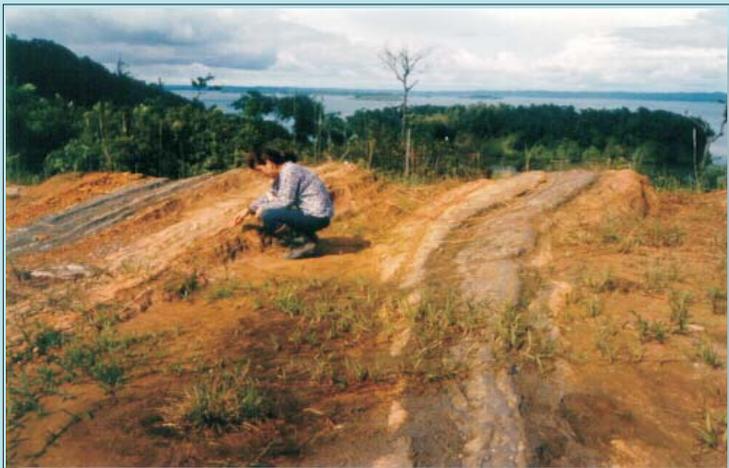


Investigación Integral del Andén Pacífico Colombiano



TOMO 1

Geología



IGAC
INSTITUTO GEOGRÁFICO
AGUSTÍN CODAZZI

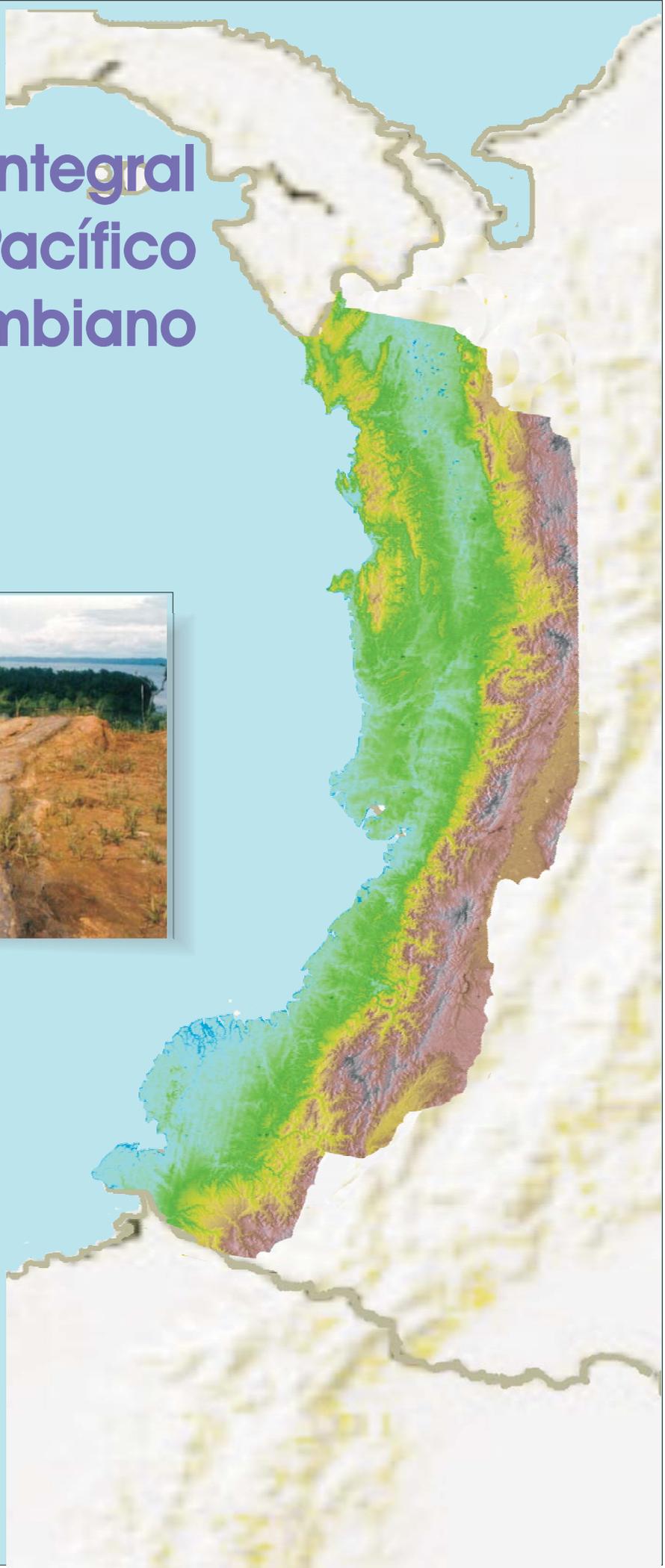


Instituto Colombiano de Geología y Minería

INGEOMINAS

República de Colombia

Libertad y Orden





DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA
INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI

ALVARO URIBE VÉLEZ
Presidente de la República

IVÁN DARÍO GÓMEZ GUZMÁN
Director General

CONSEJO DIRECTIVO

ERNESTO ROJAS MORALES
Presidente Consejo Directivo
Director Departamento de Estadística, DANE

CAMILO OSPINA BERNAL
Ministro de Defensa Nacional

ANDRÉS FELIPE ARIAS LEIVA
Ministro de Agricultura y Desarrollo Rural

SANDRA SUÁREZ PÉREZ
Ministra de Ambiente, Vivienda
y Desarrollo Territorial

SANTIAGO MONTENEGRO TRUJILLO
Departamento Nacional de Planeación

ALBERTO MENDOZA MORALES
Representante Presidente de la República
Presidente Sociedad Geográfica de Colombia

ALEJANDRO GAVIRIA URIBE
Representante Presidente de la República



Libertad y Orden

Instituto Colombiano de Geología y Minería
INGEOMINAS
República de Colombia

ALVARO URIBE VÉLEZ
Presidente de la República

JULIÁN VILLARRUEL TORO
Director General

CONSEJO DIRECTIVO

LUIS ERNESTO MEJÍA CASTRO
Ministro de Minas y Energía
Presidente Consejo Directivo

SABAS PRETELT DE LA VEGA
Ministro del Interior y de Justicia

SANDRA DEL ROSARIO SUÁREZ PÉREZ
Ministra de Ambiente, Vivienda
y Desarrollo Territorial

FLORALBA PADRÓN
Delegada del Ministro del Interior y de Justicia

LILIANA SOTO
Delegada de la Ministra de Ambiente, Vivienda
y Desarrollo Territorial

GERMÁN DEL CORRAL
Representante del Sector Empresarial

CARLOS ALBERTO URIBE
Representante del Sector Empresarial

CARLOS FERNANDO FORERO
Representante de las Asociaciones
Profesionales de Geología y Minería

MICHEL HERMELIN
Representante del Sector Académico



DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA
INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI



Libertad y Orden

Instituto Colombiano de Geología y Minería
INGEOMINAS
República de Colombia

INVESTIGACIÓN INTEGRADA DEL ANDÉN PACÍFICO COLOMBIANO

TOMO 1. GEOLOGÍA

Director General IGAC
Iván Darío Gómez Guzmán

Director General INGEOMINAS
Julián Villarruel Toro

Convenio Interadministrativo No. 388-2001 numeración IGAC y 007-2001 numeración INGEOMINAS

Interventor IGAC: Domingo Mendivelso López
Interventor INGEOMINAS: Eduardo Parra Palacio

Informe técnico y revisión general de textos y mapas:

La ejecución técnica de este tomo fue realizada por INGEOMINAS, y complementada con la información suministrada por el IGAC.

Compilación: Humberto González

Sistematización de la información Geológica:

Subdirección de Información Geológico Minera INGEOMINAS

Edición, diseño y diagramación de textos:

Silvia Gutierrez Rodriguez, Gloria Devia y Edwin Niño.

Diseño de carátula:

IGAC.

Portada: SAR Orthomosaic stereo DEM and color portrayal produced by Vexcel Corporation; source RADARSAT-1 data © Canadian Space Agency 1997-2000. Received by the Canada Centre For Remote Sensing. Processed and distributed by RADARSAT International Inc., a subsidiary of MDA y rocas sedimentarias del Terciario marino Formación Mallorquín (Tpm), sector de Bahía Málaga Valle del Cauca, (Mendivelso, 1998)

Obra financiada por el Fondo Nacional de Regalías

Impreso en Colombia –

Investigación Integrada del Andén Pacífico Colombiano

© Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC

© Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS

PRÓLOGO

La Región Pacífica, se destaca por la gran cantidad y variedad de recursos naturales como: diversidad de especies de flora y fauna, variedad de suelos, abundancia de fuentes hídricas, alto potencial de recursos minerales metálicos, no metálicos, energéticos e industriales, además de un alto potencial maderero, de turismo ecológico y de recursos marinos para el desarrollo de la pesca. Su localización estratégica con respecto al océano Pacífico le asegura una actividad portuaria futura de gran importancia. Todo lo anterior exige el concurso del conocimiento de diferentes disciplinas para lograr el desarrollo armónico de la Región.

La localización del Andén Pacífico en la zona de convergencia de tres placas tectónicas: Nazca, Suramérica y Caribe, la convierten en una franja con alto potencial por amenazas y riesgos causados por fenómenos naturales como: sismos, tsunamis, movimientos en masa, inundaciones fluviales y marinas, subsidencia, licuación de suelos, marejadas, erosión litoral y costera; así como los efectos por el fenómeno de El Niño y el ascenso del nivel del mar por calentamiento global. Basta con recordar algunos eventos ocurridos en el pasado reciente como los tsunamis de 1906 y 1979, los sismos de Murindó y Pizarro en 1992 y 2004 y las últimas inundaciones en los ríos Atrato y San Juan.

Los avances técnicos y científicos logrados en teledetección satelital y con radar aerotransportado, han propiciado la realización de trabajos de investigación y facilitado los levantamientos de información sobre recursos naturales en

áreas carentes de información básica y temática o con escaso conocimiento de sus limitaciones y potencialidades en suelo y subsuelo, ya sea por condiciones climáticas excepcionales (permanente cobertura de nubes para la toma de fotografías aéreas e imágenes multiespectrales) o áreas con densa cobertura de bosques, carentes de vías de acceso y delicadas condiciones de orden público, como es el caso de la Región Pacífica.

Con el fin de obtener información más detallada de esta Región, a partir de estas tecnologías, en el año 1992 el Instituto Geográfico Agustín Codazzi -IGAC, con la cooperación de la Empresa INTERA de Canadá, llevaron a cabo la toma de imágenes de Radar Aerotransportado en banda X (3,2 cm de longitud de onda), en un área de 80.000 km², sobre la franja más occidental del país; desde el nivel del mar hasta la cota 1.000 m.s.n.m., a escalas 1:100.000 y 1: 50.000, en jurisdicción de los departamentos de Nariño, Cauca, Valle, Chocó y una parte del Urabá Antioqueño, más conocido como "Andén Pacífico", cuyo territorio está comprendido entre la frontera con Panamá en el extremo norte y la frontera con el Ecuador en el extremo sur, material que fue utilizado para el estudio de suelos, geomorfología, geología y amenazas y el resultado es la presente publicación.

La información contenida en esta publicación consta de 174 planchas en formato digital a escala 1:100.000, (58 planchas de geología, 58 planchas de geomorfología y 58 planchas de suelos), obtenidas de la interpretación de imágenes

de radar del sistema INTERA, las cuales van acompañadas de sus correspondientes memorias técnicas. Adicionalmente se incluyen cuatro planchas del tema de amenazas naturales a escala 1:500.000, acompañadas por una memoria técnica.

Esta publicación fue posible gracias a la financiación de INGEOMINAS, mediante el Convenio 007/2001-INGEOMINAS y 388/2001-IGAC, con recursos provenientes del Fondo Nacional de Regalías. Esta labor interinstitucional facilitó la digitalización de la cartografía temática, incluida la base topográfica, con el aporte conjunto de información temática inédita de geología y amenazas naturales suministrada por INGEOMINAS y complementada con estudios de IGAC. La información inédita de geomorfología y suelos fue aportada en su totalidad por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

Estamos seguros que el volumen de información contenida en esta publicación servirá para la formulación de los Planes de Desarrollo y contribuirá con la elaboración y ajustes a los Planes y Esquemas de Ordenamiento Territorial de los municipios localizados dentro del área de estudio, lo que redundará positivamente en un mejor aprovechamiento de los recursos naturales, la conservación de la biodiversidad de especies y el mejoramiento de la calidad de vida de los habitantes, que hasta ahora han sido una de las comunidades más olvidadas y atrasadas del país, pero que por su gran potencial, puede llegar a ser considerada como una de las de mayor potencial económico y estratégico de Colombia.

IVÁN DARÍO GÓMEZ GUZMÁN
Director General del IGAC

JULIÁN VILLARRUEL TORO
Director General de INGEOMINAS

CONTENIDO

	INTRODUCCIÓN	15
1.	GENERALIDADES	17
1.2	Objetivos	18
1.3	Metodología	18
1.4	Materiales	20
2	MARCO GEOTECTÓNICO GLOBAL	21
3	ESTRATIGRAFÍA	25
3.1	CORDILLERA OCCIDENTAL NORTE	28
3.1.1	Grupo Cañasgordas	29
3.1.1.1	Formación Barroso (K_1 bbr)	29
3.1.1.2	Formación Penderisco (K_2 pnu, K_2 pnn)	30
3.1.2	Complejo Santa Cecilia - La Equis (K_2E_1 csce)	32
3.1.3	Batolito de Mandé (Etm)	34
3.1.4	Pórfidos Andesíticos de Pantanos (E_2 padp)	35
3.1.5	Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto (N_1 umcn)	37
3.1.6	Ultramañitas de Mumbú (N_1 umm)	38
3.1.7	Granodiorita de Torrá (N_1 cmt)	39
3.1.8	Tonalita de Tatamá (N_1 tt)	40
3.1.9	Cuarzodiorita de Cerro Plateado (N_1 cdcp)	41
3.1.10	Monzodiorita de Farallones (N_1 mdfr)	42
3.1.11	Pórfidos Andesíticos No Diferenciados (N_1 pa)	43
3.2	CORDILLERA OCCIDENTAL SUR	44
3.2.1	Grupo Dagua (K_2 dg)	45
3.2.1.1	Formación Cisneros (K_2 cs)	47
3.2.1.2	Formación Espinal (K_2 es)	48
3.2.2	Grupo Diabásico (K_2 db)	49
3.2.3	Rocas Plutónicas Máficas	51
3.2.3.1	Gabro de Zabaletas (K_2 dbgz)	51
3.2.3.2	Stock de El Palmar	51

3.2.3.3	Gabros de El 18 (K_2 dbgd)	52
3.2.3.4	Gabro de Villa Carmelo (K_2 dbgvc)	52
3.2.4	Granodiorita de Piedrancha (E_1 gdpa)	53
3.2.5	Formación Ampudia (K_2 am)	55
3.2.6	Formación Río Piedras (K_2E_1 rp)	56
3.2.7	Ultramafitas de Guapi (K_2E_1 umgp)	57
3.2.8	Formación Timbiquí (E_1E_2 tm)	57
3.2.9	Cuarzodiorita de Tallambí (E_3 cdtll)	58
3.2.10	Pórfidos Andesíticos del Río Perlas (E_3 pad)	60
3.2.11	Cuerpos Intrusivos del Batolito de Anchicayá (N_1 dta, N_1 ddn, N_1 dsl, N_1 drp, N_1 dan, N_1 dcc, N_1 dacl)	61
3.2.12	Rocas asociadas al Stock de Pance (N_1 ghp) (N_1 dp) (N_1 pdp) (N_1 tp)	61
3.2.12.3	Tonalita (N_1 tp):	62
3.2.12.4	Pórfido Diorítico (N_1 pdp):	62
3.2.13	Diorita – Tonalita (N_1 dt)	63
3.2.17	Dacita Porfídica (N_1 da)	63
3.3	SERRANÍA DEL BAUDÓ	63
3.3.1	Basaltos del Baudó (K_2 bbd)	64
3.3.2	Rocas Volcánicas de Jánano y Jananito (N vj)	67
3.4	CUENCA DE URABÁ	68
3.4.1	Formación Floresanto (N_1 flacl, N_1 fla)	69
3.4.2	Formación Pajuil (N_1 pj)	70
3.4.3	Formación Corpa (N_2 crmp, N_2 cram)	71
3.5	CUENCA DEL ATRATO	73
3.5.1	Formación Clavo (E_2 cl)	74
3.5.2	Formación Salaquí (E_2 sl)	74
3.5.3	Formación Uva (E_3N_1 uv)	76
3.5.4	Formación Napipí (N_1 np)	77
3.5.5	Formación Sierra (N_1 sr)	78
3.5.6	Formación Quibdó (N_2 qb)	80
3.6	CUENCA DEL SAN JUAN	81
3.6.1	Formación Tadó (E_2 td)	82
3.6.2	Formación Istmina (E_3N_1 is)	82
3.6.3	Formación Conglomerados de la Mojarra (N_1 cmj)	83
3.6.4	Formación Condoto (N_1 cn)	84
3.7	CUENCA DE TUMACO	85
3.7.1	Grupo Pacífico (E Ngp)	86
3.7.2	Formación Naya (N_1 ny)	86
3.7.3	Formación Guapi (N_2 g)	87
3.8	CUENCA DEL CAUCA	88
3.8.1	Formación Chimborazo (E_1E_2 ch)	88
3.8.2	Formación Guachinte (E_2E_3 gc)	89
3.8.3	Formación Ferreira (E_3 fr)	90
3.8.4	Formación Jamundí (N_2Q_1 jm)	91
3.9	PLIOCENO Y CUATERNARIO	91
3.9.1	FORMACIONES Y DEPÓSITOS VOLCÁNICOS DEL PLIOCENO	92
3.9.1.1	Formaciones Sedimentarias	92
3.9.1.2	Depósitos Volcánicos	96
3.9.2	DEPÓSITOS FLUVIO VOLCÁNICOS DEL PLIOCENO Y PLEISTOCENO	97

3.9.3	DEPÓSITOS VOLCÁNICOS DEL PLEISTOCENO.	99
3.9.3.1	Depósitos Ignimbríticos (Q ₁ ig)	99
3.9.3.2	Edificios volcánicos Parcialmente Denudados (Q ₁ av)	100
3.9.3.3	Lavas Andesíticas del Volcán Cerro Negro de Mayasquer (Q ₁ acnm)	102
3.9.3.4	Lavas Andesíticas del Volcán Chiles (Q ₁ ach)	104
3.9.3.5	Lavas Andesíticas del Cumbal Moderno (Q ₁ acm)	105
3.9.3.6	Depósitos de Cenizas de Rumichaca (Q ₁ dcr)	107
3.9.3.7	Lavas Recientes del Volcán Azufral (Q ₁ la)	108
3.9.3.8	Depósitos Torrenciales (Q ₁ tt)	108
3.9.3.9	Domos de Colimba (Q ₁ dc)	109
3.9.4	DEPÓSITOS CONTINENTALES RECIENTES	110
3.9.4.1	Depósitos Glaciares (Q ₂ dg)	110
3.9.4.2	Domos del volcán Azufral (Q ₂ da)	110
3.9.4.3	Depósitos Piroclásticos (Q ₂ dp)	111
3.9.4.4	Depósitos de Vertiente (Q ₂ v)	112
3.9.4.5	Terrazas Aluviales (Q ₂ t), Consolidadas (Q ₂ tc) y Auríferas (Q ₂ tau).	112
3.9.4.6	Conos Aluviales (Q ₂ ca)	114
3.9.4.7	Depósitos Fluvio-Torrenciales (Q ₂ fto)	114
3.9.4.8	Depósitos Fluvio – Lacustres (Q ₂ fl)	114
3.9.4.9	Depósitos Lacustres (Q ₂ l)	115
3.9.4.10	Depósitos aluviales (Q ₂ al)	115
3.9.5	DEPÓSITOS MARINOS Y TRANSICIONALES	115
3.9.5.1	Depósitos de Playa (Qp)	115
3.9.5.2	Intermareales (Q ₂ m)	116
3.9.5.3	Islas Barrera (Q ₂ ib)	116
3.9.5.4	Deltas de Marea (Q ₂ dm)	116
3.9.5.5	Cordones Litorales (Q ₂ cl)	117
3.9.5.6	Llanuras Intermareales (Q ₂ mim)	117
4.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	119
4.2	PLEGAMIENTO	121
4.2.1	Anticlinal de Opogodó	123
4.2.2	Anticlinal de Las Cruces	123
4.2.3	Anticlinal de Buchadó	123
4.2.4	Anticlinal del Baudó	123
4.2.5	Anticlinal El Salado	123
4.2.6	Anticlinal Calahora	123
4.2.7	Anticlinal de Bellaluz	123
4.2.8	Anticlinal Quebrada Aguacaliente	124
4.2.9	Anticlinal de Ibordó	124
4.2.10	Anticlinal Urudó	124
4.2.11	Anticlinal Berreberre	124
4.2.12	Anticlinal de Las Mojarras	124
4.2.13	Anticlinal de Beriguadó	124
4.2.14	Anticlinal de Mísara	124
4.2.15	Sinclinal de Tulipa	125
4.2.16	Sinclinal de Chigorodó	125
4.2.17	Sinclinal de Buchadó	125

4.2.18	Sinclinal del Atrato	125
4.2.19	Sinclinal de Ogodó	125
4.2.20	Sinclinal de Bellaluz	125
4.2.21	Sinclinal Pavarandó	125
4.2.22	Sinclinal de Río Baudó	126
4.2.23	Sinclinal Capiró	126
4.3	FALLAMIENTO	126
4.3.1	Falla Uramita	127
4.3.2	Falla Mata De Plátano	128
4.3.3	Falla de los Saltos	128
4.3.4	Falla Murindó	129
4.3.5	Falla Limón	129
4.3.6	Falla Utría	129
4.3.7	Falla Nauca	131
4.3.8	Falla Tebada	132
4.3.9	Falla Río Beté	132
4.3.10	Falla Quebrada Santa Bárbara	132
4.3.11	Falla La Herradura	132
4.3.12	Falla de Encarnación	132
4.3.13	Falla la Mansa	133
4.3.14	Falla Atratico	133
4.3.15	Falla San Juan	133
4.3.16	Falla Aguasal	134
4.3.17	Falla Las Mojarras	134
4.3.18	Falla Río Blanco	134
4.3.19	Falla del Río Pepé	134
4.3.20	Falla Garrapatas	134
4.3.21	Falla Cisneros	135
4.3.22	Falla Naranjo	135
4.3.23	Falla Río Bravo	135
4.3.24	Falla Dagua - Calima	135
4.3.25	Falla Bellavista	135
4.3.26	Falla Junín - Sambiambí	135
4.3.27	Falla del Río Vargas	136
4.3.28	Sistema de Fallas Cauca – Patía	136
4.3.28.1	Falla Cuercuel	136
4.3.28.2	Fallas de los ríos Güiza y Vegas.	136
4.3.29	Falla San Felipe	137
4.4	LINEAMIENTOS FOTOGEOLÓGICOS	137
4.5	ESTRUCTURAS DÓMICAS	139
5.	RECURSOS MINERALES	141
6.	GEOLOGÍA HISTÓRICA	149
	BIBLIGRAFÍA	155

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Localización geográfica del Andén Pacífico	15
Figura 2.	Mapa índice de planchas 1:100.000 y localización de Imágenes de Radar Intera, según planchas IGAC.	17
Figura 3.	Marco geotectónico de Colombia (Tomado de INGEOMINAS, 1997)	20
Figura 4.	Delimitación de bloques estructurales y cuencas considerados para la descripción de las diferentes unidades – roca en el Andén Pacífico.	25
Figura 5.	Correlación cronoestratigráfica de las unidades – roca en los bloques estructurales y cuencas del Andén Pacífico.	26
Figura 6.	Miembro Urrao. Limolitas plegadas, carretera Pueblo Rico – Villa Claret.	29
Figura 7.	Afloramiento de chert, carretera al Diamante (Miembro Nutibara)	30
Figura 8.	Fenocristales de plagioclasa y hornblenda en matriz microcristalina.	34
Figura 9.	Vista del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto desde el río Mondó.	35
Figura 10.	Afloramiento de unos 70 m de altura, contacto entre la Tonalita de Tatamá y el Miembro Urrao. Cerro Tatamá, cabeceras del río Negro.	38
Figura 11.	Pizarras de la Formación Cisneros. Río Garrapatas	46
Figura 12.	Rocas sedimentarias del Baudó en Playa Brava, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí)	63
Figura 13.	Basaltos con estructura de lavas almohadilladas, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí)	63
Figura 14.	Tómbolos compuestos por los Basaltos del Baudó, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí).	64
Figura 15.	Vista panorámica desde el mar, al cerro Janano y Jananito (plancha 183 Coquí).	66
Figura 16.	Capas arenosas de geometría lenticular y estratificación cruzada en la Unidad Morrocoy – El Pantano en la cuchilla El Limón (plancha 60 Canalete).	70
Figura 17.	Estratificación granodecreciente de la Unidad Arenas Monas, observada en la quebrada La Arenosa (plancha 60 Canalete).	71
Figura 18.	Pliegues tumbados en biomicritas de la Formación Uva que infrayace a las rocas micríticas, río Chorí (Punta Jurubidá, plancha 163 Tribugá).	75
Figura 19.	Conglomerados de la Formación Raposo. Ríos Garrapatas y Cucurupí.	92
Figura 20.	Capas horizontales de areniscas y lodolitas de la Formación Mayorquín. Carretera a la Base Naval de Bahía Málaga (plancha 259 Malagueta).	94

Figura 21.	Estructura columnar en las ignimbritas del río Guabo, cerca a la desembocadura del río Verde.	98
Figura 22.	Vista Panorámica del cerro Canguil.	99
Figura 23.	Lavas occidentales del Cerro Colorado	99
Figura 24.	Volcán Cerro Negro de Mayasquer, vista hacia el sur.	101
Figura 25.	Flujos piroclásticos tardíos del volcán Cerro Negro de Mayasquer	102
Figura 26.	Volcán Chiles, vista del cráter colapsado. En primer plano, pequeña morrena.	103
Figura 27.	Volcán Cumbal Moderno, cráter Punta Vieja a la derecha.	104
Figura 28.	Depósito de cenizas de Rumichaca. Carretera Ipiales – Pupiales.	105
Figura 29.	Domos de Colimba. Vista panorámica desde la carretera Túquerres – Ipiales	107
Figura 30.	Domos del Volcán Azufral. Laguna Verde y Laguna Negra.	109
Figura 31.	Terraza aluvial del río Pavasa. Comunidad La Samaria.	111
Figura 32.	Terraza aurífera. Municipio de Tadó	111
Figura 33.	Depósito Intermareal. Municipio de Nuquí, Ensenada de Tribugá, plancha 163 Tribugá.	115
Figura 34.	Pliegues en el lado occidental de la Cuenca del Atrato	120
Figura 35.	Textura de flujo con formación de Budines. Falla Utría.	128
Figura 36.	Enjambre de venas en basaltos afectados por la Falla Utría.	129
Figura 37.	Diagrama rosa de lineamientos en la subcuenca del río San Juan.	136
Figura 38.	Estructura dómica de El Cerrito, ubicada al oeste de San Antero.	137
Figura 39.	Volcán de lodo activo de Puerto Escondido.	138
Figura 40.	Emanaciones de gas y burbujas, en el Volcán de Lodo de Puerto Escondido.	138

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.	Mapas departamentales publicados en el área del Andén Pacífico.	27
Tabla 2.	Nomenclatura propuesta para las rocas volcánicas y sedimentarias Cretácicas en la parte sur de la cordillera Occidental	46

INTRODUCCIÓN

En el presente informe se consigna la información geológica obtenida del estudio efectuado en el Andén Pacífico, mediante la interpretación de imágenes de radar aerotransportado, apoyado con un intensivo trabajo de campo complementario en algunas planchas y en otras con verificación de campo de la fotointerpretación y la compilación de información geológica básica existente, producida por entidades oficiales y privadas, con el propósito de mejorar el conocimiento geológico de la región, en particular, en los aspectos litoestratigráficos y estructurales de la Región Pacífica, con el propósito de apoyar tareas de diagnóstico y aprovechamiento de los recursos naturales o contribuir en las tareas de planificación del desarrollo regional y la protección del medio ambiente.

El área del proyecto comprende los terrenos localizados en una franja alargada que limita al norte con Panamá y al sur con el Ecuador, desde la línea de costa, hasta el flanco oeste de la cordillera Occidental, sobre la cota 1.000 m.s.n.m. Esta información serviría como objetivo inicial al mejoramiento de la cartografía geológica regional a escala 1:100.000 de esta región del país, pero posteriormente se amplió para cubrir planchas completas a escala 1:100.000 del IGAC. La geología sirvió de apoyo a los levantamientos de geomorfología, suelos y amenazas

naturales y se convertirá en el punto de partida en las subsiguientes fases de exploración y explotación de los recursos minerales no aprovechados hasta ahora; y que en el futuro próximo beneficiarán a las comunidades de esta apartada región del territorio colombiano.

El documento se inicia con unas consideraciones sobre la tectónica global y sus implicaciones para la región, ya que el área, se encuentra ubicada sobre la zona de influencia del Cinturón de Fuego del Pacífico y próxima a la confluencia de cuatro placas tectónicas activas que convergen en esta parte del continente suramericano. Posteriormente, se hace un recuento sobre el marco tectónico regional y se efectúa la descripción de las principales unidades y secuencias litoestratigráficas aflorantes y los depósitos cuaternarios. Se analiza en forma breve la información para cada uno de los bloques localizados sobre el extremo occidental de la Cordillera Occidental de la Región Pacífica, en los departamentos de Nariño, Cauca, Valle del Cauca, Chocó y una parte del Urabá antioqueño, intentando una correlación entre las diferentes unidades.

En el capítulo de geología estructural se presenta una descripción de los principales rasgos estructurales como: pliegues y fallas que afectan a las secuencias litoestratigráficas cretácicas y cenozoicas.

Esta descripción está basada en la interpretación de las imágenes de radar, apoyada en las descripciones realizadas durante los trabajos de campo y los datos obtenidos de los mapas geológicos publicados. Se mantiene en lo posible el uso de los nombres dados a las formaciones que aparecen descritas en las leyendas y columnas litoestratigráficas de los mapas existentes publicados por INGEOMINAS. Esta información fue complementada con datos provenientes de otras fuentes, como las empresas petroleras, entre ellas: ECOPETROL, Texaco y trabajos adelantados por la Universidad Nacional de Medellín y Bogotá, así como de estudios y observaciones de investigadores nacionales y extranjeros y de la información de campo colectada durante la verificación de la interpretación elaborada sobre las imágenes del radar STAR - 1 de INTERA, utilizadas durante el desarrollo de este proyecto.

Se adjunta la lista de trabajos y referencias bibliográficas citadas, como apoyo a las descripciones e interpretaciones realizadas. Finalmente, se presenta la cartografía

geológica obtenida en 58 planchas a escala 1:100.000, según la distribución de las planchas topográficas base del IGAC cada una con su respectiva leyenda y convenciones.

Finalmente, se anexa una leyenda unificada y correlacionada cronolitoestratigráficamente para los bloques del Andén Pacífico estableciendo una correlación cronoestratigráfica entre las diferentes unidades litoestratigráficas que los conforman de acuerdo con la información disponible y las interpretaciones hechas por diferentes autores, basada en las características fotogeológicas y apoyada en las descripciones de las leyendas individuales, correspondientes a cada una de las planchas que forman parte del Andén Pacífico. Esta corresponde a una primera aproximación, que se obtiene de la geología regional del Andén Pacífico, en una cobertura homogénea a escala 1:100.000, sustancialmente mejorada, tanto en las delimitaciones de las unidades litológicas y depósitos cuaternarios, como de los rasgos estructurales; también se anexa el índice de participación para cada plancha.

1. GENERALIDADES

El Andén Pacífico está constituido por 58 planchas geológicas a escala 1:100.000 ubicadas a lo largo de los departamentos de Chocó, Antioquia, Risaralda, Valle del Cauca, Cauca y Nariño, abarcando diferentes extensiones en cada uno los departamentos mencionados anteriormente.

En este capítulo de generalidades se indicará la localización geográfica de la zona de estudio, los objetivos, metodología y materiales utilizados para la preparación, elaboración y obtención del proyecto de Andén pacífico.

1.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La región objeto del estudio, se encuentra localizada sobre la parte más occidental de Colombia conocida como Región Pacífica, Andén Pacífico o Chocó Biogeográfico; comprende una parte de los departamentos de Chocó, Valle del Cauca, Cauca, Nariño y una pequeña porción del Urabá antioqueño. El área limita por el noroccidente con Panamá, al nororiente con el Urabá antioqueño, por el sur con el Ecuador, al occidente con el océano Pacífico y al oriente con el flanco occidental de la cordillera Occidental (**Figura 1**).

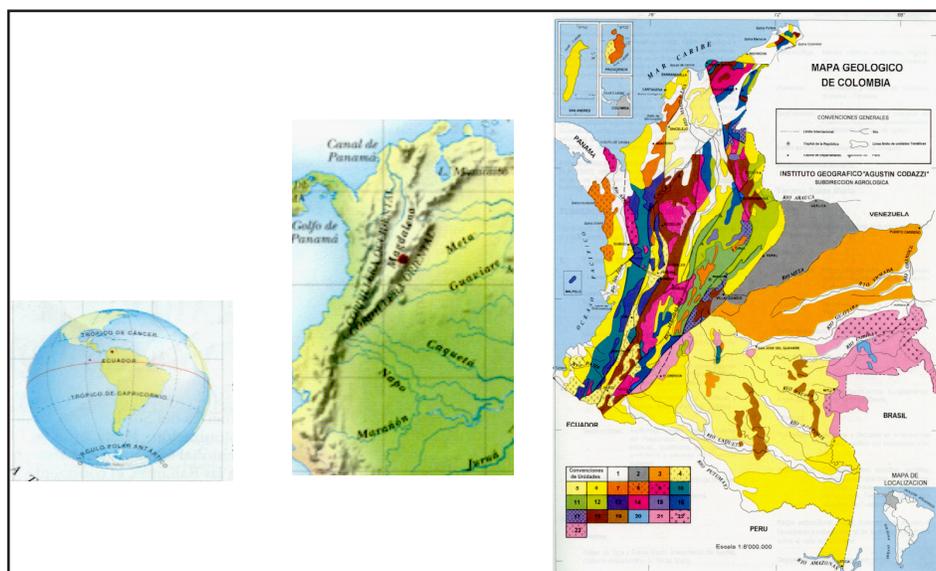


Figura 1. Localización geográfica del Andén Pacífico

La Región Pacífica constituye prácticamente una misma unidad caracterizada por presentar una homogeneidad en sus aspectos: geográficos, ecológicos, económicos, socioculturales y climáticos, que la diferencian claramente de las demás regiones naturales del país, en especial por su población negra, indígena y mestiza, dispersa por los diferentes lugares y en especial, ubicada a lo largo de la zona costera o litoral y a lo largo de los principales ríos de la región.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo principal del estudio consistió en efectuar una interpretación geológica regional del Andén Pacífico basada en las planchas publicadas o en proceso de publicación por INGEOMINAS, complementada con la interpretación de imágenes de radar efectuada por el IGAC con verificación de campo y apoyados en la consulta de información secundaria de estudios adelantados por entidades públicas y privadas, a fin de lograr una visión unificada y correlacionada de la estratigrafía y los rasgos estructurales de toda la región.

La utilización de las imágenes de radar permitió la extracción de información geológica (litología y estructuras), sobre una amplia región, donde las condiciones naturales presentan características adversas, como: fuerte relieve, excesiva y permanente nubosidad, espesa cobertura de bosques, difíciles condiciones de acceso y complicaciones de orden social.

1.3 METODOLOGÍA

Para el logro de los objetivos propuestos en el proyecto, el estudio se desarrolló en varias etapas que incluyeron las siguientes tareas:

- Revisión y evaluación de la información existente publicada por diferentes entidades públicas y privadas que han trabajado sobre la región.
- Evaluación e integración de la información geológica publicada por INGEOMINAS a escala 1: 100.000.
- Adquisición de las imágenes de radar, mediante un convenio celebrado con la Firma Intera de Canadá, quienes volaron la zona de interés para obtener una cobertura continua de mosaicos de imágenes de radar aerotransportado a escala 1:100.000, según la cobertura y distribución de planchas del IGAC (**Figura 2**).
- Interpretación visual de los mosaicos de imágenes de radar para delimitar las principales unidades litoestratigráficas y extraer la información estructural en el ámbito regional.
- Elaboración de mapas base a los que se transfirió la información geológica interpretada de las imágenes de radar.
- Verificación en el campo con el fin de constatar las interpretaciones realizadas sobre las imágenes.
- Reinterpretación de la información geológica y ajuste una vez verificadas las unidades litológicas y las estructuras.
- Integración de la información geológica basada en los trabajos de las planchas 1:100.000 y la interpretación con verificación de campo.
- Elaboración de los mapas digitales con las unidades litológicas y los rasgos estructurales.

- Preparación de la leyenda geológica con las convenciones que acompañan a los mapas geológicos.
- Elaboración del informe geológico con sus respectivos anexos.

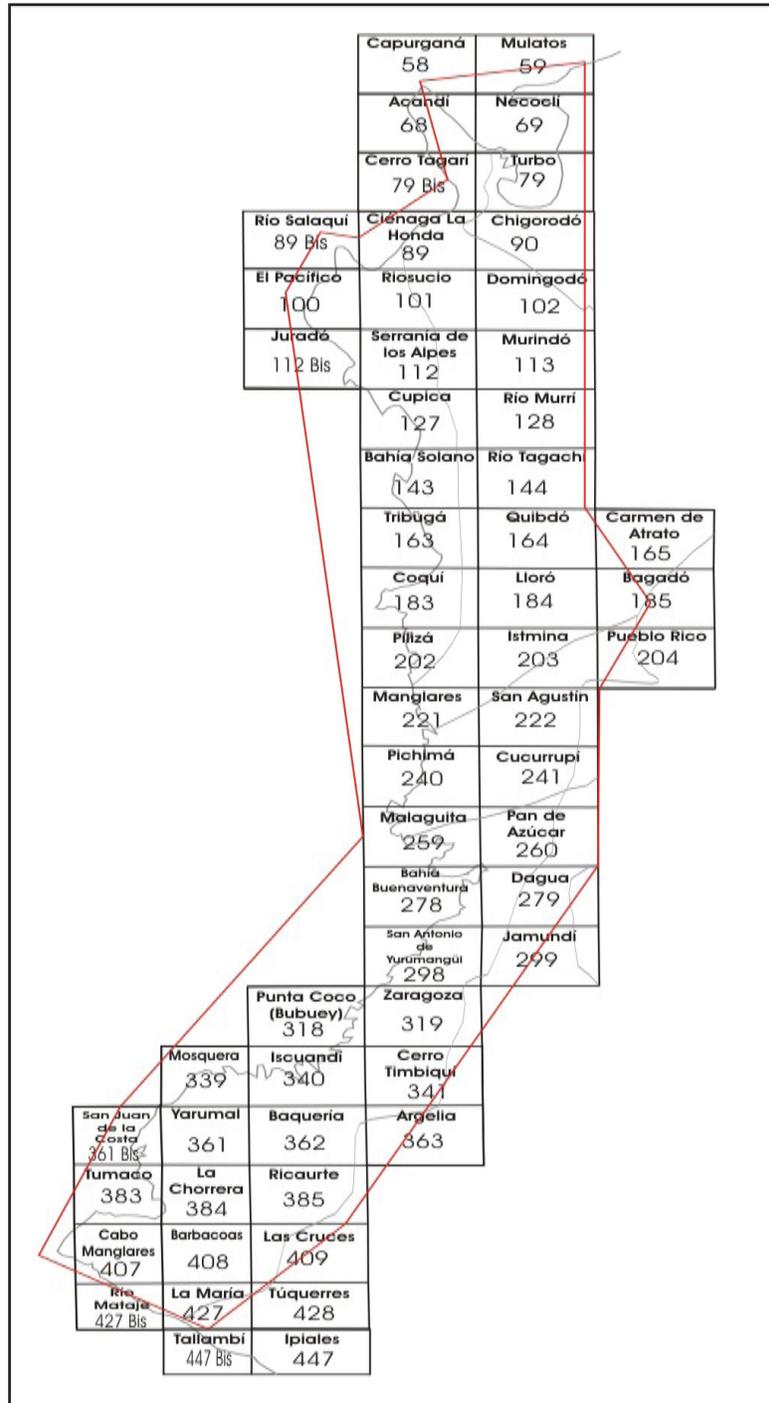


Figura 2. Mapa índice de planchas 1:100.000 y localización de Imágenes de Radar Intera, según planchas IGAC.

1.4 MATERIALES

Para el desarrollo del proyecto se utilizaron mapas topográficos base, restituidos y elaborados por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi a escala 1:100.000 de diferentes fechas. En los lugares carentes de información topográfica base, a escala 1:100.000, se elaboraron las bases, mediante la utilización de mapas topográficos a escala 1:25.000 y 1:50.000, reducidos a escala 1:100.000 mediante reducción fotográfica. En otros casos, la base planimétrica se obtuvo directamente a partir de las imágenes de radar, efectuando los ajustes de escala correspondientes.

Se utilizaron 58 mosaicos de Imágenes de Radar Intera, en formato de papel para la interpretación visual de la información geológica del Andén Pacífico.

Para finalizar, teniendo en cuenta lo anterior, se prosiguió a la elaboración de las planchas digitales utilizando el programa AutoCad para capturar la información obtenida de los mapas base, luego se estructuró de acuerdo con los estándares utilizados por INGEOMINAS con ArcInfo Work Station y posteriormente se realizó el ploteo mediante ArcPlot.

2 MARCO GEOTECTÓNICO GLOBAL

Para entender el origen, evolución y características geotectónicas y geológicas del Andén Pacífico, es necesario acudir a los modelos desarrollados por las teorías de la Tectónica de Placas, Expansión de los Fondos Oceánicos y la Deriva Continental, ya que muchos de los procesos que han tenido lugar en el Pacífico están directamente relacionados con la tectónica activa, la orogénesis (origen del relieve) y el volcanismo de las cordilleras colombianas (particularmente la Central y Occidental), como también con el desarrollo de la sedimentación en las grandes cuencas sedimentarias como las de Urabá, Atrato, San Juan, Tumaco y del Cauca-Patía; porque los grandes sistemas de estructuras y las secuencias litoestratigráficas están directamente ligadas a los procesos y mecanismos de deformación tectónica, desarrollados en las áreas de expansión y/o subducción de antiguas zonas de interacción, entre placas tectónicas activas existentes en la región.

El área del Andén Pacífico, se encuentra localizada sobre la zona de influencia del "Cinturón de Fuego del Pacífico", donde la actividad tectónica es intensa, ya que allí, se encuentra ubicada la zona de subducción actual, una de las más activas y en donde se produce una triple colisión entre cuatro placas: La de Nazca, Cocos, Caribe y Suramericana, responsables en mayor o

menor grado de los rasgos geotectónicos desarrollados en la región noroccidental de Suramérica, donde se encuentra localizado el Andén Pacífico, sobre la parte más occidental de Colombia, bajo la influencia de fenómenos de las zonas Pacífica y Caribe (**Figura 3**).

Con el advenimiento de la teoría de la tectónica de placas y el desarrollo de las investigaciones, sobre la dinámica del interior de la Tierra a partir del fenómeno del volcanismo, (considerado éste, como la manifestación más evidente de la dinámica del interior de la Tierra). Es preciso, dar una breve explicación sobre la expansión de los fondos oceánicos, a partir de los mecanismos de ascenso y descenso de las corrientes de convección en el manto, responsables del volcanismo submarino y continental.

Por las investigaciones realizadas en el mundo, se sabe que en el manto de la Tierra (a profundidades entre 100-150 Km) se encuentra una zona caracterizada por la gran plasticidad del material conocida como la Astenósfera, en donde se desarrollan las Celdas de Convección Térmica del manto, las cuales son generadas por la liberación de energía causada por las explosiones de carácter termonuclear que suceden en el núcleo externo de la tierra y luego es transmitida al manto. Es allí donde se

produce el movimiento ascendente del magma, generando actividad volcánica. Al aproximarse a la superficie, este magma se enfría muy rápido y al descender a la profundidad, se calienta y asciende nuevamente. De esta forma, se efectúa

una circulación permanente, dando origen al mecanismo de ascenso y descenso del magma, responsable de la actividad magmática, causante de la expansión de los fondos oceánicos y la actividad volcánica submarina.

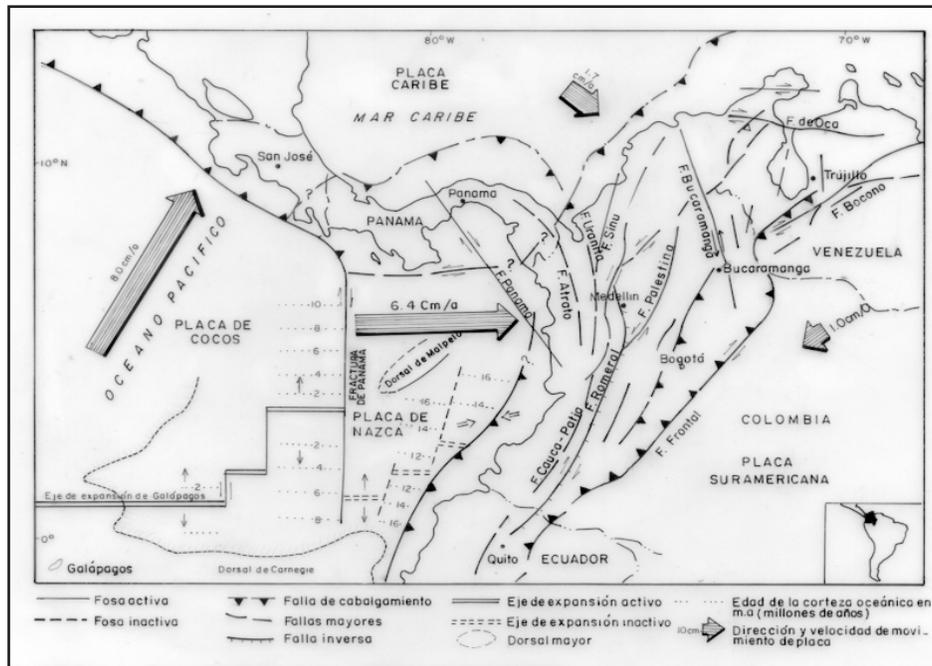


Figura 3. Marco geotectónico de Colombia (Tomado de INGEOMINAS, 1997)

La separación de los continentes de África y Suramérica se produjo por la acción de las corrientes de convección divergentes, procedentes del manto, bajo la cordillera de la dorsal Centro-Atlántica, donde cada porción de la corteza oceánica con su correspondiente continente adherido se alejan una de la otra, con respecto a la dorsal o cordillera submarina. En los fondos oceánicos de la zona del Pacífico ocurren fenómenos de expansión en dorsales, similares a los que se dan en la dorsal del Atlántico, generando actividad magmática basáltica.

Sobre la superficie terrestre se reconoce un sinnúmero de placas tectónicas, por lo menos veinte, de tamaños variables, que

se mueven en diferentes direcciones y a distintas velocidades. Estas placas están constituidas por corteza continental y corteza oceánica o ambas. A esa porción de la corteza que contiene a las placas tectónicas, se le conoce con el nombre de Litosfera y abarca parte del manto superior hasta una profundidad de 100 - 150 Km, es decir hasta la Astenósfera. Estas placas se mueven pasivamente, arrastradas por la acción de las corrientes de convección, desarrolladas en la Astenósfera y sus efectos se manifiestan con el desarrollo de variadas y complejas geformas sobre la superficie terrestre.

Como una consecuencia del movimiento de las corrientes de convección en el manto del

interior de la Tierra, se produce una serie de procesos responsables de la interacción y/o separación de las diferentes porciones de la corteza terrestre; a este tipo de mecanismo se le conoce como tectónica de placas. Algunas de las placas chocan entre sí conformando lo que se conoce como zonas de subducción donde una placa de composición de corteza oceánica (Placa de Nazca) se emplaza por debajo de una placa de corteza continental (Placa de Suramérica), generando relieves como la cordillera de los Andes, a la cual pertenecen las tres cordilleras colombianas.

Basados en los modelos de la tectónica de placas, se reconoce la existencia de diferentes tipos de bordes o márgenes de placas, unos de carácter constructivo, otros de carácter destructivo y un tercer tipo considerado como neutro, ya que no se presenta ni subducción, ni separación entre las placas, sólo se presentan movimientos horizontales entre las diferentes placas permitiendo su acomodación.

Las márgenes de placas constructivas, divergentes o expansivas corresponden a

las áreas donde se encuentran las dorsales oceánicas tanto en el Atlántico, como en el Pacífico y están caracterizadas por ser zonas de generación de nueva corteza oceánica en donde se produce la expansión de los fondos oceánicos.

Las márgenes destructivas o convergentes corresponden a las zonas donde se produce la colisión entre las placas tectónicas que se mueven en direcciones opuestas, una respecto de la otra. Un ejemplo típico de estas zonas de colisión o subducción, es la que se produce en la costa occidental del continente suramericano, donde la Placa de Nazca, formada por corteza oceánica, es empujada por debajo del continente suramericano produciendo procesos orogénicos, responsables del origen de la Cadena de los Andes y la formación de las fosas tectónicas de Perú-Chile y Ecuador-Colombia, desarrolladas a lo largo de la franja occidental del continente suramericano, indicando que el Andén Pacífico, en su mayor parte, haría parte de este proceso.

3 ESTRATIGRAFÍA

El Andén Pacífico está constituido por unidades-roca ígneas volcánicas, plutónicas, y sedimentarias cuyas edades se han asignado desde el Cretácico Inferior hasta el Reciente. Para su descripción se ha tenido en cuenta tanto su origen como la edad asignada en la leyenda del mapa geológico, indicando para cada una el origen de la nomenclatura utilizada, su localización con respecto al área considerada, sitios de exposición de mejor o más fácil acceso, contactos, características litológicas, origen, edad y posibles correlaciones con unidades litoestratigráficas conocidas.

Debido a la escasez de datos geocronológicos o en algunos casos a la dispersión de los valores obtenidos, ausencia de fósiles en gran parte de las unidades y a efectos de metamorfismo dinámico sobreimpuestos en las unidades más antiguas, las edades de muchas de ellas son relativas o se han asignado por correlación litológica, lo cual implica una nomenclatura de carácter litoestratigráfico muchas veces de carácter local. Las descripciones geológicas con pocos datos y características muy regionales ha dado lugar a redefiniciones, cambios de sentido e interpretación de la nomenclatura empleada por diferentes autores.

En los mapas geológicos elaborados por cada uno de los departamentos que

forman parte de la región pacífica (Tabla 1) se han utilizado diferentes nomenclaturas estratigráficas para referirse a la geología de las distintas áreas adyacentes a los límites de los departamentos, donde en algunos casos, se encuentran las mismas unidades y se presentan las mismas características litoestratigráficas, pero están descritas y tratadas independientemente o con una nomenclatura diferente.

Además, los mapas geológicos elaborados por INGEOMINAS (Tabla 1) con base en la nomenclatura mencionada allí, no concuerda con la de los mapas elaborados por las compañías petroleras en las cuencas de Urabá, Atrato, San Juan, Tumaco y del valle del río Cauca, ya que éstas utilizan unidades informales de carácter, por lo general, cronolitoestratigráfico, difíciles de correlacionar con las unidades litoestratigráficas utilizadas por INGEOMINAS en los trabajos de cartografía geológica regional. Como consecuencia de lo anterior y teniendo en cuenta que el mapa geológico del Andén Pacífico es un trabajo de recopilación de la información cartográfica disponible, no es posible utilizar una nomenclatura unificada para las distintas regiones o bloques considerados (**Figura 4**), debido a que existen por lo menos tres o cuatro diferentes leyendas que utilizan nombres de formaciones no unificados y dado que pueden surgir confusiones o

controversias en cuanto a la utilización de la nomenclatura de la cartografía geológica hecha por el INGEOMINAS a través de diferentes grupos de trabajo y la utilizada por compañías petroleras, especialmente para el Cretáceo y Cenozoico, el cual se dividió en bloques que permiten la utilización de una nomenclatura dada con aceptación regional, estableciendo cuando es posible la correlación con las unidades de características litológicas similares en las áreas adyacentes. Estos bloques a pesar de

tener, en algunos casos, límites tectónicos-fallas regionales, no necesariamente coinciden con los terrenos planteados para el occidente colombiano por los diferentes autores que lo han interpretado como el resultado de la amalgamación de diferentes terrenos exóticos a partir del Cretáceo Superior (Etayo *et. al.*,1983; Mc.Court, 1984; Toussaint & Restrepo, 1989; Duque – Caro, 1990 a,b; Estada, 1995 y Nivia, 2001 entre otros).

Tabla 1. Mapas departamentales publicados en el área del Andén Pacífico.

DEPARTAMENTOS	AUTOR (ES)
Mapa Geológico del Cauca	París & Marín, (1979)
Mapa Geológico de Nariño	Arango & Ponce, (1980-82)
Mapa Geológico de Risaralda	González, (1993)
Mapa Geológico de Chocó	Cossio, (1994)
Mapa Geológico del Valle del Cauca	Nivia, (2001)
Mapa Geológico de Antioquia	González, (2001)

Estructuralmente se ha dividido la región pacífica y el área que la limita en los bloques: cordillera Occidental Norte, cordillera Occidental Sur, serranía del Baudó y las cuencas en el sentido utilizado por las compañías petroleras de: Urabá, Atrato, San Juan, Cauca y Tumaco (**Figura 4**).

Los nombres utilizados en cada uno de los bloques para las diferentes formaciones y la nomenclatura empleada para las rocas del Cretáceo y Cenozoico y los depósitos cuaternarios corresponde, por lo general, a la que aparece en las planchas escala 1:100.000 publicadas por INGEOMINAS extrapolada a las planchas adyacentes cuando no hay información publicada; por

ello aunque unidades con características similares se traten por separado, se intenta establecer una correlación que permita tener una visión de carácter regional sobre el Andén Pacífico.

Además es necesario anotar que para un mismo bloque, la falta de separación clara entre los conceptos de unidades-roca y unidades-tiempo en los mapas publicados o que han podido ser consultados, ha llevado a tener diferentes aplicaciones de los mismos nombres utilizados para una unidad dada. Gran parte de la nomenclatura aparece en mapas o trabajos publicados sin definición del sentido estratigráfico en el cual es empleado; por ello para cada unidad y en cada bloque se indica el sitio

de la definición original y el autor, pues es difícil en muchos casos, a través de la bibliografía existente llegar a conocer su significado. En el presente trabajo las unidades – roca descritas tienen carácter litoestratigráfico.

La falta de edades isotópicas y estudios estratigráficos detallados en la cordillera Occidental y de una recolección sistemática de fósiles en las unidades sedimentarias o el mal estado de preservación por efectos dinámicos, hace que muchas veces se conozca la formación de la cual éstos proceden, pero sin precisar la posición en la columna o sección estratigráfica, lo cual impide determinar o asignar una edad más precisa a las unidades sedimentarias. Además, en las cuencas sedimentarias aunque pueden existir trabajos bioestratigráficos detallados llevados a cabo por compañías petroleras, éstos no han sido divulgados o lo han sido sólo parcialmente y como consecuencia la asignación de edades tiene la misma incertidumbre de la planteada para las unidades sedimentarias de la cordillera Occidental. En la **Figura 5**, se presenta la posible correlación cronoestratigráfica de las diferentes nomenclaturas utilizadas en los bloques considerados, con el fin de tener una visión global, en el tiempo, de la evolución del Andén Pacífico.

Han sido, muchas veces, en consecuencia, consideraciones de orden teórico y opiniones sin una debida fundamentación de campo las que han llevado a los distintos autores a asignar una edad dada a determinada unidad.

Las unidades del Plioceno tardío y los depósitos cuaternarios se tratan al final de este capítulo en conjunto, teniendo

en cuenta que por su edad más reciente posterior a los eventos diastrosóficos que modelaron el occidente colombiano, pueden aparecer cubriendo en distinta relación, las diferentes unidades – roca que se encuentran en los bloques considerados.

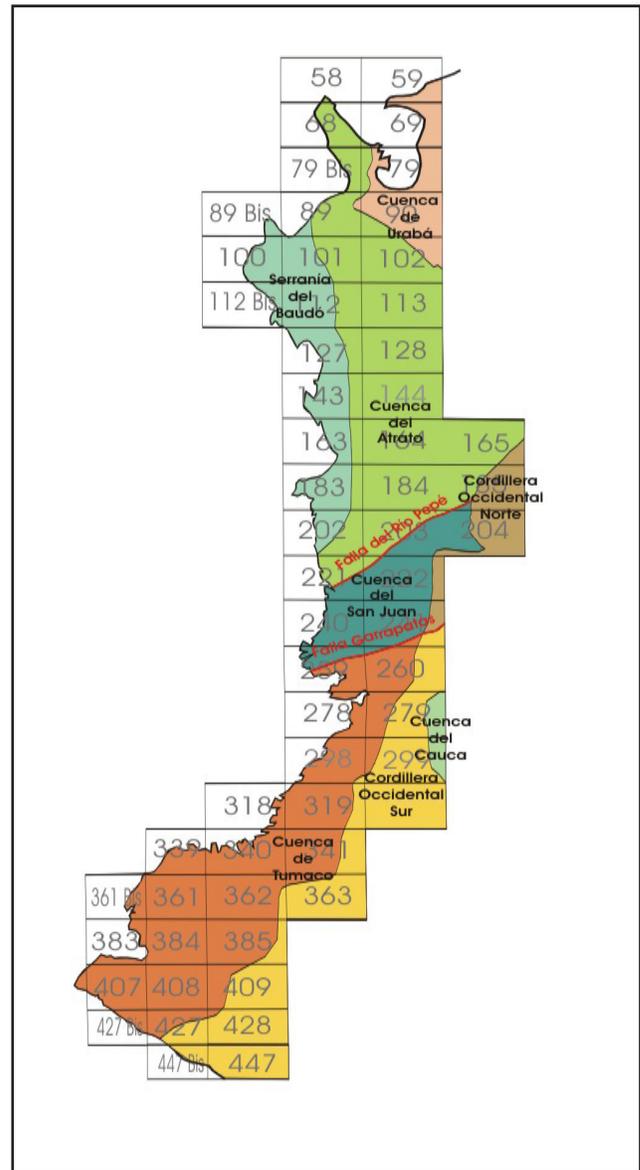


Figura 4. Delimitación de bloques estructurales y cuencas considerados para la descripción de las diferentes unidades – roca en el Andén Pacífico.

