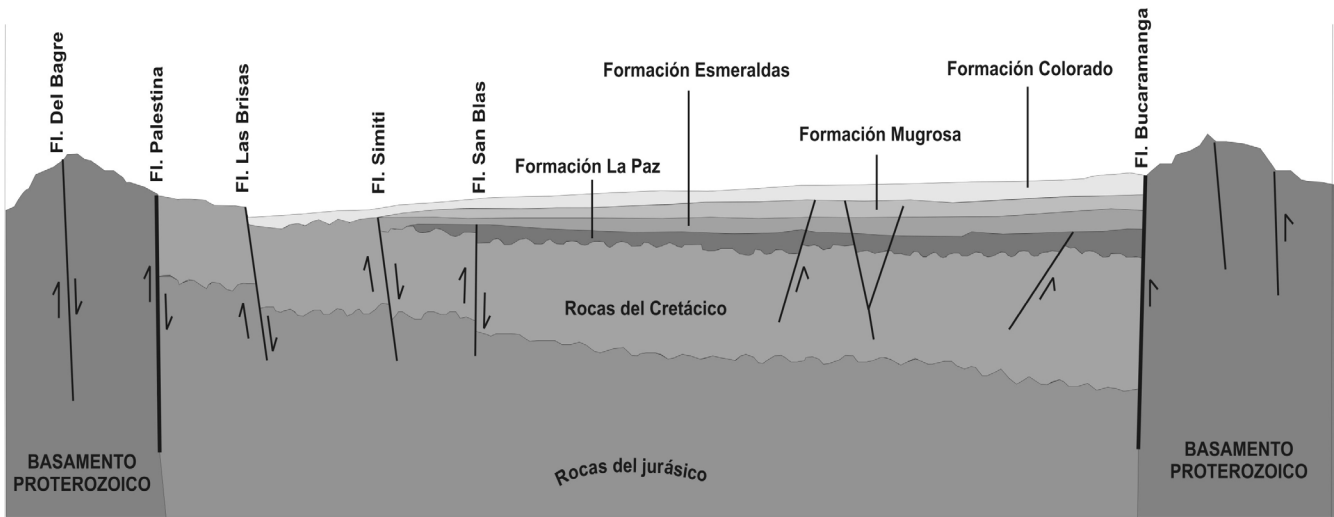


FIGURA 12. Corte Esquemático del Eoceno al Mioceno Temprano. Sedimentación Eoceno – Mioceno Temprano.

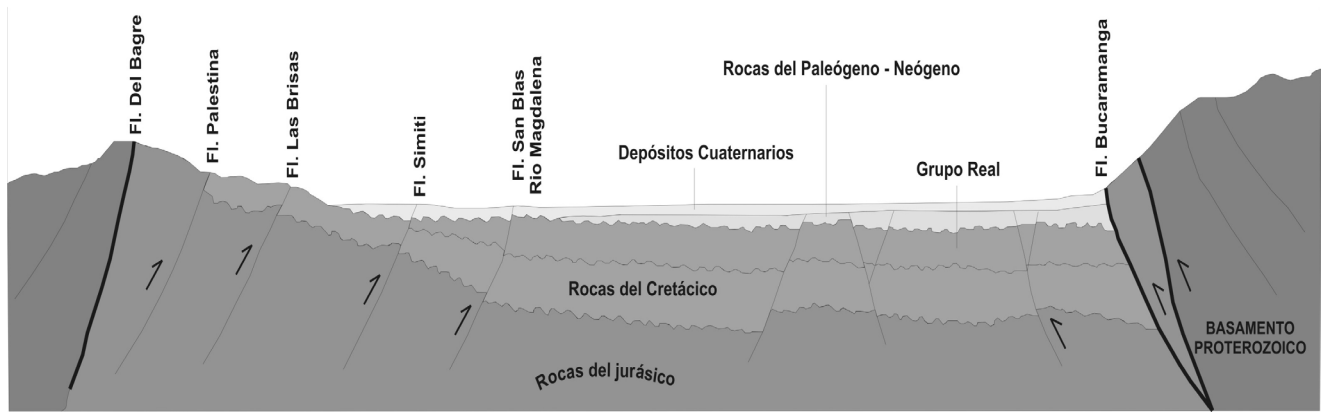


FIGURA 13. Corte Esquemático del Mioceno Tardío al Reciente. Sedimentación del Grupo Real. Inversión tectónica durante el Mioceno Tardío – Reciente.

dirección NE de tipo principalmente transcurrente.

La Serranía de San Lucas en el proceso actual representa un bloque aislado desprendido cinemáticamente del sistema maestro de Palestina, (Osorio, L y Orozco L., 2004), que se desplaza en dirección NEE controlado en sus límites por fallas transcurrentes mayores, como son al norte el sistema Espíritu Santo -Murrucucú y al Sur por la Falla Cimitarra, de carácter dextral principalmente. En este proceso la velocidad diferencial entre estas fallas mayores genera al interior del bloque, deformaciones asociadas a rotaciones de bloques menores en un sistema de cizalla simple. (INGEOMINAS-UIS, 2006)

A nivel regional el sistema deformativo está representado por una estructura transpresiva dextral de dirección NE tipo flor positiva, la cual cruza la región oriental, principalmente. Esta estructura geoméricamente es asimétrica con la estructura principal ubicada al W del sistema, denominada falla Las Brisas de carácter dextral. Hacia el E el sistema evoluciona a estructuras sinuosas de carácter dextral que forman rotaciones horarias típicas de cizalla simple en un ancho aproximado de 20 km. (INGEOMINAS-UIS, 2006)

La deformación al interior de la flor afecta la secuencia sedimentaria del Valle del Magdalena, y genera pliegues de arrastre tipo S en las rocas cretácicas que confirman el mecanismo de cizalla propuesto. De igual manera los depósitos cuaternarios y en especial el cauce del Río Magdalena son claramente controlados por el mismo mecanismo de cizalla, indicando que la progresión de la deformación tiene marcadas características de actividad reciente, (FIGURA 13).

CONCLUSIONES

El presente artículo intenta hacer una aproximación a la evolución geológica de la Serranía de San Lucas, región

que a pesar de su potencial aurífero, no posee aún cobertura cartográfica geológica en el 70 por ciento de su territorio. Cualquier reconstrucción evolutiva de una región dada es subjetiva e imprecisa, máxime cuando esta se basa en información puntual e incompleta. En este caso específico, la nueva información cartográfica, geoquímica, geocronológica y paleontológica obtenida durante el desarrollo de este trabajo, permitió la elaboración de modelos tectonoestratigráficos (basados en análisis de discontinuidades stratigráficas regionales) que ilustran la evolución de la región desde el Proterozoico hasta el Presente.

Antes que pretender establecer modelos concluyentes este trabajo presenta una propuesta que busca constituirse en una referencia a partir de la cual se continúen nuevos estudios multidisciplinarios y sistemáticos que contribuyan a reconstruir con mayor precisión la historia evolutiva de esta provincia geológica, lo cual se reflejará en un mejor conocimiento y aprovechamiento de sus recursos minerales.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este estudio hubiera sido imposible sin la colaboración económica y asesoría técnica de INGEOMINAS, y la visión de futuro que su Director Técnico Alberto Núñez le imprimió a su gestión. Los autores están en deuda con el geólogo Ph. D. Fernando Etayo por su decisiva ayuda en la resolución de la problemática stratigráfica del Cretácico de la región y por la lectura crítica del manuscrito.

El grupo de trabajo estuvo constituido por: Jairo Osorio, Diego Ibañez, Eduardo Castro, Eduardo Lopez, Rafael Duarte, Carlos Celada, Isaid Quintero, Liliana Páez, Carlos Garcia, Juan Colegial, Karen Correa, Jenny Gaviria, Rafael Casas, Sandra Lasso, Leydi Niz, Mario Garcia, Gerson Navas, Alejandro Silva, Ana Martinez, David Prada, Helbert Calderon, Giovanny Jimenez, Mario Cuellar, Ricardo Franco y Victor Caballero.