	Serranía del Baudó	Cordillera Occidental Norte	Cordillera Occidental Sur Barrero, 1979	Cordillera Occidental Sur Aspden, 1984	Cuenca de Urabá	Cuenca del Atrato Haffer, 1967	Cuenca del Atrato Duque, 1990b	Cuenca del San Juan	Cuenca de Tumaco	Cuenca del Cauca Nivia, 2001		Orrego, 1975	
TERCIARIO	Plioceno	S					Fm. Quibdó	Fm. Majorquín	Fm. Raposo	Fm. Majorquín	Fm. Raposo	Fm. La Pobreza	Fm. Popayan
		I					Fm. Munguladó						
	Mioceno	S				Fm. Corpa	Fm. Quibdó	Fm. Sierra	Fm. Condoto	Fm. Guapi	Fm. La Paila		
		M				Fm. Pajull	Fm. Sierra	Fm. Napipi	Conglomerados de la Mojara	Fm. Naya	Fm. Cinta de Piedra	Fm. Esmita	
		I				Fm. Floresanto							
	Oligoceno	S					Fm. Uva	Fm. Uva	Fm. Istmina	Grupo Pacífico	Fm. Vijes		
		I									Fm. Ferreira	Fm. Ferreira	
	Eoceno	S					Fm. Salaquí		Fm. Tadó	- ? -	Fm. Guachinte	Fm. Guachinte	
		M					Fm. Clavo				Fm. Chimborazo	Fm. Chimborazo	
	Paleoceno	S		C. Santa Cecilia - La Equis			Fm. Vallesi						
		I											
	CRETÁCEO	S	Basaltos del Baudó	Fm. Barroso	Grupo Diabásico				- ? -		PLOCO	Grupo Diabásico	
I			Litas del Barroso	Fm. Espinal	Fm. Cisneros	Amp							

Figura 5. Correlación cronoestratigráfica de las unidades – roca en los bloques estructurales y cuencas del Andén Pacífico.

3.1 CORDILLERA OCCIDENTAL NORTE

El bloque Cordillera Occidental Norte corresponde al sector más septentrional de la cordillera Occidental en territorio de los departamentos de Antioquia, Córdoba y Chocó; limitado al este por el eje de la cordillera, al occidente por las cuencas sedimentarias de Urabá, Atrato y San Juan y al sur por la Falla de Garrapatas (**Figura 4**). Estructuralmente corresponde al terreno Cañasgordas (Etayo *et al.*, 1983), Calima y Cuna de Toussaint & Restrepo (1989), cordillera Occidental (Estrada, 1995) o al PLOCO (Nivia, 2001) y parcialmente, al occidente de la falla Dabeiba – Uramita, del Bloque del Chocó (Duque – Caro, 1990 a, b).

La nomenclatura establecida para este bloque (**Anexo 2**) corresponde a la empleada en el noroccidente colombiano, a partir de los trabajos de Álvarez (1971 a,b), Álvarez & González (1978) en el cuadrángulo I – 7 Urrao (parte de las planchas 129 Cañasgordas y 145 Urrao), Calle & Salinas (1986) en la plancha 165 Carmen de Atrato, en los catálogos de las unidades litoestratigráficas (González & Londoño, 2002 a) y la recopilada en la descripción litológica en los mapas geológicos de Antioquia (González, 2001), Córdoba (González & Londoño, 2001) y Risaralda (González, 1993).

Los mapas geológicos, escala 1:100.000, de las planchas mencionadas anteriormente y los mapas geológicos departamentales presentan la delimitación cartográfica de las unidades litológicas tanto de la cordillera Occidental en el área considerada

como de las rocas sedimentarias de las cuencas de Urabá y el Atrato, mientras que las memorias explicativas, algunas publicadas en forma resumida pero cuyos informes ampliados reposan en los centros de documentación del INGEOMINAS, presentan las descripciones de las unidades – roca así como las bases con las cuales se han asignado las edades.

3.1.1 GRUPO CAÑASGORDAS

Definido por Álvarez (1971a) y posteriormente subdividido por Álvarez & González (1978) en dos niveles, uno sedimentario (Formación Penderisco) y uno volcánico (Formación Barroso), localizados en la parte norte de la cordillera Occidental, en los departamentos de Antioquia, Córdoba y Chocó.

La Formación Penderisco, con base en variaciones litológicas y posición geográfica, fue subdividida en dos miembros Urrao y Nutibara (Álvarez & González, 1978). El miembro Urrao es de composición areno arcillosa, ubicado al occidente de las rocas volcánicas de la Formación Barroso y el miembro Nutibara presenta una composición calcáreo lidítica y se encuentra localizado al occidente del miembro Urrao, separado de éste por flujos balsálticos y localmente interdigitado con éstos (González & Londoño, 2003).

3.1.1.1 Formación Barroso (K₁bbr)

Nombre asignado al conjunto de rocas volcánicas del Grupo Cañasgordas que aflora en la parte septentrional de la cordillera Occidental al occidente del río Cauca y en especial sobre el flanco oriental de esta cordillera. Geológicamente estarían limitadas hacia el oriente por la Falla Cauca–Patía, que marca el límite geológico con las rocas volcánicas básicas

del Complejo Quebradagrande. Recibe su nombre del río Barroso, afluente del río San Juan, en la región de Salgar (Álvarez & González, 1978).

Sobre la carretera Medellín – Quibdó, al norte de Carmen de Atrato y en el río Tamaná, afluente del río San Juan, se presentan buenos afloramientos de dicha formación, la cual se encuentra distribuida en las planchas 165 Carmen de Atrato, 185 Bagadó, 204 Pueblo Rico, 222 San Agustín y 241 Cucurupí.

Se encuentra cubierta por las sedimentitas de la Formación Penderisco y en contacto fallado con las rocas metamórficas de la cordillera Central; en algunos sectores hacia el sur se encuentra cubierta en discordancia, por los sedimentos de las formaciones Amagá y Combia (González, 1997).

Esta formación es esencialmente volcánica con intercalaciones lenticulares, concordantes y de chert negro hacia el tope. Las rocas volcánicas presentan una amplia variación textural y composicional, encontrándose desde afanitas en *pillow* lavas hasta porfiritas y derrames macizos, que contienen variedades de andesitas y basaltos, caracterizados por el color verde producido por uralitización, epidotización y cloritización de los máficos originales; además, hacia el tope son prominentes rocas piroclásticas, que se asocian a lentes de sedimentitas silíceas de color negro (González, 2001).

La composición química predominante de las rocas basálticas indica un magma toleítico afín con la evolución en un arco insular, durante la cual los efectos metasomáticos o de autometamorfismo modifican la composición mineralógica original. Sin embargo, un metamorfismo de muy bajo grado en un fondo oceánico puede desarrollar una mineralogía similar, caracterizada por la presencia de ceolitas

(laumontita?) en cavidades; prehnita - pumpellyita, desarrolladas a partir de plagioclasa cálcica y prehnita en venas (González, 2001).

Edad. Basados en evidencias indirectas, la Formación Barroso ha sido asignada al Cretácico Superior (Álvarez & González, 1978; Restrepo & Toussaint, 1976; González, 1993). Esta formación contiene bancos intercalados de lidita con formas mal conservadas de radiolarios y foraminíferos, asignados al Campaniano - Maastrichtiano (Álvarez & González, 1978), o que han sido correlacionados con los encontrados al sur, en cercanías a Neira, Caldas (Hall *et al.*, 1972), también del Cretácico tardío.

Cuerpos pequeños de gabro relacionados, espacial y genéticamente, a las rocas volcánicas en la zona de Altamira fueron datados en 92 Ma, Cenomaniano (Restrepo & Toussaint, 1976), considerando esta misma edad para los flujos basálticos.

Afloramientos pequeños de arenitas turbídicas en las cercanías de Peque han suministrado bivalvos y amonites, cuya dispersión bioestratigráfica abarca el lapso Campaniano- Maastrichtiano (Etayo, 1989). En la misma región limolitas y calizas, delgadamente estratificadas, aparecen intensamente bioperturbadas por Zoophycos y Chondrites (González, 2001).

Sin embargo, la fauna encontrada un poco al oriente, en cercanías a Buriticá indica una edad más antigua, Albiano medio (Etayo *et al.*, 1980) o Aptiano (Castro & Feininger, 1965) y la relación intrusiva con el Batolito de Sabanalarga, del Cenomaniano, implican que siendo el complejo acrecionario de la cordillera Occidental un conjunto de paquetes o bloques tectónicos limitados por fallas, pobremente datados, es necesaria una revisión de la información

macropaleontológica para las mencionadas dataciones.

Esta formación es correlacionable con una secuencia de basaltos, diabasas, tobas y aglomerados definida por Parra (1983) como Basaltos de La Trinidad.

3.1.1.2 Formación Penderisco (K₂pnu, K₂pnn)

Nombre asignado por Álvarez & González (1978) a una secuencia areno - arcillosa (Miembro Urrao) y calcáreo lidítica (Miembro Nutibara), con base en una sección aflorante al Norte de Carmen de Atrato. Estas rocas afloran hacia la parte axial y ambos flancos de la cordillera Occidental, prolongándose hacia el sur hasta los departamentos de Chocó, Risaralda y Valle (INGEOMINAS, 1988).

Las variaciones litológicas permiten dividir esta formación en dos unidades: sedimentos de características turbidíticas donde predominan arenas y arcillas, Miembro Urrao (K₂pnu) y sedimentos biogénicos o químicos finos formados por liditas y calizas micríticas negras, Miembro Nutibara (K₂pnn). El contacto entre estos miembros no es neto en muchos lugares y en algunos casos puede observarse un cambio transicional del uno al otro (Álvarez & González, 1978).

Miembro Urrao (K₂pnu). Constituido por una secuencia de más de 3.000 m de espesor de sedimentos tipo *flysch*, plegados y fallados (**Figura 6**), que se pueden interpretar en términos de facies de turbiditas proximales pero hacia el tope, cuando aparecen intercalados o transicionales a las secuencias de lidita y calizas, corresponderían a turbiditas distales. Al este reposa sobre rocas volcánicas básicas de la Formación Barroso y al oeste es suprayacida en contacto neto a transicional por el Miembro Nutibara, aunque localmente

puede presentar contactos fallados con las unidades adyacentes (González, 2001).

Litológicamente hacia el este predominan limolitas, arcillolitas con bancos intercalados de grauwacas y localmente bancos potentes de conglomerados, mientras que hacia el oeste bancos de grauwaca con intercalaciones delgadas de limolitas y arcillolitas negras; hacia la parte superior aparecen bancos de chert negro.

Los conglomerados se consideran de dos tipos: uno basal por estar cerca a la secuencia volcánica y otro intraformacional, interestratificado con los otros tipos de rocas que constituyen el miembro. Las grauwacas constituyen un 70% de la litología de este miembro. Se encuentran en bancos de espesor variable entre 5 cm y más de 2 m, con intercalaciones delgadas de limolitas y arcillolitas (González, 2001).



Figura 6. Miembro Urrao. Limolitas plegadas, carretera Pueblo Rico – Villa Claret.

En algunos fragmentos de rocas volcánicas básicas y de plagioclasa en las rocas rudíticas, se observa la formación de cristales finos y agregados de pumpellyita y prehnita que indicarían un metamorfismo incipiente de fondo oceánico, en el sentido de Miyashiro (1973).

Las características mineralógicas de las rocas predominantes en esta secuencia corresponden a turbiditas de grano fino y grueso, de origen terrígeno, que hacia el oeste se interdigitan con sedimentitas pelágicas del Miembro Nutibara. El ambiente de sedimentación es marino, probablemente

transicional entre el talud continental y llanuras abisales (Hoyos *et al.*, 1990).

Miembro Nutibara (K₂pnn). Este miembro aparece en el flanco occidental de la Cordillera Occidental, como una franja alargada norte-sur, con una amplitud máxima de 7 Km, separado del Miembro Urrao por silos de rocas diabásicas (Volcánico de Uramita); aunque localmente puede reposar concordantemente sobre éste o aparecer en contacto transicional, marcado por un aumento gradual en los niveles de chert (González, 2001).

Básicamente este miembro está constituido por chert y calizas, en bancos delgados a medios interestratificados con niveles esporádicos de limolitas silíceas, arcillolitas y silos de rocas diabásicas y grauwacas, en bancos de pocos centímetros de espesor (**Figura 7**). Hacia el tope aparece interestratificado con turbiditas finas. Las calizas son de origen pelágico y contienen fósiles irreconocibles debido a su reemplazo total o parcial por calcita (González, 2001).

Edad. Los fósiles encontrados en los sedimentos de la Formación Penderisco

aunque no exactamente determinados debido a su grado de conservación parecen indicar una edad Cretácico tardío. El Miembro Nutibara en la región de río Verde contiene microfauna del Cretácico Superior hasta el Paleoceno (Bourgeois *et al.*, 1982, 1983; Duque - Caro, 1989). En la secuencia areno - arcillosa del Miembro Urrao el intervalo bioestratigráfico de la fauna, en especial microfauna, es mucho más amplio cubriendo desde el Albiano hasta el Campaniano - Maastrichtiano (Etayo - Serna, comunicación verbal).



Figura 7. Afloramiento de chert, carretera al Diamante (Miembro Nutibara)

Hacia el sur, el Miembro Urrao es correlacionable con la Formación Lázaro (Parra, 1983) o con parte de la Formación Cisneros desde su supuesta base hasta el nivel de pizarras rojas y verdes en el sentido de Barrero (1979). El Miembro Nutibara, calcáreo - lidítico, puede correlacionarse hacia el sur con la Formación Consólida de edad post-Turoniano (Etayo *et al.*, 1982; Parra, 1983), o con parte de la Formación Espinal del Grupo Dagua, en el sentido

de Hubach y Alvarado (1934) y Barrero (1979).

3.1.2 COMPLEJO SANTA CECILIA - LA EQUIS (K₂E₁CSCE)

Las rocas ígneas volcánicas del flanco Occidental de la cordillera Occidental, en el departamento de Antioquia denominadas basaltos olivínicos (Álvarez & González,

1978), Formación Santa Cecilia (Calle & Salinas, 1986) y andesitas de la Formación La Equis, (Calle & Salinas, 1986) se agrupan con el nombre compuesto Complejo Santa Cecilia-La Equis, diferenciándolas del mismo nombre utilizado por Salazar *et al.* (1991) quienes incluyen en este Complejo las rocas plutónicas del Batolito de Mandé y sus facies marginales hipoabisales (González, 2001).

Sus principales afloramientos se localizan por el río San Juan y por la carretera paralela a él, entre las quebradas Amurrapá, Condoto y Jingarabá; se encuentra distribuido a lo largo de una franja que cubre desde la plancha 58 Capurganá hasta la 204 Pueblo Rico.

La unidad Santa Cecilia aflora al este del Batolito de Mandé, entre Antioquia y Chocó, como una faja continua de orientación N-NW, amplitud variable entre 2 y 7 Km, en contacto fallado con sedimentitas y vulcanitas del Grupo Cañasgordas y hacia el sur es limitada por el Batolito de Mandé.

Litológicamente es una unidad heterogénea constituida por flujos lávicos básicos, brechas, aglomerados, tobas con niveles locales de lavas almohadilladas e intercalaciones de limolitas, lodolitas calcáreas, chert y calizas; tanto en las tobas como en los flujos basálticos existen vesículas rellenas con ceolitas, clorita y calcita, pumpellyita y clorita, prehnita y epidota.

La unidad La Equis se localiza al occidente del Batolito de Mandé, constituyendo una faja alargada N-S, con una amplitud promedio de 6 Km. Al este el contacto es probablemente fallado y es intruida por el Batolito de Mandé del Eoceno. Hacia el oeste subyace una secuencia de calizas pelágicas, Formación Uva, del Oligoceno (Haffer, 1967).

Esta unidad la conforma básicamente, una secuencia de flujos basálticos, aglomerados, brechas y tobas que indican un proceso de volcanismo complejo, con algunos cuerpos de lavas ácidas, a veces con estructura brechoide. Los aglomerados y brechas aparecen intercalados con tobas y basaltos en contactos tajantes y están constituidos por una asociación caótica de fragmentos angulares a subangulares, de rocas volcánicas básicas a intermedias.

Las rocas volcánicas del Complejo Santa Cecilia - La Equis conjuntamente con el Batolito de Mandé, hacen parte de un arco volcánico insinuado en los trabajos de geología regional de noroccidente colombiano, denominado Arco de Sautatá (Haffer, 1967; Case *et al.*, 1971), Arco de Dabeiba (Duque - Caro, 1989) o de Mandé ubicado en el terreno Cuna (Restrepo & Toussaint, 1989).

Los análisis químicos disponibles (Calle & Salinas, 1986; Salazar *et al.*, 1991), indican una tendencia toleítica para las rocas volcánicas de la unidad Santa Cecilia, mientras que en las de la unidad La Equis, la tendencia es calco-alcalina (Salazar *et al.*, 1991), lo cual implicaría un modelo de arco magmático generado en un proceso de subducción de este a oeste (González, 2001).

Tanto la unidad Santa Cecilia como La Equis están suprayacidas por sedimentos piroclásticos con la parte más gruesa hacia el eje y más fina hacia las partes distales de la estructura del arco; sobre éstos se depositaron en discordancia sedimentos marinos del Grupo Atrato al oeste; al este se observa una deformación intensa de los sedimentos pre-Mioceno, evidencia del levantamiento del arco durante su acreción a la cordillera Occidental (González, 2001).

Edad. La edad de las rocas, diferente a la edad de la acreción, en la unidad Santa

Cecilia, está definida por los fósiles hallados en los niveles de caliza intercalados con las vulcanitas que indican edades por encima del Coniaciano, posiblemente Campaniano (Calle & Salinas, 1986). La unidad La Equis está cubierta por la Formación Uva del Oligoceno (Haffer, 1967) y es intruida por el Batolito de Mandé del Eoceno (Maya, 1992); fuera de lo anterior no es posible determinar con mayor precisión su edad. Sin embargo, ella está enmarcada por la presencia de margas con restos de nummulites que indican Paleógeno inferior (González, 2001).

3.1.3 BATOLITO DE MANDÉ (ETM)

El nombre de Batolito de Mandé fue utilizado por Álvarez (1971a,b) para referirse a un cuerpo granítico que aflora en la región septentrional de la cordillera Occidental y que bordea el valle del río Atrato por unos 200 Km con un ancho máximo de 20 Km en los departamentos de Antioquia y Chocó y que se prolonga hacia el noroccidente hasta la región de Acandí para seguir hacia Panamá y termina en el Departamento de Risaralda a la altura de la población de Santa Cecilia. Es el cuerpo batolítico de mayor extensión en esta cordillera; en general presenta forma alargada, en dirección N45°W, con contactos irregulares y discordantes con respecto a las estructuras regionales. Recibe su nombre del corregimiento de Mandé, Municipio de Urrao, Antioquia, localizado en el extremo suroccidental de la plancha 129 Cañasgordas (González & Londoño, 2003).

Sus mejores afloramientos se encuentran en las carreteras Bolívar (Antioquia) – Quibdó (Chocó), Santa Cecilia (Risaralda) – Las Animas (Chocó); en los ríos Mandé, Murrí, Penderisco, Pantanos, Murindó y Chaquenodá en el Departamento de

Antioquia; en los ríos Bebaramá, Tigre, Arquía y Acandí en el Departamento de Chocó y en el río San Juan en el Departamento de Risaralda.

Tanto en el extremo sur como hacia el norte presenta contactos intrusivos con la secuencia volcánica de Santa Cecilia - La Equis, originando una zona estrecha de brechas; estos contactos corresponden a una zona de debilidad tectónica, marcada por fallas regionales con efectos de metamorfismo dinámico intensos, pero donde aún es posible reconocer claramente el contacto intrusivo entre el cuerpo granítico y el volcánico que quedó adherido a él y separado del resto del volcánico por fallamiento. El contacto oeste, en las zonas de Pantanos y Murindó, está modificado por la Falla Murindó y fallas relacionadas, de dirección N30°W. La roca está fuertemente cizallada y cuerpos de serpentinita se han emplazado tectónicamente, a veces acompañados de rocas volcánicas y plutónicas básicas, constituyendo una asociación de afinidad ofiolítica (González, 2001).

El Batolito de Mandé presenta una amplia diversidad litológica variando en composición y textura entre tonalitas – granodioritas en la facies predominante, a tonalitas y cuarzodioritas porfídicas y a pórfidos cuarzodioríticos con facies más básicas hacia los bordes, debido probablemente a diferentes niveles de emplazamiento y a efectos dinámicos.

La roca predominante es fanerítica, equigranular, de grano medio, maciza de color gris moteado de negro por la presencia de ferromagnesianos. Hacia los bordes predominan estructuras inequigranulares porfídicas y localmente foliadas, producidas por protoclasia o por efectos dinámicos. Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en proporciones variables, con hornblenda,

biotita y clinopiroxeno como minerales caracterizantes.

La variedad textural y petrográfica tan amplia, las facies marginales con evidencias de asimilación y los contactos discordantes con truncamientos de las estructuras regionales son características de cuerpos plutónicos emplazados en la epizona, en el sentido de Buddington (1959). Además la asociación con las rocas hipoabisales porfídicas de Murindó, Pantanos, Mandé, río Amparradó y otros sitios localizados hacia el borde occidental del cuerpo, con los cuales se encuentran relacionados varios prospectos de Cu - Mo y Cu - Au, indican una relación genética donde las rocas porfídicas representan una facies subvolcánica tardía que autointruye la masa principal intrusiva, formando un complejo volcánico - intrusivo (González, 2001).

Edad. Se han obtenido edades isotópicas del Batolito de Mandé, tanto en la facies granitoide normal como en las rocas porfídicas que contienen las mineralizaciones diseminadas de Cu - Mo y sus zonas de alteración hidrotermal. La edad más reciente es de 34 Ma (K/Ar biotita; Botero, 1975), mientras que para muestras de Pantanos-Pegadorcito y Murindó se tiene edades radiométricas (K/Ar) de $42 \pm 0,9$ Ma y $54,7 \pm 1,3$ Ma respectivamente (Sillitoe *et al.*, 1982). Además existe una edad de $47,1 \pm 2,5$ Ma obtenida en hornblenda (Göbel y Stibane, 1979) en una muestra de tonalita del oriente de Quibdó. Teniendo en cuenta el nivel de emplazamiento y las características del batolito, las edades obtenidas pueden asumirse como de cristalización lo cual indicaría que ésta comenzó en el Paleoceno y se extendió posiblemente hasta el Eoceno, por lo tanto las rocas volcánicas encajantes, al menos serían de finales del Cretácico al Paleoceno temprano, descartando cualquier edad más joven que haya sido asignada a esta unidad (González, 2001).

En la literatura geológica del noroccidente Colombiano posterior a 1971, no se han establecido correlaciones litológicas, en edades o por posición estructural del Batolito de Mandé con otros cuerpos plutónicos en la cordillera Occidental; por las características petrográficas, ocurrencia de prospectos de pórfidos cupríferos y continuidad geográfica, se considera que el cuerpo del río Pito en Panamá, es la prolongación hacia el noroeste del Batolito de Mandé, además, el Batolito de Acandí, en el sentido empleado por INGEOMINAS - NACIONES UNIDAS (1982) y Sillitoe *et al.*, (1982) es la continuación hacia el norte de la masa principal del Batolito de Mandé en territorio colombiano y está separado de ésta por depósitos aluviales cuaternarios del río Atrato (González & Londoño, 2002b).

3.1.4 PÓRFIDOS ANDESÍTICOS DE PANTANOS (E₂PADP)

Se denominan Pórfidos de Pantanos al conjunto de rocas hipoabisales que afloran en la región de la vereda Pantanos (plancha 129 Cañasgordas), relacionadas espacialmente al Batolito de Mandé y que en los trabajos de evaluación del proyecto Pantanos (Ramírez *et al.*, 1979; Álvarez *et al.*, 1984) fueron descritos como pórfidos de Pegadorcito, Chontaduro, Pantanos o Lanito (González & Londoño, 2003). Su cercanía a una sola región geográfica, Pantanos y similitud petrográfica, permiten considerarlos, a escala regional, como una sola unidad cartográfica, de donde recibe el nombre de Pórfidos Andesíticos de Pantanos (González & Londoño, 2003); aunque localmente presentan diferencias en textura y composición.

Los mejores afloramientos se encuentran en las quebradas Chontaduro, Lano y en el cerro Pantanos localizados en la plancha 129 Cañasgordas; en la plancha 128 Río

Murri y en los ríos Chuigo, Cuchadó, Churina y Andágueda ubicados en la plancha 185 Bagadó.

Estos pórfidos intruyen al Batolito de Mandé y presentan una tendencia a emplazarse hacia las márgenes del plutón, como se observa en las quebradas Batató y río Chuigo (Feldhaus *et al.*, 1988), en el río Comitá al norte de la plancha 185 Bagadó se observan relaciones de contactos similares entre los pórfidos y el batolito (Calle & Salazar, 1991).

Los pórfidos varían en composición de andesítica a dacítica. Los andesíticos se caracterizan por la presencia de fenocristales subhedrales de hornblenda (**Figura 8**), hasta de 5 mm de longitud, en una matriz cristalina constituida por feldespato no maclado y cuarzo finogranular. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales tabulares, con zonamiento normal fuerte y composición entre An_{34} y An_{44} . El cuarzo bipiramidal se presenta como accesorio, con inclusiones de apatito y una delgada corona de reacción

en el contacto con la matriz. La hornblenda presenta una alteración propilítica intensa y se encuentra reemplazada en gran parte por agregados de clorita, epidota, calcita y sulfuros.

Los pórfidos dacíticos y las dacitas porfídicas se caracterizan por tener un contenido bajo de máficos, por lo general, reemplazados por agregados de clorita y mica blanca, por la presencia de cuarzo bipiramidal como mineral esencial (8 - 15%) y por la intensa alteración hidrotermal. La matriz es de color gris claro, holocristalina, afanítica, rica en feldespatos con fenocristales de cuarzo que presentan bordes corroídos. La plagioclasa es subhedral y está intensamente argilizada. El máfico predominante es biotita en cristales hexagonales reemplazados por clorita y mica blanca y como accesorios se encuentran magnetita, circón, apatito y sulfuros en proporción variable.

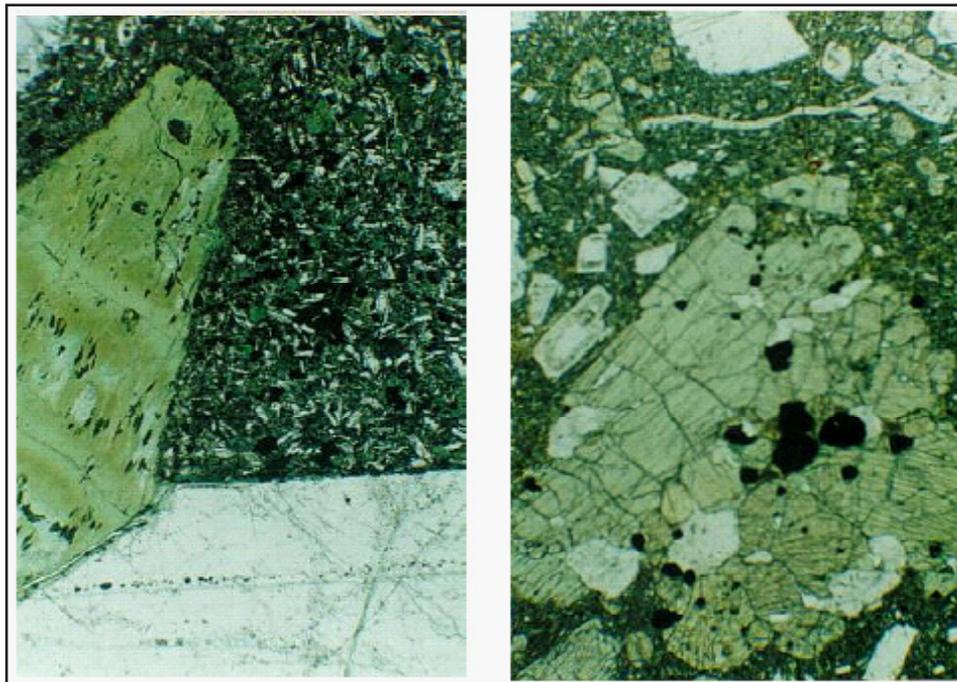


Figura 8. Fenocristales de plagioclasa y hornblenda en matriz microcristalina.

Las características faciales y petrográficas del Batolito de Mandé y de las rocas hipoabisales de composición andesítica a dacítica en el área de Pantanos, a las cuales se encuentran relacionadas mineralizaciones de Cu - Mo (Ramírez *et al.*, 1979; Álvarez *et al.*, 1984) indican una relación genética entre estas rocas, donde los pórfidos representarían una actividad subvolcánica tardía que autointruye la masa principal del batolito y forma un complejo intrusivo-volcánico (González & Londoño, 2003).

Edad. La edad del batolito, corresponde por geocronología al intervalo Eoceno temprano- Eoceno tardío, por una edad de 38 ± 3 Ma para la facies de alteración hidrotermal fílica en el prospecto de Acandí en el extremo norte del Batolito de Mandé en territorio colombiano, relacionada probablemente a la etapa de intrusión de las rocas porfídicas en límite Eoceno-Oligoceno (Sillitoe *et al.*, 1982 en: González & Londoño, 2003).

3.1.5 COMPLEJO ULTRAMÁFICO ZONADO DEL ALTO CONDOTO (N₁UMCN)

Se denomina Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto a la asociación de rocas ultramáficas y máficas que afloran en las cabeceras de los ríos Condoto y Tarena (Municipio de Tadó, Chocó) con extensión aproximada de 50 Km² (Salinas & Tistl, 1991; Salinas *et al.*, 1992). Sus afloramientos se encuentran localizados en la plancha 204 Pueblo Rico (**Figura 9**).

Éstas rocas ultramáficas intruyeron un basamento de corteza oceánica y/o arco inmaduro representado por las unidades Complejo de El Paso y Complejo de Viravira, respectivamente (Muñoz *et al.*, 1990).



Figura 9. Vista del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto desde el río Mondó.

El complejo está constituido por dunitas, werhlitas, piroxenitas olivínicas, clinopiroxenitas con hornblenda y magnetita y rocas gabro-dioríticas (Salinas & Tistl, 1991; Salinas *et al.*, 1992) cuya distribución corresponde a un patrón zonado, con un núcleo de dunita en contacto transicional con las rocas básicas. En las facies de borde se observan texturas pegmatíticas y variaciones en el tamaño de grano.

Las muestras analizadas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto presentan una composición isotópica de Nd y Sr muy homogénea. Los valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ varían entre 7,1 a 8,9 y los valores de $\epsilon_{Sr}(t)$ se ubican en el intervalo -18,7 y -13,9. Las relaciones isotópicas de los basaltos komatiíticos y las peridotitas del Complejo de Viravira están dentro del mismo rango. Todas estas rocas se ubican cerca al campo del *mantle array* (Hawkesworth *et al.*, 1979c en: Salinas *et al.*, 1992) y sus características isotópicas demuestran su derivación de un manto empobrecido. Las peridotitas del Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto tienen relaciones de Sm/Nd que son más altas que los valores modelo del manto empobrecido. Esta tendencia de empobrecimiento se debe al bajo coeficiente de distribución de Sm y Nd en olivino y clinopiroxeno; cuando estos minerales se forman a través de cristalización fraccionada de un magma, los minerales tienen relaciones de Sm/Nd más altas que el mismo magma (Faure, 1987 en: Salinas *et al.*, 1992). La tendencia de enriquecimiento muestra como desciende la relación de Sm/Nd en los basaltos komatiíticos y en las rocas diorítico-gabroicas con el aumento de la diferenciación. De acuerdo con esto, se puede suponer que el magma generador de los complejos ultramáficos tenía una composición isotópica cerca al valor modelo del manto empobrecido (Salinas *et al.*, 1992).

Edad. Salinas & Tistl (1991) reportan dataciones radiométricas K/Ar en hornblenda entre 18 y 21 Ma, indicando una edad equivalente al Mioceno inferior

– Oligoceno superior para este complejo (Cossio, 1994).

3.1.6 ULTRAMAFITAS DE MUMBÚ (N₁UMM)

Nombre asignado por Calle & Salazar (1991) a una secuencia de rocas de alta densidad constituidas por tobas vítreas, basaltos, brechas, lherzolitas y peridotitas que afloran a lo largo de la quebrada Mumbú en la carretera Santa Cecilia – Tado (plancha 185 Bagadó).

Conforman un cuerpo elongado con dirección N – NE, pseudoestratificado, buzando aparentemente hacia el este, afectado por fallas dextrolaterales de dirección E – W y una tectónica tensional que origina fallas normales.

Aflora en dirección del eje mayor en un trayecto de 5 - 10 Km, pero la ocurrencia de algunos afloramientos aislados en el río Andágueda sugieren una extensión mayor e insinúa una probable prolongación al norte (plancha 185 Bagadó). Su extensión lateral oscila entre 1 y 3 Km

Está en contacto tectónico por ambos flancos con el Batolito de Mandé. Las relaciones de campo con las rocas encajantes, en varias localidades, se describieron como falladas y en otras como intrusivos.

El análisis de algunas secciones delgadas de este cuerpo indica la presencia de tobas vítreas, diabasas uralitizadas, con desarrollo parcial de texturas *spinifex*, peridotitas alteradas con desarrollo de tremolita y serpentina, además de opacos asociados con espinela y trazas de picotita (Calle & Salazar, 1991).

La asociación litológica que presenta este cuerpo indica un complejo ultramáfico tipo sinvolcánico emplazado tectónicamente

antes (?) del levantamiento del Batolito de Mandé (Calle & Salazar, 1991). Para algunos autores (Salazar *et al.*, 1991), este cuerpo es de edad Mioceno y su emplazamiento estaría relacionado a la tectónica originada por el acrecimiento del Arco del Baudó.

Edad. Hasta el momento no se ha determinado, podría ser probablemente Mioceno (?). Su ubicación en el campo permite suponer que existe alguna relación con el Cuerpo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto, localizado de 5 a 10 Km al sur y cuya edad reportada por Salinas & Tistl (1991) es de 18 - 20 Ma (Calle & Salazar, 1991).

Su composición, marco tectónico, texturas y asociación litológica sugieren la presencia de basaltos komatiíticos en la zona, posiblemente correlacionables con la unidad definida al sur del área por Salinas & Tistl, 1990 como basaltos de Viravira, los cuales fueron clasificados como "rocas de carácter básico a ultrabásico, discriminados como basaltos subalcalinos, con tendencia toleítica, coincidiendo en los campos donde se ubican los basaltos originados en arcos de islas".

3.1.7 GRANODIORITA DE TORRÁ (N₁CMT)

Este cuerpo fue definido por Parra (1983) como Plutón de Torr ; toma su nombre del cerro Torr , en el departamento de Chocó (plancha 223 El Cairo), donde alcanza una extensión de 70 Km². La composición petrográfica predominante es granodiorítica, por lo cual se le asigna el nombre de Granodiorita de Torr  (Londoño, 2002).

Se extiende desde el río Aguastintas al norte hasta la quebrada Perales al sur (plancha 223 El Cairo). Cuerpos menores afloran en la carretera San José del Palmar

– Fiod  al noreste del cuerpo principal y en la plancha 222 San Agustín (Parra, 1983).

Este cuerpo intruye las rocas sedimentarias de las formaciones cretácicas Lázaro y Consólida, así como las rocas volcánicas, Basaltos de La Trinidad (Parra, 1983).

Constituye un cuerpo trapezoidal con su dimensión mayor en dirección noroeste – sureste, transversal a las estructuras regionales. La roca predominante es maciza, a veces ligeramente n isica por la orientación de cristales de hornblenda (Parra, 1983), holocristalina, fanerítica, de grano medio, color blanco moteado de negro, compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, feldespato potásico y biotita; de composición granodiorítica. La textura predominante varía de hipidiomórfica equigranular a alotriomórfica inequigranular con cristales grandes de hornblenda, a veces con efectos dinámicos.

Según Aspden (1984), después del rompimiento de la Placa Farallón, hace 25 Ma, ocurrió una reorientación del movimiento relativo de la placa oceánica localizada al occidente de la Placa de Suramérica, que modificó así el ángulo de convergencia de noreste – suroeste a este – oeste (Pilger, 1983) y el régimen tectónico, procesos dinámicos que coinciden con el comienzo de la Orogenia Andina. Debido al nuevo régimen de subducción, se dio el plegamiento de los sedimentos paleógenos de la Cuenca del Cauca y el inicio del nuevo ciclo magmático en el Neógeno, durante el cual se generaron los cuerpos de Anchicayá y Pance (Aspden, 1984) y Torr , Tamaná (El Pital) y Tatamá (Londoño, 2002).

La composición homogénea del cuerpo de Torr , el desarrollo de aureola de contacto en las rocas volcánicas y pelíticas con presencia de andalucita y alineación de cristales de hornblenda, hace pensar que este cuerpo pertenece al conjunto

de granitos emplazados en la epizona de Buddington (1959) (Londoño, 2002).

Edad. Dado el carácter intrusivo del cuerpo en rocas de edad cretácica, Parra (1983) lo correlaciona con el Batolito de Mandé por su continuidad norte – sur con éste, por lo tanto, lo asigna al Eoceno. Al sur del país, se encuentran, sobre el flanco occidental de la Cordillera Occidental, cuerpos granitoides con características similares a las de este cuerpo como el Batolito de Anchicayá, los stocks de Pance y Suárez y, al norte, los stocks de Tamaná y Tatamá, de edad más joven que el Batolito de Mandé (Londoño, 2002).

Por relación con los cuerpos localizados al sur del país, así como por su cercanía al cuerpo de Tatamá se le asigna una edad Neógena a este cuerpo (Londoño, 2002).

3.1.8 TONALITA DE TATAMÁ (N₁TT)

Se asigna el nombre de Tonalita de Tatamá a un cuerpo plutónico de composición tonalítica que aflora en la parte alta del cerro de Tatamá (plancha 204 Pueblo Rico) en el departamento de Chocó, sobre el flanco occidental de la cordillera Occidental (González 2002) y que en trabajos anteriores fue descrito como Batolito de Tatamá (Cossio, 1994) o Plutón de Tatamá (Zapata, 1998).

El cuerpo se extiende desde la parte alta del cerro Tatamá hasta aproximadamente la cota 2.050 m.s.n.m., pudiendo abarcar un área superior a los 100 Km², aunque no aflora continuamente en superficie, se encuentran algunas apófisis en el río Mapa, en la carretera Santuario – vereda Campamento y en el cerro Ventanas. En los ríos Tamaná, Taibá, San Rafael y Mondó, que nacen en el cerro Tatamá, se encuentran bloques rodados de rocas graníticas y

cornubianas que deben provenir del cuerpo plutónico que constituye este macizo.

Esta Tonalita intruye las rocas de los miembros Urrao (**Figura 10**) y Nutibara de la Formación Penderisco, produciéndose un borde de reacción de cerca de 1 Km de ancho, observable en la quebrada La Cristalina y el río San Rafael (plancha 204 Pueblo Rico) (Zapata, 1998).

Este cuerpo está constituido por rocas masivas faneríticas, equigranulares de grano medio o inequigranular de grano medio a fino, de color gris claro moteado a negro por ferromagnesianos y composición entre tonalita y granodiorita, con algunas rocas dioríticas, especialmente hacia los bordes, de grano más fino.

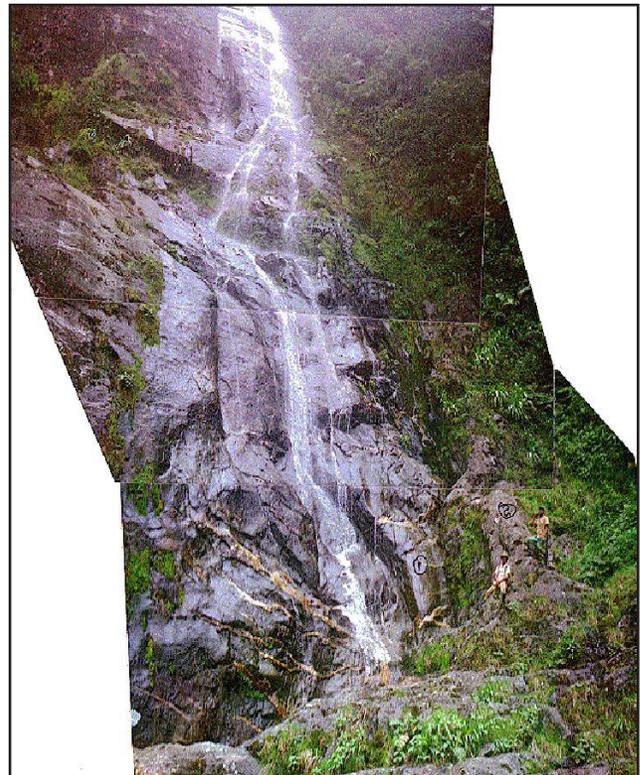


Figura 10. Afloramiento de unos 70 m de altura, contacto entre la Tonalita de Tatamá y el Miembro Urrao. Cerro Tatamá, cabeceras del río Negro.

La textura es hipidiomórfica, por lo general, inequigranular con intercrecimientos de cuarzo – ortoclasa y feldespatos alcalinos peritéticos en las granodioritas. La composición mineralógica es cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y biotita con escasos minerales accesorios tales como opacos (magnetita y pirita), apatito, circón, esfena y epidota que aparecen rellenando algunas venas. El ferromagnesiano caracterizante es hornblenda con alteración parcial a clorita tanto en los bordes como en parches irregulares.

El contacto del plutón tonalítico de Tatamá con la Formación Penderisco y, en especial, con el Miembro Urrao, indica un origen intrusivo para este cuerpo caracterizado por la presencia de una aureola de contacto de alta temperatura con la formación de andalucita en las rocas pelíticas. Los contactos son discordantes con respecto a las estructuras en las rocas encajantes, aunque hay poca deformación en éstas atribuible a la intrusión, y al cuerpo, al menos en la parte conocida de él, es de gran uniformidad litológica. Las características anteriores corresponden a las de los plutones emplazados en la epizona en el sentido de Buddington (1959) (González, 2002).

La génesis de este cuerpo y la de los stocks asociados, estuvo relacionada al comienzo de la Orogenia Andina; según Aspden (1984). Debido al nuevo régimen de subducción, se inicia un nuevo ciclo magmático en el Mioceno durante el cual se generan los plutones localizados actualmente en la parte centro y sur de la Cordillera Occidental como los de Anchicayá y Pance (Aspden, 1984), Torrá (Parra; 1983), Tatamá, Tamaná (El Pital) y Suárez (Göbel & Stibane, 1979); En la parte norte de la cordillera, este ciclo estaría representado por los cuerpos cuarzomonzoníticos a monzodioríticos de finales del Mioceno (González, 1997) que

marcan una diferencia tanto litológica como de edad respecto a ambos segmentos de la cordillera en cuanto a su evolución durante este tiempo.

Edad. Las relaciones intrusivas con el Grupo Cañasgordas indican que el cuerpo tonalítico es posterior al Cretácico tardío – Paleógeno temprano, edad asignada por la fauna en las sedimentitas de este grupo (Toussaint, 1996), y su edad isotópica fue determinada por Brook (1984) en el rango 19 ± 1 a 17 ± 1 Ma por el método K/Ar en hornblenda y biotita que corresponde al Mioceno inferior temprano tardío, más al considerar la edad de 17 ± 1 Ma como la de la intrusión y similar a la obtenida para el Batolito de Anchicayá localizado al sur en el departamento del Valle, en una posición geográfica similar a la del stock de Tatamá en la cordillera Occidental (González, 2002).

Por su composición litológica, posición estructural y rasgos geomorfológicos podría correlacionarse con el stock de Torrá (Parra; 1983), El Pital (Zapata, 2002) y Tamaná. Más al sur, en igual posición geográfica, Aspden (1984) describe el Batolito de Anchicayá para el cual Brook (1984) obtuvo una edad similar a la de Tatamá y tiene igual composición litológica. Por edad y composición, también podría correlacionarse con el stock de Tatamá, los stocks de Pance (Aspden, 1984) y el de Suárez (Göbel & Stibane, 1979), aunque éstos se encuentran sobre el flanco oriental de la cordillera, pero indicarían, en conjunto, un ciclo de actividad magmática que afectó el occidente colombiano durante el Mioceno (González, 2002).

3.1.9 CUARZODIORITA DE CERRO PLATEADO (N₁CDCP)

Calle & Salinas (1986) define como Stock de Cerro Plateado a un cuerpo intrusivo en la

secuencia sedimentaria del Miembro Urrao del Grupo Cañasgordas, de composición monzonita – monzodiorita, que aflora en el extremo noreste de la plancha 165 Carmen de Atrato, en el área de Frontino y Urrao, de donde toma su nombre. Tiene una extensión de 15 Km² y conforma el cerro del mismo nombre localizado entre los municipios de Urrao, Salgar y Carmen de Atrato. Presenta sus mejores afloramientos en las quebradas La Mina y Liborina (plancha 165 Carmen de Atrato).

Esta cuarzodiorita presenta un carácter intrusivo en los sedimentos de la Formación Penderisco, con desarrollo de una aureola de contacto, caracterizada por la presencia de biotita en los metasedimentos (Calle & Salinas, 1986).

De este cuerpo sólo se dispone de muestras de las márgenes, debido a la carencia de vías de comunicación, por lo cual se menciona la roca predominante en estas márgenes correspondiente a la diorita piroxénica con una textura hipidiomórfica finogranular, compuesta de plagioclasa que representa entre un 50 – 60% de la roca, clinopiroxeno, augita, biotita asociada a otros ferromagnesianos, hornblenda, cuarzo como accesorio primario e intersticial y apatito, clorita, esfena, calcita secundaria en venillas y opacos. Parte del anfíbol y la biotita pueden haberse formado a partir de inclusiones de la roca encajante pelítica por metamorfismo térmico.

Esta tonalita al igual que los demás cuerpos monzodioríticos de la zona, podría pertenecer al ciclo de actividad magmática, el cual se extendió desde el Oligoceno medio al Plioceno temprano, a lo largo de toda la cordillera Occidental seguido de un extenso vulcanismo y tectonismo (Álvarez & González, 1978; Álvarez, 1983).

Edad. No hay forma de precisar su edad, se ha considerado al Mioceno por correlación con los cuerpos similares en el

área de Frontino y Urrao, además debido a su carácter intrusivo en los sedimentos de la Formación Penderisco se le asigna una edad post Cretáceo Superior (Calle & Salinas, 1986).

Por similitud textural, composicional y posición tectónica, la cuarzodiorita de Cerro Plateado se correlaciona con los cuerpos monzodioríticos ubicados entre los municipios de Dabeiba, Frontino, Abriaquí y Urrao, entre los cuales se encuentran los stocks de cerro Frontino, Morrogacho, La Horqueta y del Páramo Frontino asignándoles el mismo ambiente y la misma edad (González, 2001).

3.1.10 MONZODIORITA DE FARALLONES (N₁MDFR)

Calle *et al.*, (1980) designaron con el nombre de Batolito de Farrallones un cuerpo intrusivo de forma elongada emplazado en el eje de la cordillera Occidental entre los límites de Antioquia y Chocó. Recibe su nombre del corregimiento de Farallones, municipio de Ciudad Bolívar y cubre en el área del departamento de Antioquia unos 150 Km².

Siguiendo las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification ISSC (1987, 1994) se tiene en cuenta la composición modal predominante, Monzodiorítica y el nombre geográfico original, para nominar estratigráficamente este cuerpo como Monzodiorita de Farallones (González & Londoño, 2002 c).

Está ampliamente expuesto en el eje de la cordillera Occidental, desde 5 Km al sur de La Mansa en la carretera Medellín – Quibdó, plancha 165 Carmen de Atrato, hasta 4 Km al norte de Puerto de Oro en el departamento de Risaralda, plancha 185 Bagadó.

El batolito monzodiorítico de Farallones es un cuerpo plutónico elongado en dirección N70°W y una amplitud variable con contornos irregulares que truncan las estructuras regionales. En el contacto con las sedimentitas del Grupo Cañasgordas y vulcanitas del Complejo Santa Cecilia – La Equis desarrolla cornubianitas de bajo a medio grado de metamorfismo.

La descripción geológica y las características petrográficas se basan en el trabajo de Calle & Salinas (1986). Es un cuerpo compuesto, en el cual se han identificado varias fases petrográficas, que en orden de abundancia relativa corresponden a la monzodiorítica, tonalítica, gabroide y piroxenítica. Entre el 60% y 90% del batolito está constituido por monzodiorita maciza granular, de grano medio a grueso y color moteado de negro por presencia de máficos.

Los minerales esenciales son plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, feldespato potásico de composición ortoclasa y hornblenda. La biotita aparece, tanto como mineral primario como a partir de anfíbol; como accesorio aparece clinopiroxeno, a veces como núcleos incoloros en hornblenda, fayalita, apatito y pirita.

La intrusión del batolito modificó, en las sedimentitas cretácicas, las estructuras regionales; la diferencia en composición y la presencia de estructuras concéntricas, piroxenita – gabro – diorita, sugieren una inyección múltiple, con las características de los cuerpos batolíticos emplazados a nivel de la epizona de Buddington (1959). La presencia de fayalita en las monzodioritas como accesorio característico y de monacita en la facies más ácida, marca una diferencia mineralógica importante con los otros cuerpos de la Cordillera Occidental (González & Londoño, 2002 c).

Edad. Existe una datación isotópica en hornblenda por el método K/Ar que dio 11 ± 2 Ma (Calle *et al.*, 1980) la cual corresponde

al Mioceno y es similar a la obtenida por Botero (1975) para el Stock del Páramo de Frontino. Plutones de esta edad ocupan una posición intermedia, en tiempo y espacio, en el magmatismo del occidente colombiano, con edades más antiguas al occidente del batolito (Göbel & Stibane, 1979; Maya 1992), en el Batolito de Mandé, más recientes al oriente en cuerpos hipoabisales, relacionados al sistema de fallas del Cauca (Restrepo *et al.*, 1981).

La monzodiorita de Farallones ha sido correlacionada y considerada genéticamente con el conjunto de los stocks monzodioríticos a dioríticos localizados entre las poblaciones de Urrao y Frontino en el noroccidente del Departamento de Antioquia, descritos por Álvarez & González (1978) como stocks del Páramo de Frontino, Cerro Frontino, Morrogacho, la Horqueta y Cerro Plateado, además del plutón diorítico del río San Juan (González & Londoño, 2003) localizado un poco al occidente del Stock del Páramo de Frontino (González & Londoño, 2002 c). Estos cuerpos harían parte del ciclo magmático del Mioceno tardío, localizado sobre la zona axial de la cordillera Occidental en su sector septentrional.

3.1.11 PÓRFIDOS ANDESÍTICOS NO DIFERENCIADOS (N₁PA)

Se designa con este nombre una serie de cuerpos de composición riódacítica, latítica y andesítica que afloran principalmente en la cuenca del río Andágueda y sus afluentes principales (planchas 185 Bagadó y 204 Pueblo Rico) (Calle & Salazar, 1991). Los principales cuerpos se presentan en los ríos Chuigo, Cuchadó, Churina y Andágueda.

Estos cuerpos intruyen el Batolito de Mandé y presentan una tendencia a emplazarse hacia las márgenes del mismo, como se

observa en la quebrada Batató y el río Chuigo. Feldhaus *et al.*, (1988) en el río Comitá, observaron relaciones de contacto similares entre los pórfidos y el batolito (Calle & Salazar, 1991).

Los pórfidos latíticos predominan en el río Churina, Andágueda, en las quebradas Piñones y Antón y se caracterizan por presentar una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa en una matriz holocristalina compuesta por plagioclasa sódica, cuarzo, trazas de opacos y localmente contienen calcita, clorita y epidota como producto de alteración. Manifestaciones de pequeños pórfidos dacíticos se observan en las quebradas Batató, Vivícora y Engrivadó; los fenocristales son principalmente de plagioclasa y cuarzo en matriz de textura hialopilitica y composición similar a los fenocristales.

Se observan una serie de cuerpos tabulares de composición andesítica – basáltica que tienen sus mejores afloramientos hacia las márgenes del Batolito de Mandé y son fácilmente localizables sobre las quebradas Antón, Marmolejo y Andágueda. Presentan espesores entre 0,2 a 3 m y su dirección es N – NE, N – NW y E – W, buzando generalmente al oeste o al norte.

De especial importancia son los diques félsicos que cortan el cuerpo ultramáfico de Mumbú en el cual se observa claramente la tectónica más reciente que afecta dicha litología. Hacia el sur del área existen varias manifestaciones de diques cuarzosos cortando el Batolito de Mandé de dirección este-oeste, verticales a N40 – 60W, buzando al oeste. Algunos contienen piritita, calcopiritita y blenda o son estériles. Estos cuerpos se localizan preferencialmente en la quebrada Arrastradero y al frente de la quebrada Moíndo (plancha 204 Pueblo Rico).

Edad. Según Calle & Salazar (1991) por sus relaciones son post – Mandé, pero sin precisar su edad.

3.2 CORDILLERA OCCIDENTAL SUR

El bloque Cordillera Occidental Sur corresponde al sector meridional de la cordillera Occidental en los departamentos de Valle, Cauca y Nariño, que limita al norte por la Falla Garrapatas y al occidente por las cuencas del San Juan y Tumaco. Hace parte de los denominados terrenos Dagua (Etayo *et al.*, 1983), Calima (Toussaint & Restrepo, 1989), cordillera Occidental (Estrada, 1995) o al PLOCO (Nivia, 2001).

En los trabajos de cartografía geológica de la parte sur de la Cordillera Occidental, las rocas volcánicas y sedimentarias se han clasificado siguiendo diferentes esquemas de nomenclatura estratigráfica (Tabla 2) (**Anexo 2**), de las cuales el propuesto por Nelson (1957) ha sido el más ampliamente difundido. Este autor propone para la secuencia de rocas volcánicas básicas, en el departamento del Valle, el nombre de Grupo Diabásico y que estas rocas suprayacían conformablemente a una serie de rocas metasedimentarias y sedimentarias a las cuales denominó Grupo Dagua. Barrero (1979) conservando la nomenclatura de Nelson, dio categoría de formación a las sedimentitas de Espinal y denominó Formación Cisneros a las rocas metasedimentarias (pizarras y filitas). Aspden (1984) propuso modificar la nomenclatura del Grupo Diabásico, denominó Formación Volcánica a las rocas volcánicas básicas de la Cordillera Occidental y mantuvo los nombres de Cisneros y Espinal como formaciones, pero eliminando el concepto de Grupo Dagua.

Nivia *et al.* (1997) indican que las rocas volcánicas y sedimentarias de la

cordillera Occidental afloran en cinturones discontinuos, constituidos por bloques corticales romboidales elongados limitados por fallas, por lo cual es difícil utilizar una nomenclatura litoestratigráfica y proponen cartografiar todas las unidades de origen sedimentario, independiente de su estructura, como Complejo Estructural Dagua, mientras para las rocas volcánicas

se refieren como Formación Volcánica, reconociendo los inconvenientes que se presentan al aplicar este nombre. Para los cuerpos de gabro asociados espacialmente a las rocas volcánicas y para las plutonitas granitoides, se conserva la nomenclatura propuesta en los trabajos de Barrero (1979) y Aspden *et al.*, (1985).

Tabla 2. Nomenclatura propuesta para las rocas volcánicas y sedimentarias Cretácicas en la parte sur de la cordillera Occidental

Hubach y Alvarado (1934) Nelson (1957)	Nelson (1962)	Barrero (1979)	Aspden <i>et al.</i> (1985)	Nivia <i>et al.</i> (1997)	Parra <i>et al.</i> (1984)	INGEOMINAS Regional Medellín
Serie de Faldequera	Grupo Diabásico	Grupo Diabásico	Ka Kp	Kd Kv	Basaltos de la Trinidad	Mbro. Urrao
Serie de Espinal	Grupo Dagua Mbro. Silicificado	Grupo Dagua Fm. Espinal	Kc Kv	Kv Kd	Fm. Consólida	Mbro. Nutibara
Serie del Dagua	Grupo Dagua M. Arcilloso - Tobáceo M. Calcáreo M. Grafitico	Grupo Dagua Fm. Cisneros	Ke	Kv	Fm. Lázaro	Fm. Barroso

Donde; Ka: Formación Ampudia, Kp: Formación Río Piedras, Kv: Formación volcánica, incluye localmente niveles sedimentarios, Kc: Formación Cisneros, incluye localmente niveles volcánicos, Ke: Formación Espinal y Kd: Complejo Estructural Dagua.