REFERENCIAS

- Acosta. 2002. Structural Evolution of the Colombian Eastern Cordillera Foothills. Thesis Ph.D. College of Science, Technology and Medicine, University of London.
- Álvarez. 1983. Geología de la Cordillera Central y Occidente Colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Mesoceno-zoicos. Ph.D. Thesis Uni. Chile, Boletín Geológico INGEOMINAS – Bogotá.
- Aspden, J.A, W.J. McCourt, M. Brook. 1987. Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic Plutonic History of Western Colombia. Journal Geological Society. Londres, 144: 893-905.
- Bates, R. L. y Jackson. 1987. The Glossary of Geology. AMI, Virginia.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46: 605 – 626.
- Bogotá, J. y Aluja, J. 1981. Geología de la Serranía de San Lucas. Geología Norandina, 4. Bogotá.
- Cediel, et al. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG 79: 815 – 848.
- Clavijo, J. 1995. La Formación Noreán: Nueva evidencia de volcanismo explosivo en la paleocuenca del Magdalena (Colombia) y su relación con otras unidades del Jurásico norandino. Memorias IX Congreso Latinoamericano de Geología Caracas, Venezuela.
- Clavijo, J. 1996. Mapa geológico de Colombia, Plancha 75 – Aguachica. INGEOMINAS. Memoria explicativa, Bucaramanga, 1:48 pág..
- Clavijo, J. y Royero, J. M. 2000. (en proceso de publicación) Mapa Geológico del Departamento de Bolívar, Escala 1:400.000. INGEOMINAS.
- Cooper, et al. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia, A.A.P.G. Bull., 79:10.
- Correa-Gomez L.C. & Oliveira E.P. 1999. Enxames de diques máficos de 1,0 Ga da borda leste do Estado da Bahia, Brasil e da costa Oeste do Congo e Camarões, África. Relações com a Orogenia Greenvilliana e implicações geodinâmicas na reconstituição do Supercontinente Rodínia. In : SBG, SNET, 7, Lençóis, Anais, 2:18-21.
- Duncan, R.A and Hargraves, R.B. 1984. Plate tectonic evolution of Caribbean Region in the mantle reference frame, in R.W. Bonini et al. Eds., The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America Memoir, 81-93.
- Duque-Caro, H. 1990. The Chocó Block of the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications. Journal of South America Earth Sciences, 3: 71-84.
- Ecopetrol-ICP. 1998. Evaluación regional del cretáceo de plataforma en el Valle Medio del Magdalena.
- Etayo, F. 1968. El sistema Cretáceo en la región de Villa de Leiva y zonas próximas. Geología Colombiana, Bogotá, 5: 5-74.
- Etayo, F., Renzoni, G. y Barrero, D. 1976. Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia: Primer Congreso Colombiano de Geología, Memorias, 217-252.
- Etayo, F. et al. 1983. (Publicado en 1986). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Pub. Geol. Especial INGEOMINAS. Bogotá. 14-1:1-235.
- Etayo, F. 1985. Paleontología estratigráfica del Sistema Cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy. In. Proyecto Cretácico, Contribuciones. XXIV (1-47). Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, 16. Bogotá.
- Fabre, A. 1985. Estratigrafía de la Sierra Nevada del Cocuy, Boyacá y Arauca. Cordillera Oriental (Colombia), Geología. Norandina, 4: 3 – 12.
- Fabre, A. 1987. Tectonique et Generation: un modele de l'évolution de la Cordillere Orientale de Colombia et du basin des Llanos pendant le Cretace et le Tertiaire: Archive de Science, Geneve, 40: 145-190.
- Feininger, et al. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona IIB). INGEOMINAS. Bol. Geol., Bogotá. 20(2): 1-173.
- Galvis, J. y de la Espriella, R. 1992. Vulcanismo Terciario al Sur de la Isla de Mompos (Parte Nororiental de la Serranía de San Lucas). Revista de la academia Colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales. XVIII. (70): 359-367 p. Bogotá.
- Geyer, O. (1982). Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico Norandino. Geología Norandina, Bogotá, 5: 27-31.
- Gignoux, M. 1950. Stratigraphic Geology. WH Freeman and