3.2.1 GRUPO DAGUA (K₂DG)

Nombre asignado por Nelson (1957), para describir una serie de filitas, calizas, areniscas, chert negro y pizarras silíceas que afloran por la vía Cali - Buenaventura.

Nelson (1957) divide el Grupo Dagua en tres unidades: inferior, media y superior. Posteriormente Barrero (1979) agrupa las unidades inferior y media del Grupo Dagua en la Formación Cisneros, con 2.000 m de espesor, constituida por sedimentos pelágicos y en menor cantidad de turbiditas distales, con bajo grado de metamorfismo y la unidad superior, en la Formación Espinal, compuesta por 900 m de espesor de sedimentos pelágicos y terrígenos tipo chert y shale silíceo.

Al este del área sobre los ríos Condoto y Tamaná, se han descrito metaareniscas, metaliditas, filitas y pizarras pertenecientes a esta formación. Estas rocas,

corresponden a una de las litologías más antiguas expuestas en la región y está compuesta por potentes secuencias de rocas sedimentarias pelíticas, de espesor variable, plegadas, fracturadas y con leves efectos de metamorfismo dinámico, especialmente notorio en las rocas del sector sur del Andén Pacífico, encontrándose a lo largo de las planchas 319 Zaragoza, 341 Cerro Timbiquí, 363 Argelia, 385 Ricaurte y 409 Las Cruces.

El contacto de las arcillolitas y areniscas del Grupo Dagua con los depósitos piroclásticos, en cercanías al caserío San Felipe, es depositacional discordante; las rocas volcánicas cubren toda la antigua topografía, como en el caso de la quebrada Arrayanal (plancha 428 Túquerres), donde su curso principal corre sobre afloramientos de esta unidad, en tanto que sus afluentes desde la mitad de su recorrido hacia arriba, cortan depósitos volcánicos. Los intrusivos hipoabisales tales como la Cuarzodiorita de Tallambí y los Pórfidos Andesíticos del Río Perlas, producen en la secuencia sedimentaria un metamorfismo de contacto leve, con recristalización de minerales. Este contacto cubre un área de pocos metros alrededor del cuerpo intrusivo y sólo afecta las arcillolitas y areniscas del Grupo Dagua, imprimiéndoles una compactación notable, posiblemente producto de silicificación local como fue posible observar en cercanías del caserío la Unión y en el río Perlas (plancha 428 Túquerres). La aureola de contacto que se presenta en el límite entre la Cuarzodiorita de Tallambí o los intrusivos hipoabisales (pórfidos) y las rocas sedimentarias del Grupo Dagua, forma una cornubianita de grano fino que se extiende por decenas de metros alrededor del cuerpo intrusivo. Son comunes en las vecindades del contacto, venas de cuarzo lechoso, milimétricas a centimétricas que cortan netamente la estratificación de la secuencia sedimentaria.

Composicionalmente el Grupo Dagua en las áreas correspondientes a los departamentos de Nariño, Cauca y Valle del Cauca, está constituido por secuencias de filitas negras, metachert, metagrauvas y esporádicamente lentes de mármol. En cambio en áreas pertenecientes al departamento de Chocó la secuencia dominante es de shales negros, grauvas, conglomerados turbidíticos, lentes de liditas y calizas.

Las diferentes unidades sedimentarias del Grupo Dagua y las asociadas al Grupo diabásico, representan periodos de sedimentación marina contemporáneos o alternantes con la actividad volcánica en un ambiente oceánico y corresponden a secuencias constituidas por una mezcla de sedimentos clásticos y pelágicos (González *et al.*, 2002).

Edad. Las evidencias fósiles disponibles en las rocas sedimentarias del Grupo Dagua, indican que éstas se formaron probablemente en el intervalo estratigráfico Albiano – Maestrichtiano y con mayor seguridad en el Turoniano – Maestrichtiano. Esta última edad estaría de acuerdo con los 87,4 Ma que aportan las edades Ar – Ar obtenidas en las rocas volcánicas de la PLOCO (Nivia, 2001).

Las correlaciones entre las diferentes unidades sedimentarias y metasedimentarias del Grupo Dagua presentan dificultades debidas, tanto a las variaciones faciales a lo largo de la PLOCO como al diferente grado de metamorfismo dinámico. En términos regionales, es probable que las diferentes unidades sean el resultado de variaciones laterales dentro de una cuenca oceánica, pero en ausencia de un buen control paleontológico es difícil ser más preciso. Las formaciones Lázar y Consólida de Parra *et al.* (1984) son la continuación del afloramiento de las formaciones Espinal y Cisneros en una zona donde por incremento de la relación

lodo/arena y de la deformación milonítica es difícil distinguir entre las dos unidades (Nivia, 2001). En términos generales estas unidades se pueden correlacionar hacia el norte con la Formación Penderisco (miembros Urrao y Nutibara) del Grupo Cañasgordas (Álvarez & González, 1978 en: Nivia, 2001).

3.2.1.1 Formación Cisneros (K₂cs)

Nombre propuesto por Barrero (1979) para una "compleja asociación de rocas de bajo grado de metamorfismo" expuesta en las cercanías de Cisneros (Inspección Departamental de Policía, del Municipio de Dagua). En la redefinición de Aspden (1984) se incluye además un cinturón de rocas fuertemente tectonizadas que aflora, en el municipio de Buenaventura, limitado al este por las fallas de Bellavista – Río Bravo – Cristales. El límite oeste no está bien definido y en los extremos norte y sur del departamento parece ser una transición, a través de fallas menores a rocas sedimentarias menos deformadas (Nivia, 2001).

Se presentan buenos afloramientos de la formación Cisneros en los afluentes occidentales del río Garrapatas al norte del departamento del Valle del Cauca y en la quebrada San Cristobal aproximadamente a 1,1 Km de su confluencia con la quebrada Pepitas. En general dicha formación se presenta en forma de fajas con una orientación de N20°E, distribuida a lo largo de las planchas 241 Cucurupí, 260 Pan de Azúcar, 279 Dagua, 298 San Antonio de Yurumangüí, 299 JAmundí, 428 Túquerres y 447 Ipiales.

Los límites inferiores y superiores de dicha formación en campo no fueron posibles de identificar, debido a la naturaleza tectónica de sus contactos con las rocas volcánicas del Grupo Diabásico (Montoya, 2003). Para Barrero (1979), sin embargo, el contacto inferior no es observable y el contacto superior es gradacional con la Formación

Espinal, con un espesor de por lo menos 2.000 m en el área de Cisneros.

La mayor parte de la unidad consiste en una secuencia de rocas metasedimentarias, conformadas por metalimolitas, metaareniscas, metachert, filitas y pizarras grises y negras, metaarenisca gris, metalimolita gris, metachert negro a verde claro, y pizarras verdes y rojas (**Figura 11**). A estas últimas, Parra (1983) les da un valor estratigráfico de nivel guía, mientras que Aspden (1984) sugiere la presencia de más de un nivel. La formación buza y se hace más joven hacia el este. Predominan los plieguesisoclinales inclinados al oeste.

Dada la ausencia de estructuras sedimentarias de aguas someras, la alta cantidad de radiolarios y restos de foraminíferos, el carácter distal de las turbiditas y pelagitas, además de la presencia del nivel pizarroso rojo (el cual representaría el equivalente metamorfoseado de las arcillas rojas marrón que cubren vastas áreas de los fondos oceánicos modernos), Barrero (1979) concluye que la Formación Cisneros fue depositada en un ambiente oceánico profundo, más probablemente en el flanco continental del plano abisal.

Edad. Duque – Caro (1975), basado en radiolarios planctónicos colectados por Aluja *et al.*, (1975) le asigna una edad probable Aptiano o no más antigua que Aptiano a la Formación Cisneros. Barrero (1979) piensa que esta edad es solo asignable al tope de la unidad y considera que su parte inferior es de edad Cretáceo temprano.

La Formación Cisneros es correlacionable con otras formaciones definidas en la parte norte de la cordillera Occidental. La litología y el ambiente de depósito son similares con parte (chert y tobas) de la Formación Consólida (Parra, 1983) y con el Miembro Nutibara (Álvarez & González, 1978) (en: Montoya, 2003).



Figura 11. Pizarras de la Formación Cisneros. Río Garrapatas

3.2.1.2 Formación Espinal (K₂es)

Barrero (1979) define la Formación Espinal como una secuencia heterogénea de rocas sedimentarias endurecidas de carácter tanto terrígeno como pelágico, las cuales afloran al norte de Loboguerrero, extendiéndose al norte en una faja estrecha hasta proximidades de El Dovio, ampliando la definición original de Hubach & Alvarado (1934) y Hubach (1957), que la habían definido como Serie Espinal. Posteriormente, Aspden (1984) encontró que la unidad se extiende también al sur de Loboguerrero y reporta la existencia de una segunda intercalación sedimentaria presente inmediatamente al oriente de la Falla de Río Bravo, la cual está algo más tectonizada pero es litológicamente similar y asignable a la Formación Espinal. Esta Formación se encuentra ampliamente distribuida en las planchas 260 Pan de Azúcar, 279 Dagua, 299 Jamundí, 385 Ricaurte, 409 Las Cruces, 428 Túquerres, 447 Bis Tallambi y 447 Ipiales.

Barrero (1979) reporta que, en su localidad original, el contacto inferior es sedimentario normal, reposando conformablemente sobre la Formación Volcánica o Grupo Diabásico. El contacto superior, en gran parte de su longitud, corresponde con la Falla Dagua – Calima. Los espesores calculados para la secuencia de esta unidad en los alrededores de Dagua varían entre 700 m (Hubach, 1957) y 400 m (Barrero, 1979) (en: Nivia, 2001).

En la base, la Formación Espinal consiste en una secuencia de chert pelágico y shales negros silíceos alternantes. En la parte intermedia predominan shales negros terrígenos, areniscas y calizas, en menor proporción. Esta secuencia terrígena gradúa hacia el tope a una secuencia rítmica de chert negro, shale silíceo y areniscas. La unidad buza fuertemente hacia el este y en el sector sur está volcada exhibiendo inclinaciones de 50 – 70° al oeste.

Para Barrero (1979) los sedimentos biogénicos (chert y *shales* silíceos) se depositaron cerca al límite de compensación de la caliza, con un largo período de depósito en un ambiente pelágico, y los sedimentos terrígenos fueron depositados por corrientes de turbidez cuya fuente sería la cordillera Central. La presencia de chert radiolarítico y el carácter turbidítico de los depósitos sugiere que la Formación Espinal se depositó en un ambiente de aguas profundas, probablemente en la zona de transición hacia la planicie abisal (Barrero, 1979). Sin embargo, para Aspden (1984), los chert pueden ser secundarios y su origen no se debe necesariamente a largos períodos de depósito en un ambiente pelágico (Montoya, 2003).

Edad. Fósiles recolectados por Aluja *et al.* (1975, en: Barrero, 1979) e interpretados por Duque-Caro (1975, en Barrero, 1979) indican una edad post-Coniaciana para la parte superior de la Formación Espinal y Cretáceo Inferior para la parte basal de dicha formación.

Las rocas de la Formación Espinal son correlacionables con ocurrencias similares de chert, liditas y limolitas silíceas que se presentan en formas lenticulares y que se encuentran asociadas a la Formación Barroso, como en el contacto de la Formación Barroso con el miembro Urrao del Grupo Cañasgordas, definidas por Álvarez & González (1978) y González (1998) y denominadas Liditas del Barroso (Montoya, 2003).

3.2.2 GRUPO DIABÁSICO (K₂DB)

Nelson (1962) es el primero en utilizar el término Grupo Diabásico, para referirse a los derrames diabásicos que se exponen en la cordillera Occidental, desde el occidente de Cali hasta la llanura costera; en algunos lugares se presentan con intercalaciones

delgadas de sedimentos (pizarras silíceas o liditas, en ocasiones fosilíferas).

Barrero (1979) utiliza este mismo término para las diabasas, pegmatitas, basaltos y lavas almohadilladas con metamorfismo de bajo grado que están intercaladas con rocas sedimentarias del Grupo Dagua y localizadas al oeste de Buga. Para este autor, las diabasas son rocas uniformes en composición, presentan variación a basaltos y se encuentran como silos o en la parte basal de los flujos de lavas almohadilladas.

Aspden (1984) redefine este grupo y lo denomina Formación Volcánica, al considerar que es imposible subdividirlo en el campo en formaciones, por lo que recomienda utilizar el nombre de Formación Volcánica para este tipo de rocas y conserva las características petrográficas y de campo de Barrero (1979).

Nivia *et al.* (1997) y Nivia (1998) asocian a las formaciones Amaime (McCourt, 1984) y Volcánica (Aspden, 1984) como parte de la Provincia Litosférica Oceánica Colombiana PLOCO, originada como basaltos de meseta oceánica *plateau*.

Las rocas volcánicas del Grupo Diabásico ocupan principalmente el flanco occidental de la cordillera Occidental, encontrándose distribuidas en una franja longitudinal desde la plancha 241 Cucurupí hasta la 447 Ipiales; mientras que su componente sedimentaria, se encuentra cartografiada en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí.

El contacto superior del Grupo Diabásico con la Formación Raposo, observado en la carretera Buga - Buenaventura y en el río Munguidó es discordante (Montoya, 2003). Para Aspden (1984) al aflorar estas rocas como cinturones discontinuos limitados por fallas, es difícil determinar la naturaleza estratigráfica de los contactos, sin embargo, sugiere que el Grupo Diabásico y

la Formación Cisneros están interdigitados y que son equivalentes en tiempo. Para Nelson (1962) el Grupo Diabásico reposa normalmente sobre el Grupo Dagua y para Barrero (1979) el contacto inferior es normal e irregular con la Formación Espinal.

El espesor de este grupo en el departamento del Valle se desconoce pero probablemente excede varios kilómetros (Nivia, 2001); en el departamento del Cauca es en promedio 2.500 m (París & Marín, 1979).

La unidad consta principalmente de diabasas, basaltos y lavas almohadilladas con algunas sedimentitas asociadas entre las que se encuentran limolitas silíceas, areniscas finas y calizas. Se presentan además tobas, hialoclastitas, diabasas pegmatíticas y chert. La diabasa es de color verde a verde oscura, de grano fino a medio. Las variedades porfiríticas, son comunes, cuyos fenocristales son principalmente piroxeno (augita y/o pigeonita) y plagioclasa, presentando además minerales de ilmenita, magnetita, clorita y cuarzo. Es común encontrar zeolitas, prehnita y pumpellyta, lo cual es indicativo de metamorfismo de bajo grado. También existen variedades amigdaloides. Las brechas inter-almohadillas están compuestas por palagonita, en cemento de cuarzo, calcita, clorita y/o epidota.

Aunque se han reportado casi todos los ambientes de formación para estas rocas, los datos geoquímicos disponibles se ajustan más al de basaltos generados en una meseta o *plateau* oceánico, caracterizado por concentraciones relativamente bajas de LIL, contenidos de Nb y Ta mayores que las del MORB y los patrones planos de los elementos de las tierras raras (Montoya, 2003); este *plateaux* haría parte del *Plateaux* del Caribe (Nivia *et al.*, 1997). Para Barrero (1979) el magma que originó estas rocas fue de naturaleza toleítica con bajos contenidos en sílice y potasio,

generado en dorsales medio oceánicos o cerca de arcos de islas; con base en estudios geoquímicos concluye que estas rocas fueron originadas en un estado muy temprano de la evolución de un arco de isla, que fue probablemente formado a expensas de una corteza oceánica. Aspden (1984) concluye que el arco de isla que originó estos basaltos representa parte de una secuencia de basaltos de piso oceánico.

Edad. Barrero (1979) reporta una edad de 136 ± 20 Ma, obtenida en un basalto, ligeramente metamorfoseado, colectado en la carretera Buga-Buenaventura, la cual considera anómalamente antigua. Aspden *op. cit.*, encontró mediante K/Ar en roca total, edades de 58 ± 3 Ma y 46 ± 2 Ma, las cuales según Brook (1984), deben ser tomadas como representativas de edades mínimas. De Souza *et al.*, (1984) en Aspden, 1984, reportan basados en numerosas dataciones K/Ar en basaltos del departamento del Cauca una edad promedio de 81 ± 11 Ma.

Mucho más relevante que las dataciones radiométricas, es la evidencia fósil, obtenida de las intercalaciones sedimentarias. Es así como Nelson (1962) y Barrero (1979) reportan una edad Turoniano a Coniaciano inferior, para un horizonte sedimentario, al suroeste de Vijes, en San Marcos. Etayo *et al.*, (1982) reportan edades en radiolarios, no más antiguas que Turoniano, en una secuencia de lavas almohadilladas, tobas y cherts, expuestas en el Km 55,7 de la carretera Buga - Buenaventura. Más al norte, estos mismos autores encontraron varios fósiles marinos de edad Turoniano -Maestrichtiano.

El Grupo Diabásico es correlacionable, al norte, con los Basaltos de La Trinidad reportados por Parra (1983) y con la Formación Barroso (Álvarez & González, 1978); hacia el sur, en el Departamento de Nariño es correlacionable con el

Complejo Ígneo-Básico del Ecuador, el cual corresponde a la prolongación sur de la cordillera Occidental de Colombia, en donde Goossens *et al.*, (1973) realizaron dataciones K/Ar en roca total a diversas muestras de basaltos, obteniendo edades que varían entre los 110 ± 10 Ma y 54 ± 5 Ma.

3.2.3 ROCAS PLUTÓNICAS MAFICAS

Estas rocas se encuentran dentro del conjunto que Nivia (2001) considera como Rocas Plutónicas Ultrámáficas y Máficas. Las rocas ultrámáficas consisten en secuencias bandeadas de dunitas, peridotitas y piroxenitas, representadas por el Complejo Ultramáfico de Bolívar y el Macizo Ofiolítico de Ginebra; las rocas máficas están constituidas por gabros, troctolitas y gabronoritas representadas por los gabros de Riofrío, Río Volcanes, stock del Muñeco, stock de Zabaletas, stock de El Tambor, stock de El Palmar, stock de El 18 y stock de Villa Carmelo; los cuales se encuentran en forma de escamas a lo largo de la PLOCO, en el departamento del Valle del Cauca, en íntima asociación con otras vulcanitas básicas.

A continuación se describe la nomenclatura y litología de los gabros que afloran en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí; posteriormente se habla del ambiente, edad y correlación en general para las rocas plutónicas máficas definidas por Nivia, 2001.

3.2.3.1 Gabro de Zabaletas (K_2 dbgz)

Hace parte del Stock de Zabaletas; plutón definido por Aspden *et al.* (1985), que aflora al este de Zabaletas (Municipio de Restrepo) de donde recibe su nombre (plancha 279 Dagua). En superficie es elongado en

dirección N – S con una longitud de 6,5 Km y un ancho máximo de 2 Km, estando truncado en su extremo norte por la Falla Dagua – Calima.

La roca se encuentra meteorizada, es meso-melanocrática con cristales de tamaño medio a muy gruesos y pegmatíticos. Localmente presenta áreas irregulares de material más ácido. La textura es idiomórfica, granular a dolerítica y está compuesto por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. Las áreas de material más ácido están constituidas por gabrodiorita leucocrática compuesta por plagioclasa moderadamente fresca de composición andesina a labradorita, cuarzo (20%) y cantidades menores de piroxeno.

3.2.3.2 Stock de El Palmar

Cuerpo definido por Aspden *et al.* (1985), como un plutón elongado de aproximadamente 40 Km², que se extiende aproximadamente 16 Km en dirección N – S y 5 Km en dirección E – W. Presenta una pobre exposición en las localidades de El Palmar y El Carmen (Municipio de Dagua), debido a que tiene un espeso perfil de meteorización, por lo que la delimitación de la unidad se realizó a partir del examen de bloques presumiblemente in situ.

A pesar de su pobre exposición se han identificado dos fases diferentes, representadas por gabros ortopiroxénicos y gabros hornbléndicos definidos a continuación y ubicados en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí.

3.2.3.2.1 Gabro de El Palmar (K_2 dbgp)

Son gabros ortopiroxénicos de color verde oliva oscuro, grueso granulares y con una composición que varía de hipersténico

a norita dialógica. El mineral esencial es plagioclasa y los minerales accesorios incluyen ortopiroxeno y clinopiroxeno. Tiene una fase opaca como accesorio secundario. El ortopiroxeno es hiperstena que se presenta en grandes cristales euhedrales con tamaños que alcanzan 5 – 6 mm, generalmente frescos, con desarrollo de gotas o láminas de exsolución a clinopiroxeno y alteración marginal ocasional a anfíbol y clorita.

3.2.3.2 Gabro Hornbléndico de El Palmar (K_2 dbgph)

Estos gabros hornbléndicos afloran en sectores de El Palmar y Borrero Ayerbe (Aspden *et al.*, 1985), localizados en la plancha 279 Dagua. Están constituidos por plagioclasa de composición labradorita a andesina, cuarzo presente en inclusiones menores intersticiales o en intercrecimientos simplécticos con plagioclasa; el accesorio principal es anfíbol hornbléndico que constituye entre el 15 y 60% de la roca. Muchos cristales están alterados a uralita y/o clorita y en algunos núcleos se observan reliquias de clinopiroxeno. Entre los minerales accesorios se incluyen apatito y clinozoicita.

3.2.3.3 Gabros de El 18 (K_2 dbgd)

Definido por Aspden *et al.* (1985) como el Stock de El 18, el cual corresponde a un cuerpo de gabro de aproximadamente 2 Km² que aflora en las cercanías del Km 18 de la carretera Cali – Dagua en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí.

Sus contactos no se han observado, pero por la presencia de basaltos recristalizados en sus alrededores sugieren relaciones intrusivas. Varios diques cuarzodioríticos con espesor máximo de 1,5 m cortan las rocas en los alrededores, pero su relación con el gabro se desconoce.

Está constituido por un cuerpo grueso granular y localmente pegmatítico. La textura de los gruesos granulares es alotriomórfica y la pegmatítica consiste en un intercrecimiento de listones tabulares de plagioclasa y piroxeno. Los cristales individuales presentan orientación que sugiere asentamiento cumulítico. Las plagioclasas son de composición labradorita y los piroxenos son de composición augítica y cantidades menores de cuarzo intersticial.

3.2.3.4 Gabro de Villa Carmelo (K_2 dbgvc)

Cuerpo definido como Stock de Villa Carmelo por Verdugo & Aspden (1985) al este de Villa Carmelo (Municipio de Cali) en la plancha 299 Jamundí.

Se dispone de pocos detalles petrográficos, pero parece que la intrusión consiste esencialmente de gabros clinopiroxénicos con concentraciones menores de material cuarzodiorítico. Aunque de acuerdo con Verdugo & Aspden (1985) este cuerpo se incluye dentro de los gabros cogenéticos con la Formación Volcánica o Grupo Diabásico; los análisis geoquímicos de esta unidad (Nivia, 2001) indican que probablemente se trata de una fase básica del Stock de Pance.

Las características de deformación de las rocas ultramáficas y máficas de la PLOCO sugieren un evento principal de metamorfismo dinámico. Los resultados de un número limitado de análisis realizados para elementos mayores, traza y REE en los intrusivos de la cordillera Occidental, se presentan en Aspden (1984) y Aspden & McCourt (1986). Estos autores sugieren que estos datos y las evidencias de campo, petrográficas y geocronológicas indican que los intrusivos están genéticamente relacionados con los Basaltos de la

Formación Volcánica (Nivia, 2001) o Grupo Diabásico.

Edad. En las rocas ultramáficas y máficas de la PLOCO se han realizado varias dataciones radiométricas. Sin embargo, dado su bajo contenido en K y Rb, es probable que estos datos sólo permitan establecer un rango aproximado de su edad (Nivia, 2001). Un estimativo de la edad de cristalización es reportada por Brook (1984) a partir de análisis K/Ar en separados de hornblenda arrojó edades de 84 ± 2 y 83 ± 2 Ma.

Barrero (1979) considera que el Complejo Ultramáfico de Bolívar intruye las rocas volcánicas y reporta una edad (K/Ar en hornblenda) de $88,8 \pm 13,8$ Ma para una anfibolita fino cristalina que se considera producto de metamorfismo de contacto (Nivia, 2001).

A lo largo de la PLOCO se encuentran cuerpos de gabro cuyas características litológicas y cronológicas permiten establecer correlaciones con las unidades de gabro anteriormente descritas. Entre ellos sobresalen el Gabro de Anserma, el Gabro Uralítico de Belén de Umbría (Estrada & Viana, 1993), el Plutón de Mistrató (Calle *et al.*, 1984; Estrada & Viana, 1993), el Gabro de Altamira (Mejía *et al.*, 1983a y b), el Stock de Buriticá y el Batolito de Sabanalarga (Álvarez, 1983; Mejía *et al.*, 1983a). Los tres últimos presentan además una fase ácida asociada que permite su comparación con los cuerpos compuestos como los stocks del Tambor, río Volcanes y el Complejo Ultramáfico de Bolívar que tienen una fase diferenciada de composición trondjemítica (Nivia, 2001).

3.2.4 GRANODIORITA DE PIEDRANCHA (E, GDPA)

Cuerpo plutónico localizado en los alrededores de la localidad de Piedrancha

(MunicipiodeMallama). Aunque se ha variado la caracterización del cuerpo en cuanto a su denominación como unidad litológica de origen ígneo, ésta se complementa con la localidad tipo de Piedrancha donde se han hecho las descripciones más detalladas por facilidad de acceso (Grosse, 1935; Álvarez & Linares, 1979; Arango & Ponce, 1980; MMAJ - JICA, 1981; GEOMINAS, 1982).

González *et al.*, (2002) propone el nombre de Granodiorita de Piedrancha, para el cuerpo ígneo de origen plutónico que aflora en los alrededores de Piedrancha teniendo en cuenta las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification - ISSC (1987, 1994) para nombrar las unidades estratigráficas de origen ígneo: composición predominante (granodiorita) y el área específica donde aflora (Piedrancha).

El cuerpo de Granodiorita de Piedrancha presenta facies porfídicas cuya relación con el cuerpo principal no es clara. Forma un cuerpo de dirección NE, paralelo a las estructuras regionales en este sector de la cordillera Occidental y se extiende hacia el norte en la plancha 409 Las Cruces, con una longitud aproximada de 35 Km, una amplitud máxima de 10 Km y una extensión máxima de 350 Km (MMAJ - JICA, 1981). Los principales afloramientos en su extremo norte se encuentran sobre el río Telembí, la carretera a la vereda El Paraíso, camino El Paraíso - El Edén y la quebrada La Bombona (plancha 428 Túquerres); en el extremo sur aflora sobre la carretera a Tumaco en los alrededores de la población de Piedrancha de donde recibe su nombre, en la quebrada Piedrancha y sobre el camino que conduce al cerro Gualcalá (plancha 428 Túquerres).

Presenta contactos intrusivos tanto con las rocas del Grupo Diabásico como con las sedimentitas del Grupo Dagua. En ambos casos se observan efectos térmicos claros con recristalización y neomineralización con

paragénesis metamórficas, que no están en equilibrio con las observadas en las zonas no afectadas por el metamorfismo de contacto; estas paragénesis indican condiciones de bajo a medio grado en facies Albita – Epidota a Hornblenda Cornubianita. Además, cerca de los contactos son comunes digitaciones del intrusivo en las rocas encajantes y diques de felsitas finogranulares, que cortan tanto la roca de caja como el intrusivo. Gran parte de las mineralizaciones conocidas en la región están relacionadas al contacto de este cuerpo o de sus apófisis con las rocas básicas del Grupo Diabásico (González *et al.*, 2002).

Las rocas predominantes en el cuerpo de Piedrancha son faneríticas inequigranulares de grano grueso a medio, con cristales hasta de 8 mm, macizas, ocasionalmente néisicas hacia los bordes, con foliación protoclástica definida por la orientación paralela a subparalela de cristales tabulares de hornblenda y de láminas de biotita. Su color es gris claro moteado a blanco y negro. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo – plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita en porcentajes variables, una composición predominante entre granodiorita y tonalita, ocasionalmente diorítica hacia los bordes en contacto con las rocas diabásicas. Los minerales accesorios son principalmente opacos, tanto óxidos como sulfuros, que en las zonas mineralizadas se encuentran asociados preferencialmente a hornblenda – biotita o rellenando microfracturas. Además se encuentran cristales de apatito, circón diseminado o incluido en ferromagnesianos, esfena y epidota.

La Granodiorita de Piedrancha es afín con un origen ígneo intrusivo a partir de un magma calco – alcalino. El contacto del plutón granodiorítico tanto con las sedimentitas del Grupo Dagua como con las rocas básicas del Grupo Diabásico, indica un origen ígneo caracterizado por la presencia

de una aureola de contacto de media-baja, las estructuras en las sedimentitas truncando la estratificación aunque hay poca deformación en éstas es atribuible a la intrusión y el cuerpo es en general, de gran uniformidad litológica aunque presenta algunas facies inequigranulares y diques aplíticos relacionados que cortan tanto las rocas encajantes como el intrusivo en sus facies marginales. Las características anteriores corresponden a las de plutones emplazados en la transición entre la mesozona y la epizona en el sentido de Buddington (1959) (González *et al.*, 2002).

La Granodiorita de Piedrancha y los cuerpos relacionados podrían considerarse como una continuación del cinturón plutónico Cenozoico (Paleógeno – Neógeno) de la cordillera Occidental ecuatoriana (Hall & Calle, 1982) que intruye, en territorio colombiano, las rocas del Grupo Diabásico y del Grupo Dagua del Cretácico Superior (González *et al.*, 2002).

Edad. Existen varias determinaciones K/Ar para rocas de la Granodiorita de Piedrancha así como para cuerpos correlacionables en el área y aunque la mayor parte de ellas son concordantes en las edades reportadas que indican el Oligoceno tardío, al menos dos de ellas son más antiguas e indicarían posibles edades del Paleoceno al Eoceno (González *et al.*, 2002). Para Álvarez & Linares (1979) la edad de 62,6 Ma obtenida en hornblenda es la más antigua en cuerpos plutónicos de la cordillera Occidental y es discordante con la obtenida en biotita de 23 ± 3 Ma; según Álvarez (1983) en este caso “la edad K/Ar en hornblenda podría interpretarse como la edad de cristalización y emplazamiento del plutón y la obtenida en biotita podría corresponder a un evento tectónico o termal, quizás el levantamiento de la cordillera Occidental”. Aunque el mismo autor anota que en el sur de Colombia el magmatismo migró de occidente a oriente

durante el Cenozoico, es probable que las edades obtenidas correspondan a pulsos magmáticos diferentes y que el cuerpo batolítico esté compuesto por plutones de composición similar, pero diferentes edades, tal como lo indicaría el hecho de que los granitoides gruesogranulares intruyan la granodiorita de grano fino. Además, es claro que son más jóvenes que las de las dioritas y granodioritas que intruyen las rocas diabásicas en áreas aledañas con una tendencia clara de diferenciación, pues entre más joven es la edad obtenida, más ácida es la composición (González *et al.*, 2002).

Tanto al este como al sureste y suroeste del cuerpo batolítico se encuentran stocks de composición granodiorítica a tonalítica, que se han correlacionado con el cuerpo principal de Piedrancha. Entre estos cuerpos por su extensión o relación con mineralizaciones conocidas en el área, merecen citarse al este los de Santa Rosa de unos 4 Km de extensión, el del río Ramos en la plancha 428 Túquerres, de 3 x 2 Km que presentan mineralizaciones de pirita - calcopirita - molibdenita (MMAJ - JICA, 1981 en: González *et al.*, 2002).

3.2.5 FORMACIÓN AMPUDIA (K₂AM)

Verdugo & Nivia (1985), propusieron esta unidad para referirse a una secuencia sedimentaria expuesta en la carretera Jamundí-Villa Colombia cerca de Ampudia (Inspección Departamental de policía - IDP, de Jamundí). Estas rocas, descritas previamente por Keiser (1954), quien las denominó como "Conjunto Diabásico Sedimentario y Estratos de Ampudia" afloran a lo largo del flanco oriental de la cordillera Occidental en la parte oriental de la plancha 299 Jamundí y pueden ser trazadas hacia el sur en el Departamento del Cauca (Nivia, 2001), formando una intercalación

dominantemente sedimentaria limitada por bloques corticales de basaltos de la Formación Volcánica o Grupo Diabásico, su contacto superior es discordante y subyacen rocas sedimentarias Cenozoicas (Verdugo & Nivia, 1985).

Excelentes exposiciones de estas rocas se presentan en el río Pance, plancha 299 Jamundí. Su espesor varía de sur a norte de 2.500 a 200 m y desaparece al norte de la falla del río Meléndez (Verdugo & Nivia, 1985).

Consiste en una secuencia interestratificada de cherts, lodolitas síliceas, areniscas y localmente lodolitas arcillosas fisibles, con horizontes esporádicos de brechas sedimentarias. Al sur de Villa Colombia, se encontraron intercalaciones menores de basaltos y doleritas como parte de esta unidad.

La formación Ampudia representa el mismo ambiente que el Grupo Dagua indicado por periodos de sedimentación marina contemporáneos o alternantes con la actividad volcánica en un ambiente oceánico y corresponde a secuencias constituidas por una mezcla de sedimentos clásticos y pelágicos (González *et al.*, 2002).

Edad. Las evidencias fósiles disponibles, indican edades Coniaciano - Santoniano (Keiser, 1954) y Coniaciano - Maestrichtiano (Orrego, 1975).

Las formaciones Espinal y Ampudia se podrían correlacionar con las formaciones Aguaclara y Marilopito de Orrego (1975) en el sentido de que se trata de rocas sedimentarias carentes de metamorfismo dinámico; las secciones de referencia propuestas para las formaciones Aguaclara y Marilopito muestran, sin embargo, diferencias notables con las descritas para las formaciones Espinal y Ampudia. Estas diferencias se pueden interpretar como cambios faciales a lo largo de la PLOCO; las

relaciones estructurales entre unidades y el patrón de fallamiento de esta provincia no permite decir, si la correlación es correcta o si se trata de niveles sedimentarios no relacionados (Nivia, 2001).

3.2.6 FORMACIÓN RÍO PIEDRAS (K₂E₁RP)

Formación propuesta por Aspden (1984); consiste en un cinturón de sedimentitas cuarzosas plegadas, esencialmente no tectonizadas y no foliadas que afloran en el extremo del flanco oeste de la Cordillera Occidental, a lo largo de los departamentos del Valle del Cauca y del Cauca. La sección tipo se encuentra en el río Piedras y las secciones representativas se encuentran en la parte baja de los ríos Aguaclara y su tributario Aguaclarita (plancha 279 Dagua); además se encuentra cartografiada en las planchas 298 San Antonio de Yurumangüí, 299 Jamundí y 319 Zaragoza.

En el departamento del Cauca, estas rocas, se presentan en forma de fajas alargadas paralelas al eje de la cordillera, intercaladas con las volcanitas o intruidas por las mismas, como también en simples paquetes sedimentarios sin ninguna intercalación volcánica. La secuencia se presenta disturbada con buzamientos variables de dirección preferentemente hacia el oeste.

Hacia el oeste la formación Río Piedras está suprayacida discordantemente por sedimentitas Cenozoicas de la Formación Raposo, mientras su contacto oriental no está bien definido y pasa poco a poco a la formación Cisneros con un aumento en tectonismo (Aspden *et al.*, 1985); para Nivia (2001), este contacto es fallado y está marcado por un incremento en la deformación penetrativa a lo largo de un intervalo estratigráfico, que presenta un aumento de la relación lodo/arena dentro

de una secuencia única, con el mencionado metamorfismo dinámico desarrollado en especial sobre los horizontes de lodolitas poco competentes. Presenta un espesor que varía de 1.000 m a 2.500 m.

La unidad está conformada por una sucesión de rocas sedimentarias de origen marino, compuesta por intercalaciones de areniscas, limolitas, chert y conglomerados. Las limolitas y arcillolitas son de color gris oscuro a negro con laminación fina muy marcada; la geometría de las capas es gruesa y continua con contactos netos y planos e intercalados con niveles de areniscas, chert o liditas.

El predominio de rocas de composición arcósica indica un transporte poco prolongado desde una fuente continental próxima; esta secuencia se depositó como una turbidita proximal (Montoya, 2003). Para Etayo *et al.* (1982) se generó por corrientes de turbiedad que se depositaron como una secuencia de turbiditas completa, en donde la acumulación de los sedimentos se dio en la base de un talud continental contiguo a una fosa oceánica. Para Nivia (1998), estas secuencias clásticas se depositaron en cuencas desarrolladas en el talud continental, *slope basins*, sobre un complejo acrecionario y fueron imbricadas dentro de éste.

Edad. La edad del Cretácico tardío determinada para esta unidad ha sido asignada con base en los fósiles encontrados en la quebrada Lázaro, Municipio de Toro, departamento del Valle del Cauca (Etayo *et al.*, 1982; Parra, 1983). Los análisis de fósiles (*Rzehakina epigona*, junto con *Bolivina sp.* y radiolarios) encontrados en una muestra localizada en la quebrada Sorobiata, afluente del río Garrapatas, arrojan una edad Paleoceno tardío (Guzmán, 2000, en: Montoya, 2003), por lo que se le asigna a esta unidad una edad Cretácico tardío - Paleoceno (Montoya, 2003).

3.2.7 ULTRAMAFITAS DE GUAPI (K₂E₁UMGP)

Definida por Ortega (1981–1982). Consiste en cuerpos alargados, emplazados tectónicamente; el cuerpo principal se encuentra localizado en las partes altas del río Guapi y sus afluentes Pilpe, Napi (Colón y Brazoseco), tiene un rumbo aproximado NE, una longitud de 45 Km y 10 Km de ancho aproximadamente; aflora en las planchas 341 Cerro Timbiquí, 362 Baqueria y 363 Argelia.

Está delimitada por el oeste en contacto fallado con volcánicos básicos (basaltos y andesitas), por el este con rocas metamórficas de bajo grado (filitas del Grupo Dagua), basaltos y diabasas (Grupo Diabásico) hacia el extremo sur. Por el norte, está en contacto con cuarzodioritas, por medio de una falla transversal de rumbo aproximado E – W (Ortega, 1981 – 1982).

Es una roca compuesta esencialmente por serpentina, antigorita con relictos centrales de olivino. La presencia de olivino en relictos, únicamente descarta la de otros máficos. El mineral opaco presente se restringe a las fracturas; su composición es esencialmente ortopiroxena y dunita sin una visible definida zonación; está afectada por diferentes grados de serpentinización en forma irregular; la roca presenta magnetita diseminada (1 – 2% del volumen total de la roca).

La distribución y las características petrográficas de las rocas ultramáficas integran el modelo propuesto por Aluja *et al.* (1975), en el sentido de la existencia de éstas en la cordillera Occidental como complemento del conjunto ofiolítico parcial (Grupos Dagua y Diabásico) propuestos por ellos (Ortega, 1981 – 1982).

A pesar, de que las observaciones de campo, no fueron suficientes para determinar el modo de emplazamiento de los complejos ultramáficos en las rocas encajante, algunas consideraciones preliminares, tales como, el fallamiento de tipo normal, los contactos tajantes entre gabros y peridotitas, alguna gradación observada (pequeños y esporádicos niveles de cromita) y su configuración geométrica, permite suponer un emplazamiento diapírico de cumulados cristalinos, como el propuesto por Barrero (1979), para toda la cordillera Occidental (Ortega, 1981 – 1982).

Edad. La edad de las Ultramafitas de Guapi es incierta, pero por su asociación con los gabros y basaltos del sector sur de la cordillera Occidental, se considera que pueden ser contemporáneos, o sea de edad Cretáceo Superior.

3.2.8 FORMACIÓN TIMBIQUÍ (E₁E₂TM)

La Formación Timbiquí (Annells *et al.*, 1988) consiste predominantemente de rocas volcánicas andesíticas con una delgada secuencia de arenas fosilíferas y lodolitas en la parte superior. Aflora con tendencia NW y un espesor de 3 a 4 Km en las cuencas de Timbiquí y Napi, por encima de la cota 500 del piedemonte de la cordillera Occidental entre La Concesión, El Brizo y Tití (Timbiquí) y en la quebrada Coloncito y Brazo Seco (Napi); en las planchas 319 Zaragoza, 341 Cerro Timbiquí y 363 Argelia. Abundan grandes bloques de aglomerados andesíticos a lo largo del cañón del río Timbiquí cerca de Tití.

Las rocas de la Formación Timbiquí están cubiertas por rocas sedimentarias de la Formación Raposo sin una gran discordancia angular, pero con discontinuidad estratigráfica.

Esta formación está constituida por dos miembros: uno de rocas volcánicas y otro de rocas sedimentarias conocido informalmente como miembro Colón, que aflora en el río Colón, en cercanía al municipio de Timbiquí (plancha 341 Cerro Timbiquí).

Las rocas volcánicas por su litología corresponden a un micropórfido basáltico de andesita donde el 10 - 25% lo constituyen fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno que constituyen lavas compactas e intrusivos y brechas aglomeráticas con bloques angulares de andesitas en una matriz fino granular pulverizada o material andesítico finamente cristalizado que parece tener un origen vítreo. Las plagioclasas se presentan en largos prismas tabulares euhedrales de 3x2 mm de tamaño. Por el método de extinción simétrica se determinó que la plagioclasa presente es andesina (An_{30-50}); los fenocristales de clinopiroxeno son prismas tabulares euhedrales de translucencia verde pálido a café pálido, de 10 mm de longitud, algunas veces con textura fibrosa.

Algunas rocas contienen dispersos fenocristales prismáticos euhedrales de color café claro de clinoanfíbol, que son raros en las fases andesita y más típicos de composiciones dacíticas (Nockolds *et al.*, 1978; Middlemost, 1985). Casi todas las rocas volcánicas de la Formación Timbiquí presentan saussuritización de plagioclasa a albita, sericita y epidota, y de minerales ferromagnesianos a clorita y calcita (Beddoe - Stephens; comunicación escrita, 1988).

Las rocas sedimentarias del techo de la Formación Timbiquí, en el río Colón constan de una secuencia de aproximadamente 250 m de espesor, de escasas areniscas conglomeráticas de grano fino a medio y lodolitas. En algunas partes de la secuencia se observan canales angostos rellenos por sedimentos gruesos y finos. Contienen

abundantes fósiles bien preservados de foraminíferos, radiolarios y hojas.

Es esencial la litología del Miembro Colón como indicadora de las condiciones de formación de la Formación Timbiquí, en la cual a partir de la asociación de fósiles desarrollada en condiciones marinas de aguas profundas, se desarrolla un ambiente oceánico que finaliza en una margen continental activa evidenciada por la presencia de las rocas volcánicas de dicha formación (Annells *et al.*, 1988).

Edad. Por sedimentos recolectados del Miembro Colón en la Qda Colón, se determinó una edad Eoceno Medio - Oligoceno y facies neríticas profundas a abisales, a partir del contenido fosilífero de dicho miembro (Duque-Caro; comunicación escrita, Junio de 1988 en, Annells *et al.*, 1988).

Las rocas volcánicas de esta formación se correlacionan petrográficamente con las andesitas de la Formación Aguacate del Plio - Pleistoceno, las cuales generan un ambiente similar en Costa Rica y generan mineralizaciones epitermales de oro (Amos & Rogers, 1983; Cigolini & Chaves, 1986).

3.2.9 CUARZODIORITA DE TALLAMBÍ (E_3 CDTLL)

Cuerpo definido por Parra & Velásquez, 2002, en los alrededores del corregimiento de Tallambí, Municipio de Cumbal (Nariño), plancha 447 Bis Tallambi. Consta de rocas intrusivas, holocristalinas, con cristales de tamaño superior a 3 mm, de afinidad granitoide, intruyendo rocas de los Grupos Dagua y Diabásico. Aparentemente, la mayor extensión de este intrusivo se encuentra en jurisdicción de la República del Ecuador, donde se le conoce como Batolito de Apuela (Baldock, 1982). Los mejores afloramientos se encuentran en el

río Numbí, en el camino Tallambí – Numbí y en el río San Juan, aguas abajo del corregimiento de Tallambí, municipio de Cumbal, Nariño en la plancha 447 Bis.

Al parecer, en la plancha 447 Bis Tallambí, aflora la parte superior del cuerpo intrusivo, puesto que en el camino Tallambí – La Unión se encuentran afloramientos meteorizados de extensión menor a 3 m, con saprolitos de afinidad cuarzodiorítica a tonalítica. En el mismo sector se pueden identificar rocas con características de cornubianas, identificadas por su timbre y grano más fino. Las diabasas encajantes presentan silicificación, propilitización y cloritización, lo que dificulta trazar el contorno de los contactos. Hacia estos últimos, la roca toma texturas porfídicas, muy similares a la de los intrusivos hipoabisales presentes en el área.

Macroscópicamente, las rocas de este cuerpo, son de color gris verdoso, textura hipidiomórfica granular, holocristalina, con cristales de plagioclasa que conforman un poco más del 50% de la masa total, hornblenda entre el 10 y el 20%, cuarzo entre 5 y 15%, en tanto que biotita se presenta sólo en algunas muestras, en cantidades inferiores al 10%. Los minerales opacos presentes son piritita y magnetita.

Los análisis permiten clasificar la roca dentro del rango de cuarzodiorita y tonalita, con predominio de la primera. El anfíbol original (hornblenda), ha sido reemplazado por tremolita debido a procesos de alteración hidrotermal propilítica. Los cristales, alargados y fibrosos, se encuentran también cloritizados.

En los alrededores de la población de Tallambí, en la frontera ecuatoriana es muy notable la presencia de alteración propilítica con mineralización de piritita y

calcopirita en venillas que se presentan de manera penetrativa sobre toda la roca. En el territorio colombiano no se observan afloramientos con bornita y calcosina, pero de acuerdo con lo observado en el campo, tales minerales sí aparecen hacia el lado del Ecuador, en inmediaciones de la población de Chical, indicando la probable existencia de un sistema de pórfido cuprífero (Parra & Velásquez, 2002).

Por las características de los contactos que indican una cercanía a profundidad, de un cuerpo intrusivo de mayor área y la formación de cornubianas en facies de albita epidota con las rocas pelíticas encajantes, se deduce que el cuerpo se emplazó a poca profundidad relativa, donde se presentó un enfriamiento rápido hacia los contactos con las rocas encajantes, que no permitió el crecimiento de todos los cristales de las rocas en sus contactos (Parra & Velásquez, 2002)

(Galvis, J., 1980 en: Nivia, 2001), propone que estos intrusivos cuarzodioríticos de margen continental son el resultado del magmatismo ocasionado por el rompimiento de la placa oceánica y la formación de una nueva zona de subducción, que se dio a finales del Cretáceo o principios del Cenozoico y que está localizada al oeste de la actual costa Pacífica.

Edad. Göbel & Stibane (1979), determinaron para este cuerpo, una edad de $30 \pm 1,9$ Ma por K/Ar en hornblenda.

La Cuarzodiorita de Tallambí, puede correlacionarse con otros cuerpos de afinidad granítica ubicados al norte y al sur de la plancha 447 Bis Tallambí, específicamente con la Granodiorita de Piedrancha (Colombia) y el Batolito de Apuela (Ecuador).

3.2.10 PÓRFIDOS ANDESÍTICOS DEL RÍO PERLAS (E₃PAD)

Parra & Velásquez (2002), definen como Pórfidos Andesíticos del río Perlas a los cuerpos intrusivos hipoabisales menores de 10 Km² que forman cerros de vertientes escarpadas como El Dorado y Guachopis, localizados al norte y noreste del caserío La Unión (plancha 447 Bis Tallambi). Algunos cuerpos son tan pequeños que no alcanzan a salir en el mapa respectivo, tales como silos y diques de 20 m de espesor que afloran en el cauce del río San Juan y en cercanías de Tallambí.

Los mejores afloramientos de los pórfidos andesíticos se encuentran ubicados en la margen derecha del río Perlas, por encima de la cota 1800 y en el río Numbí, al norte del caserío La Unión; en las planchas 363 Argelia, 409 Las Cruces, 427 La María, 428 Túquerres, 447 Bis Tallambí y 447 Ipiales.

En general los contactos se encuentran cubiertos o completamente meteorizados, sin embargo en el río San Juan, entre los caseríos de La Unión y San Juan de Mayasquer, se pudo apreciar el contacto de un silo de pórfido andesítico con rocas sedimentarias de la unidad areno - arcillosa del Grupo Dagua. El contacto es neto y las arcillolitas se encuentran fuertemente endurecidas por lo menos en un tramo de 5 m con formación de cornubianas de albita - epidota.

En muestra de mano la roca es masiva, porfídica, con fenocristales de plagioclasa hasta 35%, de 2 a 3 mm de longitud, anfíbol en un 20%, con cuarzo sólo en algunas muestras con porcentajes inferiores al 5%. La matriz es afanítica con colores grises en diversos tonos. La mayoría de las muestras parecen tener alteración hidrotermal evidenciada por el color verde de la hornblenda y la presencia

de algunas venas de epidota o en granos finos dispersos en toda la masa.

Casi todas las muestras tienen pirita diseminada (0,5 - 1%) y magnetita (1 - 1,5%). La clasificación de acuerdo con la proporción de cristales de plagioclasa y cuarzo, los ubica dentro del campo de las andesitas (pórfidos andesíticos, Le Maitre *et al.*, 1989).

En la cordillera Occidental de Colombia se han cartografiado numerosos intrusivos hipoabisales, algunos de ellos relacionados con mineralizaciones importantes como el stock de Suárez, Cauca (Álvarez *et al.* 1980, 1981), los cuales se asocian a una etapa de magmatismo localizada entre el Mioceno y el Plioceno. Otros cuerpos que se encuentran asociados lateralmente con plutones de afinidad granítica, se han interpretado como facies tardías y por lo tanto tienen una edad menor que dichos plutones (Sillitoe *et al.*, 1982). Por su cercanía a la Cuarzodiorita de Tallambí, Parra & Velásquez (2002) asumen que los Pórfidos Andesíticos del río Perlas son una facies tardía del magmatismo que originó el intrusivo, es decir, post-Oligoceno.

Edad. Son muy pocos los cuerpos hipoabisales de la cordillera Occidental que han sido datados. En el departamento de Chocó, la andesita de la Equis tiene una edad de $10,4 \pm 2,9$ Ma; el basalto de El Botón en cercanías de Dabeiba, Antioquia, dio una edad de $9,3 \pm 0,8$ Ma (Restrepo *et al.*, 1979). Otras dataciones en la cordillera Occidental corresponden a intrusivos graníticos con edades que oscilan entre 6,2 Ma (Stock de Suárez, Cauca, Álvarez *et al.*, 1979) y más de 40 Ma (Batolito de Mandé, Antioquia, Restrepo *et al.*, 1979).

Provisionalmente, se le asigna una edad post-Cuarzodiorita de Tallambí, es decir, similar a la de la Granodiorita de Piedrancha ($30 \pm 1,9$ Ma), es decir post-Oligoceno (Parra & Velásquez, 2002).

3.2.11 CUERPOS INTRUSIVOS DEL BATOLITO DE ANCHICAYÁ (N₁DTA, N₁DDN, N₁DSL, N₁DRP, N₁DAN, N₁DCC, N₁DACL)

Aspden *et al.*, 1985 (en Nivia, 2001); reporta que en la cordillera Occidental al oeste de la Falla Río Bravo se presentan varios stocks de composición tonalítica que intruyen formaciones cretácicas. Teniendo en cuenta que varios de estos stocks dieron la misma edad en determinaciones radiométricas K/Ar, que sus características petrográficas muestran una gran similitud y una distribución espacial limitada, Nivia & Aspden (1984) postulan que todos hacen parte de un evento intrusivo único conformando colectivamente el Batolito de Anchicayá.

Presenta afloramientos principalmente en la plancha 279 Dagua; aunque también se encuentran en las planchas 298 San Antonio de Yurumangüí, 299 Jamundí, 319 Zaragoza y 341 Cerro Timbiquí; estos últimos, representados por la diorita del alto de Anchicayá

El Batolito de Anchicayá varía de tonalita a cuarzo - diorita y presenta textura holocristalina de grano medio. Aplitas y variedades porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa se presentan con menor frecuencia en diques. Algunos stocks presentan hornblenda en la zona de contacto.

Los minerales esenciales son plagioclasa (40-60%) y cuarzo (10 - 15%) y los accesorios primarios hornblenda (10 - 15%) y biotita (hasta el 10%). Accesorios secundarios incluyen esfena y apatito ± moscovita, sericita, clorita, albita y ortoclasa. La plagioclasa varía de oligoclasa a andesina y se presenta en cristales euhedrales de maclamiento complejo y zonación ocasional. Algunos ejemplares presentan bordes de antipertita, mientras

otros muestran un grado variable de reemplazamiento y/o alteración a albita, ortoclasa, cuarzo y sericita.

La biotita y la hornblenda se presentan como cristales intersticiales, generalmente frescos o parcialmente alterados a clorita. El cuarzo normalmente intersticial forma grandes cristales o agregados. Las texturas gráficas y la moscovita son comunes en diques aplíticos. En las aureolas de contacto de los stocks es frecuente el desarrollo de andalusita, granate y biotita. En los alrededores del área de afloramiento, se presentan venas de cuarzo auríferas relacionadas probablemente con las fases neumatolítica e hidrotermal de la intrusión del Batolito de Anchicayá (Nivia & Aspden, 1984).

Este Batolito está representado por una serie de cuerpos plutónicos, pequeños de composición predominantemente tonalítica, cuarzodiorítica y diorítica, entre los cuales se encuentran: Diorita de la Quebrada Tatabro (N₁dta), Diorita de El Danubio (N₁ddn), Diorita de Quebrada Lucas (N₁dsl), Diorita de Río Piedras (N₁drp), Diorita del Alto anchicayá (N₁dan), Diorita del Río Caracolí (N₁dcc) y la Diorita de Agua Clara (N₁dacl).

Edad. Brook (1984) obtuvo diez dataciones minerales K/Ar (en biotita y hornblenda) de cinco diferentes stocks del Batolito de Anchicayá. Estas edades varían entre 18 y 20 ± 1 Ma y están de acuerdo con las determinaciones preliminares publicadas por Botero (1975) y Göbel & Stibane (1979).

3.2.12 ROCAS ASOCIADAS AL STOCK DE PANCE (N₁GHP) (N₁DP) (N₁PDP) (N₁TP)

El Stock de Pance es una intrusión compuesta por tonalita - gabro que

aflora en los alrededores del río Pance en la plancha 299 Jamundí y tiene una extensión aproximada de 5 Km². Intruye las formaciones cretácicas Ampuida, Grupo Diabásico y las formaciones paleógenas Chimborazo, Guachinte y Ferreira (Aspden, 1984). Su carácter intrusivo es notable por la presencia de xenolitos anfibolitizados de basalto derivados de la Formación Volcánica o Grupo diabásico y por el metamorfismo a antrasitas de los carbones de la Formación Guachinte. En los contactos con el Grupo Diabásico generalmente se presentan hornblenditas por efectos de metamorfismo térmico.

Este Stock está constituido por los siguientes tipos de roca: gabro hornbléndico (N₁ghp), diorita hornbléndica (N₁dp), Tonalita (N₁tp) y pórfido diorítico (N₁pdp), descritos a continuación.

3.2.12.1 Gabro Hornbléndico (N₁ghp):

Cuerpo melanocrático, grueso granular a pegmatítico, compuesto esencialmente de plagioclasa de composición variable entre labradorita y bitownita, augita, hornblenda y accesorios como apatito, esfena, cuarzo y opacos; como minerales de alteración se presenta epidota, sericita y con menor frecuencia calcita.

3.2.12.2 Diorita Hornbléndica (N₁dp):

Esta roca es de aspecto mesocrático, presenta textura fanerítica de grano grueso a fino; con frecuencia presenta xenolitos de anfibolita y diques aplíticos en las zonas de contacto con el Grupo Diabásico. Está compuesta en un 65% de plagioclasa de composición andesina y un 30% de hornblenda; como accesorios se presentan clinopiroxeno, biotita, esfena, feldespato potásico y opacos en menor proporción.

Los minerales de alteración son clorita, sericita, calcita y epidota.

3.2.12.3 Tonalita (N₁tp):

Rocas leucocráticas de grano medio a grueso, compuestas por plagioclasa (55%) que varía de oligoclasa a andesina, cuarzo intersticial (30%), hornblenda (10%), biotita (5%) y minerales accesorios como apatito, esfena y opacos.

3.2.12.4 Pórfido Diorítico (N₁pdp):

Presenta un aspecto mesocrático y textura porfídica. Está compuesto de fenocristales de hornblenda (80%), plagioclasa (15%) y cuarzo y/o biotita (5%) que alcanzan hasta el 30% del volumen de la roca, embebidos en una matriz de composición similar pero donde el mineral predominante es la plagioclasa (andesina).

Estos cuatro tipos de roca, no presentan entre sí contactos intrusivos y todos los cuerpos tienen la misma edad, por lo que se considera, que se trata de diferenciación dentro de un mismo evento magmático.

Edad. Brook (1984), reporta cinco edades minerales K/Ar en hornblenda para el Stock de Pance que varían entre 17 ± 1 y 19 ± 1 Ma y una edad en roca total de 24 ± 2 Ma; considera que por tener el intrusivo una edad muy joven y un alto contenido en Rb, las dataciones K/Ar reflejan con mayor precisión, la edad de intrusión. Göbel & Stibane (1979) reportaron una edad K/Ar de $16,5 \pm 0,8$ Ma para el Stock de Suárez de composición similar y que aflora aproximadamente 40 Km al sur del intrusivo de Pance, en el departamento del Cauca.

3.2.13 DIORITA – TONALITA (N₁DT)

Cuerpos de Diorita - Tonalita, se encuentran relacionados a la Tonalita del río Timbita. Ocurre a manera de apófisis asociada a la Falla Bellavista, representada en la plancha 299 Jamundí.

Se presenta intensamente cizallada; su aspecto es leucocrático, de textura fanerítica. Compuesta de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y moscovita.

3.2.17 DACITA PORFÍDICA (N₁DA)

Cuerpos que afloran en la plancha 299 Jamundí y podrían relacionarse a la serie de rocas hipoabisales que McCourt (1984) ha denominado Serie Porfirítica, asociadas al Batolito de Anchicayá y el Stock de Pance.

Se presentan en forma de diques y silos porfiríticos de composición andesítica – dacítica, intruidos generalmente siguiendo los lineamientos de las fallas principales N – S que definen contactos entre las unidades metamórficas. Estos pórfidos consisten de fenocristales de plagioclasa, cuarzo en menor proporción y ocasionalmente hornblenda, embebidos en una matriz fino cristalina de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda en proporciones variables. Los fenocristales de plagioclasa muestran zonación oscilatoria y los de cuarzo se presentan en cristales subredondeados con bordes muy suaves. Los fenocristales presentan fracturamiento menor atribuido a movimientos recientes a lo largo de las fallas regionales que controlan la distribución de los diques (Mccourt, 1984).

Edad. Las dataciones radiométricas (K/Ar en hornblenda y biotita) en los diques de esta serie, conocida localmente como La Albania, produjeron una edad concordante

de 18 ± 1 Ma (Brook, 1984) que se toma como representante de la edad de la intrusión. Una edad más joven (12 ± 1 Ma, en hornblenda) de un dique similar a uno 3 – 4 Km al oeste de la muestra de La Albania podría indicar, sin embargo, más de una fase de actividad de diques.

3.3 SERRANÍA DEL BAUDÓ

La serranía del Baudó ocupa la parte occidental del departamento de Chocó entre las planchas 89 Bis río Salaquí, 89 Ciénaga La Honda al norte y la 202 Pilizá al sur, con alturas que no sobrepasan los 700 m.s.n.m. y su eje forma el divorcio de aguas entre la cuenca del río Atrato que vierte sus agua al mar Caribe y el océano Pacífico. Esta serranía es paralela a la costa pacífica hasta unirse al norte con la serranía del Darién en la frontera con Panamá.

Estructuralmente hace parte del Bloque del Chocó (Duque – Caro, 1990 a, b) o terreno Chocó (Estrada, 1995), del terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1989), del terreno Baudó (Etayo *et al.*, 1983) o del PLOCO en el sentido de Nivia *et al.*, 1997.

La serranía del Baudó está constituida por rocas volcánicas básicas, incluyendo basaltos y lavas almohadilladas del Cretácico y Paleógeno con algunas intercalaciones de sedimentitas: piroclastitas básicas, arenitas turbidíticas, shale, chert y calizas; está separada del flanco occidental de la cordillera Occidental por la cuenca del Atrato y el límite sur se ha localizado a lo largo de la Zona Deformada de Istmina (Duque – Caro, 1990 a) siguiendo la Falla del río Pepé (Cossio, 2002 a).

La nomenclatura estratigráfica utilizada para las unidades de este bloque (**Anexo 2**), se ha tomado de los trabajos regionales de INGEOMINAS en el Proyecto Pacífico

Norte y cuyos resultados se encuentran en los mapas geológicos de las planchas 127 Cupica, 143 Bahía Solano, 163 Tribugá, 183 Coquí y 202 Pilizá y las memorias explicativas correspondientes (Cossio, 2002 a, b; Zapata, 2002). Es de anotar que aunque estas planchas aparecen publicadas a escala 1: 100.000, el trabajo efectuado fue de reconocimiento regional y por lo tanto, la información contenida corresponderá a la de un levantamiento a escala 1: 200.000 y en algunos casos pueden considerarse como mapas fotogeológicos con verificación de campo.

3.3.1 BASALTOS DEL BAUDÓ (K₂BBD)

Zapata (2002), propone este nombre, de acuerdo con las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification, ISSC (1994), para las rocas denominadas por Cossio (1994) como Basaltos de la serranía del Baudó y por Goossens *et al.* (1977) y Galvis (1980) como Complejo Ígneo Básico de la serranía del Baudó; para unificar bajo esta denominación las rocas volcánicas pre-Eoceno, aflorantes desde la divisoria de aguas de la serranía de Baudó hasta el borde costero.

La unidad presenta excelentes afloramientos, casi continuos, en los acantilados a lo largo de los casi 200 Km de costa entre cabo Corrientes y Panamá, desde las planchas 89 Ciénaga La Honda al norte hasta la 202 Pilizá al sur; así como en los ríos y quebradas que drenan la vertiente occidental de la serranía del Baudó. Las vertientes, en general,

muestran saprolitos espesos donde se hace difícil distinguir la roca original, a no ser por su descomposición típica a suelos arcillosos rojizos (Cossio, 2002 b).

Duque - Caro (1990 a), sugiere la existencia de contactos tectónicos, en el Arco de Baudó, tanto al oriente como al occidente. El contacto oriental, es discordante y fallado con rocas del Cenozoico, caracterizado por el desarrollo de numerosos pliegues en échelon, desarrollados en volcanitas.

Esta unidad se encuentra constituida por basaltos, algunos de ellos amigdalares, lavas almohadilladas, diabasas, andesitas, brechas, aglomerados, tobas y, ocasionalmente, gabros intensamente alterados y deformados e intercalaciones de rocas sedimentarias con fuerte buzamiento (**Figura 12**), principalmente limolitas, areniscas y chert; además INGEOMINAS (1988) y GEOTEC (1988), reportan cuerpos ultramáficos y sedimentitas tobáceas.

Los basaltos conforman con las diabasas más del 90% del conjunto de rocas que componen esta unidad. Son rocas duras, de color verde grisáceo, afaníticas; en general están afectadas por un fuerte cizallamiento, el cual depende de su cercanía a fallas regionales. Son ocasionalmente vesiculares y presentan estructuras de lavas almohadilladas (**Figura 13**), las cuales tienen elipsoides de diámetros que varían desde decimétricos hasta ligeramente superiores al metro. Constituidos por plagioclasa, piroxeno, vidrio, opacos y, en menor proporción, ilmenita, como minerales primarios, y calcita, epidota, saussurita, sericita y clorita, como minerales de alteración.



Figura 12. Rocas sedimentarias del Baudó en Playa Brava, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí)



Figura 13. Basaltos con estructura de lavas almohadilladas, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí)

Las diabasas son rocas de aspecto masivo y color verde a gris verdoso oscuro, muy semejantes a los basaltos, pero en muestra de mano se pueden distinguir algunos cristales de piroxeno y plagioclasa con tamaños entre 1 y 2 mm; afloran principalmente en la Ensenada de Utría (plancha 163 Tribugá). En algunos sectores, se aprecia el paso gradual de diabasas a basaltos, es decir, desde rocas de grano medio fino a rocas de grano fino a muy fino y en ocasiones se encuentran intercaladas con capas de chert calcáreo.

Presenta una composición monótona de plagioclasa y clinopiroxeno, con cantidades subordinadas de vidrio e ilmenita.

La interacción océano–continente, produce un litoral caracterizado por acantilados y salientes residuales de roca, en este caso de los basaltos del Baudó, los cuales conforman arcos y peñascos rodeados de agua, considerados como Tómbolos; expuestos en el área de Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí) (**Figura 14**).



Figura 14. Tómbolos compuestos por los Basaltos del Baudó, Cabo Corrientes (plancha 183 Coquí).

El ambiente tectónico de formación de las rocas basálticas del occidente colombiano y, entre ellas, el de la Serranía de Baudó, ha sido objeto de controversia y se han propuesto varios modelos para su generación: el de piso oceánico por Pichler (1974), Bourgois *et al.* (1982), McCourt *et al.* (1984) entre otros; el de Arco de Islas por Goossens *et al.* (1977), Barrero (1979), Pérez (1980), Galvis (1980); el modelo de *Plateau* Oceánicos por Millward

et al. (1984) y Nivia (1987, en: Nivia, 1996a). Kerr *et al.* (1997) consideran que es imposible que los basaltos del occidente de Colombia sean fusiones primarias del manto y más bien que pudieron haberse fraccionado de un magma parental más picrítico; también consideran, basados en datos geoquímicos, que los cuerpos de basaltos de edad cretácica que ocurren en la cordillera Central, cordillera Occidental y serranía del Baudó fueron formados muy

probablemente en el Pacífico como parte del *Plateau* Oceánico caribeño.

Según Nivia & Maya (1992), las características más importantes para la interpretación del ambiente de formación, son la presencia de flujos masivos que indican una efusión abundante y rápida de lava; la presencia de lavas almohadilladas sugiere erupciones submarinas en coladas cuyos volúmenes de efusión son similares a los producidos en las dorsales oceánicas donde estos rasgos son típicos y la abundancia de amígdalas insinúa que la presión hidrostática no era tan alta como para impedir la degasificación de los magmas. A su vez, la presencia de piroclastos estratificados no podría ser posible si la columna de agua fuese tan espesa que impidiera las emanaciones explosivas. En consecuencia, considera probable que algunas de estas efusiones sucedieran muy cerca al nivel del mar o incluso que pudiesen ser subaéreas (Zapata, 2002).

Edad. Geólogos de la Texas Petroleum Company, encontraron amonites del Cretáceo Superior, en las cabeceras del río Uva (Haffer, 1967). Gansser (1950), dató calizas arrecifales encerradas por flujos basálticos en la zona de Cabo Corrientes, como Eoceno medio. Bandy (1970), en: Cossio (1994), halló sobre el río Nercúa, en rocas sedimentarias intercaladas con flujos basálticos, microfósiles planctónicos del Coniaciano - Maestrichtiano. Case *et al.*, (1971), en el mismo sector, reportan sedimentitas marinas del Eoceno, intercaladas con volcanitas oceánicas. Las dataciones radiométricas, efectuadas por el método K/Ar, en basaltos del Arco de Baudó, oscilan entre 70,4 y 25,8 Ma (Bourgeois *et al.*, en Duque, 1990 b) y de $77,9 \pm 1,0$ por Kerr *et al.*, (1997).

Del análisis de las dataciones radiométricas y de los datos paleontológicos, es claro que se presentan dos rangos de edades

bien marcados: uno en el rango 70 – 80 Ma (Campaniano – Maestrichtiano) y otro entre 26 - 40 Ma (Eoceno medio – Oligoceno tardío); lo cual podría indicar que en la serranía del Baudó se encuentran dos etapas distintas de vulcanismo y sedimentación, bien diferenciados en las edades paleontológicas y radiométricas (Cossio, 2002 b).

Se correlacionan con los basaltos localizados en el flanco occidental de la cordillera Occidental en el Complejo Santa Cecilia - La Equis y los basaltos de Malpelo en la zona insular del pacífico Colombiano.

3.3.2 ROCAS VOLCÁNICAS DE JÁNANO Y JANANITO (NVJ)

Nombre informal, para una unidad definida fotogeológicamente por Zapata (2002) como una sucesión de rocas volcánicas con forma de domos alargados en dirección N – S que sobresalen topográficamente unos 300 m. sobre el terreno generando los cerros de Jánano y Jananito (**Figura 15**) localizados en la plancha 183 Coquí.

La base de los cerros está conformada por calizas y rocas calcáreas con algunas interdigitaciones de rocas volcánicas y gabros. En las fotografías aéreas e imágenes de radar se observan como dos macizos rocosos que sobresalen por su morfología, con una red radial centrífuga, típica de estos cerros aislados de forma cóncava y formados por rocas más resistentes a la erosión que las circundantes. Por este motivo se presume que la cima está conformada por rocas volcánicas.

Galvis (1980), describe en proximidades del cerro Jánano basaltos olivínicos hasta picritas con más del 50% de fenocristales de olivino en matriz de vidrio con microlitos de plagioclasa y keratófidos en las cabeceras del río Arusí.

Edad. Gansser (1950) postula que en el área de Cabo Corrientes basaltos, diabasas y gabros cubren las calizas blancas algáceas y limolitas silíceas del Eoceno medio – Oligoceno. Esto indicaría la existencia de un volcanismo más joven al sur de Arusí, que posiblemente está representado por las

edades de 25, 8 Ma (Oligoceno superior) y los efectos térmicos en las calizas (Bourgeois *et al.*, 1982). Según Toussaint & Restrepo (1989), un conjunto volcánico – detrítico con grauvacas, cherts, calizas y basaltos, ha dado edades Paleocenas hasta Miocenas tempranas (Zapata, 2002).



Figura 15. Vista panorámica desde el mar, al cerro Janano y Jananito (plancha 183 Coquí).

3.4 CUENCA DE URABÁ

La Cuenca de Urabá se encuentra localizada en el Golfo de Urabá, en la parte occidental de la serranía de Abibe, al NW del departamento de Antioquia en el límite con el departamento de Córdoba cubriendo la parte oriental de las planchas 59 Mulatos al norte y 102 Domingodó al sur. Incluyendo además parte de las planchas 69 Necoclí, 79 Turbo y 90 Chigorodó (**Figura 4**).

En la tectónica de terrenos, la Cuenca de Urabá estaría incluida en el terreno Sinú–San Jacinto (Duque–Caro, 1984), Sinú (Etayo *et al.*, 1983). Duque–Caro (1984) dividió la margen suroriental de la Cuenca de Colombia en el Caribe, en dos elementos

tectónicos mayores: una región estable o de plataforma que suprayace una corteza continental no plegada y otra inestable o geosinclinal que suprayace corteza oceánica plegada y en la cual se encuentra el Cinturón del Sinú dividido en dos sectores separados por el mar: al sur, el sinclinatorio de Abibe–Las Palomas, en el cual estaría la Cuenca de Urabá, litológicamente conformado por sedimentitas cuya edad está comprendida entre el Oligoceno y el Plioceno agrupadas en las formaciones Maralú, Floresanto, Pajuil y Corpa y al norte el Anticlinorio de Turbaco.

El prisma acrecentivo del Sinú se caracteriza por la presencia de sedimentitas en estructuras dómicas que abarcan desde el

Eoceno medio al Oligoceno tardío, sobre las cuales se depositan secuencias que documentan desarrollos sedimentológicos con alta variabilidad de facies y una tectónica propia de un prisma de acreción en el Neógeno. Los rasgos estructurales mayores incluyen amplios sinclinales delimitados, en su mayoría por fallas inversas y en contraste pocas estructuras anticlinales. Las fallas inversas tienen dirección predominante NNE – SSW con vergencia al oeste y están delimitadas en gran parte por fallas de rumbo con dirección perpendicular u oblicua a las fallas inversas y movimiento tanto dextral como sinextral.

El marco tectónico – sedimentológico de la Cuenca Urabá – Sinú se encuentra modificado o deformado por estructuras dómicas que se manifiestan en muchos casos, por volcanes de lodo y aprovechan planos de debilidad estructural para romper o deformar estructuras preexistentes haciendo aflorar en superficie unidades – roca más antiguas.

La nomenclatura estratigráfica para las unidades–roca de esta área incluidas en la recopilación para el Andén Pacífico (**Anexo 2**), corresponde a la utilizada por Haffer (1967) para la estratigrafía de la cuenca de Urabá – Sinú y del proyecto de cartografía geológica de la región del Sinú; planchas 50 Puerto Escondido, 51 Lorica, 59 Mulatos, 60 Canalete, 61 Montería, 69 Necoclí, 70 San Pedro de Urabá, 71 Planeta Rica, 79 Turbo y 80 Tierralta de GEOTEC (2003).

3.4.1 FORMACIÓN FLORESANTO (N₁FLACL, N₁FLA)

La Formación Floresanto fue definida por el grupo de geólogos de Sinú Oil Company (Oppenheim, 1957) y con base en su carácter litológico, esta formación se ha subdividido en dos unidades: una inferior

principalmente arenosa definida por Haffer (1967) en la quebrada Floresanto, al suroeste de Montería donde se encuentra la sección tipo, es denominada Pavo Inferior y otra superior definida en los ríos Mulatos y Turbo predominantemente lutítica denominada Pavo Superior. En los mapas fueron separadas estas unidades con base en las planchas publicadas 59 Mulatos, 69 Necoclí y 79 Turbo por INGEOMINAS con soporte en el trabajo de GEOTEC (2003). Esta formación aflora ampliamente en la cuenca de Urabá.

En general, la secuencia se encuentra suavemente plegada, notándose cambios en la inclinación de las capas por tramos cortos, formando anticlinorios y sinclinos estrechos. El espesor aproximado es de 2.600 m., pero en el río Turbo es de unos 4.000 m. (Haffer, 1967). Su contacto con las formaciones infra y suprayacente es normal (Haffer, 1967). Aunque Suárez (1990) reporta una inconformidad erosional en el techo. El contacto inferior de la Formación Floresanto se presenta fallado y coloca en contacto la parte inferior de la Unidad Pavo Inferior con alguna parte de la Unidad Pavo Superior en el sector de los cerros del Yoky (en la serranía del Aguila, planchas 69 Necoclí y 79 Turbo) (GEOTEC, 2003).

La Unidad Pavo Inferior (**N₁fla**) está constituida por capas gruesas a muy gruesas de arenitas líticas a sublíticas gris azulosas a gris medio. Las arenitas son de grano predominantemente medio, ocasionalmente conguijos, subredondeados a subangulares, de selección moderada, cemento calcáreo o matriz arcillosa. Compuestas por cuarzo, chert negro, fragmentos de lutitas, rocas volcánicas, carbón, restos vegetales y esporádicamente concreciones calcáreas. Localmente las arenitas aumentan considerablemente de tamaño de grano y conforman lentejones de conglomerados arenosos de guijos.

La Unidad Pavo Superior (**N₁flacl**) se presenta principalmente lutítica y con frecuentes niveles arenosos en la parte inferior. Se identifica por el aspecto abigarrado de las lutitas y la presencia permanente de yeso y jarosita en las fracturas de las rocas o en algunos planos de estratificación. Las lutitas tienen colores y tonos variados que incluyen: pardo claro, pardo rojizo, gris verdoso, gris claro, morado y rojo. Son de aspecto macizo, con abundante materia carbonosa, esporádicos lentejones de carbón entre 2,2 y 1,0 m de espesor y algunas costras endurecidas de limolitas en la superficie del contacto con arenitas. Las arenitas intercaladas son principalmente cuarzosas, de color pardo a amarillo claro, de grano fino, subangular o subredondeado, buena selección, localmente cemento silíceo. En la composición, además de cuarzo, se presenta chert negro, restos de plantas e intraclastos de lutitas; y a la base ocurren fragmentos de carbón.

La asociación litológica predominante representa la parte superior de la facies deltáica en un sistema progradante, caracterizado por canales migratorios que fueron cubiertos por depósitos lagunares. La presencia de caliche indica períodos de quietud, durante los cuales el material queda expuesto a condiciones subaéreas con alguna inestabilidad, con producción de microfallamiento y hundimiento de la cuenca. Restrepo & Pérez (1982), en Suárez (1990), basados en interpretación sísmica, asignan a esta formación un ambiente marginal marino (GEOTEC, 2003).

Edad. Haffer (1967), basado en micropaleontología de numerosas muestras, considera que la Formación Floresanto, es de edad Mioceno inferior a medio, mientras que para Duque – Caro (1990 b) sería más inferior. Suárez (1990) amplía el rango a Oligoceno – Mioceno medio.

Por su contenido faunístico y edad, la Formación Floresanto es correlacionable con la parte superior de la Formación Uva en la cuenca del Chocó y con la Formación Napipí en la cuenca de Urabá (Haffer, 1967), en el anticlinorio de San Jerónimo con las Formaciones Ciénaga de Oro en su parte más alta y El Carmen; en el anticlinorio de San Jacinto Sur con las Formaciones El Carmen, Perdices en el anticlinorio de Luruaco (INGEOMINAS - ECOPETROL, 1994).

3.4.2 FORMACIÓN PAJUIL (N₁PJ)

Haffer (1967) denomina Formación Pajuil a las sedimentitas que afloran en la quebrada Pajuil al occidente de Tierralta, hacia la parte superior de la cuenca del río Sinú en el departamento de Córdoba; conforman un relieve de colinas suaves y afloran al occidente del departamento, en las planchas 59 Mulatos, 69 Necoclí y 79 Tubo, extendiéndose de norte a sur, formando anticlinorios y sinclinorios.

El contacto inferior de la Formación Pajuil, con la Formación Floresanto es normal o inconforme erosionalmente. El contacto superior es normal en el centro de la cuenca Urabá – Sinú al oriente de Turbo e inconforme hacia las márgenes de la misma (Haffer, 1967). El espesor reportado es de aproximadamente 1.580 m.

En su parte inferior, consta de areniscas calcáreas, arcillosas, de color gris y azul con granulometría mediana, intercaladas con arcillolitas azul-grisáceas. Presenta zonas guijarrosas y conglomeráticas, sobre todo al sureste del Golfo de Urabá, cuyos cantos son de composición principalmente basáltica. Algunas de las capas son altamente calcáreas, gradando a calizas arenosas, con abundantes conchas de pelecípodos y gasterópodos. En la parte superior, las areniscas son reemplazadas por arcillolitas de color azul grisáceo, el

tope de la unidad es una arcillolita pura (Haffer, 1967).

De acuerdo con información sísmica, Restrepo & Pérez (1982), en: Suárez (1990), el ambiente de depositación de la Formación Pajuil es predominantemente de talud con influencias locales marinas más profundas; según González & Londoño (2001), las características litológicas indican facies siliciclásticas finas, de extensión amplia y pocas variaciones; la presencia conspicua de remanentes de plantas, moluscos y foraminíferos sugieren un ambiente batial superior a nerítico, con deposición en una plataforma que se hundía rápidamente, cercana a una fuente continental adyacente a grandes zonas de pantanos y manglares.

Edad. Haffer (1967) asigna a esta unidad, una edad aproximada Mioceno medio. Suárez (1990), amplía el rango a Mioceno medio - Plioceno inferior.

Es correlacionable con la Formación Sierra en la Cuenca del Atrato y con la parte inferior de la Formación Cerrito en el Anticlinorio de San Jerónimo (INGEOMINAS-ECOPETROL, 1994).

3.4.3 FORMACIÓN CORPA (N₂CRMP, N₂CRAM)

Nombre dado por Haffer (1967) a las capas de sedimentitas que afloran en el río Corpa al noroccidente de Montería, constituidas por lodolitas-arcillolitas de color crema-gris, meteorizadas, pobremente estratificadas que forman colinas redondeadas con pendientes suaves. Conforman el núcleo de los sinclinales de Tukurá y Jaraguay; sus mejores secciones están en las carreteras Valencia - San Pedro de Urabá y Jaraguay cerca al volcán de lodo de El Cachaco.

Esta Formación fue subdivida en las unidades Morrocoy-El Pantano (N₂crmp) y

Arenas Monas (N₂cram); la Unidad Morrocoy - El Pantano se encuentra representada en el flanco oriental del Sinclinal del Pantano, en el Sinclinal de Galilea, aledaño al del Pantano y su sección tipo se encuentra en la quebrada Morrocoy. En el cerro La Neca y cuchilla del Tigre, entre otros sitios, se tienen buenos afloramientos (planchas 59 Mulatos y 69 Necoclí). La Unidad Arenas Monas, se dispone de manera muy amplia en el núcleo de los sinclinales de El Carmen y Santa Catalina. Los afloramientos de esta unidad son discontinuos y dispersos. Las localidades donde se reconoció la Unidad son: carretables de Cadillo - Plan Parejo, El Carmelo - El Tomate, El Carmelo - Naranjitas, San Pedro de Urabá - San Vicente del Congo, además de la quebrada La Arenosa y los alrededores de Arenas Monas (planchas 59 Mulatos, 69 Necoclí, 79 Turbo, 90 Chigorodó y 102 Domingodó).

El contacto inferior de la Formación Corpa, es inconforme al sur de Urabá, en los ríos Chigorodó y León, pero definitivamente normal, en la parte central de la cuenca (de los ríos Apartadó y río Grande hacia el norte). El espesor total de esta unidad, puede oscilar entre 2.000 y 4.000 m (Haffer, 1967).

La Unidad Morrocoy-El Pantano, está constituida por capas de arenitas líticas, con gradaciones laterales y verticales a lutitas, limolitas y conglomerados arenosos fosilíferos; las arenitas líticas son de grano fino a mediano, friables a localmente calcáreas, de contactos netos ondulados a gradacionales, conforman una geometría ondulosa lenticular, y se observa estratificación gradada normal y cruzada en artesa de gran magnitud (**Figura 16**); ocasionalmente con restos de plantas o pobre bioturbación en algunas superficies de estratificación. A menudo, el contacto entre arenitas y lutitas está precedido por laminaciones endurecidas de limolita, las cuales representan costras o superficies de oxidación y endurecimiento.



Figura 16. Capas arenosas de geometría lenticular y estratificación cruzada en la Unidad Morrocoy – El Pantano en la cuchilla El Limón (plancha 60 Canaleta).

La Unidad Arenas Monas consiste en secuencias rítmicas y de carácter granodecreciente que incluyen a la base conglomerados arenosos de guijos que varían a arenitas conglomeráticas, arenitas y lutitas al techo (**Figura 17**). Los conglomerados arenosos presentan guijos hasta de 6 cm embebidos en una matriz de arenita de grano medio a muy grueso, subredondeados a subangulares, friables a localmente cementados por carbonato y están compuestos esencialmente por fragmentos de cuarzo, fragmentos líticos y chert negro.

Las características litológicas de la Formación Corpa, sugieren una depositación en abanicos aluviales que se originaron por un rápido levantamiento en el sur y pueden considerarse como evidencia de un

importante evento tectónico a finales del Terciario (González & Londoño, 2001).

Edad. La posición estratigráfica y la relación con las unidades infra y suprayacentes permiten asignar esta formación al Mioceno superior-Plioceno (Haffer, 1967; INGEOMINAS - ECOPETROL, 1994).

Esta formación se ha correlacionado con la Formación Quibdó en la Cuenca del Atrato, con la parte superior de la Formación Arjona en el Anticlinorio de Turbaco, con la parte superior de la Formación Cerrito en los anticlinorios de San Jerónimo y San Jacinto Sur, con la parte superior de la Formación Zambrano en la parte norte del Anticlinorio de San Jacinto y con la Formación Tubará en el Anticlinorio de Luruaco (INGEOMINAS - ECOPETROL, 1994).



Figura 17. Estratificación granodecreciente de la Unidad Arenas Monas, observada en la quebrada La Arenosa (plancha 60 Canalete).

3.5 CUENCA DEL ATRATO

La Cuenca del Atrato se encuentra localizada en la región costera pacífica del noroccidente colombiano e incluye las llanuras pantanosas y selváticas del valle del río Atrato, entre la Serranía del Baudó al occidente y el flanco occidental de la cordillera Occidental al oriente en los departamentos de Antioquia y Chocó; a su vez forma parte de la franja estrecha del sureste centroamericano (Panamá–Costa Rica), con una barrera geográfica que separa el océano Pacífico del mar Caribe; tiene un área aproximada de 19.200 Km² entre las planchas 68 Acandí al norte y el extremo norte de la plancha 203 Istmina al sur cubriendo además, en parte o totalmente, las planchas 79Bis Cerro Tagarí, 89 Ciénaga La Honda, 101 Riosucio, 102 Domingodó, 112 Serranía de los Alpes, 113 Murindó, 127 Cupica, 128 Río Murri, 143 Bahía Solano, 144 Río Tagachí, 163 Tribugá, 164 Quibdó, 165 Carmen de

Atrato, 183 Coquí, 184 Lloró, 185 Bagadó, 202 Pilizá y 203 Istmina (**Figura 4**).

Estructuralmente la Cuenca del Atrato está limitada al sur por el arco deformado de Istmina (Duque – Caro, 1985; 1990 a, b) y en especial por la Falla del río Pepé, entre las planchas 221 Pizarro y 203 Istmina (Cossio, 2002 a). Se caracteriza por la presencia de pliegues imbricados con vergencia al occidente que incluyen escamas de corteza oceánica.

La estratigrafía de la Cuenca del Atrato es poco conocida, de ahí que no haya claridad en cuanto a una nomenclatura formal y la utilizada por la mayoría de los autores; ésta se basa en la nomenclatura estratigráfica original de Haffer (1967), no publicada formalmente, que incluye las formaciones Clavo, Salaquí, Uva, Napipí, Sierra y Quibdó a la cual agregó Duque – Caro (1990 b) la Formación Munguidó, una nueva unidad para la parte superior de la Formación Sierra.

Duque-Caro (1990 a, b) considera que la nomenclatura de Haffer (1967) es la más apropiada para la Cuenca del Atrato por dos razones principales: 1. Fue originalmente descrita de secciones de superficie en el margen occidental de la cuenca donde las asociaciones planctónicas y bentónicas de foraminíferos son muy abundantes, bien preservadas y donde hay menos influencia terrígena (Haffer, 1967) y 2. Porque el pozo de referencia en el cual se basa el estudio (Duque - Caro, 1990 b) está también localizado en la margen occidental de la cuenca.

3.5.1 FORMACIÓN CLAVO (E₂CL)

Definida por Haffer (1967), en la parte alta del río Uva (tributario del río Bojayá, plancha 143 Bahía Solano), sobre la margen occidental del río Atrato, al noroeste del departamento del Chocó, cerca al caserío de El Clavo, (hoy desaparecido). Esta formación, corresponde a la unidad de rocas sedimentarias más antiguas de edad terciaria, expuestas y aflorantes en el Andén Pacífico; se presentan como una faja alargada con disposición N-S, en la zona occidental del Baudó; afloran en la margen sur del río Napipí, río Memequerá y en el área Sautatá - Tilupo (planchas 79 Bis Cerro Tagarí, 89 Ciénaga La Honda, 127 Cupica y 143 Bahía Solano).

Según Haffer (1967), el contacto inferior con el Complejo Santa Cecilia-La Equis, es discordante. En la zona occidental, su contacto inferior con los basaltos del Baudó y el superior con la Formación Uva, es fallado (Cossio, 1994). Suárez (1990), basado en información sísmica, considera que el límite superior con la Formación Salaquí corresponde a una inconformidad erosional. El espesor de la Formación Clavo, varía entre 300 y 400 m, según los diferentes autores que han trabajado en la región del Pacífico.

Desde el punto de vista litológico, esta formación consta de lodolitas de color negro, duras, intercaladas con láminas de limolitas calcáreas de 1 a 2 m de espesor, la cual presenta variaciones a arenisca calcárea fina a media y calizas de 1 a 3 cm de espesor, constituyendo así, una facies pelítica, levemente calcárea. Suárez (1990) define esta formación de manera general, a partir de la información obtenida de pozos de exploración, como una unidad compuesta principalmente de limolitas, localmente calcáreas, con ocurrencia de niveles de arcillolita y ocasionalmente arenitas.

Fue depositada en un ambiente abisal a batial inferior, probablemente, durante un "lowstand systems tract" (Suárez, 1990).

Edad. Haffer (1967) le asigna una edad entre el Paleoceno al Eoceno temprano, posiblemente más del Eoceno temprano, basado en foraminíferos. Hubach (1930) menciona remanentes de "amonitas" en *shale* de color gris oscuro en la quebrada "Mequerá". Esta quebrada no se encuentra en ningún mapa del área, pero podría ser un pequeño afluente del río Doguadó, que a su vez vierte sus aguas al río Napipí. Si la referencia de Hubach es correcta, la edad de la Formación Clavo sería cretácica. Sin embargo, Cossio (2002 b) con base en los análisis faunísticos de Haffer (1967), asigna una edad del Eoceno temprano para esta formación, basado en que en ninguna otra parte de la cuenca del río Atrato se han reportado amonitas.

3.5.2 FORMACIÓN SALAQUÍ (E₂SL)

Definida por Haffer (1967) en la parte alta del río Salaquí, Bajo Atrato chocono, cerca de la frontera con Panamá; Álvarez *et al.*, (1987), la denominaron Formación Bebará, en el sector oeste de la cordillera Occidental; pero, hoy en día se le conoce en los mapas publicados por INGEOMINAS,

con el primer nombre asignado. La sección tipo consiste en capas bien estratificadas de 5 - 20 cm de espesor, de chert silíceo y calcáreo con intercalaciones de margas tobáceas, limolitas y areniscas de grano fino a medio.

Aflora sobre el flanco occidental de la cordillera Occidental, sobre la parte alta del río San Juan, en el río Purricha y en otros lugares de la serranía del Darién sobre el sector del río Salaquí, asociados principalmente a fallas de cabalgamiento y a los ejes de anticlinales distribuidos en las planchas 69 Necoclí, 79 Turbo, 79 Bis Cerro Tagarí, 89 Ciénaga La Honda, 101 Riosucio, 102 Domingodó, 113 murindó y 128 río Murri.

En la región del Baudó, la Formación Salaquí yace inconformemente sobre los basaltos del Baudó (Haffer, 1967). En la región Murri - Bebará, suprayace a las rocas del Complejo Santa Cecilia - La Equis, representando una variación en la base del Cenozoico de rocas volcánicas a sedimentarias. Hacia el techo está cubierta por los sedimentos margosos de la Formación Uva (Álvarez *et al.*, 1987); se considera que es discordante, tal como lo es en el valle del río Atrato, según Haffer (1967) o corresponde a una inconformidad erosional (Suárez, 1990). El espesor mínimo calculado por Haffer (1967) para esta formación en el río Salaquí, es de 700 m.

A 2 Km de Istmina, en el sitio "El Salto", en donde la carretera y la quebrada San Pablo son tangenciales (Plancha 203 Istmina), la Formación Salaquí se encuentra intruida por un silo diabásico de textura porfirítica media y matriz afanítica. El silo tiene un espesor de aproximadamente 100 m y ocurre entre un horizonte conglomerático y otro de limolita arenosa fina, de color gris, con disposición vertical. El sitio de afloramiento coincide con una falla, a lo largo de la cual, se ha emplazado gran

cantidad de asfalto, lo que le confiere, localmente a la diabasa, una apariencia de roca ultrabásica.

Esta unidad consiste en una secuencia de chert silíceo a calcáreo de color verde a blanco y jaspe rojo bien estratificado, con interestratificaciones de limolitas síliceas y capas de lutitas carbonosas y hacia la base, se presentan sedimentos tobáceos y areniscas de grano fino a medio de color verde a pardo en capas delgadas, planas y paralelas. Presenta estratificación casi vertical, por efecto de replegamientos y se encuentran amplias zonas de milonización. Cerca a la confluencia, entre los ríos San Juan y Condoto, afloran enormes capas de conglomerado polimíctico, cementado, que se intercalan, con espesos paquetes de caliza. También se presentan delgadas capas de arenisca fina y limolita calcárea de color gris oscuro. Las rocas de esta unidad, afloran tanto al este, como al oeste del Sinclinal del Atrato y están dispuestas en fajas de dirección aproximada N - S.

Se considera que estas rocas se depositaron en un ambiente de mar abierto a profundidades abisales de hasta 6.000 m en la zona de *Bulimina jacksonensis* (Haffer, 1967).

Edad. La edad asignada oscila entre Eoceno inferior y Oligoceno inferior. Haffer (1967), considera, con base en determinaciones paleontológicas, que la Formación Salaquí se depositó en el Eoceno tardío - Oligoceno temprano. Álvarez *et al.*, (1987) de acuerdo con las relaciones de campo, la consideran de edad pre-Eoceno; Suárez (1990) la asigna al Eoceno inferior-Oligoceno inferior.

Haffer (1967) correlaciona esta unidad con los cherts y calizas aflorantes en el río Mungarrá, cerca de Tadó (límite de las planchas 203 Istmina y 204 Pueblo Rico), asignadas al Eoceno superior (Cossio, 2002 a).

3.5.3 FORMACIÓN UVA (E₃N₁UV)

Definida por Haffer (1967), en el río del mismo nombre (plancha 143 Bahía Solano), afluente del río Bojayá, sobre la margen occidental de la Cuenca del Atrato, donde se levantó una sección incompleta constituida por intercalaciones delgadas de margas, arcillolitas, calizas detríticas y areniscas calcáreas de grano fino a medio; cubriendo un área que va desde la frontera con Panamá, en el norte (plancha 79 Bis Cerro Tagarí), hasta los alrededores de la desembocadura del río Baudó (plancha 222 San Agustín); ocupando gran parte de la estructura anticlinal del mismo nombre. Buenos afloramientos de esta unidad se localizan en la parte oriental de la plancha 163 Nuquí y occidental de las planchas 145 Urrao, 164 Quibdó y 184 Lloró, en casi toda la plancha 183 Coquí; en general es la formación más continua y extensa encontrada en el Andén Pacífico.

Según Haffer (1967), el contacto con la Formación Napipí que la cubre es concordante y con la infrayacente Formación Salaquí es discordante. Duque-Caro (1990 b) propone ambos contactos discordantes. La Formación Uva estaría discordante sobre la Formación Salaquí e inconforme sobre los basaltos del Baudó (Zapata, 2002).

Según Haffer (1967), el espesor de esta unidad, en la región del Atrato, es variable y aumenta hacia el sur del sitio donde fue definida, en el río Salaquí (plancha 128 río Murrí) tiene 1.600 m, en la carretera Quibdó-Medellín (plancha 165 Carmen de Atrato) 2.000 m, en Mumbaradó (plancha 185 Bagadó) 2.300 m. Bouman (1965) menciona un espesor de 2.170 m en el río Baudó, donde no está expuesta la base. Duque-Caro (1990 a) en el Pozo Opogadó (plancha 128 río Murrí) reporta un espesor de 427 m. En las planchas 183 Coquí y 184 Lloró, se levantó una sección de

aproximadamente 1.600 m de espesor en el río Amporá y la quebrada Pavarandó de la parte media hacia el tope de la formación.

La Formación Uva está conformada por areniscas, limolitas, calizas y margas. En la base de la secuencia afloran intercalaciones de lodolitas y areniscas en capas planas paralelas continuas medias con espesor desde 0,15 m que aumentan hacia el techo de la secuencia hasta formar capas muy gruesas; las capas de lodolita alcanzan hasta 5 m y los estratos de arenisca hasta 10 m de espesor. Las areniscas son compactas de color gris oscuro a gris verdoso, con variaciones de tamaño de grano de fino a grueso con predominio del grano medio, compuestas por cuarzo, plagioclasa y fragmentos de chert, lodolitas, basaltos y algunas conchas; las capas son planas paralelas medias a gruesas. Las lodolitas son de color gris medio a oscuro, se presentan en capas bien definidas de menor espesor que las de areniscas, blandas, masivas, algunas con cemento calcáreo e interestratificadas con bancos de areniscas. Las calizas son macizas de color blanco a rosado, compactas, micríticas, afloran en Agua Caliente en la depresión Coquí - Evarí - Jella. En el río Panguí afloran micritas con 25 - 30% de fósiles bien conservados, trazas de opacos y 70 - 75% de micrita (**Figura 18**).

Se considera que las rocas de la Formación Uva, en la parte occidental (área de cabo Corrientes, plancha 183 Coquí), se depositaron en un ambiente de mar somero de plataforma externa con influencia de arrecife, por las características litológicas observadas: calizas algáceas, areniscas, lodolitas y margas y en la cuenca del Atrato a profundidad batial superior, zona de *Globorotalia opima opima*; según Duque - Caro (1990 b), la ocurrencia de microfauna planctónica es indicativa de aguas profundas (Zapata, 2002).

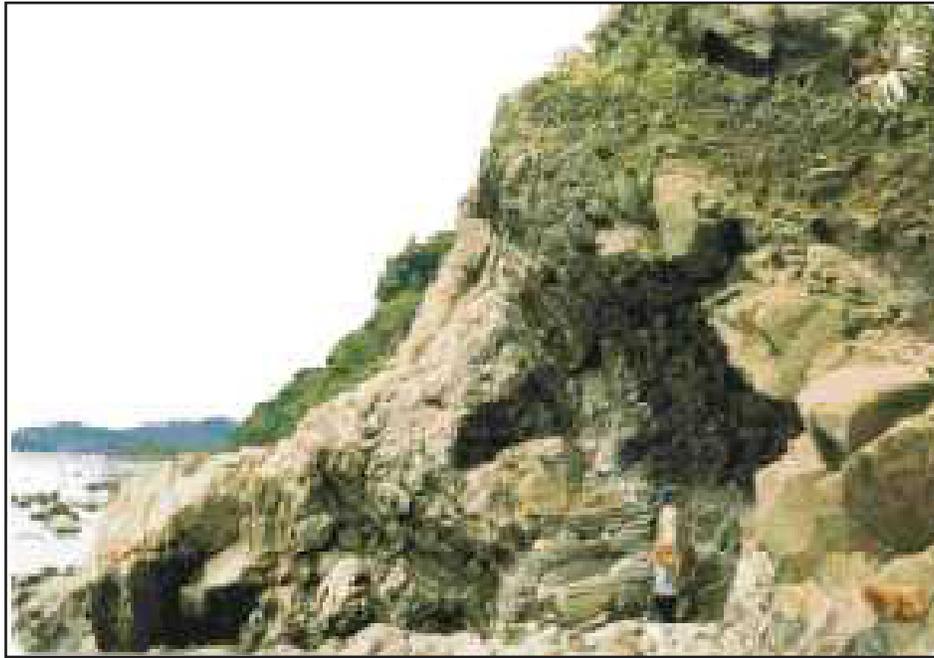


Figura 18. Pliegues tumbados en biomicritas de la Formación Uva que infrayace a las rocas micríticas, río Chorrí (Punta Jurubidá, plancha 163 Tribugá).

Edad. La edad asignada por Haffer (1967) es Oligoceno tardío - Mioceno temprano y para Duque-Caro (1990 b) Oligoceno tardío (*Globorotalia opima opima*) - Mioceno medio (*Globorotalia peripheroronda*).

Haffer (1967) correlaciona esta unidad con la Formación Aruza del este de Panamá, de edad Oligoceno medio-tardío y compuesta principalmente por margas tufáceas. Duque-Caro (1990 b) hace la correlación con las formaciones oligocénicas y miocénicas de la costa ecuatoriana y Colombia noroccidental, sin mencionar una formación en particular.

3.5.4 FORMACIÓN NAPIPIÍ (N₁, NP)

Definida por Haffer (1967) con la localidad tipo en el río Napipí, al norte de la población de Bojayá (Chocó). En las planchas 164 Quibdó y 184 Lloró, esta unidad aflora en una franja de 5 - 8,5 Km de ancho en la margen occidental del río Baudó.

Esta unidad forma los núcleos de los anticlinales de Urudó y Berreberre, aunque los afloramientos son escasos.

Bouman (1965) y Haffer (1967) plantean que el contacto de la Formación Napipí con la Formación Uva es normal, pero Duque - Caro (1990b) lo considera discordante debido al hiato del límite Mioceno inferior - Mioceno medio con desaparición de los radiolarios. El contacto superior con la Formación Sierra, Haffer (1967) y Bouman (1965) lo consideran normal y Duque-Caro (1990 b) lo presenta como una discordancia marcada por el hiato del Mioceno medio. Según Haffer (1967), el espesor promedio en el valle del Atrato es de 700 m, en el río Uva es de 500 m, en el río Salaquí 1.200 m, en el pozo Opogadó - 1 es de 534 m (plancha 128 Río Murrí) y en el río Mumbaradó es de 850 m (plancha 185 Bagadó). Bouman (1965) calcula un espesor de 1.500 m a lo largo del río Baudó.

La formación está conformada por arcillolitas nodulares masivas de color gris verdoso, laminadas, en capas finas bien definidas, con concreciones redondeadas y lenticulares de calizas y zonas de arcillolitas y areniscas finogranulares. En los ríos Nauritá y Neguá, los estratos expuestos son de color verde oliva a gris oscuro, micáceos, localmente carbonosos, granulometría arcillosa y con lentes de arena fina. Sobre la carretera Medellín-Quibdó, la unidad consta de bancos delgados de arcillolitas, micáceas, síliceas y en parte carbonosas o calcáreas (Álvarez *et al.*, 1987). En los ríos Mumbaradó, Capá y Atrato, se presentan facies conglomeráticas, con guijarros de chert negro, calizas arenosas, limos calcáreos y fragmentos de rocas ígneas (Rojas, 1967). Sobre la vía Istmina-Curundó, antes del poblado de Curundó, afloran areniscas y limolitas grises, finas, masivas en bancos fosilíferos con láminas ferruginosas y con arcillolita blanca. Entre los fósiles se encuentran gasterópodos y bivalvos. En la vía a Santa Cecilia, abajo del puente sobre el río San Juan, se observa, una secuencia con disposición vertical, que incluye bancos de caliza de hasta 2 m de espesor con abundantes concreciones calcáreas de gran tamaño y margas con intercalaciones de lodolitas grises y areniscas conglomeráticas de hasta 50 cm. Las capas de nódulos calcáreos, fueron también observadas por el río Iró, abajo de Viriviri, en donde presentan contenidos fosilíferos. Allí alternan con lodolitas calcáreas, de color gris oscuro, en capas de hasta 40 cm. La Formación Napipí, se presenta en fajas estrechas alargadas de dirección aproximadamente N - S, dispuestas sobre los dos flancos, el oriental y occidental del amplio Sinclinal del Atrato.

Según Bouman (1965) y Duque-Caro (1990 b), el ambiente de sedimentación de esta formación es de baja energía, en aguas con profundidad mayor de 2.000 m, de las zonas *Globigerinatella insueta*

y *Globorotalia fohsi*, con sedimentos ricos en materia orgánica y oxígeno restringido (Zapata, 2003).

Edad. Tanto Haffer (1967) como Duque-Caro (1990 b) proponen para la Formación Napipí una edad del Mioceno medio.

Haffer (1967) correlaciona esta unidad con la Formación Aquaqua del este de Panamá y Duque-Caro (1990 b) la correlaciona con las formaciones miocénicas marinas del Ecuador costero y del área caribeña (Zapata, 2003).

3.5.5 FORMACION SIERRA (N₁SR)

Definida por Haffer (1967) en el río Munguidó, afluente del río Atrato cerca al poblado de La Sierra (actualmente desaparecido, plancha 164 Quibdó) y con levantamiento de secciones complementarias en los ríos Uva y Napipí. Es una secuencia monótona de limolitas que gradan localmente a arcillolitas y arenitas finogranulares con algunos horizontes de conglomerados y rocas carbonatadas. Posteriormente, Duque-Caro (1990 b), basado en la descripción del Pozo Opogadó - 1 (plancha 128 Río Murri) y el contraste litológico y geomorfológico en el área tipo, subdivide la secuencia original en dos y crea una nueva, la Formación Munguidó, y conserva el nombre de Formación Sierra para la secuencia más antigua; en campo es difícil realizar esta separación así que se toma la definición original de Haffer (1967).

Esta formación aflora en la margen oriental del río Baudó, en una franja de aproximadamente 15 - 20 Km de ancho; en los ríos Uva, Napipí (plancha 127 Cupica), Bojayá (plancha 128 río Murri), Buchadó, Tagachí y Buey (plancha 144 río Tagachí); incluye los flancos de los anticlinales de Urudó y Berreberre, los núcleos de los sinclinales de Pavarandó y Chigorodó

(plancha 184 Lloró), en ambos flancos del Sinclinorio del Atrato (planchas 164 Quibdó y 184 Lloró) y en las quebradas Chiparadó y San Joaquín (plancha 203 Istmina).

Bouman (1965) y Haffer (1967) consideran que el contacto de la Formación Sierra con la Formación Napipí es normal y está definido por el cambio de arcillolitas grises a areniscas de grano muy fino a fino. Con la suprayacente Formación Quibdó Cossio (2002 b) lo ha interpretado como una discordancia angular erosiva, marcado por la presencia del conglomerado polimíctico basal de la Formación Quibdó. Duque-Caro (1990 b) considera que el contacto entre las formaciones Sierra y Napipí es una discordancia marcada por un hiato del Mioceno medio, al igual que entre Sierra y Quibdó.

Haffer (1967) calculó espesores variables para la Formación Sierra: en el área del río Uva –Buchadó (plancha 128 Río Murri) y al occidente de Quibdó (río Munguidó) 3.000 m, al sur de Quibdó 1.000 a 1.800 m. Bouman (1965) menciona un espesor de 3.300 m entre los ríos Baudó y Atrato. En la carretera Las Ánimas–Nuquí se calculó un espesor de 1.650 m (flanco occidental del Sinclinorio del Atrato).

La secuencia observada por Cossio (2002 b) en el río Napipí permite subdividirla de la siguiente manera:

La parte inferior (**N₁srl**) conformada por areniscas de grano muy fino a fino, en capas muy gruesas que tienden a separarse en gruesas, medias y delgadas, planas paralelas a planas levemente onduladas, localmente con laminación plana paralela, están cortadas frecuentemente por concreciones calcáreas, elongadas y subparalelas a los planos de estratificación. Interestratificadas con las areniscas se encuentran niveles de limolitas y arcillolitas en capas con igual geometría a las de las areniscas y en éstas se presentan

numerosos restos de conchas, huesos y dientes de peces.

La parte media (**N₁srac**) está representada por niveles de lodolitas y areniscas ligeramente conglomeráticas a conglomeráticas con gránulos y guijos de arenisca, arcillolitas, calizas, chert, cuarzo y roca sedimentaria y volcánica. Las areniscas son de color gris claro a oscuro de grano muy fino a fino, en capas gruesas a muy gruesas onduladas y paralelas. Las lodolitas son de color gris oscuro y se observan en capas cuneiformes que separan los paquetes de areniscas.

La parte superior (**N₁sra**) está conformada fundamentalmente por limolitas negras y grises que varían a amarillo, blanco y pardo por meteorización; en capas muy gruesas que tienden a separarse en medias y delgadas, planas paralelas, por lo general, sin laminación interna visible, pero localmente con laminación plana paralela, plana no paralela y lenticular, con lentes de areniscas de grano muy fino, que contienen abundantes fragmentos fósiles de peces (escamas, vértebras y dientes) y conchas. Dentro de las limolitas se intercalan paquetes de arcillolitas, areniscas cuarzosas de grano muy fino y areniscas lodosas de colores negro y gris, y blancas y amarillas por oxidación, en capas planas paralelas, delgadas y medias que varían a gruesas hacia la parte superior, con laminación ondulada no paralela y *flaser*. Es común la bioturbación que ocasiona la pérdida de la laminación. Se encuentran moldes y cavidades dejadas por la disolución del material de las conchas calcáreas.

La secuencia sedimentaria de la Formación Sierra refleja oscilaciones en las condiciones ambientales del depósito, dentro de una cuenca marina desde plataforma somera hasta un frente de playa, con frecuentes variaciones locales de ascenso y descenso del nivel del mar (Duque – Caro, 1990a,b). El dominio de areniscas, en la parte inferior,

indica el depósito de sedimentos de grano muy fino dentro de una plataforma con muy baja energía, reflejado en la continuidad lateral de las capas y la presencia ocasional de laminación plana paralela y no paralela, con ascenso frecuente del nivel del mar, que produjo el depósito de material calcáreo. La parte superior indica el descenso paulatino del mar. Las limolitas y arenas de grano muy fino y fino intercaladas con las arcillolitas corresponden a un ambiente intermedio entre el frente de playa y la plataforma, con un gran aporte de sedimentos siliciclásticos especialmente de tamaño arena y limo (Cossio 2002 b).

Edad. La edad de la Formación Sierra, según Haffer (1967), es Mioceno medio. En la Formación Sierra se incluye, la denominada por Duque-Caro (1990 b) Formación Munguidó, por lo tanto, la edad de esta unidad está en el rango Mioceno medio - Plioceno temprano.

Duque-Caro (1990 b) correlaciona la Formación Sierra con las formaciones Charapotó, Angostura y Ozole del Ecuador.

3.5.6 FORMACIÓN QUIBDÓ (N₂QB)

Descrita por Haffer (1967) en la carretera Quibdó - Medellín (plancha 164 Quibdó), al este de Quibdó, cerca al sitio La Troje y constituida por arcillolitas abigarradas con interestratificaciones de arenitas de grano medio y conglomerados poco consolidados de cuarzo lechoso.

Esta formación aflora en la margen occidental del río Quito y oriental del río Atrato, forma franjas alargadas de hasta 7 Km de ancho, separadas por depósitos cuaternarios de 15 Km de ancho. Se observa en el flanco oeste del Sinclinorio

del Atrato, en las carreteras Las Ánimas - Nuquí, Las Ánimas - Taridó y río Taridó (plancha 184 Lloró) y en su parte más sur, en la quebrada Dos Bocas (plancha 203 Istmina).

El contacto inferior de esta formación, Haffer (1967), lo considera claramente inconforme. En el río Murrí el contacto es transgresivo sobre la Formación Salaquí. En las secciones del río Naurita, río Mumbara, río Pato, carretera Medellín-Quibdó, el contacto es transgresivo sobre la Formación Sierra. En el área Istmina-Tadó el contacto es transgresivo sobre la Formación Napipí. El espesor definido por Haffer (1967) al sureste de Quibdó (plancha 164 Quibdó) es 700 - 900 m.

La Formación Quibdó está conformada principalmente por arcillolitas masivas de color gris azulado con remanentes de plantas e intercalaciones de arenitas y conglomerados. Hacia la base de la secuencia aflora un banco de conglomerado de aproximadamente 15 m de espesor, compuesto por guijarros de chert, cuarzo lechoso, limolita, arenisca y niveles de arenisca conglomerática; el cual, presenta estratificación cruzada. En la parte superior del afloramiento aparece un lente de lodolita con restos de materia vegetal. Es característico en las lodolitas, el color abigarrado. Además, se observan arcillolitas blancas plásticas con laminillas de materia carbonosa que forman niveles dentro de los estratos de arenisca. En la base de la secuencia afloran limolitas de color gris oscuro interestratificadas con arenas de grano fino, de color gris amarillento; hacia el techo se tienen lentes de arena y grava con algunos niveles de turba que gradan a conglomerados y arenitas lodosas. Hacia la base, los niveles de arenas son más frecuentes. Los conglomerados son de guijos con diámetro 5 a 10 cm, de rocas volcánicas y sedimentarias flotantes en una matriz arena lodosa de color amarillo. Las

areniscas son de grano grueso a medio, de color amarillo, con matriz lodosa.

El ambiente considerado para la sedimentación de la Formación Quibdó es continental de alta energía, marcado por el predominio de gravas y arenas gruesas en esta unidad (Zapata, 2002). Duque – Caro (1990 b) plantea que el hiato (3,7 – 3,1 Ma), que marca el contacto entre las formaciones Munguidó (Sierra) y Quibó indica el inicio de la sedimentación fluvial y lacustre en la cuenca del Atrato.

Edad. Debido a los escasos fósiles en la Formación Quibdó, su edad no ha sido precisada, por este motivo, las edades postuladas momentáneamente son tentativas y responden a dataciones relativas con base en la posición estratigráfica. Por estar por encima de la Formación Sierra del Mioceno medio al Mioceno superior, Haffer (1967) asigna una edad dentro del rango del Mioceno tardío al Plioceno. Duque–Caro (1990 b) considera que el techo de la Formación Munguidó (Formación Sierra) no es más joven que 3,4 Ma; por lo tanto, la Formación Quibdó que la suprayace no puede ser más antigua que Plioceno.

Haffer (1967) correlaciona la Formación Quibdó con la Formación Gatún del este de Panamá y con la Formación Corpa al noroeste de Montería en la Cuenca del Sinú (Zapata, 2002).

3.6 CUENCA DEL SAN JUAN

La cuenca del río San Juan (Cuenca del San Juan) se encuentra localizada en la región pacífica costera del occidente colombiano e incluye llanuras pantanosas y selváticas del valle del río San Juan entre la línea de costa al occidente y el borde occidental de la cordillera Occidental al oriente en los departamentos de Chocó y Valle del Cauca. Al norte está separada de

la Cuenca del Atrato por el denominado Istmo de San Pablo, alto geográfico con elevación alrededor de 100 m.s.n.m.. Esta cuenca abarca un área aproximada de 5.700 Km² aflorando parcial o totalmente en las planchas 185 Bagadó, 204 Pueblo Rico, 221 Manglares, 222 San Agustín, 240 Pichimá, 241 Cucurupí y 259 Malaguita (**Figura 4**).

Estructuralmente la cuenca del San Juan está limitada al norte por la Falla del río Pepé (Cossio, 2002 a) o el arco deformado de Istmina (Duque – Caro, 1990 a) y al sur por la Falla Garrapatás (Cossio, 2002 a; Montoya, 2003). Hace parte del Supraterreno Atrato–San Juan– Tumaco (Etayo *et al.*, 1983) como parte de la denominada por la industria del petróleo como cuenca del Chocó – Pacífico (Barlow, 1981; Pérez, 1980; Bueno & Govea, 1976) en el sector septentrional del geosinclinal Bolívar (Nygren, 1950) y separada de la cuenca del Atrato por sus características estratigráficas y estilo estructural.