- Co. San Francisco, 682.
- Gonzalez, H. 1992. Mapa geológico generalizado de la plancha 106-Liberia. Memoria Explicativa. INGEOMINAS. 1-28.
- Gonzalez, H. 2001. Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Memoria Explicativa. INGEOMINAS.
- Hoffman, P. 1991. Did the birth of North America turn Gondwana inside out?: *Science*, 252: 1409-1411.
- Howell, D.G. y Jones. 1985. Tectonostratigraphic terranes of CircumPacific region: CircumPacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston, Texas. *Earth Science Series*, 1: 585.
- Howell, D.G. 1989. Tectonic of suspect terranes. Mountain building and continental growth. Chapman and Hall. London.
- MINERCOL – INGEOMINAS. 1997. Aporte 1237. Informe Interno.
- INGEOMINAS – UIS. 2006. Cartografía geológica de 9.600 KM² de la Serranía de San Lucas: planchas 55 (El Banco), 64 (Barranco de Loba), 85 (Simití) y 96 (Bocas del Rosario). (fecha de elaboración, trabajo en proceso de publicación).
- Irving, E. M., 1975. Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia. *Professional papers of the US Geological Survey*, 846: 47.
- Keppie, J. et al. 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico : tectonic implications. *Precambrian Research* 120: 365-389.
- Kassem, T. y Arango, J. L. 1977. Mapa fotogeológico de la Serranía de San Lucas. Escala 1:500.000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Kronenberg, S. 1982. A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relations to the Guiana Shield. *Geologie En Mijnbouw*, 61 (4): 325-33.
- Maceralli, C. 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South American. *J. S. Am. Earth Sci.*, 1(4):373- 418.
- Martin, C. 1972. Paleotectónica del Escudo de Guayana. Conferencia Geológica Inter Guayanas IX, Ciudad Guayana, Venezuela, Memoria. *Boletín Geológico*, Publ. Esp. 6: 251-305.
- Maze, W. 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks, in: Bonini et al. (ed.). *Geological Society America Memoir*. 162.
- McCourt, et al. 1984. New Geological and geochronological data from the Colombia Andes: Continental growth by multiple accretion. *Jour. Geol. Soc. London*
- Mojica, J. y Herrera, A. 1986. Estratigrafía, facies y direcciones de aportes de la Formación Luisa en la región de Rovira (Tolima). Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, Bogotá. 15:65-80.
- Notestein, et al. 1944. Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, New York. 55: 1165-1215.
- Ordoñez – Carmona, et al. 1999. Rocas grenvillianas en la región de Puerto Berrío, Antioquia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*. 23(87): 225-232.
- Ordoñez-Carmona, O. et al. 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal rocks of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21.
- Osorio, L. y Orozco, L. 2004. Definición de provincias sismotectónicas y bloques de deformación actual para Colombia. INGEOMINAS. Informe Interno.
- Pindell y Erickson. 1993. The Mesozoic margin in northern South America In: I. Salfity (ed). *Cretaceous tectonics of the Andes*, Vieweg Germany.
- Pindell y Kennan. 2001. Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions, Petroleum Systems of deep-water basins: Global and Gulf of México experience*. GCSSEPM, 21st, Research Annual Conference, Houston, Texas.
- Pindell et al. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. In: M.A. Iturralde-Vinent and E.G. Lidiak (Editors), *Caribbean Plate Tectonics, Stratigraphic, Magmatic, Metamorphic and Tectonic Events (UNESCO/IUGS IGCP Project 433)*. *Geologica Acta*, 303-341.
- Restrepo-Pace, P.A. 1992. Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5.
- Restrepo-Pace, P.A. 1995. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Unpub. Ph.D. thesis, University of Arizona, 1-195.

- Restrepo-Pace, et al. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic - Early Paleozoic paleocontinental constructions International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2ª ed. IUGS & Geological Society of America. 214.
- Rolon L. 2004. Structural Geometry of the Jura-Cretaceous Rift of the Middle Magdalena Valley Basin-Colombia. Ms. Tesis. West Virginia University.
- Royero, J. M. 1997. Mapa geológico de Colombia. Plancha 65 - Tamalameque. INGEOMINAS. Memoria explicativa, Bucaramanga. 1:53
- Salvador, A. 1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. 2ª ed. IUGS & Geological Society of America. 214.
- Sarmiento, L. F. 2002. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes, Ph.D. thesis, 295 pp., Vrije Univ., Amsterdam.
- Sillitoe, R. et al. 1982. Setting, characteristics and age of Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. Economic Geology. 77: 1837-1850.
- Silva J.C et al. 2004. C-isotop stratigraphy of a Vendian carbonate sucesión in Northwestern Andes: implications for the NW Andes. IV Reunion Ciencias de la Tierra, Querétaro, México. Abstracts. 198.
- Silva J.C et al. 2005. Finding the Neoproterozoic-Cambrian transition in carbonate sucesión from the Silgará Formation, Northeastern Colombia: an asseisment from C-isotope stratigraphy. Memorias X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá. 11. (CD).
- Toussaint, J. F. 1993. Evolución Geológica de Colombia. Universidad Nacional.
- Tschanz CH, et al. 1969. Ceology of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. Ingeominas, informe interno No. 1829. Bogotá.
- Tschanz CH, et al. 1974. Geologic evolution of The Sierra Nevada de Santa Marta, North Eastern Colombia. Bulletin Geological Society of America. Colorado. 85: 273-284.
- Ward, D., et al. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. INGEOMINAS. Boletín Geológico. Bogotá. 21:1-3.
- White, A. J. R. y Chappel, B. W. (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. En Cobbing, P., (2000). The Geology and Mapping of Granite Batholiths. Springer. 141.
- Ziegler, et al. 1995. Dinamics of intraplate compressional deformation: The Alpine foreland and other examples, Tectonophysics. 252.

Trabajo recibido: Mayo 6 de 2008

Trabajo aceptado: Junio 13 de 2008