La estratigrafía de la cuenca del San Juan es poco conocida y por ello no hay claridad en cuanto a una nomenclatura formal. La utilizada en muchos trabajos se basa en nomenclatura estratigráfica empleada por compañías petroleras no publicada formalmente, que extrapola nombres de unidades en áreas adyacentes sin tener en cuenta los rasgos estructurales y estratigráficos de cada una en particular y en algunos casos por correlación cronológica, mezclando características cronológicas y litológicas que establecen correlaciones dudosas o cuestionables. La nomenclatura empleada para la recopilación del Andén Pacífico se basa en el trabajo detallado llevado a cabo en el Valle Superior del río San Juan de Figueroa & Núñez (1990) en el cual proponen una nomenclatura para las diferentes unidades–roca, que allí afloran y que incluye una interpretación de sus ambientes de deposición y el modelo estructural para el área de estudio; esta

nomenclatura fue posteriormente empleada en la cartografía geológica de las planchas 202 Pilizá, 203 Istmina, 221 Manglares y 222 San Agustín (Cossio, 2002 a).

3.6.1 FORMACIÓN TADÓ (E₂TD)

Definida por Figueroa & Núñez (1990) cerca de la población del mismo nombre (plancha 203 Istmina). Los mejores afloramientos de esta unidad se observan a lo largo del río San Juan entre las poblaciones de Tadó e Istmina y su afluente el río Profundó en la plancha 203 Istmina, formando el núcleo del anticlinal de Las Mojarras.

El límite inferior de la Formación Tadó es fallado con la Formación Istmina a través de la Falla San Juan, en el río Profundó. Esta falla pone en contacto a un nivel de areniscas conglomeráticas de la unidad de la Formación Istmina con capas de limolitas y chert negro intercaladas. El límite superior es también fallado con los Conglomerados de la Mojarra a través de la Falla las Mojarras, la cual pone en contacto capas intercaladas de chert negro y calizas, con capas de areniscas y lentes de conglomerados. Se considera un espesor de 1000 a 1500 m para la Formación Tadó a lo largo de los diferentes afloramientos (Cossio, 2002 a).

La unidad está compuesta principalmente por una alternancia de capas de biomicritas, de 5 a 20 cm de espesor, de color gris claro a blanco, planas paralelas continuas. En el río Profundó se encuentran interestratificadas con capas de chert, limolitas, areniscas de grano medio a muy fino y shale negro. Al nororiente de Tadó, en el río San Juan, se encuentran pequeños silos de diorita posiblemente relacionados con el Batolito de Mandé, intercalados con los niveles de chert, arcillolitas y areniscas.

La interpretación ambiental para las rocas de la Formación Tadó se puede basar

en el trabajo de Knouth (1979), que en términos generales, establece que la presencia de chert está relacionada con el reemplazamiento de carbonato de calcio por cuarzo microcristalino que se produce sobre horizontes calcáreos con porosidad inicial alta, bajo condiciones de sobresaturación de sílice y subsaturación de carbonatos dentro de una zona de mezcla en la cuenca, no muy lejos de la costa, ya que la sílice proviene de zonas emergidas aledañas y es arrastrada por aguas subterráneas. Por otro lado el contenido micropaleontológico, la textura y la distribución de los componentes indican un ambiente oceánico batial moderadamente tranquilo. La continuidad lateral de las capas, indica una plataforma de baja energía, con el depósito de sedimentos de grano fino. La presencia de laminación plana paralela, significa el ascenso frecuente del nivel del mar, produciendo el depósito de material carbonático (Cossio, 2002 a).

Edad. En muestras recolectadas en el río Profundó y analizadas por Hermann Duque se ubicó a la Formación Tadó en la base del Cretáceo Superior. Sin embargo, dataciones hechas por TEXAS PETROLEUM COMPANY (1990) y Figueroa & Núñez (1990) corresponden al Eoceno superior.

3.6.2 FORMACIÓN ISTMINA (E₃N₁IS)

Definida por Figueroa & Núñez (1990) cerca de la población del mismo nombre (plancha 203 Istmina). Consiste en un conjunto de estratos compuestos básicamente por rocas clásticas de grano fino con algunas intercalaciones de lentes conglomeráticos. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo del río San Juan, en el río Suruco, en la quebrada San Pablo en la plancha 203 Istmina, en el Pié de Pichimaní y la quebrada Muertero en la plancha 202 Pilizá, en la quebrada Santa Bárbara (plancha

222 San Agustín) y en los ríos Docampadó y Capiró de la plancha 221 Manglares.

El contacto inferior de esta unidad con la Formación Tadó en el río San Juan es fallado. En el contacto superior con los Conglomerados de la Mojarra en el río Suruco es neto y se marca en el límite entre capas de limolitas y un potente conglomerado (Cossio, 2002 a). En el río Suruco (plancha 203 Istmina), el espesor es de 5.450 m, pero este valor no es real, ya que la secuencia puede estar repetida por plegamiento y fallamiento.

La Formación Istmina está conformada básicamente por areniscas líticas levemente calcáreas, areniscas tobáceas, limolitas y niveles de conglomerados. Se presenta en capas plano paralelas continuas medias, con espesor de 0,15 m, aumentando hacia el techo de la secuencia hasta formar capas muy gruesas; las capas de limolitas alcanzan hasta 3 m y los estratos de arenisca hasta 5 m. Las areniscas líticas están bien compactadas, son de color gris oscuro a gris verdoso, con variaciones de tamaño, de grano de fino a grueso y predominio del grano medio, compuestas por fragmentos angulosos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de chert, lodolita, basaltos y algunas conchas en una matriz arcillosa y ocasionalmente cemento calcáreo. Las areniscas tobáceas son de color gris claro a medio, de grano fino, compuestas por fragmentos líticos subangulares a angulares de basaltos, cristales de plagioclasa y granos subangulares de cuarzo. Las limolitas son de color gris, en capas de menor espesor que las areniscas, presentan granos angulosos de cuarzo, mica y algunos fragmentos de conchas, la matriz es arcillosa y ocasionalmente presentan cemento calcáreo o intercalaciones de biomicritas. En el río Suruco, hacia la parte media y tope de la secuencia, se encuentran capas de conglomerados intercalados con capas de areniscas líticas

y limolitas. Estos niveles son compactos y predominan sobre los niveles de arenisca y están conformados por guijos de basaltos, chert y micritas que flotan en una matriz de arena lítica de grano grueso a medio.

La geometría de las capas indica baja energía, con el depósito de sedimentos de grano fino. La estructura interna de éstas (presencia de laminación plana paralela), significa el ascenso frecuente del nivel del mar. Duque (1990 a), por la abundancia de fauna planctónica y bentónica plantea un ambiente de mar abierto, de aguas profundas bien aireadas. Los niveles lenticulares de conglomerados de guijos y areniscas de grano grueso que se encuentran en el río Suruco, indicarían un depósito en un medio continental a somero, por acción de corrientes de alta energía. Por la abundancia de guijos de basaltos, chert y micritas, se concluye que las unidades anteriormente depositadas (Miembro Nutibara), suministraron los sedimentos que conformaron estos niveles de conglomerado; además, indican períodos de inestabilidad tectónica, en la que hubo gran actividad erosiva (Cossio, 2002a).

Edad. En las muestras recolectadas en el río Suruco y analizadas por Hermann Duque se encuentra la siguiente fauna: *Cibicidoides mexicana*, *Gyroidina soldanii*, *Lenticulina americana*, *Oridorsalis ecuatoriensis* y *Vulvulina spinosa* de la zona de *Cibicidoides perlucidus*, quien les asigna una edad entre el Oligoceno y Mioceno inferior (Cossio, 2002a).

3.6.3 FORMACIÓN CONGLOMERADOS DE LA MOJARRA (N₁CMJ)

Definida por Figueroa & Núñez (1990) en la Cuchilla La Mojarra (plancha 203 Istmina); constituida por intercalaciones de areniscas

y lentes de conglomerados. La unidad no es continua lateralmente, presentándose en forma de lentes y se encuentra distribuida en las planchas 185 Bagadó, 203 Istmina, 204 Pueblo Rico, 221 Manglares y 222 San Agustín.

El contacto inferior de la secuencia en el río Profundó, es fallado con la Formación Tadó; en el río Suruco, es neto con la Formación Istmina y se marca en la base de un potente conglomerado polimíctico que aflora en la desembocadura del río Suruco al río San Juan. El contacto superior observado en el río Condoto, es neto con la Formación Condoto (plancha 203 Istmina).

La secuencia está conformada por un potente conglomerado de color amarillo por oxidación, bien cementado, con guijos y guijarros hasta de 7 cm, de rocas volcánicas, cuarzodioritas, chert, areniscas y limolitas, y calizas que flotan en una matriz arenosa de grano grueso con leve cementación calcárea. Esporádicamente y especialmente hacia el tope de la secuencia, se observan intercalaciones de areniscas de color gris, con manchas de óxidos de hierro, de grano medio a grueso en capas discontinuas. En el río San Juan cerca al caserío de San Miguel (plancha 222 San Agustín) se presentan, intercaladas con los niveles de conglomerados, capas lenticulares de calizas micríticas.

Esta formación muestra una disposición caótica y sumado a la gran variedad de cantos que lo componen, indican una fuente muy cercana al sitio de deposición y como medio sedimentario ríos de alta energía y pendientes fuertes, que lo depositaron en forma de grandes abanicos aluviales, lo que explicaría su falta continuidad lateral (Cossio, 2002a). Las calizas que se encuentran cerca al caserío de San Miguel, se interpretan como cuñas posiblemente de la Formación Tadó levantadas por la Falla San Juan.

Edad. Esta secuencia se presenta fallada en su base, razón por la cual no se puede establecer con claridad su relación con la Formación Tadó. De acuerdo con su posición estratigráfica y su contacto neto con la Formación Condoto se considera que la edad de esta unidad es pre – deposición de la Formación Condoto, es decir, pre-Mioceno medio y post-deposición de la Formación Istmina, esto es, post-Oligoceno temprano (Rupelian) a Mioceno temprano (Aquitanian) (TEXAS PETROLEUM COMPANY, 1990) es decir la parte superior del Mioceno temprano (Cossio, 2002a).

3.6.4 FORMACIÓN CONDOTO (N₁CN)

Definida por Figueroa & Núñez (1990) en el río Condoto cerca de la población del mismo nombre (plancha 203 Istmina); consiste en un conjunto rocoso compuesto principalmente por arenitas, conglomerados y lutitas. Los mejores afloramientos se encuentran en el río Condoto, en la quebrada Dipurdú del Guásimo (plancha 222 San Agustín) y en la vereda Aguacate (plancha 203 Istmina).

El contacto inferido en el río Condoto es neto con la unidad Conglomerados de la Mojarra, pero debido a la falta de continuidad de esta última unidad, el contacto inferior puede ser también con la Formación Istmina, con la cual estructuralmente es concordante, situación que se puede corroborar con los datos de rumbo y buzamiento tomados en ambas unidades (Cossio, 2002a). El límite superior con la Formación Novita que la suprayace en la subcuenca del río San Juan, se marcó donde desaparecen los niveles de nódulos calcáreos y lenticulares de caliza intercaladas con las capas de lodolitas y aparecen arenas lodosas a arcillolitas, limolitas y arcillolitas calcáreas que presentan restos de conchas, huesos y dientes de peces. El espesor de esta unidad

en el río Condoto es de 3.475 m, pero este valor no es real, debido a fallamientos y replegamientos que duplican la unidad (Cossio, 2002a).

La secuencia está conformada por areniscas líticas, conglomerados, limolitas y arcillolitas. Las areniscas son líticas, de color gris oscuro a gris verdoso, de grano fino a medio. Los conglomerados están constituidos por guijarros de chert, areniscas, calizas, basaltos y cuarzodioritas, subangulares, flotando en una matriz de arena media a gruesa de color gris amarillento. Las limolitas y arcillolitas, son de color gris claro a gris verdosas y poco consolidadas.

La presencia de areniscas de grano fino puede indicar el depósito de sedimentos dentro de una plataforma con muy baja energía, lo cual se refleja en la continuidad lateral de las capas, la presencia de laminación plana paralela y el ascenso frecuente del nivel del mar. Los nódulos arenosos calcáreos pueden indicar condiciones reductoras en el momento del depósito que favorecieron la nucleación y posterior depositación del material calcáreo. Los niveles de conglomerados en el río Condoto, indicarían un depósito en un medio continental, por acción de corrientes de alta energía. Por la abundancia de guijos de basaltos, chert y micritas, se considera que las unidades anteriormente depositadas (formaciones Tadó e Istmina), suministraron los sedimentos que conformaron estos niveles de conglomerado; además, indican períodos de inestabilidad tectónica, en los que hubo gran actividad erosiva (Cossio, 2002a).

Edad. Entre las muestras recolectadas en el río Condoto y analizadas por Hermann Duque Caro se encuentran *Bulimina alazanensis*, *Bulimina inflata*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerinioides immatura*, *Glorotalia peripheroacuta*, *Globorotalia peripheroronda*, *Melonis barleeanus*,

Melonispompilioides, *Uvigerinamantaensis*, *Uvigerina rustica* y *Vulvulina spinosa*, ubicándola en la zona de *Globorotalia foehsi*, en el Mioceno medio (Cossio, 2002a).

3.7 CUENCA DE TUMACO

La Cuenca de Tumaco se encuentra localizada en la Llanura Pacífica entre el borde occidental y la línea de costa en los departamentos de Cauca y Nariño, cubriendo, en parte, desde la plancha 260 Pan de Azúcar al norte y la 427 La María al sur, en la frontera con Ecuador e incluye además las planchas 259 Malaguita, 278 Bahía Buenaventura, 298 San Antonio de Yurumangüí, 318 Punta Coco (Bubuey), 319 Zaragoza, 339 Mosquera, 340 Iscuandí, 341 Cerro timbiquí, 361 Bis San Juan de la Costa, 361 Yarumal, 362 Baquería, 383 Tumaco, 384 La Chorrera, 385 Ricaurte, 407 Cabo Manglares, 408 Barbacoas, 409 Las Cruces, 427 Bis Río Mataje, 427 La María (**Figura 4**); con una extensión aproximada de 23.100 Km².

La Cuenca de Tumaco corresponde a la continuación meridional de la depresión Atrato – San Juan y está limitada de ésta por la Falla Garrapatas; con una profundidad de 14 Km (Case *et al.*, 1971) a 10 Km (Meissner *et al.*, 1976) y constituye un relleno de *trench* del que únicamente afloran las formaciones estratigráficamente más altas como parte del supraterrano Cenozoico Atrato–San Juan–Tumaco (Etayo *et al.*, 1983). Esta cuenca se extiende al sur en el Ecuador donde se conoce como Cuenca de Esmeraldas.

La estratigrafía de la Cuenca de Tumaco es poco conocida y no hay claridad en cuanto a una nomenclatura formal y la utilizada en los trabajos regionales de los departamentos del Cauca (París & Marín, 1979) y Nariño (Arango & Ponce, 1980.) (**Anexo 2**), corresponde a la propuesta por

Van der Hammen (1958) para la Llanura Pacífica sin columnas estratigráficas y en algunos casos sin localidades tipo mencionadas y con espesores indicados pero sin localidad de referencia; además, en la mayoría de ellas no se citan los criterios con base en los cuales se asignaron las edades. El Grupo Pacífico, se ha utilizado para referirse a las unidades sedimentarias de origen marino que afloran en la parte sur de la costa del Pacífico con un rango de edad que va del Eoceno al Oligoceno; Formación Naya (Oppenheim, 1949) para las rocas sedimentarias del Mioceno que afloran al sur de Buenaventura y reposan discordantemente sobre el Grupo Pacífico y que infrayace, también en discordancia, a la Formación Guapi (Van der Hammen, 1958) que es una unidad de facies muy similares a la Formación Naya. La escasa información cartográfica disponible de la costa pacífica en los departamentos de Cauca y Nariño ha sido motivo para que en los mapas departamentales aparezcan estas unidades integradas.

3.7.1 GRUPO PACÍFICO (ENGP)

Van der Hammen (1958) define el Grupo Pacífico, como un conjunto de rocas sedimentarias de origen marino que afloran en la parte sur de la costa Pacífica, en el departamento de Nariño.

De esta unidad se encuentran afloramientos a lo largo del departamento del Cauca, donde el Grupo Pacífico había sido definido como costa Pacífica por París & Marín (1979). En el departamento de Nariño este grupo se encuentra cubierto por abanicos fluviales generados por el río Telembí (plancha 409 Las Cruces). Este cuerpo está distribuido en las planchas 298 San Antonio de Yurumangüí, 319 Zaragoza, 341 Cerro Timbiquí y 363 Argelia.

El contacto inferior observado sobre el río Telembí, es discordante con el Grupo

Diabásico infrayacente, y dadas las características fotogeológicas, es fallado al menos en algunos tramos. Su contacto superior es una inconformidad erosional con la Formación Naya (Suárez, 1990). Se reportan espesores variables, entre 500 – 1.000 m en algunos lugares y entre 700 – 1.900 m en otros.

En el Grupo Pacífico abundan las calizas intercaladas con arcillas esquistosas y areniscas de grano fino con niveles de conglomerados calcáreos en la parte inferior. Según Suárez (1990), la secuencia consta esencialmente de alternancias de lodolitas, areniscas, calizas y algunos conglomerados en la parte inferior, que gradan a arcillolitas limosas y shales, con areniscas piroclásticas y calizas en la parte media (Formación Cayapas). El carácter pelítico, de estos sedimentos, hace pensar que sean la fuente del diapirismo de lodo presente en la cuenca.

Van der Hammen (1958) atribuye el Grupo Pacífico, a un ambiente oceánico, que varía de profundo a somero. Según Suárez (1990), la megasecuencia correlacionable, con esta unidad, corresponde principalmente a un ambiente batial o batial - abisal y localmente abanicos submarinos, rellenos de canales y cañones submarinos.

Edad. Van der Hammen (1958) propone un rango de edad que va del Eoceno al Oligoceno.

3.7.2 FORMACIÓN NAYA (N₁NY)

Nomenclatura introducida por Oppenheim (1949) para referirse a las rocas sedimentarias del Mioceno que afloran en la costa Pacífica al sur de Buenaventura y definida por Van der Hammen, (1958), en la zona costera del departamento del Cauca; consta de una sucesión de conglomerados, arcillas y lutitas con restos vegetales que yacen discordantemente

sobre el Grupo Pacífico e infrayacen, también discordantemente, a la Formación Guapi.

Según Suárez (1990), el contacto inferior es una inconformidad erosional con el Grupo Pacífico infrayacente, al igual que el contacto superior, esta vez con la Formación Guapi. El espesor total de la formación es probablemente de 2.000 m (Van der Hammen, 1958).

Suárez (1990), define la parte inferior de esta unidad como conformada por un conglomerado basal con intercalaciones de niveles de conglomerado y arcillolita y la parte superior que consiste primordialmente de arcillolitas, lodolitas y shales con intercalaciones menores delgadas de arenita, arenita conglomerática y escasos conglomerados y reporta una facies arcillosa, con niveles calcáreos y algunas arenitas, además de areniscas conglomeráticas y conglomerados con matriz, arenosa arcillosa en la base. La porción inferior, de la formación, es esencialmente de carácter clástico grueso y la porción superior corresponde a clásticos finos.

Según Suárez (1990), la porción inferior de la secuencia representa un evento de alta energía con presencia de abanicos submarinos, rellenos de cañones y canales submarinos favorable para la formación de facies clásticas gruesas; dice, la parte inferior se depositó durante un *basin – floor fan* y la superior durante un *slope fan* y/o un *lowstand wedge*. Dichas configuraciones podrían corresponder a depósitos de arena y lodo en abanicos submarinos por flujos turbidíticos, terrígenos hemipelágicos y turbiditas proximales.

Edad. Oppenheim, (1949), le asigna a la Formación Naya una edad Mioceno. Suárez (1990) restringe la edad al rango Mioceno medio a Mioceno superior temprano.

3.7.3 FORMACIÓN GUAPI (N₂G)

Definida por Van der Hammen (1958), quien señala que se trata de una unidad de facies muy semejante a la Formación Naya; presenta buzamientos suaves al NE y fotogeológicamente, exhibe un patrón textural muy grueso.

Van der Hammen (1958), considera que las formaciones Guapi y Naya, tienen por lo menos 5.000 m de espesor. Ambos contactos, son discordantes erosionales: El inferior con la Formación Naya y el superior, con los depósitos fluvio – volcánicos del Plio – Pleistoceno.

Esta unidad consta de arcillolitas grises, con intercalaciones de conglomerados y areniscas arcillosas, estando los conglomerados, compuestos por cantos de arenisca, diabasa y cuarzo lechoso; además, de tobas resedimentadas.

Los sedimentos constitutivos de la Formación Guapi indudablemente provienen de la cordillera Occidental y según Suárez (1990) posiblemente ésta se depositó durante un *highstand systems tract* y un *shelf – margin systems tract*; en un ambiente batial medio, representando olistostromas y rellenos de cañones submarinos interdigitados con turbiditas en unas facies, y en otras, representa depósitos neríticos de plataforma externa.

Edad. Según Suárez (1990), el límite inferior de esta secuencia corresponde a una inconformidad angular contra la cual se truncan las formaciones de la Cuenca de Tumaco como Viche, Angostura, Naya, Chagú y San Agustín evidenciando que la Formación Guapi fue producida por un pulso tectónico mayor, el cual podría corresponder a la última fase de la Orogenia Andina durante el Mioceno más superior a Plioceno. Es decir, que las rocas de esta secuencia serían post–Mioceno superior.

Según Van der Hammen (1958), la edad es Plioceno.

Se considera que las formaciones Chaguí y San Agustín de la Cuenca de Tumaco, descritas por Suárez (1990), pueden correlacionarse con la Formación Guapi de acuerdo con observaciones de campo, en la cuenca baja del Patía, de Bocas de Satinga hacia el occidente, a lo largo del río Patianga en el sentido de Van der Hammen (1958) y no en el sentido de Suárez (1990), quien restringe la Formación Guapi, a niveles muy superiores.

3.8 CUENCA DEL CAUCA

Aunque la cuenca del Cauca–Patía no hace parte del Andén Pacífico como tal, teniendo en cuenta la connotación geográfica del término, la recopilación cartográfica hecha incluye planchas completas (**Figura 4**); por lo cual, en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí, en los departamentos del Valle del Cauca y del Cauca alcanza a incluirse esta área que corresponde al borde occidental de la cuenca en su límite con el flanco oriental de la cordillera Occidental como parte del Graben Interandino Cauca–Patía–GICP (Acosta, 1970), de donde se toma la nomenclatura estratigráfica utilizada en este trabajo (Aspden *et al.*, 1985; Aspden, 1984).

La secuencia de sedimentitas terrígenas que rellenan la Cuenca del Cauca – Patía, cuenca de tipo convergente producto de la interacción entre una placa oceánica y una continental adyacente a la zona de subducción, corresponde a sedimentos depositados en ambiente marino – transicional y continental, denominadas por Hubach & Alvarado (1934) como Piso del Cauca y para las cuales De Porta (1974) sugiere usar el nombre de Grupo Cauca. En el departamento del Cauca, Orrego (1975) y Orrego *et al.*, (1976) propusieron

dividir el Grupo Cauca en las formaciones Chimborazo, Guachinte, Ferreira y Esmita; estas formaciones pueden seguirse hacia el norte en el departamento del Valle con excepción de la Formación Esmita; al norte de Cali estas unidades se acuñan y desaparecen y en su lugar aflora una secuencia calcárea denominada Formación Vijes (Schwinn, 1969).

Nivia (2001), indica que la Formación Chimborazo y las unidades suprayacentes pueden no tener relación y que por lo tanto, la inclusión de esta formación dentro del Grupo Cauca no estaría de acuerdo con los procedimientos de la nomenclatura estratigráfica y como consecuencia la presenta como una unidad independiente. Las unidades del Grupo Cauca como de la Formación Chimborazo están cubiertas parcialmente por unidades superiores locales, no consolidadas, de depósitos Plio – Pleistocenos como las formaciones Zarzal, Armenia y Jamundí.

3.8.1 FORMACIÓN CHIMBORAZO (E₁E₂CH)

Esta unidad, conocida por los geólogos de Intercol como Formación Uribe (Schwinn, 1969) y definida por Orrego (1975) como Formación Chimborazo, está constituida por una secuencia de sedimentitas marinas que aflora en la población Chimborazo (Inspección Departamental de Policía de Morales, Cauca), cubriendo discordantemente las formaciones volcánicas (Grupo Diabásico) y/o Ampudia y suprayacida, a su vez, en forma discordante por la Formación Guachinte (Orrego, 1975). Aflora principalmente en la plancha 299 Jamundí.

La formación tiene más de 3.000 m de espesor en su localidad tipo, donde se separaron los dos miembros: uno inferior, Confites y otro superior, Loma Larga

(Orrego, 1975). Sin embargo, en el Valle, no se puede reconocer esta división y el espesor de la formación decrece desde 400 m, hasta acunarse cerca de la población de Villa Carmelo (corregimiento de Melendez, Cali) donde la Formación Guachinte la superpone transgresivamente (Nivia, 2001).

El Miembro Confites que aparece en la parte inferior y media de la formación, está compuesto de conglomerados polimícticos interestratificados con areniscas, brechas, arcillolitas y limolitas. Los clastos de los conglomerados incluyen principalmente cherts y basaltos. El Miembro superior, Loma Larga, es de grano más fino y en la sección tipo está compuesto de una secuencia monótona de wacas líticas, areniscas fosilíferas, limolitas, lodolitas y horizontes locales de conglomerados policmícticos. Al norte del río Guachinte la formación consiste de base a techo, en un horizonte de brechas a conglomerados, una secuencia de areniscas de grano fino y buena selección, limolitas, lodolitas y shales. Los estratos que presentan costras ferruginosas son comunes y se presentan en menor proporción algunos shales carbonáceos, pero no se incluyen carbones y muchas de las unidades de areniscas son glauconíticas.

Su origen es turbidítico, donde la zona de aporte de los sedimentos fue la cordillera Occidental indicado por sus caracteres litológicos, texturales y estructurales (Orrego & París, 1991).

Edad. Orrego *et al.* (1976), consideran que la edad es Paleocena a Eocena media según el tipo de radiolarios encontrados en el Miembro Confites. Sin embargo, Schwinn (1969) menciona que de acuerdo a su contenido de polen podría ser de edad Eocena a Eocena superior.

3.8.2 FORMACIÓN GUACHINTE (E₂E₃GC)

Su nombre fue utilizado por Schwinn (1969) para referirse a una secuencia de sedimentitas de origen parálico que aflora a lo largo del río Guachinte y contiene importantes horizontes de carbón. Se encuentran afloramientos de dicha formación en las planchas 279 Dagua y 299 Jamundí.

Según Orrego (1975), en su área tipo suprayace en discordancia la Formación Chimborazo y es suprayacida en contacto concordante por la Formación Ferreira. Al norte del río Pance la Formación Guachinte reposa directamente sobre el Grupo Diabásico. El espesor en la sección tipo es de 643 m Orrego (1975) pero se adelgaza hacia el norte y desaparece en el área de Yumbo.

La secuencia de esta formación se puede dividir en varios miembros: en su área tipo Orrego (1975) reconoce dos miembros, uno inferior, La Cima y otro superior, La Rampla. Verdugo & Nivia (1985) proponen, además, dividir el Miembro La Rampla en dos: una secuencia inferior rica en carbones llamada Miembro Los Chorros y una superior de areniscas sin horizontes de carbón que proponen llamarla Miembro La Rampla.

La base de este último está marcada por la presencia de un horizonte marino que contiene gasterópodos y pectínidos conocido como Horizonte La Leona (Hubach & Alvarado, 1934). El Miembro La Cima presenta un espesor decreciente desde 105 m en el río Guachinte (Orrego, 1975) hasta desaparecer en el río Jordán. Consiste en bancos muy gruesos de areniscas cuarzosas blancos grisáceas, de grano fino a conglomeráticas interestratificadas con bancos de espesor medio a grueso de limolitas grises oscuras y lentes delgadas

de conglomerados. El Miembro Los Chorros consiste en una secuencia repetida de ciclotemas, menores de cuatro metros de espesor, que decrecen en tamaño de grano de base a techo desde areniscas de grano grueso y medio a limolitas, lodolitas y shales. El contenido de carbón se incrementa hacia arriba, estando las secuencias cubiertas por mantos de carbón. Los carbones son duros y bituminosos, pero con alto contenido de volátiles. En el Miembro La Rampla las areniscas varían en tamaño de grano fino a muy grueso y están compuestas por granos de cuarzo, feldespato y fragmentos de roca que constituyen menos del 10% del volumen de la roca. Las estructuras más comunes son estratificación cruzada, laminación flaser, gradación y los rellenos de canal que forman horizontes conglomeráticos de espesor variable entre 2 y 4 m. Estos últimos consisten en guijarros subangulares a subredondeados de cuarzo en venas y menos frecuentemente de chert y fragmentos de felsita soportados en una matriz arenosa de granos de cuarzo. La base de este miembro está marcada por el horizonte marino La Leona localizado 10 - 20 m por encima del último estrato de carbón del Miembro Los Chorros.

Por sus caracteres litológicos, estructurales y texturales, parece haberse depositado en un ambiente de transición, continental-litoral, posiblemente deltáico y en facies de canal (Orrego & París, 1991).

Edad. Basado en análisis de polen, Schwinn (1969) sugiere una edad Eocena superior. Dueñas (en Aspden, 1984), indica que el Miembro Los Chorros se depositó después del Eoceno superior y que la abundancia de esporas sugiere una edad Oligocena. Keiser (1954) reporta una edad Oligocena inferior para los fósiles recolectados en el Horizonte La Leona. La edad Miocena (Orrego, 1975; Orrego *et al.*, 1976, París & Marín, 1979) se descarta, ya que esta formación está intruida por el Stock de

Pance que tiene una edad K/Ar de 17 - 19 Ma (Brook, 1984).

3.8.3 FORMACIÓN FERREIRA (E₃FR)

El término Formación Ferrreira fue propuesto por Orrego (1975) para designar una secuencia sedimentaria aflorante en la quebrada Ferreira localizada a unos 3 Km al noreste de Timba (Valle del Cauca, plancha 299 Jamundí). A esta misma se había referido Van der Hammen (1958) como la Formación Cauca Superior y Schwinn (1969) como la Formación Jamundí.

Reposa en concordancia sobre la Formación Guachinte. En el Departamento del Valle del Cauca, está cubierta en discordancia por depósitos Plio-Pleistocenos más jóvenes. Esta formación se acuña hacia el norte y desaparece inmediatamente al sur del río Pance. En su sección tipo tiene un espesor de 500 m (Orrego, 1975) y de acuerdo con Schwinn (1969) en la quebrada Seguenguito (Cauca) este alcanza 1.300 m.

De acuerdo con Orrego (1975) consiste de un miembro inferior no marino, llamado Suárez y de uno superior esencialmente marino, denominado La Cabrera. El Miembro Suárez se caracteriza por la presencia, en su base, de niveles lenticulares de conglomerados que se destacan formando riscos. Estos niveles, que alcanzan 50 m de espesor, consisten en guijarros subredondeados a redondeados de cuarzo lechoso y cantidades menores de chert soportados en una matriz de arena cuarzosa. Interestratificados con los conglomerados se presentan shales carbonáceos, lodolitas y areniscas. La parte superior de este miembro es también conglomerática, pero incluye una secuencia rítmica de shales, limolitas, shales carbonáceos y carbones. En el río Guachinte alcanza un espesor de

225 m (Orrego, 1975). La base del Miembro La Cabrera está marcada por dos estratos marinos conocidos localmente como el Horizonte de San Francisco (Keiser, 1954; Misión Belga, 1964), expuesto en los ríos Guachinte, Claro y Lili. Este contiene restos mal preservados de gasterópodos y pelecípodos. Sobre este horizonte fosilífero se presenta una secuencia monótona de limolitas y en menor cantidad de areniscas en parte calcáreas. En el río Guachinte este miembro tiene 280 m de espesor (Orrego, 1975).

Su origen y fuente de aporte de sedimentos se cree que son los mismos de la Formación Guachinte, ya que sus características son similares (Orrego & París, 1991).

Edad. Schwinn (1969) reporta una edad Eocena para estas rocas. De acuerdo con Keiser (1954) los fósiles colectados en el horizonte de San Francisco serían del Eoceno superior al Oligoceno inferior. La posibilidad de que se haya depositado durante el Mioceno (Orrego, 1975; Orrego *et al.*, 1976, París & Marín, 1979) se puede descartar, por estar intruida por el Stock de Pance de edad K/Ar de 17 – 19 Ma (Brook, 1984).

3.8.4 FORMACIÓN JAMUNDÍ (N₂Q₁JM)

Verdugo & Nivia (1985) proponen este nombre para referirse a una secuencia de depósitos de abanicos aluviales no consolidados ("Abanico de Jamundí" de Keiser, 1954) que aflora al sur de Cali (plancha 299 Jamundí).

Suprayace discordantemente las formaciones Guachinte y Ferreira; buza suavemente hacia el este y está suprayacida discordantemente por depósitos holocénicos. Es improbable que

la formación exceda los 50 m de espesor (Nivia, 2001).

La Formación Jamundí consiste esencialmente en depósitos de gravas y cantos no consolidados, pobremente seleccionados, con tamaños desde pocos centímetros hasta 3 m, constituidos por basaltos, cherts, gabros, conglomerados, limolitas y areniscas. La matriz de estos depósitos es de colores rojizos; consiste en una mezcla de materiales arenosos y arcillosos. En la parte superior de la formación, existen varios horizontes arenosos y arcillosos bien estratificados con arenas de grano grueso mal seleccionadas.

Edad. La edad asignada para la Formación Jamundí por Verdugo & Nivia (1985) es Plio – Pleistoceno.

3.9 PLIOCENO Y CUATERNARIO

Formaciones del Plioceno y depósitos del Plioceno – Pleistoceno hasta el Cuaternario, aparecen ampliamente distribuidos en toda el área del Andén Pacífico, pudiendo ser continuos algunos de ellos o correlacionables, puesto que se generaron en un ambiente tectónico y sedimentario similar, en especial después de la Orogenia Andina. Por su origen, características litológicas y edad asignada se han separado para su descripción en: Formaciones y Depósitos Volcánicos del Plioceno, Depósitos Fluvio-Volcánicos del Plioceno y Pleistoceno, Depósitos Volcánicos del Pleistoceno, Depósitos Continentales Recientes y Depósitos Marinos y Transicionales.

En el suroccidente del Andén Pacífico y relacionadas con la intensa actividad volcánica del Plio – Pleistoceno hasta el Reciente, se generaron vastas

acumulaciones de rocas volcánicas como producto tanto de erupciones lávicas como explosivas. Sin embargo, a pesar de que los materiales provenientes de este volcanismo ocupan cerca del 20% en el área de Nariño, sólo localmente se presentan estudios detallados de su estratigrafía (planchas 447 Bis Tallambí, 447 Ipiales; Parra & Velásquez, 2002 y plancha 428 Túquerres; González *et al.*, 2002).

Anteriormente tales materiales habían sido cartografiados como una sola unidad y denominados globalmente "Capas tufíticas de Nariño" (Grosse, 1935) y Formación Nariño (Hubach, 1957). La división de estas rocas que se presenta en los mapas del Andén Pacífico representa una idea de distribución regional basada en criterios litológicos, genéticos y a su centro de origen, separados de acuerdo con la edad asignada, en depósitos volcánicos y fluviovolcánicos Pliocénicos, Pleistocénicos y Recientes.

Las formaciones sedimentarias Mayorquín y Raposo del Plioceno Tardío se describen en este capítulo, debido a su amplia distribución desde la Cuenca del San Juan hasta la de Tumaco abarcando desde la plancha 183 Coquí hasta la 408 Barbacoas.

En la región Pacífica, los depósitos Cuaternarios tienen un carácter similar, presentándose depósitos fluvio-torrenciales en las zonas de piedemonte, aluviones recientes y terrazas en las planicies aluviales y valles intramontanos, depósitos fluvio-lacustres en la llanura fluvio-deltáica del Atrato y localmente en el Patía, y depósitos intermareales y de playa a lo largo de toda la costa Pacífica y en el Golfo de Urabá.

3.9.1 FORMACIONES Y DEPÓSITOS VOLCÁNICOS DEL PLIOCENO

Las formaciones sedimentarias Mayorquín y Raposo parecen haberse depositado antes del volcanismo pliocénico presente en el sur de Colombia. Como resultado de la actividad magmática que comenzó en el área a principios del Plioceno o quizás al final del Mioceno, se presentan amplios depósitos especialmente de carácter fluvio volcánico.

Las dataciones radiométricas disponibles del volcanismo en esta zona se localizan sobre el Plioceno, pero tal vez puedan existir fuentes no localizadas hasta el momento que presenten una edad un poco más antigua.

Este volcanismo coincidió con una época de actividad glacial que cubría la cordillera recién levantada, produciendo voluminosos depósitos derivados de la fusión del hielo, provocada por las erupciones volcánicas, que transitaron a lo largo de los cauces principales hasta alcanzar el borde costero.

3.9.1.1 Formaciones Sedimentarias

La información disponible de las Formaciones sedimentarias es relativamente pobre, debido en especial a la escasez y continuidad en los afloramientos. Las Formaciones definidas son Raposo, Mayorquín y Guapi en el sur y Quibdó en el norte, éstas dos últimas se describen en las cuencas de Tumaco y del Atrato, respectivamente.

3.9.1.1.1 Formación Raposo (N₂rp)

La Formación Raposo fue definida por Aspden *et al.* (1985), como una secuencia de areniscas y conglomerados, poco litificados que se presentan en capas decimétricas a métricas, de estratificación ondulosa, paralela, continua y contactos netos entre capas. La sección tipo se localiza en los ríos Raposo y Caracolí (plancha 279 Dagua). Se encuentran afloramientos en los ríos Cucurupí, Copomá y Garrapatas de la plancha 241 Cucurupí, Munguidó, Calima y aguas Claras de la plancha 260 Pan de Azúcar y en la carretera que conduce a la Base Naval de Bahía Málaga (plancha 259 Malaguita).

El contacto inferior de esta formación con las filitas y las rocas volcánicas del Cretácico es inconforme y se puede observar en la carretera que conduce a Buenaventura y en los ríos Munguidó (plancha 260 Pan de Azúcar) y Garrapatas (plancha 241, Cucurupí) (Montoya, 2003). Para Aspden (1984), la Formación Raposo al oeste está interdigitada y a veces en contacto gradacional con la formación Mayorquín.

La Formación Raposo corresponde a una secuencia conglomerática, constituida por conglomerados, areniscas, lodolitas y láminas de carbón; a medida que se avanza hacia el occidente, se observa una gradación a rocas de tamaño más fino. Cerca al piedemonte de la cordillera Occidental predominan conglomerados en capas muy gruesas hasta de 3m (**Figura 19**), intercalados con capas continuas o lenticulares de areniscas conglomeráticas, en contactos netos, y forman afloramientos con 15 m de altura. Los conglomerados son polimícticos, de guijos y gujarros, con predominio de los guijos de 3 – 5 cm, mal seleccionados, en donde la relación cantos y matriz es 50 – 50; están constituidos por fragmentos redondeados de chert, limolitas silíceas y rocas volcánicas, los

cuales flotan en una matriz arenosa arcillosa de color amarillo rojizo.

Hacia la parte media predominan intercalaciones de conglomerados con areniscas conglomeráticas con espesores menores de 1 m y aumenta la proporción de areniscas conglomeráticas, de mala selección, generalmente matriz soportados con matriz tamaño arena desde gruesa a media, con clastos redondeados. Al occidente hay predominio de areniscas conglomeráticas interestratificadas con rocas de grano más fino, areniscas y lodolitas en capas lenticulares, generalmente de color gris azulado a gris verdoso que por procesos de meteorización toman un tono rojizo o blancuzco en el caso de las arcillolitas; composicionalmente están constituidas por fragmentos de chert, lodolitas silíceas, cuarzo y, al sur, por rocas volcánicas.

En las zonas próximas al contacto con la Formación Mayorquín, la fracción dominante es fina; en estos intervalos finogranulares se observan fragmentos de carbón como componentes de la roca o como láminas; se presentan concreciones de areniscas de grano grueso a medio, macizas, con diámetro de 50 cm, dispuestas paralelas a la estratificación. Las areniscas, lodolitas y arcillolitas se presentan con contactos netos, en secuencia cíclica de capas gruesas, algunas masivas y con estructuras internas como laminación (fina y media) y localmente estratificación cruzada.

El carácter masivo, subhorizontal, matriz soportados, fragmentos mal seleccionados; la estratificación plana o cruzada y la composición, la madurez textural (inmaduros) y los colores pardos por oxidación, definen un ambiente de depositación fluvial, de ríos trenzados y abanico hacia la parte más oriental, mientras que al occidente es transicional de aguas salobres. Las corrientes que depositaron estos sedimentos son de alta

energía y con gran carga de sedimentos, en donde la carga es gruesa, de guijos y gravas, los cuales disminuyen de tamaño a medida que se aleja de la fuente. En la parte más occidental, el contacto gradacional entre las formaciones Mayorquín y Raposo

está marcado por el establecimiento de condiciones de acumulación asociadas a ambientes de aguas salobres y continentales (Montoya, 2003).



Figura 19. Conglomerados de la Formación Raposo. Ríos Garrapatas y Cucurupí.

Edad. Los conglomerados de la Formación Raposo contienen clastos de diorita del Batolito de Anchicayá, datado entre 18 y 20 Ma (Brook, 1984); se considera que estos conglomerados no pueden ser más antiguos que el Plioceno. De acuerdo con Nutall (1984, comunicación escrita) aunque las muestras fosilíferas recolectadas en la quebrada Lucas (plancha 279 Dagua) no contienen especies diagnósticas, el aspecto moderno de la fauna sugiere que es casi con certeza Neógeno.

Esta formación es correlacionable, en edad, con la Formación Quibdó (Haffer, 1967) en la cuenca del Atrato, para la cual se han reportado edades del Mioceno tardío y Plioceno.

3.9.1.1.2 Formación Mayorquín (N_2my , N_2myca , N_2mycu)

La formación Mayorquín fue definida por Aspden & Nivia (1984) como una secuencia marina de areniscas y lutitas, con estratificación plana, paralela y continua, de tamaño de grano que varía de arena media a arcilla; es común la presencia de bioturbación y fósiles marinos y en ocasiones con horizontes delgados y nódulos calcáreos, cuya sección tipo está localizada en la parte inferior del río Mayorquín (plancha 278 Bahía de Buenaventura).

Se observan afloramientos aislados en el delta del río San Juan (plancha 259 Malaquita) y sus mejores exposiciones se

encuentran en la carretera que conduce a la Base Naval de Bahía Málaga y al interior de la bahía de Buenaventura. El contacto inferior se supone paraconforme con las sedimentitas de la Formación Naya y el contacto superior con la Formación Raposo es transicional lento, en donde se puede observar las rocas de facies características de ambientes marinos y marino transicional a continentales característicos de la Formación Raposo. La estratificación plana se pierde y aparecen estratos lenticulares, esto, acompañado de un incremento del contenido cuarzoso y de la presencia de materia carbonosa en láminas (Montoya, 2003).

Está compuesta de areniscas y lutitas que presentan estratificación plana, paralela, continua de espesor medio y grueso. Estas rocas de color gris verdoso o azulado, con tamaño de grano que varía de arena media a arcilla, presentan mejor selección en cuanto a tamaño de grano que la Formación Raposo y tienen generalmente texturas homogéneas y moteadas producidas por bioturbación y ocasionales niveles delgados de nódulos calcáreos (Aspden *et al.*, 1985). La composición de estas sedimentitas permite denominarlas grauwacas líticas, ya que la mayor parte de los granos componentes son fragmentos de rocas metamórficas, especialmente filitas y metachert (**Figura 20**).

Esta formación fue subdividida por Nivia en las planchas 361 Bis San Juan de la Costa y 361 Yarumal, en Miembro Casacajal (N_2 myca) y Miembro Curay (N_2 mycu). El Miembro Casacajal se encuentra en la parte inferior de la secuencia y consiste en lodolitas, lodolitas conglomeráticas y areniscas muy finas; las rocas muestran mayor selección que en la parte superior, pero a medida que se sube en la secuencia, el tamaño de grano aumenta

y las rocas predominantes son areniscas finas y conglomeráticas. Es común la acumulación de óxidos de hierro producto de la meteorización, que forman costras (de hasta 5 mm) que marcan la laminación fina y los contactos entre capas, y resaltan aún más la estratificación, además, se presentan como relleno de fracturas que cortan las capas y contiene caparazones de microorganismos.

En el Miembro Curay la estratificación tienden a perder su paralelismo, haciéndose común la estratificación cruzada; consiste en una secuencia de arcillolitas conglomeráticas mal seleccionadas con concreciones calcáreas locales mal cementadas, con contenido fósil de raíces de plantas y presencia de materia carbonosa, que localmente presenta láminas y una coloración rojiza por oxidación y colores blancos por lixiviación.

La presencia de fósiles en la Formación Mayorquín le imprime un carácter marino, nerítico externo (Duque – Caro, 1998 en: Montoya, 2003), donde la abundancia de rocas detríticas sugiere un aporte continuo y abundante de sedimentos terrígenos, lo que implica una erosión muy activa en la fuente de aporte asociada a terrenos jóvenes levantados.

Edad. La característica principal, que permite separarlas de la Formación Raposo es la presencia de bivalvos y gasterópodos, asignando una edad de Plioceno (Aspden, 1984).

La Formación Mayorquín es correlacionable con la Formación Guapi definida por Van der Hammen (1958), en el departamento del Cauca, como una secuencia constituida por conglomerados, areniscas y arcillas; contiene, además, tobas resedimentadas (Radelli, 1967).



Figura 20. Capas horizontales de areniscas y lodolitas de la Formación Mayorquín. Carretera a la Base Naval de Bahía Málaga (plancha 259 Malaguíta).

3.9.1.2 Depósitos Volcánicos

El volcanismo del suroccidente de Colombia es conocido desde inicios del siglo XIX por Humboldt; a finales del mismo se encuentran los trabajos de Friedlander y a principios del siglo XX por Grosse, en los departamentos de Cauca y Nariño. Posteriormente se han realizado levantamientos cartográficos sistemáticos, además de estudios de exploración, éstos últimos en especial en las áreas de Piedrancha (Nariño) y Sotaró (Cauca). A partir de 1987 se intensificó el estudio de los volcanes activos del sur de Colombia, en especial en lo relativo a las amenazas geológicas que ellos puedan generar.

El conocimiento en particular de algunos volcanes es relativamente incompleto, debido a que el alcance de los estudios en cada uno de ellos ha sido diferente, pero más que todo en la carencia de dataciones radiométricas de los diferentes episodios volcánicos que componen cada edificio. Es necesario tener en cuenta, además, que

algunos de los focos volcánicos pliocénicos han sido erodados o cubiertos por edificios posteriores.

Parra & Velásquez (2002) y González *et al.*, (2002), identificaron varios centros volcánicos localizados al sur de Nariño entre Túquerres y la frontera ecuatoriana, que tuvieron actividad en el Plioceno, agrupados en este trabajo como una unidad, denominada **Edificios Volcánicos Pliocénicos (N_{2av})**, a los cuales se les puede identificar morfológicamente parte de la estructura perteneciente al cono central o sus remanentes, en tanto que los diferentes tipos de flujos (lávicos o piroclásticos) presentes en la zona, se han denudado al punto que su forma plana original ha desaparecido totalmente para formar vertientes elongadas de cimas estrechas.

De acuerdo con la cartografía geológica realizada por Murcia & Cepeda (1991), estos edificios volcánicos, deben tener un basamento compuesto por rocas

mesozoicas pertenecientes a los Grupos Dagua y Diabásico.

A este grupo pertenecen formas volcánicas y parte de sus productos que se han preservado desde el Plioceno, en los cuales las edades radiométricas más antiguas obtenidas son del orden de 4,2 Ma (ICEL – OLADE, 1983; Aquater, 1987).

Los edificios volcánicos identificados reciben los nombres de Andesitas del río Guáitara, Macas, Cerro Negro del Encino, Azufral Antiguo, Cumbal Antiguo y Pajablanca. Todos estos centros volcánicos se caracterizan por su composición andesítica y formaron estructuras volcánicas compuestas en las cuales los edificios respectivos alternan erupciones lávicas con productos piroclásticos. Tanto del edificio del Cumbal Antiguo como del Azufral Antiguo se conservan estructuras semicirculares de dimensiones entre 5 y 8 Km de diámetro que representan un episodio caldérico final. Estos episodios caldéricos fueron responsables en buena parte de la formación del Glacis del Diviso, al menos en sus depósitos más antiguos, que cubrieron discordantemente las formaciones sedimentarias pliocénicas (Mayorquín, Raposo y Guapi).

Mineralógicamente las lavas andesíticas se presentan como rocas masivas con textura porfídica, donde se distinguen algunos cristales milimétricos de plagioclasa y una proporción menor de cristales de piroxenos menores a 1 mm. (Hiperstena y augita).

La matriz constituye alrededor del 60% de la roca, es afanítica, de color gris oscuro, a veces con microcristales de la misma composición de los más gruesos.

Los depósitos piroclásticos están presentes en casi todos los edificios; en general tienen más de 5 m de espesor, constituidos por bloques decimétricos, subangulares, rodeados por una matriz de ceniza y lapilli parcialmente meteorizada, de colores

pardo claro a rojizo donde se conservan algunas pumitas y fragmentos líticos. Los bloques consisten en andesitas masivas y andesitas con textura brechosa, con matriz ligeramente vesiculada.

Todos los edificios están cubiertos por depósitos piroclásticos y eólicos más recientes, de edad cuaternaria, que en parte dificultan la ubicación de los centros de efusión.

OLADE (1982) dató por el método K-Ar una muestra de un flujo de lava “antigua” del volcán Azufral, en la cual se obtuvo una edad de 4,2 Ma; que corresponde al Plioceno temprano y que en su interpretación consideran, sería el inicio de la construcción del edificio volcánico del Azufral. En el mismo proyecto, se dató una lava del Panecillo de Tufiño, aproximadamente a 1 Km al sur del corregimiento de Chiles (Municipio de Cumbal), obteniendo una edad alrededor de 4,6 Ma. (ICEL – OLADE, 1983). Ambas dataciones establecen el inicio de la actividad volcánica en la cordillera Occidental.

3.9.2 DEPÓSITOS FLUVIO VOLCÁNICOS DEL PLIOCENO Y PLEISTOCENO

El volcanismo del Plioceno y Pleistoceno, se caracterizó por la destrucción de algunos edificios volcánicos al final de su actividad, que aportaron grandes cantidades de material para formar una serie de abanicos que se localizan en el piedemonte de la cordillera Occidental y transitaron por dos cauces que corresponden a los ríos actuales del Patía y Güiza. En segmentos amplios de los cauces, se alcanzaron a depositar materiales que hoy en día conforman superficies planas elevadas con avanzada incisión.

Los depósitos asociados al drenaje del río Patía (N_2Q_1fvlp), parecen corresponder a un volcanismo ligeramente más antiguo que los del Güiza, en vista de que forman un paisaje con colinas más incisadas. Lo anterior coincide con el estado de incisión de los edificios volcánicos localizados en la planicie de Túquerres – Ipiales, donde los edificios más antiguos se localizan en cuencas que drenan hacia el Patía, tales como las estructuras de Pajablanca, Cerro Negro del Encino, Macas y Guaítara.

En inmediaciones del Corregimiento Ricaurte y sobre la margen derecha del río Patía, se presenta un abanico más reciente, con muy poca incisión de los cauces, posiblemente de edad pleistocena, que tal vez fueron generados por la actividad inicial de los volcanes Doña Juana y Sotará. En algunas partes, especialmente hacia el sector central, se encuentra incisado hasta formar terrazas de edad Holocénica.

Otro conjunto de este tipo de depósitos lo conforman varios abanicos localizados al oeste de la población de Junín que bajaron por el cauce del río Güiza y parecen corresponder a erupciones caldéricas del Cumbal y Azufral Antiguos y posiblemente la Caldera de Nasate. El grado de incisión de estos depósitos es menor, teniendo en cuenta que, forman un paisaje de planicies incisadas, hasta colinas de topes planos. Los abanicos se pueden separar por su grado de incisión, siendo el más antiguo el asociado al río Güiza (N_2Q_1fvlg), seguido del abanico de Junín (N_2Q_1fvlj) y por último el del río Saundé (N_2Q_1fvls). La parte distal de estos abanicos (N_2Q_1fvld) presenta menor incisión debido a su menor altura sobre el nivel de base de los ríos principales, pero se separó por estar compuesto por materiales más finos, en los cuales son escasos los bloques.

El depósito fluvio volcánico localizado en el centro de esta última serie de abanicos, denominado La Guayacana (Q_1fvlg), es

probablemente de edad Pleistoceno debido a su mínima incisión y parece corresponder a flujos generados por una actividad volcánica más reciente, tal vez asociados a erupciones más recientes del Azufral.

En la plancha 363 Argelia, en su extremo suroriental, en cercanías al municipio de Patía, Cauca, se presenta un depósito fluvio volcánico (N_2Q_1fvlp) de origen similar (por lahares), que se diferencia de los anteriores, por su origen en la actividad volcánica de la cordillera Central y hace parte de las formaciones Popayán y Galeón.

La secuencia fluvio volcánica fue reportada inicialmente por Grosse (1935), denominándola “Capas Tuffíticas de Nariño”, localizadas al oriente de Barbacoas, y las describe como una unidad compuesta por tobas andesíticas, principalmente aglomeráticas, areniscas tuffíticas, conglomerados con guijos de vulcanitas y localmente derrames de lavas; con una amplia distribución regional en el piedemonte de la cordillera Occidental en el sur del Colombia.

Sauer (1965) definió en la zona litoral occidental del Ecuador la Formación Cachaba, que se extiende hacia límites con Colombia como un conjunto clástico y que por sus características sería correlacionable con estos depósitos fluvio – volcánicos.

GEOMINAS (1982), denomina parte de esta unidad con el nombre de depósitos fluvio volcánicos, y los describe como un grueso paquete de sedimentos clásticos y material volcánico poco consolidado, constituidos por fragmentos de rocas de composición andesítica, de diferente forma y tamaño, dentro de una matriz areno – tobácea y las divide en tres horizontes:

Horizonte Inferior: formado por capas de aglomerados y tobas volcánicas de color azul, resistentes, constituidas por cantos gruesos a muy gruesos, redondeados. Este

horizonte reposa de manera discordante sobre las rocas volcánicas del Grupo Diabásico, presentes generalmente en el lecho profundo de los ríos. Muñoz *et al.*, (2002), describe columnas estratigráficas en las cuales estos depósitos reposan sobre la Formación Mayorquín.

Horizonte Medio: constituido por capas gruesas de conglomerados bien seleccionados, con cemento limoso compuesto por cantos gruesos y medios de diabasa y andesita, con intercalaciones de capas de arenisca y limos blandos.

Horizonte Superior: formado por intercalaciones de capas de tobas y brechas volcánicas localmente aglomeráticas.

En general, los depósitos fluvio volcánicos están constituidos por capas gruesas, discontinuas y lenticulares de conglomerados subhorizontales con algunos niveles de aglomerados, con inclinación máxima de 5° hacia el W en la superficie de los conos.

El espesor de estos depósitos puede alcanzar más de 200 m a lo largo del río Güiza y se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos tanto del Neógeno–Cuaternario como localmente por depósitos de la actividad más reciente (Holocénica) del volcán Azufral.

Facialmente corresponden a acumulaciones en un ambiente de deposición continental de abanicos y llanuras aluviales en el piedemonte de la Cordillera Occidental con influencia periódica de un volcanismo al este y ambiente litoral al oeste.

Edad. La edad de estos depósitos es incierta, pero por su posición estratigráfica y características geomorfológicas, posiblemente va del Plioceno al Pleistoceno.

3.9.3 DEPÓSITOS VOLCÁNICOS DEL PLEISTOCENO.

Desde el eje de la cordillera Occidental, hasta pocos kilómetros de la línea de costa, sobre el piedemonte costero en el extremo sur del Andén Pacífico, se encuentran importantes acumulaciones de depósitos originados por un intenso episodio de volcanismo eruptivo que consistió en derrames de lava y depósitos piroclásticos, que cubren un basamento cretáceo oceánico, pertenecientes a los grupos Dagua y Diabásico en la parte sur del Andén Pacífico.

3.9.3.1 Depósitos Ignimbríticos (Q₁ig)

Depósitos formados por flujos piroclásticos, por lo general consolidados, provenientes de antiguas estructuras volcánicas, reportados por González *et al.* (2002) y Parra & Velásquez (2002), en las planchas 428 Túquerres y 447 Ipiales; se encuentran distribuidos en las planchas 408 Barbacoas, 409 Las Cruces y 427 La María.

Los depósitos ignimbríticos están bien compactados y son altamente resistentes a la erosión; corresponden a flujos piroclásticos de bloques con cenizas y pómez, a veces con escorias o con éstas en lugar de pómez. Están constituidos por fragmentos juveniles de pómez, líticos accidentales tanto de vulcanitas recientes como de basaltos del Grupo Diabásico; cristales de cuarzo, biotita, oxihornblenda, feldspatos y opacos en una matriz vítrea que puede presentar diversos grados de devitrificación, desarrollo de "shards", texturas de flujo, esferulitos y fragmentos aplanados (fiammes) de pumita. Se considera por la mineralogía y naturaleza del vidrio, que son de composición dacítica a riodacítica, tal vez con predominio de estas últimas.

Morfológicamente se diferencian varios niveles de depósitos ignimbríticos por formar superficies planas a lo largo de los valles de algunos ríos, que han producido incisión intensa para producir por erosión escarpes semiverticales, con alturas de decenas de metros (**Figura 21**).

No se tienen dataciones en los depósitos ignimbríticos del área, pero teniendo en cuenta la historia evolutiva de los del volcán Azufral (Fontaine, 1994) y hacia el sur de los volcanes Cumbal y Chiles (OLADE, 1982; Ramírez, 1982) se han asignado tentativamente al Plioceno – Pleistoceno (González *et al.*, 2002).



Figura 21. Estructura columnar en las ignimbritas del río Guabo, cerca a la desembocadura del río Verde.

3.9.3.2 Edificios volcánicos Parcialmente Denudados (Q_{1av})

En este trabajo se denominan Edificios Volcánicos Parcialmente Denudados, a formas volcánicas que se encuentran parcialmente destruidas, pero algunas de sus estructuras conservan formas volcánicas tales como flujos de lava con sus escarpes y estructuras dómicas. Además, en ellos no se ha desarrollado un perfil de meteorización importante. Este último criterio no es contundente debido a que todos estos edificios se encuentran sobre la divisoria de aguas, a alturas superiores a 3.500 m.s.n.m. y por esta razón han sido, el

escenario de las glaciaciones cuaternarias, pero esto constituye por sí mismo, una característica que permite diferenciarlos de otras estructuras más recientes (Parra & Velásquez, 2002).

Dentro de este conjunto se agrupan las Andesitas de los cerros: Canguil (**Figura 22**), Crespo –Nasate, Granizo y Colorado (**Figura 23**), localizados entre los volcanes modernos de Chiles y Cumbal, al occidente de la población de Cumbal, Nariño.



Figura 22. Vista Panorámica del cerro Canguil.



Figura 23. Lavas occidentales del Cerro Colorado

La estructura Crespo–Nasate, parece corresponder a una antigua caldera que tendría de 7 a 9 Km de diámetro y pudo haber sido responsable de la formación de parte de los abanicos del río Güiza. La correlación es todavía incierta, debido a la carencia de dataciones radiométricas, pero el volumen removido en la fase caldérica sólo pudo haberse desplazado hacia el oeste.

Estas estructuras son volcanes compuestos donde se alternaron flujos de lava con flujos piroclásticos; estos últimos formados por colapso de domos si se tiene en cuenta su alta cantidad de líticos (cerca del 70%).

Los flujos de lava están compuestos por andesitas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, orto y clinopiroxenos, ocasionalmente hornblenda y opacos en matriz microporfídica, hialocristalina, con textura fluidal definida por las plagioclasas en un cemento vítreo de color pardo claro, poco devitrificado.

La edad estimada, de acuerdo a Parra & Velásquez (2002) puede estar entre Pleistoceno inferior y Plioceno superior.

3.9.3.3 Lavas Andesíticas del Volcán Cerro Negro de Mayasquer (Q₁acnm)

Este volcán se encuentra ubicado en la frontera colombo-ecuatoriana, donde la mayor parte del edificio volcánico se encuentra en la República del Ecuador. Consiste en un cono truncado, abierto por colapso hacia el occidente, por lo menos desde la mitad superior del edificio principal. Los productos volcánicos del edificio principal y la destrucción del cono, fueron estudiados por Cortés & Calvache (1996), con el objeto de determinar su amenaza volcánica.

La estructura volcánica del Cerro Negro de Mayasquer se desarrolló en varias etapas

con edades relativamente diferentes, en vista de que las más antiguas muestran una incisión importante, como lo es la profundización de cauces de primer orden, en tanto que, las más modernas conservan las texturas superficiales originales en los flujos de lava, por lo tanto su génesis puede abarcar gran parte del Pleistoceno (Parra & Velásquez, 2002).

La etapa basal está constituida por depósitos de flujos piroclásticos con alta proporción de material vítreo de color negro (brechas y aglomerados de obsidiana). Los flujos tienen un espesor desconocido, forman parte del borde norte y oeste del edificio colapsado y reposan discordantemente sobre basaltos del Grupo Diabásico. Morfológicamente los productos de esta etapa se encuentran denudados hasta el punto de formar vertientes montañosas con cimas planas como en el caso de la divisoria de aguas entre los ríos Cainacán y Chilmá.

La etapa de construcción del edificio forma la mayor parte del cono (**Figura 24**); se presenta como una sucesión de flujos de lavas masivas, escoriáceas y en bloques, con tendencia a formar estructuras de lavas cordadas de grandes dimensiones llamadas megacordadas; estas estructuras son notables en especial al finalizar la construcción del cono volcánico, puesto que no están sepultadas por flujos posteriores.

Las lavas masivas están compuestas por plagioclasa en fenocristales hasta de 5 mm de longitud, euhedrales a subhedrales, maclados e intercrecidos, de composición andesina (An₄₀), ortopiroxeno y clinopiroxeno. La matriz alcanza a constituir un 70 % de la roca, está compuesta por microcristales de plagioclasa y piroxeno con textura de flujo, rodeados por una cantidad inferior al 15 % de un vidrio pardo oscuro con abundantes óxidos de hierro. Las lavas masivas se caracterizan en el Cerro Negro de Mayasquer por no tener hornblenda.



Figura 24. Volcán Cerro Negro de Mayasquer, vista hacia el sur.

Los flujos de lava presentan una composición variable de acuerdo con la coloración; las bandas rojas están constituidas por una matriz de vidrio con fragmentos de cristales, en tanto que en las bandas grises, la matriz es mayoritariamente vidrio. Los fenocristales constituyen menos del 40% de la roca, predominando la plagioclasa de composición andesina (An_{40-50}), clino y ortopiroxenos en porcentajes menores al 5%, hornblenda y en proporciones menores biotita y cuarzo.

La tercera etapa del volcanismo corresponde a la destrucción parcial del cono que ocurrió en varios pulsos, que sepultaron los valles originales (inversión de la topografía), en el sector occidente y noroccidente de la cumbre actual, generando por lo menos tres niveles de ignimbritas que actualmente forman tres superficies aplanadas de diferente pendiente y grado de incisión.

Todos estos depósitos ignimbríticos muestran una estratificación burda, con abundante cantidad de pómez y mínima

de líticos, soldamiento parcial y perfiles de meteorización delgados, inferiores a 3 m.

El final de la actividad explosiva está marcado por depósitos de flujos piroclásticos de espesores métricos, que indican un crecimiento tardío de domos en la cavidad principal del volcán (**Figura 25**).

Los últimos episodios de flujos piroclásticos están cubiertos por las cenizas provenientes del volcán Soche, datadas en 9.670 años b. p. (Hall & Beate, 1991). Sin embargo, al interior del edificio colapsado, se dató un depósito de flujo piroclástico que aflora únicamente en el sector occidental en jurisdicción de la República de Ecuador, con edad 14 C de 6.065 ± 130 años b.p. (Cortés & Calvache, 1997).



Figura 25. Flujos piroclásticos tardíos del volcán Cerro Negro de Mayasquer

3.9.3.4 Lavas Andesíticas del Volcán Chiles (Q₁ach)

Este volcán se localiza en la frontera colombo–ecuatoriana, al occidente de la población de Chiles en Colombia (plancha 447 Ipiales) y del Municipio de Tufiño en Ecuador; geográficamente ocupa la divisoria de aguas entre el río Germagán (Guáitara) y el río Tambo (San Juan). Su cumbre alcanza una altura de 4.725 m.s.n.m. (Parra & Velásquez, 2002).

El edificio volcánico del Chiles se compone básicamente de flujos lávicos, que se generaron a partir de un cráter localizado aproximadamente en la cumbre del volcán actual. El edificio fue afectado por un colapso abierto hacia el norte (**Figura 26**)

de 1,2 Km de diámetro, que contrasta con su vecino el Cerro Negro que colapsó hacia el occidente.

Las lavas del Chiles son esencialmente masivas, formadas a partir de flujos de lavas con superficies megacordadas, las más antiguas muestran una tendencias a formar flujos de lava en bloques o masivas. La viscosidad de las lavas del Chiles es particularmente especial, en razón a que tienen una estructura superficial de lavas cordadas de grandes dimensiones, pues sus cuerdas individuales forman montículos hasta de 10 m de altura con respecto a sus valles (Parra & Velásquez, 2002).



Figura 26. Volcán Chiles, vista del cráter colapsado. En primer plano, pequeña morrena.

Las lavas del Chiles presentan textura porfídica con cantidades variables de fenocristales entre 10 y 60%, de plagioclasa, que conforma más de 2/3 de la masa cristalina. Piroxenos en cristales cortos menores de 2 mm y opacos, se encuentran dispersos en una matriz afanítica de color gris oscuro o a veces gris con tonos rojizos.

El depósito de flujos de escombros se compone de bloques decimétricos a métricos, angulares, dispersos caóticamente en una matriz suelta de arenas gruesas y gravas, en su totalidad compuesto por las andesitas del edificio volcánico. En la actualidad se conserva tal vez menos del 30% del depósito original; la masa restante posiblemente fue transportada aguas abajo por agentes glaciares posteriores al colapso.

La única datación radiométrica conocida del volcán Chiles hasta el presente, es la reportada por Ramírez (1982), para los últimos flujos andesíticos, es decir en las lavas megacordadas del sector oriental, que tienen 160.000 años b.p; esta edad parece

ser demasiado antigua si se tiene en cuenta la buena conservación de las estructuras cordadas, que se hubieran visto afectadas por varios periodos glaciales. De acuerdo con la morfología y edades comparativas obtenidas para el volcán Cumbal, la base del edificio del Chiles, por tener avanzada incisión y un perfil de meteorización importante, debe ser ligeramente más antigua que las lavas viejas del Cumbal (Ar - Ar de 194.000 años, de acuerdo con Gorman, 1997).

De acuerdo con los criterios recomendados por la UNESCO (1972), el Chiles, por la antigüedad de su última actividad lávica, se podría considerar como un volcán extinto, considerando además que no tiene actividad fumarólica actual.

3.9.3.5 Lavas Andesíticas del Cumbal Moderno (Q_{1acm})

De las estructuras volcánicas presentes en la plancha 447 Ipiales, la del volcán Cumbal, da la apariencia de ser, la de actividad más

reciente, por su estado fumarólico y por la conservación de algunos de los rasgos en los flujos de lava, en especial un delgado flujo que se desprende del cráter Cumbal hacia el noroeste (Parra & Velásquez, 2002).

El Cumbal se localiza al occidente de la población del mismo nombre y junto con otras estructuras volcánicas descritas, forman una divisoria de aguas entre la vertiente occidental de la cordillera Occidental y lo que se conoce como el Altiplano Nariñense (plancha 447 Ipiales; Parra & Velásquez, 2002).

Está compuesto por flujos espesos, con textura porfídica en la cual se destacan fenocristales de plagioclasa (20 – 30%) y ferromagnesianos en cantidades inferiores al 15%. La matriz le da una coloración gris oscura a gris verdosa a la roca. En algunos afloramientos es posible notar el autobrechamiento de las lavas tanto en el techo como en la base de los flujos individuales, que pueden tener un espesor de 1 a 1,5 m. Se caracteriza por su aspecto aglomerático con cantos grises oscuros, centimétrico, aglutinados por una matriz

rojiza que alcanza un 30 – 40% de la roca.

De acuerdo con las dataciones disponibles (Gorman, 1997) el Cumbal Moderno formó su edificio en tres etapas, la más antigua de ellas con edad Ar – Ar de 194.000 años, donde los productos principales se extendieron hacia el norte y el noreste, hasta una actividad tardía de 176.000 años b. p. con centro de emisión en el cráter norte o Punta Vieja (**Figura 27**). La segunda fase comenzó hace 100.000 años b. p., con productos efusivos lávicos que se desprendieron del sector central de la cumbre donde se encuentran los cráteres Cumbal, Fogones y Mundo Nuevo; los productos se dispersaron básicamente hacia el sector suroeste, con una etapa que se extendió tal vez hasta hace 25.000 años b. p. La fase final, formada a partir del cráter Mundo Nuevo, ocurrió probablemente entre 25.000 y 15.000 años b.p., las lavas constituyentes de esta unidad forman un conjunto que conserva las características de los flujos de lava originales (formas lobuladas, superficies cordadas), lo cual implica que las glaciaciones posteriores no afectaron sensiblemente estas lavas (Parra & Velásquez, 2002).



Figura 27. Volcán Cumbal Moderno, cráter Punta Vieja a la derecha.

3.9.3.6 Depósitos de Cenizas de Rumichaca (Q₁dcr)

Depósitos arenosos, limo-arenosos con intercalaciones de pumitas de caída que pueden alcanzar un espesor de 200 m. en el cañón del río Guáitara, al sur de Ipiales (planchas 428 Túquerres y 447 Ipiales), que muestra los mejores afloramientos entre esta población y la localidad fronteriza de Rumichaca de donde se le asigna el nombre (Parra & Velásquez, 2002).

La unidad se caracteriza por suavizar la topografía, en especial en las zonas de menor pendiente y tiene espesores

mínimos de 2 a 10 m, aun en las vertientes de los antiguos edificios volcánicos.

Los depósitos se componen de capas de caída de ceniza y pómez de espesor variable entre unos pocos centímetros y más de dos metros, que se intercalan con capas de espesor decimétrico, formadas por arenas finas y limos, producto del transporte eólico de cenizas volcánicas, que revelan condiciones climáticas secas durante su depositación (**Figura 28**). Los episodios de caída de pómez, alcanzan hasta dos metros de espesor y registran un intenso volcanismo cuaternario en la zona.



Figura 28. Depósito de cenizas de Rumichaca. Carretera Ipiales – Pupiales.

El componente eólico es el resultado de una actividad volcánica muy intensa ocurrida en el Cuaternario Reciente en los volcanes de la Sierra Ecuatoriana, allí se conoce a esta unidad con el nombre de Cangagua (Espinosa, 1991).

La deposición de la unidad estuvo acompañada de condiciones climáticas secas, que permitieron que después

de cada erupción volcánica grande, el paisaje permaneciera con características semidesérticas para favorecer el arrastre de las fracciones finas por el viento y su posterior deposición como loess. En todas las capas de loess se aprecia una estructura de tubos, de un milímetro o menos de diámetro que indica que al momento de la caída de las partículas, existía una vegetación de gramíneas, que quedaba

sepultada sucesivamente y ella misma producía la bioturbación que caracteriza las capas (Parra & Velásquez, 2002).

La edad de las cenizas volcánicas poligénicas de Rumichaca es muy amplia en términos de tiempo, pues abarca desde finales del Plioceno, por reposar discordantemente sobre las Lavas Andesíticas del Guáitara, hasta el reciente, por incluir suelos posteriores a la erupción del Soche (Hall & Beate, 1991; en: Parra & Velásquez, 2002).

3.9.3.7 Lavas Recientes del Volcán AzufraI (Q_{1a})

Lavas andesíticas masivas y en bloques, asociadas a depósitos de lahar y flujos piroclásticos de igual composición (González *et al.*, 2002), las cuales se encuentran representadas en la plancha 428 Túquerres.

Fontaine (1991, 1994) considera que estas lavas de composición andesítica representan la etapa inicial de la actividad actual del volcán AzufraI que se inicia con coladas masivas que forman la base del edificio volcánico y posteriormente las erupciones producen coladas de lavas en bloques, lavas masivas y piroclastitas de composición andesítica y que en la removilización de las coladas en bloques y de los flujos piroclásticos producen los depósitos de lahar. La mayoría de estos depósitos lávicos se encuentran al norte de la caldera actual y en gran parte se hayan cubiertos por depósitos piroclásticos riodacíticos que representan la actividad más reciente del volcán.

Las rocas que constituyen los bloques son similares en todos los depósitos: de color gris medio a oscuro, moteado de blanco, textura porfídica y matriz afanítica. De acuerdo a su composición mineralógica se pueden separar en dos grupos: lavas

andesíticas piroxénicas con olivino y lavas andesíticas con biotita y hornblenda; por lo general contienen dos generaciones de fenocristales en una matriz hialo – microlítica. Aunque los dos tipos de lavas consideradas en el inicio de la actividad volcánica del AzufraI son en términos generales andesíticas, la variación en la composición mineralógica implica un cambio en la composición química con disminución en el contenido de Ca.

Ambos tipos de andesitas, por sus características, pertenecen a las series calco-alcalinas bajas en K de márgenes continentales activas.

De las lavas basales del edificio actual del volcán AzufraI se tienen dos edades radiométricas K/Ar: una de $0,58 \pm 0,03$ Ma (Fontaine, 1994) y otra de 0,4 Ma (OLADE, 1982) que corresponderían al Pleistoceno superior temprano, edad que marca el inicio de la actividad reciente de este volcán (Fontaine, 1991, 1994).

3.9.3.8 Depósitos Torrenciales (Q_{1tt})

Son depósitos consolidados a parcialmente consolidados, que forman superficies planas elevadas 10 o más metros sobre el nivel de los ríos, que se presentan en las planchas 447 Bis Tallambi y 447 Ipiales; algunos de ellos tienen una cubierta parcial de piroclastos, lo cual suaviza aún más su topografía resaltándolos sobre el paisaje montañoso.

Están conformados por bloques heterolíticos y mal seleccionados de rocas ígneas volcánicas, y ocasionalmente de plutonitas granitoides con algunos bloques de cuarzo, rodeados de una matriz areno-arcillosa de color crema-amarillo o pardo por la acumulación de óxidos de hierro. Aunque la composición y las características de estos depósitos son similares a las de los depósitos aluviales, se han separado de éstos por su

mayor consistencia y coherencia, por su posición con respecto a los cauces actuales; a veces relativamente alejados de ellos, en algunos casos presentan incisión por las corrientes actuales y se han considerado más antiguas, pertenecientes al Pleistoceno (Parra & Velásquez, 2002).

El origen de estos depósitos es variable ya que en la parte alta de los cauces se pudieron presentar episodios de glaciación por causas climáticas o volcánicas; también pudieron haber sido producidos por bloqueo de cauces ocasionados por movimientos en masa (Parra & Velásquez, 2002).

3.9.3.9 Domos de Colimba (Q₁dc)

Son geoformas circulares que resaltan topográficamente sobre la morfología llana del altiplano de Túquerres – Ipiales (**Figura 29**); pueden hacer parte de una estructura volcánica mayor (caldera de Colimba o de Cumbal Antiguo), en gran parte ya destruida. Aunque las formas más sobresalientes corresponden a domos, en la plancha 428 Túquerres, que es donde se ha reportado, afloran lavas, depósitos de ceniza y pómez que no se han diferenciado y que se intercalan localmente con depósitos glaciares en la altiplanicie (González *et al.*, 2002).

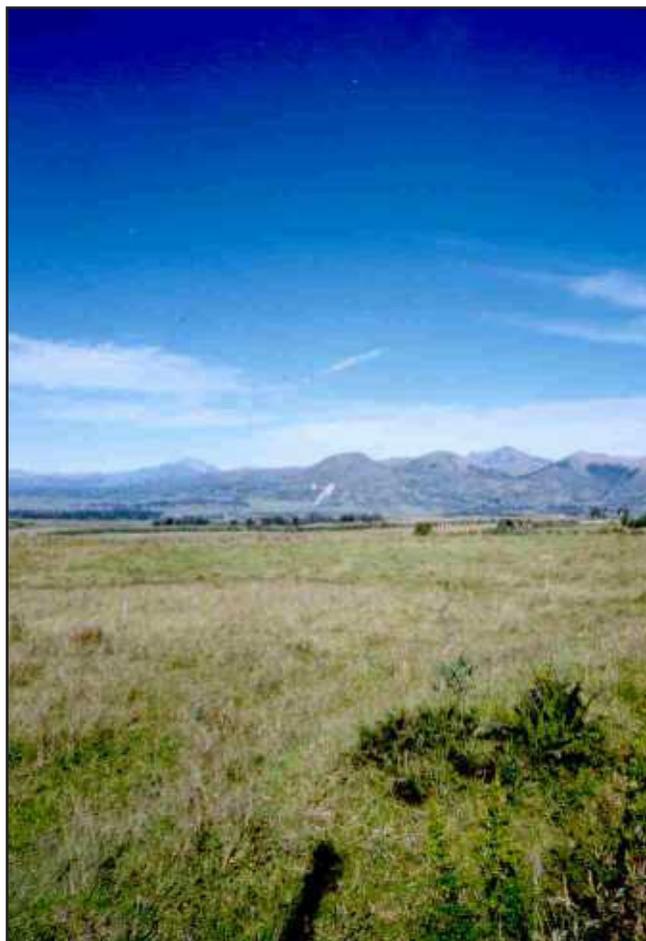


Figura 29. Domos de Colimba. Vista panorámica desde la carretera Túquerres – Ipiales

Los afloramientos de esta unidad son escasos, ya que en gran parte se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos recientes, provenientes del volcán Azufral.

Las rocas son masivas, no vesiculadas, porfídicas con fenocristales hasta de 2 mm de plagioclasa, feldespato potásico rosado, escaso cuarzo bipiramidal y biotita en una matriz microcristalina felsítica a hipocristalina de color gris claro; en algunas ocasiones con minerales opacos que corresponden en gran parte a magnetita y acumulación de óxidos e hidróxidos de hierro.

La composición mineralógica y rasgos texturales de las rocas de Colimba difieren fundamentalmente de las observadas en los domos asociados al volcán Azufral y en parte de los depósitos ignimbríticos, por lo cual es difícil establecer una posible relación genética entre estos depósitos y las fuentes volcánicas conocidas en la región y establecer al menos una edad relativa; es claro que son más antiguos que los depósitos piroclásticos más recientes del Azufral, pero otra posición con respecto a depósitos volcánicos de edad conocida, no es posible establecer. Por configuración geomorfológica se han considerado como del Pleistoceno (González *et al.*, 2002).

3.9.4 DEPÓSITOS CONTINENTALES RECIENTES

En este grupo se consideran los depósitos de sedimentos clásticos de granulometría variable pertenecientes a las planicies marinas, fluviales y lacustres que conforman los terrenos bajos y planos, asociados a las áreas litorales y a los principales sistemas de drenaje de la región.

En la Región Pacífica los depósitos cuaternarios tienen un carácter similar, presentándose depósitos fluvio-

torrenciales en las zonas de piedemonte, aluviones recientes y terrazas en las planicies aluviales y valles intramontanos, depósitos fluvio-lacustres en la llanura fluvio-deltáica del Atrato y localmente en el sur, con alguna influencia volcánica. A continuación se hace una descripción general para cada tipo de depósito

3.9.4.1 Depósitos Glaciares (Q₂dg)

Las glaciaciones del Pleistoceno tardío cubrieron la alta montaña andina hasta unos 3.000 m de altura (Thouret, 1983), produciendo depósitos de deriva glaciar, de los cuales se conservan algunas morrenas laterales y frontales en las vertientes montañosas altas, localizadas entre los volcanes Chiles y Cumbal (Nariño); estos depósitos están distribuidos en las planchas 428 Túquerres y 447 Ipiales (González *et al.*, 2002; Parra & Velásquez, 2002).

Estos depósitos se componen de bloques de lavas andesíticas dispuestos en forma caótica, soportados por una matriz areno-arcillosa de color amarillo a pardo y su continuidad está interrumpida por depósitos piroclásticos recientes.

De acuerdo con las alturas de las morrenas, entre 3.000 y 4.000 m, sus edades por correlación con las reportadas en la cordillera Central (Van der Hammen, 1994) deben estar entre 50.000 y 10.000 años b. p.

3.9.4.2 Domos del volcán Azufral (Q₂da)

Este complejo dómico se localiza al interior del cráter actual del volcán Azufral (Túquerres- Nariño, plancha 428 Túquerres), está compuesto por cuatro generaciones, la más antigua forma el borde occidental del cráter y está separado

actualmente de las otras tres por la Laguna Verde (González *et al.*, 2002) (**Figura 30**).

Presentan una mineralogía similar, sólo se observan diferencias menores en la proporción relativa de los minerales presentes; están constituidos por rocas porfídicas con 30 – 40% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y opacos en una matriz hipocristalina formada por vidrio y microcristales de los mismos minerales que aparecen en los fenocristales.

Mineralógicamente varían de dacitas a riodacitas. Aunque no se tienen dataciones radiométricas, para Fontaine (1991), los domos más antiguos serían anteriores o singénéticos con el flujo de detritos y el flujo piroclástico de 3.600 años a.p. puesto que éstos engloban y retrabajan fragmentos de estos domos, pero no es posible determinar si existían al momento del flujo piroclástico de 4.045 años a. p. puesto que no hay fragmentos en ellos.



Figura 30. Domos del Volcán Azufral. Laguna Verde y Laguna Negra.

La segunda generación de domos se emplazó con posterioridad al flujo piroclástico de 3.600 años a. p. y antes del flujo de detritos del Espino (Fontaine, 1991, 1994). Fue seguido por el emplazamiento de dos nuevas generaciones de domos (Fontaine, 1991) de las cuales la última se relaciona con la actividad fumarólica actual.

3.9.4.3 Depósitos Piroclásticos (Q_2dp)

Se relacionan con la acumulación de materiales piroclásticos recientes del volcán Azufral (Nariño); en pequeños valles u hondonadas sobre las rocas más antiguas que conforman el flanco occidental de la cordillera Occidental, distribuidos en las planchas 427 La María y 428 Túquerres.

Según su forma de deposición, la secuencia piroclástica está constituida por depósitos sin consolidar o poco consolidados de flujos, oleadas y caídas piroclásticas, conformados por proporciones variables de pómez, líticos y cristales que de acuerdo a su origen pueden ser juveniles, accesorios o xenolitos. El tamaño de los constituyentes varía ampliamente, así como su distribución a lo largo del depósito.

Presentan una edad del Holoceno, entre 2.880 y 580 años a.p (OLADE, 1982 y Bechon & Monsalve, 1991).

3.9.4.4 Depósitos de Vertiente (Q_2v)

Son depósitos originados por la inestabilidad de las vertientes, debido a la meteorización intensa combinada con condiciones hidrometeorológicas o sísmicas en áreas de relieve que varía desde quebrado a ondulado sobre el flanco occidental de la cordillera Occidental, los mayores de ellos se localizan en cercanías a Santa Cecilia (Risaralda) y Dagua (Valle). Se componen de bloques y guijarros dispersos en una matriz de roca descompuesta, generalmente de carácter limoso.

La mayoría de estos depósitos no son cartografiables a escala 1:100.000. Composicionalmente, reflejan la procedencia de los materiales de las áreas fuente, es decir, por lo general, se componen de un solo tipo de roca. Las estructuras sedimentarias están ausentes por completo. Se les puede encontrar sobre cualquier superficie y son de desarrollo reciente.

Debido a su tamaño reducido, se conservan poco tiempo dentro del registro geológico y por lo tanto, la mayoría de ellos, son de edad Holoceno.

3.9.4.5 Terrazas Aluviales (Q_2t), Consolidadas (Q_2tc) y Auríferas (Q_2tau).

Depósitos asociados a las antiguas planicies aluviales de los ríos de la región, en particular en las zonas de transición entre las áreas montañosas y el piedemonte asociadas a los ríos principales como el Patía, Telembí, San Juan, Atrato, Micay, Naya y otros. Actualmente se les encuentra formando superficies planas antiguas a muy antiguas, como evidencia de dinámica y actividad de los ríos ancestrales; en otros casos, han sido originadas por incisión o entalle de los ríos y cambios de su curso.

Se componen de material detrítico, de carácter polimíctico, suelto a compacto, mal seleccionados, con granulometría variable y predominio de la fracción gruesa, embebida en una matriz de arena, limo y arcilla. Presentan estratificación gradada, cruzada y lenticular con un espesor que puede alcanzar hasta 30 ó 35 m.

La posición de las terrazas aluviales es discordantes sobre las formaciones de edades anteriores. Su edad es principalmente Pleistoceno, aunque algunas con niveles muy altos, presentan compactación de la matriz y podrían corresponder al Plioceno Tardío (Q_2tc) (**Figura 31**).



Figura 31. Terraza aluvial del río Pavasa. Comunidad La Samaria.

Parte de estos depósitos, en especial los del piedemonte de la cordillera Occidental, formados por ríos que drenan cuerpos intrusivos, son explotados para oro y a

veces platino (**Q₂tau**), como los que se encuentran en cercanías de Istmina y Condoto (Chocó); ésta constituye una de las principales actividades para la gente de la región (**Figura 32**).



Figura 32. Terraza aurífera. Municipio de Tadó

3.9.4.6 Conos Aluviales (Q_{2ca})

Conos de origen complejo, aluviales a torrenciales; asociados a la vertiente oriental de la cordillera Occidental, en cercanías a Cali y en el cañón del río Dagua.

Constituidos por gravas y gravas arenosas sueltas con capas delgadas de arena. Las partes proximales carecen de estratificación interna, sin embargo, distalmente presentan un decrecimiento hacia arriba en el tamaño del grano y ocasionalmente tienen gravas arenosas bien seleccionadas de estratificación cruzada que rellenan antiguos canales.

Su edad se estima Holoceno a ligeramente anterior.

3.9.4.7 Depósitos Fluvio-Torrenciales (Q_{2fto})

Son el producto de eventos excepcionales de avenidas torrenciales, los cuales se generan por causas meteorológicas o represamiento y posterior liberación de las aguas de ríos provenientes de la cordillera y las serranías adyacentes. La gran cantidad de energía acumulada por dichos eventos, genera el arrastre de los materiales superficiales de las laderas de los valles intramontanos, los cuales al abandonar los cauces estrechos y encontrar áreas de topografía más plana, se explayan, formando abanicos de piedemonte. Los más importantes, se localizan sobre los piedemontes de la cordillera Occidental, serranías del Darién y Baudó y en los sectores costeros del Valle del Atrato.

Corresponden a depósitos no consolidados, constituidos por material clástico de granulometría gruesa, que incluye bloques,

guijos, gujarros y gravas, angulosos, polimícticos, mal seleccionados, embebidos en una matriz areno-conglomerática y con disposición totalmente caótica. La única selección de los depósitos, consiste en el predominio de las fracciones más gruesas, en las partes proximales y las más finas en las porciones distales.

Composicionalmente, dominan los clastos de rocas ígneas plutónicas (granitos, cuarzdioritas, gabros, monzonitas), algunos fragmentos de rocas volcánicas (basaltos, diabasas y andesitas), rocas sedimentarias, metasedimentarias (chert, limolitas, calizas) y también es importante la fracción de cuarzo lechoso detrítico.

Las estructuras sedimentarias, están ausentes por completo. Su edad probable es Holoceno, pero algunos de ellos pueden ser anteriores.

3.9.4.8 Depósitos Fluvio - Lacustres (Q_{2fl})

Representan los depósitos de materiales acumulados por la acción de la dinámica fluvial y las depositaciones netamente lacustres, desarrollados en las cubetas de desborde adyacentes a los principales ríos: Atrato, San Juan, Patía y Mira.

Los depósitos son clásticos, sueltos, compuestos por sedimentos detríticos arcillosos y limosos bien seleccionados. Mineralógicamente predominan las micas y el cuarzo anguloso muy fino, que se sedimentaron en las áreas de desborde de los ríos mayores durante las fases de crecientes.

En edad corresponden al Pleistoceno superior y Holoceno hasta la actualidad.

3.9.4.9 Depósitos Lacustres (Q₂l)

Son sedimentos clásticos depositados en condiciones de baja energía, corresponden a los depósitos de material acumulados en antiguas lagunas o lagos que posteriormente fueron colmatados por material clástico y lodos ricos en materia orgánica. Uno de los más representativos, corresponde a los bordes de la laguna del Cumbal, Nariño.

Los depósitos son clásticos, no consolidados, compuestos principalmente por sedimentos detríticos arcillosos y limosos bien seleccionados. Mineralógicamente predominan las micas y el cuarzo anguloso muy fino.

En edad corresponden al Pleistoceno superior y Holoceno hasta la actualidad.

3.9.4.10 Depósitos aluviales (Q₂al)

Los depósitos de los canales actuales representan el aporte detrítico proveniente tanto de la erosión de los suelos, como del material desprendido en las laderas de los valles estrechos y en V que caracterizan las vertientes de los ríos en la cordillera Occidental. Siendo el más extenso y en formación actual el asociado al río Atrato.

Carecen de litificación y son de carácter detrítico, polimícticos, no consolidados, mal seleccionados y con clastos de formas redondeadas a aplanadas. Su granulometría es variable, predominando gravas-arenas en los diques y arcillas-limos en los bajos. Son comunes las estratificaciones lenticulares, gradada y cruzada.

Composicionalmente, dominan los clastos de rocas constitutivas de las cordilleras y serranías, tales como ígneas plutónicas (granitos, cuarzodioritas, gabros, monzonitas), volcánicas (basaltos, diabasas y andesitas), sedimentarias y metasedimentarias (chert, limolitas,

calizas) y cuarzo en diferentes proporciones, en una matriz de arena gruesa o gravas medias a finas no cohesivas.

La mayor parte de estos depósitos aluviales son del Holoceno y su espesor está en aumento debido a la depositación actual, a lo largo de los canales de flujo y zonas aledañas sometidas a inundaciones periódicas.

3.9.5 DEPÓSITOS MARINOS Y TRANSICIONALES

Estos depósitos tienen un carácter mixto y se presentan en la interfase océano-continente; están compuestos por sedimentos clásticos, de granulometría variable, similar a la que presentan los depósitos en las zonas planas con aluviones recientes y depósitos fluvio-lacustres en llanuras fluvio-deltáicas.

Los materiales son producto del aporte de la descarga de los ríos al mar y la redistribución de material transportado por las corrientes marinas y las mareas hacia la franja costera.

3.9.5.1 Depósitos de Playa (Q_p)

Estos depósitos se encuentran distribuidos a lo largo de toda la costa Pacífica, con mayor amplitud en el tramo comprendido entre Cabo Corrientes y la frontera con el Ecuador. También se les encuentra en la región costera del Caribe, alrededor del Golfo de Urabá.

Las playas del Pacífico están compuestas por arenas oscuras, dada la predominancia de rocas ígneas y volcánicas básicas, que hace predominar los materiales clásticos derivados de éstas rocas; en contraste con las playas del Caribe que son más blancas,

debido a la predominancia de arenas cuarzosas y material bioclástico.

Están constituidos por sedimentos no consolidados y medianamente seleccionados, de granulometría variable: gravilla, arena y limo, pero con predominio de la fracción fina angulosa. Mineralógicamente están compuestos en su mayoría de líticos, cuarzo y mica, con contenido variable de material bioclástico. Se caracterizan por estar desprovistos de vegetación.

Todos los depósitos de playa son recientes y subrecientes (Holoceno superior). Los más antiguos presentan coberturas de vegetación arbórea y arbustiva, producto de la colonización natural de las especies y/o plantaciones de palmas de coco sembradas por el hombre.

3.9.5.2 Intermareales (Q₂m)

Los depósitos intermareales se encuentran distribuidos a lo largo de toda la Costa Pacífica, y en menor magnitud, sobre la región costera del Caribe bordeando al Golfo de Urabá. Ocupan grandes franjas adyacentes y próximas a la línea de costa que en algunos casos alcanzan amplitudes mayores a 40 kilómetros.

Están constituidos por sedimentos detríticos finos, no consolidados, de arena, limo y arcilla, con alto contenido de materia orgánica. Mineralógicamente predominan el cuarzo y la mica, además de líticos. Presentan un alto contenido de material bioclástico tanto animal como vegetal. Se caracterizan por estar incisados por gran cantidad de esteros y por estar cubiertos de mangle.

Todos los depósitos intermareales son de edad reciente y subreciente (Holoceno superior).

3.9.5.3 Islas Barrera (Q₂ib)

Cuerpos elongados en sentido del límite océano–continente, limitado por bocanas o estuarios y ubicado entre la playa y la laguna interior o estero; de especial desarrollo al sur de Cabo Corrientes, se encuentran separadas de tierra firme por una llanura o pantano de manglar. Varían en amplitud entre 10 y 400 m y su longitud es similar a la de la playa que la precede.

El material que las compone es esencialmente arenoso, sin ningún tipo de cohesión, con alto contenido de materia orgánica y su espesor puede alcanzar más de 30 m, como respuesta a las variaciones del nivel del mar provocadas por las mareas. Como principales rasgos geomorfológicos, presentan cordones litorales de escasa altura y longitud variable.

Su formación se ha desarrollado a lo largo del Holoceno.

3.9.5.4 Deltas de Marea (Q₂dm)

Son depósitos clásticos, desarrollados en la desembocadura de los principales ríos en el mar tales como los deltas de los ríos Patía y Mira.

Representan la interfase entre el ambiente fluvial y el ambiente marino, por reducción en la velocidad de las corrientes, con la consiguiente formación de un abanico subacuático de sedimentos, que deposita la fracción gruesa en la porción proximal y los materiales cada vez más finos hacia las porciones media y distal.

Se caracterizan por su bajo grado de consolidación y por estar constituidos de sedimentos clásticos y detríticos de granulometría variable; compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas, mezcladas con materia orgánica y material bioclástico de diferente tamaño. Es muy común

encontrar diferentes tipos de estratificación desde planar, hasta lenticular y estructuras sedimentarias de diferente tipo y tamaño.

La mayor parte de estos depósitos, pertenecen al Holoceno medio hasta los que se están formando en la actualidad.

3.9.5.5 Cordones Litorales (Q_{2cl})

Conjunto de crestas dispuestas paralelamente a la línea de costa actual; los de mejor desarrollo se encuentran en Punta Caribana (Antioquia) y en cercanías de Pizarro (Chocó).

Están compuestos por arena o gravas sueltas y pueden hacer parte de las Islas Barrera. Presentan alturas de 0,5 a 1 m y

se encuentran espaciadas por artesas de 5 a 50 m de ancho. Indican líneas de costa antiguas.

Su edad es muy reciente y algunos de ellos están en formación.

3.9.5.6 Llanuras Intermareales (Q_{2mim})

Llanuras asociadas a los deltas de marea; bordean las llanuras de manglar que dan la cara al mar dentro de las bocanas. La más extensa de éstas se asocia a la desembocadura del río Patía (**Figura 33**). Están compuestas por sedimentos lodosos sueltos con abundante materia orgánica. Son de edad muy reciente, Holoceno y algunas de ellas están en formación.



Figura 33. Depósito Intermareal. Municipio de Nuquí, Ensenada de Tribugá, plancha 163 Tribugá.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca Pacífica o Andén Pacífico constituye uno de los rasgos geológicos más destacados del occidente colombiano, presenta una configuración asimétrica y basculada hacia el oriente, con una convexidad hacia el continente (Pérez, 1980).

Debido a la proximidad del Andén Pacífico a la zona de subducción entre la Placa de Nazca y la Placa Suramericana, los efectos tectónicos que han producido las grandes deformaciones, se manifiestan por el desarrollo de importantes sistemas de plegamientos y fallamientos que siguen trenes estructurales regionales, conformando las diferentes cuencas sedimentarias asociadas a los valles de los ríos Atrato, San Juan, Baudó, Patía y Mira.

Para destacar desde el punto de vista estructural, en la región Pacífica se encuentran sistemas regionales de fallas en varias direcciones, cuya expresión morfológica superficial es muy evidente. Además, existen otros sistemas de fracturas de menor magnitud o de expresión más local, producto de los esfuerzos e intensa deformación sufrida por la secuencia litoestratigráfica pre-Pleistoceno.

Los rasgos más destacados se relacionan con la presencia de pliegues de tipo estructuras anticlinales y sinclinales de

grandes dimensiones, desarrollados en forma dominante sobre secuencias de rocas sedimentarias de edad Cenozoica, depositadas en ambientes marinos y afectadas por la Orogenia Andina.

La zona occidental colombiana está compuesta por la cuenca de Urabá, cuenca del Atrato, serranía del Baudó, cuenca del San Juan, cordillera Occidental Norte, cordillera Occidental Sur, cuenca de Tumaco y cuenca del Cauca, que son bloques estructurales con características litológicas, estratigráficas y tectónicas particulares que las hacen diferentes, pero con límites tectonoestratigráficos entre sí, y que no necesariamente coinciden con terrenos planteados por diferentes autores para explicar la evolución geológica de esta región (**Figura 4**).

La cuenca de Urabá, se encuentra limitada al suroccidente por el Arco de Dabeiba y al nororiente por el Sistema de Fallas de Uramita; en el Golfo de Urabá el límite batimétrico es la curva de 200 m de profundidad (Suárez, 1990). Las estructuras presentes en esta cuenca son producto de esfuerzos compresivos laterales, de acuerdo con los movimientos relativos de placas como la del Caribe. Consiste en una cuenca de trasarco (backarc basin) asociada al Arco de Dabeiba; se encuentra poco afectada tectónicamente teniéndose

principalmente fallamiento inverso en la base de la sección sedimentaria (Suárez, 1990).

La cuenca del Atrato, se encuentra limitada al sur por la Falla del río Pepé, al norte por la frontera con Panamá, el límite oriental y occidental son los Arcos de Dabeiba y Baudó, respectivamente. Es una cuenca de interarcos desarrollada entre los arcos de Dabeiba y Baudó. Presenta poca deformación tectónica, teniéndose sólo algunas fallas inversas en la parte inferior de la sección producidas por reactivación de fallas inversas ancestrales (Suárez, 1990)

La serranía del Baudó, esta limitada al oriente por la cuenca del Atrato a través de la Falla de Los Saltos y al occidente por el océano Pacífico. Presenta un fuerte fracturamiento de dirección N-S. Las estructuras en esta zona son desconocidas y poco estudiadas.

La cuenca del San Juan está limitada por la Falla del río Pepé al norte, la Falla Garrapatas al sur y las estribaciones occidentales de la cordillera Occidental. Comprende la denominada Zona deformada de Istmina (Duque - Caro, 1990a), la cual corresponde a una zona con un intenso fallamiento, diaclasamiento y altas inclinaciones estructurales (Suárez, 1990).

La cordillera Occidental Norte comprende el bloque norte que Duque-Caro (1989) denomina Arco de Dabeiba, con límites la falla Uramita al oriente, la cuenca del Atrato al occidente y el Sistema de Fallas de Garrapatas al sur. El Arco de Dabeiba corresponde a la región arqueada que limita orientalmente al Bloque Chocó (Duque-Caro, 1990a). Incluye las serranías de San Blas - Darién, el Arco de Sautatá y los flancos más occidentales de la Cordillera Occidental.

La Cordillera Occidental Sur comprende el Bloque sur (Duque-Caro, 1989), desde la falla Garrapatas hasta la frontera con el Ecuador. Representa un arco de islas inmaduro generado en el proceso de subducción (Barrero, 1979). Sin embargo en un estudio reciente (Nivia, 1989) propone que este terreno representa corteza oceánica engrosada similar a la que se presenta en la región de Islandia o que podría representar espesas secuencias de basaltos de mesetas oceánicas como las que están actualmente en el Pacífico Central.

La Cuenca de Tumaco se encuentra limitada al oriente por la cordillera Occidental y al occidente por la curva batimétrica de 200 m de profundidad. Su límite sur es la frontera con Ecuador y el límite norte el Sistema de Fallas de Garrapatas. Es una cuenca de antearco (Suárez, 1990) asociada al sistema de subducción Cenozoico, con un espesor máximo cercano a los 32.000 pies, dominada por sedimentos de aguas profundas. Está ubicada entre la cordillera Occidental y el arco externo acrecionario; el depósito fue limitado por dicho arco y se produjo en una depresión paralela de costa ancestral.

La cuenca del Cauca, es de frente de arco, originada durante la colisión de la Placa de Nazca con la Placa Suramericana durante el Cretácico, por lo tanto su estilo estructural es complejo. Esta zona presenta un intenso tectonismo: se presentan numerosas fallas y plegamientos de orientación NE que afectan hasta los sedimentos plio-pleistocenos; su límite oriental está constituido por el Sistema de Fallas Romeral y el occidental por el Sistema de Falla Cauca- Patía.

4.1 UBICACIÓN GEOTECTÓNICA

Desde el punto de vista geotectónico el sector occidental colombiano es una zona crítica, ya que en esta área coinciden, al menos tres placas tectónicas: la placa de Nazca, la placa Caribe y la placa

Suramericana (continente Suramericano); esto hace que la geología de este sector sea compleja y que para su evolución se hayan propuesto diferentes modelos (**Figura 3**):

SCHUCHERT (1935) y NYGREN (1950): proponen un modelo basado en la teoría de geosinclinales (geosinclinal de Bolívar), agrupando parte del norte de la República del Ecuador y la cuenca de Chucunaque en la República de Panamá.

GALVIS (1980): para esta porción del territorio considera un arco de isla, donde la zona de subducción esta en el océano Pacífico y la serranía de Baudó, constituiría el arco de isla externo, la Cuenca del Atrato - San Juan, la cuenca intermedia y la franja magmática Santa Cecilia - La Equis - Batolito de Mandé, un arco interno.

DUQUE-CARO (1989 & 1990a): considera que esta fracción de Colombia es parte de un terreno exótico sin afinidad litogenética con Sudamérica, acrecido al continente (Cordillera Occidental) durante el Mioceno medio y proveniente posiblemente de latitudes tan lejanas como Guatemala y México.

NIVIA (1997): considera que los basaltos y las rocas ultramáficas que afloran al occidente de la falla Cauca - Almagüer, se formaron en un "Plateau" durante el Cretáceo Superior y luego fueron acrecidas a la margen occidental de los Andes septentrionales constituyendo la "Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental" (PLOCO) y debido al movimiento relativo hacia el occidente de la placa Farallones con respecto a la placa Suramericana. El "plateau" arribó a la zona de subducción probablemente a finales del Paleoceno, bloqueándola y produciendo una nueva zona de subducción al occidente del "plateau" acrecido.

KERR *et al.*, (1997): indican que los modelos que consideran estas provincias como

arcos de isla hay que revisarlos, teniendo en cuenta las evidencias geoquímicas presentadas por ellos; y proponen un modelo similar al planteado por Nivia (1997).

4.2 PLEGAMIENTO

Las rocas sedimentarias terciarias se encuentran deformadas de diferente manera, encontrándose, desde rocas no plegadas y en posición, pasando por secuencias de rocas levemente plegadas, hasta rocas plegadas y hasta en posición, como ocurre en la zona comprendida entre el costado sur del delta del San Juan hasta la de Bahía Málaga.

En la cuenca de Urabá dentro de los grandes bloques se desarrollan amplios sinclinales de dirección N-S, aparentemente simétricos, delimitados en sus flancos por fallas longitudinales, principalmente cabalgamientos y se encuentran afectando básicamente a la Formación Floresanto de edad Mioceno inferior a Mioceno medio. Los anticlinales son casi excepciones dentro del sistema de pliegues, no solamente por su escaso número, sino por su corta extensión.

En la cuenca del Atrato, el estilo estructural dominante, en las rocas plegadas, corresponde a estructuras de tipo sinclinal y en "echelon" producto de tectónica de compresión con una componente en sentido lateral. Los sinclinales son en su mayoría simétricos y suaves y algunos asimétricos más pronunciados. Hacia la margen occidental ocurren los pliegues en "echelon" a lo largo del contacto con la litología volcánica del Arco de Baudó (Duque-Caro 1990a). La dirección de los ejes de estos pliegues inferidas de las imágenes de radar, varía entre N4°E y N35°E, con buzamientos en ambos flancos entre 5° y 30° ; se encuentran afectando

básicamente a la Formación Floresanto de edad Mioceno inferior a Mioceno medio. Esta serie de pliegues es interrumpida en la zona de Istmina (**Figura 34**).

La cuenca del San Juan se caracteriza por tener pliegues cortos, apretados y fallados, con fuertes buzamientos y una dirección en promedio de N60°E la cual parece tener continuación hacia el mar en

la costa Pacífica (Strata Search, 1986) y por la zona sur, que es relativamente plana y poco tectonizado. Los pliegues y fallas menores son muy abundantes en este sector, y presentan diferentes direcciones; es muy común la tendencia curvada y arqueada de los pliegues y fallas hacia el norte del área.

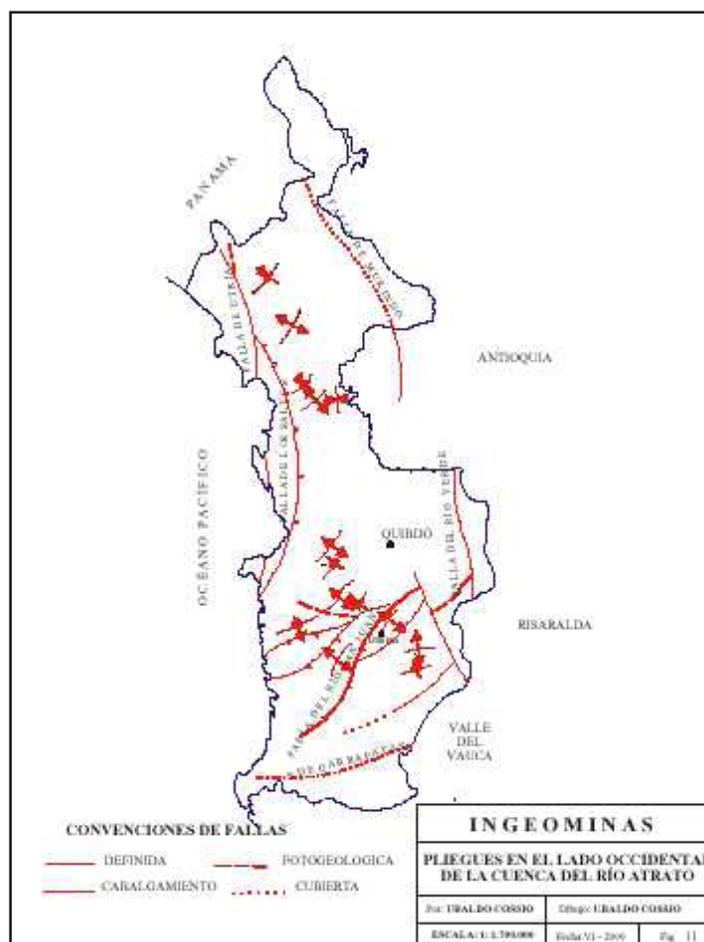


Figura 34. Pliegues en el lado occidental de la Cuenca del Atrato

La cuenca de Tumaco, costa adentro, presenta poca perturbación tectónica teniéndose sólo algunos pliegues suaves asociados a diapirismo de lodo y fallamiento poco intenso. Costa afuera, la cuenca se encuentra altamente tectonizada con plegamientos estrechos, fallas normales

y diapirismo de lodo (Suárez, 1990). En general los pliegues presentan altos buzamientos.

En la cuenca del Cauca, los pliegues son estructuras abiertas, ligeramente asimétricos en la parte oriental de la

cuenca, pero hacia el occidente estos son más apretados y con mayor inclinación de sus flancos occidentales.

4.2.1 ANTICLINAL DE OPOGODÓ

Se encuentra en la esquina sureste de la plancha 112 Serranía de los Alpes y en la esquina suroeste de la plancha 113 Murindó. Es un anticlinal simétrico cuyo eje axial tiene un rumbo N8°E y un cabeceo en la misma dirección; una expresión en superficie de 21 Km de longitud y 6 Km de ancho. El buzamiento en ambos flancos es de 40° .

4.2.2 ANTICLINAL DE LAS CRUCES

Toma su nombre de la Vereda las Cruces sobre el río Napipí al norte de la plancha 127 Cupica. Es un anticlinal asimétrico cuyo eje axial tiene un rumbo N-S a N10°E; su expresión en superficie es de más de 25 Km de largo y 5 Km de ancho. El buzamiento en ambos flancos es de 10° inferida del trabajo de campo. Este anticlinal tiene una expresión de domo asimétrico en la imagen de radar.

4.2.3 ANTICLINAL DE BUCHADÓ

Toma el nombre de la localidad del mismo nombre en la plancha 144 río Tagachí. Aflora al norte de la plancha 144 río Tagachí y se extiende a la plancha 128 Murri. Es un anticlinal asimétrico cuyo eje axial tiene rumbo N-S a N10°W; una expresión en superficie de 25 Km de longitud y 5 Km de ancho. El buzamiento en ambos flancos, es de 10°. Este anticlinal tiene una expresión de domo asimétrico en la imagen de radar.

4.2.4 ANTICLINAL DEL BAUDÓ

El Anticlinal del Baudó, con dirección N10°E, está localizado entre los afluentes del río Baudó, las quebradas Chirimogue y Beringuera en la plancha 163 Tribugá; pliega la Formación Uva, con buzamiento entre 16° y 24° SE en el flanco oriental y 7°-9° SW en el flanco occidental (Zapata, 2002).

4.2.5 ANTICLINAL EL SALADO

El Anticlinal El Salado se localiza en las cabeceras del río Beté en la plancha 164 Quibdó; en la imagen de radar tiene expresión a lo largo de unos 12 Km con dirección N-S, el flanco oeste tiene buzamiento de 8-19° al W y el flanco este de 10-18° E (Zapata, 2002).

4.2.6 ANTICLINAL CALAHORA

El Anticlinal Calahora fue definido por Bouman (1965) en el río Munguidó, plancha 164 Quibdó; es una estructura con dirección N-S a N5°W adyacente al Sinclinal de Ogodó, con el cual guarda proporciones similares de amplitud. En superficie afloran únicamente rocas de la Formación Sierra. El buzamiento en los flancos es inferior a 10° (Zapata, 2002).

4.2.7 ANTICLINAL DE BELLALUZ

El Anticlinal fue definido en los afloramientos a lo largo del río Suruco en la plancha 164 Quibdó. Es una estructura estrecha y de corta longitud, de aproximadamente 1 Km de ancho y es paralelo al Sinclinal de Bellaluz, con buzamiento de sus flancos menor a 10° (Zapata, 2002).

4.2.8 ANTICLINAL QUEBRADA AGUACALIENTE

El Anticlinal Quebrada Aguacaliente afecta la Formación Uva; está localizado en la plancha 183 Coquí, y tiene rumbo N-NE con una amplitud de 4–7 Km; el flanco este buza 65° SE y el oeste N25–45° NW, y con la interpretación de la imagen de radar se pudo prolongar a lo largo aproximadamente de 15 Km hasta la quebrada Agua Caliente (Zapata, 2002).

4.2.9 ANTICLINAL DE IBORDÓ

El Anticlinal de Ibordó se observa como un anticlinal apretado con rumbo N45°E, en la esquina SE de la plancha 184 Lloró, que afecta a la Formación Sierra; comienza en la plancha 203 Istmina y continúa en la plancha 185 Bagadó. El flanco norte tiene buzamiento de 26–45°NW, y en el flanco sur, en la plancha 203 Istmina, buzamientos hasta de 60°SE (Zapata, 2002).

4.2.10 ANTICLINAL URUDÓ

La parte norte del Anticlinal de Urudó se observa en la vía Las Ánimas - Nuquí. Se trata de una estructura de más o menos 5 Km de ancho y 20 Km de largo, localizada en el suroeste de la plancha 184 Lloró, entre los ríos Urudó y Tuaró, con terminación periclinal al norte; en el núcleo aflora la Formación Napipí y en los flancos la Formación Sierra. El eje axial tiene una dirección N15° E y el buzamiento en ambos flancos es de 20–27°.

4.2.11 ANTICLINAL BERREBERRE

Es una estructura localizada en la parte centro-sur de la plancha 184 Lloró, paralelo al río Berreberre, de 15 Km de

largo, orientado en dirección N20°E, con terminación periclinal y con buzamientos en ambos flancos entre 20–30°. En el núcleo aflora la Formación Napipí y en los flancos la Formación Sierra.

4.2.12 ANTICLINAL DE LAS MOJARRAS

Toma el nombre de la Cuchilla Las Mojarras, al este del municipio de Istmina en la plancha 203 Istmina. Es un anticlinal asimétrico con buzamiento promedio de 60° en el flanco occidental y de 30° en el flanco oriental. Presenta una dirección del eje axial de N38°E, tiene una inmersión de 4° N38°E, un buzamiento de 82°NW del plano axial y un ángulo de interflancos de 90° y correspondería a un anticlinal subvertical y abierto (Fleuty, 1964).

4.2.13 ANTICLINAL DE BERIGUADÓ

Toma el nombre de la quebrada Beriguado afluente del río Pepé en la plancha 203 Istmina. Es un anticlinal asimétrico con buzamientos promedios de 60° en el flanco occidental y de 30° en el flanco oriental. Presenta una dirección del eje axial de N30°E a N45°E, tiene un buzamiento de 80°NW del plano axial y un ángulo de interflancos de 86° correspondiendo a un anticlinal subvertical y abierto (Fleuty, 1964).

4.2.14 ANTICLINAL DE MÍSARA

Esta estructura toma el nombre del río Mísara, afluente de río Baudó al este del municipio del Bajo Baudó en la plancha 221 Manglares. Es un anticlinal asimétrico con buzamiento promedio de 60° en el flanco oriental y de 30° en el flanco occidental. Presenta una dirección del eje axial de

N40°E y tiene una inmersión de 5° N38°E, un buzamiento de 82°NW del plano axial y un ángulo de interflancos de 95°. Sus características corresponden a las de un anticlinal subvertical y abierto (Fleuty, 1964).

4.2.15 SINCLINAL DE TULIPA

Toma su nombre de la Vereda Tulipa en la plancha 79 Turbo. Su eje tiene dirección N-S y sus flancos tienen buzamientos entre 50° y 70°. Esta estructura tiene una longitud de más de 30 Km en las planchas 79 Turbo y 69 Necoclí. Es un sinclinal asimétrico con sus flancos afectados por fallas de cabalgamiento.

4.2.16 SINCLINAL DE CHIGORODÓ

Estructura localizada en la plancha 184 Quibdó, entre los anticlinales de Urudó y Berreberre con la Formación Sierra en el núcleo y en los flancos la Formación Napipí; las capas están inclinadas de 10° a 20° al SE o NW y presenta cierre periclinal al sur.

4.2.17 SINCLINAL DE BUCHADÓ

Al igual que el anticlinal de Buchadó toma el nombre de esta localidad. Se localiza al norte de la plancha 144 río Tagachí, al sur de la plancha 128 Murrí y al occidente del anticlinal de Buchadó. Es un sinclinal asimétrico cuyo eje axial tiene rumbo N-S a N10°W; una expresión en superficie de 25 Km de longitud y 5 Km de ancho. El buzamiento inferido en ambos flancos es de 10°.

4.2.18 SINCLINAL DEL ATRATO

Es una estructura asimétrica y ancha, de buzamientos suaves que se manifiesta en las planchas 184 Lloró y 164 Quibdó con el eje paralelo al río Atrato. El núcleo está cubierto por depósitos cuaternarios y en los flancos afloran las formaciones Quibdó y Sierra; el flanco oriental es más amplio (Zapata, 2002).

4.2.19 SINCLINAL DE OGDÓ

Bouman (1965), definió el Sinclinal de Ogodó en la Formación Sierra entre los ríos Tinguí y Munguidó a lo largo de unos 12 Km en la plancha 164 Quibdó; tiene buzamientos suaves y simétricos, entre 8-15° NE en el flanco oeste y 3-10° NW en el este (Zapata, 2002).

4.2.20 SINCLINAL DE BELLALUZ

El Sinclinal fue definido en los afloramientos a lo largo del río Suruco en la plancha 164 Quibdó. Es una estructura estrecha y de corta longitud, de aproximadamente 1 Km de ancho y es paralelo al Anticlinal de Bellaluz, con buzamiento de sus flancos menor a 10° (Zapata, 2002).

4.2.21 SINCLINAL PAVARANDÓ

Estructura ubicada en la plancha 184 Lloró, entre el río Baudó y el Anticlinal de Urudó, en la parte más alta del relieve, en cuyo núcleo aflora la Formación Sierra y sobre los flancos la Formación Napipí. Los buzamientos son suaves, de 2-10° NE y de 5-22° NW y presenta cierre periclinal al sur.

4.2.22 SINCLINAL DE RÍO BAUDÓ

Toma el nombre del río Baudó al occidente de la plancha 203 Istmina. Es un sinclinal asimétrico, con buzamiento promedio de 30° en el flanco oriental y de 11° en el flanco occidental. Presenta una dirección del eje axial de N50°E. Tiene una inmersión de 3° S52°W y un buzamiento del plano axial de 84° NW, correspondiendo a un pliegue subvertical y cerrado (Fleuty, 1964).

4.2.23 SINCLINAL CAPIRÓ

Esta estructura toma el nombre de la quebrada Capiró, afluente del río Baudó, al este del municipio del Bajo Baudó en la plancha 221 Manglares. Este sinclinal en planta presenta una forma semejante a un cofre y en sección vertical tiene forma compuesta (hexagonal). En general es un sinclinal asimétrico con buzamiento de 44° en el flanco oriental y de 65° en el flanco occidental. Su eje tiene una dirección de N40°E, una inmersión de 10° N40°E y un plano axial vertical, correspondiendo a un sinclinal vertical y abierto (Fleuty, 1964).

4.3 FALLAMIENTO

Asociado estrechamente al fenómeno del plegamiento, se presentan varios sistemas de fallas que incluyen cabalgamientos, fallas transcurrentes, fallas inversas, fallas normales y lineamientos fotogeológicos de diferente dirección y tamaño.

Sobre las imágenes de radar se han interpretado lineamientos y fracturas, algunas de ellas evidentes, pero en todo caso existen áreas, donde la densidad de fracturas es importante y están directamente relacionadas con los procesos de deformación de las fases de compresión, debidas a los procesos de

subducción de las placas tectónicas del occidente Colombiano.

En la cuenca de Urabá se presenta un sistema conjugado de fallamiento entre fallas de rumbo y de cabalgamiento, en el que las de rumbo tienen dirección aproximadamente E-W y una variación entre lateral-derecho y lateral-izquierdo y las de cabalgamiento una dirección aproximada de N-S con sentido de buzamiento que cambia al oriente y al occidente.

En la cuenca del Atrato se refleja un intenso fallamiento, que afecta esencialmente las rocas de la Formación Barroso y las rocas de la Formación Clavo en menor grado (Suárez, 1990). Se tiene principalmente fallas inversas de ángulo medio a alto con grandes desplazamientos en la Formación Barroso y menor en la Formación Clavo, reflejando un intenso régimen compresivo durante el Cretáceo tardío. El fallamiento presente en la Formación Clavo indica la reactivación de algunas de estas fallas, debido a pulsos finales más débiles de dicho régimen compresivo.

En la serranía del Baudó las fallas son producto de esfuerzos compresivos no completamente perpendiculares al tren de las principales estructuras formadas, generando componentes de tipo sinistral y dextral en movimientos de rumbo. La falla de mayor importancia es la Falla Utría o Bahía Solano; aunque existen otras fallas de menor importancia, pero de considerable longitud.

En la cuenca del San Juan se presenta una interrupción en el patrón regional de la Provincia de la costa Pacífica. Ocurren fallas con un tren regional entre N45°E y N60°E que afectan principalmente a las formaciones Istmina, Conglomerados de La Mojarrá y Condoto; además hacia el sur se unen a la Falla San Juan, por esta razón todas las fallas de la Zona Deformada de Istmina se agrupan dentro del Sistema

de Fallas San Juan. Hacen parte de este sistema la Falla San Juan, la Falla Las Mojarras, la Falla de Docampadó, la Falla Dipurdú de los Indios y otras fallas de poca extensión. La zona deformada está confinada a una franja relativamente angosta. Hay numerosos cambios faciales (Texas, 1990) y evidencias de tectonismo sindeposicional. Otros elementos comunes en este tipo de tectónica (Lowell, 1985) son los grandes y abundantes saltos de unidades sedimentarias, lo cual hace difícil la correlación de reflectores. Con base en lo anterior es posible que la cuenca del San Juan, esté asociada a movimientos de rumbo cuyos rasgos dominantes son compresionales.

La cordillera Occidental Norte comprende el Arco de Dabeiba, en el que el principal elemento estructural, son las fallas con características de *melange*, que se reconoce sobre la zona de la Falla Uramita principalmente, y consiste en estratos rotos y perturbados, con inclusiones de bloques exóticos de edad Cretáceo superior a Paleoceno, en bloques de diferentes tamaños dentro de una matriz pelítica cizallada de edad Mioceno medio (Duque-Caro, 1990b).

En la cordillera Occidental Sur se reconocen tres direcciones principales en los sistemas de falla: N20–30°E, N60–70°E y N–NW, en el que el sistema de fallas con sentido N20–30°E es el más antiguo de todos (Nivia *et al.*, 1997; Nivia, 1998); está constituido por numerosas fallas que cortan las unidades litológicas y ocasionalmente las ponen en contacto. Las fallas con sentido N60–70°E, se caracterizan por amplias zonas de deformación con desarrollo de milonitas que sugieren un fallamiento en un nivel cortical profundo. Este sistema no tiene una relación temporal clara con el sistema de fallas de dirección N20–30°E y por lo general está acompañado de fallas locales de rumbo con un desplazamiento dextral de unos pocos metros.

La Cuenca de Tumaco presenta dos depocentros, debido a la presencia de un paleoalto de basamento, el cual separa dos zonas que presentan diferentes estilos estructurales. Costa adentro se tiene fallamiento inverso poco intenso y poca deformación. Costa afuera el estilo estructural es de fallas extensionales de ángulo alto y convergencia al occidente. (Suárez, 1990).

La cuenca del Cauca, se encuentra afectada por la presencia de fallas inversas, de ángulo alto con dirección NE y desplazamientos importantes como la Falla del Cauca y las fallas de dirección NW de ángulos altos, cuyas características no son muy evidentes en campo. Se piensa que son fallas que se originaron en el Mioceno y cuya actividad ha continuado hasta el Cuaternario (Orrego & París, 1996).

A continuación se describen de oriente a occidente y de norte a sur, las fallas más importantes del Andén Pacífico y se indica sus características principales.

4.3.1 FALLA URAMITA

La Falla Uramita, corresponde a la zona de sutura entre el norte suramericano y Centroamérica (Bloque del Chocó) que pone en contacto el Bloque del Chocó al occidente con la cordillera Occidental al este. Este rasgo, se encuentra próximo a la zona donde esta localizada la zona de convergencia entre la Placa del Caribe y la Placa de Cocos.

Se extiende desde el sur en las planchas 79 Turbo y 69 Necoclí, entre los departamentos de Antioquia y Chocó, cerca al Municipio de Ciudad Bolívar (Antioquia), hasta el norte; se prolonga hacia el mar Caribe con dirección N20°–30°W donde gira al salir de la zona de Urabá con dirección aproximada N 60° W (INGEOMINAS, 1988; Duque - Caro, 1990 a).

Duque–Caro (1990b) denomina al límite oriental del Arco de Dabeiba como Falla Uramita, describiendo en los alrededores del municipio de Uramita sobre la vía Medellín – Turbo una zona con características de *melange* del lado del Arco de Dabeiba y en contacto fallado, a través de una amplia zona de falla, con las turbiditas del Grupo Cañasgordas de la cordillera Occidental y anota que estas mismas características se observan sobre las vías Medellín– Quibdó y Pereira–Istmina.

Page (1986), la denomina Zona de Falla de Murri–Mutatá y la extiende desde el río Penderisco hasta el mar Caribe, con una longitud de 300 Km; la clasifica como una falla inversa de alto ángulo que limita en su parte norte con la cordillera Occidental. Al sur de Mutatá la zona tiene una dirección N10°W y entre Mutatá y Turbo es de N25°W. Cerca de Mutatá la falla es visible en forma notable en las imágenes de satélite y radar.

Cerca al río Murri, la falla forma escarpes de unos 20 m de altura en aluviones del Cuaternario tardío. Las relaciones topográficas indican un levantamiento en el este, a través de la zona. Localmente, angostas fosas tectónicas se presentan entre la traza de la falla, de las cuales fluyen corrientes de agua, que son desviadas lateralmente a la derecha donde atraviesan la zona de falla. En esta área la superficie de erosión de la cordillera Occidental está desplazada unos 1500 m levantando el labio oriental. Cerca del río Chever, 25 Km al sur de Mutatá, la falla se expresa como un escarpe topográfico bien marcado y alineamientos de valles rectos del río. Las rocas ígneas máficas del Cretáceo están en contacto fallado con limolitas y areniscas del Neógeno, muy fracturadas, cizalladas y probablemente plegadas en la cercanía de la falla. Cerca al río Sucio, la falla está acentuada por el valle lineal del río Chigorodó, tributario del río Sucio. En el río Guapa, situado 40 Km al

norte de Mutatá, un afloramiento a lo largo del río muestra un plano con una dirección de N25°W y buzamiento al oeste, donde es claro el fallamiento inverso. Localmente, en los escarpes de deslizamientos de tierra aflora harina de falla y milonita de color gris azulosa. Depósitos cuaternarios de flujos de escombros yacen a lo largo del piedemonte y en los ríos Carepa, Juradó, Guapá y Chigorodocito.

Al este de Currulao en el piedemonte, a pocos kilómetros al oriente de la falla, se presentan cuatro terrazas del río que alcanzan los 12 m por encima del río. En cambio, en la población, el río ha excavado su canal de 8 m de altura en un abanico aluvial sencillo. Las terrazas y las magnitudes diferentes de incisión sugieren levantamientos diferenciales en esta área a lo largo de la falla en los abanicos y terrazas.

4.3.2 FALLA MATA DE PLÁTANO

Es una falla de cabalgamiento de dirección N10°E a N–S, con buzamiento de 80° al occidente y se extiende en las planchas 69 Necolí y 79 Turbo. Esta falla cabalga la unidad Pavo inferior sobre la unidad Pavo superior, en la plancha 79 Turbo es afectada por una estructura de dirección N70°W, que aparentemente desplaza el bloque sur en la misma dirección (N70°W).

4.3.3 FALLA DE LOS SALTOS

Toma su nombre de la quebrada Los Saltos, afluente del río Aibí, que a su vez vierte sus aguas al río Bojayá en la plancha 143 Bahía Solano. Ha sido cartografiada en las planchas 143 Bahía Solano, 127 Cupica, 112 Serranía de los Alpes y 100 Pacífico. Esta falla define el contacto entre los Basaltos de Baudó de la serranía del Baudó y las rocas sedimentarias paleógenas de

las formaciones Clavo y Uva de la cuenca del Atrato, que afloran al oriente (Cossio, 1994). Haffer (1967) menciona varios sitios en los cuales este mismo contacto es fallado, pero en otros, como el río Uva, los sedimentos están en yuxtaposición con los Basaltos de Baudó.

La falla tiene una dirección N-S a N10°W con buzamiento que varía entre 70° y 90° hacia el NE. En los ríos Aibí y Bojayá. Esta falla produce una gran trituración en las rocas basálticas en una longitud de más de 200 m y un plegamiento caótico en las lodolitas de la Formación Clavo. Su expresión geomorfológica está definida por una fuerte alineación en tramos largos y por un gran escarpe en el mismo sentido del buzamiento.

4.3.4 FALLA MURINDÓ

Esta falla se localiza sobre el flanco occidental de la cordillera Occidental en la plancha 113 Murindó de donde toma su nombre. Presenta buena expresión sobre las imágenes de radar; se puede considerar inversa, pero en algunos tramos tiene comportamiento de falla de rumbo. Presenta además fallas satélites en dirección NE y NW donde la falla principal, tiene una dirección N10°W y se extiende por muchos kilómetros, siendo el rasgo más destacado entre la cuenca del Atrato y el flanco oeste de la cordillera Occidental.

Su expresión es de alineación débil de zonas angostas, tramos rectos y boquerones en las crestas de los cerros. Presenta una zona de efectos dinámicos de 200 m de ancho a lado y lado de la falla con formación de protomilonitas hasta ultramilonitas (Higgins, 1971; Wise *et al.*, 1984; Page, 1986).

Page (1986), estimó que esta falla tendría una actividad baja; sin embargo la mayoría de los sismos ocurridos en el occidente

colombiano, como los de octubre 17 y 18 de 1992, han sido atribuidos a la falla de Murindó, ya que desencadenaron gran cantidad de efectos superficiales en el área del municipio de Murindó, lo cual indica una actividad reciente a lo largo de esta falla.

4.3.5 FALLA LIMÓN

Toma su nombre de la quebrada El Limón que desemboca al océano Pacífico en la Playa Limón y se extiende en las planchas 112 Serranía de los Alpes, 113 Murindó y 127 Cupica. Muy poco control de campo existe en este sector, en razón de lo inaccesible y el carácter selvático de la región. No obstante la interpretación de las imágenes de radar INTERA del área indican la presencia de una falla, definida por una fuerte expresión geomorfológica de la estructura, donde parece desplazar en sentido sinestrolateral a los Basaltos de Baudó. La dirección predominante es N80°E, prolongándose hacia las cabeceras del río Napipí, a partir del cual forma un arco amplio con tendencia al norte. Esta falla coloca en contacto las rocas de las formaciones Uva y Napipí con los Basaltos de Baudó.

En el extremo sur de Playa Limón en la plancha 127 Cupica, se aprecia solamente un venamiento débil representado por menos del 0,1% de la roca, con relleno de albita-epidota, que puede corresponder a los efectos de esta falla sobre la roca.

4.3.6 FALLA UTRÍA

También llamada Falla de Bahía Solano, es considerada por Page (1986) como falla normal activa con el bloque oeste levantado y con una longitud de 50 Km. Este autor calcula que se está levantando a razón de 5 mm por año desde el Holoceno y que la subsidencia tectónica en los últimos 5.000

años es 2 – 3 m. Galvis (1980) la clasifica como “Una falla inversa de ángulo bajo, con una zona de brecha, que en algunos sitios pasa de 5 Km de anchura y algunas fallas menores, tal vez satélites, localizadas al oriente que determinarían el alineamiento de los ríos Tanguí, Virudó, Nercua, Alto de Salaquí...etc” en las planchas 112 Serranía de los Alpes, 127 Cupica, 143 Bahía Solano, 163 Tribugá, 183 Coquí y 202 Pilizá.

La expresión principal de esta falla se puede observar en la depresión localizada entre la ensenada de Utría y Bahía Solano con dirección N–NW, donde se definen los valles de las quebradas Jella y Dos Bocas al norte, el río Boroboro y la ensenada de Utría al sur. Otros lineamientos subparalelos se encuentran en las quebradas Juná al oeste y Niquimía y Mecana al este, haciendo parte estos últimos de cizallamientos separados por un franja de rocas sin afectación cataclástica notable.

Esta falla afecta únicamente a los Basaltos de Baudó y sedimentitas intercaladas; los efectos principales de ella se aprecian en el camino Bahía Solano - Punta Huina, en especial con marea baja, cuando se observan los acantilados con roca relativamente

fresca. En la vía al corregimiento el Valle, alrededor del Km 8 se pueden apreciar afloramientos parcialmente meteorizados, en los cuales se distingue la roca original cizallada, acompañada de numerosas venas subparalelas. Otros afloramientos de rocas deformadas se localizan en la parte norte de la plancha 127 Cupica en el sector de Bahía Cupica y Playa Chicorona.

El cizallamiento principal puede alcanzar un ancho de unos 3 Km, entre la quebrada la Esso y Punta Lana a la salida de Bahía Solano. Se puede observar en la roca un 30 a 40% de matriz con trituración avanzada, consistente en una masa densa (cohesiva), con textura de flujo, orientada en general N30–40°W y buzamiento vertical. Los clastos de tamaño decimétrico a centimétrico, son alargados y se disponen paralelamente a la textura de flujo de la matriz a manera de budines (**Figura 35**), sin mostrar deformación. En cercanías al sitio la Esso en la cabecera municipal de Bahía Solano, donde se presenta la mayor deformación, el cizallamiento dúctil deja sólo un 15 a 20% de clastos de basalto embebidos en una matriz de protomilonita (Higgins, 1971; Wise *et al.*, 1984).



Figura 35. Textura de flujo con formación de Budines. Falla Utría.

Cuando la deformación no está presente, la roca muestra enjambres de venas (**Figura 36**) con espesores que varían desde unos pocos milímetros hasta 15 cm, rellenas con minerales de color claro y grano fino, entre

los cuales se distingue epidota y calcedonia fibrosa. El venamiento tiene dirección preferencial N30°E / vertical, aunque se presentan también en direcciones conjugadas.



Figura 36. Enjambre de venas en basaltos afectados por la Falla Utría.

4.3.7 FALLA NAUCA

Esta falla toma su nombre del río Nauca y se extiende en las planchas 127 Cupica, 143 Bahía Solano, 163 Tribugá, 164 Quibdó, 184 Lloró, 202 Pilizá, 203 Istmina y 221 Manglares, afectando rocas de las Formaciones Uva y Napipí. El plano de falla es casi vertical o de ángulo muy alto en la plancha 143 Bahía Solano, puesto que sigue una línea recta que atraviesa valles y filos sin mayor deflexión. En la mitad sur de la plancha 127 Cupica hasta el río Cuia, parece tener un componente importante de inclinación hacia el este, donde pierde expresión geomorfológica sin permitir su prolongación hacia el norte.

En el río Amporá se observa un cambio brusco de buzamiento de 20° hasta 87°

E. Para González (2001), la falla parece ser de tipo normal, con el plano de falla vertical o de ángulo muy alto puesto que sigue una línea casi recta, con el bloque occidental levantado en razón de que al occidente de la falla no afloran rocas de la Formación Napipí.

En la parte media del río Aibí, la Falla Nauca deflece su cauce como si se hubiera producido un desplazamiento dextralateral de unos 4 Km, caso que se repite en el río Diuaro. Los datos disponibles muestran en el río Aibí que las estructuras se distorsionan formando pliegues estrechos de decenas de metros, hasta el punto de cambiar la dirección de la estratificación desde N-S hasta E-W, tal vez por espacio de unos 50 m a lado y lado de la expresión principal

de la falla, lo cual indica un componente de rumbo importante para esta falla.

4.3.8 FALLA TEBADA

En el extremo sur de Playa Tebada, en la plancha 127 Cupica, afloran basaltos y diabasas que presentan efectos cataclásticos en la roca, convirtiéndola en protomilonitas similares a las de Bahía Solano, aunque la zona de deformación es menor, del orden de 100 m. El cizallamiento principal presenta estructura de flujo en dirección N40°W / 75°E. Aunque el cizallamiento en las rocas es notable, en la imagen de radar sólo se distingue una orientación persistente en los drenajes que siguen la misma dirección por lo menos por 7 Km, sin mostrar un rasgo único. La explicación a lo anterior podría estar en que el cizallamiento no es continuo sino que a un tramo afectado por cataclasis le siguen segmentos sin mayor deformación, lo que explica la formación de por lo menos tres salientes o puntas entre Playa Tebada y Playa Abegacito.

4.3.9 FALLA RÍO BETÉ

La Falla río Beté se observa en la imagen de radar de la plancha 164 Quibdó, con rumbo N60–80°E a lo largo de las cabeceras del río Beté; esta estructura se extiende por la Formación Sierra a lo largo de unos 23 Km, hasta la plancha 144 Río Tagachí (Zapata, 2002).

4.3.10 FALLA QUEBRADA SANTA BÁRBARA

La falla Quebrada Santa Bárbara se puede apreciar con claridad en las imágenes de radar INTERA y en el campo, en el sector oriental de las planchas 164 Quibdó y 184 Lloró, como una estructura con dirección

N–S en los ríos Cértegui y Tanandó, con buzamiento de 72° al oeste, que afecta el contacto entre las formaciones Quibdó y Sierra. Sobre la carretera Medellín–Quibdó (González, 2001), esta falla afecta las rocas de la Formación Sierra y produce pliegues del orden decimétrico a métrico y cambio en la disposición de los estratos por unos pocos metros (Zapata, 2002).

4.3.11 FALLA LA HERRADURA

Recibe su nombre del río Herradura en la plancha 129 Cañasgordas y se extiende en la plancha 165 Carmen de Atrato y 145 Urrao. Tiene una dirección predominante N–S; afecta en toda su extensión sedimentitas areno–arcillosas del Miembro Urrao y se caracteriza por una alineación prominente de corrientes y boquerones en las crestas de las colinas; produce plegamientos y clivaje milonítico en las rocas menos competentes y fracturamiento en las arenitas y vacas líticas (González & Londoño, 2003).

4.3.12 FALLA DE ENCARNACIÓN

El nombre de la Falla de Encarnación proviene del río Encarnación en la plancha 129 Cañasgordas (Álvarez & González, 1978) y se extiende a la plancha 165 Carmen de Atrato. Afecta sedimentitas calcáreas y silíceas, desplaza depósitos aluviales a lo largo del río Encarnación y produce un alineamiento notable y escapes en las terrazas.

En el trabajo original (Álvarez & González, 1978), fue trazada como una sola estructura que sigue el curso de la corriente; sin embargo, INGEOMINAS (1994) precisa que por su expresión morfológica pueden ser dos fallas paralelas, muy próximas entre sí, ya que se observan a ambos lados del río, silletas, peldaños y algunos rasgos morfotectónicos alineados. En este mismo trabajo, se considera como una

falla de rumbo con el bloque noroccidental hundido, probablemente activa con un nivel de confianza moderado (Page, 1986), donde las características de algunos rasgos tectónicos permiten asignarle un grado de actividad bajo.

4.3.13 FALLA LA MANSA

Es una estructura de dirección N-NW localizada en la plancha 165 Carmen de Atrato, buza preferencialmente al este, aunque localmente se hallan planos de cizalla con buzamiento al oeste, siendo la magnitud en ambos sentidos muy variable.

Aunque se postuló para ella un movimiento sinestrolateral, en base a su relación con algunos cuerpos de forma lenticular, en esencia parece ser una falla normal.

Al SE de Bolívar, presenta algunos rasgos morfotectónicos (quebres o sillas) que permiten definir varias de sus trazas; hacia el NW está cubierta por depósitos cuaternarios, para luego, en la quebrada La Roya presentar una zona amplia de rocas verdes y cherts cataclásticos que también son visibles sobre la carretera Medellín – Quibdó. Más hacia el noroeste la falla se manifiesta en fuertes deslizamientos y control del drenaje, fuerte cataclisis en la Mina el Roble y en la confluencia de la quebrada Chupadero y río Atrato. La falla vuelve a tener una clara expresión física y morfológica al norte del área a través del río Curazamba en la plancha 145 Urrao.

A través de la traza hasta ahora conocida, existen una serie de cuerpos lenticulares de rocas verdes y cherts en algunos de los cuales hay vestigios de sulfuros (pirita-espalerita-calcopirita), por lo cual se considera de mucho interés un mejor conocimiento de ella. Hasta ahora se desconoce si se trata de la traza principal

de la Falla Encarnación (Álvarez & González, 1978) o de una falla satélite de ella.

4.3.14 FALLA ATRATICO

Se postuló como una falla de rumbo debido a que en la fotointerpretación aparecen varias estructuras N – S aparentemente desplazadas por ella en la plancha 165 Carmen de Atrato. Su edad es pre-Eoceno ya que no afecta el Batolito de Mandé, aunque éste parece haber aprovechado la zona de debilidad para su emplazamiento dada su forma pseudo estratificada hacia el límite de la falla. Las rocas verdes están deformadas y hay foliación dinámica bien definida. La quebrada Aguabonita representa aproximadamente la traza de la falla, aunque en su lecho afloran rocas del Batolito de Mandé diaclasadas casi horizontalmente, pero el bandeamiento es aproximadamente vertical.

4.3.15 FALLA SAN JUAN

Esta estructura toma su nombre del río San Juan en las planchas 203 Istmina y 222 San Agustín. Es una falla de cabalgamiento de tipo lístrico con despegue horizontal (“décollement thrust”), con rumbo N 50° E y buzamiento de 70° SE (basado en el análisis de secciones sísmicas del área, (ECOPETROL et al., 1998). Pertenece al sistema de fallas de San Juan que podría representar un movimiento convergente oblicuo, en el cual, la evidencia de cizalla está acompañada por estructuras compresionales tales como levantamientos, fallas inversas y/o cabalgamientos. La componente compresiva de este sistema de fallas estaría relacionada a los pulsos de la Orogenia Andina y al levantamiento del Istmo de Panamá, el cual pudo tener una gran componente de colisión. (Suárez, 1990)

Esta falla pone en contacto a las rocas de la Formación Tadó con las rocas de la Formación Istmina y afecta además la Formación Condoto y los conglomerados de la Mojarra.

4.3.16 FALLA AGUASAL

Es una falla inversa que se presenta como un lineamiento fotogeológico con rumbo N15–20°E en la quebrada Las Peñas, que continúa hacia el norte por más de 40 Km hasta la quebrada Amurrapá y se extiende en las planchas 185 Bagadó y 204 Pueblo Rico. Esta estructura pone en contacto las rocas del Miembro Urrao en el borde oriental, con rocas volcánicas del Complejo Santa Cecilia – La Equis en la Cordillera Occidental.

4.3.17 FALLA LAS MOJARRAS

Esta estructura toma su nombre de la Cuchilla La Mojarra, en la plancha 203 Istmina y se localiza en las planchas 185 Bagadó, 203 Istmina y 204 Pueblo Rico. Es una falla de cabalgamiento de alto ángulo relacionada con la Falla San Juan, con rumbo N50°E y buzamiento de 68°SE. Según Texas Petroleum Company (1990), esta falla se generó por el reacomodamiento litostático del bloque colgante debido a su propio peso. Esta falla pone en contacto la Formación Tadó con la Formación Conglomerados de La Mojarra.

4.3.18 FALLA RÍO BLANCO

Esta falla fue definida por Parra (1983) en la plancha 223 El Cairo, como una falla con desplazamiento dextro lateral, este sistema continúa al norte del área de estudio en la plancha 204 Pueblo Rico. Por rasgos fotogeológicos se puede trazar en la plancha 241 Cucurupí; y pone en contacto

las rocas de la Formación Cisneros y la Formación Río Piedras.

4.3.19 FALLA DEL RÍO PEPÉ

Toma su nombre del río Pepé en la plancha 203 Istmina y se extiende en las planchas 222 San Agustín, 221 Manglares y 203 Istmina. Sirve de límite entre la Cuenca del Atrato y la Cuenca del San Juan. Tiene una dirección de N30°E y buzamientos verticales en general, pero con tendencias locales a tener inclinación al SE. Su longitud es de más de 50 Km, desapareciendo al norte bajo los sedimentos cuaternarios del río Quito, pero parece tener continuidad hacia la plancha 184 Lloró, donde recibe el nombre de falla Quebrada Santa Bárbara (Zapata, 2002).

Esta falla pone en contacto, en el río Pepé, las rocas de la Formación Napipí con las de la Formación Istmina de la Cuenca del San Juan; en las cabeceras del mismo río, el contacto es entre la Formación Sierra y la Formación Istmina de la Cuenca del San Juan, indicando que la falla tuvo su mayor movimiento en un período posterior a la depositación de la Formación Sierra (Mioceno medio al Mioceno superior, de acuerdo con la determinación de fauna fósil, (Haffer, 1967)). Es una falla inversa de alto ángulo, con lado oriental (Cuenca del San Juan), cabalgando sobre el lado occidental (Cuenca del Atrato).

4.3.20 FALLA GARRAPATAS

Toma su nombre del río Garrapatas, donde se aprecia un fuerte alineamiento de dirección N35°E, que se puede prolongar en una longitud de más de 100 Km desde 5 Km al sur de la desembocadura del río San Juan al Océano Pacífico, hasta el municipio de Toro, en el departamento del Valle del Cauca y se extiende en las planchas 241 Cucurupí, 259 Malaguita y 260 Pan de

Azúcar. Esta falla marca el límite entre la Cuenca de San Juan y la cuenca de Tumaco y entre el bloque Norte y Sur de la cordillera Occidental.

4.3.21 FALLA CISNEROS

Según Barrero (1979), esta falla hace parte del sistema de fallas inversas que afectan la cordillera Occidental; pone en contacto a las rocas del Grupo Diabásico con las de la Formación Cisneros en la plancha 260 Pan de Azúcar; además en aerofotografías se puede seguir hasta la plancha 241 Cucurupí donde separa estas mismas unidades litológicas.

En las planicies bajas del río San Juan donde la falla no tiene expresión morfológica, su trazo se hizo de acuerdo a las líneas sísmicas suministradas por ECOPETROL (Suárez, 1990). Esta falla de acuerdo a la interpretación de imágenes de radar es una falla de rumbo sinestral.

4.3.22 FALLA NARANJO

Barrero (1979), utiliza este nombre para la falla que pone en contacto a las rocas de la Formación Cisneros al este, con las del Grupo Diabásico al oeste, en la vía Darién-Río Bravo y se extiende en las planchas 260 Pan de Azúcar y 279 Dagua. Las rocas volcánicas cercanas a esta falla, presentan fuerte cizallamiento en un intervalo de 100 m, con presencia de venas de cuarzo plegadas, mineralizadas con sulfuros y cuarzo lechoso en forma de augen; además aparecen estrías de falla con buzamiento fuerte al occidente (80°).

4.3.23 FALLA RÍO BRAVO

Nelson (1962), en la localidad de Elsa en la plancha 279 Dagua la describe como una falla con movimiento vertical; Barrero (1979) y Aspden et al., (1984) en la plancha 279 Dagua, la denominan Falla Río Bravo. En la zona de estudio pone en contacto rocas volcánicas del Grupo Diabásico con rocas de la Formación Cisneros.

4.3.24 FALLA DAGUA - CALIMA

Esta falla está localizada en el sector oriental de la plancha 260 Pan de Azúcar, en cercanías al lago Calima; al sur en la plancha 279 Dagua, pone en contacto las rocas del Grupo Diabásico con la Formación Espinal (Barrero, 1979; Aspden et al., 1984). Cerca al sitio de presa del lago Calima, la falla produce plegamiento y boudines de tamaño métrico y decimétrico en los chert y limolitas intercaladas de la Formación Espinal y que a su vez son cortados por fallas menores.

4.3.25 FALLA BELLAVISTA

Fue definida por Orrego (1975) como una falla inclinada al oeste que pone en contacto tectónico las filitas y pizarras del Dagua con rocas basálticas o sedimentarias del Cretáceo Superior, se localiza en la plancha 299 Jamundí. La falla parece ser inversa con buzamiento al oeste, pero en algunos sitios se inclina hacia al este, posiblemente por plegamiento del plano. Esta falla muestra rasgos que evidencian grandes desplazamientos laterales.

4.3.26 FALLA JUNÍN - SAMBIAMBÍ

Esta falla se localiza en las planchas 319 Zaragoza, 341 Cerro Timbiquí, 363 Argelia, 385 Ricaurte, 409 Las Cruces,

427 La María y 428 Túquerres. Limita el flanco oeste de la cordillera Occidental, extendiéndose desde el sur de Nariño hasta la Falla de Garrapatas; tiene una dirección preferencial N-S. Está considerada como falla inversa y cruza por el piedemonte del flanco occidental de la cordillera y por el ápice de los abanicos del piedemonte nariñense, en el sector de Junín.

Está cartografiada por Geominas (1982) en la quebrada Cuambí de la plancha 427 La María, quebrada La Estrellada hasta su desembocadura al río Güiza y se prolonga por el río Ñambí, al norte de Junín, se describe como una falla normal con dirección NE que afecta las rocas ígneas cretácicas, produciendo efectos claros de metamorfismo dinámico.

4.3.27 FALLA DEL RÍO VARGAS

Toma su nombre del río del mismo nombre en la esquina NE de la plancha 428 Túquerres. Tiene una dirección de N 35° W y una longitud de 25 Km dentro de esta plancha. Los datos de campo recolectados sobre la falla no son concluyentes para determinar su tipo de movimiento. (González *et al.*, 2002).

4.3.28 SISTEMA DE FALLAS CAUCA – PATÍA

Corresponde a la depresión Cauca-Patía, que según Barrero (1979) correspondería al "Trench del Valle del Cauca", originada durante la colisión de la placa de Nazca con la placa Suramericana durante el Cretácico. Este sistema de falla, es el más oriental en la plancha 428 Túquerres, tiene una dirección de N 30° E y una extensión de 40 Km. Esta falla ha sido objeto de un estudio sistemático, encontrándose que tiene una longitud de más de 400 Km, desde el sur

del país hasta el departamento de Caldas al norte, y controlando en gran parte el trayecto del río Cauca (AIS *et al.*, 1998), catalogándola de tipo normal, con fuerte buzamiento hacia el oeste.

La Falla Cauca-Patía, también llamada Pacual (MMAJ – JICA, 1981) se localiza en el extremo NE de la plancha 428 Túquerres, paralela al río Pacual con dirección aproximada N35-40°E, desde la carretera Balalaica-Guachavés hasta Santa Rosa en el municipio de Samaniego.

En la Verbena y otros sitios sobre la carretera Túquerres-Tumaco, Geominas (1982) describe estructuras tipo graben con desplazamientos hasta de 0,4 m en cenizas volcánicas recientes y paleosuelos que atribuyen a la Falla Cauca-Patía.

La prolongación hacia el sur de esta falla, pasa por el cráter del Volcán Azufral, cubriéndola con sus depósitos piroclásticos y más hacia el sur por los centros volcánicos de Cumbal y Chiles – Cerro Negro, prolongándose hacia el Ecuador.

4.3.28.1 Falla Cuercuel

Toma su nombre de la localidad de Cuercuel. Tiene una dirección, que varía entre N40°E y N25°E y una longitud de 46 Km en la plancha 428 Túquerres. El análisis de los datos recolectados en campo, indican que esta falla en esta plancha tiene un movimiento normal (González *et al.*, 2002).

4.3.28.2 Fallas de los ríos Güiza y Vegas.

Estas fallas son subparalelas entre sí, entrecruzándose en cercanías de la localidad de Altaquer en la plancha 428 Túquerres. Son fallas de dirección N35°W

y que controlan los valles de los ríos Güiza y Vegas. Su longitud en la plancha es de 46 Km, estas fallas son cortadas por las fallas del río Madroño y Junín - Sambiambí (González *et al.*, 2002).

4.3.29 Falla San Felipe

Sobre la carretera que une a San Felipe con Tiuquer en las planchas 447BIS Tallambi y 447 Ipiales, se encuentra una zona de cizallamiento de 0,20 m de espesor, con inclinación vertical y dirección NS, que afecta rocas de composición arenarcillosa produciendo deformación dúctil con presencia de ultramilonitas de color negro por espacio de 0,10 m rodeada de deformación frágil que convierte en ripio de falla la roca original (Parra & Velásquez, 2002).

4.4 LINEAMIENTOS FOTOGEOLOGICOS

Son rasgos de carácter lineal, apreciables sobre las imágenes de radar y han sido definidos como la expresión superficial de estructuras geológicas (Frost, 1977; Caran *et al.*, 1981; Bailey *et al.*, 1984; Woodruff & Caran, 1984). Pueden o no tener significado tectónico, ya que muchos de ellos, corresponden a escarpes, estratificación o rasgos dejados por la erosión geológica y que pueden, además, diferenciarse de otros rasgos estructurales principales, tales como pliegues y fallas. Se han identificado y cartografiado lineamientos fotogeológicos de diferente tipo, tamaño y dirección, muchos de ellos están relacionados con las deformaciones tectónicas que han afectado a los diferentes tipos de rocas.

En la cuenca de Urabá los alineamientos definidos corresponden en gran parte, a características topográficas producidas

por cambios litológicos o cambios estructurales y a efectos tectónicos en zonas donde el basamento no aflora por encontrarse fosilizado por los sedimentos de las formaciones del Neógeno y depósitos cuaternarios.

La naturaleza de estos alineamientos ha sido determinada litológicamente por muestras provenientes de pozos de exploración petrolera y su comportamiento se deduce de los registros sísmicos que se han levantado (Dueñas & Duque-Caro, 1981; Duque-Caro, 1984); en algunos casos su trazo se ha basado en la información bibliográfica disponible (Duque - Caro, 1979, 1980, 1984).

En la cuenca del Atrato para el análisis de alineamientos, se utilizaron las imágenes de radar INTERA, procesadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Luego se procedió a contarlos y medir su orientación.

De los 313 alineamientos observados el 95% pertenecen a cualquiera de las siguientes 7 categorías:

- Corrientes Meandriiformes o sinuosas con una tendencia recta
- Valles rectos con corrientes rectas o meandriiformes
- Valles con formas sinuosas con tendencia recta
- Tramos rectos de un río sinuoso
- Corrientes rectas
- Corrientes alineadas a través de un valle

En el 5% restante no fue posible determinar su origen con precisión. Todos los alineamientos se midieron y se agruparon en rangos de amplitud de 10° y luego se graficaron en diagramas rosas (**Figura 37**).

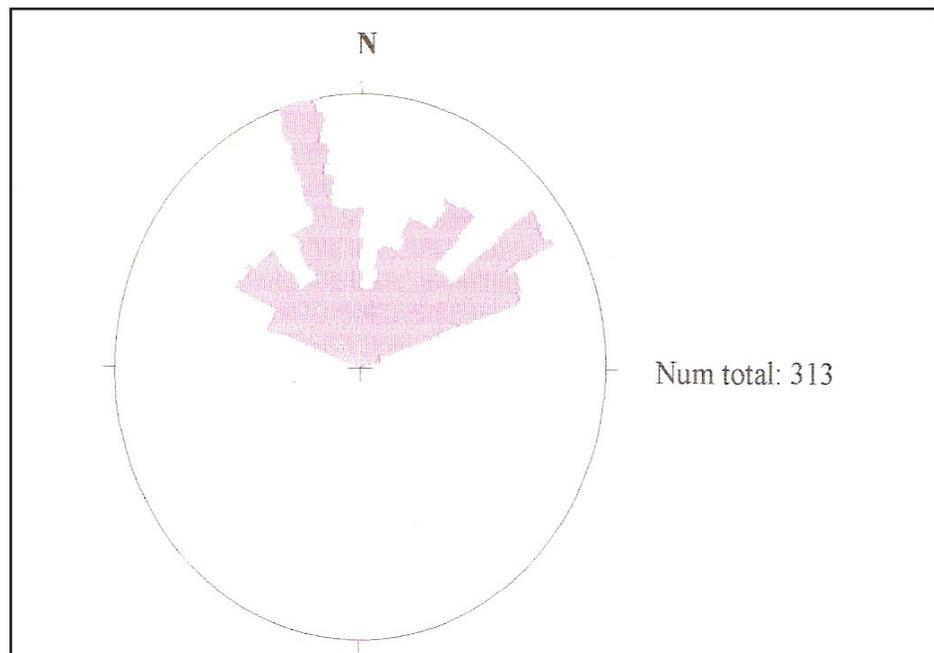


Figura 37. Diagrama rosa de lineamientos en la subcuenca del río San Juan.

Del diagrama rosa se puede concluir una fuerte tendencia de rumbo N10°W a N20°W, la cual coincide con el patrón de fallamiento. Otra tendencia es de N50° a N60°E que no tiene expresión alguna en la cuenca y podría corresponder a un evento moderno de transtensión (normal), que no afectó en gran medida a las unidades.

En la serranía del Baudó se observan una serie de alineamientos, subparalelos a la Falla Utría que determinan los cursos de algunos ríos como el Panguí, el Virudó, el Nercua, Alto Salaquí, los cuales podrían ser fallas satélites de la Falla Utría, como no se tiene datos de campo que verifiquen dicha afirmación se dejaron como alineamientos. Para la definición en las imágenes INTERA, se utilizaron los mismos parámetros de la cuenca del Atrato. De igual manera para su tratamiento estadístico se empleó un diagrama rosa, el cual indica una fuerte tendencia de rumbo N10°W a N20°W que coincide con el patrón de la Falla Utría. Otra tendencia es de N50° a N60°E, que tiene

expresión en la serranía en la Falla Limón, pero que podría corresponder a un evento moderno de transtensión que afectó en este caso en gran medida a las unidades basálticas.

En la cordillera Occidental Norte, los alineamientos han sido definidos a partir de fotografías aéreas y reflejan, en su mayoría, características topográficas o morfológicas debidas a cambios litológicos o efectos estructurales y tectónicos. Sobre el Batolito de Mandé y los stocks monzodioríticos, estos lineamientos son el producto de esfuerzos tensionales durante el enfriamiento del magma, mientras que en las rocas estratificadas, éstos están dispuestos simétricamente con respecto a las fallas principales o pueden marcar diferencias en la composición de las capas y se acentúan por procesos de meteorización y erosión diferencial (González & Londoño, 2003).

4.5 ESTRUCTURAS DÓMICAS

La cuenca de Urabá, se caracteriza por la presencia de estructuras dómicas de lodo o lodolitas hasta de 20 m de altura, con formas cónicas que emergen a lo largo de las zonas mayores de la falla como colinas aisladas (Duque-Caro, 1980, 1984), los cuales son llamados volcanes de lodo, como El Totumo, Cucharal, El Tesoro, El Cerrito (**Figura 38**), Puerto Escondido (**Figura**

39, Figura 40) y han sido cartografiados en las planchas 59 Mulatos, 69 Necoclí y 79 Turbo. Yory *et al.*, (1980) consideran que el origen de estos volcanes es diapírico y están relacionados con fallas normales, casi verticales, en la región. Para Chevron (1986) son causados por el movimiento de lodo hacia la superficie a lo largo de planos de falla.



Figura 38. Estructura dómica de El Cerrito, ubicada al oeste de San Antero.

El estudio estructural presentado por INGEOMINAS-ECOPETROL (1994) indica que la mayor parte de estos volcanes se asocian con núcleos y flancos de anticlinales, fallas de cabalgamiento, fallas de rumbo de orientación E-W, flancos de sinclinales y con depósitos del Cuaternario. La asociación preferencial con zonas de falla, ya sea en contacto directo con éstas o cercanas a las mismas, especialmente en el bloque colgante de fallas inversas, permite considerar un posible control estructural de las inyecciones de lodo que están asociadas con el fallamiento

y plegamiento, este último asimétrico, generado por compresión lateral.

Los materiales que conforman los diapiros en la cuenca de Urabá son lodos pelágicos y hemipelágicos (Duque-Caro, 1984) que corresponden a la parte basal de la secuencia sedimentaria. Las capas sedimentarias que éstos intruyen son las secuencias turbidíticas suprayacentes. El efecto de la deformación diapírica parece estar restringido tanto vertical como lateralmente, al conjunto de las capas compuestas por pelagitas y hemipelagitas, que intruyen a las turbiditas suprayacentes (Duque-Caro, 1980, 1984).



Figura 39. Volcán de lodo activo de Puerto Escondido.



Figura 40. Emanaciones de gas y burbujas, en el Volcán de Lodo de Puerto Escondido.

5. RECURSOS MINERALES

En la evaluación del potencial minero del Andén Pacífico se debe considerar que existe un control litológico que limita la factibilidad de mineralización a las afinidades entre elementos (de interés económico) y procesos formadores de rocas. Éstas se interpretan aquí, como generadas en ambientes específicos dentro del marco de la tectónica global. El mismo esquema se mantiene en la aproximación teórica a la posible generación de yacimientos minerales.

Para esto se tiene en cuenta que el ambiente tectónico ejerce diversos controles sobre el tipo de mineralización, su deformación y potencial de preservación. Este enfoque se encuadra dentro de un punto de vista uniformitarista que considera los depósitos descritos en diferentes situaciones tectónicas actuales bien documentadas, como representativos del tipo de depósitos que es posible encontrar en los sitios donde se ha interpretado que la misma situación tectónica se presentó en el pasado (Nivia, 2001).

Para este capítulo se realizó una separación de los ambientes y eventos favorables para la formación de yacimientos minerales, teniendo en cuenta los diferentes modelos planteados para la evolución geológica del occidente colombiano.

Depósitos asociados a generación de corteza oceánica en cuencas marginales intracontinentales y en plateaus oceánicos: el mecanismo de formación de los "plateaus" oceánicos es controversial creyéndose que representan la fusión de "plumas" de ascenso de materiales del manto inferior. Sin embargo, la mayoría de estas provincias se encuentran inexploradas en las cuencas oceánicas; por lo tanto, su potencial en cuanto a depósitos minerales se desconoce (Nivia, 2001). Éstas como la Placa Caribe, se consideran formadas por el paso de corteza oceánica sobre un punto caliente (Duncan & Hargraves, 1984) o en dorsales meso-oceánicas de propagación rápida similares al "plateau" de Islandia (Saunders, 1986). Al primer tipo de ambiente no se conocen asociados depósitos económicos de metales (Mitchell & Garson, 1981). En el caso de las dorsales, los depósitos se pueden dividir en aquellos formados por procesos hidrógenos e hidrotermales que enriquecen en metales las lavas y sedimentos; y en los que se consideran formados por los procesos exhalativos, volcánicos y magmáticos que operan directamente en la dorsal.

La corteza oceánica generada en cuencas marginales se produce también en dorsales, pero en este caso, a diferencia de las dorsales de expansión rápida que dan origen a plateaus, se genera a partir de la

cuña de manto que suprayace una placa subducente. Este manto está hidratado y metasomatizado por los fluidos liberados durante la subducción y esta característica influye sobre la formación de yacimientos minerales.

Depósitos asociados a la acreción de terrenos de afinidad oceánica:

la acreción de terrenos de afinidad oceánica a una margen continental conlleva deformación y cambios en la temperatura y en las presiones litostática y de fluidos, que pueden activar procesos mineralizantes. Nivia (1996 b), sugiere que la imbricación del "Plateau" del Caribe contra el bloque continental de proto - Suramérica, produjo un exceso en el espesor de la corteza que aumentó la temperatura y la presión en la parte inferior del complejo acrecionario. Allí se pudo producir, en consecuencia, deshidratación de fases hidratadas o expulsión de aguas connatas. La migración de estos fluidos podría haber activado procesos formadores de yacimientos minerales.

Depósitos asociados con el desarrollo de arcos magmáticos asociados sucesivamente a márgenes continentales y a complejos acreccionarios:

es factible que el límite occidental de Suramérica haya sido una margen continental activa durante todo el Fanerozoico y de esta hipótesis parten los modelos de crecimiento cortical por acreciones sucesivas propuestos para Colombia (e.g. McCourt *et al.*, 1984). Este ambiente tectónico presenta un buen potencial en cuanto a yacimientos minerales, debido a que durante el desarrollo de arcos magmáticos se activan sistemas hidrotermales que conducen a la formación de yacimientos minerales singenéticos y epigenéticos. En las rocas de este ambiente, los depósitos de mayor tonelaje de minerales extractables son los

pórfidos cupríferos, algunos de los cuales presentan cantidades significativas de Au y Mo. Asociados a los arcos magmáticos se presentan también depósitos exhalativos sedimentarios de metales base y Au y depósitos estratiformes de sulfuros de Cu, Pb y Zn formados en pilas de lavas submarinas piroclásticas calcoalcalinas conocidas como tipo Kuroko.

En el Anden Pacífico se han reconocido cinturones magmáticos, formados respectivamente antes y después de la acreción de la corteza oceánica. Sin embargo, en ambos casos solamente afloran sus niveles profundos y no se conocen secuencias volcánicas formadas durante estos eventos, características que permiten descartar las posibilidades de encontrar tanto pórfidos cupríferos como depósitos tipo Kuroko. La mineralización de pórfidos cupríferos normalmente ocurre en pequeños stocks e intrusiones subvolcánicas formadas a profundidades menores de 2 Km (Mitchell & Garson, 1981) y en estrecha asociación con vulcanismo calco-alcalino sub-aéreo (Evans, 1987; en Nivia, 2001).

Depósitos asociados a cuencas sedimentarias oceánicas:

cuenca de tipo convergente, formada sobre sedimentos oceánicos plegados en la margen de dos placas y adyacentes a la zona de subducción y la cual de acuerdo con Kingston (1983; en Govea & Aguilera, 1985), corresponde a "Trench Associated" y es rellenada por sedimentos cenozoicos.

Depósitos asociados a relleno de cuencas sedimentarias continentales y generación de depósitos secundarios de alteración supergénica:

en el Andén Pacífico ha ocurrido durante el Cenozoico, acumulación sedimentaria de origen continental en dos cuencas principales: en la del Cauca y la parte norte de la

Cuenca de Tumaco. En éstas se registra la evolución de los ambientes de depósito desde marinos someros, a través de transicionales marino- continentales a continentales como consecuencia del levantamiento de la cordillera de los Andes. La formación de yacimientos minerales proviene directamente de la acumulación como rocas de materiales de importancia económica tales como carbón y calizas; de su enriquecimiento en cantidades económicamente explotables,

durante procesos sedimentarios tales como en la formación de placeres; o de su concentración durante procesos de lixiviación o enriquecimiento supergénico, promovidos por la meteorización química de rocas preexistentes como en el caso de la formación de bauxitas y lateritas.

A continuación se resume los recursos minerales y prospectos asociados a cada uno de los bloques estructurales que conforman el Andén Pacífico:

CORDILLERA OCCIDENTAL NORTE

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Sulfuros masivos	El Roble	Basaltos almohadillados diques de diabasa	Depósitos formados durante la generación de corteza oceánica	Formación Barroso
Mn volcanogénico	Ninguno	Chert y rocas pelágicas asociados con rocas volcánicas de la Fm. Barroso		Formación Penderisco
Calizas	Ninguno	Calcáreos del Miembro Nutibara		Formación Penderisco
Au, Ag, Pb, Cu, Zn	La Equis	Venas que cortan rocas encajantes de intrusivos paleógenos cerca de depósitos de cobre porfídico	Acreción de terrenos de afinidad oceánica	Complejo Santa Cecilia-La Equis
Platino, Co y Ni	Ninguno	Tobas vítreas, basaltos, brechas, lherzolitas y peridotitas		Ultramafitas de Mumbú
Platino	Ninguno	Intrusivos ultramáficos		Complejo Ultramáfico Zonado Alto Condoto
Pórfidos de Cu - Au	Murindó	Intrusivos félsicos del Paleógeno incluyendo pórfidos de cuarzo que localmente intruyen batolitos de tonalita	Depósitos formados durante el desarrollo de arcos magmáticos asociados a márgenes continentales y a prismas acrecionarios	Batolito de Mandé
Pórfidos de Cu - Mo	Pantanos-Mandé			Pórfidos andesíticos de Pantanos Granodiorita de Torrá
Au, Ag.	Ninguno	Zona de contacto intrusivo con rocas sedimentarias cretácicas		Tonalita de Tatama

CORDILLERA OCCIDENTAL NORTE

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Au, Ag y pirita, pirrotina, arsenopirita	Dabaibe			Monzodiorita de Farallones
Sulfuros tipo pirita, calcopirita	La Argelia	Venas emplazadas en el intrusivo (facies dioríticas) como en zona de contacto		
Au, Ag, pirita, calcopirita, galena	Distrito minero de Puerto Oro			
Au, Ag	Farallones y Tapartó			
Au, Ag	El Plateado	Filones de cuarzo que cortan intrusivos dioríticos y sus rocas encajantes		Cuarzodiorita de Cerro Plateado

SERRANÍA DEL BAUDÓ

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Sulfuros masivos	Ninguno	Basaltos marinos, andesitas y tobas. Cherts y argilitas de edad Cretácico Tardío a Paleógeno	Depósitos formados durante la generación de corteza oceánica	Basaltos del Baudó
Arenas negras	Bahía Solano	Depósitos aluviales	Depósitos formados durante el relleno de cuencas continentales	Depósitos de playa

CORDILLERA OCCIDENTAL SUR

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Volcanogénicos estratoconfinados ricos en óxidos e hidróxidos de Mn, Fe y menor proporción sulfuros metálicos	Ninguno	Rocas metasedimentarias	Depósitos formados durante la generación de corteza oceánica	Formación Cisneros (Aspden <i>et al</i> , 1985)
Acumulaciones estratiformes de pirita cuprífera, pirita, sulfuros de Cu, Zn, Pb, hidróxidos de Mn y Fe, barita y en menor cantidad Au y Ag.	Ninguno	Basaltos toleíticos masivos con abundantes horizontes de lavas almohadilladas		Formación Amaime y Grupo Diabásico
Pórfidos cupríferos y Au		Zona de contacto intrusivo con rocas básicas	Depósitos formados durante el desarrollo de arcos magmáticos asociados a márgenes continentales y a prismas acrecionarios	Granodiorita de Piedrancha
Venas auríferas		Fases neumatolíticas e hidrotermal de intrusiones terciarias		Batolito de Anchicayá Stock de Pance
Bauxita	Corregimiento de San Antonio	Meteorización de rocas volcánicas básicas	Generación de depósitos secundarios de alteración supergénica	Grupo Diabásico
Arcillas		Alteración de rocas intrusivas de composición gabroide		Stock El Palmar y Grupo Diabásico
Agregados pétreos		Rocas volcánicas básicas		Grupo Diabásico
Balasto		Basaltos, cherts		Grupo Diabásico, Formación Amaime, Formación Espinal
Ornamentales		Rocas metasedimentarias		Formación Cisneros

CUENCA DEL CAUCA

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Carbón	Jamundí y Cali	Secuencia de sedimentitas de origen parálico	Depósitos formados durante el relleno sedimentario de cuencas continentales	Formación Guachinte Formación Ferreira
Arcillas		Procesos de acumulación sedimentaria de arcillas		Formación Ferreira

CUENCAS DE URABÁ – ATRATO – SAN JUAN

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Hidrocarburos	El área de mayor interés hidrocarburífero en las cuencas de Urabá, Atrato y San Juan corresponden al sector suroccidental, nororiental y oriental, respectivamente. (Suárez, 1990)	Rocas pelíticas paleógenas	Depósito asociado a cuencas sedimentarias oceánicas.	Fms. Floresanto, Pajuil, Uva, Sierra y Conglomerados de la Mojarra (reservorios)
Carbón	Tadó Ocurrencia en la región de Urabá	Secuencias sedimentarias paleógenas		
Salmueras	Manifestaciones en la región de Beté, Tutunendo y el río Ichó	Rocas sedimentarias paleógenas		Fms. Napipí y Sierra.
Calizas	Manifestaciones en la región de Salaquí. Manifestaciones en la región de Acandí Manifestaciones en la región de Juradó y Cabo Corrientes	interestratificadas con las rocas sedimentarias paleógenas. Mezcladas con derrames de lavas básicas Zonas coralinas ya continentalizadas		Fms. Salaquí y Uva.
Placer: elementos del grupo del platino y oro	Río Sucio; tributarios orientales de los ríos Atrato-San Juan	Aluvión Cuaternario. Las rocas fuentes son complejos ofiolíticos y plutones ultramáficos zonados en la cordillera Occidental		
Arenas negras	Costas del Océano Atlántico, municipio de Acandí			

CUENCA DE TUMACO

Tipo de Depósito	Depósitos conocidos	Ambiente litológico	Ambiente tectónico	Unidades litológicas
Hidrocarburos	El área de mayor interés hidrocarburífero corresponde a la zona oriental costa adentro de la cuenca. (Suárez, 1990)	Rocas pelíticas del Mioceno inferior	Depósito asociado a cuenca sedimentaria oceánica	Formación Naya Grupo Pacífico.
Placeres auríferos	Ríos que drenan hacia la parte norte de la Cuenca de Tumaco	Depósitos aluviales	Depósitos formados durante el relleno de cuencas continentales	

6. GEOLOGÍA HISTÓRICA

La evolución del Andén Pacífico y por lo tanto la historia geológica involucrada debe enfocarse dentro del contexto de la evolución del sector septentrional de los Andes Colombianos y en especial de la cordillera Occidental. Los trabajos más recientes sobre esta región la consideran como parte del occidente colombiano, para el cual plantean diferentes modelos evolutivos basados en la tectónica de terrenos (Etayo *et al.*, 1983; Toussaint & Restrepo, 1987; Restrepo & Toussaint, 1988; Duque-Caro, 1990 a; Nivia, 1993, 2001; Estrada, 1995) y aunque estos pueden diferir en sus límites, estilo estructural, edad de acreción y estratigrafía, concuerdan en considerarlo como constituido por litósfera oceánica cretácica separado del oriente colombiano, de afinidad continental, por el sistema tectónico Cauca-Romeral y en especial por la denominada Falla Cauca-Almaguer (Maya & González, 1996).

Los diferentes modelos planteados en las reconstrucciones paleogeográficas del borde occidental de Suramérica y su posición con respecto a las placas tectónicas en el Cretácico, aunque difieren en algunos detalles locales, muestran tendencias generales que permiten reconstruir la evolución de esta región a partir de este momento (Duncan & Hargraves, 1984; Decourt *et al.*, 1985; Stephan *et al.*, 1990).

La separación de Norteamérica y Europa como consecuencia de la apertura del Atlántico Norte a finales del Jurásico, afectó tectónicamente el borde occidental de Suramérica y permitió que los terrenos Maya y Chortis se separaran de éste y como consecuencia, la formación de un dominio oceánico (Protocaribe) al occidente del oriente Colombiano (Decourt *et al.*, 1985, Stephan *et al.*, 1990).

La apertura del Protocaribe terminó a finales del Cretácico Inferior y con la entrada en cuña de la parte oriental de la Placa Farallón entre Norteamérica y Suramérica y su posterior fragmentación, se formó al suroeste del Protocaribe un nuevo dominio oceánico, el Caribe, limitado por zonas de subducción a partir de las cuales se formaron los arcos insulares de las Antillas (Fourcade *et al.*, 1991), desarrollándose simultáneamente dorsales de expansión, con lo cual se inició la separación de las placas Pacífico, Farallón y Phoenix (Duncan & Hargraves, 1984).

Larson (1995) considera que a mediados del Cretácico se formó una superpluma en la base del manto, que ascendió hacia la superficie emplazándose hacia el Pacífico Occidental y como consecuencia se formaron varios puntos calientes, como el de Galápagos, a partir de los cuales se generaron grandes volúmenes de material

basáltico que se acumularon sobre la corteza oceánica y luego fueron transportados hacia las zonas de subducción y colisión.

Durante el Cretácico Superior, el desplazamiento del arco de las Antillas produjo un movimiento dextral de Suramérica con relación al Caribe que permitió la acreción de la Corteza Oceánica, Formación Barroso, y el desarrollo posterior de un magmatismo calcoalcalino. Durante este mismo período se produjo la mayor parte del *Plateau* del Caribe como consecuencia de un volcanismo intraplaca (Schlanger *et al.*, 1981); esta provincia se acercó al margen continental de Suramérica desde el suroeste como consecuencia del desplazamiento de la Placa Farallón (Duncan & Hargraves, 1984) acrecionando basaltos de *Plateau*, Grupo Diabásico, al borde de Suramérica. Etayo *et al.* (1982), consideran que el borde continental estaba relativamente cerca, lo cual explicaría la presencia de clastos de origen continental y la abundancia de sedimentitas silíceas en el Grupo Dagua. Sin embargo, Nivia (1996a) sugiere que estas rocas corresponden a depósitos posteriores acumulados en el talud continental, desarrollados durante la formación de un complejo acrecionario.

Durante el Paleógeno, la Placa Caribe estuvo limitada al suroeste por un arco (Toussaint, 1996); el *Plateau* acrecionado bloqueó la zona de subducción y la Placa de Farallón se hundió por abajo del arco en el lado oceánico, dando lugar a una nueva zona de subducción (Nivia, 2001). A partir de este momento, el borde noroccidental de Suramérica evolucionó como un margen continental activa donde simultáneamente se desarrolla una cuenca de frente de arco y procesos magmáticos.

Duncan & Hangraves (1984) consideran que la evolución tectónica del norte de Suramérica entre finales del Cretácico (80 Ma) y el Neógeno (25 Ma), estuvo controlada por la Placa del Caribe y la triple

unión: Caribe–Suramérica–Farallón. Para estos autores y Pilger (1983) a comienzos del Neógeno, hubo una reorientación de los movimientos de las placas de Suramérica y el Caribe como consecuencia de la ruptura de la Placa Farallón, en las placas de Nazca y Cocos, evento con el cuál se inicia la Orogenia Andina.

El Andén Pacífico se encuentra fundamentalmente en la zona axial de la cordillera Occidental y la zona costera del Pacífico en los terrenos: Cañasgordas, Baudó y supraterrano Atrato–San Juan–Tumaco de Etayo *et al.* (1983); Calima y Cuna de Toussaint & Restrepo (1987) y Toussaint (1991); cordillera Occidental y Chocó de Estrada (1995); en el Bloque del Chocó (Duque–Caro, 1990 a) y en la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica –PLOCO– de Nivia (1993; 2001). Todos estos terrenos involucran corteza oceánica y se encuentran localizados al occidente de la Falla Cauca–Almaguer en el sentido de Maya y González (1996).

Las rocas más antiguas en el Andén Pacífico corresponden a los Basaltos de la Formación Barroso, en el bloque norte de la cordillera Occidental, unidad esencialmente volcánica con algunos niveles de piroclastos y sedimentitas intercalados que representan corteza oceánica generada como consecuencia de la subducción de la Placa Phoenix por debajo del borde occidental de Suramérica entre el Aptiano y el Santoniano. Para Grösser (1989) y Toussaint (1996), estas rocas representan un arco de islas desarrollado sobre corteza oceánica debido a la abundancia de aglomerados y tobas, así como la asociación con pequeños stocks gabroides y plutones tonalíticos. Algunos datos geoquímicos (Muñoz, 1989; Grösser, 1989; Desmet, 1994) aunque no representan un muestreo sistemático, parecen confirmar este origen.

Las sedimentitas del Miembro Urrao se depositaron a partir del Cretácico Superior temprano, sobre la pendiente de una cuenca que daba hacia el continente y constituyeron una secuencia turbidítica cuya fuente de sedimentos se encontraba en el arco magmático y en el continente. Simultáneamente sobre la pendiente de la cuenca de *forearc* que daba hacia el mar, se depositaron los sedimentos calcáreos y silíceos del Miembro Nutibara. El final del proceso de sedimentación y de la actividad volcánica estuvo relacionado con la migración de la zona de subducción hacia el occidente a principios del Paleógeno; el conjunto volcánico – sedimentario, Grupo Cañasgordas, se acrecionó al continente a lo largo del sistema de fallas del Cauca en el Cretácico tardío–Paleógeno (Toussaint, 1996), proceso al cual estaría relacionado el emplazamiento de rocas máficas y ultramáficas.

Batolitos y plutones datados entre el Eoceno y el Mioceno como los de Mandé, Farallones y Cerro Plateado, se emplazaron en el Bloque de la cordillera Occidental Norte, el cual sufrió varios fallamientos y deformaciones durante el Cenozoico. El flanco occidental de este bloque hace parte del terreno Cuna (Toussaint & Restrepo, 1988) y en especial del arco magmático de Mandé de la cuenca del Atrato–San Juan y la Serranía del Baudó. En gran parte corresponde a un bloque de material oceánico sobre el cual se construyó, en el borde este, el arco magmático de Mandé compuesto por el Complejo Santa Cecilia – La Equis, asociado espacialmente al Batolito de Mandé, intruido por pórfido andesíticos – dacíticos con depósitos de Cu–Mo (Pantanos, Ramírez *et al.*, 1979) o Cu–Au (Murindó, Guarín & Álvarez, 1977) de tipo diseminado; las edades isotópicas recopiladas por Maya (1992) corresponden al Eoceno.

Este conjunto define un arco de isla del Paleógeno que ha sido descrito con

diferentes nombres: Sautatá (Duque–Caro, 1990 a), Mandé (Toussaint, 1991), Santa Cecilia–La Equis (Salazar *et al.*, 1991). Su acreción ocurrió a lo largo de la Falla Uramita–Río Verde y está caracterizada por una mezcla caótica de bloques de diferentes edades y litologías. Estrada (1995) indica paleolatitudes de 10–15°, pero su sentido norte o sur es ambiguo debido a la ausencia de edades que permitan determinar la polaridad de la magnetización y considera que teniendo en cuenta la trayectoria sur–norte seguida por la Falla Farallón, estas rocas podrían provenir del sur; mientras que Duque–Caro (1990a) basado en estudios micropaleontológicos, sugiere que el Bloque Chocó proveniente del noroccidente se acrecionó al bloque continental en el Mioceno Medio.

Otros plutones, algunos de dimensiones batolíticas y afinidad calco–alcalina, como el de Farallones y stocks de dimensiones reducidas como el de Cerro Plateado y Tatamá se emplazaron entre el Eoceno tardío y el Mioceno. Además, durante este período el bloque sufrió varios fallamientos y deformaciones; estas deformaciones en el Grupo Cañasgordas pudieron generar localmente, por efectos dinámicos, estructuras similares a las desarrolladas por metamorfismo dinamotérmico regional de bajo grado.

La cuenca del Atrato–San Juan hasta la región de Urabá, corresponde a un sinclinorio con más de 60.000 m de sedimentos marinos con edades comprendidas entre el Cretácico Superior tardío y el Plioceno (Barlow, 1981; Duque–Caro, 1999 b). Para este último autor, con base en el estudio litoestratigráfico de la cuenca del Atrato, la sutura del terreno Cuna o Bloque del Chocó a la cordillera Occidental (Terreno Calima de Toussaint & Restrepo, 1988) tuvo lugar durante el Mioceno Medio, produciendo importantes acortamientos de la corteza en todo el territorio colombiano

y modelando los rasgos neotectónicos más sobresalientes de los Andes Colombianos.

En el sector norte de la cordillera Occidental, se evidencia un nuevo período de volcanismo a comienzos del Plioceno con el volcanismo del Páramo de Frontino y el Basalto de El Botón que estaría relacionado a la Orogenia Andina, la cual produjo fallamiento a lo largo del eje de la cordillera, donde se localizó la actividad volcánica.

En el Bloque Sur de la cordillera Occidental, las rocas más antiguas corresponden al Grupo Diabásico o Formación Volcánica de Aspden (1984) del Cretáceo Superior, con algunos niveles de piroclastitas y sedimentitas marinas intercaladas que serían el resultado de la acreción progresiva de parte del *plateau* del Caribe por aproximación de la Placa Farallón al bloque continental (Nivia, 2001). Durante este proceso continuo de acreción, por subducción, se formó un complejo acrecionario, Grupo Dagua, cuya deformación fue el resultado de la imbricación de cuñas o escamas de fragmentos de corteza oceánica. Las características estructurales y estratigráficas de estas unidades en su deformación corresponden con la Orogenia Calima de Barrero (1979), como resultado de un proceso continuo de presión por subducción y la formación del complejo acrecionario.

Las rocas del Grupo Diabásico, de acuerdo con sus características geoquímicas, constituyen una asociación toleítica, en la cual la distribución de los elementos trazas y de tierras raras indican que corresponden a fragmentos de *plateau* oceánicos afines con el Caribe (Nivia, 2001).

Durante el Cretácico Superior, al occidente de la protocordillera Occidental Sur, formada por la acreción de los basaltos de la Placa del Caribe al arco volcánico, se originó una cuenca residual, pero sería la

corteza oceánica remanente sobre la cual se depositaron los sedimentos del Grupo Dagua, los que empezaron a depositarse sobre la pendiente de la cuenca aledaña al continente constituyendo una secuencia turbidítica, Formación Espinal, cuya fuente se encontraba en el arco magmático y en el continente.

Sobre la margen continental el apilamiento tectónico en el complejo acrecionario produjo modificaciones en la pendiente de la fosa, originando una cuenca de frente de arco; esta cuenca denominada Cauca-Patía, tiene como basamento el complejo acrecionario de la litósfera oceánica y es elongada paralelamente a la fosa. En ella se inició una sedimentación de carácter transgresivo en el Eoceno medio con la Formación Chimborazo, seguido de una sedimentación cíclica marina somera y transicional; formaciones Guachinte y Ferreira, posteriormente en la misma cuenca se produce una sedimentación en ambientes continentales por acumulación de sedimentos gruesos granulares simultáneamente con productos volcánicos y volcanoclásticos.

Aunque poco se conoce sobre la sedimentación durante el Paleógeno en la costa Pacífica (Grupo Pacífico) según Pérez (1980) se pueden reconocer dos ciclos principales: uno inferior correlacionable regionalmente con la Formación Chimborazo y otro del Eoceno medio - superior a Mioceno inferior que sería correlacionable con el Grupo del Cauca (formaciones Guachinte, Ferreira).

El ciclo de actividad magmática del Paleógeno estaría relacionado a una nueva zona de subducción, localizada al occidente, que genera un arco magmático al cual se relacionan las plutonitas de la Granodiorita de Piedrancha, cuerpos correlacionables y rocas hipoabisales de composición andesítica-dacítica; procesos de fragmentación en las etapas finales

del emplazamiento de estos cuerpos permitieron la acumulación, en algunos de ellos, de soluciones hidrotermales con sulfuros-oro, que pueden alcanzar localmente concentraciones de interés económico. Esta zona de subducción ha controlado la generación de un magmatismo de margen continental activa hasta hoy, aunque se manifiesta en varios a través del Mioceno y Plioceno, que corresponde probablemente a una reorientación en el movimiento de las placas oceánicas y de Suramérica y su ángulo de convergencia (Pilger, 1983; Duncan & Hargraves, 1984) que está relacionado al movimiento de la Placa Farallones.

Este sistema de subducción continúa hasta hoy con la zona de Benioff al sur de Colombia buzando 30 – 35° en dirección S60°E por debajo de la margen continental suramericana, tectónicamente activa (Pennington, 1981). El inicio de la Orogenia Andina en el sentido de Van der Hammen (1958), sería el resultado de este nuevo régimen y con ella el inicio del nuevo ciclo magmático que se extiende hasta la actualidad.

El ciclo magmático del Neógeno se inicia hace unos 20 Ma, con la intrusión del Batolito de Anchicayá y los stocks de Pance, Suarez, Tatamá, Tamaná y Torrá y continúa con pequeños plutones, algunos de los cuales se encuentran asociados con actividad volcánica.

El levantamiento principal de los Andes en Colombia ocurrió hacia el Mioceno tardío– Plioceno temprano (Van der Hammen, 1958) y estuvo acompañado del establecimiento de la cadena de volcanes andinos que se prolongan hacia el sur en el Ecuador; este volcanismo continuó en el Plioceno–Cuaternario y el levantamiento y erosión en las cordilleras, permitió la acumulación de depósitos potentes de materiales clásticos y volcanocásticos tanto entre las cordilleras Central y Occidental

(Cuenca Cauca–Patía) como en la llanura costera del Pacífico (formaciones Raposo, Mayorquín, Naya y Guapi). La deformación y el levantamiento por tectonismo vertical, hizo que algunas fallas de rumbo dextrales fueran reactivadas principalmente como fallas con movimiento en sentido vertical.

La configuración geomorfológica del Altiplano Nariñense (planchas 428 Túquerres y 447 Ipiales) y la región de la llanura costera del Pacífico, es el resultado de la actividad volcánica en la región Suroccidental a partir del Neógeno tardío y especialmente a la de los volcanes Cumbal y Azufral, aunque puede incluir productos de otros volcanes o de antiguos centros volcánicos no identificados o que fueron destruidos. Esta actividad dio origen a depósitos lávicos y piroclásticos de diferente naturaleza, que acumulados o depositados sobre rocas de los Grupos Diabásico y Dagua suavizaron el paisaje de la región y transportados a lo largo de las depresiones fueron acumulándose, para formar extensos abanicos para dar la configuración actual del área. Tanto los depósitos volcanogénicos como los terrígenos están pobremente consolidados y no presentan deformación, pero el levantamiento de la cadena andina continúa hasta hoy y como consecuencia de ello los depósitos están siendo erosionados. En los valles de formación se acumulan los aluviones recientes que se interdigitan hacia las estribaciones de la cordillera Occidental con conos aluviales, quedando en algunos casos levantados con respecto al cauce actual, formando terrazas que a veces y en especial en la cuenca de los ríos San Juan y Atrato contienen valores apreciables de oro.

La zona litoral pacífica constituye un paisaje complejo dado los diferentes factores que han actuado a través del Holoceno sobre ella y que varían en intensidad y frecuencia generando patrones o modelos propios de cada sector; desde el límite con Panamá

hasta Cabo Corrientes la costa es alta y acantilada, poco modificada por factores físicos, controlada litológicamente por rocas basálticas de la serranía del Baudó y desde Cabo Corrientes hasta la frontera con Ecuador el litoral define una planicie costero-aluvial inundable incisada por una red de esteros y geomorfológicamente dominado por una cadena de islas barrera sólo interrumpida por acantilados y bajos labrados en rocas sedimentarias como en los sectores de Juanchaco y Buenaventura,

Tortugas y en el extremo norte de la Bahía de Tumaco. El sistema de islas barrera, presenta una amplia variedad de unidades que incluye el frente de la costa (playa y plataforma continental adyacente), las bocanas y deltas de marea, llanuras de manglar y la zona continental representada por colinas bajas y planicies aluviales. El prisma sedimentario que constituye estas unidades está siendo moldeado por el amplio rango mareal y las descargas fluviales.

BIBLIGRAFÍA

- ACOSTA, C., 1970. El graben interandino Colombo – Ecuatoriano. I Congr. Latinoam. Geol. Lima.
- ALUJA, J. A.; BOGOTÁ, J. E.; CHAPARRO, E. A.; COLMENARES, F. H. & ROSALES, A., 1975. Geología de la sección Buga – Buenaventura. Tesis inédita, U. Nal., 96 p. Bogotá.
- ÁLVAREZ, E.; FELDHAUS, L.; SALAZAR, G. & SCHMIDT – THOMÉ, M., 1987. Prospección regional de metales básicos y preciosos en la Cordillera Occidental, departamentos de Antioquia y Chocó. INGEOMINAS, 350 p. Medellín.
- ÁLVAREZ, E. & GONZÁLEZ, H., 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I – 7 (Urrao). Mapa escala 1: 100.000. INGEOMINAS, informe 1761. 347 p. Bogotá.
- ÁLVAREZ, E.; PARRA, E.; CABALLERO, H. & NUGTEREN, H., 1984. Estudio para la justificación de la prefactibilidad en el prospecto de pórfido cuprífero de Pantanos – Pegadorcito, departamento de Antioquia. INGEOMINAS, informe preparado para Ecominas. 172 p. Anexos. Medellín.
- ÁLVAREZ, J., 1971 a. Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental. INGEOMINAS, informe interno (inédito). Medellín.
- ÁLVAREZ, J., 1971 b. Mapa geológico generalizado y localización del muestreo geoquímico de la Cordillera Occidental, departamentos de Chocó y Antioquia. INGEOMINAS, informe interno (inédito). Medellín.
- ÁLVAREZ, J., 1983. Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides Meso – Cenozoicos. INGEOMINAS, Bol. Geol., 26 (2): 1 – 175. Bogotá.
- ÁLVAREZ, J. & LINARES, E., 1979. Determinación de K/Ar del Batolito de Piedrancha y el Stock de Arboledas, departamento de Nariño. U. Nal., Bol. Cienc. Tierra, 5 – 6: 113 - 118. Medellín.
- ÁLVAREZ, J., ORREGO, A., BOTERO, G. & LINARES, E., 1979. Determinación de K/Ar del Stock de Suárez, Cauca. U. Nal., Bol. Cienc. Tierra, 5 – 6: 39 – 44. Medellín.
- AMOS, B. J. & ROGERS, P. J., 1983. The geology and exploration geochemistry of the Cordillera Tilarán – Montes del Aguacate Gold Field, Costa Rica. Overseas Directorate, British Geology Survey, Report N° 1983/3.

- ANNELLS, R. N., FORERO H. F. & RODRÍGUEZ, C. A., 1988. Geology and gold potential of the Timbiquí and Napi river basins, Cauca Department, Colombia. INGEOMINAS – MISIÓN BRITÁNICA (BGS), Preliminary Report N° 1. 99 p. Cali.
- AQUATER., 1987. Proyecto binacional Tufiño – Chiles – Cerro Negro. Modelo geotérmico, síntesis y recomendaciones, 60 p. Milán.
- ARANGO, J. & PONCE, A., 1980. Reseña explicativa del mapa geológico generalizado del Departamento de Nariño, escala 1: 400.000. INGEOMINAS, informe interno 1818. 40 p. Bogotá.
- ASOCIACIÓN COLOMBIANA DE INGENIERÍA SÍSMICA (AIS); INGEOMINAS; UNIVERSIDAD DE LOS ANDES. 1998. Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia. INGEOMINAS, Publ. Geol. Esp. 252p. Bogotá.
- ASPDEN, J., 1984. The geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the Department of Valle del Cauca. (Sheets 261, 278, 279, 280 and 299). INGEOMINAS – MISIÓN BRITÁNICA (BGS), informe 1959. 61 p. Cali.
- ASPDEN, J. & McCOURT, W. J., 1986. Low-K granitoids from the Western Cordillera of Colombia. Geol. Norandina, (10): 19 - 28.
- ASPDEN, J. & NIVIA, Á. 1984. Mapa geológico preliminar. Plancha 278 Buenaventura. Escala: 1:100.000. INGEOMINAS. Cali.
- ASPDEN, J.; NIVIA, A. & MILLWARD, D., 1985. Mapa geológico de Colombia, escala 1: 100.000, plancha 279 Dagua. INGEOMINAS, Bogotá.
- BAILEY, G. B.; DWYER, J. L.; FRANCICA, J. R. & FENG, M. S., 1984. Update on the use of remote sensing in oil and gas exploration, in Davidson, M. J. And Gottlieb, B. M., eds., Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas, III, Symposium: Dallas, Texas, Southern Methodist University. 231 - 253.
- BALDOCK, J. W., 1982. Geología del Ecuador. Boletín explicativo del mapa geológico, escala 1:1'000.000. División de Investigación Geológico - Minera. 66 p. Quito.
- BARLOW, C., 1981. Radar geology and tectonics implications of the Chocó Basin, Colombia South America, 102 p. Report University of Arkansas.
- BARRERO, D., 1979. Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. INGEOMINAS, Publ. Geol. Esp., 4: 1 - 75. Bogotá.
- BECHON, F. & MONSALVE, M. L., 1991. Activité récente préhistorique du volcan Azufral (SW de la Colombie). C. R. Academie Sciences Paris, 313 (2): 99 - 104.
- BOTERO, G., 1975. Edades radiométricas de algunos plutones colombianos. Rev. Minería, 27 (169 - 179): 8336 - 8342. Medellín.
- BOUMAN, Q., 1965. A geological reconnaissance of the Pacific Coast. Inf. Geol. 806, Centro de Información, GEX, ECOPETROL, Bogotá.
- BOURGOIS, J.; AZEMA, J.; TOURNON, J.; BELLON, H.; CALLE, B.; PARRA, E.; TOUSSAINT, J. F.; GLAÇON, G.; FEIMBERG, H.; De WEVER, P.; ORIGWA, I., 1982. Ages et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la façade Pacifique entre 3° N et 12° N (Colombie, Panama et Costa Rica). Bull. Soc. Geol. France.
- BOURGOIS, J.; CALLE, B.; TOURMON, J. & TOUSSAINT, J., 1982. The Andean ophiolitic megastructure on the Buga – Buenaventura

transverse (Western Cordillera – Valle, Colombia) *Tectonophysics*, 82: 207 – 229.

BOURGOIS, J.; GLACON, G.; GONZÁLEZ, H.; PARRA, E. & TOUSSAINT, J., 1983. Edades Paleoceno y Eoceno inferior en la parte norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Mem. Conf. Geol. Caribe*. 370 p. Cartagena.

BROOK, M., 1984. New radiometric age data from S. W. Colombia: Cali, INGEOMINAS – Misión Británica (BGS). Report N° 10. 25 p.

BUDDINGTON, A. F., 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70 (6): 671 – 747.

BUENO, R. & GOVEA, G., 1976. Potential for exploration and development of hydrocarbons in Atrato Valley and Pacific Coastal and Shelf Basins of Colombia. *American Association Petroleum Geologies*, 25: 318 - 327. Tulsa, Oklahoma.

CALLE, B.; GONZÁLEZ, H.; De La PEÑA, R.; ESCORCE, E.; DURANGO, J. & (9 autores más). 1984. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000, plancha 186 Riosucio. INGEOMINAS Bogotá.

CALLE, B. & SALAZAR, G., 1991. Geología de la plancha 185 Bagadó. INGEOMINAS, informe interno. 96 p. Medellín.

CALLE, B. & SALINAS, R., 1986. Geología y geoquímica de la plancha 165 Carmen de Atrato, escala 1: 100.000. INGEOMINAS, informe 1987. 140 p. Bogotá.

CALLE, B.; TOUSSAINT, J. F.; RESTREPO, J. J. & LINARES, E., 1980. Edades K/Ar de dos plutones de la parte septentrional de la Cordillera Occidental, Colombia. *Geol. Norandina*, (2): 17 – 20. Bogotá.

CARAN, S. C.; WOODRUFF, C. M.; jr. & THOMPSON, E. J. 1981. Lineaments analysis and inference of geologic structure - examples from the Balances / Ouachita trnd of Texas: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions. 31: 59 - 69.

CASE, J.; DURÁN, L.; LÓPEZ, A. & MOORE, W., 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panamá. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 (10): 2685 - 2712.

CASTRO, N. & FEININGER, T., 1965. Geología de la región entre Buriticá y Santa Fé de Antioquia, con especial referencia a la geología económica de un cuerpo andesítico. INGEOMINAS, informe interno. 37 p. Medellín.

CIGOLINI, C. & CHAVES, R., 1986. Geological, petrochemical and metallogenetic characteristics of the Costa Rican gold belt: Contribution to new explorations. *Geologische Rundschau*, 75 (3): 737 – 754.

CORTÉS, G. P. & CALVACHE, M. L., 1996. Geología de los volcanes Chiles y Cerro Negro. INGEOMINAS, informe interno. 53 p. San Juan de Pasto.

CORTÉS, G. P. & CALVACHE, M. L., 1997. Evaluación de la amenaza volcánica del Chiles y Cerro Negro. INGEOMINAS, informe inédito. 43 p. San Juan de Pasto.

COSSIO, U., 1994. Mapa geológico y de ocurrencias minerales del Departamento del Chocó, escala 1: 600.000. INGEOMINAS, 46 p. Bogotá.

COSSIO, U., 2002 a. Geología de las planchas 202 Pilizá, 203 Istmina, 221 Pizarro y 222 Sipí, Departamento del Chocó. INGEOMINAS, 67 p. Bogotá.

COSSIO, U., 2002 b. Geología de las planchas 127 Cupica, 128 Murri, 143 Bahía Solano y 144 Río Tagachí, departamentos

de Chocó y Antioquia. INGEOMINAS, 101 p. Bogotá.

CHEVRON OVERSEAS PETROLEUM INC. 1986. Northwestern Colombia geology. ECOPETROL, informe inédito. Bogotá.

DECOURT, J.; *et al.*, 1985. Programme Tethys: Paleogeodynamic maps of the Caribbean. Bull. Soc. Geol. France, 6: 915 - 919. France.

De PORTA, J., 1974. L'exique Stratigraphique International, 5 Amérique Latine / 4b Colombia, 2eme. partie, Tertiaire et Quaternaire. Centre National de la Recherche Scientifique, 1 - 643. París.

DESMET, A., 1994. Ophiolites et series basaltiques cretacées des regions caraibes et nordandines: bassins marginaux, dorsales au plateaux oceaniques? Tesis Doctorado, U. H. Poincare, 597 p. Nancy.

De SOUZA, H.; ESPINOSA, A.; DELALOYE, M., 1984. K/Ar ages of basic rocks in the Patía Valley, Southwest Colombia. Tectonophysics, 107: 123 - 145. Amsterdam.

DUEÑAS, H. & DUQUE - CARO, H., 1981. Geología del cuadrángulo F - 8. (Planeta Rica). INGEOMINAS, Bol. Geol., 24 (1): 1 - 35. Bogotá.

DUNCAN, R. A. & HARGRAVES, R. B., 1984. Plate tectonics evolution of the Caribbean Region in the mantle reference frame. En: BONINI, W.; HARGRAVES, R. B. & SHAGAN, R. (eds). The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., 162: 81 - 94. Boulder.

DUQUE - CARO H., 1975. Los foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia. Rev. Española de Micropal, 7 (3): 403 - 427.

DUQUE - CARO H., 1979. Major structural elements and evolution of northwestern Colombia, in Watkins, J. S., and Others, eds., Geological and geophysical investigations of continental margins: American Association of Petroleum Geologists 29: 329 - 351.

DUQUE - CARO H., 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. INGEOMINAS, Bol. Geol., 23 (3): 4 - 37. Bogotá.

DUQUE - CARO H., 1984. Estilo estructural, diapirismo y episodios de acrecimiento del terreno Sinú - San Jacinto, en el noroccidente de Colombia. INGEOMINAS, informe interno 1928, Bol. Geol., 27 (2): 29 p. Bogotá.

DUQUE-CARO H., 1985. La Cuenca del Atrato en el bloque del Chocó, Sur América noroccidental y sus implicaciones estratigráficas y estructurales. Mem. VI Congr. Latin. Geol., 1: 61 - 62. Bogotá.

DUQUE-CARO H., 1989. El arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del Noroccidente de la Cordillera Occidental. Mem. V Congr. Col. Geol., 1: 108 - 126. Bucaramanga.

DUQUE-CARO H., 1990 a. El Bloque Chocó en el noroccidente suramericano: Implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas. INGEOMINAS, Bol. Geol., 31 (1): 49 - 71. Bogotá.

DUQUE-CARO H., 1990 b. Estratigrafía, paleoceanografía y paleobiogeografía de la cuenca del Atrato y la evolución de Panamá. INGEOMINAS, Bol. Geol., 31 (1): 3 - 46. Bogotá.

ECOPETROL; GEOTEC & ROBERTSON, 1998. Atlas Sísmico de Colombia. Choco Basin. Bogotá.

- ESPINOSA, J., 1991. Suelos volcánicos en el Ecuador. Colegio de Geógrafos del Ecuador, Estudios de Geografía, 4: 55 - 60. Quito.
- ESTRADA, J., 1995. Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes. Tesis (unpublished) PhD., State University of New York at Binghamton, 172 p. Binghamton.
- ESTRADA, J. J. & VIANA, R., 1993. Geología del área de Anserma – Chinchiná. Mem. VI Congr. Col. Geol., 1: 2 - 21.
- ETAYO, F., 1989. Campaniano a Maestrichtian fossils in the northeastern Western Cordillera, Colombia. Geol. Norandina, (11): 23 – 31. Bogotá.
- ETAYO, F.; GONZÁLEZ, H. & ÁLVAREZ, E., 1980. Mid – Albian ammonites from northern Western Cordillera, Colombia. Geol. Norandina, (2): 25 – 30. Bogotá.
- ETAYO, F.; PARRA, E. & RODRÍGUEZ, G., 1982. Análisis facial del “Grupo Dagua” con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca). Geol. Norandina, (5): 3 – 12. Bogotá.
- ETAYO, F. & 22 autores más. 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Pub. Geol. Esp. INGEOMINAS, 14 (1): 1 - 235 p. Bogotá.
- FELDHAUS, L., MUÑOZ, R., SALAZAR, G. & TISTL, M., 1988. Prospección en semidetalle para metales preciosos asociados con metales básicos en las cuencas de la quebrada La Noche, río Cantugadó, río Ichó y río Comitá, Cordillera Occidental, Departamento del Chocó. INGEOMINAS, informe técnico. 158 p. Medellín.
- FIGUEROA, Y. & NÚÑEZ, A., 1990. Cartografía Geológica de un área en las cabeceras del río San Juan (Chocó). Trabajo de grado. U. Nal. 61p. Bogotá.
- FLEUTY, M., 1964. The description of folds. Proc. Geological Association 75: 461 - 492. London.
- FONTAINE, E., 1991. Evolution pétrologique et géoquimique du complexe de domes du volcan Azufra, Colombie (Amérique du Sud). Projet de fin d'études Université de Montreal, 60 p.
- FONTAINE, E., 1994. Evolution pétrologique et géoquimique du volcan Azufra, Colombie, Amérique du Sud. Tesis Master, Université de Montreal, 215 p.
- FOURCADE, E.; *et al.*, 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paleogeographie et des paleoenvironnements de la Tethys au Tithonique supéricur (138 a 135 Ma) Bull. Soc. Geol. France, 162 (6): 1197 – 1208. France.
- FROST, R. T. C., 1977. Tectonic patterns in the Danish region (as deduced from a comparative analysis of magnetic, Landsat, bathymetric and gravity lineaments): Geologie en Mijnbouw, 56: (4) 351 - 362.
- GALVIS, J., 1980. Un arco de islas en el Occidente Colombiano. Geol. Col., 11: 7 – 43. Bogotá.
- GANSSER, A., 1950. Geological and petrographical notes on Gorgona Island in relation to northwestern South America. Schweizer Mineralog. Petrog. Mitt., 30 (2): 219 – 237.
- GEOMINAS LTDA. 1982. Geología y sismología Hoya del río Mira, Etapa I – Estudio regional. Informe Final, ISA, 101 p. Medellín.
- GEOTEC LTDA., 1988. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1.200.000. Bogotá.
- GEOTEC LTDA., 2003. Geología de los Cinturones Sinú – San Jacinto: planchas 50

Puerto Escondido, 51 Lórica, 59 Mulatos, 60 Canalete, 61 Montería, 69 Necoclí, 70 San Pedro de Urabá, 71 Planeta Rica, 79 Turbo, 80 Tierralta, escala 1: 100.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, 225 p. Bogotá.

GÖBEL, V. & STIBANE, F., 1979. K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental Colombia. U. Nal. Publ. Esp. Geol., 19: 1 – 2. Medellín.

GONZÁLEZ, H., 1993. Mapa geológico del Departamento de Risaralda, escala 1: 200.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.

GONZÁLEZ, H., 1997. Mapa geológico del Departamento de Antioquia, escala 1: 400.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, informe 2199. 232 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H., 2001. Mapa geológico del Departamento de Antioquia, escala 1: 400.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, 240 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. 2002. Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Tonalita de Tatamá, Cordillera Occidental, departamentos de Risaralda y Chocó, INGEOMINAS, 10 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A., 2001. Mapa geológico del Departamento de Córdoba, escala 1: 250.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, 140 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A., 2002 a. Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia, Cordillera Occidental, departamentos de Risaralda, Chocó y Antioquia, INGEOMINAS, Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A., 2002 b. Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, departamentos de Antioquia,

Chocó y Risaralda, INGEOMINAS, 20 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A., 2002 c. Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Monzodiorita de Farallones, Cordillera Occidental, departamentos de Antioquia, Chocó y Risaralda, INGEOMINAS, 12 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H. & LONDOÑO, A. C., 2003. Geología de las planchas 129 Cañasgordas y 145 Urrao, escala 1: 100.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, 117 p. Bogotá.

GONZÁLEZ, H.; ZAPATA, G. & MONTOYA, D., 2002. Memoria explicativa de la plancha 428 Túquerres. INGEOMINAS, informe interno (inérito). 210 p. Medellín.

GOOSSENS, P. J.; ROSE, W. I. & FLÓREZ, A., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1043 – 1052. Ecuador.

GOOSSENS, P. J.; ROSE, W. I. & FLÓREZ, D., 1977. Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1711 – 1720. Boulder, Colorado.

GORMAN, C., 1997. The constructive history and petrology of volcan Cumbal, Southern, Colombia. Arizona State University, Arizona. Master Theses en Science, (inérita). 116p.

GOVEA, C. & AGUILERA, H., 1985. Cuencas sedimentarias de Colombia. I Simposio sobre geología del petróleo y políticas energéticas, Empresa Colombiana de Petróleos, 93 p. Manizales.

GROSSE, E., 1935. Acerca de la geología del sur de Colombia II – Patía y Nariño, compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia – 1917 a 1933, III, 139 – 232. Imprenta Nacional, Bogotá.

GRÓSSER, J., 1989. Geotectonic evolution of the western Cordillera of Colombia: new aspect from geochemical data on volcanic rocks. *J. S. Am. Earth Sci.*, 2 (4): 359 – 369.

GUARÍN, G. & ÁLVAREZ, E., 1977. Geología y geoquímica de los prospectos de pórfido cuprífero en el área de Murindó (sectores La Rica, Jarapeto y Taparos), Municipio de Riosucio, Departamento del Chocó. INGEOMINAS, informe 1738. 169 p. Medellín.

HAFFER, J., 1967. On the geology of the Urabá and northern Chocó regions, NW Colombia. *Colombian Petroleum Company - COLPET. Gr - 351.* 106p. Bogotá.

HALL, R.; ÁLVAREZ, J. & RICO, H., 1972. Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II – A). INGEOMINAS, *Bol. Geol.*, 20 (1): 1 – 85. Bogotá.

HALL & BEATE., 1991. El volcanismo Plio - Cuaternario en los Andes del Ecuador. En: *El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana. Estudios de Geografía N°. 4.* Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito.

HALL, M. & CALLE, J., 1982. Geochronological control for the main tectonic – magmatic events of Ecuador. *Earth Sci. Rev.*, 18: 215 – 239.

HIGGINS, M., 1971. *Cataclastic Rocks.* USGS. Profesional Paper 687. 97p. Washington.

HOYOS, G.; RESTREPO, C. & SALAZAR, J., 1990. Características sedimentotectónicas de la Formación Penderisco en el sector norte de la Cordillera Occidental, Colombia. Tesis de Grado. EAFIT, 290 p. Medellín.

HUBACH, E. 1930. Apreciación de los proyectos de canal interoceánico por el Napipí y por el Truandó, según puntos de

vista geológicos. *Bol. Min. y Petrol.*, 3 (13–18): 15– 4. Bogotá.

HUBACH, E., 1957. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. INGEOMINAS, informe interno 1212. 166 p. Bogotá.

HUBACH, E. & ALVARADO, B., 1934. Geología de los departamentos de Valle y Cauca en especial del carbón. *Serv. Geol. Nal.*, informe 224. 237 p. Bogotá.

ICEL – OLADE. 1983. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de la República de Colombia. CEGOC (1995), 21: 372 p. Bogotá.

I. C. S. C. (Interoceanic Canal Study Commission), 1968. *Geology Final Report Route 25.* Field Director Office Interoceanic Canal Studies Canal Zone Panamá, 2: 1 – 152. Panamá.

INGEOMINAS. 1988. Mapa geológico de Colombia a escala 1: 1.500.000. INGEOMINAS, Bogotá.

INGEOMINAS. 1994. Evaluación sismotectónica de los proyectos hidroeléctricos Penderisco - Murrí. Informe Empresas Públicas Medellín, 32 p.

INGEOMINAS. 1997. Atlas geológico digital de Colombia, versión 1.0. 252 p. Bogotá.

INGEOMINAS–ECOPETROL. 1994. Geología de superficie del área Sinú - San Jacinto Valle Inferior del Magdalena. Mapa geológico escala 1: 250.000. Bogotá.

INGEOMINAS–NACIONES UNIDAS. 1982. Mineralización de cobre – molibdeno en el Municipio de Acandí, Departamento de Chocó. Informe interno Naciones Unidas. Bogotá.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION
ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION.

1987. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99 (3): 440 - 442. Boulder.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION. 1994. *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure.* Amos Salvador (ed.). 2^a ed. *Internat. Union Geol. Sci. Trondheim & Geol. Soc. Am.*, 214 p. Boulder, Colorado.

KEISER, J., 1954. Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental. La geología del flanco oriental de la Cordillera Occidental en la región de San Antonio, Municipio de Jamundí, Valle del Cauca. INGEOMINAS, informe 1046 (inédito). Bogotá.

KERR, A. C.; MARRINER, G. F.; TARNEY, J.; NIVIA, A.; SAUNDERS, A. D.; THIRLWALL, M. F. & SINTON, C. W., 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr - Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38 (6): 677 - 701.

KNOUTH, I., 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, 7 (6): 274 - 277. Boulder, Colorado.

LARSON, R., 1995. Superpluma del Cretácico Medio. *Investigación y Ciencia*, 64 - 69. Madrid.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M. J.; SABINE, P. A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A. R. & ZANETTIN, B., 1989. A classification of igneous rock and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications. 193 p. Oxford.

LONDOÑO, A., 2002. Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia: Granodiorita de Torrá, Cordillera

Occidental, departamentos de Chocó y Valle, INGEOMINAS, 9 p. Bogotá.

LOWELL, J., 1985. *Structural Styles in Petroleum Exploration.* OGCI Publications. 477p. Tulsa.

MARRINER, G. & MILLWARD, D., 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia. The magmatic history of an accretionary plate margin. *Jour. Geol. Soc.*, 141 (3): 473 - 486. London.

MAYA, M., 1992. Catálogo de las dataciones istópicas en Colombia. INGEOMINAS, *Bol. Geol.*, 32 (1 - 3): 127 - 187. Bogotá.

MAYA, M. & GONZÁLEZ, H., 1996. Unidades litodémicas en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. INGEOMINAS, *Bol. Geol.* 35 (2 - 3): 43 - 57.

McCOURT, W. J., 1984. The geology of the Central Cordillera in the Departments of Valle del Cauca, Quindío and (N.W.) Tolima (sheets 243, 261, 262, 280 & 300). INGEOMINAS - Misión Británica (BGS), Report N° 8 (inédito). Cali.

McCOURT, W. & ASPDEN, J., 1984. A plate tectonic model for the Phanerozoic evolution of central and southern Colombia. In *Proc. 10 th. Caribbean Geol. Conf. Cartagena, 1983.*

McCOURT, W.; ASPDEN, J. & BROOK, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Jour. Geol. Soc.*, 141: 831 - 845. London.

MEISSNER, R. O.; FLUEH, E. R.; STIBANE, F. & BERG, E., 1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: *Tectonophysics*, 35: 115 - 136.

- MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, E.; GONZÁLEZ, H. & GROSSE, E. 1983 a. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000, plancha 130 Santa Fé de Antioquia. INGEOMINAS, Bogotá.
- MEJÍA, M.; ÁLVAREZ, E.; GONZÁLEZ, H. & GROSSE, E. 1983 b. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000, plancha 146 Medellín Occidental. INGEOMINAS, Bogotá.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1985. Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. (London: Longman).
- MILLWARD, D.; MARRINER, G. & SAUNDERS, A., 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Jour. Geol. Soc.*, 141: 847 - 860. London.
- MISIÓN BELGA., 1964. Estudio de la cuenca carbonífera del valle del Cauca (cuarta parte). Estudio geológico de las formaciones terciarias del carbón de la cuenca del Valle del Cauca y del Cauca. INGEOMINAS, informe 1473 (inédito), Bogotá.
- MITCHELL, A. H. G. & GARSON, M. S., 1981. Mineral Deposits and Global Tectonics Settings. Academic Press. 405 p.
- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. John Wiley and Sons. 490 p. New York.
- MMAJ – JICA., 1981. Report on Geological Survey of Piedrancha Area - Phase I. 95 p. Apéndices. Tokio.
- MONTOYA, D., 2003. Geología de las planchas 240 Pichimá, 241 Cucurupí, 259 Malagueta, 260 Aguas Claras, escala 1: 100.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.
- MUÑOZ, R., 1989. Contributions to the petrography and geochemistry of cretaceous volcanites of the northern West Cordillera of Colombia. *Mem. V Congr. Col. Geol.*, 1: 61 – 91. Bucaramanga.
- MUÑOZ R.; RODRÍGUEZ G.; COSSIO U.; SALAZAR G. & GUIZA S., 2002. Geología de la plancha 407 y 407 Bis, (en preparación). INGEOMINAS, 90 p.
- MUÑOZ, R; SALINAS, R.; JAMES, M.; BERGMANN, H. & TISTL, M., 1990. Proyecto Condoto: Mineralizaciones primarias de minerales del grupo del Platino y Oro en las cuencas de los ríos Condoto e Iró (Chocó, Colombia). Convenio Colombo – Alemán. Fase 1, informe INGEOMINAS, 304 p. Medellín.
- MURCIA, L. A. & CEPEDA, H., 1991. Mapa geológico de Colombia, plancha 429 Pasto, escala 1:100.000, INGEOMINAS. 18 p. Bogotá.
- NELSON, H. W., 1957. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali. *Leidse Geol. Medel.*, 22: 1 – 76. Leiden.
- NELSON, H. W., 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, sección carretera Cali - Buenaventura. *Serv. Geol. Nal., Bol. Geol.*, 10 (1 - 3): 81 - 108. Bogotá.
- NIVIA, A., 1989. El Terreno Amaime - Volcánica una provincia acrecioanada de basaltos de meseta oceánica. *Mem. V Congr. Col. Geol.*, 1: 1 - 30. Bucaramanga.
- NIVIA, A., 1993. Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar. *Mem. VI Congr. Col. Geol.*, 1: 63 – 79. Medellín.
- NIVIA, A., 1996 a. Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la

Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental un prisma acrecionario. 14 p. Cali.

NIVIA, A., 1996 b. The Bolivar Ultramafic Complex of South Western Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *J. S. Am. Earth Sci.*, 9 (1 – 2): 5968.

NIVIA, A., 1998. Mapa geológico del Departamento del Valle, escala 1: 250.000, memoria explicativa, INGEOMINAS, informe 2320. Cali.

NIVIA, A., 2001. Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca, escala 1: 250.000, memoria explicativa. INGEOMINAS, 148 p. Bogotá.

NIVIA, A. & ASPDEN, J., 1984. Ocurrencia, composición y génesis del oro aluvial en la Cordillera Occidental y en la llanura costera del Departamento del Valle del Cauca – Colombia. INGEOMINAS – MISIÓN BRITÁNICA (BGS), informe 5 (inédito). 16 p. Cali.

NIVIA, A.; GALVIS, N. & MAYA, M., 1997. Mapa geológico de Colombia. Geología de la plancha 242 Zarzal. INGEOMINAS, 84 p. Cali.

NIVIA, Á. & MAYA, M., 1992. Informe de comisión flanco occidental de la serranía de Baudó. INGEOMINAS, informe interno (inédito). 16 p. Medellín.

NOCKOLDS, S. R.; KNOX, R. W. O' B. & CHINNER, G. A., 1978. *Petrology for students*. (Cambridge: Cambridge University Press).

NYGREN, W., 1950. The Bolivar Geosyncline of northwestern South America. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 34 (10): 1998 - 2006.

OLADE. 1982. Estudio de reconocimiento de los recursos geotérmicos de la República de Colombia, informe final. En:

INGEOMINAS, 1985. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*. (CEGOC) XXI, 455 p. Bogotá.

OPPENHEIM, V., 1949. Geología de la costa sur del Pacífico de Colombia. Instituto Geofísico de los Andes Colombianos, Boletín N° 1.

OPPENHEIM, V., 1957. Sinú Basin in Colombia may produce new reserves. *World Oil*.

ORREGO, A., 1975. Geología y ocurrencias minerales de la parte oeste del cuadrángulo N – 6 Popayán. INGEOMINAS, informe 1690 (inédito). 139 p. Bogotá.

ORREGO, A. & PARIS, G., 1991. Cuadrángulo N-6 Popayán: geología, geoquímica y ocurrencias minerales. INGEOMINAS, Bogotá.

ORREGO, A.; ROSSMAN, D. & PARIS, G., 1976. Geología del cuadrángulo N - 6 Popayán. INGEOMINAS, informe 1711 (inédito). Bogotá.

ORTEGA, M. C. R., 1981 - 1982. Complejo ofiolítico en la cuenca del río Guapi. *Bol. Geol. U. I. S.*, 15 (29): 117 - 123. Bucaramanga.

PAGE, W. D., 1986. Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia. Informe de la Woodward – Clyde preparado para ISA. Anexos. 156 p. Medellín.

PARÍS, G. & MARÍN, P., 1979. Generalidades acerca de la geología del Departamento del Cauca, INGEOMINAS, 38 p. Bogotá.

PARRA, E., 1983. Geología y geoquímica de la plancha 223 El Cairo, escala 1: 100.000. INGEOMINAS, informe 1914. 138 p. Bogotá.

PARRA, E.; CABALLERO, H.; MUÑOZ, R.; ZAPATA, G. & ZULUAGA, J., 1984. Mapa

geológico de Colombia, escala 1: 100.000, plancha 223 El Cairo. INGEOMINAS. Bogotá.

PARRA, E. & VELÁSQUEZ, M. E., 2002. Geología de las planchas 447 Ipiales y 447 BIS Tallambí, Departamento de Nariño, escala 1: 100.000. INGEOMINAS, 130 p. Bogotá.

PENNINGTON, W. D., 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *American Journal of Geophysical Research*, 86: 10753 – 10770.

PÉREZ, T.G., 1980. Evolución geológica de la Cuenca Pacífica (Geosinclinal de Bolívar), sector noroccidental de Suramérica. *Bol. Geol. U.I.S.*, 14 (28): 25 – 44. Bucaramanga.

PICHLER, V. H., 1974. Bassischer Magmatismus und Krustenaufbau in südlichem Mittelamerika, Kolumbien und Ecuador. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte*, 2: 102 – 126.

PILGER, R., 1983. Kinetics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotian Arcs. American Geophysical and Geodynamic Service*, 9: 113 – 126.

PILGER, 1983. Cenozoic plate kinematics subduction and magmatism; South American Andes. *Jour. Geol. Soc.*, 141: 793 – 802. London.

RADELLI, L., 1967. Geologie des Andes Colombiennes. Tesis doctorado, U. Grenoble.

RAMÍREZ, C., 1982. El vulcanismo neogénico y cuaternario de Colombia: Cronología y caracterización química petrográfica. Tesis de grado (inéedita). *U. Nal.* 165 p.

RAMÍREZ, O.; ALMINAS, H.; ARIAS, A. & MOSIER, E., 1979. Estudio geoquímico en el área Pantanos – Pegadorcito, municipios de Frontino y Dabeiba, Antioquia. *INGEOMINAS, Bol. Geol.*, 22 (2): 53 – 98. Bogotá.

RESTREPO, J. J. & TOUSSAINT, J. F., 1976. Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia. *Pub. Esp. Geol., U. Nal.* 6: 1 – 24. Medellín.

RESTREPO, J. J. & TOUSSAINT, J. F., 1988. Terranes and Continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11 (3): 189 – 193.

RESTREPO, J. J. & TOUSSAINT, J. F., 1989. Terrenos alóctonos en los Andes Colombianos: Explicación de algunas paradojas. *Mem. V Congr. Col. Geol.*, 1: 92 – 107. Bucaramanga.

RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. & GONZÁLEZ, H., 1981. Edades miopliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, departamentos de Antioquia y Caldas. *Geol. Norandina*, (3): 21 – 26. Bogotá.

RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F.; ZULUAGA, J. & HOYOS, P., 1979. Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental. *U. Nal., Publ. Esp. Geol.*, 20: 1 – 26. Medellín.

ROJAS, O., 1967. Geological transverses in the Chocó region (northwestern Colombia). *Colombian Petroleum Company, COLPET, informe técnico*, Gr – 360: 1 – 68. Bogotá.

SALAZAR, G.; JAMES, M. & TISTL, M., 1991. El Complejo Santa Cecilia - La Equis: Evolución y acreción de un arco magmático en el norte de la Cordillera Occidental, Colombia. *Mem. Simp. magmatismo*

andino y su marco tectónico., 2: 142 – 106. Manizales.

SALINAS, R.; MUÑOZ, R.; BURGATH, K. & TISTL, M., 1992. Mineralizaciones primarias de elementos del Grupo del Platino en el Complejo Ultramáfico Zonado del Alto Condoto, Chocó, Colombia. Convenio Colombo - Alemán, INGEOMINAS, 216 p. Medellín.

SALINAS, R. & TISTL, M., 1991. Rocas básicas y ultrabásicas en la región del Alto Condoto, Cordillera Occidental (Chocó), Colombia. Mem. Simp. magmatismo andino y su marco tectónico., 1: 81 – 98. Manizales.

SAUER, W., 1965. Geología del Ecuador. División de Investigación Geológico – Minera, 64 p. Quito.

SAUNDERS, A. D., 1986. Geochemistry of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Legs 61 and 89; implications for the origin of oceanic flood basalts. En: MOBERLY, R., SCHLANGER, S. O. *et al.* (eds) Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 89. Washington (U. S. Government Printing Office). 499 - 517.

SCHLANGER, S.; JENKYN, H. & PREMOLISILVA, J., 1981. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions. Earth Planetary Scie. Letter, 52: 435 – 449.

SCHUCHERT, CH., 1935. Historical geological of the Antillean Caribbean regions. John Willey & Sons. 1 - 811. New York.

SCHWINN, W. L., 1969. Guidebook of the geology of the Cali area. Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicist, 10 th field trip, 29 p. Bogotá.

SILLITOE, R.; JARAMILLO, L.; DAMON, P.; SHAFIQUILLAH, M. & ESCOBAR, R., 1982. Setting, characteristics and age of the

andean porphyry copper belt in Colombia. Econ. Geol., 77: 1837 - 1850.

STEPHAN, J.; *et al.*, 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to present. Bull. Soc. Geol. France, 6: 915 – 919. France.

STRATA SEARCH. 1986. Programa Pacífico 82, interpretación final. Centro de Información, GEX, ECOPETROL, informe geofísico 1274. Bogotá.

SUÁREZ, M., 1990. Estudio geológico regional e interpretación sísmica estratigráfica en la provincia sedimentaria de la Costa Pacífica. ECOPETROL, informe 2614. Bogotá.

TEXAS PETROLEUM COMPANY, 1990. Informe geológico del área de Asociación Istmina. Centro de información GEX, ECOPETROL, informe geológico 2352. Bogotá.

THOURET, J., 1983. Aspectos y problemas geomorfológicos en la Cordillera Central de Colombia, transecto Parque de los Nevados (introducción y datos iniciales). Studes on tropical ecosystem. 1: 56 – 87. Cramer, Vaduz.

TOUSSAINT, J. F., 1991. El Terreno Cuna y su relación con el Bloque Andino. U. Nal., Bol. Cienc. Tierra, 10: 75 – 94. Medellín.

TOUSSAINT, J. F., 1996. Evolución geológica de Colombia. Cretácico. U. Nal., 3: 1 – 277. Medellín.

TOUSSAINT, J. F. & RESTREPO, J. J., 1987. Collages de Megaterrenos alóctonos en la Cordillera Central de Colombia. Mem. Sem. Gerardo Botero Arango, 175 – 187. Medellín.

TOUSSAINT, J. F. & RESTREPO, J. J., 1988. ¿ Son alóctonos los Andes Colombianos?. U. Nal. Rev. I.C.N.E., 1: 17 – 41. Medellín.

TOUSSAINT, J. F. & RESTREPO, J. J., 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. Mem. V Congr. Col. Geol., 1: 127 - 146. Bucaramanga.

UNESCO., 1972. The surveillance and prediction of volcanic activity: a review of methods and techniques. 166 p. Paris.

VAN DER HAMMEN, Th., 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental y tectogénesis de los Andes Colombianos. INGEOMINAS, informe interno 1279. Bol. Geol., 6 (1 - 3): 56 p. Bogotá.

VAN DER HAMMEN, Th., 1994. La última glaciación en Colombia. Análisis Geográficos 24. IGAC. 69 - 89 p. Bogotá.

VERDUGO, G. & ASPDEN, J.A., 1985. Mapa geológico de Colombia, escala 1: 100.000, plancha 299 Jamundí. INGEOMINAS, Bogotá.

VERDUGO, G. & NIVIA, A., 1985. Reseña explicativa del mapa geológico preliminar, plancha 299 Jamundí. INGEOMINAS, Bogotá.

WISE, D. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P.; HATCHER, R.; KISH, S.; ODOM, A. & SCHAMEL, S., 1984. Fault

- related: Suggestions for terminology. Geology, 10: 392 - 394.

WOODRUFF, C. M. jr. & CARAN, S. C., 1984. Lineaments of Texas - possible surface expressions of deep - seated phenomena: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, final report prepared for U: S: Department of Energy, División of Geothermal Energy, under contrat n° DE-AS07-79ID12057, Geothermal resource assessment for State of Texas, 68 p.

YORY, R.; GALINDO, T. & SAMPER, N., 1980. Alta resolución en zonas potencialmente petrolíferas afectadas por diapirismo de lodo. Empresa Colombiana de Petróleos, XXXIX Reunión a nivel de expertos de Arpel. La Paz (Bolivia).

ZAPATA, G., 1998. Geología y geoquímica de la plancha 204 Pueblo Rico, escala 1: 100.000. INGEOMINAS, informe interno, 68 p. Medellín.

ZAPATA, G., 2002. Geología de las planchas 163 Nuquí, 164 Quibdó, 183 Coquí y 184 Lloró, Departamento del Chocó, escala 1: 100.000. INGEOMINAS, 71 p. Bogotá.

